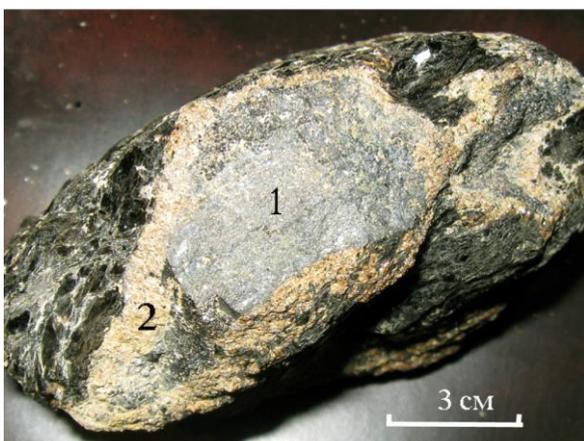
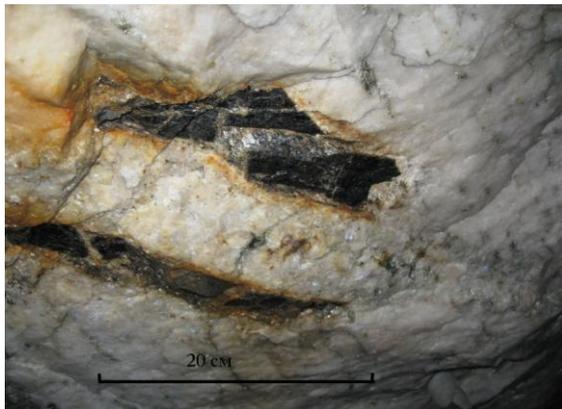


# РАЗВИТИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ РОССИИ



В. Н. Огородников  
Ю. А. Поленов  
И. Л. Недосекова  
А. Н. Савичев



## Гранитные пегматиты, карбонатиты и гидротермалиты Уфалейского метаморфического комплекса

Екатеринбург – 2016

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК · УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ  
им. акад. А. Н. ЗАВАРИЦКОГО

---

МИНОБРНАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение  
высшего образования  
«УРАЛЬСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГОРНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Развитие минерально-сырьевой  
базы России

В. Н. Огородников, Ю. А. Поленов, И. Л. Недосекова,  
А. Н. Савичев

# Гранитные пегматиты, карбонатиты и гидротермалиты Уфалейского метаморфического комплекса

*Научная монография  
Под редакцией академика РАН В. А. Коротеева*

Екатеринбург - 2016

УДК 553.078+549.514.5

О39

Рецензенты: доктор геол.-минерал. наук Холоднов В.В. (ИГиГ УрО РАН)

доктор геол.-минерал. наук, профессор Бабенко В.В. (УГГУ)

**Огородников В. Н., Поленов Ю. А., Недосекева И. Л., Савичев А. Н.**

О39 Гранитные пегматиты, карбонатиты и гидротермалиты Уфалейского метаморфического комплекса; научная монография /Отв. ред. акад. РАН В. А. Коротеев. - Екатеринбург: Изд-во ИГиГ РАН-УГГУ, 2016. 283с.

ISBN 978-5-7691-2467-9

Уфалейский метаморфический комплекс расположен на Южном Урале, он длительное время изучается геологами и учеными различных организаций системы вузов и институтов РАН. Этот комплекс в докембрии и палеозое был неоднократно активизирован, в связи с чем его минерогенезу свойственны полигенность и полихронность. Здесь сосредоточены месторождения и рудопроявления: титаномагнетитовые, керамических, редкоземельных и мусковитовых гранитных пегматитов, редкоземельно-редкометалльных альбититов, карбонатитов, апатитовых нельсонитов с ксенотимом, железистых кварцитов, грейзеновых с молибденитом, кварц-жильных различных онтогенических типов — слюдяногорского, уфалейского, кыштымского, пугачевского и щербаковского. Практически все месторождения приурочены к шовным рифтогенным зонам докембрийского заложения, которые были активизированы во время палеозойской коллизии.

Современное состояние изученности Уфалейского метаморфического комплекса позволяет рассматривать его как объект комплексного минерального сырья, к которому должен быть применен адекватный подход при изучении и освоении.

*Работа выполнена в рамках Программ фундаментальных исследований № 14-23-24-27 Президиума РАН и Интеграционного проекта «Развитие минерально-сырьевой базы России: ...)», руководитель проекта академик РАН В. А. Коротеев, и Президиума УрО РАН № 15-11-5-17. Кроме того, исследования частично финансировались по госзаданию ФАНО по теме 0393-2014-0022 "Геохимические факторы зарождения и эволюции эндогенных рудогенерирующих систем складчатых областей", руководитель доктор геол.-минерал. наук Мурзин В. В.*

ISBN 978-5-7691-2467-9

УДК 553.078+549.514.5

© ИГГ УрО РАН, 2016

© УГГУ, 2016

© Огородников В.Н.

Поленов Ю.А.

Недосекова И.Л.

Савичев А.Н., 2016

## ОГЛАВЛЕНИЕ

|  | Стр.       |
|--|------------|
| ВВЕДЕНИЕ.....  | 4          |
| Глава 1. ИСТОРИЯ МЕТАМОРФОГЕННО-МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ<br>ИССЛЕДОВАНИЙ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ<br>МЕТАМОРФОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ.....                                      | 7          |
| Глава 2. ПРЕОБРАЗОВАНИЕ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ<br>ЮЖНОГО УРАЛА ВО ВРЕМЕНИ И ИХ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ РОЛЬ.....  | 13         |
| Глава 3. ДОКЕМБРИЙСКАЯ МЕТАМОРФОГЕННАЯ МИНЕРАГЕНИЯ<br>УФАЛЕЙСКОГО ГНЕЙСОВО-АМФИБОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА.....   | 63         |
| <b>3.1. Глиноземистая формация щитов древних платформ.....</b>   | <b>70</b>  |
| <b>3.2. Кварцевые жилы метаморфической дифференциации и<br/>        перекристаллизации .....</b>   | <b>91</b>  |
| <b>3.3. Рутилоносные амфиболиты.....</b>   | <b>95</b>  |
| <b>3.4. Метаморфогенные кварциты.....</b>  | <b>100</b> |
| Глава 4. ДОКЕМБРИЙСКИЕ РИФТОГЕННЫЕ МАГМАТОГЕННО-<br>МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ПРОЯВЛЕНИЯ УФАЛЕЙСКОГО<br>ГНЕЙСОВО-АМФИБОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА.....                      | 107        |
| <b>4.1. Титаномagnetитовое оруденение.....</b>   | <b>109</b> |
| <b>4.2. Минерагения рифейских метагипербазитов.....</b>  | <b>113</b> |
| Глава 5. ДОКЕМБРИЙСКИЕ ГРАНИТНЫЕ ПЕГМАТИТЫ, КАРБОНАТИТЫ И<br>ГИДРОТЕРМАЛИТЫ УФАЛЕЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА –<br>ОБЪЕКТЫ ПОЛИГЕННОГО И ПОЛИХРОННОГО ОРУДЕНЕНИЯ..... | 122        |
| <b>5.1. Докембрийские анортоклазовые гигантомигматиты<br/>        (керамические, редкоземельные пегматиты).....</b>  | <b>132</b> |
| <b>5.2. Докембрийские щелочные метасоматиты шовных зон<br/>        (редкометалльные альбититы, карбонатиты и гидротермалиты).....</b>                                      | <b>148</b> |
| Глава 6. ПАЛЕОЗОЙСКИЕ МЕТАМОРФОГЕННО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ<br>ГРАНИТНЫЕ ПЕГМАТИТЫ И ГИДРОТЕРМАЛИТЫ УФАЛЕЙСКОГО<br>МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА.....                               | 187        |
| <b>6.1. Раннепалеозойские гидротермалиты уфалейского комплекса.....</b>  | <b>189</b> |
| <b>6.2. Мусковитовые пегматиты уфалейского гнейсово-амфиболитового<br/>        комплекса.....</b>  | <b>207</b> |
| <b>6.3. Кварц-жильные тела выполнения палеозойского коллизионного<br/>        этапа.....</b>   | <b>214</b> |
| <b>6.4. Кварц-жильные тела гранулированного кварца.....</b>  | <b>221</b> |
| Глава 7. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ КВАРЦ-ЖИЛЬНЫХ<br>ОБРАЗОВАНИЙ УФАЛЕЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА<br>И ЕЕ ПРАКТИЧЕСКОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ.....                                | 226        |
| <b>7.1. Результаты исследования типоморфных признаков разных типов<br/>        жильного кварца методами ЭПР и ИК-спектроскопии.....</b>                                    | <b>232</b> |
| <b>7.2. Размещение кварц-жильных генотипов в уфалейском<br/>        метаморфическом комплексе.....</b>   | <b>237</b> |
| ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....  | 248        |
| СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....   | 253        |

## ВВЕДЕНИЕ

Уфалейский гнейсово-амфиболитовый метаморфический комплекс давно привлекает внимание геологов и ученых различных производственных организаций и научных организаций вузов и Академии наук РФ.

Этот комплекс в докембрии и палеозое был неоднократно активизирован, в связи с чем его минерагении свойственны полигенность и полихронность. Здесь сосредоточены месторождения и рудопроявления: титаномагнетитовые, керамических, редкоземельных и мусковитовых гранитных пегматитов, редкоземельно-редкометалльных альбититов, карбонатитов, апатитовых нельсонитов с тантало-ниобатами, железистых кварцитов, грейзеновых с молибденитом, кварцевых жил различных онтогенических типов.

Первые сведения по геологическому строению метаморфического комплекса и ряда месторождений относятся к концу XIX и началу XX столетий.

Основное изучение Уфалейского метаморфического комплекса началось в послевоенные годы с упором на титаномагнетитовые и магнетитовые месторождения, активно изучалось Слюдяногорское месторождение мусковита, а также проявления рутила, антофиллит-асбеста, кианита и жильного кварца: Г. Н. Вертушков (1953-1960), Г. Гарань (1940-1960), Д. П. Грознецкий (1960-1963), Г. А. Кейльман (1964-1974), Ю. А. Соколов (1963-1972), В. И. Якшин (1963-1975), Е. П. Мельников (1960-1972), А. И. Белковский (1972-1979), И. Я. Дядькина (1963-1973) и другие.

Месторождения железистых кварцитов широко проявлены в обрамлении Уфалейского комплекса (Анциферовское, Маукское, Захаровское, Теплогорское, Бароновское и др.). Большинство месторождений открыто еще в конце XIX века, и на некоторых велись эксплуатационные работы. Железные руды района и Слюдяногорское месторождение мусковита изучали А. П. Карпинский (1881), А. Зайцев (1884), А. Д. Николаев (1902), М. О. Клер (1927), Д. С. Белянкин, Г. А. Соколов (1933), И. И. Малышев и др. (1934), А. С. Амельдинов (1937, 1947), П. П. Скабичевский (1940). По данным Г. Н. Вертушкова (1958), железистые кварциты залегают в виде протяженного горизонта, который на отдельных участках уничтожен гранитизацией в процессе метаморфического преобразования Уфалейского комплекса.

В 1972-1974 гг. на месторождениях железистых кварцитов проводились поисково-оценочные работы Челябинской геологоразведочной экспедиции под руководством А. И. Белковского. Большой вклад в их изучение внесли также Ю. А. Соколов (1963, 1972), Д. А. Михайлов (1977, 1979), Г. А. Кейльман, Г. А. Глушкова (1974, 1977, 1979), В. Н. Лукошков (1971, 1979). В этих работах впервые упоминалось, что образование железистых кварцитов сопровождалось процессами карбонатизации. В настоящее время установлено, что руды этих месторождений являются продуктом развития карбонатитов (Огородников и др., 2007; Попов и др., 2014).

Карбонатиты и нельсониты Уфалейского комплекса впервые были описаны Н. В. Свяжиным и В. Я. Левиным (1965) и продолжены В. Я. Левиным и др., (1995, 1997). В сопоставлении с карбонатитами Ильменогорско-Вишневогорского комплекса (ИВК) выявилось их кардинальное различие: карбонатиты ИВК имеют цериевую специализацию, а карбонатиты Уфалейского комплекса — иттриевую специализацию (Огородников и др., 2007).

Слюдяногорское месторождение мусковита занимает особое место среди всех слюдяных месторождений России. Специфическим является здесь как ассоциация с существенно амфиболовыми породами, так и характер слюдоносных тел — их трудно назвать пегматитовыми в полном смысле слова (Кулешов и др., 1961). Слюдяногорское месторождение известно с 1884 г. С 1924 по 1965 годы оно эксплуатировалось. Д. П. Грознецкий (1963) обращал внимание на отличие данного месторождения от классических (Мамский район, Карелия) наличием тел альбититов и практически полным отсутствием

«графики», характерной для гранитных пегматитов. Слюда имеет необычный зеленый цвет и обладает пониженными электроизоляционными свойствами. Б. Г. Лутцем и Д. А. Минеевым (1967) впервые описаны и дана полная минералого-геохимическая характеристика редкоземельных и Nb-Ta – минералов. Кроме того, упоминалось о высоком содержании редкоземельных элементов в кальците (0,17%) и породобразующих минералах, которое прошло в кругах ученых незамеченным. О редкоземельных альбититах и карбонатитах заговорили уже после 2000 года.

Все исследования геологического строения Уфалейского метаморфического комплекса и закономерностей размещения кварцевых жил в его пределах можно разделить на три этапа: первый этап — до 1933 года; второй — 1933-1963 годы; третий - с 1963 г. по настоящее время.

Первый этап характеризуется отрывочными сведениями общего характера. Специальных исследований на кварц в это время не проводилось.

Отличительной чертой второго этапа исследований является проведение специализированных поисково-разведочных работ на кварц для плавки и более обстоятельное изучение кварцевых жил при геологических съемках и разведке на другие полезные ископаемые. Пригодным сырьем для плавки считались прозрачный кварц и горный хрусталь, поэтому работы того времени были направлены на их поиски.

Работами тематической партии экспедиции 101 в 1959 году установлена возможность использования гранулированного кварца для плавки прозрачного стекла. Выход крупки, общие запасы гранулированного кварца оказались несравненно выше, а себестоимость обогащенной крупки значительно ниже, чем прозрачного кварца (Щеколдин, 1961).

В связи с этим в 1960 г. Кыштымская партия (впоследствии партия № 3) переходит к поискам и разведке месторождений гранулированного кварца сначала в пределах Уфалейского, а затем Сысертско-Ильменогорского комплексов. С этого момента начинается третий этап в изучении кварца Уфалейского комплекса.

В 1963 году Кыштымская партия провела поиски масштаба 1:10000 в полосе кристаллических сланцев к северу и югу от пос. Слюдорудник. Выявлено 178 кварцпроявлений: из них 11 с прозрачным кварцем, остальные с молочно-белым и гранулированным. В 1968 г. поиски и разведка жил с прозрачным кварцем продолжались, но уже в отчете по этим работам рекомендуется направлять основные усилия на опробование жил гранулированного кварца (Щеколдин, 1968).

Значительные по масштабам кварц-жильные тела были выявлены при разведке Слюдяногорского месторождения мусковита. Аспирантка кафедры минералогии СГИ Зверева Г. Ф. В своей диссертации показала, что кварц Слюдяногорского месторождения мусковита является идентичным гранулированному кварцу Кыштымского месторождения, и оценила их запасы — 729,9 тыс. т. (Зверева, 1975).

За более чем 30-летний период ведения планомерных специализированных работ в их логической последовательности от общих и детальных поисков до стадии предварительной разведки здесь были выявлены, разведаны и переданы в промышленную эксплуатацию следующие месторождения гранулированного кварца: Кыштымское, Маукское, Кузнечихинское, Агордяшское. Кварц этих месторождений соответствовал техническим требованиям того времени (ТУ41-07-217-82), а из отдельных жил Кузнечихинского месторождения — сорту КПП ТУ41-07-034-87. С середины 60-х годов на месторождениях развернулись интенсивные эксплуатационные работы, которые привели к быстрой отработке отдельных месторождений (Маукское) и существенному сокращению запасов в других месторождениях.

При этом обрабатывались, как правило, наиболее крупные, выходящие на поверхность жилы с наиболее высококачественным сырьем. К настоящему времени отработано порядка 600 тыс. т. Балансовых на то время запасов, а из оставшихся около 900 тыс. т. более 50 % приходится на нижние горизонты жилы № 175, доступные для разработки лишь подземным способом (к тому же жильный кварц здесь отличается повышенной минерализацией).

Отработаны полностью или частично в своей наилучшей части жилы №№ 191, 192, 193 Кузнечихинского месторождения, кварц которых использовался для производства изделий микроэлектроники. Все оставшиеся запасы жильного кварца требуют технологической и геолого-экономической переоценки (Страшненко, 2002).

Несмотря на казалось бы детальную изученность восточного сегмента Уфалейского комплекса, в нем есть отдельные секторы, практически полностью не изученные специализированными работами, что не исключает выявление новых месторождений гранулированного кварца. Возможно также наращивание его запасов на уже опосредованных площадях за счет выявления скрытых жил и более детального изучения зафиксированных, но не проверенных горно-буровыми работами кварцпроявлений. Практически полностью не изученным остается слабообнаженный западный сегмент Уфалейского комплекса (Страшненко, 2002).

Детальное изучение авторским коллективом Уфалейского метаморфического комплекса с 2000 года показало, что он представляет собой объект комплексного минерального сырья, формировавшийся с карельской эпохи складчатости. В палеозойскую коллизию он претерпел кардинальную перестройку, в связи с чем к нему должен быть применен адекватный подход при изучении и освоении. В целом перспективы Уфалейского комплекса на высококачественный жильный кварц далеко не исчерпаны, а оценку на редкие земли и тантало-ниобиевую минерализацию никто не проводил.

## **Глава 1. ИСТОРИЯ МЕТАМОРФОГЕННО-МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ МЕТАМОРФОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ**

Металлогения – молодая наука, зародившаяся в нашей стране. Ее возникновение и становление связано с именами А. А. Абдулина, А. Г. Бетехтина, Ю. А. Билибина, Ф. И. Вольфсона, А. Н. Заварицкого, Д. С. Коржинского, Г. А. Магакьяна, Л. Н. Овчинникова, Д. В. Рундквиста, К. И. Сатпаева, В. И. Смирнова, С. С. Смирнова, Г. А. Твалчрелидзе, А. Д. Щеглова и многих других ученых. По своему содержанию металлогения – ветвь науки о геологических месторождениях металлов в земной коре. Более широкий смысл придается термину «минерагения», охватывающему изучение месторождений как металлических, так и неметаллических полезных ископаемых.

Развитие науки о рудообразовании базируется на всестороннем изучении различных по условиям залегания и способам образования рудных месторождений, расположенных на всех континентах мира и во всех известных структурных и фациальных зонах.

Понять историю формирования месторождений можно лишь при условии, если геолог хотя бы в общем виде имеет представление об источниках или о природе рудообразующих растворов. Вместе с тем проблема природы рудообразующих растворов и веществ является одной из наиболее сложных и дискуссионных в учении о рудообразовании (Белевцев и др., 1974).

Наиболее распространенной точкой зрения на источники рудного вещества эндогенных месторождений все же является плутоно-магматическая, согласно которой рудные компоненты выносились из магматического очага в период его становления. Поэтому исследователи пристально изучают магматические породы, определяется их металлогеническая специализация, по которой высказываются предположения о генетической связи месторождений, расположенных пространственно вблизи магматических тел.

Изучение многих месторождений, расположенных среди метаморфических и гранитизированных пород древних щитов, дало возможность увидеть такие их особенности, которые нельзя объяснить представлениями о плутоно-гидротермальном генезисе. В связи с этим получило развитие на современной геолого-, физико-химической основе введенное в науку более века назад понятие о метаморфогенном рудообразовании (Белевцев, 1979).

По мнению современных петрологов, всякая кислая магма образовалась в земной коре как продукт палингенеза различных метаморфических пород вулканогенного или осадочного происхождения. Теория подобного рода магматического замещения была разработана Д. С. Коржинским (1973), согласно которой внедрение в слоистые толщи поднимающихся из глубины магм происходит в сопровождении потоков фильтрующихся через расплавы флюидов, названных трансмагматическими. Они насыщались компонентами внедряющейся магмы и растворяли главным образом избыточные по отношению к ней компоненты, способствуя продвижению магмы во вмещающие породы и селективному усвоению магмой компонентов замещаемых слоистых толщ. Этот процесс наглядно выражен в образовании мигматитов – промежуточных пород, в которых сохраняется еще много материала субстрата, замещаемого гранитной магмой с образованием сложных инъекций, послойных и жилковидных внедрений. При этом замещаемый гранитной магмой субстрат подвергается метаморфическим преобразованиям с изменением исходного состава в направлении приближения к составу внедряющегося гранита под воздействием трансмагматических флюидов (Судовиков, 1955; Менерт, 1971; Кейльман, 1963, 1974; Маракушев, Бобров, 2005).

Во многих районах с древними комплексами и высокими ступенями метаморфизма пород рудные месторождения, несомненно, образовались метаморфогенным путем в результате действия рудообразующих растворов, возникших при обезвоживании пород вследствие регионального метаморфизма. Развитие учения о метаморфогенных полезных ископаемых теснейшим образом связано с развитием учения о метаморфизме, так как

образование определяется совокупностью эндогенных процессов, приводящих к формированию различных метаморфических поясов (Основы..., 1984).

Первое толкование генезиса метаморфоогенных месторождений, приближающееся к современному уровню геологических знаний, было дано К. И. Богдановичем (1913). Главная его заслуга заключается в том, что все месторождения были подразделены на два класса: метаморфические и метаморфизованные. Одним из главных процессов при рудообразовании К. И. Богданович считал региональный метаморфизм. Деление на метаморфические и метаморфизованные месторождения поддержали ряд советских ученых (Бетехтин и др., 1946; Татаринев, 1955; Смирнов, 1969; Белевцев, Горошников, 1981). В наиболее строгой форме оно было сформулировано в свое время в учебниках А. Г. Бетехтина (Курс месторождений..., 1946, 1964) и П. М. Татариневой (1955). Очень ценная сводка в этом направлении была сделана Д. И. Горжевским, В. Н. Козаренко (1965) и Н. Л. Добрецовым (1975). Основное значение этих работ состоит в том, что ее авторы, во-первых, сделали попытку подразделить метаморфизованные и метаморфические месторождения в рамках фаций и субфаций регионального метаморфизма. Во-вторых, они выделили группы рудных формаций: 1) областей архейской и протерозойской складчатости в пределах щитов и кристаллического основания платформ; 2) областей фанерозойской складчатости, обрамляющей кратоны; 3) зон глубинных разломов.

За этот период были проведены детальные геолого-петрологические исследования глиноземистых формаций метаосадочного семейства прометаморфического класса (Головенев, 1977). И. В. Бельков установил также полиметаморфическую эволюцию формирования свиты Кейв, тем самым показав минерагеническое значение метаморфизма при формировании месторождений кианита (Бельков, 1963; Основы..., 1984). В. А. Буряк в процессе многолетних работ, сосредоточенных в пределах крупнейшего Ленского горно-промышленного района Байкало-Патомского нагорья, обосновал метаморфоогенный генезис золотого оруденения Байкальской горной области (Буряк, 1982).

В конце XX столетия в Советском Союзе существовало пять основных школ исследователей метаморфизма и связанного с ним рудообразования.

Московская школа изучения процессов метаморфического рудогенеза отличается петрологической направленностью исследований рудовмещающих комплексов с применением точных физико-химических методов парагенетического анализа, разработанного Д. С. Коржинским и его последователями. Поэтому изучение рудных формаций характеризуется в основном восстановлением термодинамического режима рудогенеза, процессов миграции компонентов и способов их отложения. В этом плане был опубликован ряд работ (Коржинский, 1953, 1957; Маракушев, 1973; Шабынин, 1974; Жариков, 1968; Кориковский, 1967, 1969; Перцев, 1971), основные выводы которых получили достаточно широкое распространение среди советских и зарубежных ученых и повлияли в той или иной мере на развитие и тематическую направленность подобных исследований других научных школ.

Развитие и постановка исследований метаморфического рудогенеза в ленинградской школе метаморфистов отличает геологическая и структурно-метаморфическая направленность проводимых работ, которые являются базисом для применения методов парагенетического анализа. Особенно большое значение для развития металлогенических исследований имели построения Н. Г. Судовикова, которые были сделаны на основании теоретического обобщения закономерностей явлений мигматизации-гранитизации (Судовиков, 1939, 1955) и регионального метаморфизма (Судовиков, 1954; Геология докембрия..., 1959). основополагающей работой в плане решения металлогенических проблем явилась обобщающая монография Н. Г. Судовикова «Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии» (1964). Кроме этих крупных обобщающих работ проводились исследования отдельных характерных для докембрия рудных формаций: титаномагнетитовой (Кратц, 1957; Масленников, 1957), магнетитовой (Бондаренко, 1960), высокоглиноземистой (Прияткина, 1960; Бельков, 1963), апатитоносной (Дав, 1959). М. Е.

Салье на основе карты метаморфизма восточной части Балтийского щита составила первую карту пегматитоносности (Салье, 1975; Салье, Глебовицкий, 1976). Большой размах приняли исследования магнезиальных скарнов на Витимо-Алданском щите (Михайлов, 1973). Большое значение для развития металлогенических исследований имели работы В. А. Глебовицкого, Н. И. Московченко и С. И. Турченко на Балтийском щите по выявлению металлогенической специализации сульфидного оруденения (Глебовицкий, Турченко, 1970; Московченко, Турченко, 1975). Изучение хрусталеносных формаций и формаций гранулированного кварца ортометаморфических месторождений, проведенное Ю. М. Соколовым, вскрыло прямую генетическую связь процессов хрусталеобразования с диафторезом амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (Минерагения..., 1977). Свои представления о металлогении метаморфогенных месторождений Прибайкалья опубликовал В. Г. Кушев с сотрудниками (Кушев, 1974; Кушев и др., 1975, 1983; Руденко, 1978). В. Г. Кушевым (1972) произведен металлогенический анализ низкотемпературных натровых метасоматитов докембрийских щитов мира и связанных с ними рудных формаций.

Среди работ новосибирской школы, возглавляемой В. С. Соболевым, отметим исследования группы Н. Л. Добрецова, которая активно развивала формационный подход при изучении метаморфогенных месторождений. В основе его лежит достаточно очевидная идея, что общие особенности пространственно-временной локализации метаморфогенных месторождений определяются главным образом составом вмещающих пород и особенностями процесса метаморфизма и сопутствующего метасоматоза. Была опубликована серия монографий (Добрецов и др., 1970, 1972, 1974), посвященных общетеоретическим вопросам метаморфизма, где детально разобраны главные факторы метаморфизма и разработана новая схема фаций метаморфизма, которая не потеряла своей актуальности до настоящего времени. Большое внимание данная группа исследователей уделяла изучению высокобарических глаукофансланцевых и эклогит-глаукофансланцевых комплексов (Добрецов, 1974, 1980). В 1975 году были опубликованы представления о метаморфических формациях и была дана классификация метаморфогенных месторождений полезных ископаемых (Добрецов, 1975). За серию монографий группа В. С. Соболева и Н. Л. Добрецова получила Государственную премию СССР.

Исключительно широкий размах на Украине получило изучение типичных метаморфогенных рудных формаций Я. Н. Белевцевым (1964) с большой группой украинских исследователей (Белевцев, Мельник, 1959; Белевцев, Стрыгин, 1960; Железорудные ..., 1980; Белевцев, Епатко, 1981). Ими был опубликован огромный материал по месторождениям железистых кварцитов Украинского щита и КМА, позволяющий утверждать ведущее значение при метаморфическом рудогенезе прогрессивного этапа регионального метаморфизма. По геологическим условиям метаморфогенного рудообразования ими были выделены три подкласса месторождений — метаморфизованные, метаморфические и ультраметаморфические (Белевцев, 1990).

Источниками рудного вещества при образовании метаморфизованных месторождений были сами вмещающие породы, так как рудный процесс состоял в перекристаллизации рудного материала, вследствие чего порода приобретала новые технологические свойства и становилась рудой. Метаморфические месторождения сохраняют геохимические особенности, характерные для пород, среди которых они залегают.

С ультраметаморфическими процессами (гранитизацией) связана интенсивная миграция железа, кальция, магния, меди, ванадия, свинца, цинка, урана и других элементов из полей интенсивной гранитизации. Гранитизация вызывает процесс магнезиального, железного, щелочного, углекислого и других типов метасоматоза, с которыми генетически связано возникновение титаномагнетитовых, силикатных, редкоземельных и других рудных и нерудных скоплений и месторождений (Белевцев, 1979).

Роль Урала как геологической и минерально-сырьевой базы России исключительно велика. Проблему металлогении (минерагении) Урала первым затронул Б. М. Романов, связав ее с магматизмом и геологическим районированием. Е. Е. Захаров (1938) опубликовал

металлогенический очерк Урала с кратким изложением металлогении различных магматических пород и выделением эпох металлогенеза. К этому времени уже вышли из печати обстоятельные работы Н. К. Высоцкого (1925) о распространении месторождений платины и А. Н. Заварицкого (1928, 1930) с детальным обзором распространения месторождений меди различного происхождения, а также ряд его монографий и статей по железорудным месторождениям – «Гора Магнитная», Бакал и др. (Заварицкий, 1963).

В 70-е годы прошлого столетия сформировалась Уральская школа метаморфистов, где процессы метаморфогенного оруденения базируются на детальном картировании и изучении геологии месторождений полезных ископаемых. Основа такого подхода заложена работами Г. А. Кейльмана (1974, 1977), который рассмотрел разнообразный комплекс метаморфогенных полезных ископаемых (мусковит, кианит, кварц, антофиллит-асбест и др.) в эволюции и становлении гнейсово-мигматитовых комплексов Урала.

К этому времени на Урале легкооткрываемые рудные месторождения, выходящие на поверхность, были в основном выявлены. Для поисков рудных залежей, не выходящих на поверхность, нужна была новая научная основа. Фундаментом такой основы явилась теория «тектоники плит». В 70-е годы эта теория была применена к Уральскому складчатому поясу академиком А. В. Пейве, А. С. Перфильевым, С. Н. Ивановым, В. М. Нечеухиным. Под их руководством в 1976 году на принципах теории тектоники плит была составлена новая тектоническая карта Урала, явившаяся основой прогнозирования и поисков рудных и нерудных месторождений, и объяснительная записка к ней в виде отдельной монографии «Тектоника Урала» (Пейве и др., 1976).

Важную роль в создании научных основ поиска глубинных рудных месторождений на Урале с использованием достижений металлогении с позиции тектоники плит сыграли в то время исследования В. А. Коротеева, В. М. Нечеухина, В. Н. Сазонова, В. А. Прокина и др. (1990), В. М. Нечеухина и др. (1986), Г. Н. Савельевой (1987), В. В. Масленникова (1999) и многих других.

Большой вклад в создание рудной минерально-сырьевой базы Урала внесли разработки научных основ в 80-е годы, выполненные Л. Н. Овчинниковым, рассмотревшим образование рудных месторождений вообще и Урала в частности (Овчинников, 1988), проблемы теоретической и прикладной геохимии на уральских примерах (Овчинников, 1990), совместно с Р. И. Лутковым и Ф. Я. Корытовым (1983, 1986) - геохимические типы и зональность колчеданного оруденения Урала, а также глубинные факторы размещения эндогенного рудообразования. Несколько позже, уже в 1990-е годы, Л. Н. Овчинников совместно с Е. М. Ананьевой и Р. И. Лутковым и др. (1996) рассмотрели металлогеническую специализацию уральских геоструктур, структурно-формационных зон и блоков земной коры на основе всестороннего пространственно-статистического анализа размещения полезных ископаемых в сейсмических, гравитационных и магнитных полях Урала, а несколько позже опубликовал свою последнюю фундаментальную монографию «Полезные ископаемые и металлогения Урала» (Овчинников, 1998).

80-е годы отмечаются разработкой научных основ условий формирования рудных месторождений при процессах тектоно-магматической активизации, метаморфизма и метасоматизма, создания прогнозно-металлогенических и геолого-картографических основ для поисково-разведочных работ. К. К. Золоевым, В. М. Нечеухиным, В. А. Прокиным совместно с В. Б. Болтыровым, Г. А. Кейльманом разработаны пространственно-временные фациальные условия образования эндогенных рудных месторождений (1988). К. К. Золоевым совместно с Г. А. Кейльманом опубликована работа «Изучение метаморфических комплексов (1989), издана «Карта геологических типов и фаций метаморфизма Урала» (1991) совместно с коллективом соавторов, которые использовались в качестве методической базы, способствовали поискам, геологическому картированию и изучению месторождений метаморфогенно-метасоматического типа, созданию прогнозно-поисковых основ для выявления новых рудоносных структур.

К. К. Золоев и Б. А. Попов с коллегами (1986) впервые для Урала рассмотрели главные этапы тектономагматической активизации (ТМА) на Урале, размещение в регионе основных областей ТМА, выделив типоморфные в них оруденения, главными из которых являются редкометально-редкоземельное, молибденитовое и вольфрамовое. В 2004 году опубликована обобщающая монография «Минерагения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала» (Золоев и др., 2004).

Поиски рудного золота долгое время находились в плену консервативных представлений о резком преобладании на Урале оруденения собственно золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой рудных формаций. Это сдерживало открытие в регионе нетрадиционных для золота типов прожилково-вкрапленного оруденения. В 1980-е и 1990-е годы сотрудниками ИГГ УрО РАН совместно с работниками ПГО «Уралгеология» под руководством и при непосредственном участии В. Н. Сазонова, В. Н. Огородникова, В. А. Коротеева, В. Н. Хрыпова, Б. А. Попова и других геологов были установлены широко проявленные в разных структурах Урала процессы низкотемпературного гидротермального метасоматоза в терригенно-карбонатных и вулканогенно-осадочных образованиях под флюидным воздействием более молодых гранитоидов. Это послужило основанием для создания принципиально новых научно-прогнозных разработок для поиска в регионе нетрадиционных типов рудного золота, нашедших отражение в многочисленных публикациях указанных авторов и сводной монографии В. Н. Сазонова, В. Н. Огородникова, В. А. Коротеева, Ю. А. Поленова «Месторождения золота Урала» (2001).

В конце 1980-х годов и до последнего времени К. К. Золоевым возглавлялись научные исследования по платиноносности геологических комплексов Урала. В этих работах постоянно участвует В. Н. Хрыпов, исследования проводятся совместно с Институтом геологии и геохимии УрО РАН. Разработана геолого-промышленная, рудно-формационная классификация уральских месторождений металлов платиновой группы, составлены прогнозно-минерагенические карты разных масштабов, критерии поиска и прогнозов платиноидов. Результаты опубликованы в многочисленных научных статьях и монографии (Золоев и др., 2001).

В результате многолетних научно-производственных работ с созданием разномасштабных прогнозно-металлогенических карт оценены прогнозные ресурсы месторождений хризотил-асбеста и антофиллит-асбеста, научно обоснованы перспективные площади для поисково-разведочных работ (Золоев и др., 1972, 1973; Баженовское., 1985).

Наиболее важное промышленное значение для Урала имеют магматические и скарново-магнетитовые железорудные месторождения. Показаны закономерности размещения, условия локализации и формирования этих типов месторождений. На этой основе разработаны региональные и локальные геодинамические (Прокин и др., 1993; Коротеев и др., 2001 и др.), магматические, структурно-тектонические, геофизические и петро-геохимические критерии прогнозирования железорудных месторождений Урала (Овчинников, 1992, 1998; Полтавец и др., 2001).

С. Н. Ивановым и В. А. Прокиным проведено капитальное изучение медноколчеданных месторождений Урала, был установлен комплекс ведущих признаков, позволяющих отличать типично колчеданные месторождения от других типов сульфидных месторождений (Иванов, 1966; Иванов, Ракчеев, 1976; Контарь, 2013 и др.). Открытие в океанских рифтах и задуговых бассейнах подводных труб «черных курильщиков» и продуктов их подводного разрушения подтвердило и дополнило предложенную «придонно-гидротермальную» модель формирования колчеданных месторождений Урала. Были выявлены морфоструктурные и фациальные признаки сходства некоторых уральских колчеданных месторождений с сульфидными холмами «черных курильщиков» (Зайков, Масленников, 1987; Зайков, 1991; Масленников, 1991, 1999). Созданы научные основы единой минералого-геохимической теории, показывающей взаимодействие процессов седиментогенеза, гальмиролиза и экогенеза при формировании руд и околорудных отложений колчеданосных палеогидротермальных полей (Масленников, 1999).

Урал является основной сырьевой базой алюминиевой промышленности Российской Федерации. Большой вклад в геологическое изучение месторождений бокситов и прогноз бокситоносности внесли Н. А. Каржавин, А. Н. Ходалевич, А. К. Гладковский, А. Д. Архангельский, Д. В. Наливкин, А. В. Пейве, Е. С. Гуткин и многие другие. Данные по закономерностям размещения, геодинамические условия локализации и условия формирования бокситов обобщены в монографии Л. Н. Овчинникова (1998).

Авторами данной работы в последнее время в пределах шовных зон в структурах Среднего и Южного Урала установлено полигенное и полихронное оруденение, пространственно и генетически сопряженное образование кианитовых кварцитов, редкоземельных, редкометальных и мусковитовых пегматитов, золоторудных, кварц-жильных и хрусталеносных месторождений в единых геологических структурах, в результате эволюции гидротермальной системы во времени и пространстве (Огородников, Сазонов, 1991; Огородников, 1993; Огородников и др., 2004, 2007; Коротеев, Сазонов, 2005; Поленов, 2009; Коротеев и др., 2010; Огородников и др., 2012, 2014). Выявленные закономерности значительно расширяют возможности научного прогноза месторождений горного хрусталя, высокоглиноземистого сырья, золота и новых комплексных месторождений в ранее считавшихся бесперспективными территориях.

За фундаментальную научную работу «Создание научных основ развития рудной минерально-сырьевой базы Урала» большой группе академиков, членам-корреспондентов и профессоров, длительное время проработавших на Урале, была вручена «ПРЕМИЯ ПРАВИТЕЛЬСТВА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ В ОБЛАСТИ НАУКИ И ТЕХНИКИ (2004).

Метаморфогенное рудообразование есть процесс концентрации полезных компонентов (минералов, пород), геологические, морфологические и вещественные особенности которых обусловлены метаморфизмом (рудообразующим) любого вида и степени, воздействующим на образования различного генетического, агрегатного и вещественного характера (породы, минералы, руды) и обуславливающим мобилизацию, миграцию, концентрацию и преобразование земного вещества, т. е. создание метаморфогенных месторождений и проявлений полезных ископаемых (Кулиш, 1990).

## Глава 2. ПРЕОБРАЗОВАНИЕ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОГО УРАЛА ВО ВРЕМЕНИ И ИХ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ РОЛЬ

Длительное и сложное полициклическое развитие щитов платформ, обусловленное сменой различных геотектонических режимов (от прогеосинклинали в архее, протоактивизации в протерозое до тектоно-магматической активизации в фанерозое), предопределило разносторонность и длительность проявления рудообразующих процессов, в результате которых на платформах и в областях их активизации сочетаются месторождения различных генетических типов.

Эволюция метаморфогенного рудообразования четко контролируется геодинамическими, физико-химическими, вещественными и многими другими особенностями развития во времени и пространстве метаморфизма, связанного с определенными геологическими обстановками и формационными комплексами. Практически все метаморфогенные месторождения полигенны с весьма разнообразными источниками рудного вещества.

В каждый конкретный отрезок времени образовались такие метаморфогенные месторождения, которые генетически сопряжены с определенным, широко проявленным и интенсивным рудообразующим метаморфизмом в геологических комплексах, обладающих достаточным металлогеническим потенциалом. Интенсивность и масштабность метаморфогенного рудообразования есть производная интенсивного и масштабного рудоформирующего метаморфизма в благоприятных условиях (Кулиш, 1990).

В теории и практике металлогенического анализа докембрия в настоящее время как в России, так и за рубежом широко распространена концепция о геохимически специализированных металлогенических эпохах, циклах и мегациклах. Выделение металлогенических циклов в докембрийской истории земной коры является одной из ведущих проблем наук о Земле, а периодизация образования металлогенических формаций в эволюции развития земной коры в докембрии – суть один из аспектов периодизации геологических процессов и установления геохронологических рубежей. При этом предполагается, что каждой металлогенической эпохе свойственны и свои формационные типы оруденения, а главнейшие периоды рудоотложения соответствуют рубежам между эпохами (Полканов, Герлинг, 1961; Билибина и др., 1978; Тугаринов, Войткевич, 1970; Салоп, 1973; Кратц и др., 1974; Добрецов, 1980; Смирнов, 1984; Основы металлогении..., 1984; Кулиш, 1990; Рундквист, 1995; Тектоническое ..., 2006; Митрофанов и др., 2009 и др.).

По современным представлениям Урал – это многоэтапный ороген, представляющий собой трансрегиональную шовную зону или пояс, занимающий межплитное положение. В докембрии большая часть уральских структур, метаморфических комплексов входила в состав Восточно-Европейской платформы. История минерагенической эволюции Восточно-Европейской платформы описывается пятью мегациклами взаимосвязанного эндогенно-экзогенного образования пород и руд (Кулиш, 1990; Хаин, Гончаров, 2006; Ранний докембрий..., 2005; Негруца, 2009; Ткачев, 2009; Кожевников, 2011; Богданов, Робонен, 2011; Ибламинов, 2015 и др.): двумя архейскими (ранним 3,85 – 3,2 и поздним 3,2 – 2,5 млрд лет) – саамским и лопийским, двумя протерозойскими – карельским (2,5 – 1,65 млрд лет), рифейским (1,65 – 0,6 млрд лет), и обобщенным фанерозойским (600 млн лет - настоящее время), которые отчетливо проявлены на сводной диаграмме изохрон возрастов магматических и метаморфических пород (Пушкарев, Обухова, 1980; Рундквист, 1990; Ткачев, Рундквист, 2009). Изучение метаморфических комплексов Урала показало, что фанерозойский этап, в свою очередь подразделяется на свои четыре периода (рис. 1)

формирования магматитов, метаморфитов и сопряженной с ними гидротермально-метасоматической деятельности (Гаррис, 1964, 1973; Кейльман, 1974; Овчинников и др., 1975; Краснобаев, 1986; Огородников и др., 2004, 2007, 2012).

Многоэтапным проявлением указанных комплексов обусловлено геологическое строение Уральского региона. В различные этапы Урал входил в состав разных глобальных тектонических структур: в рифее – со Скандинавией и Балтийским щитом. В венде-кембрии Урал входил в состав Кадомского коллизийного орогена. На запад он протягивался до периферии Балтийского щита, а на восток до Енисейского кряжа – периферии Сибирской плиты. В нижнем ордовике коллапс уничтожил последний, начался океанический спрединг. В результате Урал вошел в состав Урало-Монголо-Охотского складчатого пояса (Нечеухин и др., 2009).

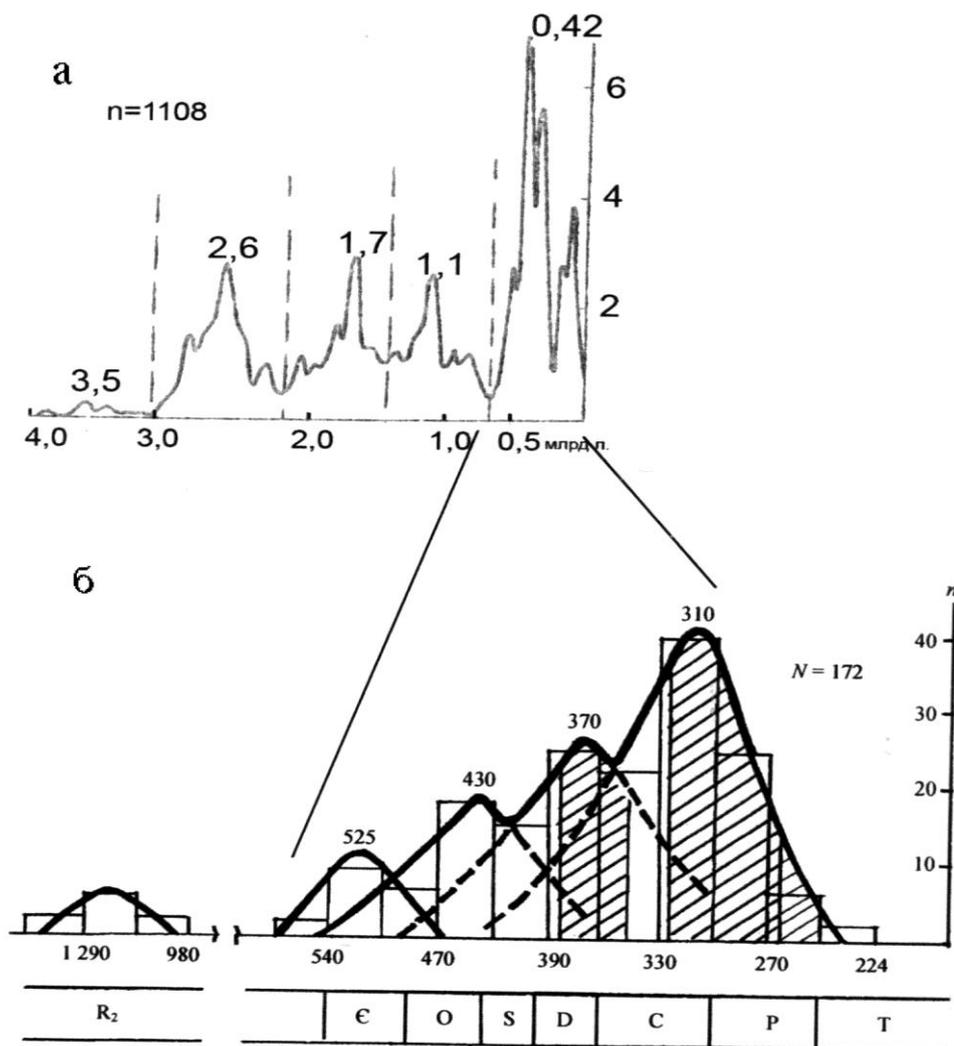


Рис. 1. Сводная диаграмма распределения изотопных Rb-Sr датировок абсолютного возраста пород гнейсо-мигматитовых комплексов Восточно-Европейской платформы (а), по (Пушкарев, Обухова, 1980) и пород Уфалейского метаморфического блока (б), по (Кейльман, 1974; Огородников и др., 2007). Заштрихованы области ранней и поздней коллизий

Анализируя данные по геологии, геохронологии, биостратиграфии и минерагении докембрийских блоков Урала, устанавливают основные черты его развития. Архейские образования Урала в целом сходны с одновозрастными образованиями фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Геолого-геофизические данные

свидетельствуют о том, что к началу рифея существовала единая Русско-Западно-Сибирская эпикарельская платформа с корой континентального типа (Берлянд, 1993). Результаты изотопного датирования на восточном склоне Урала подтверждают наличие среди них дорифейских пород. Например, мигматизированные плагиогнейсы Селянкинского блока, для которых А. А. Краснобаевым установлен палеопротерозойский U-Pb возраст метаморфизма (2080 млн лет), имеют архейский Nd модельный возраст (2750 млн лет); возраст плагиогнейсовой палеосомы может быть еще более древним и соответствует возрасту плагиогнейсов тараташского комплекса (3100 млн лет). В их развитии нужно подчеркнуть тенденцию к проявлению низкоградиентных режимов метаморфизма в позднем архее.

В послепалеоархейской геологической истории выделяются два протерозойских мегацикла – карельский и рифейский с рубежом между ними около 1600 млн лет (Кейльман, 1974; Гаррис и др., 1979; Пушкарев, Обухова, 1980; Хаин, 2003; Короновский, Хаин, 2006; Ранний докембрий..., 2005). Карельский мегацикл сопровождался региональной переработкой и архейских, и раннепротерозойских комплексов. Рифейский мегацикл отражает процессы рифтогенеза, протекавшие в этот период в зрелой континентальной коре. Это был предгеосинклинальный период. Собственно геосинклинальный процесс с новообразованием океанической коры начался с венда-кембрия и завершился в герцинское время (Иванов, 1982; Пучков, 2000).

Сочетание генетических типов месторождений находится в закономерной связи с эволюцией геологических процессов, способствующих рудообразованию. На платформах и областях активизации к их числу относятся все известные геологические процессы – седиментогенез, метаморфизм, ультраметаморфизм, магматизм и гидротермально-метасоматические преобразования постмагматической стадии, но роль их в каждую эпоху и эволюционные пути различны. Сочетание одновременных и разнородных процессов преобразования вещества в различных геологических условиях привело к тому, что значительная часть метаморфических месторождений являются полихронными и полигенными.

Метаморфогенные месторождения по распространенности и разнообразию генетических и минеральных типов получили наибольшее развитие в протерозое. От архея к фанерозою четко фиксируется определенная направленность в метаморфогенном рудообразовании – интенсивность и масштабность метаморфических процессов в целом снижается, а следовательно, уменьшается и значимость метаморфогенного рудообразования. Широко распространенные в докембрии высокотемпературные средней и большой глубинности регионально-метаморфические и ультраметаморфические месторождения постепенно уступают место низкотемпературным средней и малой глубинности регионально-, гидротермально- и контактово-метаморфическим месторождениям.

Повсеместно развитый в нижнедокембрийских комплексах однообразный глубокий региональный метаморфизм со временем сменяется в молодых толщах зональным, поясовым и, наконец, пятнистым, локальным. В фанерозое как следствие активного проявления плитной тектоники образуются метаморфогенные месторождения с высокобарическими минеральными ассоциациями. Фанерозойские метаморфогенные месторождения в отличие от раннедокембрийских становятся все более сложными, дифференцированными, контрастными, полигенными, число их разновидностей увеличивается, руды становятся более комплексными и образуются во все большем числе типов геологических структур (Кулиш, 1990).

**Саамский геотектонический мегацикл** относится к начальным этапам дифференциации планетного вещества, которые привели к формированию первичной сиалической коры. Выделение древнейшего этапа в истории Земли, следы которого запечатлены в горных породах, связано с проблемой комплекса, относящегося к так называемым «серым гнейсам». Это глубокометаморфизованные (гранулитовая фация) первично-осадочные, вулканогенно-осадочные, вулканогенные и интрузивные, достаточно дифференцированные образования.

Породы этого комплекса представлены различными гнейсами тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава с включениями метавулканитов, метаосадочных пород, амфиболитов, иногда железистых кварцитов, а также кристаллическими сланцами. Таким образом, понятие «серые гнейсы» является сборным – к ним относятся древнейшие из известных на Земле породы, до метаморфических преобразований представленные эффузивными, интрузивными и гораздо реже осадочными породами (Кратц и др., 1975; Богатиков и др., 1979; Геология Карелии, 1987; Щипцов, Скорнякова, 1986; Хаин, 2003; Короновский, Хаин, 2006; Негруца, 2009).

Во втором архейском, **лопийском мегацикле** (3,5-2,6 млрд лет) проявлено генетически неразрывное единство породообразующих процессов эндогенного (плутоногенно-вулканогенного) по источнику вещества и экзогенного (гипогенно-гипергенно-осадочного) по условиям его пространственно-временной локализации. Смена раннеархейского (саамского) мегацикла позднеархейским (лопийским) мегациклом образования и преобразования литосферы отмечается первым появлением в сводном разрезе стратифицированной оболочки земной коры достоверно водно-осадочных терригенных отложений (метаморфизованных псефитов, псаммитов, пелитов, хемолитов). Они указывают на то, что к этому времени, во-первых, уже существовала примитивная кора сиалического типа, во-вторых, возникла дифференцированная система областей денудации и осадконакопления, в-третьих, началось совместное проявление эндогенных и экзогенных факторов минерогенеза (Негруца, 2009).

На всех щитах древних платформ и в пределах фундамента плит, перекрытых чехлом рифейских и фанерозойских отложений, наиболее примечательной чертой геологического строения является наличие зеленокаменных, гранулитогнейсовых областей (поясов), возникают гранито-гнейсовые купола. Зеленокаменные пояса – мощные толщи относительно узких областей распространения метаморфизованных и деформированных вулканогенных, осадочно-вулканогенных и осадочных пород в пределах докембрийских кратонов, окруженные и интродуцированные гранитоидами. Гранито-гнейсовые купола сложены орто- и парагнейсами, «пропитанными» гранитными массивами и превращенными в поля гранито-гнейсов (Кейльман, 1974; Ранний докембрий., 2005). Широким развитием гранулитогнейсовых поясов характеризуются на Восточно-Европейской платформе, в пределах Балтийского и Украинского щитов, Воронежского массива и под фанерозойским чехлом Русской плиты.

В пределах Волго-Уральской антиклизы в разрезе архея выделены две серии (Геологическое строение СССР..., 1985), сформированные в течение протогеосинклинального этапа. Нижняя серия (отраденская) сложена метавулканитами, верхняя (большечеремшанская) – существенно глиноземистыми образованиями (табл. 1). Породы обеих серий метаморфизованы в гранулитовой фации умеренных давлений и превращены в двупироксеновые кристаллосланцы и гнейсы с гранатом, силлиманитом, кианитом, амфиболом, существенно мигматизированы и включают тела эндербитов, чарнокитов. По возрасту и формационной принадлежности они аналогичны эндербитам Карелии и приурочены к заключительной стадии позднеархейского этапа формирования протокры (Шалагинов, 1997).

Второй структурно-вещественный комплекс супракрустальных образований – гнейсово-амфиболитовый – распространен более широко в антиклинорных зонах Урала. Он сложен гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, мигматитами, представляющими собой продукты метаморфизма амфиболитовой фации первичных осадочно-вулканогенных и магматических пород. Несмотря на более поздний и неоднократно проявленный по отдельным зонам диафторез амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, реликты гранулитового субстрата (особенно «гранулитовые» цирконы, образованные в условиях ареального гранулитового метаморфизма, происходившего более 2,5 млрд лет назад) хорошо сохраняются (Краснобаев, 1986).

Схема корреляции отложений архея и раннего протерозоя, по (Шалагинов, 1997) Таблица 1

| Общая шкала | Этап                         | Восточная окраина Восточно-Европейской платформы  |  |  |   | Урало-Тобольская геосинклинали   |  |  |
|-------------|------------------------------|---|--|--|---|--|--|--|
|             |                              | Волго-Уральская область   | Центрально-Уральское краевое поднятие  | Уральская зона   | Сосвьянско-Ильменогорская зона  | Челябинско-Адамовская зона   | Зауральская мегазона   | Зауральская мегазона   |
| Протерозой  | Нижний протерозой (карелий)  | Сармановская серия<br>Гнейсы амфиболитовые, пироксен-амфиболитовые, кристаллические сланцы, амфиболиты  | Ляпинско-Исовская зона   | Харьбейская зона   | Уральская зона  | Салдинский, Мурзинско-Адуйский, Черновский комплекс<br>Ильменогорско-вишневогорский комплекс. Святи: кыштымская - амфиболиты, гнейсы, графитистые кварциты; эланчиковская - амфиболиты, кварциты; ильменогорская - амфиболиты, кварциты, кварцитогнейсы; вишневогорская - амфиболиты | Еремкинская свита и ее аналоги<br>Гнейсы, кристаллические сланцы с гранатом, ставролитом, кианитом, силлиманитом, амфиболом, пироксеном, графитистые кварциты, мраморы, амфиболиты | Красногвардейский комплекс, маринская свита - амфиболиты, гнейсы, кварциты |
|             |                              |   | Нартинский комплекс<br>Верхний (нартяуский подкомплекс) - гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты, мраморы<br>Нижний (аро-ташорский подкомплекс) амфиболиты, гнейсы | Святи: париквасьшорская - высокоглиноземистые гнейсы и кристаллические сланцы; ханмейхойская - амфиболиты, гнейсы, мраморы, кварциты; лаптаюганская - амфиболиты, гнейсы; марункеуская - эклогиты, -амфиболиты, гнейсы<br>Неркауский комплекс - гнейсы, амфиболиты, глаукофановые сланцы   | Уфалейский комплекс. Святи: слюдяногорская - амфиболиты, гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты; егустинская - амфиболиты, гнейсы, мигматиты<br>Александровский комплекс - амфиболиты, гнейсы, кристаллические сланцы с кианитом, ставролитом, силлиманитом, жедритом |  |  |  |
| Архея       | Архейско-раннепротерозойский | Большечеремшанская серия<br>Высокоглиноземистые кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты, мигматиты<br>Отраденская серия<br>Гиперстенсодержащие кристаллические сланцы, метагабброиды, метаультрамафиты, эндробиты, чарнокиты |  | Тараташский комплекс<br>Подкомплексы:<br>таганский - гнейсы графитсодержащие, кварцитогнейсы; радашный - кристаллические сланцы, гнейсы глиноземистые, кварциты;<br>шмигирский - двупироксеновые кристаллические сланцы, амфиболиты, диоритогнейсы; куватальский - кристаллические сланцы гиперстен- и оливинсодержащие, магнетитовые кварциты |   | Селянинская свита<br>Гнейсы, кристаллические сланцы гиперстенсодержащие, гиперстен-магнетитовые кварциты, амфиболиты<br>Шумихинская свита<br>Биотитовые плагиогнейсы, гранаткианитовые, двуслюдяные, графитсодержащие, мигматиты   |  |  |
|             |                              |   |  |  |   |  |  |  |

На востоке Восточно-Европейской платформы (*западный склон Урала*), на северном окончании Башкирского антиклинория, раннеархейский возраст (3,2 – 2,8 млрд лет) установлен для пород **тараташского комплекса** (Петрология..., 1978). Архейские образования слагают гранулитогнейсовый структурно-вещественный комплекс доуралид, который представлен двупироксеновыми кристаллическими сланцами, гнейсами с гранатом, силлиманитом, гиперстеном, иногда графитом, магнетитовыми кварцитами, магнетит-гиперстеновыми породами и др. Эти породы испытали гранулитовый метаморфизм умеренных давлений ( $2,6 \pm 0,1$  млрд лет) с образованием высокоглиноземистых гранитоидов, эндрбитов и чарнокитов. Тараташский комплекс представляет, очевидно, непосредственное продолжение фундамента Волго-Камской антеклизы Русской плиты (Краснобаев, 1986; Хаин, Божко, 1988; Шалагинов, 1997; Пыстина, Пыстин, 2002).

На западном склоне Урала нет достоверных возрастных аналогов тараташского комплекса среди известных высокобарических гранулит-метабазитовых образований.

В *Восточно-Уральской антиклинорной мезазоне* с верхней частью тараташского комплекса по возрасту сопоставляются существенно гранулит-амфиболитовая **пряничниковская серия** Салдинского, амфиболито-гнейсовая **селянкинская свита** Ильменогорского и гнейсовая **шумихинская свита** Сысертского комплексов. Все они расположены в Сосьвинско-Ильменогорской тектонической зоне, напротив Уфимского амфитеатра, тем самым подтверждая предполагаемую связь с выступом архейского кристаллического фундамента, отторженцами которого, вероятно, и являются (Шалагинов, 1997). Породы вышеуказанных серий и свит начинают разрез раннего докембрия Урало-Тобольской геоантиклинали, и их становление связано с саамским, лопийским геотектоническими мегациклами (см. табл. 1).

Пряничниковая серия (свита), выделенная В. А. Грачевым и др. (1969), расчленена на нижнюю толщу (более 500 м) двупироксеновых и клинопироксен-гранатовых (эклогитоподобных) сланцев и верхнюю толщу (1000 м) пироксен-амфиболовых, скаполит-пироксен-амфиболовых плагиогнейсов и гранат-пироксеновых амфиболитов. Изотопный состав U-Pb возраст «гранулитовых» цирконов – 2,23 млрд лет (Краснобаев, 1986).

Селянкинская свита, выделенная Г. Г. Доминиковским (1971), расчленена на три подсвиты: нижнеселянкинскую (320 м) – гранат-биотитовые, гранат-биотитовые с силлиманитом, графит-гранат-биотитовые гнейсы с прослоями амфиболитов; среднеселянкинскую (120 м) – диопсид-плагиоклазовые (скаполитовые) сланцы с прослоями гранат-биотитовых гнейсов и амфиболитов; верхнеселянкинскую (300 м) – гранат-биотитовые гнейсы с прослоями амфиболитов, кварцитов и диопсид-плагиоклазовых сланцев. В породах селянкинской свиты хорошо сохранились округлые ядра цирконов гранулитовой фации метаморфизма, имеющих U-Pb возраст 2,32 млрд лет. Цирконы, образованные в регрессивную стадию метаморфизма амфиболитовой фации, имеют изотопный возраст (U-Pb) 1,96 – 1,70 млрд лет (Краснобаев, 1986).

Шумихинская свита, выделенная Г. А. Кейльманом (1974) в ядрах куполовидных антиклиналей приосевой части Сысертского блока, сложена главным образом биотитовыми и биотит-амфиболовыми плагиогнейсами. Реже встречаются кианит-гранат-биотитовые, гранат-силлиманитовые гнейсы, нередко с графитом. Видимая мощность 3000 м. Шумихинская свита метаморфизована в условиях амфиболитовой фации, но обнаруживаются реликты более высокотемпературной гранулитовой фации в виде двупироксеновых пород и цирконов с округлыми ядрами.

Основными пороодообразующими минералами пород гранулитовых комплексов, помимо полевых шпатов (плагиоклаз, ортоклаз) и кварца являются ромбические и моноклинные пироксены, амфиболы (в основных разновидностях), гранаты, железомagneзиальные слюды, кианит, силлиманит (в кислых разновидностях).

**Гранаты.** Одним из характерных минералов гранулитовой фации является гранат. В отличие от низкотемпературных фаций в гранулитовой фации он появляется в породах разнообразного состава, что обуславливает значительные колебания его состава.

Процентное содержание граната в породах гранулитовой фации выше, чем в амфиболитовой фации, что объясняется реакциями прогрессивного метаморфизма, идущими с предпочтительным образованием граната за счет других минералов вследствие его малого удельного объема (Гранулитовая..., 1972).

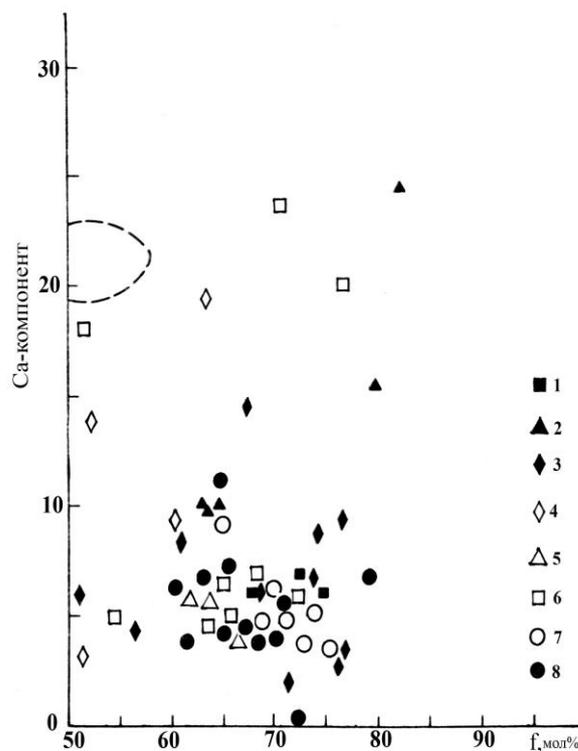
Гранаты гранулитовой фации более магнезиальны по сравнению с таковыми амфиболитовой фации, однако пределы колебания железистости гранулитовых гранатов велики. Согласно Н. В. Соболеву (1964), железистость гранатов обычно варьирует от 52 % в глиноземистых гнейсах до 93 % - в эвлизитах.

Гранаты в породах, слагающих докембрийские гнейсовые блоки в мигматитовых комплексах Урала, относятся преимущественно к группе пироп-альмандинов. Гранаты в породах Уфалейского, Сысертско-Ильменогорского и Адамовского метаморфических комплексов, претерпевших докембрийский метаморфизм низов гранулитовой и верхов амфиболитовой фаций, представлены преимущественно реликтовыми альмандинами с 20,9-42,5 % пироба, железистостью 50,5-84,6 % и переменным количеством Са-компонента 2,5-24,5 % (рис. 2) на диаграмме В. И. Кицула (1966) занимают поле гранулитовой фации (рис. 3). По данным В. П. Петрова и др. (1986) в качестве границы между зонами ставролита и силлиманита можно принять содержание пироба в гранате, равное 14-15 %, между зонами силлиманит-мусковита и силлиманит-калишпата – 20-21 %, между амфиболитовой и гранулитовой фациями - 29-30 %.

По данным Н. В. Соболева (1970), гранаты с железистостью 60 - 80 мол. % при содержании кальциевого компонента менее 25 % характерны для гранулитовой фации. Минимальное содержание кальциевого компонента в гранатах наблюдается в высокоглиноземистых гнейсах, несколько выше – в гранато-биотитовых гнейсах, заметно выше – в гиперстенсодержащих породах и самое высокое (около 30 %) – в амфиболсодержащих сланцах.

Рис. 2. Соотношение железистости (f, мол%) и Са-компонента гранатов из пород нижнего протерозоя, метаморфизованных в гранулитовой фации, по (Огородников и др., 2012):

1-3 из пород Сысертско-Ильменогорского и Уфалейского комплексов 1 - амфиболиты плагиоклазовые, 2 - амфиболиты гранатовые, 3 - гнейсы; 4-8 - гранулиты (Гранулитовая..., 1972): лапландские (4), кольские (5), алданские (6), ладожские (7), Украинского щита (8). Пунктиром показан 95 % - доверительный эллипс для гранатов из эклогитов (Соболев, 1970)



Составы гранатов зависят в первую очередь от составов пород. Наиболее четкая прямая связь существует между железистостью гранатов и железистостью пород (Гранулитовая ..., 1972). Тем не менее в породах с одинаковой железистостью наблюдается заметное изменение железистости гранатов от комплекса к комплексу, выражающееся в

увеличении железистости гранатов от лапландских гранулитов, через кольские к алданским и ладожским. Проведенный анализ составов гранатов дает основание сделать важный вывод о том, что условия образования гранатов в разных гранулитовых комплексах не были одинаковыми, отличаясь величиной давления. В порядке увеличения давления исследованные комплексы можно расположить следующим образом: ладожский – алданский – кольский – сугамский – лапландский (Гранулитовая ..., 1972).

**Кальциевые амфиболы** являются одним из характерных минералов низкотемпературной части гранулитовой фации, устойчивость которых в ассоциации с орто- и клинопироксенами доказана многими исследованиями. Кальциевые амфиболы гранулитовой фации обладают рядом кристаллохимических особенностей. S. Фосли (Foslie, 1945), В. В. Закруткин (1961, 1968) и С. П. Кориковский (1967), которые на большом фактическом материале показали близость кальциевых амфиболов гранулитовой фации к гастингситу, которая заключается в одновременном их обогащении глиноземом и щелочами.

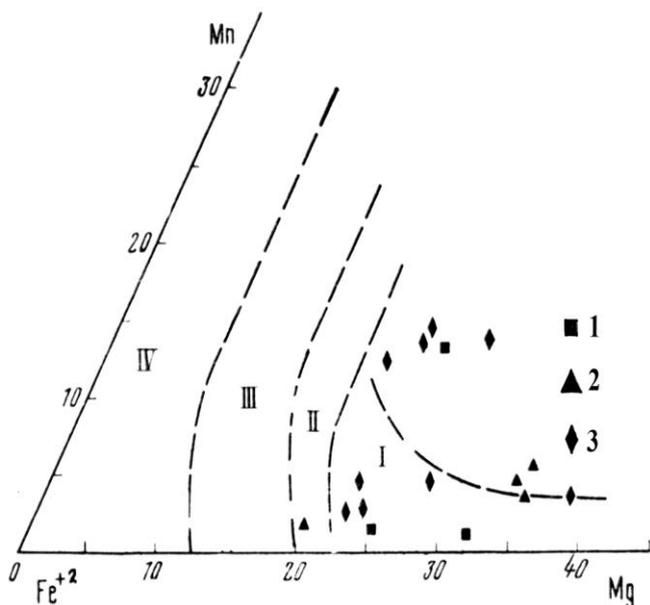


Рис. 3. Соотношение  $Fe^{+2}$ , Mg и Mn (в мол.%) в гранатах из пород нижнего протерозоя Сысертско-Ильменогорского, Уфалейского и Адамовского метаморфических комплексов, по (Кейльман, 1974):

1 – амфиболиты плагиоклазовые с гранатом; 2 – амфиболиты гранатовые; 3 – гнейсы. Фации по В. И. Кицулу (1966): I – гранулитовая; II – амфиболитовая; III – эпидот-амфиболитовая; IV – зеленосланцевая

В. Н. Костюк и В. С. Соболев (Kostjuk, Sobolev, 1969) на основании статистической обработки данных показали, что на диаграмме  $Al_{VI} - Al_{IV}$  роговые обманки гранулитовой фации отчетливо обособляются от амфиболов амфиболитовой фации, чем подтвердили закономерность, на которую обратили внимание S. Фосли, В. В. Закруткин и С. П. Кориковский. Роговые обманки гранулитовой фации образуют значительное поле в той или иной степени приближаясь к гастингситу.

Кальциевые амфиболы представляют одну из наиболее распространенных групп минералов в породах гнейсовых комплексов Урала. На диаграмме (рис. 4), отражающей состав амфиболов из мигматитовых комплексов Урала, видно, что при относительно большом разбросе фигуративных точек большая их часть расположилась в поле гранулитовой фации.

**Биотиты гранулитовой фации** обладают повышенным содержанием флогопитовой молекулы и более широким диапазоном глиноземистости (содержание флогопит-аннитовой молекулы варьирует от 17 до 38 %), повышенной титанистостью (Метаморфизм..., 1986).

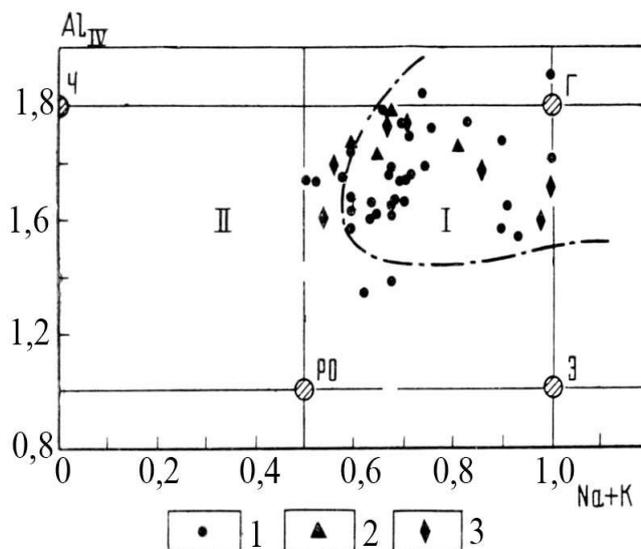
Биотиты амфиболитовой фации по составу близки к истонит-сидерофиллитам, содержащими 21-30 % флогопит-аннитовой молекулы. В сравнении с изофациальными биотитами слюдяных гнейсов и сланцев они обеднены алюминием, что характерно для богатых кальцием пород (Кориковский, 1967; Ушакова, 1971), отличаются повышенной степенью окисленности железа – от 12 до 30 % (в биотитах слюдяных гнейсов

верхнеархейского комплекса от 2 до 14 %). Изменения в фациальных условиях метаморфизма закономерно отражаются на составе биотита.

Рис. 4. Соотношение  $Al_{IV}$  и  $K+Na$  (в формульных единицах) в кальциевых амфиболах из пород Салдинского, Сысертско-Ильменогорского и Уфалейского метаморфических комплексов, по (Кейльман, 1974):

1 – амфиболиты плагиоклазовые; 2 – амфиболиты гранатовые; 3 – гнейсы.

Ч – чермакит; Г – гастингсит; РО – роговая обманка; Э – эденит. I – поле гранулитовой фации; II – поле амфиболитовой фации (Гранулитовая..., 1972)



Многочисленными исследованиями (Великославинский, 1965; Другова, Глебовицкий, 1965; Ушакова, 1971; Гранулитовая ..., 1972; Огородников, 1993; Огородников и др., 2012 и др.) показано, что содержание титана в железо-магнезиальных слюдах увеличивается с возрастанием степени метаморфизма (рис. 5). Кроме того, в этом же направлении наблюдается увеличение его магнезиальности, в меньшей степени содержания калия и кремния при одновременном снижении железа, октаэдрического алюминия, общей и относительной железистости, в меньшей мере тетраэдрического алюминия (Метаморфизм..., 1986).

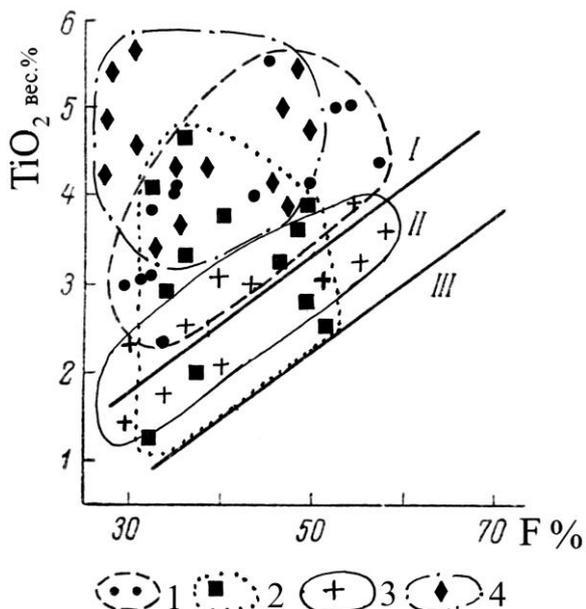


Рис. 5. Соотношение титана и железистости в биотитах (Огородников и др., 2012):

1-4 из гранулитов: 1 - Алданского щита (Гранулитовая..., 1972), 2 - Украинского щита (Горошников, 1971), 3 - уральских метаморфических комплексов (Кейльман, 1974) 4 - Кольского полуострова (Гранулитовая..., 1972). I, II, III – поля гранулитовой, амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций (Гранулитовая..., 1972)

Рассмотренные выше примеры гранитогнейсовых областей показывают, что на всех платформах они обладают чертами сходства, хотя есть и некоторые различия.

На завершающих этапах архея саамско-лопийская рудо локализирующая оболочка земной коры повсеместно подверглась структурно-тектоническим дислокациям,

метаморфизму, метасоматозу, гранитизации и глубинной денудации с выводом нижнекоровых и среднекоровых образований в сферу действия гипергенных процессов. Структурно-метаморфическое преобразование архейской стратисферы и эпипрархейские процессы пенеппенизации превратили территорию в кратогенную область завершённой складчатости со зрелой, но ещё относительно маломощной, мобильной и высокопроницаемой для мантийно-коровых флюидов континентальной корой. Проникновение в неё магматических расплавов контролировалось зонами рифтогенных тектонических швов. Это обеспечивало особый геохимический и гидротермально-метасоматический режим экзогенных процессов и, соответственно, крайне агрессивные условия выветривания архейских метаморфо-магматогенных образований, служивших источником сноса терригенного материала. Накапливались мощные толщи терригенных монокварцевых и аллитовых отложений, вмещающие уникальные уран-золоторудные месторождения кварцево-конгломератового типа (Витватерсранд, Блейндривер и др.), высокоглинозёмистых метапелитов (Кейвы, Чупинский парагнейсовый комплекс, Хизоваара, Шумихинское, Карабашское и другие месторождения). Образовалась специфическая слоистая оболочка осадочных и вулканогенных пород переходного стратиграфического положения между археем и протерозоем (Негруца, 2009).

Конец архея – начало протерозоя на уровне 2,6-2,5 млрд лет является хорошо выраженным рубежом в пределах всех континентов, к которому приурочены процессы гранитоидного магматизма и регионального метаморфизма. Только в раннем протерозое во всем объеме начинают проявляться новые структурные элементы – протоплатформы и настоящие подвижные пояса, хотя их прообразы существовали и в позднем архее.

В начале раннего протерозоя после продолжительного периода пенеппенизации, эрозии и выветривания территории активизировались эндогенные процессы и тектонические движения. В зонах растяжения, приуроченных к границам крупных архейских блоков, были заложены протяженные линейные пояса и прогибы рифтового типа преимущественно северо-западного простирания, для которых характерным явились интенсивные вулканизм и интрузивный магматизм (Хаин, 2003).

С **карельским (раннепротерозойским) мегациклом** (2,6 — 1,7 млрд лет) связано зарождение литогенеза, протекавшего в условиях земной коры четко дифференцированной на континентальные и океанические плиты (Негруца, 2006, 2009). В пределах континентальных (кратонных) областей определяющими факторами минерагенеза явились тектоническая структура и минерагенический состав земной коры, климат, фациально-палеогеографические геодинамические и гидрохимические условия литогенеза, обеспечившие образование мощных толщ сероцветных терригенных, красноцветных терригенно-карбонатных и строматолитово-онколитовых отложений. Минерагения океанических областей, как в архее, так и в протерозое, предопределялась геодинамической и физико-химической спецификой конкретных обстановок и времени литогенеза. Принципиальная отличительная черта минерагенической специализации раннепротерозойских образований заключается в их глобальном метаморфизме с резко проявленной, как вертикальной, так и латеральной, зональностью (Негруца, 2002, 2007).

Спектр метаморфогенных месторождений этого времени весьма широкий. Это основная масса джеспилитов (железистых кварцитов), апатито-магнетитовые, марганцевые, сульфидно-полиметаллические руды, медистые песчаники (Удокан и другие), ураноносные конгломераты, золото в черносланцевых толщах, высокоглинозёмистые, фосфатоносные, рутилоносные породы, ультраметаморфогенные керамические, редкоземельные, мусковитовые, редкометалльные пегматиты.

На **восточной окраине Восточно-Европейской платформы** структурно-вещественные комплексы карельской геотектонической эпохи сложены вулканогенно-осадочными образованиями, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации. Они образуют ряд выступов в антиклинорных мегазонах и по геолого-геофизическим данным имеют четкую связь с фундаментом Восточно-Европейской платформы. Абсолютный

возраст нижнепротерозойских метаморфических пород кристаллического основания восточной части Русской платформы 1645-1817 млн лет (Гаррис, 1961). Эти породы являются аналогами карельской формации Балтийского щита.

Наиболее представительными и лучше изученными являются образования *уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса* в Центрально-Уральской и *ильмено-вишневогорского комплекса* в Восточно-Уральской антиклинорных мегазонах (см. табл. 1).

Наиболее типичным и хорошо изученным представителем карелид в Восточно-Уральской мегазоне является ильмено-вишневогорский комплекс, расположенный на восточном склоне Среднего Урала.

На IV Уральском стратиграфическом совещании ильмено-вишневогорский комплекс отнесен по возрасту к нижнему протерозою (Шалагинов, 1997). Комплекс сложен снизу вверх: *вишневогорской толщей* (800 м) ритмичнослоистых гнейсов, содержащих гранат, силлиманит, иногда графит, с горизонтами амфиболитов; *ильменогорской толщей* (900 м) амфиболитов с прослоями кварцитов и кварцито-гнейсов; *еланчиковской толщей* (1300 м) биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов, иногда с гранатом, силлиманитом, с горизонтами амфиболитов и графитистых кварцитов; *кыштымской толщей* (900 м) амфиболитов, биотитовых, гранат-биотитовых и гранат-амфибол-биотитовых гнейсов и графитистых кварцитов.

Комплекс залегает несогласно на селянkinской свите, хотя чаще всего он отделен от нее полосой гранитных мигматитов, и с размывом и угловым несогласием перекрывается рифейскими образованиями (Шалагинов, 1997). Изотопный U-Pb возраст цирконов, образованных в амфиболитовой фации метаморфизма, составляет 2,03 – 1,88 млрд лет (Краснобаев, 1986).

Вещественными и возрастными аналогами уфалейского и ильмено-вишневогорского комплексов являются няртинский, неркаюский, харбейский, александровский гнейсово-амфиболитовые комплексы Центрально-Уральского поднятия, салдинский, мурзинско-адуйский, сысертский, кочкарский, джабык-карагайский, адамовский гнейсово-амфиболитовый комплексы Восточно-Уральской антиклинорной мегазоны (Шалагинов, 1997; Пыстина, Пыстин, 2002; Коротеев и др., 2010).

В составе архейско-протерозойского гранулит-амфиболитового комплекса (тараташский, александровский, уфалейский, ильменогорский, харбейский, няртинский, джабыкский, адамовский и другие комплексы) преобладают метаморфизованные магматические породы: гиперстеновые плагиогнейсы по эффузивам дацитового состава; двупироксеновые кристаллосланцы и амфиболиты; по условиям залегания, структуре и химическому составу устанавливается, что большая часть амфиболитов представляют собой глубокоизмененные континентальные щелочные и толеитовые базальты; гиперстеновые габбро-диориты и диориты, относящиеся к непрерывно-дифференцированной известково-щелочной серии (пластовые интрузии или вулканы). Метаосадочные породы представлены гнейсами (с биотитом, гранатом, кордиеритом, кианитом, силлиманитом, графитом), кварцитами, графитовыми кварцитами и пластовыми телами магнетитсодержащих пород. Возраст гранулитового метаморфизма 2,7-2,08 млрд лет (Кейльман, 1974; Алексеев, 1984; Краснобаев, 1986; Краснобаев и др., 2006; Ленных, 1984; Удовкина, 1985; Пыстина, Пыстин, 2002). Породы нижнепротерозойских толщ Урала метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, которая наложена на более ранний гранулитовый метаморфизм двупироксеновой фации, реликты которого обнаруживаются как в виде сохранившихся гранулитовых ассоциаций, так и очень большого сходства с породами амфиболитовой фации тараташского комплекса, где переход от гранулитовой ступени к амфиболитовой четко устанавливается (Добрецов и др., 1971; Кейльман, 1974; Иванов и др., 1980; Алексеев, 1984).

Таким образом, нижняя часть карелид восточной части Восточно-Европейской платформы сложена в основном вулканогенными, верхняя – вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями, испытавшими региональный метаморфизм в условиях

амфиболитовой фации умеренного и повышенного давления (Шалагинов, 1997). Геохронологические датировки этого этапа соответствуют рубежу 2,05 - 1,75 млрд лет. Данные по изучению цирконов из пород ильменогорского, джабыкского (кожубаевского), тараташского комплексов, полученные А. А. Краснобаевым (1986, 2006), позволили датировать возраст амфиболитового метаморфизма в интервале 1806-1850 ± 70 млн лет. Метаморфизм является диафторическим по отношению к более раннему метаморфизму гранулитовой фации. В основных кристаллических сланцах гранулитовой фации наложенный метаморфизм амфиболитовой фации выражается прежде всего реакцией замещения гиперстена куммингтонитом или обыкновенной роговой обманкой, при этом выпадает рутил в виде сагенитовой решетки, который в дальнейшем при перекристаллизации преобразуется в отдельные мелкие зерна, что весьма характерно для амфиболитов Уфалейского комплекса (Вертушков, 1957).

В **Уфалейском метаморфическом комплексе** выделены егустинская свита амфиболитов с прослоями амфиболовых и биотитовых плагиогнейсов мощностью более 1800 м и слюдяногорская свита амфиболитов, амфиболовых и биотитовых плагиогнейсов с прослоями кианит-слюдяно-кварцевых гнейсов, кварцитов (в том числе и с кианитом) общей мощностью 1700 м (Кейльман, 1974), где известно Карабашское кианитовое рудопроявление (рис. 6), включающее два участка – Уфимский увал и Егустинский.

Эта часть уфалейского метаморфического комплекса представляет зону интенсивного ультраметаморфизма, очковой, полосчатой, порфиروبластической и теневой мигматизации, внедрения магматических масс полигенных и полихронных комплексов, широкого развития жильных тел субщелочных плагиогранитов, плагиоаплитов, кварцевых жил метаморфической дифференциации, перекристаллизации, редкоземельных, редкометалльных и мусковитовых пегматитовых тел, метасоматических кварцитов. В результате процессов плагиогранитизации амфиболиты постепенно превращаются в амфиболовые, амфибол-биотитовые (рис. 7), биотитовые плагиогнейсы (Огородников и др., 2007, 2012). Структура гнейсового блока, подчеркнутая телами гранитоидов, пегматитов и мигматитов, имеет псевдокупольное строение, обусловленное эпицентром теплового фокуса (см. рис. 6).

Амфибол в этих породах имеет вид отдельных реликтов неправильной формы, уцелевших от замещения кварцем и плагиоклазом, представлен обыкновенной роговой обманкой зеленого цвета, нередко содержит включения плагиоклаза, кварца и рудного минерала. Гранат в этих плагиогнейсах наблюдается в виде крупных порфиробласт размером до 1-5 см розово-фиолетового цвета (рис. 8), переполненных включениями кварца и плагиоклаза.

**Роговая обманка** - основной минерал в парагенезисах основных пород: амфиболитов, амфибол-биотитовых гнейсов и амфиболсодержащих кристаллических сланцев Уфалейского, Адамовского, Кочкарского и других метаморфических комплексов Урала. По химическому составу и оптическим данным амфиболы представлены обыкновенной роговой обманкой со значительным обогащением гастингситовой молекулой (рис. 9):  $n_g = 1,662-1,688$ ;  $n_p = 1,637-1,661$ ;  $CNg = 10-19^\circ$ ;  $2V = -70-78$ ;  $F = 31-55 \%$ . В основном они располагаются в поле амфиболитовой фации, выделенной С. П. Кориковским (1967) для Удокано-Становой зоны, и по составу сходны с роговой обманкой из пород Беломорского комплекса (Володичев, 1975).

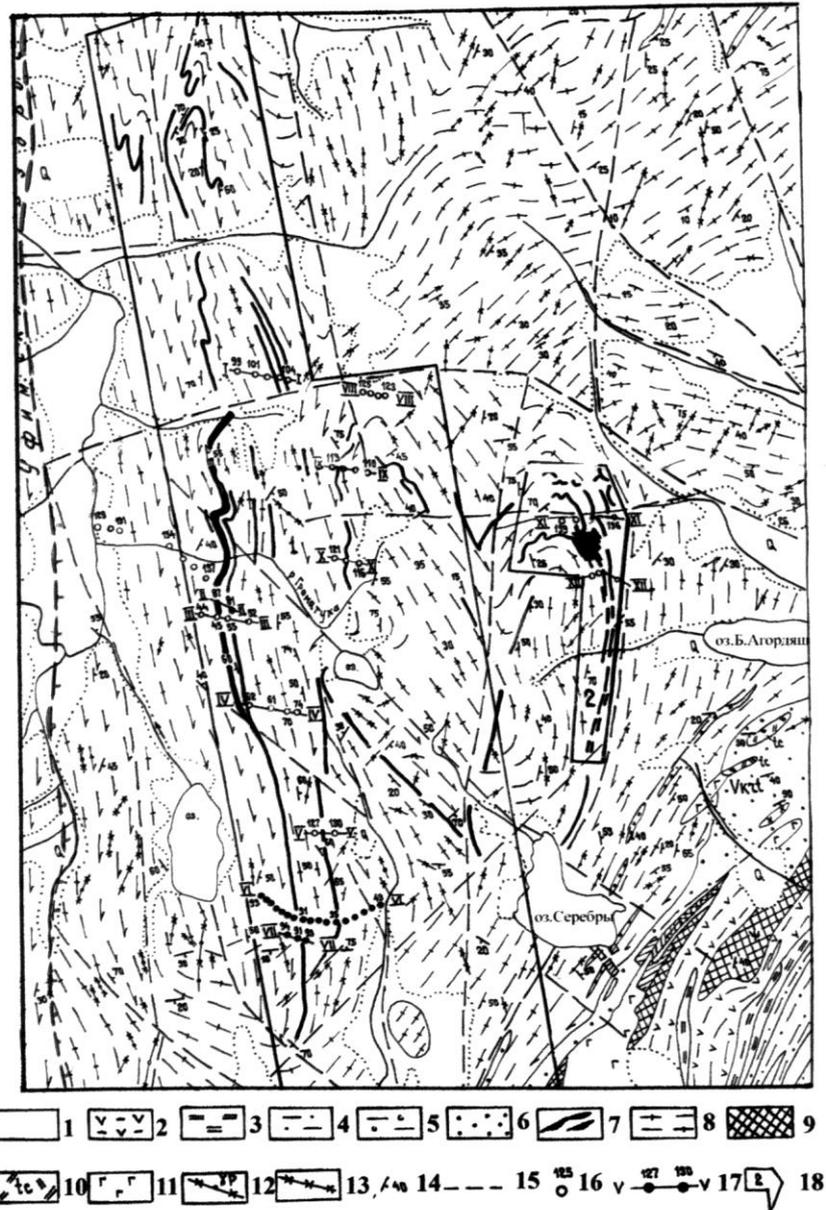


Рис. 6. Геологическая карта района Карабашского кианитового рудопроявления (масштаб 1:100000), южная часть Уфалейского метаморфического комплекса. (По материалам Зенкова И. И., 1989):

1 – современные отложения; 2-5 – зеленокаменная толща палеозоя: сланцы актинолитовые, хлорит-актинолитовые (2), хлоритовые (3), кремнистые и графитокремнистые (4), серицит-хлоритовые (5); 6 – куртинская свита среднего рифея: кварциты и кварцево-сланцево-гранатовые сланцы; 7-8 – уфалейский комплекс нижнего протерозоя: слюдяно-кианитовые сланцы и кианитовые кварциты (7), биотитовые и двуслюдяные гнейсы, мигматиты и амфиболиты (8); 9 – серпентиниты; 10 – тальк-актинолитовые породы; 11 – габбро; 12 – пегматиты; 13 – граниты жильные; 14 – элементы залегания сланцеватости; 15 – предполагаемые разрывные нарушения; 16 – скважины колонкового бурения Уралтауского ГСО (Зорин С.А., 1976); 17 – профили буровых скважин, пробуренных ЮУГРП в 1986-1988 гг., и номера скважин; 18 – границы участков (1 – Уфимский увал, 2 – Егустинский)



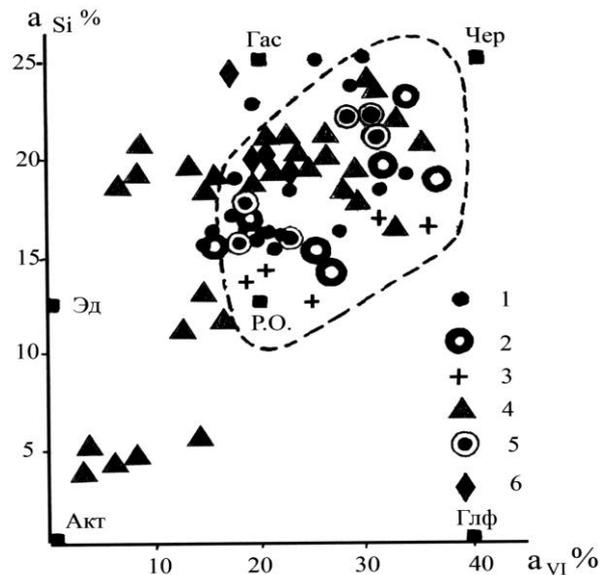
Рис. 7. Биотит-амфиболовые очковые плагиогнейсы. Уфалейский метаморфический комплекс



Рис. 8. Порфиробласты граната в биотитовых плагиогнейсах, Уфалейский комплекс

Рис. 9. Диаграмма соотношения алюминия в тетраэдрической и октаэдрической координации в метаморфических амфиболах докембрийских уральских метаморфических комплексов:

1 – Адамовского; 2-3 – Кочкарского: Светлинское хрусталеносное месторождение (2), Светлинское золоторудное месторождение (3); 4 – Уфалейского; 5 – Джабык-Карагайского; 6 – амфиболы Беломорского комплекса (Володичев, 1975); штриховой контур - поле амфиболов Удокано-Становой зоны амфиболитовой фации, по С. П. Кориковскому (1967)



Амфиболиты сильно варьируют по облику и составу, характеризуются различным содержанием плагиоклаза, наличием или отсутствием биотита, граната, эпидота. По химическому составу среди амфиболитов нижнего протерозоя намечаются умеренно титанистые и титанистые разновидности, соответствующие толеитовым базальтам (рис. 10); характерная их черта - повышенная железистость, марганцовистость и фосфатность (рис. 11).

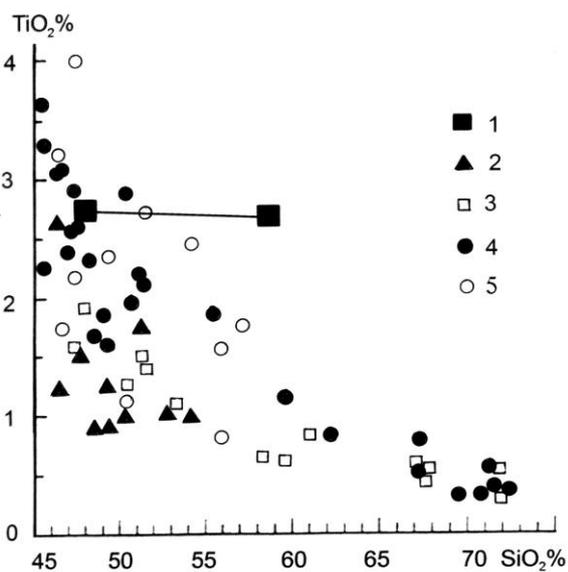


Рис. 10. Диаграмма  $TiO_2 - SiO_2$  для субщелочных магматитов нижнепротерозойского гранулит-амфиболитового комплекса основания стадии континентального рифтогенеза:

1 – континентальные трахибазальты навышского комплекса (Бочкарев, Язева, 2000); 2 – амфиболиты селянkinской свиты (ильменогорский комплекс) (Панков, 1990); 3 – магматиты адамовского комплекса (анализы авторов); 4 – магматиты уфалейского комплекса (Алексеев, 1984); 5 – амфиболиты уфалейского комплекса (Гаврилова и др., 2007)

Для перечисленных гнейсово-амфиболитовых комплексов существует некоторая общая закономерность в строении разрезов, которая заключается в преобладании амфиболитов в нижней части и плагиогнейсов в верхней. Кроме того, в верхней части комплексов появляются прослои кварцитов и мраморов. Амфиболиты по химическому составу соответствуют толеитовым базальтам и включают тела метаультрамафитов (клинопироксенитов) и metabазитов (габбро-амфиболитов). Иногда по ним развиваются эклогиты и эклогитоподобные породы, а также глаукофановые сланцы (неркаюнский, уфалейский комплексы).

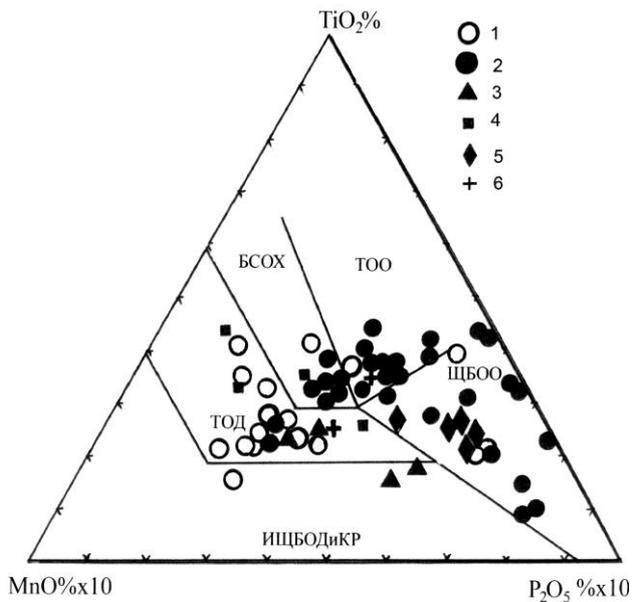


Рис. 11. Диаграмма  $MnO-TiO_2-P_2O_5$  для апобазальтовых амфиболитов архейско-протерозойского гранулит-амфиболитового комплекса основания:

1 – амфиболиты тараташского и александровского комплексов (Алексеев, 1984); 2 - амфиболиты уфалейского комплекса (уфалейская свита) (Алексеев, 1984); 3 – амфиболиты ильменогорского комплекса (селяннинская свита) (Панков, 1990); 4 – амфиболиты адамовского комплекса (анализы авторов); 5 – трахибазальты навьшского комплекса (Алексеев, 1984); 6 – амфиболиты хобеизского и харбейского комплексов (Бочкарев, Язева, 2000). Оконтуры поля: ТОО – толеитовых океанических островов,

БСОХ – базальтов срединно-океанических хребтов, ТОД – толеитов островных дуг, ИЩБОДиКР – известково-щелочных базальтов островных дуг и континентальных рифтов, ЩБОО – щелочных базальтов океанических островов. Основа диаграммы по (Mullen, 1983)

Геохимические данные по редкоземельным элементам, полученные для уфалейских амфиболитов и сопоставимые с аналогичными трендами навьшского, кувашского и шатакского комплексов, подтверждают их принадлежность к континентальной толеитовой серии, аналогичной щелочным базальтам Восточно-Африканской рифтовой зоны (рис. 12).

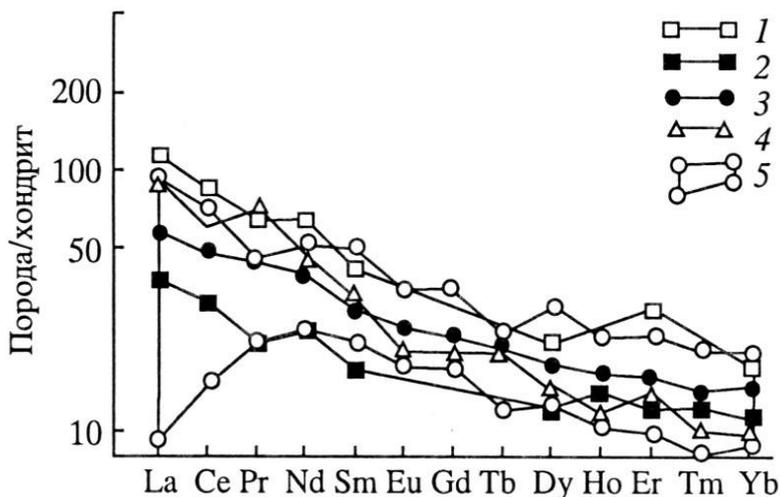


Рис. 12. Нормированное по хондриту распределение РЗЭ в ранне-среднерифейских вулканитах стадии континентального рифтогенеза (Бочкарев, Язева, 2000) и в амфиболитах Уфалейского комплекса (Шагалов, Шардакова, 2005):

1 – трахибазальты навьшского комплекса ( $R_1$ ); 2, 3 – континентальные толеитовые базальты кувашского (2) и шатакского (3) комплексов ( $R_2$ ); 4 – щелочные базальты Восточно-Африканской рифтовой зоны (Фролова, Бурикова, 1997); 5 – поле апобазальтовых амфиболитов уфалейской свиты ( $PR_1$ )

Наибольшее сходство, особенно по микроэлементному составу апобазальтовых амфиболитов уфалейской свиты с базальтами океанических островов и континентальных рифтов, указывает на происхождение этих пород за счет мантии, в той или иной степени обогащенной литофильными элементами, в отличие от океанических рифтов, первичные расплавы которых отражают происхождение из истощенного мантийного источника. Обогащенный источник континентальных рифтов, согласно существующим представлениям, подтвержденным экспериментальными и теоретическими данными, занимает более глубокие уровни в мантии, где происходит генерация более богатых щелочами магм (Грин, Рингвуд, 1970; Фролова, Перчук, Бурикова, 1989; Рябчиков, 1987; Богатиков, 1991; Богатиков и др., 2010).

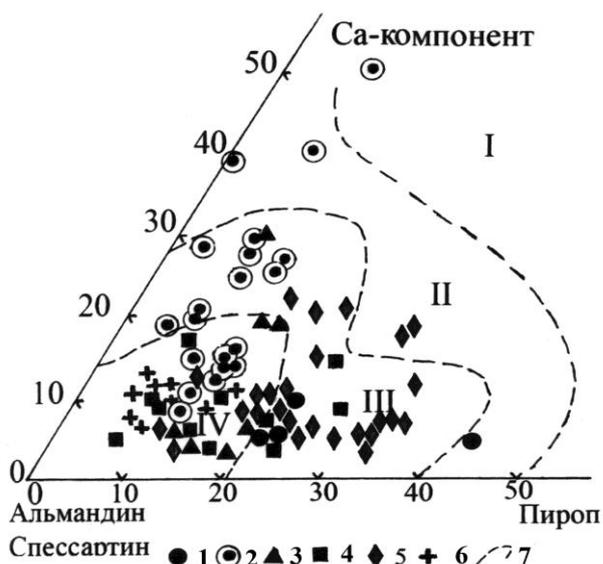
Вторая относительно широко распространенная в уфалейской свите группа пород - гнейсы и гранито-гнейсы — объединяет грубополосчатые, лейкократовые разновидности гнейсов, нередко переходящих в породы практически гранитного состава, присутствующих в подчиненном количестве среди амфиболитов. Как в архейских глыбах южного обрамления Алданского щита, так и в диафоритах Кольского полуострова, ассоциации глиноземистых пород становятся многоминеральными: кроме граната, силлиманита, присутствует кианит, биотит, мусковит, ставролит, плагиоклаз, кварц. Отличительной особенностью этих пород является переменное количество темноцветных минералов, представленных амфиболом, биотитом и, что весьма характерно, магнетитом, количество которого порой достигает 10 %. Расчетные РТ-параметры формирования гранито-гнейсов: Р = 6-7 кбар, Т = 600-700 °С (Кейльман, 1974; Мельников, 1976; Холоднов и др., 2006).

**Гранаты.** Возможность использования гранатов для определения термодинамических условий метаморфизма, так же как и других минералов, представляющих изоморфные ряды, оживленно обсуждается уже на протяжении не одного десятка лет. Большинство исследователей констатируют, что, несмотря на ряд осложняющих факторов, железистость-магнезиальность гранатов зависит от температуры и давления при их образовании, а содержание кальция в пиральспитовых гранатах определяется преимущественно давлением [Перчук, 1970; Кебезинская, 1972; Огородников, 1985].

Гранаты в породах Уфалейского и Адамовского гнейсово-амфиболитовых комплексов, претерпевших докембрийский метаморфизм низов гранулитовой и амфиболитовой фаций, относятся к пироп-альмандиновому типу с содержанием Са-компонента до 50 %. Содержание спессартиновой молекулы в них варьирует от 0,65 до 18,3 %. (рис. 13, 14).

Рис. 13. Компонентный состав гранатов метаморфических комплексов Южного Урала (Огородников и др., 2007):

1 – реликтовые гранаты гранулитового этапа метаморфизма (уфалейский комплекс); 2 – гранаты карельского этапа амфиболитовой фации (уфалейский комплекс); 3 – гранаты Кочкарского комплекса; 4 – гранаты Адамовского комплекса; 5 – гранаты Беломорского комплекса из кианит-гранат-биотитовых гнейсов (Володичев, 1975); 6 – гранаты Кольско-Норвежского комплекса (Глебовицкий, Бушмин, 1983); 7 – поля гранатов из различных фаций метаморфизма (Соболев и др., 1970): I – эклогитовой, II – гранулитовой, III – амфиболитовой, IV – эпидот-амфиболитовой



Гранаты размещаются преимущественно в поле амфиболитовой, частично гранулитовой фаций.

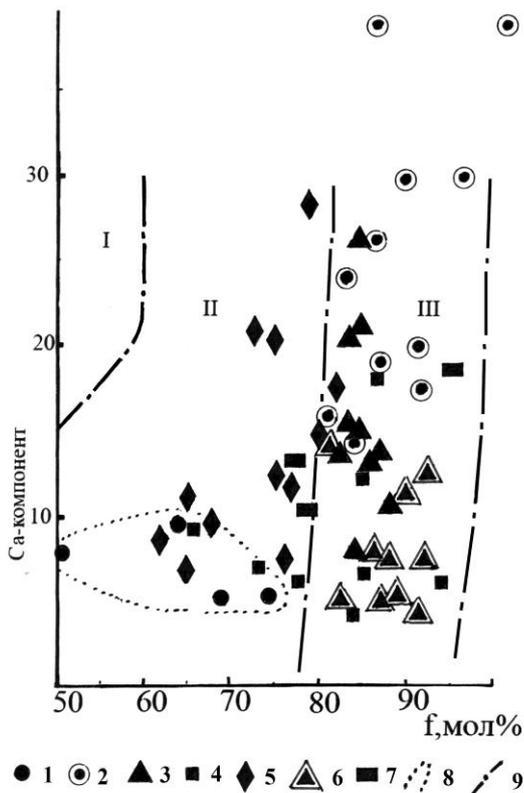


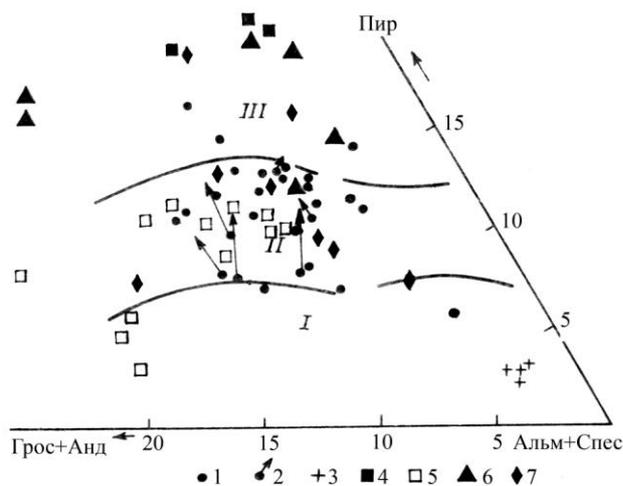
Рис. 14. Соотношение железистости и кальциевого компонента гранатов Уфалейского и Адамовского метаморфических комплексов (Огородников и др., 2007):

1 – реликтовые гранаты гранулитового метаморфизма (уфалейский комплекс); 2 – гранаты карельского этапа метаморфизма амфиболитовой фации (уфалейский комплекс); 3 – гранаты высокобарического эклогитового этапа метаморфизма (зона влияния ГУГра); 4 – поле гранатов адамовского комплекса; 5 – гранаты Хизоваарского месторождения Беломорского комплекса (Глебовицкий, Бушмин, 1983); 6 – гранаты кианитовых месторождений Кольского полуострова (Глебовицкий, Бушмин, 1983); 7 – гранаты Холоднинского месторождения (Байкало-Патомское нагорье); 8 – поле уральских реликтовых гранатов докембрийского этапа метаморфизма; 9 – поля гранатов по (Соболев и др., 1970): I – эклогитов; II – гранулитовой фации; III – амфиболитовой фации

Гранаты ставролит-биотитовых парагенезисов обладают характерным для прогрессивно-метаморфических образований прямым типом зональности по марганцу и кальцию и обратным – по железу и магнию. По компонентному составу изученные гранаты являются типичными для зон ставролита и кианита регионального метаморфизма (рис. 15).

Рис. 15. Компонентный состав гранатов метаосадочных пород кейвского комплекса (1-3) и докембрийских пород уральских метаморфических комплексов (4-7). По (Метаморфизм супракрустальных ..., 1986; Огородников и др., 2012):

1-2 – гранат-дистен-ставролитовой субфации (по результатам химического анализа – 1, электронно-зондового анализа – 2); 3 – гранат силлиманитовых парагенезисов из зон контактово-метаморфического воздействия щелочных гранитов; 4-5 – гранаты уфалейского комплекса: нижнепротерозойского блока (4), рифейских отложений (5); 6 – гранаты кочкарского комплекса; 7 – гранаты адамовского комплекса. Сплошные линии – зоны кианитового метаморфизма (I – граната, II – ставролита и кианита, III – силлиманита и кианита)



Сопоставление гранатов из уральских метаморфических комплексов, в которых локализованы кианитовые месторождения и проявления, показывает, что наиболее высокотемпературными и высокобарическими являются уфалейский и кочкарский метаморфические комплексы, где сконцентрированы наиболее перспективные кианитовые рудопроявления (Карабашское и Борисовские сопки).

**Биотиты.** Биотиты являются постоянной составляющей большинства пород метаморфических комплексов от metabазитов до гнейсов, гранитов, пегматитов. Соотношение изоморфных компонентов в этих минералах варьирует в широких пределах. Составы метаморфических биотитов на диаграмме, отражающей относительное содержание определяющих минералов, располагаются вблизи линии истонит - сидерофиллит. Реликтовые биотиты докембрийского высокотемпературного этапа метаморфизма обладают минимальной глиноземистостью и железистостью. Повышение температуры и увеличение давления в коллизионных шовных зонах сопровождается увеличением магнезиальности и железистости биотитов (рис.16).

Реликтовые высокотемпературные биотиты докембрийских плагиогнейсов характеризуются высоким содержанием  $TiO_2$  и повышенной железистостью. Снижение температуры метаморфизма пород во время коллизионных преобразований сопровождается снижением уровня титанистости биотитов, при этом уровень железистости изменялся незначительно (рис. 17). Аналогичные закономерности установлены для докембрийских пород Удокано-Становой зоны (Кориковский, 1967) и для ряда метаморфических областей Японии (Науама, 1959).

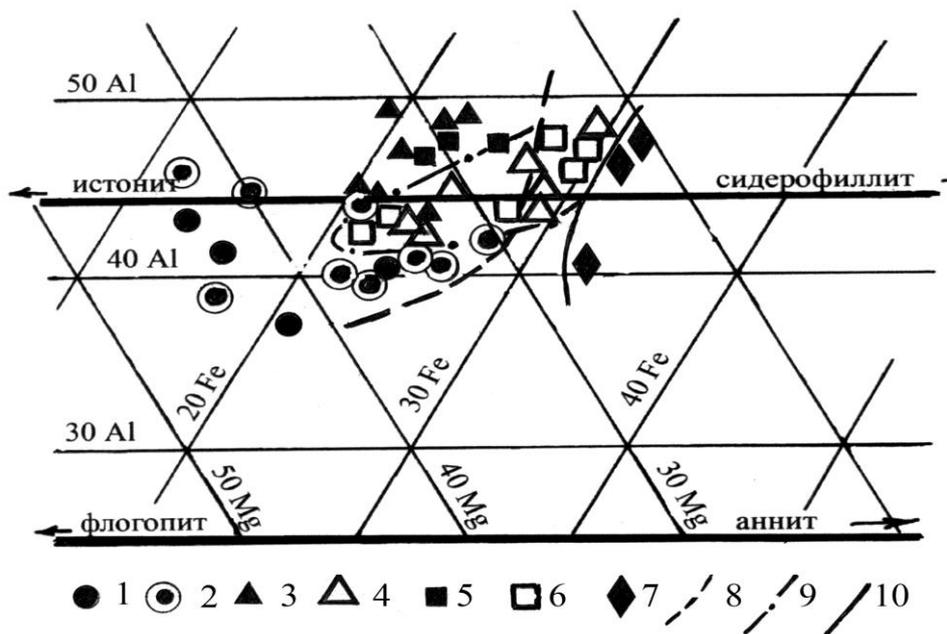
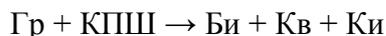


Рис. 16. Диаграмма химических составов метаморфических биотитов метаморфических комплексов Южного Урала:

1 – реликтовые биотиты гранулитового этапа метаморфизма (уфалейский комплекс); 2 – биотиты карельского этапа амфиболитовой фации (уфалейский комплекс); 3-4 – биотиты Кочкарского метаморфического комплекса: из гнейсов амфиболитовой фации (3), из кристаллических сланцев эпидот-амфиболитовой фации (4); 5-6 – биотиты Адамовского метаморфического комплекса: из пород гнейсового ядра (5), из кристаллических сланцев эпидот-амфиболитовой фации (6); 7 – биотиты зоны зеленосланцевой фации (Кочкарский комплекс); 8-10 – поля составов биотитов амфиболитовой (8), эпидот-амфиболитовой (9), зеленосланцевой (10) фаций

При картировании метаморфических комплексов широко используются порообразующие минералы (индекс-минералы), которые имеют узкие интервалы устойчивости, или изменяются их свойства при изменении термодинамических условий.

Калиевый полевой шпат почти полностью отсутствует в диафторитах по гранулитам (Гранулитовая ..., 1972). Реакция исчезновения калиевого полевого шпата следующая:



В результате реакции освобождается глинозем, который кристаллизуется в виде кианита (силлиманита).

Особенно важны для выяснения последовательности явлений наложенного метаморфизма соотношения глиноземистых минералов: силлиманита, кианита, андалузита, которые могут существовать в виде двух генераций — метаморфогенной и метасоматической.

Появление высокобарических парагенезисов в докембрийских метаморфических комплексах (Балтийский щит, Украинский щит, Алданский щит, Волго-Уралья и др.) связано не столько с гидротермально-метасоматическими преобразованиями (изменение кислотности-щелочности) пород глубинными флюидами, сколько с кристаллохимическим фракционированием при метаморфизме, обусловленным селективным переходом под давлением в раствор «наименее надежно закрепленных» ионов в кристаллической решетке, которое меняет соотношение химических потенциалов компонентов в твердой и жидкой фазах, определяя, в частности, щелочность-кислотность и другие свойства раствора. Векторное стрессовое давление, возникающее в зонах тектонического сжатия, трансформируясь дилатационно-гидравлическим путем во флюидное давление с весьма высоким градиентом, стимулирует инфильтрационные процессы (Белолипецкий, 1981; Бельков, 1963; Жданов, 1980; Беляев, 1981; Кейльман, 1974, 1990; Огородников, 1975, 1993; Огородников и др., 2012).

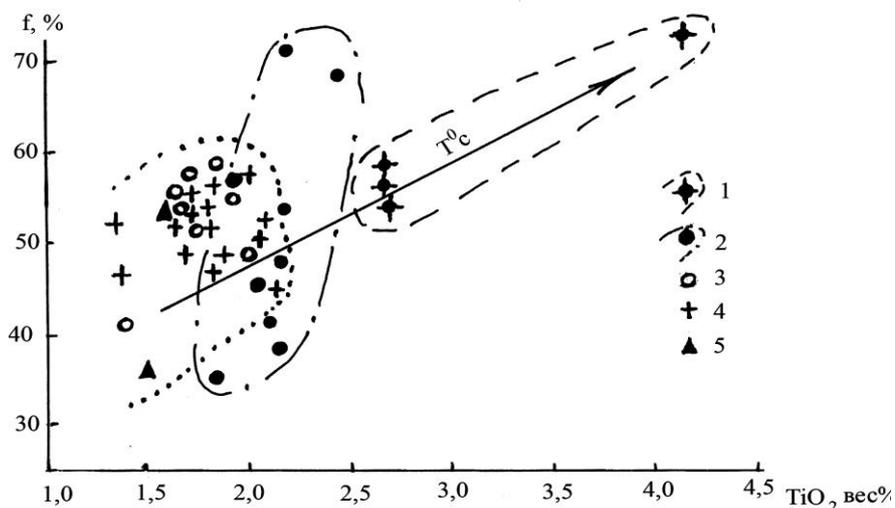


Рис. 17. Связь железистости и титанистости биотитов Уфалейского комплекса:

1 – поле реликтовых биотитов гранулитового этапа метаморфизма (Мельников, 1976); 2 – поле биотитов из высокотемпературной зоны Уфалейского гнейсового блока (Мельников, 1976); 3-5 – биотиты зоны смятия ГУГРа позднеколлизийного этапа: анализы (Мельников, 1976) – 3, (Белковский, 1989) – 4, (Маркс, 1969) – 5

Поэтому кианит в плагиогнейсах гнейсовых ядер архейско-протерозойского возраста на Урале (*Уфалейского, Сысертско-Ильменогорского, Кочкарского, Адамовского, Джабык-Карагайского метаморфических комплексов*) образуется по биотиту (рис. 18), а не по алюмосиликатам - полевым шпатам или мусковиту, и минеральная ассоциация создается без кварца, в отличие от гидротермально-метасоматического способа образования кианит-кварцевых зон (рис. 19).

Аналогичное взаимоотношение минералов наблюдается и в *беломорском гнейсово-мигматитовом комплексе* (Щербакова, 1982). Кианит в этих породах рассматривается как типичный метаморфогенный минерал амфиболитовой фации. При этом отмечается обычная ассоциация его с биотитом, иногда с мусковитом. Обычной формой нахождения кианита являются идиоморфные призматические кристаллы длиной 0,5-5,0 мм. Характерно развитие кианита по биотиту. Крупные зерна кианита могут содержать включения граната, биотита, кварца, графита. Кроме метаморфогенного кианита в составе беломорского комплекса установлены кианитизированные горные породы с новообразованным, метасоматическим кианитом.

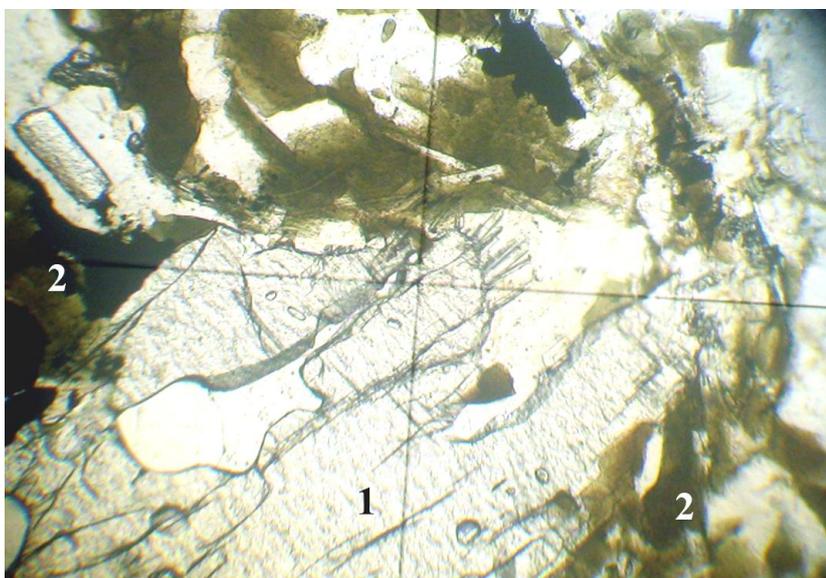


Рис. 18. Развитие метаморфогенного кианита (1) по биотиту (2) в плагиогнейсах Шумихинской свиты. Шлиф ШМ-11, без анализатора, увел. 20X

Поздний кианит во всех кианитизированных породах по формам выделения и взаимоотношению с другими минералами совсем иной, чем метаморфогенный кианит кианит-гранат-биотитовых плагиогнейсов. Метасоматический кианит, часто игольчатой формы, совместно с кварцем замещает все минералы плагиогнейсов. Кроме этого, среди кианитизированных метасоматитов встречены кианит-кварцевые жилы, с кианитом в зальбандах (Бельков, 1963; Щербакова, 1982).

Алюмокремниевые метасоматиты второй группы локализируются в шовных долгоживущих зонах складчатых областей. Чем лучше тектонически подготовлен район, тем мощнее и разнообразнее в нем проходили метасоматические процессы, тем больше они были специализированы в металлогеническом отношении. Образование алюмокремниевых метасоматитов обусловлено химическим воздействием кислотного инфильтрующегося раствора на горные породы. Формируются в широком диапазоне температуры и давления тем интенсивней, чем активнее раствор и выше проницаемость пород. Естественно, для развития таких метасоматитов наиболее благоприятны зоны пониженных динамических нагрузок, чем и определяется приуроченность их к структурам растяжения, участкам

повышенной трещиноватости и т. д. Соответственно, для возникающих ассоциаций характерны минералы более низкой структурной плотности, в которых алюминий в четверной координации преобладает над алюминием в шестерной координации: силлиманит, андалузит, мусковит, алюмохлориты и т. д.

Таким образом, образование месторождений высокоглиноземистых минералов связывается с метаморфическими комплексами архейско-протерозойского возраста и преобразованием их гидротермально-метасоматическим путем во время палеозойского орогенеза. Метаморфогенно-метасоматический механизм образования кианитовых месторождений создает относительно стратифицированные залежи с крупными запасами, наибольшие из которых сконцентрированы на Кольском п-ове (свита Кейв), Карелии, Сибири и на Урале (Коротеев и др., 2011; Огородников и др., 2012).

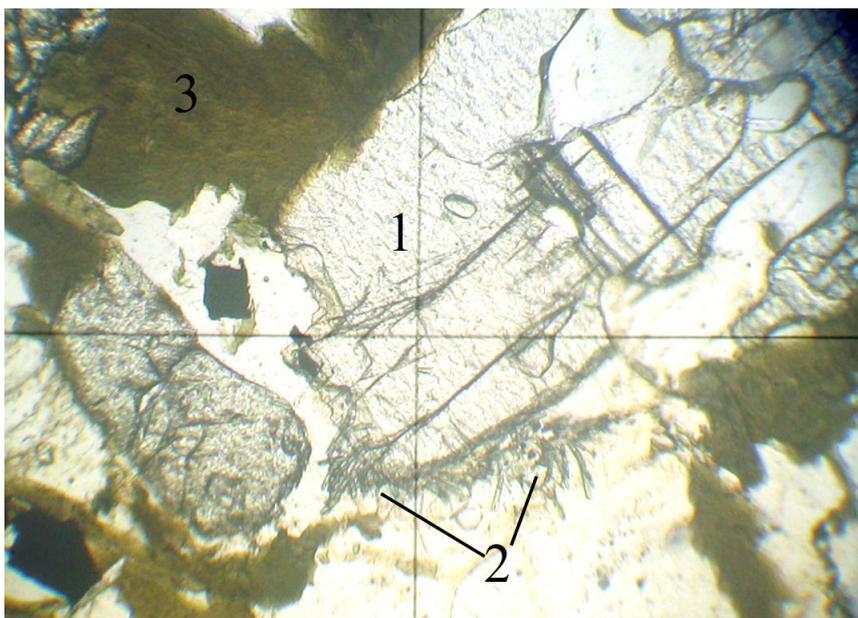
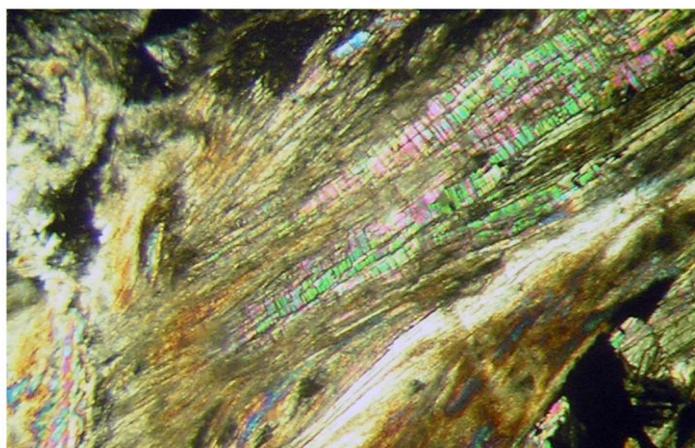


Рис. 19. Развитие метасоматического кианита (2) в ассоциации с кварцем по раннему метаморфогенному кианиту (1) в биотитовом (3) гнейсе. Шлиф ШМ-8, без анализатора, увел. 40X

Породы практически всех гнейсовых блоков метаморфизованы в условиях силлиманит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации. Для биотитовых плагиогнейсов типоморфен **силлиманит** как равновесный член высокотемпературной амфиболитовой фации, представленный обычно пластинчатой разновидностью. При наложении на метаморфические породы процессов кислотного выщелачивания он замещается фибролитом (рис. 20), который может появляться за пределами изограды метаморфогенного пластинчатого силлиманита (Огородников, 1975,1993; Огородников и др., 2012).

Рис. 20. Пластинчатый силлиманит (1) (метаморфический) замещается тонко-игольчатым метасоматическим (2) силлиманитом (фибролитом). Светлинское месторождение пьезокварца, шлиф 2214/52, увел. 40x, без анализатора



**Ставролит** встречается в ассоциациях с кварцем, плагиоклазом (олигоклаз), бурым биотитом, гранатом. Наиболее широко развит в Кочкарском комплексе. Образует неправильные скелетные выделения вплоть до мелких ксеноморфных зерен ( $n_g = 1,750-1,752$ ;  $n_p = 1,737-1,743$ ;  $F = 76,5-79,5$  %). Повышение степени метаморфизма приводит к замещению ставролита в присутствии кварца ассоциацией Сил-Кор-Гр, что наблюдается вблизи купольных частей брахиформных структур в пределах силлиманит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации (Огородников, 1975, 1993).

**Поздний протерозой (рифей)** – интервал геологического времени продолжительностью около 1 млрд лет, начавшийся с карельской тектономагматической эпохи ТМЭ ( $1650 \pm 50$  млн лет назад) и продолжавшийся до байкальской ТМЭ ( $650 \pm 20$  млн лет назад), носит название **рифей**. Рубежами готской ТМЭ ( $1350 \pm 20$  млн лет назад) и гренвилльской ТМЭ ( $1000 \pm 50$  млн лет назад) рифей делится на три части – нижний, средний и верхний (Хаин, 2003).

Название «рифей» происходит от древнего наименования Урала и впервые было предложено Н. С. Шатским для мощного комплекса поздне-докембрийских отложений, развитых на Урале. Сегодня уже нет сомнений, что рифей – это крупнейший интервал геологической истории, совершенно особый, разделяющий тектонически активный раннедокембрийский период формирования континентальной коры и фанерозойский период повторных активнейших тектонических движений, деструкции коры и формирования при все возрастающем значении плейттектоники новой коры в пределах Урало-Монгольского, Средиземноморского и Тихоокеанского глобальных поясов (Рундквист, 1992).

По особенностям тектонических движений, не столь интенсивных и контрастных, как в предшествующие и последующие эпохи, по характернейшим геологическим формациям – исключительно широкому развитию карбонатных, терригенных, высокоуглеродистых толщ, появлению на границе с рифеем специфических магматических комплексов гранитов рапакиви, распространению щелочных пород, карбонатитов и многим другим признакам следует вывод, что рифей – характернейший период геологической истории, не имеющий себе аналогов. В рифейское время заканчивается крупнейший раннедокембрийский период развития Земли и начинается новый – фанерозойский.

На большинстве докембрийских щитов, в том числе и на Балтийском, это было время тектономагматической активности, выражавшейся в континентальном рифтогенезе. Для континентального рифтового магматизма типичны продукты щелочной, субщелочной и толеитовой серий, образующих, как правило, бимодальные ассоциации. Он сопровождался соответствующим магматизмом с преобладанием Fe-Ti пикритов и базальтов нормальной и умеренной щелочности, а также появлением гранитов и кислых вулканитов (Ярмлюк, Коваленко, 1991; Богатиков и др., 2010).

По северной периферии Восточно-Европейского кратона 1,40-1,35 млрд лет назад развивался глобальный структурно-геологический пояс, протянувшийся от Сибири и Урала через Скандинавию, Южную Гренландию и Лабрадор к Северной Америке. Здесь в это время в анорогенных условиях происходило излияние базальтов и внедрение гранитов и гранитов-рапакиви (Бердяушский массив — 1355 млн лет). Таким образом, мы приходим к выводу, что наиболее выразительным показателем рифтогенеза в условиях континентов является магматизм. Его характер отражает глубинные процессы и показывает существование одного из важнейших факторов рифтогенеза — аномальной мантии под областями развития соответствующих пород на момент их образования (Ярмлюк, Коваленко, 1991).

**Рифейско-вендские образования** рифейско-кембрийского структурного этажа на западном склоне Урала имеют исключительно широкое развитие (Алексеев, 1984).

Заложение и развитие раннерифейского рифта сопровождалось заполнением грубообломочными молассоидными отложениями, среди которых преобладают обломки пород преимущественно гранито-гнейсового состава, сносившиеся с плеч рифта и внутренних горстовых поднятий типа Тараташского выступа. Параллельно с формированием

и заполнением рифтовых структур грубообломочным материалом на плечах рифта проявляется вулканическая деятельность. В нижней части разрезов появляются покровы трахибазальтов мощностью до 250-300 м и, по данным В. П. Парначева (1987), характеризующиеся высокой титанистостью ( $TiO_2$  до 2,7 мас.% и более), значительной щелочностью и железистостью; содержание пятиоксида фосфора около 0,7 мас. %. В верхних частях разрезов появляются низкотитанистые и высокоглиноземистые базальты толеитового типа (Парначев, 1987; Иванов, Русин, 1987; Коротеев и др., 1994). Несмотря на осадочный характер заполнения рифтогенных структур, магматические породы в них имеют существенное значение. В рифейских осадочных комплексах вулканогенные образования играют подчиненную роль, локализуясь в основании разрезов бурзяния (навышский комплекс айской свиты) и юрматиния (машакская свита). Среди них распространены трахибазальты, толеитовые базальты, риолиты и субвулканические тела преимущественно основного состава, выделяемые в базальтовую и контрастную риолит-базальтовую ассоциации (Алексеев, 1984; Рыкус, Сначев, 1999).

Локальное проявление раннерифейских базальтоидных вулканитов, их калиевый характер и высокая суммарная щелочность могут свидетельствовать о формировании исходных расплавов в начальный импульс рифтообразования в обстановке, близкой к эпиконтинентальной горячей точке (Бочкарев, Язева, 2000). Они свидетельствуют, что под рифтами расположены мантийные диапиры, которые проникают в пределы коры, формируя области повышенного, нередко очень высокого термического режима, в которых происходит подъем нагретого мантийного материала. С этим хорошо согласуются данные о высоком тепловом потоке в пределах рифтовых зон, который в 2-3 раза превышает величины теплового потока в других регионах (Богатилов, 1991).

Стратотипом разреза рифея является разрез Башкирского антиклинория Южного Урала. Три серии стратотипа рифея, отражающие последовательные стадии развития, разделяются геологическими событиями разного масштаба и охарактеризованы специфическими комплексами микрофоссилий, строматолитов и микрофитолитов.

Эти три серии, традиционно служившие моделью для разработки схем общего расчленения рифея, являются типами подчиненных рифею хроностратиграфических единиц – нижнего рифея (*бурзяния*), среднего рифея (*юрматиния*) и верхнего рифея (*каратавия*).

В цикле раннедокембрийского развития к началу позднего протерозоя было сформировано, по разным оценкам, от половины до трех четвертей современного объема континентальной коры. Существуют серьезные основания думать, что в результате отмирания и замыкания раннепротерозойских глубоководных бассейнов эта кора в раннем рифее была стянута в единый суперконтинент – Пангея-I (Короновский, Хаин, 2006). Кроме того, особенно в конце раннего рифея на ряде платформ возникла сеть рифтов – будущих авлакогенов. Примечательно, что в Восточной Европе (западном склоне Урала) и Сибири (Юдомско-Майский авлакоген) наиболее глубокие и широкие авлакогены приурочены к периферии современных древних платформ, как бы намечая собой их будущие ограничения. Таким образом, Пангея-I уже в раннем рифее отнюдь не была монолитным суперконтинентом. В ней существовали довольно многочисленные рифтогенные зоны растяжения, утонения слагавшей ее сиалической коры, однако дело еще не доходило до полного разрыва этой коры и до новообразования коры океанического типа (Хаин, 2003; Короновский, Хаин, 2006).

Среднерифейское (юрматинское) время знаменуется заложением новой рифтогенной структуры к востоку от раннерифейских отложений, что, по-видимому, связано со смещением к востоку мантийного диапира. Формируется *среднерифейский-вендский комплекс рифтогенных отложений ( $R_2 - V$ )*. Базальные горизонты, представленные машакской свитой в Башкирском мегантиклинории, сложены конгломератами, кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками; в Сысертско-Ильменогорском мегантиклинории с этими отложениями сопоставляются высокометаморфизованные породы сайтовской серии (аракульская, сайтовская, игишская свиты), в Уфалейском комплексе – куртинской,

таганайской и уреньгинской свит, а в Кочкарском метаморфическом комплексе породы еремкинской и светлинской толщ, в разрезе которых в настоящее время преобладают биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-биотит-ставролитовые с силлиманитом, кордиеритом, амфиболовые и другие кристаллические сланцы, среди которых встречены прослой мраморов и графитистых кварцитов, несущие признаки наземно-континентального происхождения (Парначев, 1987; Кейльман, 1974; Сначев и др., 1990; Огородников, 1993; Маслов и др., 2001; Огородников и др., 2007).

В конце раннего протерозоя — начале рифея под воздействием мантийного плюма формируется сводовое поднятие и в раннем рифее происходит его раскол с образованием системы глубинных разломов, по которым в раннепротерозойский субстрат внедряются мафит-ультрамафитовые интрузии (шигирский комплекс). Шигирский комплекс (PR<sub>1</sub>) метаморфизованных ультрамафитов и пироксенитов слагает несколько сближенных массивов плагиоклазовых перидотитов («израндитов») и оливиновых пироксенитов, серпентинитов и других метапород по ультрабазитам в районе Шигирских сопок в западном борту Уфалейского поднятия, контролируемых субмеридиональным Уфимским тектоническим разломом.

Пироксениты макроскопически представлены здесь полосчатыми и массивными разностями с величиной зерен от 2 до 4 мм. В их составе присутствует амфиболлизированный пироксен, в реликтах зерен определяемый как диалаг, иногда — оливин. Плагиоклазовые перидотиты содержат оливин и ксеноморфный плагиоклаз (2-3 %) с характерными келифитовыми каймами бледно зеленого амфибола на стыке плагиоклаза с оливином, как это описано Л. Н. Овчинниковым (1968) на г. Карандаш в Александровском метаморфическом комплексе. Метаультрабазиты представлены серпентинит-тремолит-хлоритовыми тонковолокнистыми породами с таблитчатыми выделениями бастита и сыпью тонких зерен магнетита.

Активизация мантийного магматизма относится к началу рифея, когда при минимальных степенях частичного плавления и максимальной глубине мантийных источников формировались щелочные карбонатно-силикатные магмы, взаимодействие которых с диплетированным веществом литосферной мантии привело к формированию обогащенных мантийных резервуаров. Усиление мантийного магмообразования в рифее и венде сопровождалось накоплением магматического материала в основании раннедокембрийской континентальной коры. В условиях малой подвижности и проницаемости этой коры наверх в разное время прорывались лишь небольшие объемы магматического материала. На востоке Восточно-Европейской платформы, на Урале, увеличение линзы базитов и ультрамафитов в основании коры привело в конечном итоге к сводовому воздыманию, достигшему пика в конце венда и кембрии (Пучков, 2000, 2002), и возникновению своеобразного поднятия кристаллического архей-раннепротерозойского фундамента с расчлененным горным рельефом, образованием рифтовых структур, обусловленным подъемом диапира разуплотненной мантии, что, согласно классификации Е. Е. Милановского (1976), позволяет отнести их к сводово-вулканическому типу.

В различных геолого-структурных условиях в зависимости от «жесткости», степени консолидации фундамента, а также мощности земной коры в этом участке возникают различные серии последовательно и закономерно развивающихся интрузивных пород. В целом они составляют определенные ветви, берущие начало от различных исходных магм. При этом предполагается связь щелочно-ультраосновной и щелочно-габброидной ветви с глубинными источниками верхней мантии и базальтовым слоем, а щелочно-гранитной - с сиалем (Гинзбург, Караева, 1974; Богатиков и др., 2010).

В это время в зоне Зюраткульского разлома наблюдается образование расслоенных титаноносных габброидов массивов Кусинско-Копанской группы (Кусинско-Копанский комплекс - RF<sub>2</sub>), который объединяет клинопироксениты, габбро, апогаббровые амфиболиты, образующие мелкие тела и дайки в метаморфитах таганайской свиты. Вдоль висячего бока габбро залегают гранитные интрузии, связанные с базальтоидным

магматизмом гипабиссальный Рябиновский и глубинный Губенский массивы, оказывающий на габброиды контактное воздействие (Штейнберг и др., 1959; Холоднов и др., 2006). Зюраткульский разлом располагается в восточном обрамлении протяженного машакско-шатакского рифта, выполненного комплексом осадочных и вулканогенных пород среднерифейского возраста. Вулканогенные накопления представлены в основном базальтами толеитовой серии, с которыми ассоциируют дайки и субинтрузивные тела риолитов. Габбро кусинско-копанского комплекса по петрохимическим особенностям близки к базальтам, а риолиты сопоставимы с рябиновскими гранитами (Краснобаев, Бородина, 1970; Штейнберг и др., 1959; Бородина и др., 2000). Возраст габбро-гранитной формации — 1390-1330 млн лет (Холоднов и др., 2006).

При сопоставлении гранито-гнейсов Уфалейского комплекса с гранитоидами Кувашико-Машакского рифта выявлено, что гранито-гнейсы Уфалейского блока близки по геохимическим характеристикам к рябиновским и губенским гранитам. Как те, так и другие характеризуются высокой железистостью и обогащенностью титаном. По соотношению Rb и Sr рябиновские и губенские граниты и уфалейские гранито-гнейсы тяготеют к производным толеитовой магмы (Ферштатер, 1987). На разных диаграммах, предложенных для геодинамической интерпретации геохимических данных (Peurce, 1984; Интерпретация..., 2001; Даденко, 1998), гранитоиды Кувашико-Машакского рифта и гранито-гнейсы Уфалейского блока попадают в поле внутриплитных рифтогенных гранитоидов (рис. 21).

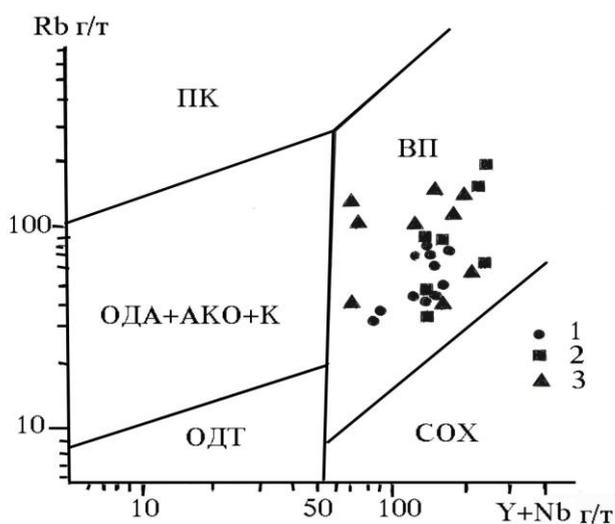


Рис. 21. Дискриминантные диаграммы Rb – (Y+Nb) для выявления геодинамических условий (Peurce, 1984) гранито-образования Южного Урала. По данным авторов и Е. С. Шагалова, Г. Ю. Шардаковой (2005), В. В. Холоднова и др., (2006):

- 1 — гранитоиды Рябиновского массива; 2 — гранитоиды Губенского массива; 3 — гранито-гнейсы Уфалейского блока

Поля гранитоидов: ВП — внутриплитные, ПК — постколлизийные, СОХ — срединно-океанических хребтов, ОДА — известково-щелочных островных дуг, АКО — активных континентальных окраин, К - коллизийных

Тренды распределения РЗЭ в среднерифейских гранитах Рябиновского и Губенского массивов, машакских и куваших риолитах и гранито-гнейсах Уфалея также очень близки (рис. 22). Для гранито-гнейсов Уфалея характерно обогащение Nb, Ti, Y, что сближает их с рифтогенными гранитоидами Рябиновского и Губенского массивов (Холоднов и др., 2006) и резко отличает от палеозойских гранитов (рис. 23).

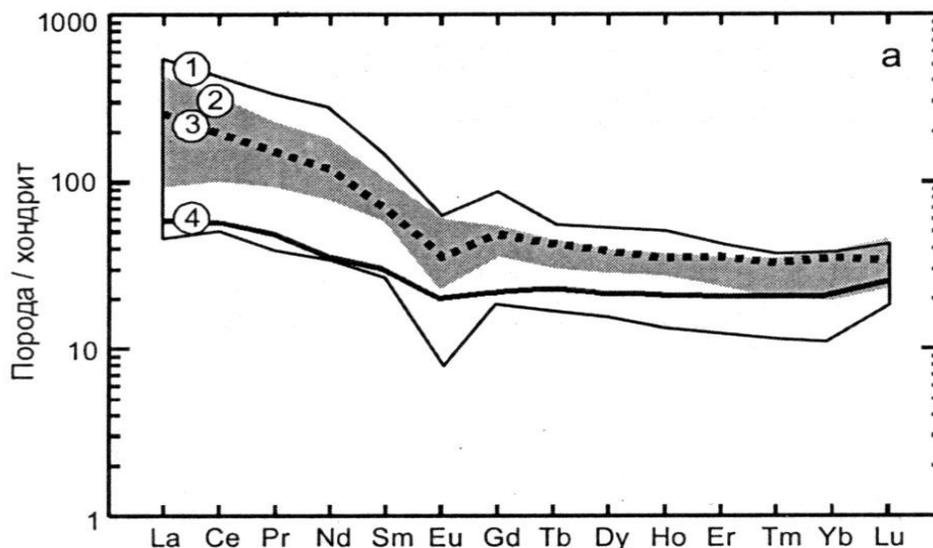


Рис. 22. Нормированные по хондриту тренды распределения РЗЭ в гранитоидах Южного Урала (Холоднов и др., 2006):

1 — гранито-гнейсы Уфалейского блока; 2 — граниты Рябиновского и Губенского массивов; 3 — метариолиты кувашской и машакской свит; 4 — гранито-гнейсы юрминского комплекса

Основные вулканы машакского риолит-базальтового комплекса и метавулканы уфалейского, ильменогорского и кочкарского комплексов представлены преимущественно оливковыми толеитовыми базальтами (рис. 24), характеризующимися повышенной меланократовостью, железистостью (суммарное железо от 14,0 до 15,7 %) и щелочностью, содержание  $TiO_2 = 0,5 - 2,2 \%$  (рис. 25).

Для кислых вулканитов данного комплекса характерна повышенная меланократовость, высокое содержание фтора и редкоземельных элементов, среди которых преобладают легкие лантаноиды (Коротеев и др., 1994).

В середине и в конце юрматиния отмечалась замедленная трансгрессия моря на выположенную сушу и формирование терригенных, мелководных отложений. Собственно бассейновые карбонатные, мелководные образования появляются в разрезе среднего рифея только в самом его конце – в авзянское время (Коротеев и др., 1994; Маслов и др., 2001). Известняки рудоносных литологических комплексов по сравнению с безрудными известняками имеют более высокие содержания Sr, Ba, B, F, Be, V, Mn, Ni (Анфимов и др., 1993). Наиболее высокие концентрации бария (317-1286 г/т) отмечены в известняках и доломитах авзянской свиты, с которыми связаны месторождения барита (Анфимов, 1997).

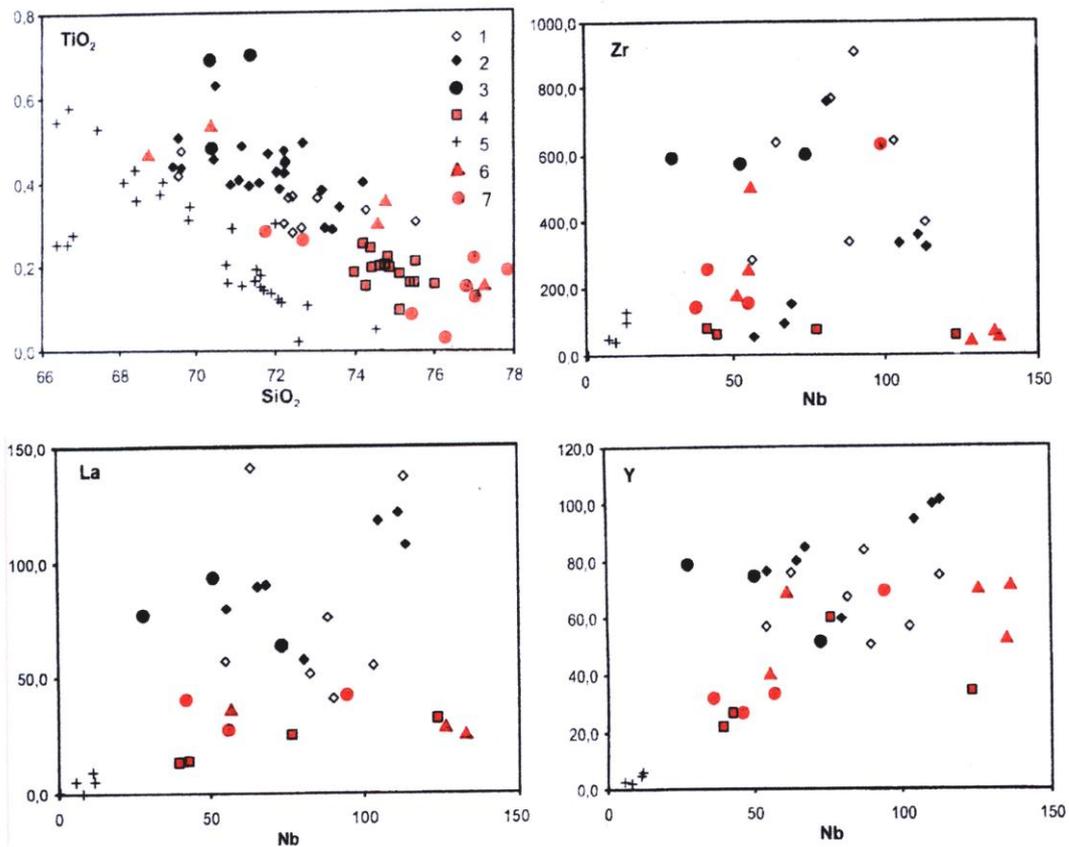
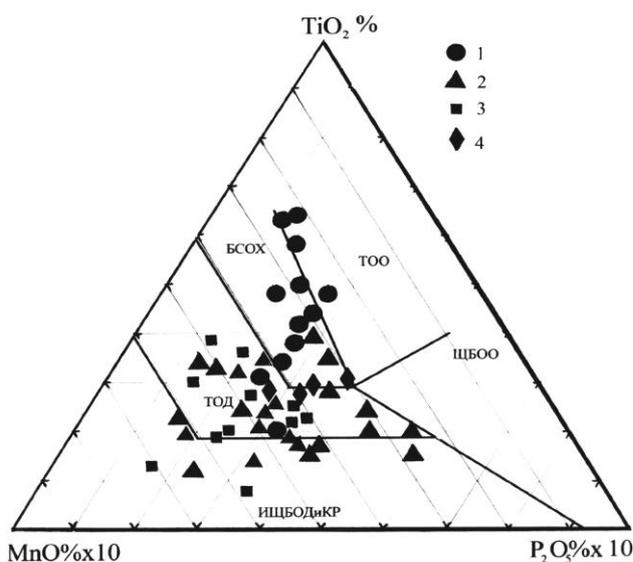


Рис. 23. Геохимическая диаграмма для массивов гранитоидов Уфалейского блока и зоны Зюраткульского разлома (по материалам Холоднова и др., 2006; Гавриловой и др., 2007; Шардаковой и др., 2015):

1- Рябиновский; 2 — Губенский; 3 — кувашские и машакские метариолиты; 4 — гранито-гнейсы Уфалейского блока; 5 - палеозойские граниты Нижнеуфалейского массива; 6 — гранитоиды чувовского комплекса; 7 — гранитоиды битимского комплекса



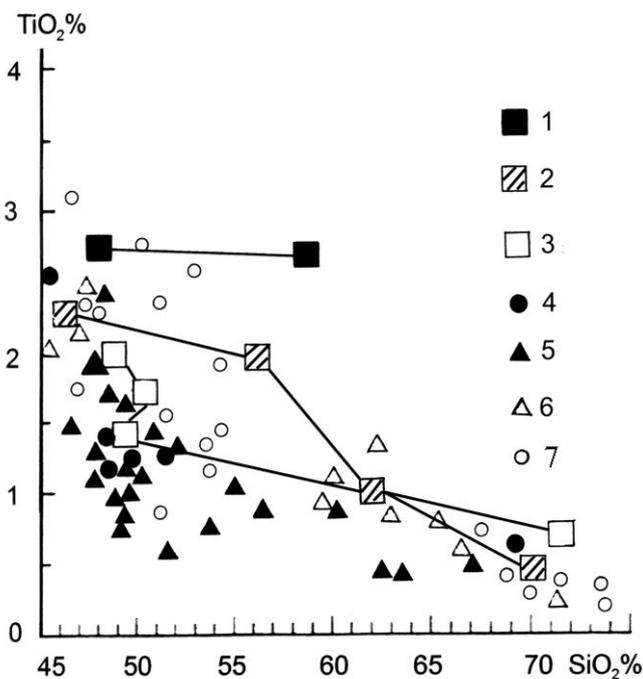
островных дуг и континентальных рифтов, ЩБОО — щелчных базальтов океанических островов. Основа диаграммы по (Mullen, 1983)

Рис. 24. Диаграмма  $MnO-TiO_2-P_2O_5$  для апобазальтовых амфиболитов среднерифейских отложений:

1 — амфиболиты куртинской свиты (уфалейский комплекс); 2 — амфиболиты сайтовской серии (ильменогорский комплекс); 3 — амфиболиты еремкинской толщи (кочкарский комплекс); 4 — континентальные толеитовые базальты машакской серии. Оконтурены поля: ТОО - толеитовых океанических островов, БСОХ — базальтов срединно-океанических хребтов, ТОД — толеитов островных дуг, ИЩБОД и КР — известково-щелочных базальтов

Рис. 25. Диаграмма  $TiO_2-SiO_2$  для рифейских субщелочных магматитов стадии континентального рифтогенеза:

1 – континентальные К-трахибазальты навышского комплекса -  $R_1$  (Бочкарев, Язева, 2000); 2 – К-Na субщелочные породы Бердяшского массива ( $R_2$ ) (Бочкарев, Язева, 2000); 3 – континентальные толеитовые базальты и трахириодациты шатакского, машакского комплексов ( $R_2$ ) (Бочкарев, Язева, 2000); 4 – отложения куртинской свиты (уфалейский комплекс) -  $R_2$  (Кейльман, 1974); 5 – отложения сайтовской свиты (ильменогорский комплекс) –  $R_2$  (Парначев, 1987); 6 – отложения еремкинской свиты (кочкарский комплекс) –  $R_2$  (Сначев и др., 1990); 7 – отложения указарской свиты (уфалейский комплекс) -  $R_2$  (Гаврилова и др., 2007)



Обращает на себя внимание повышенное содержание марганца в metabазальтах (см. рис. 24) и во всех осадочных породах докембрия Восточно-Европейской платформы, особенно карбонатных (Ронов, Ермишкина, 1959; Анфимов, 1997). Еще со времен А. Г. Бетехтина (1944) выделяют несколько металлогенических эпох концентрации марганца с образованием рудных месторождений, что приводило к общему обогащению осадочных пород рассеянным марганцем. В своем распределении по стратиграфической шкале марганец строго следует за железом, с которым связан парагенетически (Ронов, Ермишкина, 1959).

Всплески концентраций марганца и железа приходятся на докембрий, девон и юру (рис. 26, табл. 2), что обусловлено активизацией вулканогенного процесса в рифтогенных и палеоокеанических условиях, с которым связано образование низкотемпературных палеогидротермальных полей. Источником рудного вещества в палеогидротермальных полях являлись гидротермы, связанные с вулканизмом. В пределах палеогидротермальных полей в зависимости от состава рудообразующего флюида, длины пути миграции элементов, скорости смешения с морской водой и так далее формировались резко дифференцированные железистые (гематит-кварцевые) и марганцевые отложения, представляющие единую рудоносную постройку (Жуков, 2000; Старикова, 2001).

Осаждение марганца в палеогидротермальных полях осуществлялось преимущественно в карбонатной и, возможно, оксидной формах (Брусницын, 1995). С этими осадками связано также появление фосфоритовой минерализации. Крупнейшие залежи фосфоритов приурочены к шельфовым фосфатным формациям, в которые вклинены геосинклинальные кремнисто-сланцевые фосфатные формации (Парначев, 1987; Волков, 1986; Волков и др., 1992).

Фосфатпроявления обнаружены в верхней части сунгурской подсвиты и по всей толще пород ниже- и верхнекусинской подсвит. Отмечается несколько разновидностей фосфатносных пород. Доломиты серые, с включениями черных афанитовых пород, содержание  $P_2O_5$  в штуфе до 5,7 мас. %. В отдельных обломках черной фосфатной породы содержание  $P_2O_5$  достигает 17 мас. %. В мергелях оно не превышает 1,1 мас. %.

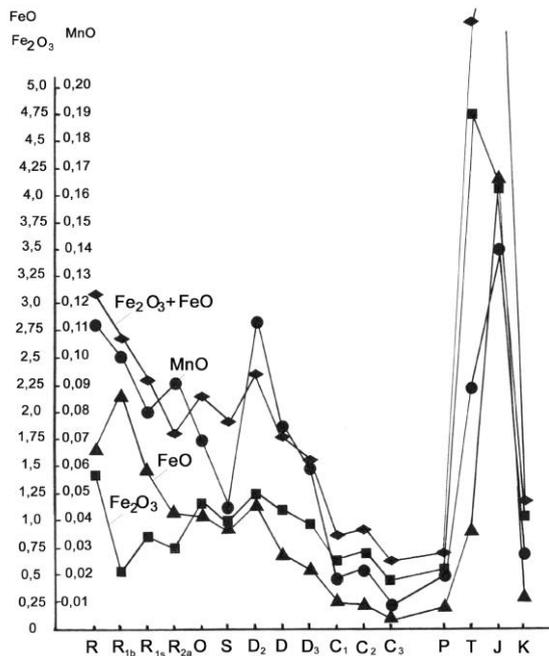


Рис. 26. Изменение среднего содержания MnO, FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в мас. % в карбонатных отложениях различного возраста Восточно-Европейской платформы. По (Ронов, Ермишкина, 1959; Анфимов, 1997)

Таблица 2

Изменение среднего содержания MnO, FeO и F<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (мас.%) в карбонатных отложениях различного возраста Восточно-Европейской платформы. По (Ронов, Ермишкина, 1959; Анфимов, 1997)

| Возраст отложений, свита      | Количество анализов | MnO   | FeO  | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |
|-------------------------------|---------------------|-------|------|--------------------------------|
| Бакальская R <sub>1</sub>     | 31                  | 0,10  | 2,12 | 0,50                           |
| Саткинская R <sub>1</sub>     | 12                  | 0,08  | 1,47 | 0,80                           |
| Авзянская R <sub>2</sub>      | 103                 | 0,09  | 1,05 | 0,72                           |
| Рифей (в целом)R              | 106                 | 0,112 | 1,63 | 1,41                           |
| Ордовик O                     | 473                 | 0,068 | 0,98 | 1,08                           |
| Силур S                       | 379                 | 0,045 | 0,87 | 0,95                           |
| Средний девон D <sub>2</sub>  | 783                 | 0,113 | 1,10 | 1,19                           |
| Верхний девон D <sub>3</sub>  | 4981                | 0,056 | 0,56 | 0,96                           |
| Девон (в целом) D             | 5764                | 0,075 | 0,71 | 1,03                           |
| Нижний карбон C <sub>1</sub>  | 814                 | 0,017 | 0,23 | 0,59                           |
| Средний карбон C <sub>2</sub> | 1192                | 0,021 | 0,24 | 0,74                           |
| Верхний карбон C <sub>3</sub> | 520                 | 0,007 | 0,13 | 0,51                           |
| Карбон (в целом) C            | 2526                | 0,016 | 0,21 | 0,63                           |
| Пермь P                       | 781                 | 0,025 | 0,19 | 0,56                           |
| Триас T                       | 76                  | 0,094 | 0,93 | 4,91                           |
| Юра J                         | 44                  | 0,142 | 4,24 | 4,18                           |
| Мел K                         | 175                 | 0,029 | 0,27 | 1,09                           |
| Среднее                       |                     | 0,068 | 0,68 | 1,02                           |

Зерна фосфата отмечены в кварцевых песчаниках с доломитовым цементом, которые показывают общее содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> до 3,5 мас. %. В зоне Зюраткульского разлома фосфатопоявления широко развиты в песчаниках фалаховой формации зигальгинской свиты, где они являются своего рода маркерами. Выделяют несколько горизонтов

фосфатоносных кварцитопесчаников, в которых содержатся прослои, линзы и изометричные тела песчаных фосфатных пород мощностью от нескольких сантиметров до 2-3 м. Содержание  $P_2O_5$  в них от 1 до 20 мас. % (Аксенов и др., 1984).

Выше по разрезу с постепенным переходом следует аспидоидная формация сланцев зигазино-комаровской свиты, где выявлены фосфатоносные породы в верхней части формации. Фосфатоносными являются кремовые доломиты, содержащие до 1 мас. %  $P_2O_5$ . Кроме того, фосфатопроявления установлены в уренгинской свите, которая М. И. Гаранем принимается как стратиграфический аналог зигазино-комаровской и авзянской свит, вместе взятых. Фосфатопроявления в уренгинской свите выявлены в амфибол-кварцевых сланцах с содержанием  $P_2O_5$  до 10 мас. % (Аксенов и др., 1984).

С процессами подъема геоизотерм и внедрения базальтовой магмы в нижние горизонты рифтовой призмы вулканогенно-осадочных пород и ее последующей дифференциацией в зоне Зюраткульского разлома проявился зональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа, зональность которого не выходит за пределы рифейского структурного этажа (Добрецов и др., 1971).

Последующая эпоха тектогенеза и высокоградиентного метаморфизма на рубеже 1100-950 млн лет была названа «*гренвильской*» и сопровождалась внедрением плутонов платформенного комплекса ультраосновных и щелочно-гранитных пород (Короновский и др., 2006). Ультраосновные породы представлены небольшими телами среднерифейских интрузивных, метаморфически преобразованных клинопироксенитов, габбро-амфиболитов, габбро и развитых по ним горнблендитов, амфиболитов и эклогитоподобных пород, располагающихся в породах уфалейского гнейсово-амфиболитового блока и в породах офиолитового комплекса, обрамляющих его, локализованных вдоль основных шовных зон смятия (рис. 27).

Аналогичные габброидные и клинопироксенитовые массивы картируются в шовных зонах в обрамлении Уфалейского (Куртинский комплекс -  $RF_2$ ) и Сысертско-Ильменогорского (Вязовский и Каганский комплексы -  $RF_2$ ) гнейсово-мигматитовых блоков, с которыми связано образование высокотитанистых, титаномагнетитовых и ильменитовых месторождений кусинского типа.

В пределах Уфалейского метаморфического комплекса представителем этого типа является Куртинское ильменит-магнетитовое месторождение, которое так же, как и Кусинское, претерпело метаморфизм амфиболитовой фации. Но в отличие от Зюраткульской зоны метаморфизм здесь был дистен-силлиманитового типа. Метаморфизм дистен-силлиманитового типа характерен для метаморфических комплексов, локализованных вдоль шовных зон (Добрецов и др., 1971; Кейльман, 1974; Коротеев и др., 2010). В Уфалейском блоке эклогиты встречены в породах фундамента ( $PR_1$ ) и сланцах куртинской свиты ( $RF_2$ ). Образование эклогитсодержащих пород и глаукофансланцевых комплексов связано главным образом с рифейским (1215-1000 млн лет), гренвильским этапом высокоградиентного метаморфизма (Добрецов и др., 1971). В северном и восточном обрамлениях Уфалейского комплекса среди пород рифейского рифтогенного офиолитового комплекса, превращенных во время коллизии в гранат-слюдяно-кварцевые бластомилониты, развиты тела метаморфизованных эклогитов, гранатовых, цоизитовых и рудных амфиболитов, образовавшихся по габбро-пироксенитам, с ильменит-магнетитовым оруденением Кусинского типа (Куртинское месторождение).

Клинопироксениты образуют пластообразные тела значительной протяженности, сложенные средне- и мелкозернистыми зелеными клинопироксенитами, «переслаивающимися» с резко подчиненными им горнблендитами, гранатовыми горнблендитами. Габбро, вернее апогаббровые амфиболиты, представляют собой массивные, иногда груборассланцованные породы. Наиболее крупные массивы обнажены в районе Косых и Шигирских гор, на горах Высокой, Магнитной, Теплой и в ряде других пунктов, имеющих протяженность до 6-8 км (Соколов, 1972; Кейльман, 1974; Белковский, 1989; Государственная ..., 2008).

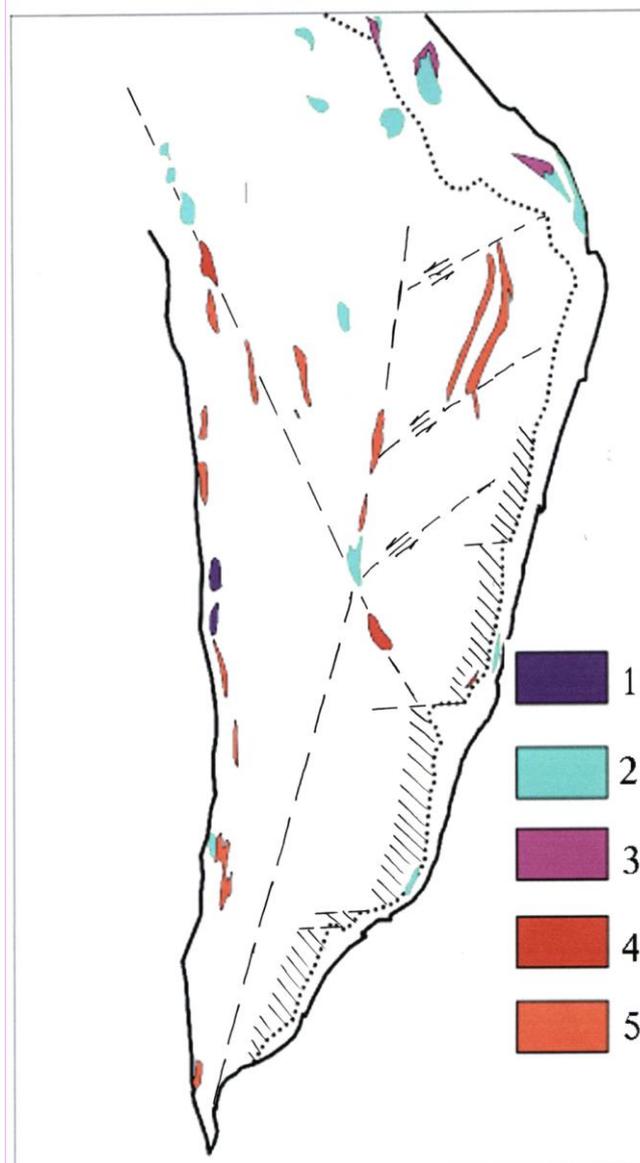


Рис. 27. Размещение магматических тел в пределах Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса в стадии рифейского-вендского рифтогенеза, по данным (Государственная ..., 2008, с добавлениями авторов):

1 - мафит-ультрамафитовые породы шигирского комплекса ( $PR_1$ ); 2 – габброидные массивы куртинского комплекса ( $RF_2$ ); 3 – клинопироксенитовые массивы куртинского комплекса ( $RF_2$ ); 4 - гранитоиды чувовского комплекса ( $RF_2$ ); 5 - гранитоиды битимского комплекса (V).

Жирной линией показаны блокоограничивающие тектонические нарушения, пунктиром — магмораспределяющие разломы, точечная линия - тектоническая граница с куртинской свитой, косой штриховкой показана Слюдяногорско-Теплогорская шовная зона

Главной особенностью этих крупно- и гигантозернистых массивных пород является обычное присутствие в их составе пиральспитового граната и цоизита. Весьма типично наличие ильменита, сфена и рутила. В отдельных случаях в гранат-цоизитовых амфиболитах появляется пироксен, образующий мелкозернистые агрегаты, в которых располагаются крупные порфиробласты граната, обычно окруженные яркоокрашенным зеленым амфиболом. По оптическим свойствам мелкозернистый пироксен соответствует омфациту, что позволяет отнести эти породы к группе эклогитов (Кейльман, 1974; Белковский, 1989).

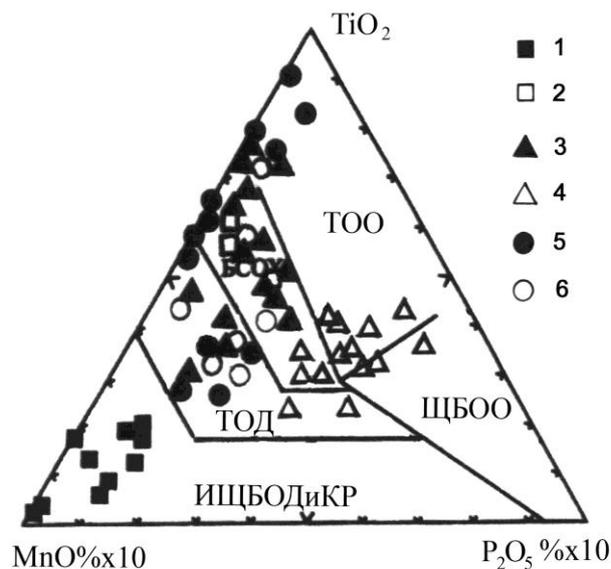
**Эклогиты** сохраняются в виде реликтов в цоизитовых и гранатовых амфиболитах. Как по условиям залегания, так и по структурно-текстурным признакам выделяют два типа эклогитов (Добрецов, 1970; Чесноков, 1963; Ленных, 1977).

Эклогиты первого типа (обычные эклогиты) характеризуются высокой железистостью ( $F = 60-82 \%$ ), титанистостью, высоким содержанием щелочей, фосфора и по составу соответствуют континентальным толеитам и трахибазальтовым разностям (рис. 28).

Рис. 28. Диаграмма  $MnO-TiO_2-P_2O_5$  для пироксенитов, горнблендитов, эклогитов, амфиболитов Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса (Огородников и др., 2007):

1 – пироксениты Куртинского месторождения; 2 – габбро Кусинского месторождения; 3 – эклогиты апопироксенит-габбровые; 4 – эклогиты апобазальтовые; 5 – рудные амфиболиты Куртинского месторождения; 6 – апопироксенитовые горнблендиты.

Оконтурены поля: ТОО - толеитовых океанических островов, БСОХ – базальтов срединно-океанических хребтов, ТОД – толеитов островных дуг, ИЩБОД и КР – известково-щелочных базальтов островных дуг и континентальных рифтов, ЩБОО – щелочных базальтов океанических островов (Mullen, 1983)



Эклогиты второго типа (рутиловые эклогиты) отличаются пониженной железистостью ( $F = 43-50 \%$ ), более высоким отношением натрия к калию. Эклогиты этого типа залегают в виде линзовидных тел или будин. С ними пространственно (в виде реликтовых тел) связаны линзы пироксенитов, что свидетельствует об образовании эклогитов по пироксенит-габбровым массивам (см. рис. 28).

Следует подчеркнуть, что все изученные эклогиты являются реликтами в гранатовых и цоизит-гранатовых амфиболитах, а не новообразованиями, как считали Г. М. Виноградская (1964) и А. П. Казак (1964). В них повсеместно наблюдается более позднее развитие роговой обманки в виде крупных порфиробласт, полос и целых жил в массе эклогитов. Наблюдается более позднее замещение омфациита симплектитом роговой обманки и плагиоклаза (Чесноков, 1963; Добрецов, 1970; Алексеев, 1981; Белковский, 1989).

**Цоизитовые амфиболиты** выходят на поверхность на склонах гор Магнитной, Слюдяной, Теплой и других. Они имеют видимую мощность от 20 до 100 м. Контакт их с гранатовыми амфиболитами согласный и резкий. Эти амфиболиты содержат редкую вкрапленность рутила и ильменита (до 1 %) и могут быть использованы как декоративный камень благодаря красивому рисунку на полированных поверхностях (рис. 29).

**Гранатовые амфиболиты** и подчиненные им гранат-плагиоклаз-пироксеновые породы и плагиоклазовые амфиболиты залегают в висячем боку массива амфиболитов и прослеживаются вдоль вершины и северного склона гор Высокой, Магнитной, Теплой, Острой и других. Видимая мощность их от 40 до 200 м; истинная мощность, по данным буровых работ, составляет 150-160 м. На всем протяжении эти породы содержат редкую равномерную вкрапленность рутила и ильменита (от 3 до 10 %).

**Рудные амфиболиты** выходят на поверхность на восточном фланге Куртинского месторождения. Они залегают среди гранатовых амфиболитов в виде согласных линзообразных тел. Отдельные линзы их разобщены между собой гранатовыми амфиболитами и гранат-плагиоклаз-пироксеновыми породами. По падению рудные амфиболиты прослежены на 250 м. Рудные амфиболиты содержат в своем составе от 30 до 80 % рудных минералов (магнетита, гематита и ильменита). Среди этих амфиболитов местами встречаются реликтовые пироксениты (Соколов, 1972).

### 6.3.1.1.



Рис. 29. Крупнокристаллический клиноцоизитовый амфиболит. Обнажение на западной окраине пос. Слюдорудник

Амфиболиты плагиоклазовые и цоизитовые с неравновесными минеральными ассоциациями. Встречаются три их разновидности: мелко- и среднезернистые с 50 % амфибола, полосчатые с 40—70 % амфибола, бластопорфировые с линзовидными выделениями темно-зеленой роговой обманки.

Она содержит реликты клинопироксена и замещается актинолитом, ориентированные агрегаты которого определяют директивную текстуру пород.

Со стратифицированными габбровыми, габбро-диабазовыми и ультрабазит-габбровыми массивами связаны титановое, хромитовое, хромит-платиноидное, редкометальное и медно-никелевое оруденения.

В Уфалейском гнейсово-амфиболитовом комплексе при ультраметаморфизме получили активное развитие жильные плагиоаплиты, «гигантомигматиты», а вдоль тектонических зон глубокого заложения появляются в большом количестве небольшие, слабосекущие тела анатектических щелочных анортоклазовых гранитов, с которыми связаны щелочные метасоматиты, представленные керамическими и ураново-редкоземельными пегматитами (Огородников и др., 2007; Коротеев и др., 2010). Возраст гранитоидов, определенный по полевому шпату, биотиту составляет 1100-1215 млн лет (Овчинников, 1963). Гранитоиды и мигматиты съемщиками (Государственная ..., 2008) отнесены к **чусовскому комплексу (RF<sub>2</sub>-V)**, который представлен гнейсовидными плагиогранитами, гранодиоритами, гнейсо-плагиогранитами, гнейсо-адамеллитами и мигматитами (см. рис. 23). На северо-западе Уфалейского блока они распространены в значительно больших масштабах и имеют более кислый состав (Гаврилова и др., 2007; Шардакова, 2015).

Наименее изменены гнейсовидные, среднезернистые, порфировидные гипидиоморфнозернистой структуры гранитоиды, состоящие из сосюритизированного калинатриевого полевого шпата, анортоклаза-олигоклаза, замещенного шахматным альбитом, кварца, уралитизированной роговой обманки, биотита, сфена, циркона, магнетита, апатита. По геохимическим параметрам во многом сходны с гранитоидами Рябиновского и Губенского массивов (см. рис. 23). Гранитоиды и анортоклазитовые пегматоидные тела смяты в пологие складки и будинированы (рис. 30), рассланцованы или катаклазированы, частично перекристаллизованы, с новообразованием иттрийсодержащего эпидота.



Рис. 30. Тело анартоклазитовых гнейсо-гранитов (щелочно-гранитного чусовского комплекса), смятое в складки. Борт карьера № 4, Слюдяногорское месторождение мусковита

Анализ геодинамических обстановок образования гранитоидов, на основе дискриминантных диаграмм Дж. Пирса с соавторами (1984)  $Rb - (Y+Nb)$ , Чусовского комплекса и анализа Уфалейских гнейсо-гранитов показывают что они имеют сходные внутриплитные характеристики (рис. 31).

На юге Уфалейского антиклинория, южнее широтного Аюшского разлома, гранитоиды развиты в пределах всего поперечного сечения преимущественно в указарской свите; в куртинской свите проявлена очаговая плагиоклазовая фельдшпатизация.

На западе расположены мелкие жиловидные тела плагиогранитов и гнейсоплагиогранитов, сопровождающиеся плагиоклазовой фельдшпатизацией. Более крупные тела гнейсоплагиогранитов и гнейсоадамеллитов сосредоточены на востоке района; вмещающие их породы повсеместно фельдшпатизированы и мигматизированы. Наиболее крупное Журавлевское тело (рис. 32) в северной части имеет протяженность 8-9 км, ширину 1,5-1,8 км и восточное падение (50-60°). Южнее, в пределах куполовидной структуры, единое тело расщепляется на серию пологих залежей, а далее к югу прослеживается в виде протяженных параллельных полос с шириной 0,2-0,3 км. Гнейсовидные и плейчатые текстуры гранитоидов обычно согласны с залеганием контактов; секущие контакты имеют мигматитовый характер (Гаврилова и др., 2007).

Плагиоклаз гранитоидов представлен кислым альбит-олигоклазом, плагиоклаз и калиевый полевой шпат альбитизированы. Плагиоклаз деформирован, трещины катаклаза залечены полевошпат-кварцевым агрегатом. Кварц мелкозернистый, метасоматический. В зоне Суховязского надвига гнейсоплагиограниты приобретают мелкоплейчатую текстуру, рассланцованы и превращены в бластомилониты с межбудиным хлоритом и фенгитом. Гранитоиды чусовского комплекса умеренно-глиноземистые, нормальной щелочности (Гаврилова и др., 2007).

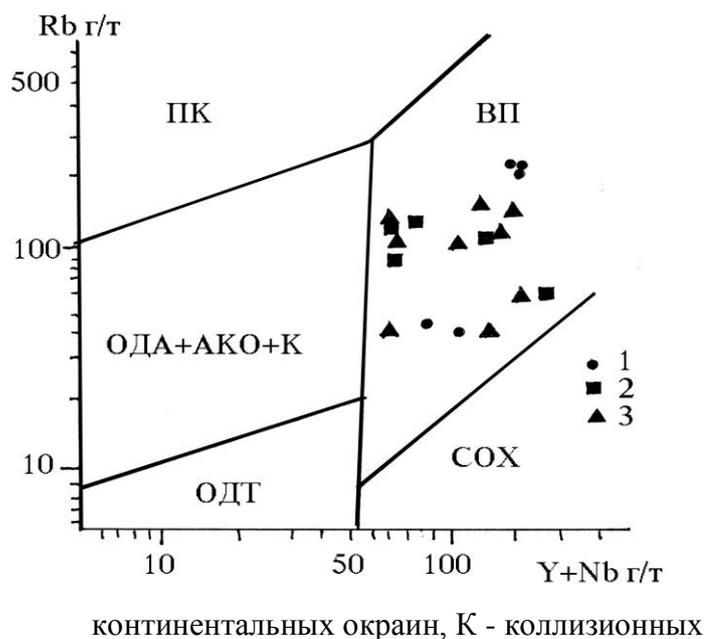


Рис. 31. Дискриминантные диаграммы Rb – (Y+Nb) (Peurce, 1984) геодинамических условий гранитообразования Южного Урала:

1 — гранитоиды чувовского комплекса (Гаврилова и др., 2007); 2 - гранитоиды битимского комплекса (Гаврилова и др., 2007); 3 — гранито-гнейсы Уфалейского блока (анализы авторов и Шагалова, Шардаковой, 2005).

Поля гранитоидов: ВП — внутриплитные, ПК — постколлизийные, СОХ — срединно-океанических хребтов, ОДА — известково-щелочных островных дуг, АКО — активных

континентальных окраин, К - коллизийных

Аналогичные анортоклазовые гранитоиды, мигматиты и керамические пегматиты с наложенным TR-Y (редкоземельные пегматиты) и в меньшей мере с U, Th, Ta, Nb оруденением развиты в полициклических гнейсово-гранулитовых поясах Карелии, Кольского полуострова и Восточной Сибири. Пегматиты почти исключительно локализованы в зонах рифейского высокотемпературного метаморфизма амфиболитовой фации и локализованы в шовных зонах смятия и связаны с проявлениями постметаморфического щелочного метасоматоза. Типичные щелочные комплексы с редкометальной, урановой и редкоземельной минерализацией начинают проявляться в докембрии с раннего протерозоя, однако их массовое распространение связано с рифейской эпохой и сопряжено с интенсивно проявленными процессами рифтогенеза (Скурский, 1976; Ларин, 1989).

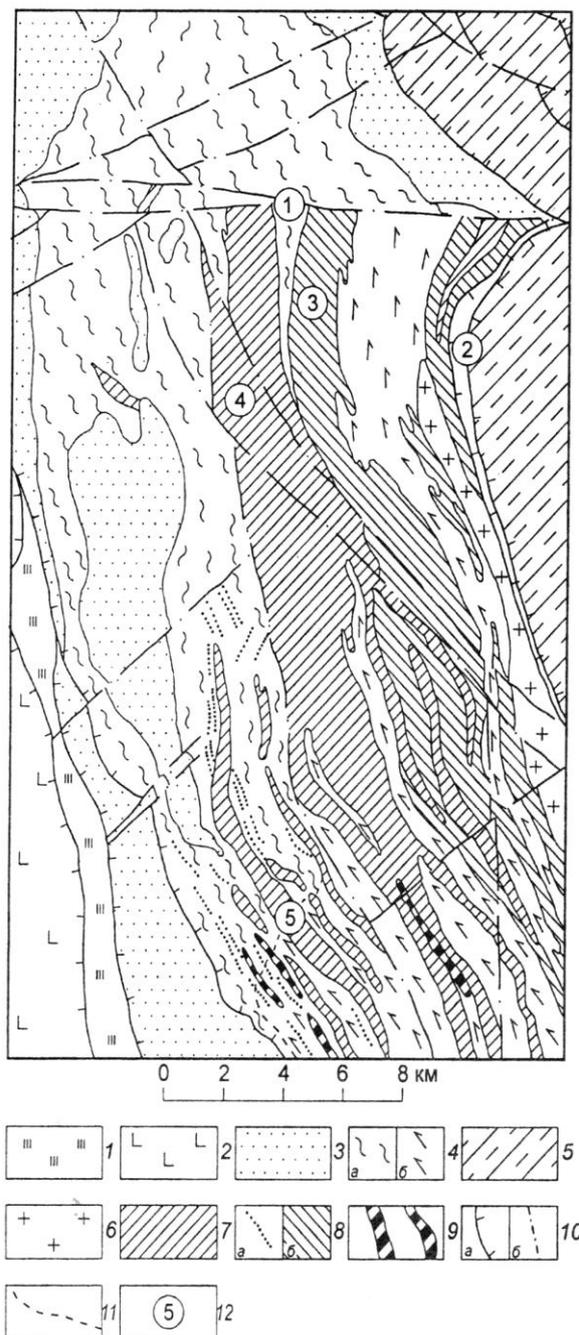
Продолжающееся расширение, являющееся следствием растяжения, связанное с глубинными подкоровыми процессами, вызвало утонение и последующий разрыв континентальной коры, что привело к формированию рифтовой структуры щелевого типа по классификации Е. Е. Милановского (1976). В щелевых рифтах первичное сводовое поднятие отсутствует. Глубина рифтовых грабенов значительно больше, по сравнению со сводово-вулканическими, а краевые поднятия уже.

В осевом тропе наблюдается развитие коры океанического типа с образованием пород рифтогенного офиолитового комплекса (RF<sub>2</sub>-V) - максютовская, куштумгинская, куртинская, светлинская, александровская и другие свиты. При этом предполагается незначительная ширина раздвига рифейского палеоокеана, чем объясняется обогащение вулканогенно-осадочной составляющей офиолитовых ассоциаций сиалическим, полевошпат-кварцевым материалом, который поступает с бортов раздвигающихся континентальных метаморфических блоков. В отличие от сводово-вулканических рифтов вулканизм более кратковременен, менее объемист и происходит после образования рифтовой долины (Фролова, Бурикова, 1997). Разрыв сплошности континентальной коры и заложение коры океанического типа несколько запаздывают во времени по отношению к начальным этапам рифтогенеза. Формирование офиолитов продолжалось в позднем рифее – венде (Парначев, 1987; Коротеев и др., 1985). Метаморфизм преобразовал кремнистые железо-марганцевые отложения в метаморфогенные месторождения гондитов, родонитов и железистых

кварцитов. Первичные фосфоритовые скопления были преобразованы в скопления апатита.

Рис. 32. Распределение и морфология гранитоидов чусовского и битимского комплексов на юге Уфалейского антиклинория (Гаврилова и др., 2007):

1 — мраморизованные известняки (D);  
 2 — кремнисто-глинисто-базальтовая толща (C<sub>2</sub>); 3 — метаконгломерато-метапесчаниковая козинская свита (Є<sub>3</sub>-O<sub>1</sub>); 4 — указарская свита (R<sub>3</sub>), метаморфизованная в условиях: а — зеленосланцевой, б — эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций; 5 — куртинская и шайтанская свиты объединенные; 6 — лейкократовые граниты (D); 7 - гнейсограниты битимского комплекса (V<sub>2</sub>); 8 - чусовской комплекс (V<sub>1</sub>): а — жиловидные тела плагиогранитов и гнейсоплагиогранитов, б — гнейсоплагиограниты и гнейсо-адамеллиты; 9 - апогаббровые амфиболиты краснореченского комплекса; 10 - разрывные нарушения: а - надвиги и взбросы, б - прочие разломы; 11 - границы фаций метаморфизма. 12 - разломы (1 - Аюшский, 2 — Суховязский) и тела гранитоидов (3 - Журавлевское, 4 - Тыртышское, 5 - Куказарское)



С альпинотипными метагипербазитами рифейских офиолитовых серий связаны мелкие месторождения и проявления хромитов в виде вкрапленных и сплошных руд в Иткульском, Вязовском, Каганском, Острогорском массивах, но более известно золотое оруденение, представленное магнетитовыми прожилками и «змеевичными жилами» с самородным золотом в антигоритовых серпентинитах. Промышленно интересная золотая минерализация фиксируется в зонах интенсивного рассланцевания и изменения антигоритовых серпентинитов. Особенностью золотооруденения этого типа является

высокое содержание меди (до 30 мас. %) и ртути (до 1,2 мас. %) (Переляев, 1948; Огородников, 1993; Варлаков, 1995; Месторождения..., 2001).

В среднерифейских офиолитовых комплексах развиты черносланцевые толщи, в которых известны рудопроявления и месторождения золота (авзянский тип). Это оруденение полигенное и полихронное. На стадии формирования офиолитового комплекса происходило некоторое накопление сульфидов в обогащенных углеродом породах, но с концентрацией золота на уровне кларка (2,1-3,6 мг/т). Золото концентрируется в таких толщах на коллизионной стадии, при метаморфогенно-гидротермальном преобразовании, когда оно из высокотемпературных глубинных зон флюидами переносится в низкотемпературные зоны по системам трещиноватости и отлагается в породах, обогащенных углеродом, как на геохимическом барьере.

Рудоносные зоны представлены кварц-серицитовыми и кварц-серицит-хлоритовыми парагенезисами. Из рудных минералов характерен пирит, количество которого обычно составляет 3-5 %. В раннеколлизионный этап в зонах смятия и рассланцевания в пределах рассматриваемых толщ, в связи со становлением гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации, сформировались золотоносные кварцевые жилы, сопровождающиеся ореолами березитизации-лиственитизации. В ряде мест (Светлинское золоторудное и хрусталеносное, Астафьевское хрусталеносное месторождения и др.) установлена связь постжильных кварц-биотитовых и биотит-хлоритовых метасоматитов с прожилково-вкрапленным типом золотооруденения. Биотитизация сопровождается изменением рудных минералов ранних этапов рудообразования.

Шовные зоны смятия как проявление зон глубинных разломов, сопровождающих заложение и последующее развитие рифейских рифтогенных офиолитов, являются наиболее энергонасыщенными участками земной коры. Сочетание таких факторов, как тектонический стресс и механическое тепло, выделяемое при движении по разломам, объясняет многие закономерности их (шовных зон) геологического строения и термодинамического режима: повышенные значения теплового потока, приразломную метаморфическую зональность с возрастанием степени метаморфизма пород по мере приближения к осевой части разлома, наличие хлоритоидных и глаукофановых сланцев в верхних и удаленных от центра горизонтах, закономерный переход с глубиной к дистенсодержащим, более высокотемпературным фациям повышенных давлений (Паталаха и др., 1976; Страшненко, 1992; Огородников, 1993; Огородников и др., 2004, 2007; Коротеев и др., 2010).

Реконструируемый тип тектонических структур в общих чертах подобен рифтовым структурам Красного моря и в позднем докембрии представлял собой единую структуру, которая претерпела кадомский орогенез (Пучков, 2000), высокоградиентный метаморфизм уровня от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций и частичное плавление нижнекоровых базитов с формированием габбро-диорит-трондьемитовой формации (660 млн лет), характеризующей начало магматизма позднерифейско-вендского тектоно-магматического этапа (Холоднов и др., 2006). С кадомским этапом орогенеза в восточной части западного склона Урала связаны разнообразные массивы щелочных гранитоидов и сиенитоидов, которые перемещались в вышележащие области коры, оставляя внизу гранулитовые и эклогитовые рститы (Алексеев, 1984; Пучков, 1997). Данные гранитоиды объединены в **битимский комплекс (V)** и, в частности, в центральной части Уфалейского блока представлены Никольским массивом (Гаврилова и др., 2007; Шардакова, 2015). В пределах Уфалейского блока битимский комплекс (см. рис. 27) соответствует мусковитовым альбит-микроклиновым гранито-гнейсам, микроклин-пертитовым гранитам и гнейсо-гранитам, выделенным еще Г.А. Кейльманом (1974). В бассейне рек Красная, Куказар, Блашта акмолитоподобные и лентовидные тела гнейсо-гранитов и связанных с ними мигматитов развиты по всему поперечнику антиклинория; в северном направлении они выклиниваются, и до Аюшского разлома прослеживается только крупное Тыртышское тело (см. рис. 32), которое протягивается вдоль центральной части Уфалейского блока. На севере оно монолитное, южнее расщепляется на шесть ветвей шириной 0,3—0,6 км. Гнейсовидные

текстуры пород ориентированы на восток под углами от 15—20° до 30—60°. Юго-западнее Тыртышского тела находится дугообразное Куказарское тело гнейсовидных гранитов длиной 14,5, шириной 0,5—0,7 км. Состав гнейсогранитов (%): микроклин-пертит 40—45, альбит-олигоклаз 15—25, кварц 30—35, биотит 1—4, фенгит от 2—3 до 10—15, в качестве аксессуаров встречаются магнетит, циркон нескольких генераций, апатит, сфен. Первичные порфирировидные и панидиоморфнозернистые структуры сохранились только в северной части Тыртышского тела. Для Куказарского тела характерны линзовидные и древовидные кварц-калиево-полевошпатовые сростания от тонких гранофировых до микропегматитовых, плагиоклаз нацело альбитизирован. Граниты этого комплекса формировались в период поздневендских рифтогенных процессов (Гаврилова и др., 2007). По соотношению Rb – (Y+Nb) эти гранитоиды отчетливо располагаются в поле внутриплитных разностей (см. рис. 32).

P-T параметры при становлении гранитоидов Никольского массива оценены по разным геотермометрам и составляют 3,5-5,5 кбар и 580-630 °С (Шардакова и др., 2008; Шардакова, 2015). Ar-Ar возраст по биотитам гранитов главной фазы установлен  $579 \pm 7,1$  млн лет (Шардакова, 2015).

В центральной части Уфалейского блока (Слюдяногорско-Теплогорская шовная зона) с этим гранитоидным комплексом, по-видимому, связано появление альбититов и карбонатитов (Огородников и др., 2007). В результате развития процессов натриевого метасоматоза (возраст  $525 \pm 11,0$  млн лет) на этом этапе K-Na полевошпатизация сменяется альбитизацией, а раствор обогащается кальцием и магнием, устойчивость урана в нем понижается, что приводит к возрастанию его содержания в натриевых метасоматитах почти на порядок (Коротеев и др., 2010). С этим переходом связано рассеивание урана в щелочно-карбонатных метасоматитах. Натриевый метасоматоз развивается более локально по сравнению с калиевым, карбонатный метасоматоз, связанный с потерей флюидом углекислоты - еще более локально (Кухаренко, Орлова, 1960). Образование карбонатов приводит к связыванию групп карбонат-иона и разрушению уранил-карбонатного комплекса, что, в свою очередь, способствует наиболее полному осаждению урана при соответствующих физико-химических условиях (Коваль, 1977).

Альбититы секут анортоклазовые пегматиты (рис. 33), кварцевые жилы перекристаллизации (*слудяногорский тип*) и кристаллы иттриопидота среднерифейского возраста. С образованием альбититов связано появление ураноносных, иттриевых минералов — фергюссонита, пирохлора и Y-колумбита, имеющих иттриевую специализацию и содержащих значительное количество урана (Y - 42,6 мас.%, U - 1,64 мас.%) (Огородников и др., 2007). На фронте альбититизации появляются карбонатиты, первоначально высокотемпературные кальцитовые, которые сменяются кальцит-биотит-магнетитовыми, с образованием биотитовых и магнетитовых залежей.

Вслед за карбонатизацией развивается окварцевание с образованием протяженных тел метасоматического мелкозернистого кварца, который замещает как альбититы, так и карбонатиты (рис. 34), образуя протяженные кварцево-жильные тела, сложенные метасоматическим кварцем *уфалейского типа* (жилы 175, 179, Беркутинская, 2136 и др.).

Вещественные комплексы, включая и рудные, рифейской офиолитовой ассоциации подверглись воздействию коллизионных процессов **палеозойского геотектонического мегацикла**. Это, с одной стороны, обусловило тектоническую и метаморфическую трансформации офиолитовых комплексов (метаморфизм пород и руд ильменит-титаномагнетитовых, хромитовых и других месторождений), а с другой - привело к образованию новых типов рудных и нерудных концентраций (редкие металлы, золото, гранулированный кварц, слюды и другие). В раннем палеозое рифейские рифтогенные офиолиты были расчленены на отдельные фрагменты сходно ориентированной спрединговой зоной Уральского палеоокеана, в основе которой уже развиты слабометаморфизованные существенно вулканогенные комплексы палеозойских офиолитов (PZ<sub>1</sub>) (Коротеев и др., 1985; Варлаков, 1995; Месторождения..., 2001).



Рис. 33. Мелкозернистый «сахаровидный» альбитит (1) сечет гигантозернистый анортоклаз, имеющий «лунный» отлив на плоскостях спайности (2). Слюдяногорское месторождение мусковита, штольня № 4

Заложение палеозойского Уральского палеоокеана (480 млн лет) и развитие структур океанического спрединга сопровождалось активизацией ранее сформированных шовных зон (Иванов, 1998). В шовных зонах смятия, ограничивающих древние гнейсовые блоки, в раннем палеозое отмечаются кондуктивные теплотокки, вызывающие в вулканогенно-осадочных толщах обрамления метаморфическую трансформацию на уровне эпидот-амфиболитовой фации.

По западному обрамлению Уфалейского гнейсово-амфиболитового блока, в районе приустьевой части р. Тахта и по берегам р. Уфа, достаточно широко развиты породы **Козловгорского комплекса (O<sub>3</sub>kg)**, которые образуют серию малых тел и даек (Белковский, Локтина, 1974; Грабежев и др., 1982; Белковский и др., 2000; Шардакова и др., 2015).

Вмещающими для данного комплекса являются породы слюдяногорской (PR<sub>1</sub>) и таганайской (RF<sub>2</sub>) свит; крупное тело приурочено к зоне тектонического контакта двух последних. Комплекс состоит из двух фаз, выделенных при геолого-съёмочных работах последних лет: I - умеренно-щелочное габбро; II - щелочные граниты, нефелиновые сиениты, граносиениты (Кузнецов и др., 2008; Шардакова и др., 2015).

Тренды распределения РЗЭ (рис. 35) для габбро характеризуются высокими содержаниями легких элементов (La 150-360, Ce - 220-450 г/т; La/Yb 100-250) тяжелых - на 1-2 порядка меньшими, наклон тренда положительный при разбросе общих суммарных содержаний РЗЭ 350-970 г/т. Возраст козловгорского комплекса, определенный по биотиту из габбро Аг-Аг-методом, составил 457,8 ± 5,8 млн лет (Шардакова и др., 2015).

Дальнейшее развитие щелочного процесса, связанное со становлением магматического щелочного Козловгорского комплекса (PZ<sub>1</sub>) субщелочных гранитоидов и сиенитов, сопровождалось перекристаллизацией ранних карбонатитов с образованием кальцит-доломитовых, анкеритовых разностей, сопровождаемых кристаллизацией крупных кристаллов ильмено-рутила, рутила, титанита, магнетита, апатита и редкоземельных минералов – пироклора, Y-колумбита, радиально-лучистого циркона, ксенотима и

новообразованного иттроэпидота, имеющего зональное строение и кристаллизующегося уже в кварце уфалейского типа (рис. 36).

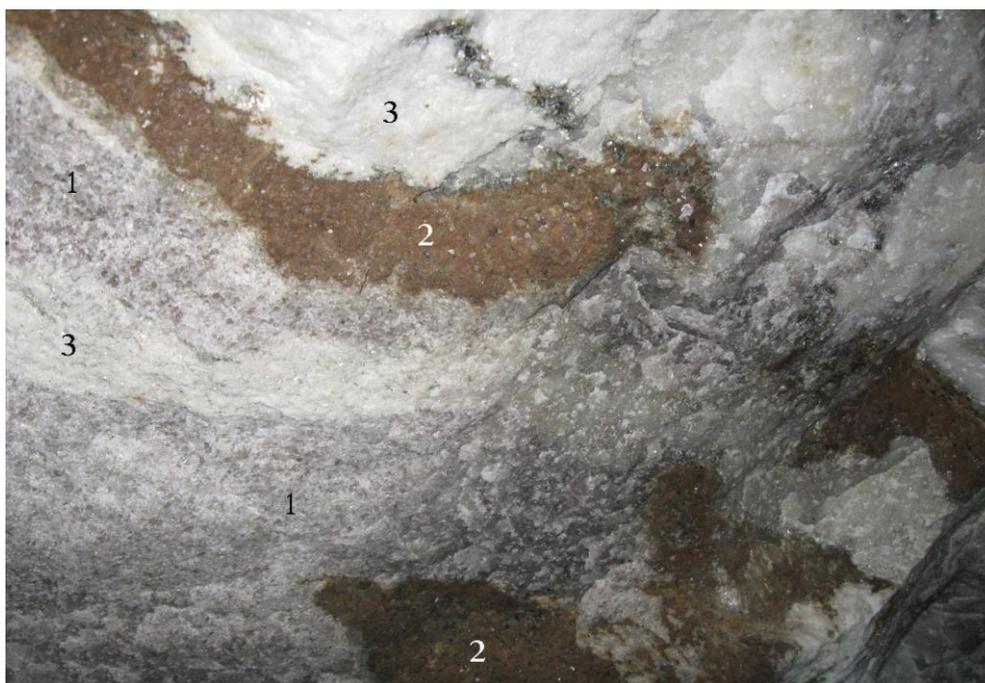
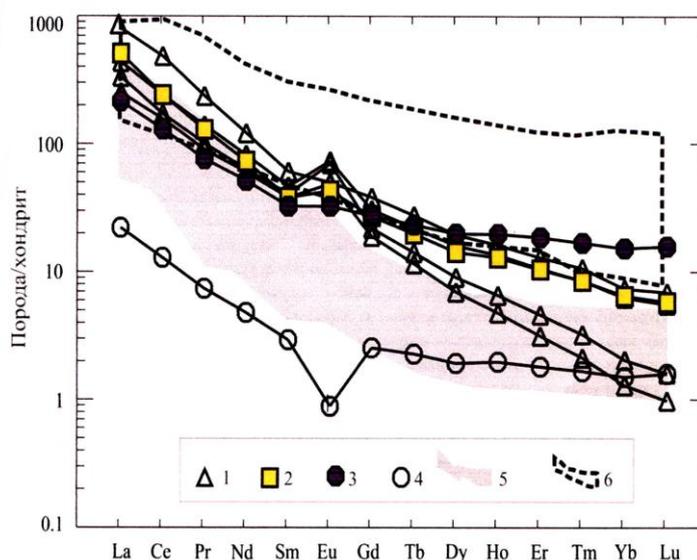


Рис. 34. Метасоматический кварц «уфалейского» типа (1) пересекает тело кальцитового карбоната (2) и «сахаровидного» альбитита (3), реликты которого видны в кварце. Слюдяногорское месторождение мусковита, штольня № 4

Рис. 35. Нормированные по хондриту (S.S. Sun, 1984) тренды распределения редких элементов в породах козловогорского комплекса (Шардакова и др., 2015):

1 — габбро; 2 — монзонит; 3 — граносиенит; 4 — щелочной гранит; 5 — поле нефелиновых сиенитов Ильмено-Вишневогорского комплекса (по Недосекова, 2012); 6 — поле трахибазальтов района месторождения «Сибирка»



Данный процесс протекает во фторотипной среде, о чем свидетельствует образование своеобразных метасоматитов — «нельсонитов», с широким развитием апатита во вмещающих щелочных метасоматитах разного состава (рис. 37). Фторотипные растворы, промывая кварц уфалейского типа, очищают его от примесей, формируя мелко-, тонкозернистый, «льдистый» метасоматический кварц **егустинского типа**. На Кузнечихинском месторождении (жилы 191, 192, 413, 414 и др) объем кварцевых жил,

сложенных егустинским кварцем составляет более 80%, что делает эти жилы более привлекательными в практическом отношении.



Рис. 36. Кристаллы новообразованного иттроэпидота в кварце уфалейского типа. Карьер по отработке Беркугинской жилы



Рис. 37. Амфибол-ильменорутитовый нельсонит с кварцевой жилой егустинского типа, в титанит-рутиловом карбонатите. Карьер по отработке жилы № 175

С островодужной обстановкой связано формирование энсиматических вулканических поясов, которые слагаются продуктами дифференциации базальтоидных магм натриевой петрохимической серии (*островодужный вещественный комплекс*). В этих поясах, располагающихся симметрично относительно океанической структуры, локализуются золотосодержащие колчеданные месторождения уральского (медно-цинковоколчеданная формация), баймакского (колчеданно-барит-полиметаллическая или колчеданно-полиметаллическая формация) типов, золотополиметаллические (золотополиметаллическая формация) и золотоносные медно-порфиоровые (медно-порфировая формация) месторождения.

Вдоль зон развития базальтов наблюдается накопление осадочных магнетит-гематитовых и гематит-марганцевых пластовых залежей, а также скопления марганцевых горизонтов в яшмах и вулканогенно-осадочных отложениях. При заложении Уральского палеоокеана в зону спрединга внедрились мантийно-метаморфические диапиры, образовавшие зональные дунит-клинопироксенит-габбровые комплексы Платиноносного пояса (Прокин и др., 1996).

Главная их особенность состоит в полном отсутствии гарцбургитов. Это особый класс глубинных динамометаморфических образований, возникших в специфических термо- и геодинамических условиях, а затем тектонически выведенных из области их генерации. В процессе транспортировки они не только сами претерпели длительную и сложную тектонометаморфическую эволюцию, но и в ряде случаев явились причиной метаморфизма окружающих толщ (Ефимов, 1996). Титаномагнетитовое оруденение, широко распространенное в платиноносных массивах, по генетическим признакам относится к метаморфогенному типу. Метаморфогенный тип титаномагнетитовых месторождений формируется при метасоматическом преобразовании гипербазитов и габбро под влиянием базальтоидных магм и связанных с ними флюидов (рис. 38).

Метаморфогенный (качканарский) тип, по сравнению с магматогенным (кусинским), характеризуется морфологией выделения руд и зерен титаномагнетита, приуроченностью к зонам повышенной проницаемости, инфильтрационной зональностью, низкой железистостью силикатов (20-30 %) и низким содержанием двуокси титана в титаномагнетитах (1-4 %). Характерная особенность метаморфогенного типа титаномагнетитов – прямая зависимость в них между содержаниями титана и ванадия. По РТ-условиям руды этого типа отличаются от магматогенных пониженными температурами формирования – 850-650 °С при низкой фугитивности кислорода (Дымкин и др., 1986).

Кроме того, были подновлены ранние (RF<sub>2</sub>) шовные зоны рифтогенного происхождения, на Урале образовались колчеданоносные вулканические постройки с медной и сопутствующей Au минерализацией. Золотая минерализация фиксируется как с альпинотипными ультрабазитами (месторождение «Золотая гора» на Южном Урале), так и с магматитами Платиноносного пояса (самородки золота установлены совместно с платиной в коренном залегании, а также в россыпях на севере Среднего и Северном Урале) (Коротеев и др., 2010). Анализ размещения кварц-жильной минерализации в пределах Средне- и Южноуральской провинции показал, что промышленно значимые кварц-жильные поля находятся в пределах исключительно в зоне развития рифейских рифтогенных офиолитов. Обусловлено это высокой кремненасыщенностью пород рифейских офиолитов, в отличие от палеозойских офиолитовых комплексов, в которых кварц-жильные поля практически отсутствуют (Коротеев и др., 2010).

**Ранняя коллизия PZ<sub>2</sub> (380-320 млн лет)** обуславливает развитие в шовных зонах метаморфической трансформации на уровне эпидот-амфиболитовой фации и многократный анатексис базитов, располагающихся сегодня под массивами гранитоидов тоналит-гранодиоритовой фации.

Уровень регионального метаморфизма этого этапа достигал эпидот-амфиболитовой фации, наиболее активно проявился вдоль границ докембрийских гнейсо-мигматитовых блоков и сопровождался внедрением гранитоидов тоналит-гранодиоритовой фации (**пластовский комплекс**) для метаморфических комплексов Восточно-Уральского поднятия,

(нижнеуфалейский комплекс -  $C_{1-2}$ ) для Центрально-Уральского поднятия (Коротеев, 1974; Огородников и др., 2007). Возраст по цирконам для этих интрузивных пород определен в интервале 360-317 млн лет (Ферштатер и др., 2007; Шардакова, 2015). Таким образом закладывается основа многофазных плутонов, причем количество фаз зависит от тектонической обстановки в зоне смятия. Становление их происходило в магматической камере путем пульсационной кристаллизации единого магматического расплава, с последовательным раскислением последующих фаз. Пульсационная кристаллизация особенно характерна для верхних частей плутонов, и оптимальные глубины ее проявления определяются в 1-4 км (Косалс, 1970).

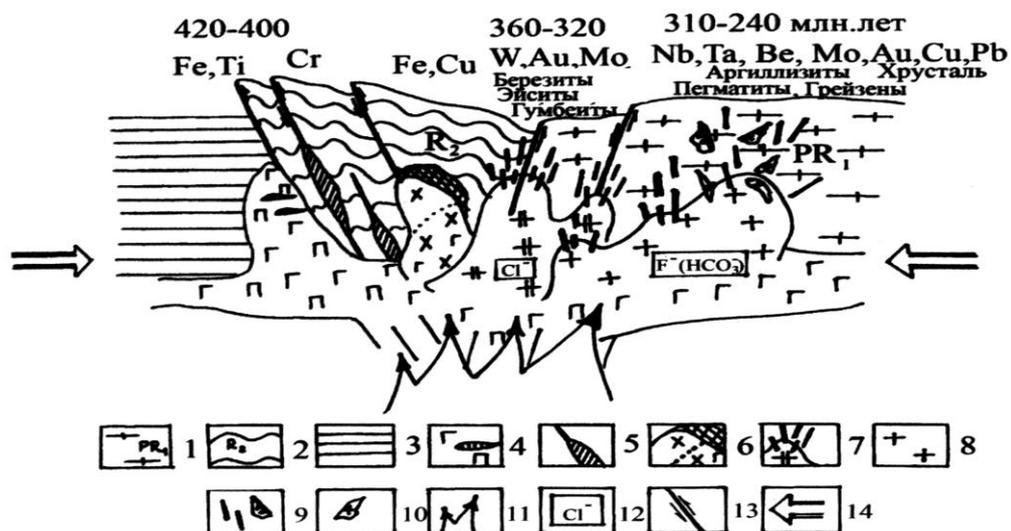


Рис. 38. Кинематическая модель формирования титаномагнетитовых, медно-железоскарновых и кварцево-жильных месторождений во время ранней и поздней коллизий (Огородников и др., 2014):

1 - древняя континентальная кора; 2 - вулканогенно-осадочные отложения континентального рифта; 3 - толеитовые раннеокеанические образования; 4 - ультрабазит-габбровый комплекс с титаномагнетитовой минерализацией; 5 - ультрабазиты дунит-гарцбургитового хромитоносного комплекса; 6 - габбро-диорит-гранодиоритовая формация с Fe-Cu-скарнами; 7 - гранитоиды тоналит-гранодиоритовой формации с W, Mo и Au; 8 - нормальные микроклиновые граниты; 9 - рудные кварцевые жилы и хрусталеносные гнезда; 10 - пегматиты; 11 - мантийный теплофлюидный поток в шовных зонах; 12 - хлоро- и фторотипная специализация гранитоидов; 13 - блокоограничивающие шовные зоны; 14 - направление тангенциального сжатия во время коллизии

Кварц-жильное вольфрамовое и золотое оруденение, сопряженное с раннеколлизийными гранитоидами тоналит-гранодиоритовой формации, обуславливается эволюцией термоградиентных полей, создаваемых массивами этой формации на стадии их консолидации (Шарташский, Пластовский, Великопетровский, Суундукский, Айдырлинский и другие массивы). Кварцевые жилы концентрируются в консолидированной части массива над остывающим магматическим очагом, в зоне резких температурных градиентов в трещинах скола и отрыва. В купольной зоне гранитоидов и во вмещающих породах кварцевые жилы выполняют протяженные до 100 м (иногда до 1-1,5 км) трещины скола, реже отрыва, образуют веер жил с крутыми углами падения и представляют собой типичные жилы выполнения с резкими контактами, практически лишенными околожильных изменений. Мощность жил обычно не превышает 1 м, иногда достигая 2,0-2,5 м. К ним относят «безрудные», мономинеральные кварцевые жилы с первичностекловидным,

молочно-белым кварцем и «рудные» - шеелит-кварцевые, шеелит-турмалин-кварцевые, золотокварцевые жилы, иногда с арсенопиритом, которые совместно с «безрудными» образуют совмещенные жильные поля. Жилы сложены молочно-белым, плитчатым, нередко гранулированным в результате поздне-коллизийного дислокационного метаморфизма, мелко-, реже крупнозернистым кварцем и неравномерно распределенными в нем шеелитом, турмалином и самородным золотом.

Крупнейшее Кыштымское кварц-жильное месторождение размещено в обрамлении Уфалейского метаморфического комплекса. В результате тангенциального сжатия во время ранней коллизии Уфалейский гнейсово-амфиболитовый блок был сорван на нижних горизонтах и перемещен в верхние горизонты земной коры по Таганайско-Указарской шовной зоне смятия в западном направлении (Огородников и др., 2007). Метаморфическая зональность среднепалеозойского этапа имеет отчетливую линейно-купольную форму, обусловленную развитием Таганайско-Указарской шовной зоны смятия со смещением теплового фокуса к востоку от нее. Главный коллизийный шов и Серебрянско-Слюдяногорская шовная зона представляли собой зоны разуплотнения с широким развитием процессов гранитизации, мигматизации, многочисленных метаморфогенных жил перекристаллизации, сложенных грануломорфным кварцем, внедрения магматических масс тоналит-гранодиоритовой формации (**нижнеуфалейский комплекс - C<sub>1-2</sub>**) с формированием в надкровельном пространстве нескрытых массивов многочисленных тел редкометальных и слюдоносных, мусковитовых пегматитов с достаточно мощными и протяженными зонами метасоматического мелкозернистого кварца, а также многочисленных кварцевых жил выполнения, сложенных гигантозернистым стекловидным кварцем. По геохимическим характеристикам данный комплекс попадает в поле коллизийных гранитов (Даценко, 1998), содержит значительно меньшее количество TiO<sub>2</sub>, Nb, Y, La (см. рис. 23), что резко отличает их от докембрийских комплексов.

Кварц-жильные поля с «рудным» и «безрудным» первично стекловидным, частично молочно-белым кварцем в наиболее напряженных участках шовных зон в последующем претерпевают практически полную грануляцию, будинированы и в ряде обнажений, так же как и дайки аплитов, смяты в складки (рис. 39), что свидетельствует об участии этих геологических объектов (жил) в последующей поздней коллизии.



Рис. 39. Докембрийские жилы метаморфической дифференциации (1) в гнейсах (3) уфалейского метаморфического комплекса, смятые в докембрии изоклинальной складчатостью, секутся дайками плагиогранитов, аплитов (2), смятые в складки во время поздней коллизии

Обрамление гнейсовых ядер метаморфических комплексов в среднем палеозое испытывает погружение, его заливает визейское море, где формируются породы молассового комплекса. Блоки гнейсовых ядер (микроконтиненты) с плагиогранитами в своем составе представляют собой эрозионные выступы, которые подвергаются интенсивной абразии. Об этом свидетельствует обилие валунов и галек плагиогранитов и гнейсов среди конгломератов в основании разреза нижнекаменноугольных отложений (реки Джуса, Средний Тогузак, Санарка и др.). В турне-визейских отложениях преобладают углисто-глинистые, углисто-карбонатные и карбонатные отложения.

Изучение золотоносности терригенных, вулканогенно-осадочных пород нижнего карбона показало, что в целом толщи имеют золотоносность на уровне кларковых содержаний, но отдельные горизонты пород, представленные алевропесчаными и сланцевыми углеродсодержащими разностями, обогащены тонкодисперсным золотом ( $K_k = 10-15$ ). Их формирование происходило в условиях островного мелководья при широком развитии рифовых, прибрежно-морских, дельтовых фаций. Оруденение обусловлено диагенетическим пиритом и органическим веществом. Процессы осадконакопления, постдиагенетические изменения не привели к возникновению в терригенных толщах промышленного золотого оруденения. Их оптимальный итог – формирование потенциально рудоносных горизонтов (Баранников, 1985, 2006).

Со второй половины среднего карбона на Урале установился орогенный режим. В это время в условиях замыкания палеоокеанической структуры проявляется *поздняя коллизия PZ<sub>3</sub> (310-240 млн лет)*, трассируемая во фронтальной части высокобарической шовной зоной (сутурой) Главного Уральского глубинного разлома и оперяющих его шовных зон типа Дегтярского, Серовско-Маукского, Сугомакско-Кацбахского и других. В этих шовных зонах, как правило, обрамляющих гнейсовые блоки (переработанные микроконтиненты - террейны), образовались бескорневые тела серпентинитов, дайки основного и кислого составов, проявился дислокационный метаморфизм, где развиты метаморфиты-метасоматиты со стресс-минералами: кианитом, ставролитом, фенгитом, хлоритоидом (Огородников, Сазонов, 1991; Огородников, 1993 и др.). В высокобарических их разностях (с силлиманитом и дистеном) выявлены кварц-жильные поля с кварцем особо высокой чистоты (Сакмарская зона смятия). Более ранние жилы, сложенные молочно-белым кварцем, попадая в эти условия, рекристаллизуются, гранулируются, что также приводит к росту чистоты этого минерала (Страшненко, Мельников, 1989; Якшин, 1975; Мельников, 1988). В целом высокобарические условия (парагенезисы с силлиманитом, дистеном и др.) не благоприятны для концентрирования золота, образования хрусталеносных кварцевых жил. Появление в этих зонах золотой минерализации, а также кварцевых жил с хрусталеносными полостями обязано более поздним гидротермальным процессам, развивавшимся при значительно более низком давлении (Огородников и др., 2014).

В это время в центральных частях гнейсовых блоков картируются тела двуслюдяных и мусковитовых лейкократовых гранитов (**кизильский комплекс -P<sub>2</sub>**), которые отчетливо секут гранитоиды битимского и нижеуфалейского комплексов (Шардакова, Савельев, 2010). Граниты кизильского комплекса образуют тела мощностью до 300 м, представлены гнейсовидными и полосчатыми разностями как за счет катаклаза, так и структурных неоднородностей, возникших при их внедрении и кантаминации материалом вмещающих пород. Текстура пород очково-линзовидная, порфиroidная за счет порфиroidных выделений микроклина до 1-2 см, при этом они приобретают пегматоидный облик (рис. 40). В их состав входят кварц, плагиоклаз и микроклин (примерно в равных количествах), биотит (3-5 %), мусковит по биотиту, иногда сфен, гранат (Шардакова, Савельев, 2010).

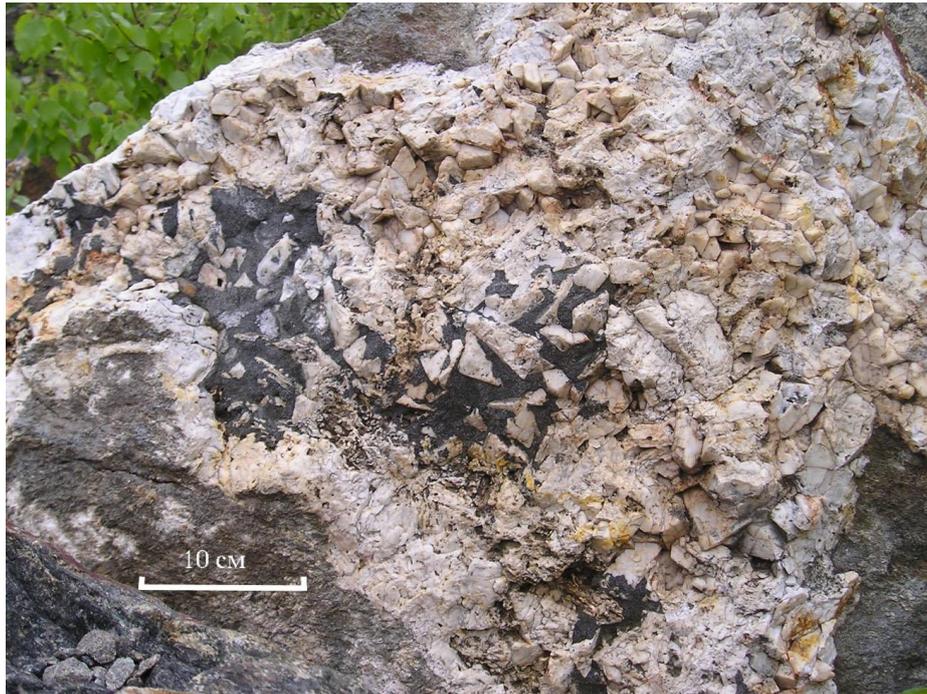


Рис. 40. Микроклиновые граниты кизильского комплекса, пегматоидного облика. Карьер по отработке жилы 101

Для распределения РЗЭ в гранитах кизильского комплекса характерны значительно более низкие содержания относительно вмещающих рифейских гранито-гнейсов, гранитов битимского и нижнеуфалейского комплексов (рис. 41).

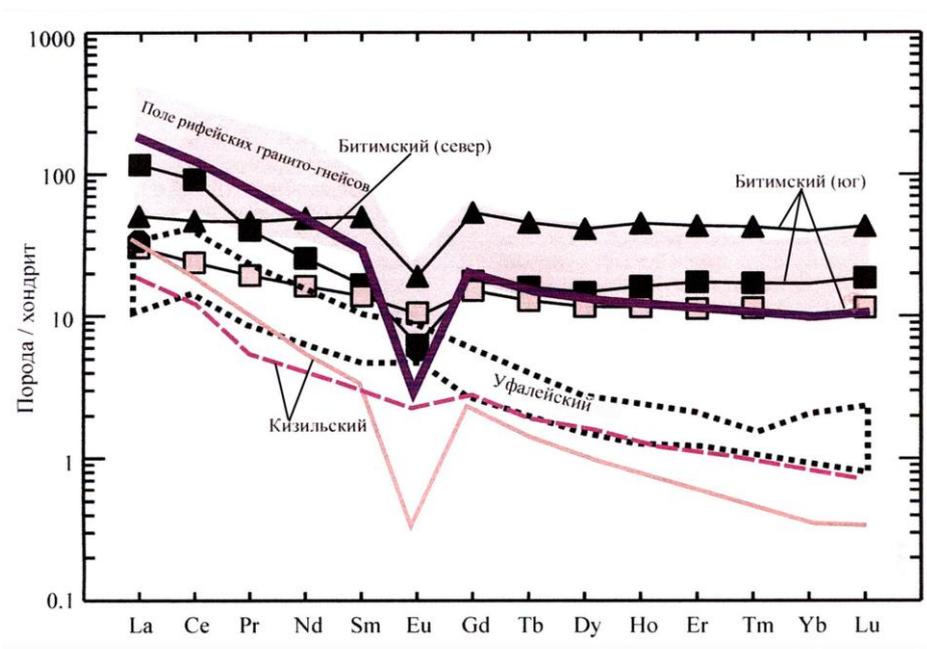


Рис. 41. Нормализованные по хондриту (Sun,1984) содержания РЗЭ в разновозрастных гранитоидах северной части Уфалейского блока (Шардакова, Савельев, 2010)

В связи с постмагматической деятельностью позднеколлизийных микроклиновых гранитов, имеющих за счет переплавления корового субстрата фторотипную специализацию растворов, формируются магматогенно-гидротермальные месторождения - керамические, редкометальные и хрусталеносные пегматиты, грейзены, по которым имеется обширная литература (Власов, 1953, 1965; Никитин, 1968; Соколов, 1970; Шмакин, 1970; Рундквист, 1971; Гинзбург и др., 1979; Овчинников, 1988; Таланцев, 1988; Огородников и др., 2007, 2014).

Возраст гранитов кизильского комплекса определен Rb-Sr-методом по биотиту и валовой пробе и составляет  $267,6 \pm 1,3$  млн лет. По химическому составу и геохимии породы данного комплекса довольно близки к известным верхнепалеозойским гранитным сериям Среднего и Южного Урала, формирование которых связано с коллизийными процессами (Орогенный..., 1994; Шардакова, Савельев, 2010).

В результате эволюции постмагматических растворов по мере удаления от купола гранитов развиваются гидротермально-метасоматические образования, сопровождаемые кварц-жильными телами, которые еще А. Н. Заварицкий (1947) расположил в последовательности выделения по мере падения температуры и удаленности от купола в ряд: пегматиты → альбититы → грейзены и слюдиты → березиты, листовениты → серицит-кварцевые породы. Процессы минералообразования происходят вблизи остывающих интрузивов в ореоле их воздействия на вмещающие породы. Основное внимание здесь уделяется возникновению в околоинтрузивном пространстве своеобразной тектоники, обязанной своему происхождению термическому сокращению объема плутонов и играющей, по нашим представлениям, немаловажную роль в последующих процессах эндогенного минералообразования.

Высокотемпературные метасоматиты, образовавшиеся под воздействием фторидных растворов, обеднены золотом. Пегматиты – это продукты высокотемпературного щелочного постмагматического преобразования, с последовательностью от керамических к редкометальным и «камерным» - хрусталеносным. Грейзены как производные кислотной стадии этого процесса, последовательно сменяющие щелочную с образованием фторсодержащих алюмосиликатов, практически стерильны в отношении золота, а кварц вполне пригоден для наплава стекол. Мобилизованное золото переносилось в породы обрамления уже существенно хлоридными флюидами, так как фтор исчезает из газожидких включений в кварце на удалении 2-2,5 км от гранитного массива (Огородников, 1993).

Золоторудные месторождения и хрусталеносные кварц-жильные поля с сопутствующей золоторудной минерализацией размещаются на удалении от интенсивно гранитизированного гнейсового блока, гранитных массивов, зон пегматитообразования, в породах обрамления, метаморфизованных до уровня эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма.

Грейзенизация происходит обычно после магматического этапа формирования куполов. Она накладывается на уже ранее сформированные пегматиты, часто развивается лишь локально, вдоль трещин отслоения. Особенно важным представляется влияние термической усадки на размещение, локализацию рудных тел вблизи поверхности массивов гранитоидов, на миграцию и накопление рудного вещества в таких телах, на возникновение зональности и стадийности эндогенного околоинтрузивного минералообразования. Обычно фиксируемая амплитуда развития таких трещинных зон над интрузивами составляет 1-2 км (Рундквист и др., 1970).

С этим этапом сопряжено возникновение гранулированного кварца кыштымского типа за счет рекристаллизации ранних кварцевых жил стекловидного кварца, образованных в этап ранней коллизии. Наряду с жилами гранулированного кварца в зоне влияния Главного коллизийного шва картируются кварцевые жилы, сложенные стекловидным, реже молочно-белым кварцем (щербакровский тип).

В зонах грейзенизации, связанных с развитием метасоматического крупноблочного микроклина, который отчетливо рассекает крупные кристаллы мусковита (рис. 42), появляются скопления молибденита (рис. 43).

В центральной части гнейсовых блоков в это же время происходит усиление кондуктивного теплового потока, фокус которого переместился в их центральную часть. Происходит это вследствие предварительного прогрева пород сиалического блока в период ранней коллизии, которое привело к их разуплотнению и значительному увеличению проницаемости. Как было показано (Зарайский, Балашов, 1981), нагревание магматических, метаморфических пород на 500 °С увеличивает их проницаемость на 4-5 порядков. Естественно, что такое тепловое разуплотнение вмещающих толщ может сделать любые плотные породы проницаемыми для парогазовых эманаций и гидротермальных растворов (Таусон, 1983).

Рис. 42. Крупноблочный микроклин (1) рассекает деформированный кристалл мусковита (2). Слюдяногорское месторождение мусковита, штольня № 4

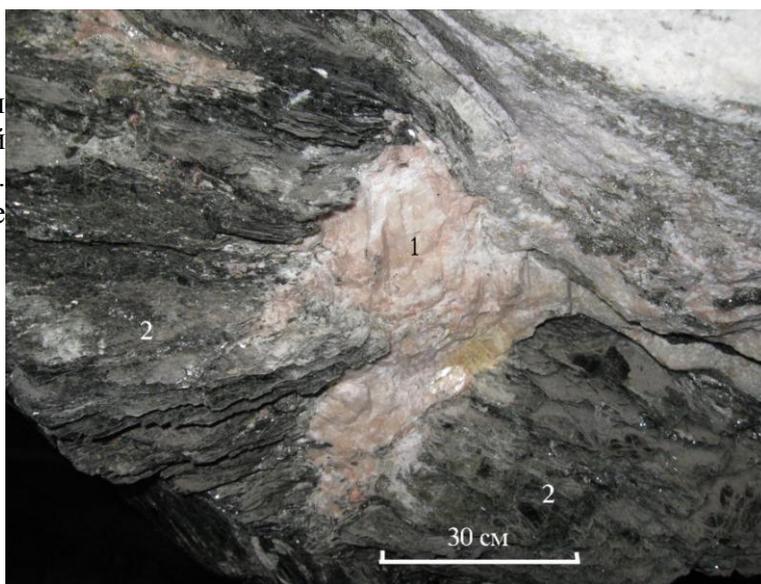


Рис. 43. Кристаллы молибденита (1) в мелкозернистом кварце (2) и карбонатите (3). Карьер по отработке кварцевой жилы № 175

В центральных частях гнейсовых блоков позднеколлизийный региональный метаморфизм достигал уровня амфиболитовой фации (600-750 °С). При высоком парциальном давлении H<sub>2</sub>O во флюиде и высоком содержании углекислоты и восстановленных газов на умеренных глубинах (8-15 км) неизменно должны происходить гранитизация пород и формирование крупных гранитных массивов (Перчук, 1976), что мы и наблюдаем повсеместно в уральских метаморфических комплексах. Возраст нормальных микроклиновых гранитов и гранитизации 290-260 млн лет. По мере удаления от гнейсовых ядер наблюдается смена изоград от центра к периферии в последовательности: силлиманитовая - кианитовая (андалузитовая) - ставролитовая (гранатовая) - биотитовая – хлоритовая (Кейльман, 1974; Огородников, 1993).

Уфалейский метаморфический блок, представленный неоднородно активизированным гнейсово-амфиболитовым комплексом, характеризуется полигенной и полихронной минерагенией. Здесь сосредоточены месторождения титаномагнетитов, редкоземельных, керамических и слюдоносных пегматитов, железистых кварцитов, альбититов с ниобиево-танталовой минерализацией.

Уфалейский гнейсово-амфиболитовый блок довольно хорошо изучен и является ключевым к пониманию генезиса и потенциальной продуктивности других метаморфических комплексов Урала (Кейльман, 1974; Коротеев и др., 1985; Белковский, 1989; Огородников, 1993; Огородников и др., 2007, 2012).

### **Глава 3. ДОКЕМБРИЙСКАЯ МЕТАМОРФОГЕННАЯ МИНЕРАГЕНИЯ УФАЛЕЙСКОГО ГНЕЙСОВО-АМФИБОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА**

Наши знания о генезисе и закономерностях размещения эндогенных месторождений в последнее время расширяются и углубляются особенно быстрыми темпами. Это связано прежде всего не столько с увеличением объема геолого-разведочных работ (наоборот, наблюдается резкое снижение объемов), а с резко возросшим научным уровнем минералого-геологических исследований природных объектов. Кроме того, существенное значение имеет применение точных методов в геологии, в особенности расширение и совершенствование тонких методов исследования вещества.

Полициклическая геотектоника и формирования земной коры прослеживается с довольно ранних этапов эволюции Земли. Естественно, что циклически-ступенчатой эволюции вещества земной коры подчиняется и металлогения, носящая в общем циклически-последовательный стиль со сменой сидерофильных элементов через халькофильные к литофильным, но с повторением этой эволюции в каждом металлогеническом цикле (Щерба, 1990; Бабенко, 2013; Имбламинов, 2015).

Хорошо известно, что разные месторождения и их сообщества (рудные формации) возникают при неодинаковых тектонических режимах: геосинклинальном, орогенном, платформенном, тектономагматической активизации, рифтовом и др. Важно выявить наиболее характерные месторождения, формирующиеся при этих тектонических режимах, установить их признаки, всесторонне исследовать их специфические особенности и по всей совокупности данных определить месторождения - индикаторы определенных тектонических режимов и структур (Щеглов, 1990).

Геологические процессы, приводящие к образованию месторождений полезных ископаемых многообразны и сложны, а число самих видов полезных ископаемых безгранично, и таким образом втиснуть в жесткую схему генетической классификации все возможное разнообразие процессов образования месторождений с четким ограничением, определенными условиями и противопоставлением их, с подразделением на привычные эндогенную, метаморфогенную и экзогенную серии, почти невозможно. С развитием и углублением наших познаний становится все более ясным, что месторождения могут образовываться при взаимодействии (одновременном или последовательном) процессов магматизма, метаморфизма, гидротермально-метасоматических и экзогенных и часто становится затруднительно отнести какое-либо данное месторождение строго к какой-либо определенной серии (Овчинников, 1998).

В этом плане много сделано В. И. Смирновым, детально исследовавшим эндогенные месторождения, формирующиеся при геосинклинальном режиме (Смирнов, 1962, 1965; Генезис эндогенных..., 1968 и др.). Значительно более сложными, неопределенными и менее изученными являются проблемы установления рудных и нерудных месторождений - индикаторов для следующих режимов: орогенного, тектоно-магматической активизации, континентального рифтового. В рассматриваемой проблеме в настоящее время наиболее остро стоит вопрос о выявлении месторождений - индикаторов рифтовых зон, формирующихся в условиях рифтового режима. Это связано с тем, что металлогеническая характеристика рифтовых зон в большинстве исследований все еще остается крайне широкой и неоднозначной. В то же время типичным рифтовым структурам свойственен строго определенный комплекс рифтогенного магматизма, и минеральная специализация месторождений (Милановский, 1983; Щеглов, 1990; Богатиков, 1991; Богатиков и др., 2010).

В проявлении месторождений, формирующихся в условиях континентального рифтового режима, имеются своеобразные особенности, которые свойственны только рифтовым структурам. Прежде всего это относится к месторождениям, связанным со щелочными породами и возникающими при образовании рифтовых грабен на ранних стадиях развития. Такие месторождения должны, по существу, рассматриваться как месторождения фундамента, на котором равниваются рифты. В то же время во многих

регионах образование щелочных пород и карбонатитовых месторождений отчетливо происходит в предрифтовый этап «созревания» рифтов. Для континентальных рифтовых систем пространственная связь щелочных комплексов и их оруденения с грабенами не случайна. Она обусловлена глубинными процессами, происходящими в мантии и предопределяющими как появление «дограбеновых» щелочных пород, так и формирование самих рифтов (Богатилов, 2010).

Полевошпатовые (пегматоидные) щелочные породы и карбонатиты являются пространственно и генетически взаимосвязанными. В нашей стране изучение карбонатитов до 80-х годов прошлого столетия происходило в основном в рамках метасоматических моделей (Гинзбург, Эпштейн, 1968; Пожарицкая, Самойлов, 1972 и др.), хотя еще в 1960-х годах Л. С. Бородиным (1966) были высказаны соображения о гетерогенности карбонатитов, магматической природе части из них и ассоциации карбонатитов не только с щелочно-ультраосновными породами и нефелиновыми сиенитами, но и отдельно с последними. Вероятно, мантийный карбонатитовый материал способен выступать в качестве инициатора щелочных процессов, протекающих как в мантии Земли, так и в земной коре, причем карбонатитовый материал исходно может проявляться в виде флюидов и расплавов совместно или раздельно (Левин и др., 1997; Фролов и др., 2003).

В середине 1970-х годов в нашей стране появились материалы, подтверждающие правомочность выделения формации карбонатитов в ильмено-вишневогорском комплексе Урала, Черниговской зоне юга Украинского щита, а затем в Хибинском массиве Кольского п-ова и Татарской зоне Енисейского кряжа были выявлены аналогичные карбонатиты. Тогда В. Я. Левин и др. (1997) выделили карбонатит-нефелин-сиенитовую формацию, которую Ю. А. Багдасаров (1979, 1990, 2014) назвал формацией карбонатитов линейно-трещинных зон.

В последнее время стала, наконец, понятна структурная позиция карбонатитов в Уральском складчатом поясе, обусловленная приуроченностью к поперечно-уральской докембрийской платформенной структуре, в которой находятся ряд щелочно-карбонатитовых и щелочных комплексов (Левин и др., 1997; Рапопорт, Рудица, 1998; Золоев и др., 2004).

На существование здесь поперечного Уралу поднятия впервые обратил внимание Л. М. Минкин (1970), который выделил этот блок как Главное Уральское поперечное поднятие. К. К. Золоев и др., (2004) назвали эту структуру Уфимско-Челябинской. (рис. 44).

Уфимско-Челябинская структура при ширине около 200 км протягивается через весь Урал и, вероятно, продолжается в Зауралье. Она реконструируется: 1) по широтной цепочке комплексов нефелиновых сиенитов, сиенитов, карбонатитов, щелочных гранитов, щелочно-полевошпатовых метасоматитов (редкоземельных пегматитов), имеющих одинаковую релкометальную рудно-геохимическую специализацию (Nb, Ta, Zr, TR, Y); 2) по такому же направлению цепочки выступов древних докембрийских блоков метаморфитов платформенного фундамента; 3) по очень длительному, по крайней мере, в течение рифея и фанерозоя, редкометальному рудообразованию (Золоев и др., 2004).

Отсюда также становится понятно отсутствие карбонатитовых редкометальных месторождений и проявлений в других многочисленных метаморфических комплексах Урала, расположенных севернее и южнее этой поперечной уральской структуры.

Месторождения редких металлов на Урале в поперечной структуре группируются в несколько устойчивых рудно-геохимических типов и ассоциаций (Золоев и др., 2004):

7. Nb-Ta-Zr-TR-Y, с примесью радионуклидов характерна для месторождений и проявлений, связанных с щелочно-полевошпатовыми, щелочно-карбонатитовыми и субщелочными магматическими и метасоматическими комплексами архей-протерозойских срединных массивов Западной континентальной окраины Уральского складчатого пояса - восточного края Восточно-Уральской платформы, перекрытого образованиями рифея и палеозоя.

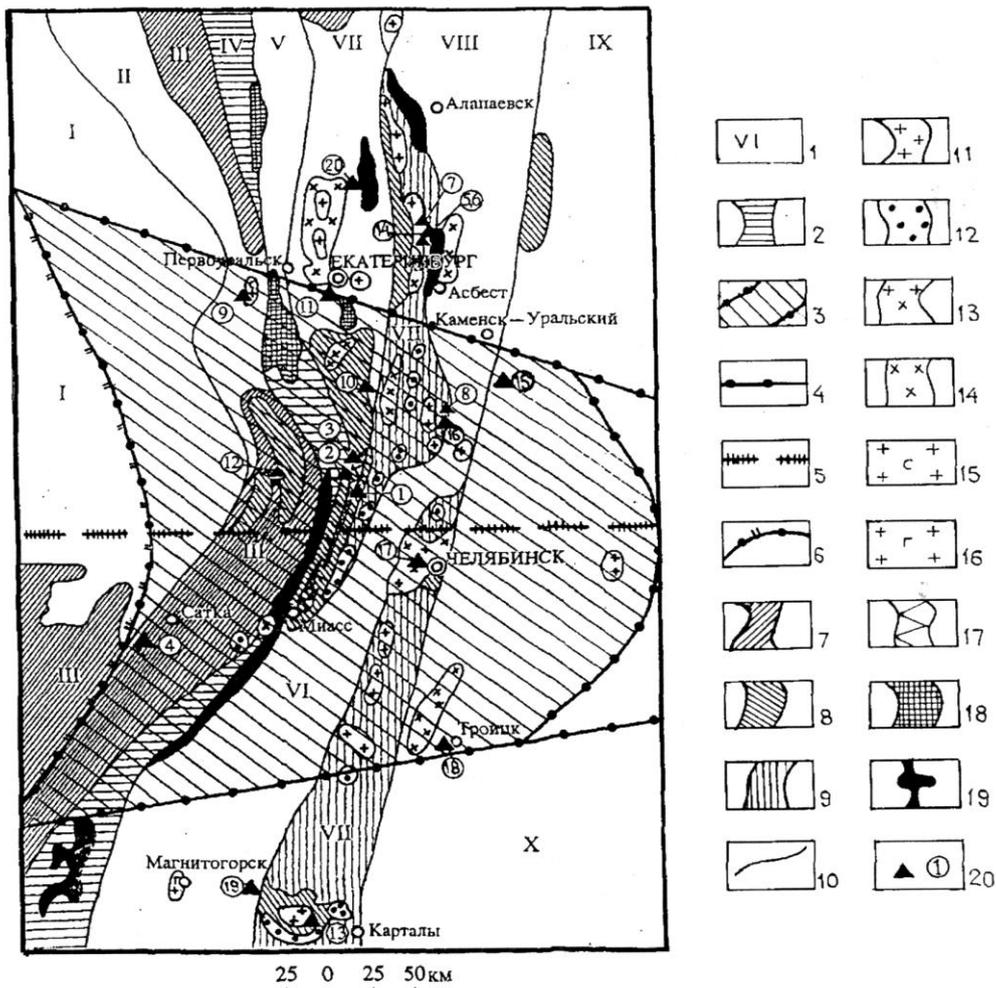


Рис. 44. Схема размещения месторождений и рудопроявлений РМ, РЗ, Мо, W на Среднем и Южном Урале в пределах Главной редкометальной провинции и вблизи нее (Золоев и др., 2004): 1 - тектонические подразделения: I - Предуральский краевой прогиб, II - Западно-Уральская мегазона, III - Центрально-Уральская мегазона (краевое поднятие), IV - зона Главного Уральского разлома (ГУГР); мегазоны: V - Тагильская, VI - Магнитогорская, VII - Восточно-Уральская (внутреннее поднятие), VIII - Алапаевско-Теченская зона Магнитогорской мегазоны, IX - Зауральская мегазона (область распространения казахстанских каледонид, переработанных уралидами); 2 - шовная зона ГУГР; 3 - широтная Уфимско-Челябинская структура (УЧС) - Главная редкометальная провинция; 4 - разломы, ограничивающие УЧС; 5 - осевая зона разломов УЧС; 6 - восточное ограничение Уфимского выступа Русской платформы; 7 - западная континентальная область распространения докембрийских образований; 8 - срединные массивы (блоки микроконтинентов); 9 - Главный гранитный пояс Урала; 10 - границы региональных структур, главные разрывные нарушения; 11-19 - магматические комплексы: И - гранитовые, 12 - монцодиорит-гранитовые, 13 - монцодиорит-гранитовые и гранит-лейкогранитовые (без расчленения), 14 - тоналит-гранодиоритовые, 15 - граносиенит-щелочно-гранитовые, 16 - габбро-гранитные, 17 - миаскит-карбонатитовые, 18 - дунит-клинопироксенит-габбровые (платиноносные), 19 - дунит-гарцбургитовые (альпинотипные); 20 - месторождения и рудопроявления РМ, РЗ, Мо, W: 1 - Потанинское (Nb), 2 - Западно-Ереминское (Nb, Zr), 3 - Спирихинское (TR), 4 - Сибирка (Ta, Nb, Zr TR, Mo), 5 - Липовый Лог и другие (Ta, Nb, Be), 6 - Участки 2, 7 (Ta, Nb), 7 - Малышевское (Be), 8 - Боевское (Be, флюорит), 9 - Хомутовское (Zr, TR, Nb, Ta), 10 - Теняжское (Y, TR), 11 - Верхнемакаровское (Y, TR), 12 - Тахтинская группа (Nb, Zr), 13 - Анненское (Be), 14 - Южно-Шамейское (Mo, W), 15 - Коклановское (Mo, W), 16 - Каневско-Пороховская группа (W, Be), 17 - Кременкульское (Mo), 18 - Бобровское (W, Be), 19 - Гумбейская группа (W, Bi), 20 - Талицкое (Mo)

8. Ta-Nb-Be с примесью редких щелочей отвечает берилл-колумбитовое оруденение гранитных пегматитов в экзоконтактах орогенных гранитных массивов в области Восточной континентальной окраины в современной структуре Восточно-Уральской области поднятий и прогибов.

9. Кроме редкоземельных кор выветривания, несомненный промышленный интерес имеют циркон-редкоземельные (ассоциация Y-TR-Zr с примесью Nb, Ta, Zn) и колумбитовые остаточные коры выветривания

Анализ особенностей проявления отдельных элементов в месторождениях, формирующихся при режиме тектономагматической активизации и рифтообразовании, показывает, что имеются характерные элементы-индикаторы, типичные для эндогенных рудных процессов, обусловленных этим режимом. Наиболее характерным элементом-индикатором является фтор, образующий крупные концентрации в этих месторождениях. Для него обычна связь с барием, марганцем, реже со свинцом, в единичных, комплексных месторождениях. Другим элементом-индикатором является марганец. В месторождениях он фиксируется в гюбнерите, родоните, родохрозите, манганокальците, реже окислах марганца. Как правило, все эти месторождения локализуются в зонах разломов, в бортовых частях рифтов (Гинзбург, 1972; Щеглов, 1990).

Следует отметить другие характерные для некоторых рифтовых зон признаки минерализации. Так, в зонах разломов, обрамляющих рифтовые структуры, зонах дислокационного метаморфизма, достаточно часто встречаются «безрудные» мощные кварцевые жилы (Кыштымское, Кузнечихинское, Ларинское, Вязовское, Ново-Троицкое, Карояновское и другие месторождения) или зоны окварцевания: кварциты («Серебровские кремнистые ломки», г. Караульная, г. Березовая и др.) или кварцевые брекчии (Игишская тектоническая зона) (Огородников и др., 2004; Поленов, 2008). Таким образом, одним из признаков континентальных рифтовых зон наряду с другими должны быть характерные для этих структур минеральные месторождения, которые являются их индикаторами-показателями. К таким наиболее контрастным месторождениям относятся: а) редкометальные и редкоземельные, связанные со щелочными комплексами, среди которых широко распространены редкоземельные карбонатитовые; б) эпитептермальные флюоритовые, баритовые, часто с галенитом и сфалеритом, а также эндогенные ртутные и марганцевые месторождения (Основные проблемы..., 1990).

Главной причиной образования подавляющего большинства месторождений в архее и протерозое на щитах и кристаллических основаниях древних платформ были процессы динамотермального метаморфизма и ультраметаморфизма вулканогенных и седиментогенных пород, содержащих рудные компоненты. Метаморфизм и его высшая форма - ультраметаморфизм - обуславливают подвижность элементов, приводят к метаморфическому изменению пород, метасоматической гранитизации и, при определенных условиях, к возникновению магматических масс. Последние могли перемещаться в породах в места малых давлений и создавать интрузивы.

Огромные поля развития метаморфических пород, слагающих щиты, фундаменты древних платформ и основания многих подвижных поясов, характеризуются широким развитием мигматитов, пегматитов с подчиненным количеством интрузивных тел. Эти поля занимают более половины всей площади материков Земли. В их пределах сосредоточена большая часть промышленных месторождений железа, никеля, кобальта, вольфрама, золота, олова, титана, меди, урана и других минералов, которые тесно связаны с развитием метаморфизма и ультраметаморфизма. Длительная и неоднородная по интенсивности миграция рудных элементов в породах, вызванная метаморфизмом — растворением, перекристаллизацией иногда даже расплавлением, привела к сложному распределению металлов, рудных и нерудных минеральных образований в метаморфических породах (Белевцев и др., 1972; Белевцев, 1990).

В каждый конкретный промежуток времени образовались такие метаморфогенные месторождения, которые генетически сопряжены с определенным, широко проявленным и интенсивным рудоформирующим метаморфизмом и магматизмом в геологических комплексах, обладающих достаточным металлогеническим потенциалом (Кулиш, 1990).

Длительное и сложное полициклическое развитие щитов, обусловленное сменой различных геотектонических режимов (от прогеосинклинального в архее до тектоно-магматической активизации в мезозое и кайнозое), предопределило разносторонность и длительность проявления рудообразующих процессов, в результате которых на щитах и в областях их активизации сочетаются месторождения различных генетических типов, телескопированно накладываясь друг на друга, формируя полигенное и полихронное оруденение.

Классификация генетических типов месторождений, в соответствии с их принадлежностью к различным металлогеническим эпохам, позволяет выделить следующие группы (Билибина, 1973):

1) метаморфические, ультраметаморфические, типичные главным образом для металлогенических эпох раннего докембрия и раннего протерозоя (железо, кианит, корунд, марганец, колчеданные руды), месторождения пегматитов, а также пневматолито-гидротермальные, связанные с процессами ультраметаморфизма (флогопит, мусковит, редкие земли, литий, бериллий, тантал, ниобий);

2) осадочно-метаморфизованные, связанные с накоплением молассоидных геологических формаций в среднем протерозое и в последующем метаморфизованные (золото, уран, медь, никель, кобальт, железо, кианит, графит);

3) магматические, связанные с ультраосновными, основными, щелочными, кислыми интрузивными формациями ранне- и среднепротерозойских эпох (медь, никель, кобальт, платина, хром, титан, железо, кварц);

4) гидротермальные и гидротермально-метасоматические (жильные, метасоматические залежи), связанные в различных геологических обстановках как с гранитоидными или щелочными интрузивными и вулканоплутоническими комплексами, так и с процессами метаморфизма (золото, вольфрам, молибден, свинец, цинк, серебро, ртуть, сурьма, флюорит, барит, кварц, горный хрусталь). Гидротермальные месторождения фиксируются во всех металлогенических эпохах щитов с заметным увеличением их роли в областях активизации.

Применительно к метаморфогенным месторождениям, была разработана новая генетическая классификация месторождений метаморфогенных полезных ископаемых (Соколов и др., 1975). В основу классификации положен принцип временных соотношений процессов рудообразования и метаморфизма, а также эмпирически установленных связей рудных и нерудных формаций с той или иной фацией, или субфацией определенной фациальной серии, которые являются отражением геотермического режима развития структурно-формационных зон и определяют их металлогеническую специализацию. В соответствии с изложенными принципами рудные и нерудные формации подразделяются на параметаморфические (метаморфизованные осадочные и осадочно-вулканогенные), реометаморфические (переотложенные в ходе метаморфизма) и ортометаморфические (возникшие в процессе метаморфизма).

По мнению Н. Л. Добрецова (1975), говоря о критериях различия пара-, рео- и ортометаморфических месторождений, следует прежде всего уточнить, что простой изохимический метаморфизм сам по себе не создает концентрации полезных ископаемых. Эти концентрации в параметаморфических месторождениях являются частично или полностью дометаморфическими (осадочными, вулканогенными и т. д.), а при метаморфизме меняют лишь минеральную форму и в связи с этим промышленную ценность или даже назначение полезного ископаемого (например, разные месторождения марганца, железа и графита). В других случаях для рео- и ортометаморфических полезных ископаемых (часть месторождений железа, марганца, золота, мусковита, флогопита, кианита и др.)

концентрации их создаются при гидротермально-метасоматических или палингено-метасоматических процессах, сопутствующих метаморфизму. С последними связано и образование коровых магм и магматогенных месторождений (Добрецов, 1975).

Весьма существенное значение имеют щелочно-метасоматические процессы, зарождающиеся в зоне ультраметаморфизма. Эта зона развивается, судя по новейшим исследованиям, весьма значительно и неоднократно трансформируется на различных глубинах в зонах долгоживущих разломов (Белевцев и др., 1972; Проблемы ..., 1973 Кушев, 1972; Эндогенное оруденение..., 1978).

Эпохи проявления щелочного магматизма установлены (Воробьева и др., 1972) на границе среднего и верхнего протерозоя, а также - кембрийская, среднепалеозойская, верхнепалеозойская, мезозойская и кайнозойская. Данные эпохи по времени совпадают с периодами повышенной магматической активности Земли, отражающей глубинные энергетические процессы, происходившие в ее недрах. Другой общей чертой щелочного магматизма следует считать его пространственную и генетическую связь с разломными системами различного глубинного уровня и типа образования. Третьей особенностью щелочного магматизма является весьма разнообразный и нередко контрастный состав интрузивных серий пород (от ультраосновных до щелочных и от кислых гранитных до нефелиновых сиенитов высокой щелочности) при небольших размерах массивов и их многофазном формировании. Для древних структур особенно отчетливо устанавливается многоэтапное и прерывистое возникновение разновозрастных щелочных ассоциаций (Яшина и др., 1976).

Формация ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами свидетельствует о наступлении платформенного режима в отдельных сегментах литосферы. Наиболее древние проявления данной формации известны на Канадском щите (1900 млн лет), тогда как на Сибирской и Восточно-Европейской платформах не встречены массивы древнее 700 млн лет (Яшина и др., 1976).

Характерной особенностью гнейсово-мигматитовых комплексов Урала (Кейльман, 1974; Огородников, 1975, 1993; Огородников и др., 2007; 2012; Коротеев и др., 2010; Золоторудная ..., 2014), наряду с рудными месторождениями и рудопроявлениями, является существенное преобладание в их пределах неметаллических полезных ископаемых, таких как кварц, мусковит, кианит, антофиллит, тальк и другие. Главным фактором, обуславливающим возникновение месторождений и проявлений, в данном случае может служить не столько концентрация вещества, сколько многоэтапность их преобразования, сопровождающаяся концентрацией полезного компонента, выделение его в соответствующей минеральной форме, а промышленная ценность этих, по сути, породообразующих минералов определяется их физическими свойствами, размером кристаллов, чистотой кристаллической решетки. Ведущую роль здесь, очевидно, играет не столько миграция элементов, сколько физико-химические условия преобразования горных пород, прежде всего давление (Кейльман, 1974; Кейльман, Огородников, 1980; Огородников, 1993).

Возникновение и концентрация большого геохимического спектра месторождений и проявлений в шовных зонах метаморфических комплексов Урала являются результатом многократно повторяющихся процессов седиментогенеза, магматизма, метаморфизма, ультраметаморфизма и сопровождающих их метасоматитов.

Взаимосвязь ведущих эндогенных процессов – регионального метаморфизма, ультраметаморфизма, магматизма – определяет в главных чертах общее состояние флюидных систем в шовных зонах, ответственных, в конечном итоге, за характер протекания, и тенденции в направленности завершающих метасоматических процессов.

Флюиды играют громадную роль в планетарных эндогенных геологических процессах. Наиболее широко они проявляют себя в процессах метаморфизма и ультраметаморфизма. Геодинамические процессы на границах литосферных плит и рифтогенных шовных зон, наряду с процессами высокотемпературного метаморфизма,

сопровождаются интенсивным магматизмом, который в обязательном порядке сочетается с поступлением жидких и газообразных флюидов, масса которых не только не уступает объемам магматических расплавов, но и превосходит их. Внедрение магматических расплавов и подъем метаморфизирующих флюидов генетически и пространственно тесно связаны, но по происхождению и поведению они достаточно независимы. Роль флюидов в рудообразовании не только значительная, но и определяющая, поскольку мобилизация металлов, их концентрация и отложение руд связаны только с флюидами (Овчинников, 1988).

При движении в более высокие горизонты земной коры, вплоть до уровней кристаллизации расплавов, и понижении давления и температуры происходит энергичная отдача магмой растворенных в ней летучих компонентов, захватывающих также полезные компоненты, растворимые в этих условиях. Таким образом, области коры, входящие во взаимодействие с интродуцировавшей магмой или ее производными, логично рассматривать как потенциально обогащенные полезными компонентами. Вне ареалов воздействия магматических масс и их производных эндогенные рудопроявления не концентрируются (Афанасьев, 1974).

Как было показано в предыдущих главах, в пределах уральских гнейсово-амфиболитовых комплексов проявилось несколько этапов структурно-тектонических и метаморфических преобразований, каждый из которых развивается в определенной геодинамической обстановке.

Процессам регионального метаморфизма и сопутствующему ему определенному типу магматизма как рудогенерирующему фактору придается все более значительная роль в формировании месторождений, залегающих в глубокометаморфизованных комплексах докембрия. Происхождение метаморфогенных руд заключаются в установлении генетических связей с тем или иным типом регионального метаморфизма, сопутствующего магматизма и сопровождающих их гидротермально-метасоматических преобразований. В выявлении причин локализации руд в определенных частях кристаллических толщ, в установлении зависимостей состава и масштабов рудогенеза от ряда геологических факторов, из которых наиболее значимыми являются разрывные дислокации шовных зон, в докембрии и на начальной стадии образования палеоокеана представляющие собой зоны рифтинга (растяжения). Во время коллизионных преобразований шовные зоны представляют собой зоны сжатия (дислокационного метаморфизма).

В зонах дислокационного метаморфизма, сопровождающего развитие шовных зон смятия, наблюдается высокоградиентный метаморфизм, магматизм и весьма контрастный метасоматоз, которые сочетаются с разновозрастными и разнотипными структурными элементами, причем более ранние переработаны в результате поздних движений. В шовных зонах формируются разновозрастные магматические образования, претерпевшие коллизионные деформации и различные метаморфогенно-метасоматические преобразования.

В геологическом плане для дислокационного метаморфизма характерна связь с зонами разломов, в петрологическом – совмещение разновозрастных и разнотипных минеральных ассоциаций, большое, но еще слабоизученное влияние одностороннего сжатия и, наконец, сочетание с метасоматозом и рудоотложением. В одних случаях деформация горных пород в зонах разломов происходит изохимически, в других сопровождается явным выносом и привносом петрогенных элементов (Казанский, 1980). Процессы дислокационного метаморфизма играют важную роль в образовании метаморфогенных месторождений: они изменяют ранее существовавшие рудные залежи, вызывают ремобилизацию рудного вещества и создают тектонические структуры, благоприятные для формирования новых рудопроявлений полезных ископаемых.

В строении уфалейского протерозойского блока отчетливо выделяется древнее основание, сложенное вулканитами, верхняя часть сложена осадочными образованиями, испытавшими во время свекофенской и карельской эпох складчатости региональный метаморфизм в условиях гранулитовой (реликтовой) — амфиболитовой фаций

повышенного давления и ультраметаморфизм с образованием крупных и протяженных тел мигматитов (Огородников и др., 2007; 2012). Геохронологические датировки этого этапа соответствуют рубежу 2,05-1,75 млрд. лет (Краснобаев, 1986).

Метаморфогенные месторождения по распространенности и разнообразию генетических и минеральных типов получили наибольшее развитие в протерозое. От архея к фанерозою четко фиксируется определенная направленность в метаморфогенном рудообразовании – интенсивность и масштабность метаморфических процессов в целом снижается, а следовательно, уменьшается и значимость метаморфогенного рудообразования. Широко распространенные в докембрии высокотемпературные средней и большой глубинности регионально-метаморфические и ультраметаморфические месторождения постепенно уступают место низкотемпературным средней и малой глубинности регионально,- гидротермально- контактово-метаморфическим месторождениям.

### **3.1. Глиноземистая формация щитов древних платформ**

Тектоническое развитие древних щитов, определяющее всю историю формирования докембрийских складчатых сооружений, характеризуется рядом особенностей. Геохимические условия среды осадконакопления способствовали широкому распространению хемогенных кор выветривания, алюмокремниевых кварцитов и специфических кремнисто-железистых осадков. По мере наращивания сиалического слоя и появления гравитационной неустойчивости земной коры появились системы региональных разломов, по которым происходили излияния базальтовых и риолитовых магм трещинного типа; эндогенное развитие выражалось в процессах метаморфизма и ультраметаморфизма. Складчатость отличалась простыми формами. Ничтожный размах вертикальных движений и, как следствие, небольшие амплитуды колебаний рельефа не создавали условий для развития несогласий между отдельными литолого-стратиграфическими комплексами даже при перерывах в осадконакоплении. Такой стиль формирования сиалической коры соответствует свекофенско-карельской стадии ее развития (Павловский, 1962; Синицын, 1965; Кушев, 1972; Хаин, 2003).

Главной причиной образования подавляющего большинства месторождений на щитах и кристаллических основаниях древних платформ были процессы неоднократного динамотермального метаморфизма и ультраметаморфизма вулканогенных и седиментогенных пород, содержащих рудные и петрогенные компоненты. Длительная и неоднородная по интенсивности миграция элементов в породах, вызванная метаморфизмом, – растворением и перекристаллизацией, иногда даже расплавлением, привела к сложному распределению металлов в метаморфических породах, не всегда отвечающему первоначальному содержанию их в осадочных или вулканических породах.

Наиболее продуктивным рифтогенным этапом является рифейский, который характеризовался условиями рифтогенного растяжения и деструкции земной коры восточной части Евроазиатского палеократона (Главные..., 1980). Для этого этапа характерны элементы осевой симметрично-поясовой металлогенической зональности, которая определяется тем, что к центральным частям зон растяжения тяготеют, прежде всего, продукты рудных геолого-геохимических систем, которые связаны с дифференцированными и стратифицированными гипербазит-габбровыми интрузиями, включающими малохромистое и ильменит-титаномагнетитовое оруденения. В свою очередь, с периферийными частями таких зон связаны субщелочные и щелочные ультрабазитовые, базитовые и кислые комплексы, с которыми сопряжены рудопроявления редкометальной и редкоземельной минерализации (Главные..., 1980; Беляев и др., 1996; Богатиков, 2010).

Главным процессом концентрации металлов были метаморфизм и ультраметаморфизм пород, которые вызвали перемещение и концентрацию рудогенных элементов при растворении, перекристаллизации и переплавлении первичных вулканитов и осадков. Метаморфогенное рудообразование происходило при перекристаллизации

исходного материала породы, подвергшейся метаморфизму в определенных фациальных условиях, что приводило к новым технологическим свойствам и превращало породу в полезное ископаемое. Так, при перекристаллизации железисто-кремнистого осадка образовались магнетитовые кварциты, джеспилиты; из глинистых осадков, богатых Al, – кианитовые, андалузитовые и силлиманитовые сланцы и гнейсы (высокоглиноземистые руды); из углеродистых осадков – графитовые руды и др. Изучая литолого-стратиграфические, минералогические и другие особенности высокоглиноземистых метасланцев, большинство исследователей в настоящее время приходят к выводу о первичноосадочном происхождении силлиманитовых, кианитовых (дистеновых) и андалузитовых сланцев и гнейсов. На большом фактическом материале показано, что гнейсы и сланцы с высокоглиноземистыми минералами являются типичными парапородами, возникшими в результате метаморфической переработки первичного осадочного глинистого или песчано-глинистого материала в условиях регионального метаморфизма (Розен, 1975; Розен, Горбачев, 1977).

Повышенное содержание высокоглиноземистых минералов в перечисленных группах метаморфических пород может быть обусловлено двумя причинами: а) относительно высоким содержанием глинозема в исходных породах (каолиновые коры выветривания), подвергшихся региональному метаморфизму с последующим обогащением метаморфических пород глиноземом в процессах ультраметаморфизма и кислотного выщелачивания; б) обогащением глиноземом обычных пелитовых пород в результате перераспределения глинозема на прогрессивном этапе метаморфизма и наложенных процессах аллохимического метаморфизма (метасоматизма) на регрессивном этапе (Розен, Горбачев, 1977; Михайлов и др., 1976; Белевцев, 1990; Огородников, 1993; Огородников и др., 2012).

На Урале метаморфогенные месторождения и проявления кианита (силлиманита) связаны с докембрийскими гнейсовыми блоками (Кейльман, 1974; Огородников, 1975, 1993). Первичный состав кианитсодержащих плагиогнейсов аналогичен высокоглиноземистым толщам Беломорского пояса и соответствует глинам, глинистым сланцам и песчаникам древних кор выветривания (рис. 45).

Наибольший интерес для нас в качестве эталонного объекта представляет *Кейвский мегаблок*, где сконцентрированы основные запасы кианитовых руд России. Основной объем продуктивной червуртской свиты слагают морфологически разнообразные метаморфические кианитовые и кианит-ставролитовые сланцы, которые по химизму соответствуют каолинитовым и каолинит-гидрослюдистым глинам и алевропелитам с резко повышенной глиноземистостью и варьирующей основностью. Характерной чертой всех пород червуртской свиты (пачка А, Б) является также неоднородная, но постоянная зараженность углеродистым материалом и часто сульфидами биоседиментогенной природы (Бельков, 1963; Сидоренко, Сидоренко, 1975; Войтеховский и др., 2010). В составе выщележащей выхчуртской свиты (пачки В, Г, по И. В. Белькову, 1963) доминируют мусковитовые кварциты, кварцито-сланцы (аркозы и кварцевые песчаники с примесью гидрослюдисто-каолинитового материала), которые выше по разрезу сменяются кианит-ставролит-плагиоклазовыми двуслюдяными сланцами, которые по соотношению глиноземистости и основности варьируют от гидрослюдистых до каолинит-гидрослюдистых образований (см. рис. 45).

Перекристаллизация исходного материала породы, подвергшейся метаморфизму, приводит к новым технологическим свойствам, которые определяют эту породу как полезное ископаемое, из глин кор выветривания, осадков, богатых алюминием образуются кианитовые и силлиманитсодержащие гнейсы и сланцы.

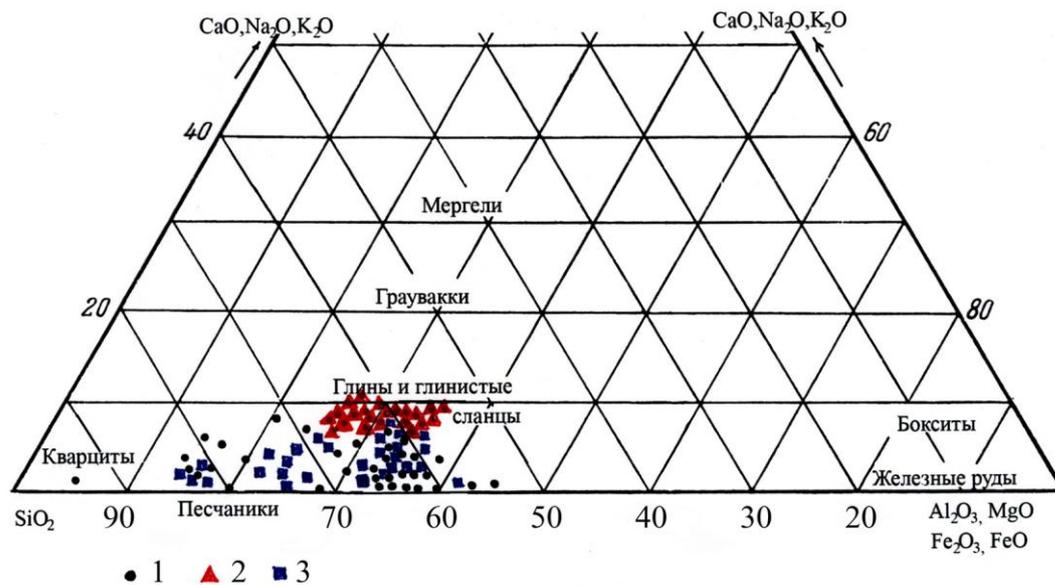


Рис. 45. Диаграмма химического состава осадочных пород  $\text{SiO}_2$ - $(\text{Al}_2\text{O}_3, \text{MgO}, \text{Fe}_2\text{O}_3, \text{FeO})$ - $(\text{CaO}, \text{Na}_2\text{O}, \text{K}_2\text{O})$ :

1 – породы продуктивной кианитсодержащей червуртской свиты (Кейвы, Кольский п-ов, Бельков, 1963); 2 - глиноземистые плагиогнейсы Беломорского пояса (Володичев, 1975; Щербакова, Терехов, 2004); 3 – глиноземистые плагиогнейсы докембрийских блоков Урала (Кейльман, 1974)

В настоящее время выделено две группы (формации) продуктивных метаморфогенно-метасоматических пород (Огородников и др., 2012), обогащенных высокоглиноземистыми минералами группы кианита (кианит, силлиманит, андалузит):

1. Стратифицированные горизонты в толще плагиогнейсов раннего архея и протерозоя – **глиноземистая формация щитов и древних платформ (метаморфогенный, метаморфогенно-метасоматический, кейвский тип)**.

2. Нестратифицированные метасоматические породы, слагающие внутренние и внешние части шовных зон полифациальных метаморфических комплексов андалузит-силлиманитового и кианит-силлиманитового термодинамических типов, образующихся по разновозрастным, обычно пелитовым породам, – **глиноземистая формация фанерозойских складчатых поясов (гидротермально-метасоматический, уральский тип)**.

При рассмотрении валового химического состава метаморфогенных кианитсодержащих плагиогнейсов и кианитовых руд установлено практическое соответствие вмещающих пород Беломорского пояса и Урала. В отличие от них, породы свиты Кейв (Кольский п-ов) значительно превышают по содержанию глинозема и практически представляют собой кианитовые руды (рис. 46). Для образования продуктивных высокоглиноземистых кианитовых руд на месторождениях Беломорья и Урала требуются определенные условия метаморфизма, ультраметаморфизма и наложенного кислотного выщелачивания, вследствие чего выделяются метаморфогенный и метаморфогенно-метасоматический тип оруденения. Рудные интервалы месторождений Беломорья и Урала содержат глинозем в количестве 18-28 % (см. рис. 46).

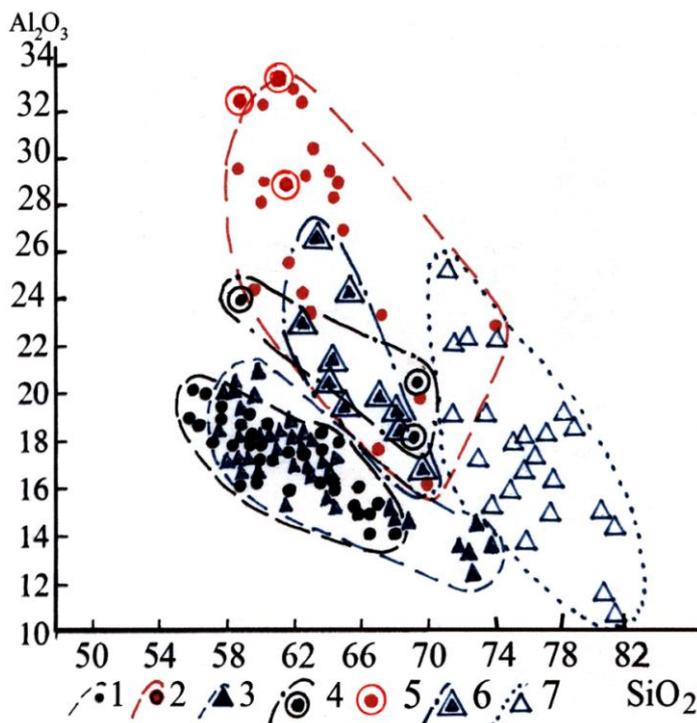
К уральскому гидротермально-метасоматическому типу относятся многочисленные месторождения и проявления кианитовых кварцитов (Борисовские сопки, Карабашское, М-

Каслинское и др.), в которых содержание глинозема достигает 26 %, при очень высоком содержании кремнезема > 70 % (см. рис. 46).

Повышенные требования предъявляются к кианитовому сырью по железу и титану (Быков, 1976; ТУ-48-4-307-74). На диаграмме  $\Sigma\text{FeO-SiO}_2$  (рис. 47) видно, что метаморфогенные плагиогнейсы с кианитом Беломорского пояса и Урала образуют практически идентичные поля, содержащие большее количество железо-магнезиальных силикатов, чем в породах свиты Кейв. В то же время кианитовые руды Карелии и Урала содержат суммарное железо на уровне Кейвских месторождений.

Рис. 46. Поведение  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$  в глиноземистых плагиогнейсах, кианитовых рудах и кианитовых кварцитах:

1 – плагиогнейсы Беломорского пояса (Володичев, 1975; Щербакова, Терехов, 2004); 2 - кианитсодержащие сланцы (метаморфогенные и метасоматические руды) свиты Кейв (Бельков, 1963); 3 – плагиогнейсы с кианитом Урала (Огородников, 1993); 4 – средние содержания в метаморфогенных и метасоматических рудах Хизоваарского месторождения (Щипцов и др., 2010); 5 — кейвские кианитовые руды; 6 – метаморфогенные кианитовые руды уральских месторождений; 7 – метасоматические кианитовые кварциты уральских месторождений



Метасоматические кианитовые кварциты Урала содержат минимальное количество железо-магнезиальных силикатов и, соответственно, суммарного железа (см. рис. 47).

Аналогичное поведение окиси титана, обусловленное развитием рутила, ильменита в качестве аксессуаров как во вмещающих плагиогнейсах и сланцах, так и в самих кианитах. Рутил кристаллизуется в кианите и слюдах при метаморфической перекристаллизации и особенно интенсивно при метасоматическом рудообразовании. Этим обусловлено более высокое содержание титана в рудах свиты Кейв, рудах Хизоваарского месторождения (Карелия), в метаморфогенных и метасоматических рудах Урала (рис. 48).

На Урале кианит, являясь продуктом метаморфогенных и метаморфогенно-метасоматических преобразований горных пород, развит в пределах докембрийских гнейсовых ядер довольно широко. Образование высокоглиноземистых минералов обусловлено, с одной стороны, метаморфизмом осадочных пород, глинистого или песчано-глинистого состава, обладающих изначально избытком глинозема (*метаморфогенный тип*), с другой – наложением процессов кислотного выщелачивания, приводящим к относительному обогащению пород  $\text{Al}_2\text{O}_3$  при отчетливом выносе железо-магнезиальных компонентов и щелочей (*метаморфогенно-метасоматический тип*).

Высокоглиноземистые минералы группы кианита (кианит, силлиманит, андалузит) образуются при значительных колебаниях температуры и чаще всего в условиях высокого давления. Устойчивость минералов с возрастанием температуры как функция энергии кристаллической решетки находится в прямой зависимости от величины зарядов, входящих в нее ионов, и в обратной зависимости от их радиусов (Капустинский, 1943; Соболев, 1948; Кейльман, 1969).

Кроме того, уменьшение ионного радиуса катиона, а также увеличение его координационного числа, в значительной мере определяют устойчивость минералов при возрастающем давлении (Щербина, 1965; Кейльман, 1969; Ициксон, 1970; Кейльман, Огородников, 1977; Огородников, 1975, 1993).

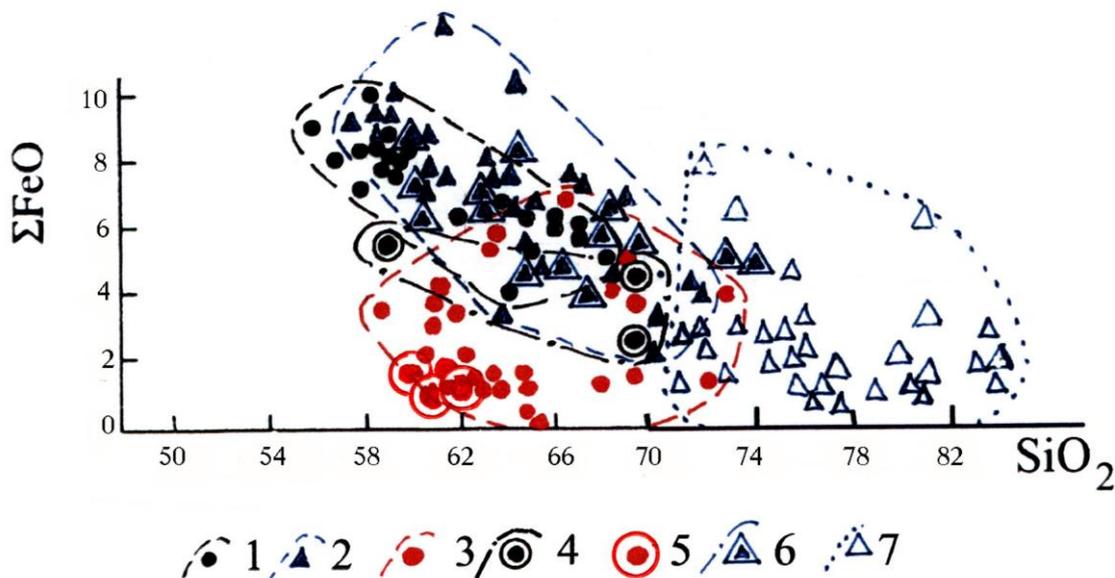


Рис. 47. Поведение  $\Sigma\text{FeO}-\text{SiO}_2$  в глиноземистых плагиогнейсах, кианитовых рудах и кианитовых кварцитах:  
 1 – плагиогнейсы Беломорского пояса (Володичев, 1975; Щербакова, Терехов, 2004); 2 – плагиогнейсы с кианитом Урала (Огородников, 1993); 3 - кианитсодержащие сланцы (метаморфогенные и метасоматические руды) свиты Кейв (Бельков, 1963); 4 – средние содержания в метаморфогенных и метасоматических рудах Хизоваарского месторождения (Щипцов и др., 2010); 5 — кейвские кианитовые руды; 6 – метаморфогенные кианитовые руды уральских месторождений; 7 – метасоматические кианитовые кварциты уральских месторождений

Связь режима щелочности-кислотности с термодинамическими условиями метаморфических процессов легче всего представить, рассмотрев кристаллохимические особенности минералов, характеризующих различные метаморфические фации.

Общая последовательность минералов в кристаллохимическом ряду определяется энергией их кристаллических решеток и находит отражение также в возрастании изобарного потенциала образования силикатов  $\Delta Z$  (рис. 49) от каркасных к островным (Летников, 1965).

Изменение минералов происходит в результате изменения энергетического состояния структурных частиц кристаллической решетки под воздействием внешних факторов. Неизбежным следствием этих изменений является уменьшение или увеличение расстояний между структурными частицами, что отражается в увеличении или уменьшении количества частиц в объеме решетки. В результате новая решетка, по сравнению с исходной, всегда уплотнена или разуплотнена. Степень уплотнения или разуплотнения отражает направленность в изменении внешних термодинамических факторов (Евзикова, 1966; Казицын, Рудник, 1968). Используется величина структурной рыхлости « $\omega$ » кристаллических решеток минералов (Ициксон, 1969, 1970).

Результаты экспериментального изучения устойчивости алюмосиликатов в условиях меняющейся кислотности-щелочности и при различных температурах и давлениях объясняют появление различных парагенезисов высокобарических минералов на разных участках шовных зон в метаморфических комплексах Южного Урала.

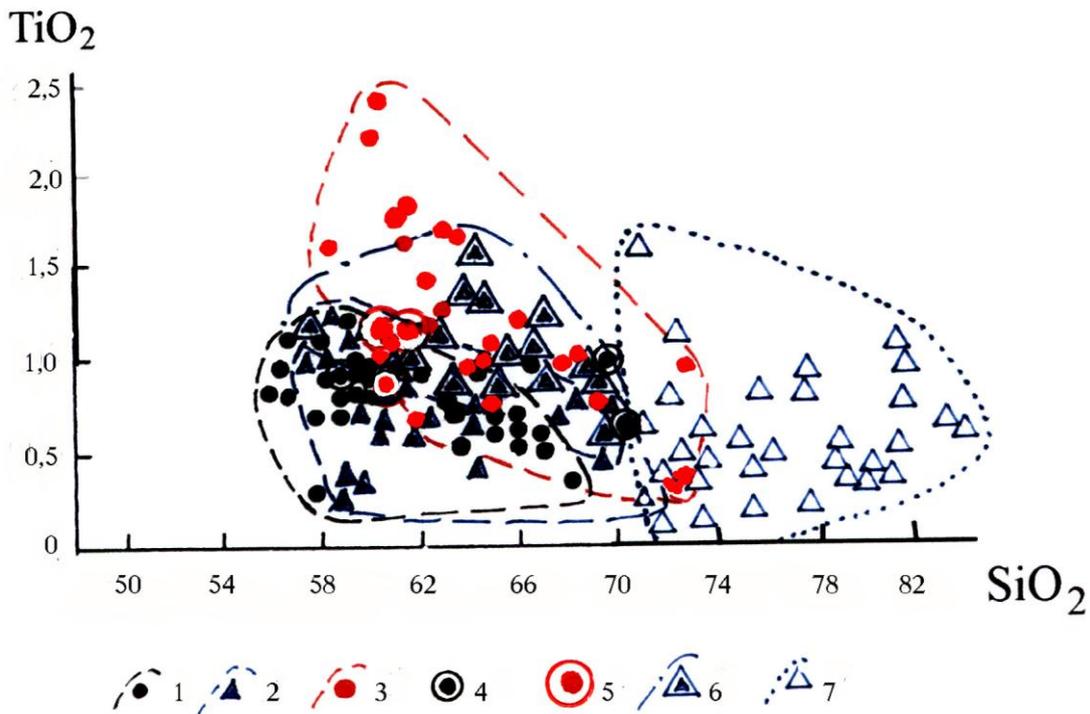
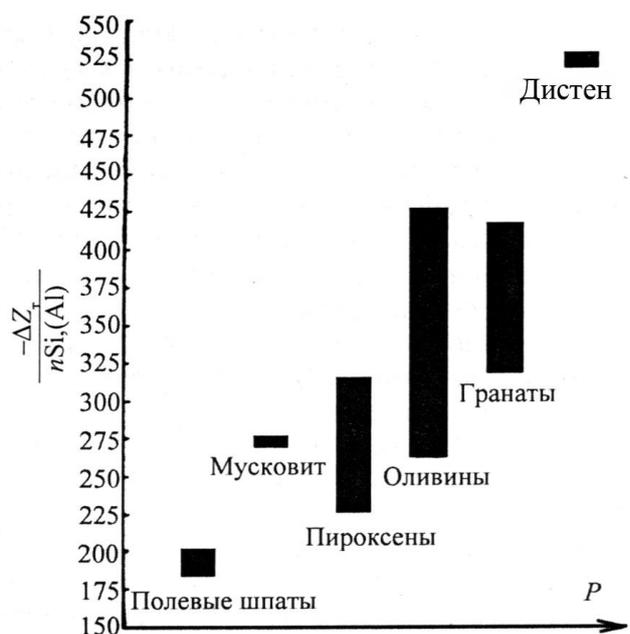


Рис. 48. Поведение  $TiO_2-SiO_2$  в глиноземистых плагиогнейсах, кианитовых рудах и кианитовых кварцитах:

1 – плагиогнейсы Беломорского пояса (Володичев, 1975; Щербакова, Терехов, 2004); 2 – плагиогнейсы с кианитом Урала (Огородников, 1993); 3 - кианитсодержащие сланцы (метаморфогенные и метасоматические руды) свиты Кейв (Бельков, 1963); 4 – средние содержания в метаморфогенных и метасоматических рудах Хизоваарского месторождения (Щипцов и др., 2010); 5 — кейвские кианитовые руды; 6 – метаморфогенные кианитовые руды уральских месторождений; 7 – метасоматические кианитовые кварциты уральских месторождений

Рис. 49. Изобарные потенциалы некоторых силикатов (Летников, 1965)



Общеизвестно, что в процессах динамотермального метаморфизма ведущей тенденцией в изменении состояния алюминия является переход его из четверной координации по кислороду в шестерную (рис. 50). Это сопровождается уменьшением молекулярного объема и увеличением плотности минералов, изменением коэффициента структурной рыхлости минерала -  $\omega$  (Ициксон, 1970).

Полевые шпаты в гнейсах и кристаллических сланцах устойчивы в щелочных условиях. Повышение температуры расширяет поле их устойчивости в сторону увеличения кислотности, а повышение давления резко сужает его (Shade, 1968).

Структурная рыхлость минералов плагиогнейсов, кристаллической решетки ортоклаза, микроклина  $\omega = 8,40$ , анортоклаза  $\omega = 7,80$ , альбита  $\omega = 7,75$ , биотита  $\omega = 7,62$ . Мусковиты устойчивы в более кислых средах, нежели полевые шпаты, но увеличение давления резко расширяет поле их устойчивости. Структурная рыхлость кварца  $\omega = 7,54$ , мусковита  $\omega = 7,40$ , пирофиллита  $\omega = 7,20$ , парагонита  $\omega = 7,05$ . В более кислой среде устойчивы полиморфные модификации  $Al_2SiO_5$ , а появление той или иной модификации обусловлено РТ-параметрами системы. Структурная рыхлость андалузита  $\omega = 6,36$ , силлиманита  $\omega = 6,21$ , кианита  $\omega = 5,62$ , корунда  $\omega = 5,15$ . При формировании силлиманитовых парагенезисов в гнейсах мусковит не образуется, так как при высоких температурах он не устойчив (см. рис. 50).

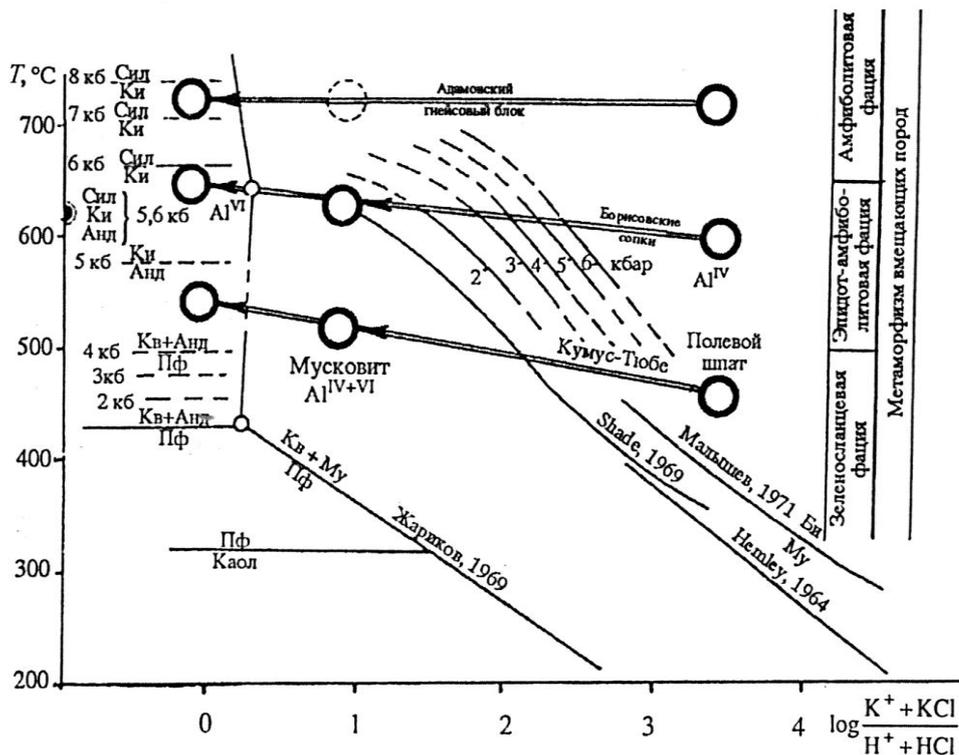


Рис. 50. Диаграмма устойчивости минералов в условиях меняющейся кислотности-щелочности и температур (по экспериментальным данным):

Пш – полевой шпат; Му – мусковит; Ки – кианит; Кв – кварц; Пф – пирофиллит; Анд – андалузит; Каол – каолинит; Ст – ставролит; Гр – гранат; Хлд – хлоритоид. Стрелками показаны условия образования зональности кианитовых кварцитов Адамовского и Кочкарского метаморфических комплексов

Взаимодействие флюида и твердой фазы в некоторых проявлениях может иметь полярно-противоположный характер: с одной стороны, состав и состояние флюида является причиной смены минеральных ассоциаций, а с другой – наоборот, изменение состава твердой фазы под влиянием меняющихся Т-Р условий определяет состав сосуществующего с ней флюида (Кейльман, Огородников, 1977).

Выразительным примером такого двоякого взаимодействия может служить выщелачивание, которое осуществляется путем кристаллохимического фракционирования при метаморфизме (**метаморфогенный тип**) или в результате воздействия на твердую фазу активного кислого раствора (**метасоматический тип**).

В первом случае низковалентные ионы с большим радиусом в определенных термодинамических условиях, среди которых наибольшее значение имеет давление, оказываются неустойчивыми в кристаллической решетке большинства силикатов и уходят в раствор. Таким образом, формируются ассоциации, содержащие высокоплотные минералы, для которых характерна шестерная координация алюминия: кианит, пироп-альмандиновый гранат, хлоритоид, ставролит и др. Геологически вполне четко устанавливается приуроченность таких ассоциаций к древним, архейско-протерозойским гнейсово-амфиболитовым комплексам, претерпевшим высокотемпературный и высокобарический метаморфизм. Так как рассматриваемые ассоциации возникают вследствие реакции породы на изменяющиеся термодинамические условия, их необходимо отнести к числу **метаморфических**, хотя формирование самих минеральных агрегатов осуществляется с помощью **метасоматического** механизма и не является вполне изохимическим, поэтому их нужно рассматривать как **метаморфогенно-метасоматические**.

Таким образом, образование месторождений высокоглиноземистых минералов связывается с метаморфическими комплексами архейско-протерозойского возраста и преобразованием их во время палеозойского орогенеза. Метаморфогенно-метасоматический механизм образования кианитовых месторождений создает относительно стратифицированные залежи с крупными запасами, наибольшие из которых сконцентрированы на Кольском п-ове (свита Кейв), Карелии, Сибири и на Урале.

Детальное изучение кианитовых месторождений позволило установить полигенность и полихронность кианитовых руд, а также выделить три природных типа руд: **метаморфогенный, метаморфогенно-метасоматический и метасоматический**, которые различаются минеральным и гранулометрическим составами и характером сростаний кианита с другими минералами (Каменева и др., 2003; Щипцов и др., 2010; Войтеховский, 2010; Коротеев и др., 2010; Огородников и др., 2012).

В Уфалейском метаморфическом комплексе выделены **егустинская свита** амфиболитов с прослоями амфиболовых и биотитовых плагиогнейсов мощностью более 1800 м и **слюдяногорская свита** амфиболитов, амфиболовых и биотитовых плагиогнейсов с прослоями кианит-слюдяно-кварцевых сланцев, кварцитов (в том числе и с кианитом) общей мощностью 1700 м, объединенных в **уфалейский комплекс** (Кейльман, 1974), где известно Карабашское кианитовое рудопроявление (рис. 51), включающее два участка: Уфимский увал и Егустинский (рис. 52, 53).

В результате процессов плагиогранитизации амфиболиты постепенно превращаются в амфиболовые, амфибол-биотитовые, биотитовые плагиогнейсы, имеющие характерную линзовидно-полосчатую текстуру, с чередованием полос, обогащенных роговой обманкой и полевым шпатом (Огородников и др., 2007). Структура гнейсового блока, подчеркнутая телами гранитоидов, пегматитов и мигматитов, имеет псевдокупольное строение, обусловленное эпицентром теплового фокуса (см. рис. 52).

Амфибол в этих породах имеет вид отдельных реликтов неправильной формы, уцелевших от замещения кварцем и плагиоклазом, представлен обыкновенной роговой обманкой зеленого цвета, нередко содержит включения плагиоклаза, кварца и рудного минерала. Гранат в этих плагиогнейсах наблюдается в виде крупных порфиробласт размером

до 1-2 см розово-фиолетового цвета, переполненных включениями кварца и плагиоклаза. На амфиболитах залегает пачка кианитсодержащих гнейсов, сланцев и кварцитов. Переход осуществляется постепенно, через маломощную пачку гранат-биотитовых гнейсов со ставролитом и кианитом мощностью 1-1,5 м.

В шовной зоне Уфимского взброса Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс представлен blastsмилонитами слюдяно-кварцевого состава с прослоями кианит-ставролитовых сланцев, ставролит-гранат-биотит-мусковит-кварцевых, кианит-мусковит-кварцевых, мусковит-графит-кварцевых сланцев, кианитовых кварцитов, с реликтами слюдяных гнейсов и гранито-гнейсов.

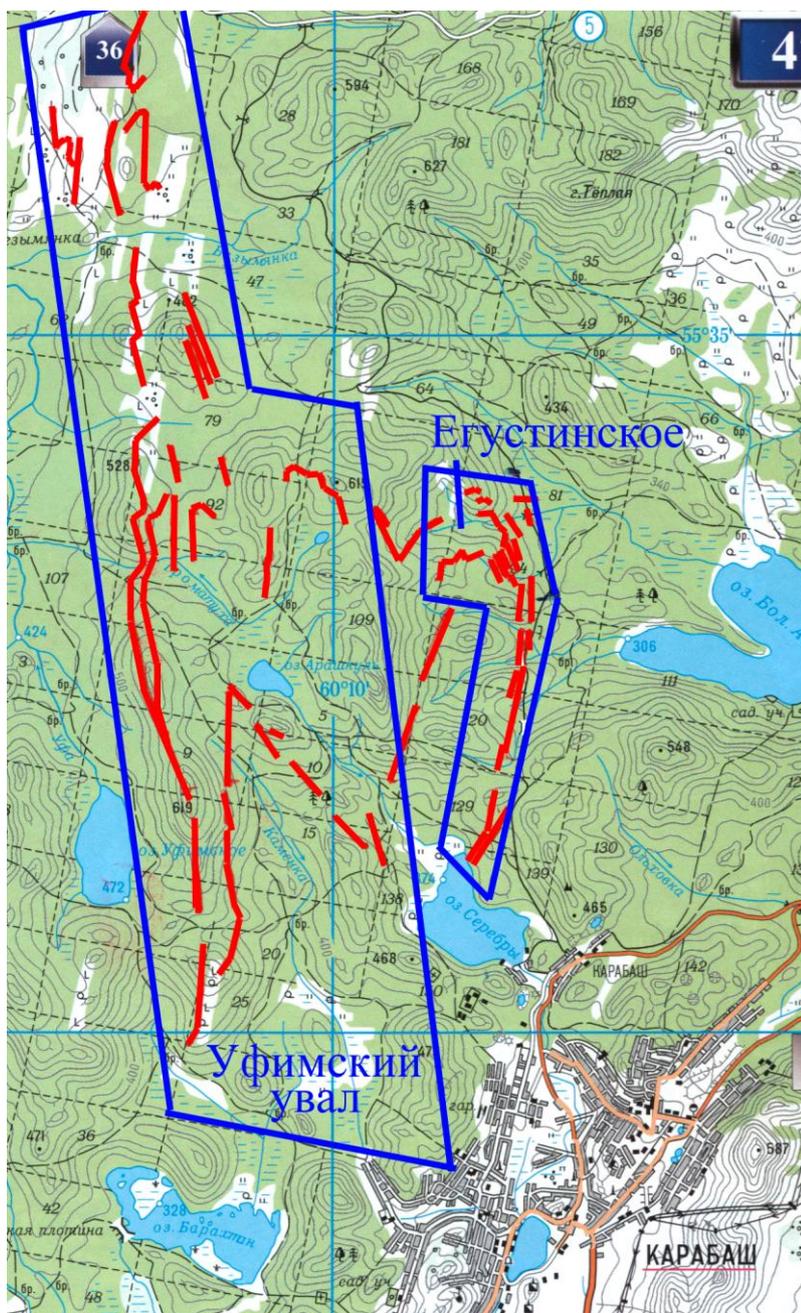


Рис. 51. Географическое положение кианитовых гнейсов, сланцев и кварцитов (красные линии) Карабашского кианитового месторождения (масштаб 1:100000)

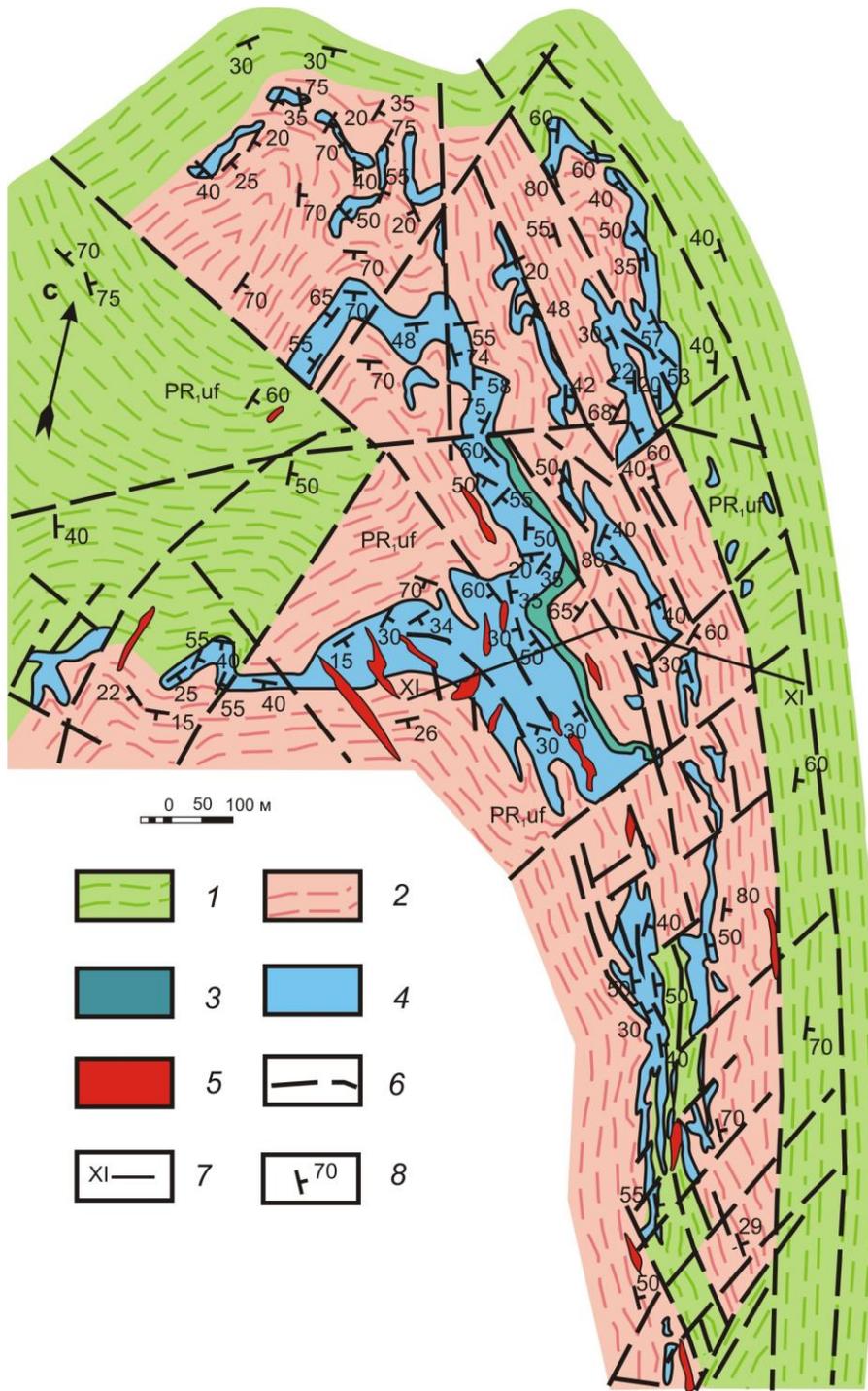


Рис. 52. Геологическая карта Егустинского участка Карабашского месторождения кианита, по материалам геологической съемки 1988 г.:

1 - амфиболиты; 2 - мигматиты, гнейсы биотитовые, мусковит-биотитовые, роговообманково-биотитовые с прослоями амфиболитов; 3 - гнейсы мусковит-биотитовые кианитсодержащие; 4 - кварциты кианитовые, слюдистые кварциты и слюдисто-кварцевые сланцы кианитовые с магнетитом; 5 - пегматиты, жильные граниты; 6 - разрывные нарушения; 7 - поисковый профиль; 8 - элементы залегания

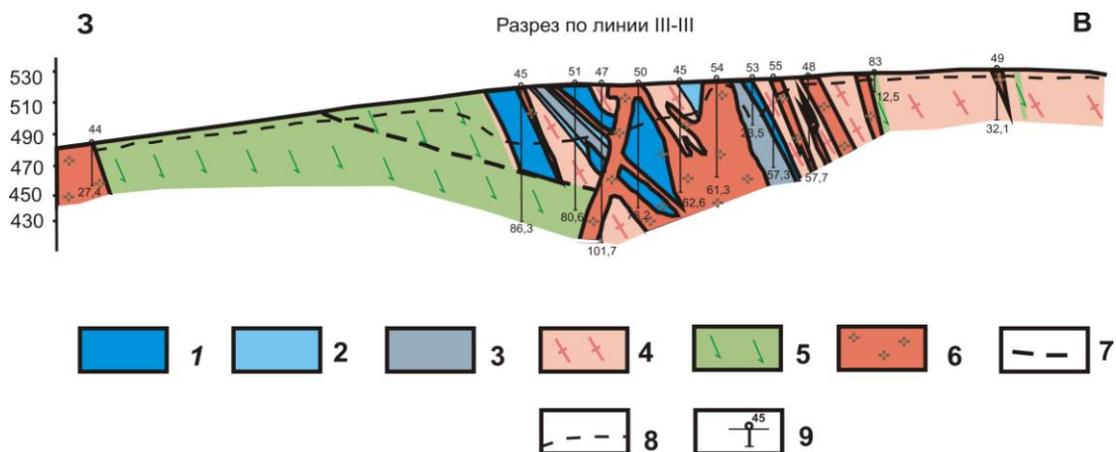


Рис. 53. Геологический разрез Карабашского месторождения кианита (участок Уфимский увал), по материалам геологической съемки 1988 г.:

1- кианитовые кварциты, 2 – кианитсодержащие сланцы, 3 – кианитсодержащие гнейсы; 4 - гнейсы биотитовые и биотит-роговообманковые; 5 - амфиболиты; 6 – граниты и пегматиты; 7 - разрывные нарушения; 8 – граница коры выветривания; 9 - буровые скважины

Отчетливо видно, что кианитовые, кианит-мусковит-кварцевые сланцы залегают (особенно в северной части месторождения) субогласно с гнейсовидностью, полосчатостью вмещающих их гнейсов, подчеркивая их складчатость, что свидетельствует об их метаморфогенном происхождении. Ставролит-гранат-биотит-мусковит-кварцевые сланцы макроскопически представлены светло-серыми породами с мелкозернистой слюдяно-кварцевой основной тканью, на фоне которой выделяются идиобласты граната и порфириобласты ставролита размером 0,5-3,0 см. Минеральный состав сланцев сильно колеблется: ставролит 10-70, гранат 0-20, слюды 10-15, кварц 25-75, олигоклаз 10-15, графит 0-1 об. %.

Кианитсодержащие породы Карабашского месторождения представлены протерозойскими плагиогнейсами и мусковит-кварцевыми сланцами (*метаморфогенный и метаморфогенно-метасоматический тип кианита*), а также палеозойскими кианитовыми кварцитами (*метасоматический тип*).

Кианитсодержащие плагиогнейсы и мусковит-кварцевые сланцы представляют собой плотные, серого цвета породы и составляют около 30 % всех руд. Состав руд (%): кварц - 30-60; кианит 5-30; мусковит 30-50; полевошпат 3-12; биотит 1-12; гранат 1-5; магнетит 0,5-1,5; рутил 0,1-5; апатит, турмалин – ед. зерна.

Кианитсодержащие гнейсы и кианит-мусковит-кварцевые сланцы представляют собой прослои, имеющие мощность от 30 до 70 м, прослеживаются по простиранию на расстояние до 15 км. **Метаморфогенный кианит** голубого, серого цвета, в хорошо образованных пластинчато-призматических кристаллах, ориентированные в одном направлении, размером 0,5-5 см, нередко деформирован. Иногда по трещинам и с краев замещается мусковитом. Содержит включения кварца, биотита, пирита и мелкие кристаллики рутила.

Кварц – основной породообразующий минерал. Размер зерен 0,05-0,5 мм, редко до 5 мм. Форма зерен изометричная, реже вытянутая по сланцеватости, с волнистым угасанием, иногда брекчированная, содержит включения пирита, рутила, мусковита, циркона, апатита, эпидота, силлиманита.

Слюда представлена биотитом и мусковитом.

Биотит образует пластинки и агрегаты размером 0,05-2,0 мм, плеохроирует в коричневых тонах, замещается мусковитом, содержит включения кварца, рутила, циркона.

Мусковит образует пропластки шириной 1-5 мм, вытянутые по сланцеватости породы и отдельные пластинки размером до 2,0 мм, иногда обрастает и замещает зерна кианита. Содержит включения зерен кварца, кианита, пирита, рутила, циркона, апатита.

Полевой шпат представлен плагиоклазом (олигоклаз), образует таблитчатые и неправильной формы зерна, размером 0,1-2,0 мм, часто с полисинтетическими двойниками, содержит включения мусковита и зерен кварца.

Гранат встречается в виде прозрачных кристалликов розового цвета и зерен неправильной формы, переполненных включениями кварца, кианита, мусковита.

Химический состав метаморфогенных кианитсодержащих плагиогнейсов и мусковит-биотитовых сланцев приведен в табл. 3.

Таблица 3

Химический состав кианитсодержащих пород Карабашского месторождения (Иванушкин, 1989)

| Окислы                         | Метаморфогенные руды |              | Метасоматические кварциты |              |
|--------------------------------|----------------------|--------------|---------------------------|--------------|
|                                | Содержание в %       |              | Содержание в %            |              |
|                                | минимальное          | максимальное | минимальное               | максимальное |
| Кианит                         | 20                   | 32           | 12                        | 24           |
| SiO <sub>2</sub>               | 57,60                | 66,88        | 63,92                     | 81,68        |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,97                 | 1,27         | 0,18                      | 1,10         |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 21,66                | 27,35        | 15,12                     | 26,35        |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,39                 | 8,71         | 3,08                      | 6,13         |
| FeO                            | 1,08                 | 1,43         | 0,54                      | 1,08         |
| MnO                            | 0,010                | 0,033        | 0,010                     | 0,035        |
| MgO                            | 0,18                 | 1,10         | 0,11                      | 0,67         |
| CaO                            | 0,05                 | 0,75         | 0,067                     | 0,22         |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,27                 | 1,93         | 0,34                      | 1,53         |
| K <sub>2</sub> O               | 0,39                 | 1,25         | 0,43                      | 1,79         |
| ППП                            | 1,38                 | 3,80         | 1,46                      | 3,74         |

Кианитовые кварциты составляют более 40 % всех руд. Породы сложены мелко-, среднезернистым метасоматическим кварцем, который в шлифах имеет неровные, извилистые границы. **Метасоматический кианит** представлен тонкоигольчатыми, радиально-лучистыми агрегатами 0,5-3 см. Содержание кианита в кварцитах от 3,6 до 47 %. Минеральный состав кварцитов колеблется в следующих пределах ( %): кварц 40-55; кианит 3,6-47; мусковит 1-8; магнетит 1-10; пирит 0,1-6,5; ильменит, рутил ед.з.-0,8. В отдельных местах встречаются небольшие скопления силлиманита (фибrolита), который замещает кианит. Химический состав метасоматических кианитовых кварцитов приведен в табл. 15. Среди этих сланцев наблюдаются скальные выходы секущих тел палеозойских кианитовых кварцитов (*метасоматический тип*) в виде линз и прослоев переменной мощности, обычно не превышающей 10 м в виде гребневидных выходов (рис. 54).

Падение зоны кианитовых кварцитов, обычно крутое, западное или восточное с углами падения 60-90 °. Кварциты содержат в большом количестве радиально-лучистый метасоматический кианит, который в ассоциации с кварцем замещает порфиробластический метаморфогенный кианит (рис. 55).

Внутри кварцитов наблюдаются перекристаллизованные участки, имеющие гнездообразную форму, обогащенные крупными кристаллами кианита размером до 4-5 см. Содержание кианита в сланцах на значительной протяженности составляет 25-30 %.

В южной части участка «Уфимский увал» в кварцитах преобладает метасоматический радиально-лучистый кианит (рис. 56).



Рис. 54. Гребневидные выходы кианитовых, метасоматических кварцитов. Участок Уфимский увал

Рис. 55. Замещение порфиробластического метаморфогенного кианита (1) радиально-лучистым метасоматическим кианитом (2) в ассоциации с кварцем (белые и желтые зерна). Метаморфогенный кианит сдвойникован. Шлиф УФ-2, с анализатором, увел. 20X

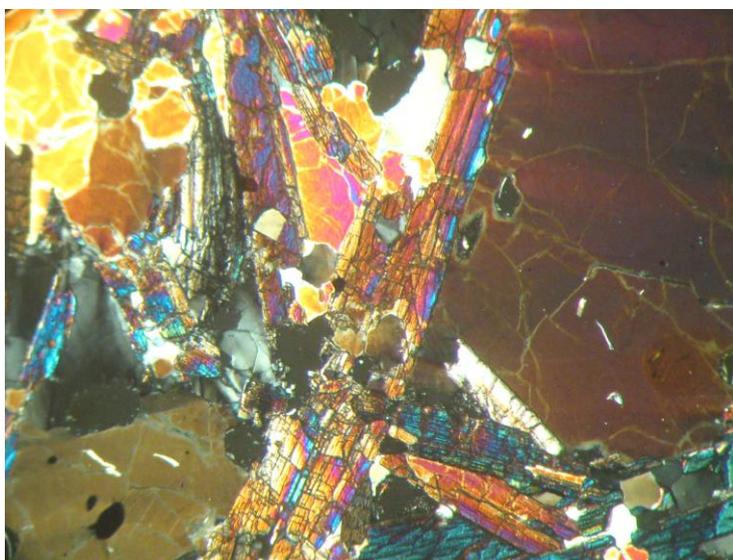
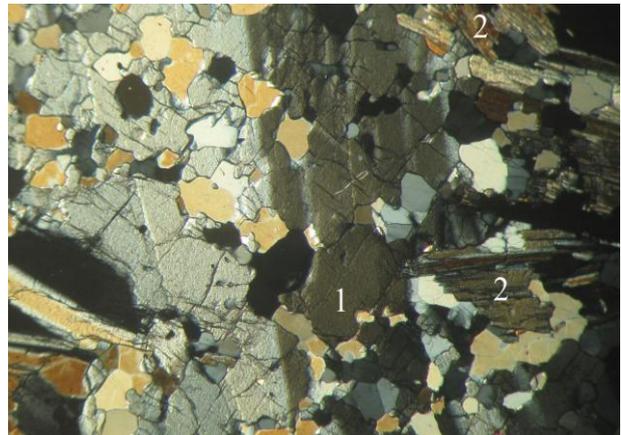


Рис. 56. Метасоматический кианитовый кварцит из обнажения в южной части участка Уфимский увал. Шлиф УФ-12, с анализатором, увел. 20X

По данным поисково-разведочных работ ЮУГРП (1986-1989), прогнозные ресурсы кианита (силлиманита) на Егустинском участке по категории  $P_1$  составляют 713 тыс.т, по категории  $P_2$  - 206 тыс.т, на участке Уфимский увал:  $P_1$  – 3750 тыс. т.

Более перспективными являются месторождения и проявления кианитовых гнейсов и сланцев в северной части Сысертско-Ильменогорского, Кочкарского и южной части Уфалейского метаморфических комплексов.

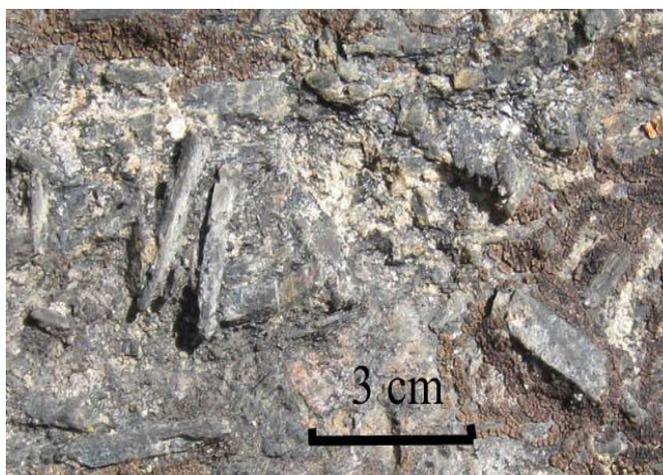
Наиболее широко в Сысертско-Ильменогорском гнейсово-мигматитовом комплексе развит кианит *метаморфогенно-метасоматического (кейвского) типа*. Метасоматическое кислотное выщелачивание наложено на кианитсодержащие гнейсы и сланцы в относительно узких и значительно протяженных шовных зонах, характеризующихся повышенной степенью деформации пород. На крыльях Шумихинского гнейсового блока выделяются два кианитовых рудных поля: Шумихинское и Абросовское.

Шумихинское рудное поле прослеживается от оз. Окункуль до горы Высокий Камень в виде полосы длиной более 10 км и шириной до 1 км. Кианитовые гнейсы залегают среди двуслюдяных гнейсов шумихинской серии в виде линзообразных тел. Наиболее крупное тело кианитовых гнейсов картируется в урочище Высокий Ключ, имеет длину 1700 м при средней мощности 30 м.

Кианитовые гнейсы представляют собой светло-серые, иногда буровато-серые, средне-крупнозернистые породы лепидогранобластовой структуры. В состав породы входят кварц, кианит, мусковит, биотит, плагиоклаз, гранат. Метаморфогенный кианит в гнейсах представлен кристаллами столбчатого и уплощенно-призматического габитуса. Размеры кристаллов колеблются от 1-2 мм до 3-4 см (рис. 57).

Абросовское рудное поле протягивается от урочища Абросовские Вершины, до г. Иванушкиной, на южном берегу р. Глубокой. Геологическое положение кианитовых гнейсов аналогично Шумихинской зоне. По данным опробования кианитовых гнейсов Шумихинского гнейсового блока, содержание кианита в породе составляет от 5 до 28 %. Химический состав кианитовых гнейсов и кианита шумихинского блока приведен в табл. 4.

Рис. 57. Метаморфогенный кианит призматического облика. Шумихинское рудное поле



Вмещающие плагиогнейсы кианитовых месторождений Кейв и Урала были проанализированы методом ICP MS на приборе ELAN 9000 DRC-e. Средне- статистические значения содержаний редких, редкоземельных, благородных и радиоактивных элементов приведены в таблице 5 и на рис. 58. Из таблицы и рисунка видно, что вмещающие породы Кольского полуострова по ряду элементов количественно превосходят породы Урала. Таковыми являются Li, Be, Ti, Rb, Zr, Nb, Sn, Ba, La, TR (Ce-группы), Hf, Ta, Bi, Th. Обусловлено это более масштабными процессами метаморфизма, ультраметаморфизма, широкого развития процессов щелочного магматизма и карбонатитов, создающих редкоземельную специализацию докембрия по отношению к фанерозою.

## Химический состав кианитовых гнейсов и кианита Шумихинского блока

| Окислы                         | Содержание, %              |             |              |                   |
|--------------------------------|----------------------------|-------------|--------------|-------------------|
|                                | Среднее по породе (48 ан.) | минимальное | максимальное | Кристаллы кианита |
| SiO <sub>2</sub>               | 63,05                      | 57,41       | 75,24        | 39,01             |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,89                       | 0,24        | 1,61         | 1,05              |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 18,92                      | 12,89       | 20,33        | 58,13             |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,78                       | 0,71        | 6,59         | 0,76              |
| FeO                            | 4,85                       | 1,23        | 8,98         | -                 |
| MnO                            | 0,24                       | 0,04        | 0,73         | -                 |
| MgO                            | 2,83                       | 1,44        | 4,23         | 1,1               |
| CaO                            | 1,20                       | 0,48        | 4,0          | 0,58              |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,51                       | 0,61        | 4,89         | -                 |
| K <sub>2</sub> O               | 3,22                       | 0,68        | 5,6          | -                 |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,07                       | 0,04        | 0,24         | -                 |
| ППП                            | 1,43                       | 0,44        | 2,42         | -                 |
| S                              | 0,46                       | 0,1         | 1,06         | -                 |

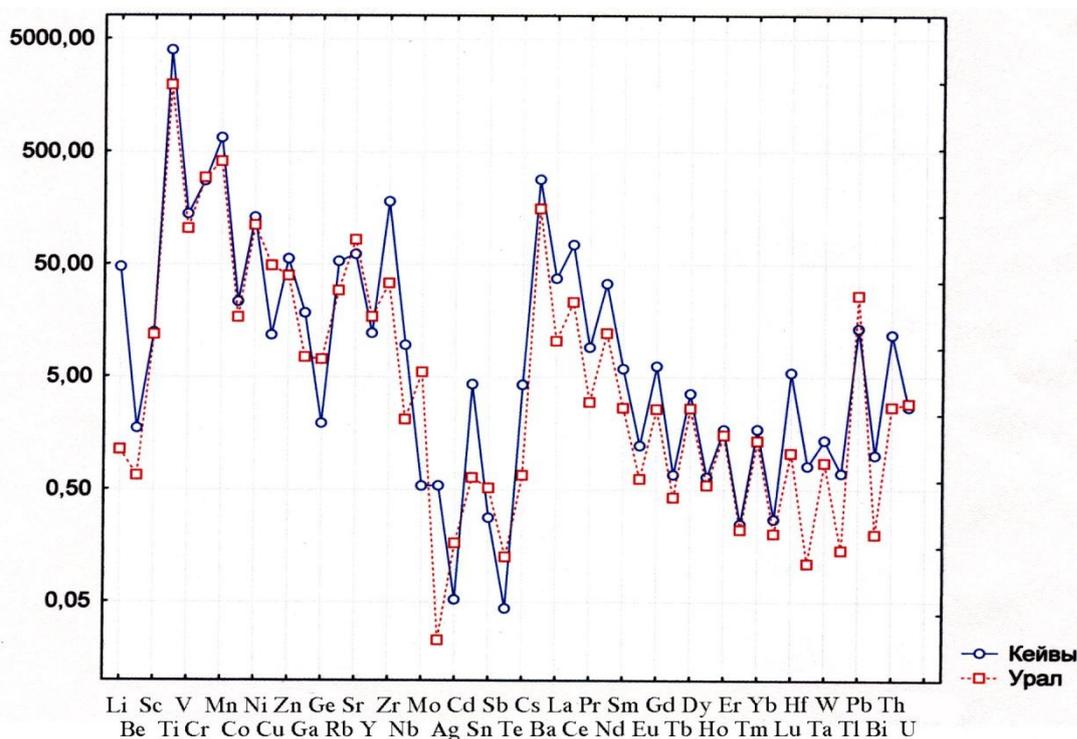


Рис. 58. Распределение средних содержаний элементов-примесей во вмещающих породах месторождений кианита Кейв и Урала

Сопоставление распределения редкоземельных элементов в породах вмещающих кианитовые месторождения кейвской свиты и уральских месторождений показало, что они имеют однотипную направленность, но в породах Кольского полуострова количество редкоземельных элементов выше (рис. 59). Обусловлено это, по-видимому, более масштабными процессами метаморфизма и щелочного магматизма на Кольском полуострове в докембрии.

Алюмокремниевые метасоматиты глиноземистой формации локализуются в шовных долгоживущих зонах складчатых областей и отчетливо накладываются на метаморфогенные кианитовые руды.

Таблица 5

Статистические параметры содержаний элементов-примесей во вмещающих породах

Кейв и Урала (ppm)

| Элемент<br>Ы | Кейвы   |         | Урал    |         | Элемент<br>Ы | Кейвы  |        | Урал   |        |
|--------------|---------|---------|---------|---------|--------------|--------|--------|--------|--------|
|              | Хср     | σ       | Хср     | σ       |              | Хср    | σ      | Хср    | σ      |
| <b>Li</b>    | 47,98   | 50,08   | 1,14    | 1,22    | <b>Cs</b>    | 4,27   | 3,98   | 0,67   | 1,05   |
| <b>Be</b>    | 1,76    | 1,51    | 0,67    | 0,57    | <b>Ba</b>    | 285,08 | 242,38 | 157,28 | 189,27 |
| <b>Sc</b>    | 12,54   | 6,78    | 12,01   | 11,03   | <b>La</b>    | 37,73  | 27,42  | 10,54  | 8,8    |
| <b>Ti</b>    | 4008,62 | 3076,77 | 1961,28 | 2601,05 | <b>Ce</b>    | 75,09  | 55,12  | 23,2   | 19,09  |
| <b>V</b>     | 140,73  | 102,41  | 104,86  | 83,62   | <b>Pr</b>    | 9,2    | 6,54   | 3,01   | 2,57   |
| <b>Cr</b>    | 275,55  | 592,38  | 296,27  | 456,47  | <b>Nd</b>    | 33,97  | 23,75  | 12,36  | 10,43  |
| <b>Mn</b>    | 666,79  | 525,04  | 413     | 525,82  | <b>Sm</b>    | 5,92   | 3,79   | 2,66   | 1,95   |
| <b>Co</b>    | 23,51   | 30,01   | 17,12   | 27,61   | <b>Eu</b>    | 1,24   | 0,62   | 0,62   | 0,51   |
| <b>Ni</b>    | 132,02  | 290,48  | 112,16  | 167,01  | <b>Gd</b>    | 6,27   | 3,53   | 2,6    | 1,88   |
| <b>Cu</b>    | 11,93   | 7,55    | 49,26   | 64,76   | <b>Tb</b>    | 0,68   | 0,31   | 0,43   | 0,31   |
| <b>Zn</b>    | 56,29   | 31,23   | 40,05   | 48,24   | <b>Dy</b>    | 3,58   | 1,46   | 2,65   | 1,95   |
| <b>Ga</b>    | 18,59   | 9,16    | 7,51    | 6,96    | <b>Ho</b>    | 0,65   | 0,25   | 0,55   | 0,42   |
| <b>Ge</b>    | 1,93    | 1,11    | 7,24    | 6,77    | <b>Er</b>    | 1,71   | 0,71   | 1,52   | 1,18   |
| <b>Rb</b>    | 53,53   | 45,59   | 29,52   | 45,05   | <b>Tm</b>    | 0,25   | 0,12   | 0,22   | 0,17   |
| <b>Sr</b>    | 62,11   | 58,34   | 83,2    | 132,65  | <b>Yb</b>    | 1,72   | 0,91   | 1,36   | 1,09   |
| <b>Y</b>     | 12,32   | 4,49    | 17,28   | 17,85   | <b>Lu</b>    | 0,27   | 0,16   | 0,21   | 0,17   |
| <b>Zr</b>    | 181,5   | 225,98  | 34,37   | 31,22   | <b>Hf</b>    | 5,48   | 6,47   | 1,06   | 0,94   |
| <b>Nb</b>    | 9,86    | 6,75    | 2,1     | 2,27    | <b>Ta</b>    | 0,82   | 0,62   | 0,11   | 0,19   |
| <b>Mo</b>    | 0,54    | 0,49    | 5,53    | 7,4     | <b>W</b>     | 1,37   | 1,87   | 0,86   | 0,75   |
| <b>Ag</b>    | 0,54    | 0,32    | 0,02    | 0,02    | <b>Tl</b>    | 0,7    | 0,71   | 0,14   | 0,16   |
| <b>Cd</b>    | 0,05    | 0,05    | 0,17    | 0,24    | <b>Pb</b>    | 13,62  | 10,96  | 26,49  | 46,4   |
| <b>Sn</b>    | 4,32    | 3,14    | 0,64    | 0,58    | <b>Bi</b>    | 1,01   | 1,98   | 0,2    | 0,21   |
| <b>Sb</b>    | 0,28    | 0,33    | 0,52    | 1,05    | <b>Th</b>    | 11,94  | 10,6   | 2,71   | 1,45   |
| <b>Te</b>    | 0,04    | 0,04    | 0,13    | 0,08    | <b>U</b>     | 2,71   | 2,53   | 2,92   | 1,41   |

Образование алюмокремниевых метасоматитов обусловлено химическим воздействием инфильтрующегося раствора на горные породы, формируются в широком диапазоне температуры и давления тем интенсивней, чем активнее раствор и выше проницаемость пород. Естественно, для развития таких метасоматитов наиболее благоприятны зоны пониженных динамических нагрузок, чем и определяется приуроченность их к структурам растяжения, участкам повышенной трещиноватости и т. д. Соответственно, для возникающих ассоциаций характерны минералы более низкой структурной плотности, в которых алюминий в четверной координации преобладает над алюминием в шестерной координации: силлиманит, андалузит, мусковит и т. д.

Таким образом, образование месторождений высокоглиноземистых минералов связывается с метаморфическими комплексами архейско-протерозойского возраста и метасоматическим преобразованием их во время орогенеза. Метаморфогенно-метасоматический механизм образования кианитовых месторождений создает относительно стратифицированные залежи с крупными запасами, наибольшие из которых сконцентрированы на Кольском п-ове (свита Кейв), Карелии, Сибири и на Урале.

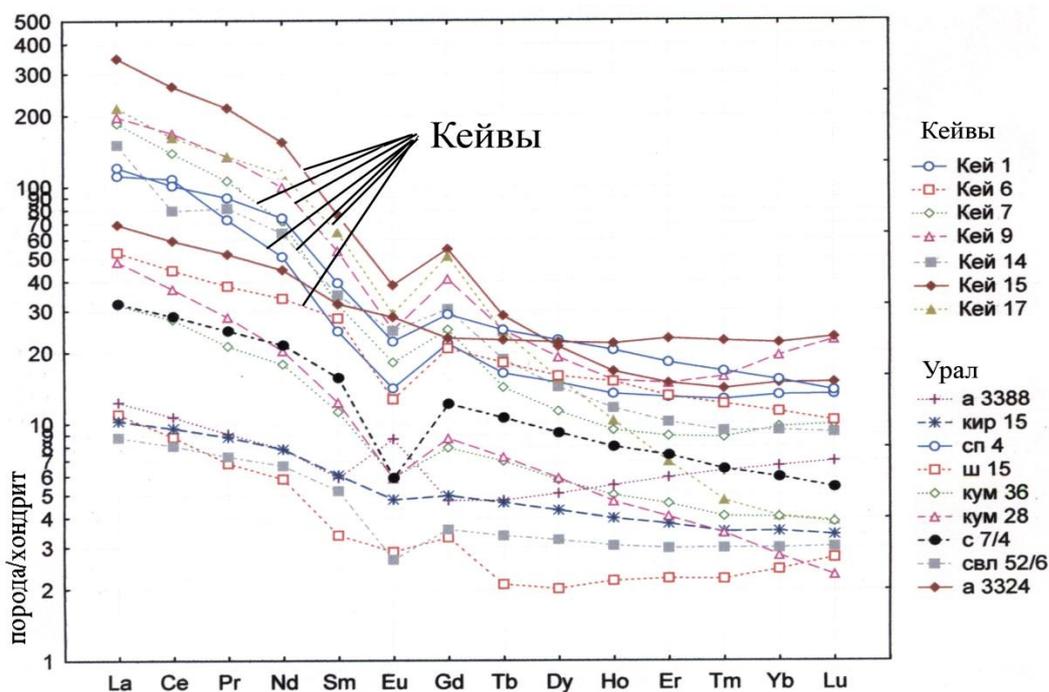


Рис. 59. Распределение редкоземельных элементов, нормированных по хондриту во вмещающих породах месторождений кианита кейвской свиты и месторождений кианита на Урале

Детальное изучение кианитовых месторождений позволило установить полигенность и полихронность кианитовых руд, а также выделить три природных морфогенетических типа руд: **метаморфогенный**, **метаморфогенно-метасоматический** и **метасоматический**, которые различаются минеральным и гранулометрическим составами и характером сростаний кианита с другими минералами.

Эти разновидности кианитов были проанализированы методом ICP MS. Анализируя поведение средних значений редких и редкоземельных элементов в различных морфогенетических типах кианитов Кейв и Урала (табл. 6), установлено, что наиболее высокие содержания РЭ и РЗЭ характерны для метаморфогенных руд и наибольший разброс значений характерен для редкоземельных элементов (рис. 60).

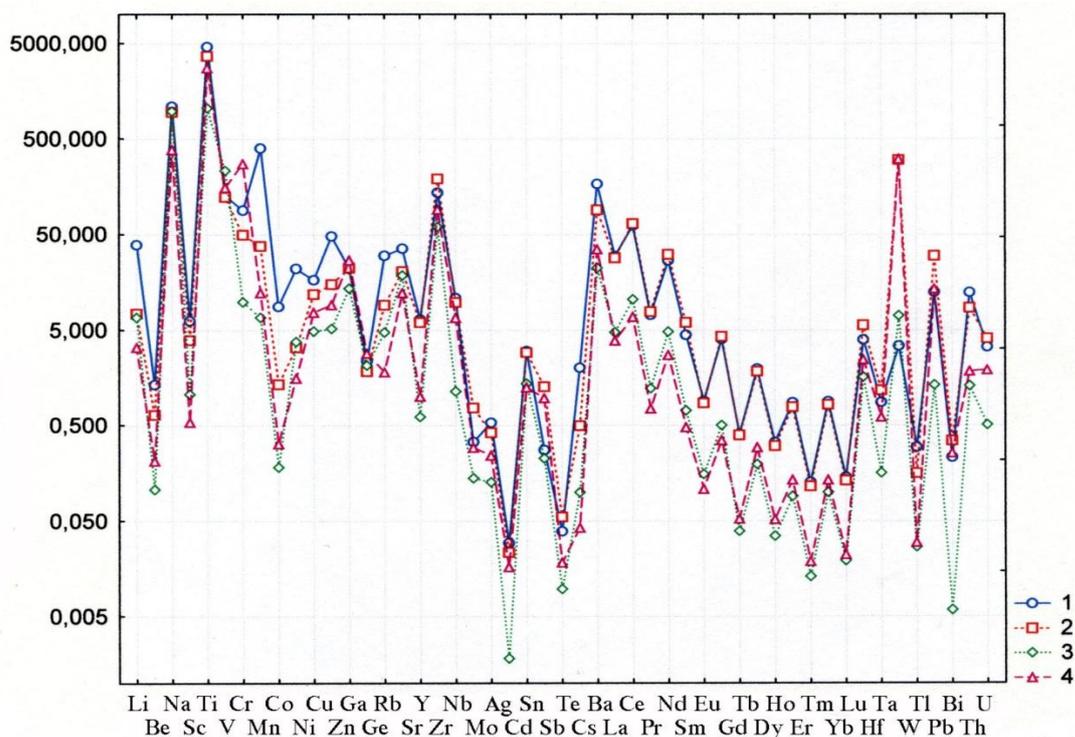


Рис. 60. Распределение среднестатистических содержаний ( $X_{ср}$ ) элементов-примесей в кианитах разных морфогенетических типов Кейв и Урала (1-4): 1 — метаморфогенные; 2 — метасоматические; 3 — оторочки кварцевых жил; 4 — порфиробластические кианиты зон перекристаллизации

Из сравнения редкоземельных элементов видно, что метаморфогенные кианиты содержат наибольшее количество редкоземельных элементов (рис. 61), а наименьшие содержания характерны для метасоматических кианитов из зальбандов кварцевых жил и порфиробласт кианита зон перекристаллизации.

Рис. 61. Распределение редкоземельных элементов нормированных по хондриту в кианитах различных морфогенетических типов из месторождений Кейв и Урала

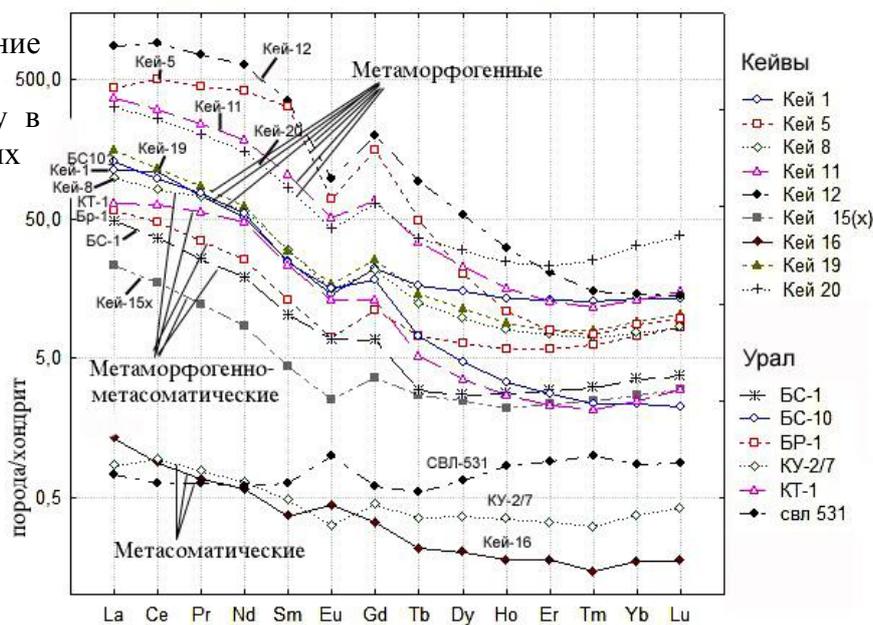


Таблица 6

## Распределение элементов-примесей в кианитах Кольского п-ова и Урала (ppm)

|           | Метаморфические |         | Метаморфогенно-метасоматические |         | Метасоматические       |         |                                      |         |
|-----------|-----------------|---------|---------------------------------|---------|------------------------|---------|--------------------------------------|---------|
|           |                 |         |                                 |         | Оторочки кварцевых жил |         | Порфиробласты зон перекристаллизации |         |
|           | Хср             | σ       | Хср                             | σ       | Хср                    | σ       | Хср                                  | σ       |
| <b>Li</b> | 39,087          | 56,000  | 7,466                           | 21,108  | 6,767                  | 10,184  | 3,311                                | 2,297   |
| <b>Be</b> | 1,346           | 1,491   | 0,645                           | 0,799   | 0,107                  | 0,059   | 0,215                                | 0,107   |
| <b>Na</b> | 1101,15         | 454,23  | 962,926                         | 1276,46 | 981,170                | 983,196 | 387,88                               | 193,84  |
| <b>Sc</b> | 6,272           | 5,486   | 3,926                           | 5,143   | 1,065                  | 1,781   | 0,542                                | 0,599   |
| <b>Ti</b> | 4637,06         | 3263,83 | 3698,90                         | 2499,24 | 1055,68                | 1387,94 | 2766,47                              | 1997,52 |
| <b>V</b>  | 127,208         | 92,512  | 123,354                         | 112,396 | 232,814                | 228,068 | 154,912                              | 51,319  |
| <b>Cr</b> | 89,733          | 71,085  | 49,567                          | 78,283  | 9,825                  | 6,155   | 277,432                              | 234,93  |
| <b>Mn</b> | 400,528         | 371,024 | 37,818                          | 108,644 | 6,797                  | 4,220   | 12,313                               | 7,499   |
| <b>Co</b> | 8,846           | 7,453   | 1,353                           | 3,944   | 0,183                  | 0,091   | 0,323                                | 0,238   |
| <b>Ni</b> | 22,043          | 13,866  | 3,306                           | 6,420   | 3,787                  | 7,669   | 1,565                                | 1,172   |
| <b>Cu</b> | 16,807          | 10,309  | 11,874                          | 7,895   | 4,880                  | 3,486   | 7,700                                | 4,494   |
| <b>Zn</b> | 47,951          | 30,139  | 15,095                          | 16,800  | 5,194                  | 3,848   | 9,257                                | 6,015   |
| <b>Rb</b> | 30,101          | 43,483  | 9,198                           | 16,897  | 4,780                  | 7,419   | 1,819                                | 3,068   |
| <b>Sr</b> | 35,661          | 31,529  | 20,665                          | 29,983  | 18,725                 | 33,899  | 12,389                               | 14,057  |
| <b>Y</b>  | 6,506           | 4,973   | 6,071                           | 7,018   | 0,615                  | 0,959   | 1,013                                | 0,637   |
| <b>Zr</b> | 137,392         | 98,359  | 192,284                         | 217,559 | 59,936                 | 125,661 | 92,188                               | 42,014  |
| <b>Nb</b> | 10,885          | 7,079   | 9,764                           | 7,866   | 1,139                  | 2,309   | 6,787                                | 4,749   |
| <b>Mo</b> | 0,337           | 0,296   | 0,767                           | 0,710   | 0,141                  | 0,171   | 0,295                                | 0,272   |
| <b>Ag</b> | 0,533           | 0,321   | 0,421                           | 0,358   | 0,127                  | 0,129   | 0,243                                | 0,134   |
| <b>Cd</b> | 0,029           | 0,018   | 0,023                           | 0,052   | 0,002                  | 0,002   | 0,017                                | 0,023   |
| <b>Sn</b> | 3,043           | 1,569   | 2,933                           | 2,534   | 1,367                  | 1,592   | 1,267                                | 0,860   |
| <b>Sb</b> | 0,277           | 0,237   | 1,275                           | 1,200   | 0,226                  | 0,208   | 0,976                                | 0,559   |
| <b>Te</b> | 0,039           | 0,026   | 0,055                           | 0,131   | 0,010                  | 0,015   | 0,018                                | 0,028   |
| <b>Cs</b> | 2,011           | 2,658   | 0,497                           | 1,052   | 0,100                  | 0,176   | 0,043                                | 0,040   |
| <b>Ba</b> | 169,07          | 192,074 | 90,519                          | 156,69  | 22,35                  | 22,049  | 35,13                                | 48,80   |
| <b>La</b> | 29,817          | 23,885  | 28,494                          | 43,747  | 4,750                  | 6,872   | 3,920                                | 3,539   |
| <b>Ce</b> | 62,139          | 47,576  | 65,308                          | 113,261 | 10,50                  | 16,06   | 6,919                                | 6,387   |
| <b>Pr</b> | 7,235           | 5,823   | 7,770                           | 14,430  | 1,225                  | 2,086   | 0,755                                | 0,669   |
| <b>Nd</b> | 26,699          | 20,543  | 30,914                          | 60,518  | 4,824                  | 8,816   | 2,755                                | 2,427   |
| <b>Sm</b> | 4,487           | 3,341   | 6,012                           | 12,194  | 0,717                  | 1,407   | 0,477                                | 0,371   |
| <b>Eu</b> | 0,906           | 0,622   | 0,857                           | 1,228   | 0,154                  | 0,297   | 0,108                                | 0,072   |
| <b>Gd</b> | 4,041           | 3,144   | 4,311                           | 8,844   | 0,500                  | 1,049   | 0,349                                | 0,210   |
| <b>Tb</b> | 0,403           | 0,310   | 0,396                           | 0,683   | 0,039                  | 0,074   | 0,053                                | 0,031   |
| <b>Dy</b> | 1,969           | 1,522   | 1,848                           | 2,737   | 0,196                  | 0,342   | 0,296                                | 0,157   |
| <b>Ho</b> | 0,333           | 0,265   | 0,305                           | 0,397   | 0,035                  | 0,057   | 0,052                                | 0,028   |
| <b>Er</b> | 0,868           | 0,703   | 0,780                           | 0,929   | 0,091                  | 0,144   | 0,135                                | 0,071   |
| <b>Tm</b> | 0,127           | 0,105   | 0,115                           | 0,137   | 0,013                  | 0,020   | 0,019                                | 0,010   |
| <b>Yb</b> | 0,893           | 0,734   | 0,826                           | 1,039   | 0,099                  | 0,152   | 0,135                                | 0,097   |
| <b>Lu</b> | 0,144           | 0,119   | 0,132                           | 0,181   | 0,019                  | 0,029   | 0,022                                | 0,015   |
| <b>Hf</b> | 3,991           | 2,859   | 5,632                           | 6,294   | 1,600                  | 3,272   | 2,469                                | 1,008   |
| <b>Ta</b> | 0,879           | 0,539   | 1,168                           | 1,254   | 0,159                  | 0,308   | 0,608                                | 0,327   |
| <b>W</b>  | 3,430           | 4,837   | 302,20                          | 1448,33 | 7,086                  | 7,487   | 310,67                               | 666,31  |
| <b>Tl</b> | 0,296           | 0,329   | 0,158                           | 0,326   | 0,027                  | 0,030   | 0,030                                | 0,038   |
| <b>Pb</b> | 12,558          | 7,786   | 29,890                          | 61,288  | 1,327                  | 0,975   | 13,634                               | 7,200   |
| <b>Bi</b> | 0,232           | 0,181   | 0,345                           | 0,485   | 0,006                  | 0,006   | 0,258                                | 0,225   |
| <b>Th</b> | 12,439          | 9,238   | 8,592                           | 14,170  | 1,300                  | 1,901   | 1,858                                | 2,018   |
| <b>U</b>  | 3,340           | 1,360   | 4,123                           | 3,223   | 0,506                  | 0,654   | 1,918                                | 0,850   |

Факторный анализ по программе STATISTICA-7 (метод главных компонент с варимаксным вращением), проведенный по всей совокупной выборке кианитов Кольского полуострова (кейвская серия) и Урала (табл. 7), показал, что наиболее значимый фактор-1, характеризует метаморфогенный тип кианитов, которые образуются в породах докембрийского возраста, в которых широко развиты щелочные гранитоиды, с которыми связана редкоземельная минерализация:

Таблица 7

Факторные нагрузки, характеризующие поведение элементов-примесей в кианитах месторождений Кольского полуострова и Урала (метод главных компонент с варимаксным вращением)

| Элементы | Фактор 1  | Фактор 2   | Фактор 3   | Фактор 4  | Фактор 5   |
|----------|-----------|------------|------------|-----------|------------|
| Li       | 0,02396   | *0,640632  | -0,032731  | 0,286093  | -0,030892  |
| Be       | 0,15281   | **0,756701 | 0,291481   | 0,280706  | 0,054318   |
| Na       | 0,08735   | *0,591075  | 0,368909   | -0,237860 | -0,133997  |
| Sc       | 0,26547   | **0,812358 | 0,164857   | -0,094653 | 0,182681   |
| Ti       | -0,05374  | 0,131370   | 0,231870   | *0,536645 | 0,456534   |
| V        | -0,16682  | -0,056328  | -0,216718  | *0,502176 | -0,024014  |
| Cr       | -0,13949  | -0,070399  | -0,017908  | *0,528024 | -0,012386  |
| Mn       | 0,07479   | *0,526008  | 0,001499   | *0,587462 | 0,025950   |
| Co       | 0,09391   | *0,578605  | 0,020230   | *0,594680 | 0,100571   |
| Ni       | 0,09863   | 0,333805   | 0,004777   | 0,435340  | 0,340397   |
| Cu       | 0,06318   | 0,375676   | *0,516575  | 0,340655  | 0,220518   |
| Zn       | 0,31196   | *0,625978  | 0,143613   | 0,461192  | 0,079084   |
| Ga       | -0,19276  | -0,057190  | 0,444563   | *0,596462 | -0,059911  |
| Ge       | -0,15670  | -0,102358  | 0,028595   | *0,652409 | -0,358820  |
| Rb       | 0,19888   | **0,868069 | 0,168010   | 0,094582  | -0,000559  |
| Sr       | 0,11869   | *0,676062  | -0,025605  | -0,365482 | -0,017137  |
| Y        | **0,78375 | 0,325397   | 0,453399   | -0,070731 | -0,065860  |
| Zr       | 0,33093   | 0,082354   | **0,866005 | -0,69790  | -0,011831  |
| Nb       | 0,00924   | 0,104922   | **0,783678 | 0,372629  | 0,294340   |
| Mo       | 0,22204   | 0,162322   | 0,313626   | -0,199406 | *0,524493  |
| Ag       | 0,17414   | 0,287119   | **0,785939 | 0,244989  | 0,095255   |
| Cd       | 0,02837   | 0,212045   | 0,129233   | 0,338036  | 0,306782   |
| Sn       | 0,12114   | 0,161616   | **0,785713 | 0,103719  | -0,000994  |
| Sb       | -0,09371  | -0,372153  | 0,206611   | 0,127228  | 0,411150   |
| Te       | 0,00393   | 0,026796   | -0,045824  | -0,079547 | *0,688210  |
| Cs       | 0,27949   | **0,778608 | 0,190389   | 0,178476  | 0,018507   |
| Ba       | 0,14296   | **0,889961 | 0,065955   | -0,059210 | 0,112689   |
| La       | **0,93141 | 0,091844   | 0,115094   | 0,017494  | 0,136274   |
| Ce       | **0,97968 | 0,038975   | 0,068523   | 0,003276  | 0,075500   |
| Pr       | **0,98673 | 0,026558   | 0,048701   | -0,003315 | 0,038018   |
| Nd       | **0,98655 | -0,008178  | 0,024368   | -0,006213 | 0,014655   |
| Sm       | **0,96156 | -0,044542  | 0,013227   | -0,010480 | -0,023613  |
| Eu       | **0,95122 | 0,140475   | 0,089888   | -0,004491 | 0,082046   |
| Gd       | **0,97384 | 0,042108   | 0,073467   | -0,014598 | -0,067079  |
| Tb       | **0,97036 | 0,130127   | 0,165935   | 0,005645  | -0,052020  |
| Dy       | **0,91182 | 0,236527   | 0,283160   | -0,006693 | -0,043710  |
| Ho       | **0,82129 | 0,338987   | 0,393694   | -0,030474 | -0,055223  |
| Er       | **0,71305 | 0,415432   | 0,483508   | -0,048135 | -0,068517  |
| Tm       | *0,61610  | 0,437213   | *0,556715  | -0,071647 | -0,092976  |
| Yb       | *0,55868  | 0,420592   | *0,607829  | -0,098044 | -0,115475  |
| Lu       | *0,52997  | 0,415845   | *0,620244  | -0,117684 | -0,130371  |
| Hf       | 0,35328   | 0,094652   | **0,864889 | -0,068568 | -0,039511  |
| Ta       | -0,02599  | -0,046945  | *0,563235  | 0,135286  | 0,365160   |
| W        | -0,01825  | -0,123216  | 0,110796   | 0,194395  | 0,117890   |
| Tl       | 0,25482   | **0,712405 | 0,458553   | -0,058884 | -0,072935  |
| Pb       | 0,08376   | -0,093126  | 0,178886   | 0,293791  | 0,112365   |
| Bi       | 0,02509   | 0,123489   | 0,101212   | 0,041970  | **0,775716 |
| Th       | **0,91523 | 0,252812   | 0,076579   | 0,010123  | 0,123703   |
| U        | *0,50803  | 0,016294   | **0,726630 | -0,063180 | 0,258364   |

\* факторные нагрузки со значением 0,5-0,7, при уровне значимости 0,05.

\*\* факторные нагрузки со значением > 0,7, при уровне значимости 0,01.

Фактор-1 - 13,09 ~~\_\_\_\_\_~~.

Фактор-2 характеризует обстановку внедрения щелочных и субщелочных гранитоидов, пегматитов (Li-Be направленности), сопровождаемых процессами альбитизации, грейзенизации, мусковитизации и формирования метаморфогенно-метасоматических кианитов, представленных радиально-лучистыми, тонкопризматическими разностями:

Фактор-2 – 7,9 ~~\_\_\_\_\_~~.

Фактор-3 характеризует обстановку развития гидротермально-метасоматических процессов, сопровождаемых формированием метасоматических кианитовых кварцитов с кианитом игольчатого облика, образующих радиально-лучистые агрегаты, отложением сульфидов, циркона, тантало-ниобатов и урановой минерализации:

Фактор-3 – 7,32 ~~\_\_\_\_\_~~.

Фактор-4 характеризует зоны переотложения сидерофильных элементов в зонах кислотного выщелачивания, интенсивной мусковитизации (фукситизации) и перекристаллизации кианитов, с образованием хорошо окристаллизованных, крупно-порфиробластовых кристаллов кианита, с большим количеством включений гематита и иголок рутила, от которых очень сложно избавиться при обогащении.

Фактор-4 – 3,8 ~~\_\_\_\_\_~~.

Фактор-5 характеризует позднюю стадию образования метасоматического игольчатого кианита, претерпевшего активное расщепление, с образованием сферолитов и конкреций и осаждением висмута, молибдена и телуридов:

Фактор-5 – 2,64  $\frac{MoBiTe}{-}$ .

Факторный анализ показал, что наиболее значимые преобразования пород сопровождаются прежде всего резкими изменениями в поведении редкоземельных элементов.

Запасы метасоматического кианита небольшие, поэтому наиболее целесообразно разрабатывать метаморфогенно-метасоматические кианиты, которые содержат примеси в количестве, позволяющим при определенных технологиях обогащения добывать кианитовое сырье в промышленных масштабах, попутно извлекая редкие и редкоземельные элементы. Такой опыт получен на месторождениях Кольского полуострова (Войтеховский и др., 2010). В лабораторных условиях из крупноконкреционной руды (метаморфогенно-метасоматический тип) месторождения Новая Шуурурта, кроме кианитового концентрата, получен черновой концентрат редких и редкоземельных элементов. Достигнуто содержание суммы РЗЭ и иттрия 1,62 %, редких элементов 0,37 %. Концентрирование РЗЭ происходит неравномерно, элементов цериевой группы - в 11-13 раз относительно исходной руды, элементов иттриевой группы - от 1,5 до 8 раз. В 13 раз увеличилась и концентрация Th. С учетом минералогических данных предполагается, что основной концентрат РЗЭ цериевой группы и Th - монацит. Таким образом, доказана возможность получения концентрата РЭ и РЗЭ из рядовых конкреционных кианитовых руд.

### 3.2. Кварцевые жилы метаморфической дифференциации и перекристаллизации

Во всех геологических регионах, претерпевших стадию регионального метаморфизма, в той или иной степени наблюдаются явления метаморфической дифференциации, приводящие к образованию полосчатости горных пород, а также к образованию кварцевых прожилков (Судовиков, 1964; Казаков, 1970; Эшкин, Поленов, 1970; Болтыров и др., 1973; Попов, 1984; Жабин и др., 1991; Огородников и др., 2007; Поленов, 2008). Полосчатость метаморфического происхождения широко распространена, и её значение сопоставимо со значением слоистости в неметаморфизованных породах.

Термин «метаморфическая дифференциация» понимается специалистами неоднозначно, и по этому вопросу не прекращаются дискуссии. Ф. Стиллзуэлл (1918) первым использовал этот термин, обозначив под ним различные процессы, обусловившие развитие во время метаморфизма из первоначально однородной материнской горной породы различных минеральных ассоциаций. Ф. Стиллзуэлл рассматривал метаморфическую дифференциацию в зависимости от главнейших химических и других процессов, растворения, диффузий в твёрдом состоянии и силы кристаллизации растущих порфиробластов.

Такое разделение метаморфической дифференциации поддерживается Н. Г. Судовиковым (1964); близки к нему представления Н. А. Елисеева (1959), выделяющего внутри метаморфической метасоматическую дифференциацию. Однако Т. Барт (1956), Ф. Тернер и Д. Н. Ферхуген (1961) склонны под метаморфической дифференциацией понимать дифференциацию вещества в результате диффузионных процессов миграции ионов, составляющих метаморфическую систему, на короткие расстояния под влиянием местных перепадов их химических потенциалов и не включают в понятие метаморфической дифференциации вещества под действием инфильтрующихся растворов и флюидов, а также в результате массового смещения твёрдых частиц.

Авторы под метаморфической дифференциацией понимают процессы перемещения вещества внутри метаморфизируемых горных пород на незначительные расстояния и приводящие к образованию минеральных ассоциаций, не связанных с процессами метасоматоза.

Наблюдения над контактами различных по составу метаморфических пород показывают, что во многих случаях отмечается увеличение контрастности состава в зонах непосредственного соприкосновения пород. Богатые фемическими минералами породы вблизи контакта становятся более тёмными за счёт увеличения количества темноцветных минералов, а контактирующие с ними лейкократовые породы осветляются. Мощность таких тёмных и осветленных зон обычно измеряется несколькими сантиметрами.

Такой процесс контрастной дифференциации приводит к усилению существующей в породе слоистой текстуры. Представляется вероятным, что породы, обладающие плохой, нечётко выраженной слоистостью, в результате такого рода дифференциации могут приобрести слоистую текстуру с резким различием в составе слоев.

Для кристаллических сланцев, сформировавшихся в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, весьма характерны тонкополосчатая, а нередко и глубокополосчатая текстуры, обусловленные чередованием прослоев преимущественно кварцевого состава с небольшим содержанием плагиоклаза и прослоев, сложенных исключительно слюдами (биотитом, мусковитом с гранатом). Мощность кварцевых прослоев обычно до 1-3 см. Такие прослои достаточно выдержаны по мощности на протяжении первых метров, а зоны кварцевых прослоев прослеживаются на расстоянии первых десятков метров (рис. 62). Такие кварцевые прослойки сложены кварцем гранобластовой структуры размером до 2-5 мм.

Процессы метаморфической дифференциации авторами детально изучены на Светлинском хрусталоносном месторождении (Кочкарский метаморфический комплекс) и Кыштымском кварц-жильном месторождении (Уфалейский метаморфический комплекс), претерпевших региональный метаморфизм в раннем протерозое. Одним из существенных

явлений, обусловленных процессами регионального метаморфизма в этом регионе, достигавшем стадии низов гранулитовой и амфиболитовой фаций (Болтыров и др., 1973; Никитин и др., 1971; Огородников, 1993; Огородников и др., 2004, 2007), является дифференциация минералов, наблюдаемая в кристаллических сланцах (Поленов, 2008).



Рис. 62. Прожилки метаморфической дифференциации в биотит-амфиболовых гнейсах, деформированные при последующих коллизиях. Размер глыбы около одного метра. Карьер по отработке жилы № 170, Кыштымское месторождение гранулированного кварца (Уфалейский метаморфический комплекс)

Характерным текстурным признаком пород метаморфического комплекса является кристаллизационная сланцеватость - тонкая делимость породы, обусловленная высоким литостатическим давлением, высокой пластичностью пород и дифференциальными перемещениями отдельных пластин относительно друг друга. При этом в условиях высокого литостатического давления давление между пластинами в плоскостях кристаллизационной сланцеватости будет резко снижено. Таким образом, дифференциальные послойные перемещения при пластических деформациях неизбежно сопровождаются появлением узколокализованных высоких градиентов давления. Согласно принципу Э. Рикке, разница в давлении на твёрдые фазы вызывает химическую миграцию вещества из участков с повышенным давлением к участкам с пониженным давлением. Перемещение компонентов происходит путём диффузии через поровые растворы, а скорость перемещения при прочих равных условиях зависит от величины градиента давления, а также от растворимости минералов и их устойчивости, а поэтому переотложению подвергаются минералы с наибольшей растворимостью. Так как растворимость кремнезёма по сравнению с другими компонентами значительно выше (Хитаров, 1952, 1953), то в кристаллических сланцах и гнейсосланцах метаморфического комплекса широким развитием пользуются сегрегационные прожилки.

Метаморфическая дифференциация в сланцах выразилась в отделении мусковита и темноцветных минералов, представленных биотитом, гранатом и ставролитом, в обособленные тонкие прослойки, а кварца с полевым шпатом - в свои полоски. Такое разделение минералов порой достигает значительных масштабов и приводит к образованию грубополосчатой текстуры. Значительно реже сегрегация материала приводит к образованию маломощных

непротяжённых прожилков (см. рис. 62). Их мощность никогда не превышает 0,1 м, а длина по простиранию и по падению - 0,5-1,0 м. Такие прожилки залегают согласно со сланцеватостью и участвуют в микроскладчатости. В отдельных зонах сегрегационные прожилки несут следы интенсивной деформации в виде будинажа и дробления. Сложены прожилки мелкозернистым кварцем гранобластовой структуры, размеры зёрен которого обычно в 2-3 раза превышают размеры кварца, слагающего сланцы.

В кварце этих прожилков встречаются все минералы вмещающих пород: биотит, гранат, ставролит, мусковит, плагиоклаз.

Кварцевые жилы перекристаллизации описаны на Кыштымском месторождении гранулированного кварца (Поленов, 2008; Огородников и др., 2007).

Из вышеизложенного следует, что для прожилков метаморфической дифференциации и кварцевых жил перекристаллизации характерен грануломорфный кварц (по Д. П. Григорьеву и А. Г. Жабину (1975) - метагрануломорфный).

Этот тип кварца характерен для прожилков и маломощных жил метаморфической дифференциации. Такие прожилки образуются в результате метаморфизма в условиях низов гранулитовой, амфиболитовой фаций.

В том случае, если на метаморфические горные породы накладываются последующие процессы высокотемпературного метаморфизма, то формируются кварцевые жилы перекристаллизации (Поленов, 2008).

Кварцевые прожилки метаморфической дифференциации образуются в процессе регионального метаморфизма первичных песчано-глинистых осадочных пород при  $T = 520-700$  °С и  $P = 9-6$  кбар (Мельников, 1976; Золоторудная..., 2014), что соответствует глубине не менее 10-20 км (Брешенков, 1970; Бушмин, 1989). При этих параметрах в результате процессов собирательной перекристаллизации формируются кварцевые прожилки небольших размеров, сложенные мелко- и среднезернистым, светло-серым грануломорфным кварцем.

На Кыштымском месторождении гранулированного кварца в Слюдяногорско-Теплогорской шовной зоне в плагиогнейсах встречаются линейно вытянутые, непротяженные и маломощные тела, сложенные равномернозернистым прозрачным кварцем с размером зерен до 5-10 мм.

Слагающий этот тип жил кварц очень похож на средне- и крупнозернистый гранулированный кварц кыштымского типа, а поэтому исследователями Уфалейского рудного поля в самостоятельный тип этот кварц не выделялся и относился к гранулированному кварцу кыштымского типа.

Кварц-жилы этого типа образовались по первичным кварцевым прожилкам метаморфической дифференциации, сформировавшимся во время протерозойского (рифейского) этапа метаморфизма.

Наложение процессов перекристаллизации на ранее сформированные кварцевые жилы формирования грануломорфного, первичнозернистого кварца, при последующих этапах дислокационного метаморфизма уровня амфиболитовой фации ( $T=600-700$  °С,  $P=6-10$  кбар), приводит к появлению достаточно мощных тел, мегабудин метатектонитов, сложенных прозрачным, средне- и крупнозернистым кварцем (рис. 63, 64, 65), с относительно невысоким содержанием минеральных и элементов-примесей, что делает их уже пригодными для промышленного освоения. Считаю целесообразным выделить самостоятельный **слудяногорский тип**, а в качестве генотипа представить жилу 170, ранее относимую к уфалейскому или кыштымскому типу.

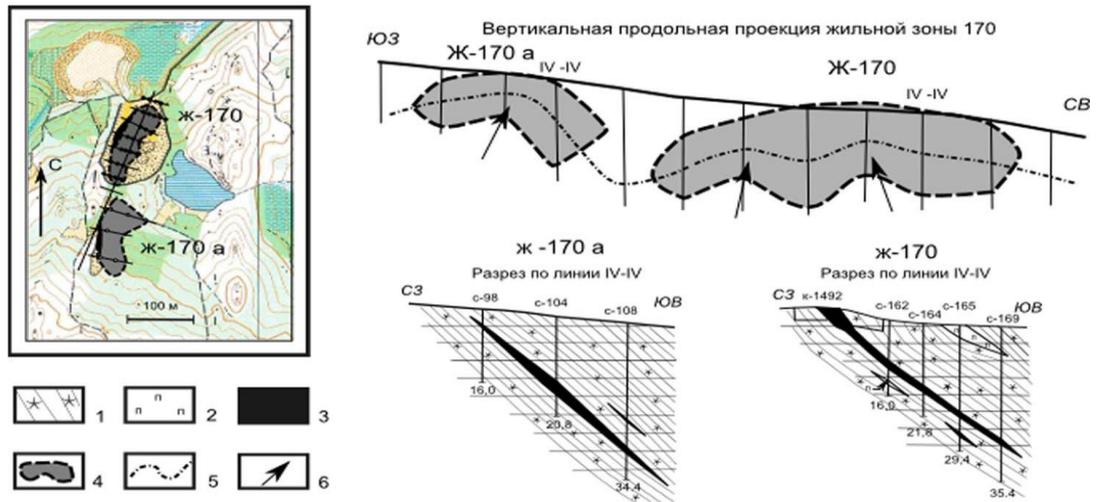


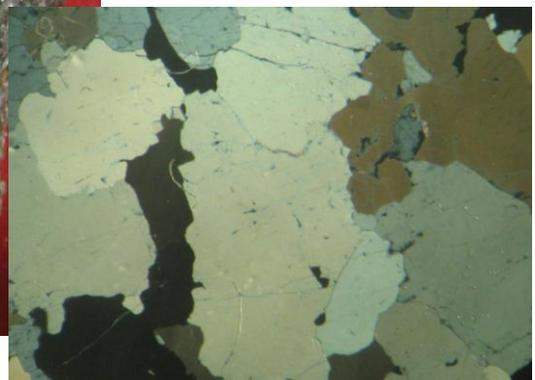
Рис. 63. План и вертикальная продольная проекция жильной зоны 170 и 170-а:

1 - гранат-слюдяно-кварцевые сланцы; 2 - гигантомигматиты; 3 - грануломорфный кварц жил перекристаллизации; 4 - проекция кварцевых тел на горизонтальную и вертикальную плоскости; 5 - линия ундуляции жилы в осевой части продольной вертикальной проекции; 6 - шарниры ундуляции

Темноцветные минералы – биотит, амфибол, гранат - нередко концентрируются в зальбандах кварцевой жилы, образуя крупнокристаллические оторочки. Кварц представлен прозрачными зернами изометричной формы, со слабой дымчатой окраской. Размеры зерен колеблются от 0,5-3 до 5-10 мм в отдельных крупных жилах.



Рис. 64. Гранобластовый кварц жил перекристаллизации. Кыштымское месторождение, жила 170, образец У-358. На врезке шлиф У-358, с анализатором, увел. 20X



В целом кварц образует гранобластовую структуру, которая, по данным Д. П. Григорьева (1961) и А. Г. Жабина (1970), является равновесной, характерной для процессов перекристаллизации. В ряде случаев можно наблюдать прямые признаки дорастания зерен кварца, когда в отдельных зернах видны механические и газово-жидкие включения, распределяющиеся по границам ранее существовавших зерен прожилков метаморфической дифференциации. Ширина дорастания зерен достигает 1-2,5 мм.

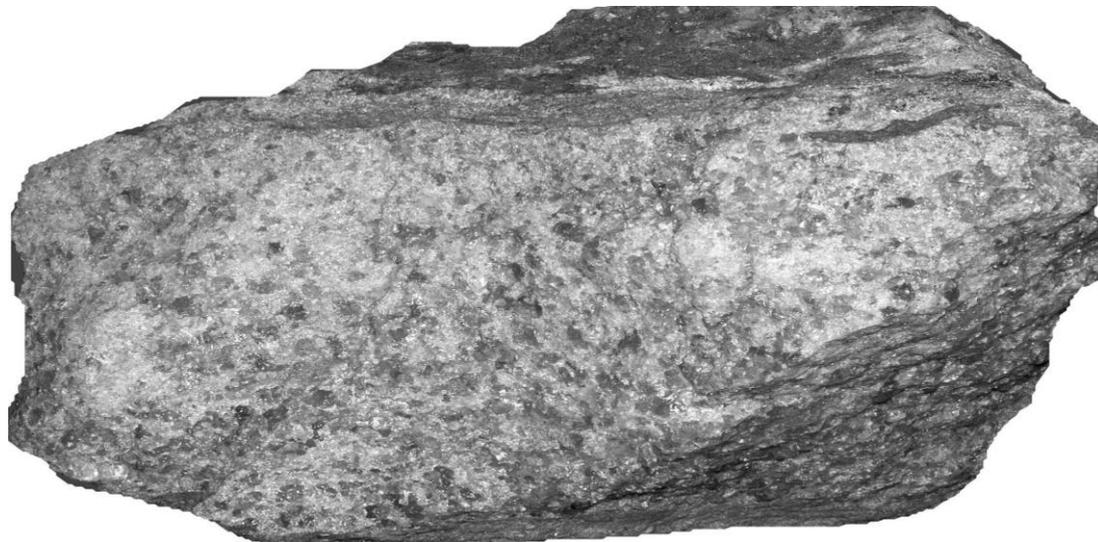


Рис. 65. Перекристаллизация первичного тонкозернистого, грануломорфного кварца (серые реликты) в средне- и крупнозернистый, новообразованный, гранобластовый агрегат (Слюдяногорский тип). Жила 170, Кыштымское месторождение гранулированного кварца (размер глыбы 80 см)

Жилы перекристаллизации образуются на начальной стадии метаморфогенно-метасоматических преобразований и очень схожи с жилами метаморфической дифференциации. Методы термолюминесценции позволяют разделить эти похожие образования. Интенсивность термолюминесценции кварца, связанная с дефектными центрами свечения, активизированными излучением радиоактивных элементов-примесей в кварцевых прожилках, прямо пропорциональна времени их образования (Эшкин и др., 1973). Более древний кварц обнаруживает повышенную интенсивность термолюминесценции. Кварц жил перекристаллизации обладает более низкой интенсивностью термолюминесценции по сравнению с кварцем из жил метаморфической дифференциации (рис. 66).

Высокобарический характер дислокационного метаморфизма показывает наличие кристаллов кианита в жилах перекристаллизации (рис. 67).

Магматические тела альбититов и доломит-амфиболовых карбонатитов секут жилы перекристаллизации, в свою очередь сами смяты в складки и будинированы (рис. 68).

### 3.3. Рутилоносные амфиболиты

Рутил – типичный минерал метаморфических пород, подвергшихся метасоматическим преобразованиям. Рутил встречается в сравнительно крупных кристаллах в породах, претерпевших метаморфизм эклогитовой или амфиболитовой фаций. Анализ распределения титана в метаморфических породах Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса показал, что максимальное количество его содержится в апогаббровых и апобазальтовых амфиболитах (Вертушков, 1957; Анциферов, 1958; Казак, 1969; Кейльман, 1974; Огородников и др., 2007).

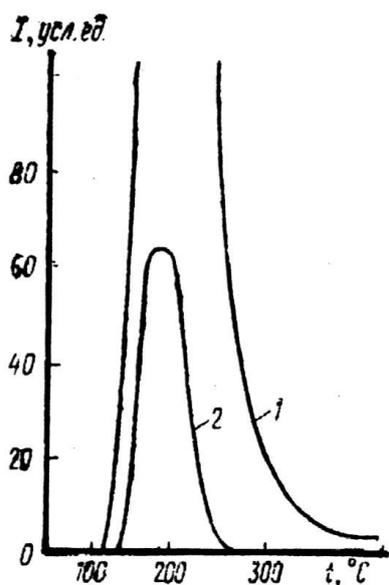


Рис. 66. Кривые термолюминесценции кварца. По (Эшкин и др., 1973):  
1 – жилы метаморфической дифференциации; 2 – жилы перекристаллизации

Рис. 67. Включение кристалла кианита в жиле перекристаллизации. Жила № 170, Кыштымское месторождение гранулированного кварца. По (Колесниченко, 2004)

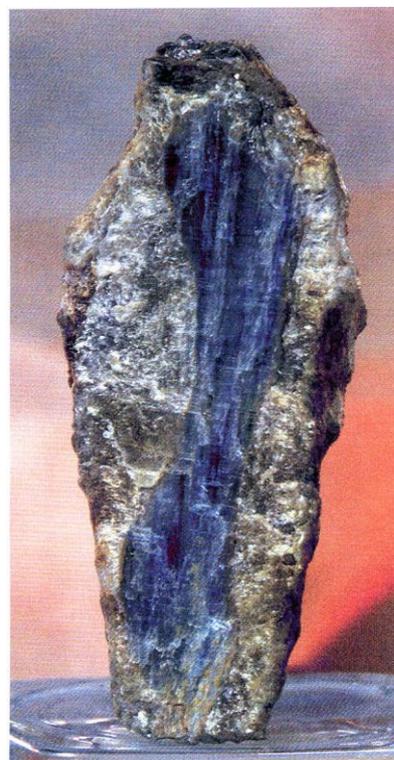


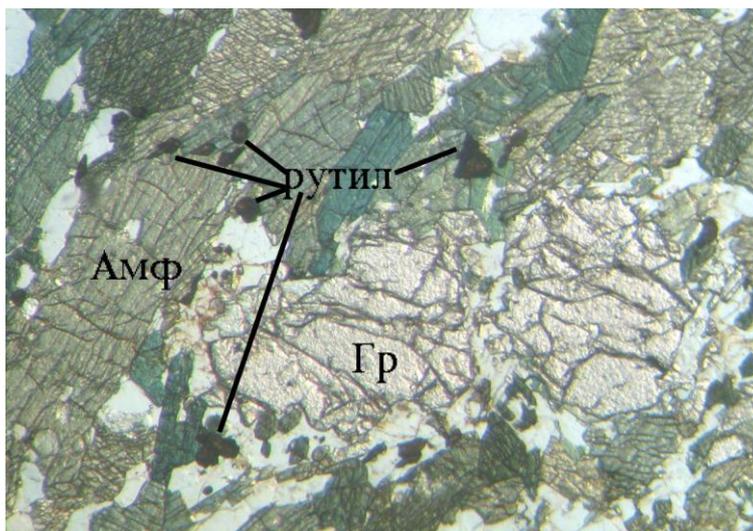
Рис. 68. Кварцевые прожилки метаморфической дифференциации (1), в биотит-амфиболовых гнейсах (3), секутся дайкой альбитита (2), в свою очередь претерпевшей деформацию во время коллизии. В центральной части видна будина амфибол-доломитового карбонатита (4). Карьер по отработке кварцевой жилы № 170, Кыштымское месторождение гранулированного кварца

Рутил макроскопически наблюдается не всегда, но под микроскопом он обнаружен во всех просмотренных шлифах плагиоклазовых, цоизитовых и гранатовых амфиболитов. Количество рутила различное от единичных знаков до 3-3,5 %. Рутил представлен в виде удлинённых зерен, кристаллов призматической формы, иногда имеет колеччатые двойники, характерные для него. Размер зерен и кристаллов от 0,004 до 0,5 мм, реже крупнее (рис. 69).

Вкрапленность рутила неравномерная, иногда образует скопления или цепочки зерен, которые ориентированы вдоль спайности роговой обманки.

Наиболее крупным из всех рудопроявлений является Агордяшское (рис. 70), где пройдена основная часть выработок и которое изучено лучше, чем остальные, сотрудниками Агордяшской ГРП в 1956-1958 гг. Суммарная длина четырех основных рудных зон составляет 6450 м. Содержание рутила в рудных зонах составляет от 1,23 до 1,85 %, что соответствует содержанию  $TiO_2$  от 2,21 до 3,28 %.

Рис. 69. Выделения зерен рутила в гранатовом амфиболите. Шлиф У-240, без анализатора, увел. 40X



Одним из крупных рудопроявлений рутила является Кузнечихинское (Вертушков, 1957; Белковский, 1976). Рудное тело пластообразной формы согласно залегает среди дорифейских гранат-фенгит-кварцевых blastomylonites. Залежь прослежена на протяжении 2,0 км, мощность ее в среднем составляет 150 м. Всячий бок залежи (около 70 м) представлен рудными гранат-клиноцоизитовыми амфиболитами с содержанием тонковкрапленного рутила 1,70 об.% и содержанием  $TiO_2$  – 2,43 мас. %. Лежащий бок залежи замещен щелочными метасоматитами флогопит-хлорит-доломитового состава с перекристаллизованным рутилом. Рутил в карбонатных метасоматитах интенсивно замещен титанитом. Черный мелкокристаллический рутил из карбонатных метасоматитов обогащен ванадием и ниобием –  $V_2O_5$  - 0,12-0,24 мас. %;  $Nb_2O_5$  – 0,5-0,64 мас.% (Вертушков, 1957; Белковский, 1976).

Богатыми оказываются руды в аналогичных амфиболитах, но преобразованные процессами щелочного метасоматоза, претерпевшими альбитизацию, сопровождающуюся карбонатными метасоматитами (карбонатитами) с редкоземельной минерализацией и крупными кристаллами в них апатита, рутила, ильменорутила и титанита (рис. 71,72).

Вмещающие амфиболиты Слюдяногорского месторождения мусковита содержат (%): рутил (1,3-1,8), ильменит (0,5), титанит (0,2). Рутил представлен зернами размером 0,1-0,4 мм, ильменит – 0,075-0,4 мм, титанит – 0,15-0,25 мм. Химический анализ показал в амфиболитах содержание железа 8,28-9,74 мас.%, двуокиси титана 2,0-1,12 мас.%, пятиокиси ванадия 0,04-0,05 мас.%, пятиокиси фосфора 0,52 мас.%.

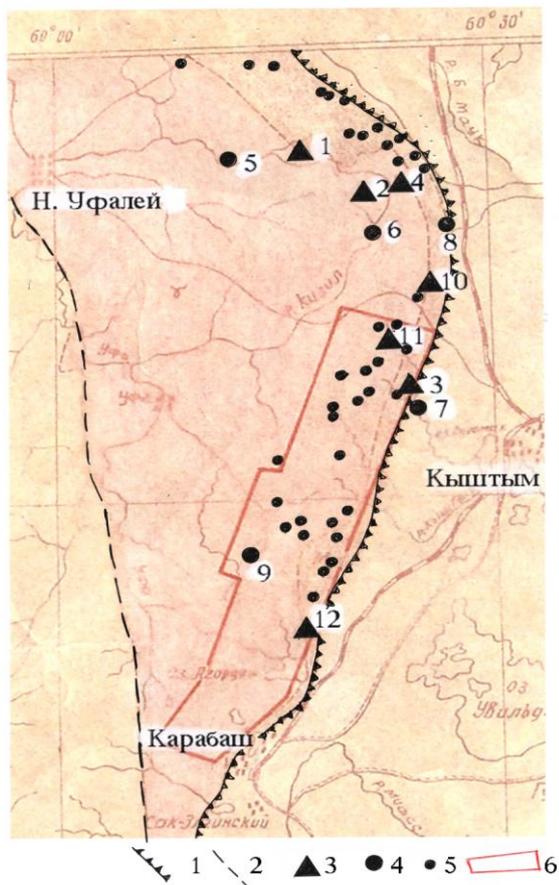


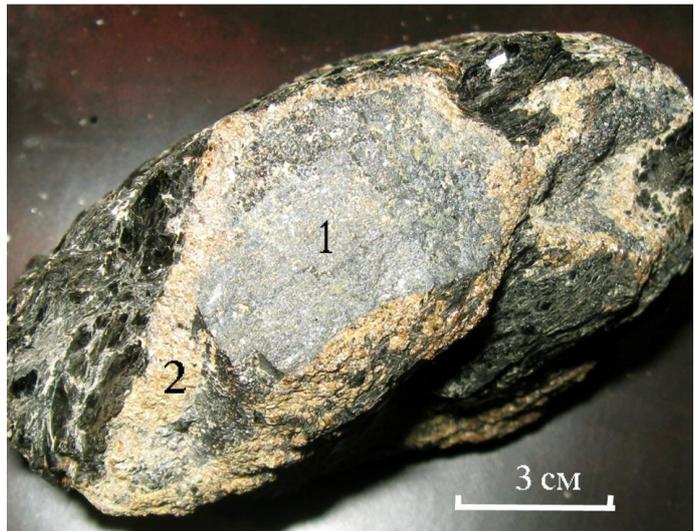
Рис. 70. Схема размещения рутиловых месторождений и рудопроявлений на территории Уфалейского метаморфического комплекса (Анциферов, 1958; Кейльман, 1974):

1 — Главный Уральский глубинный разлом (ГУГР); 2 — уфимский блокоограничивающий разлом; 3 — коренные месторождения и рудопроявления: 1 - Куртинское ильменит-магнетитовое; 2 - «Могильные горы» ильменит-рутиловое; 3 - Сугомакское рутиловое; 4 - Ново-Маукское рутиловое; 10 - Кузнечихинское рутиловое; 11 — г. Бзялиной рутиловое; 12 - Агордяшское рутиловое; 4 — россыпные рудопроявления: 5 - Куртинское ильменит-рутиловое; 6 - Кизильское рутиловое; 7 - Сугомакское рутиловое; 8 - Маукское рутиловое; 9 - Егустинское рутиловое; 5 — рутиловые рудопроявления, не оцененные количественно; 6 — границы поисковых работ Агордяшской ГРП в 1956-1958 гг.



Рис. 71. Амфибол-биотит-доломитовый метасоматит(нельсонит) с крупными кристаллами апатита (белое) и ильменорутила (черное). Борт карьера по обработке жилы № 175. Кыштымское месторождение гранулированного кварца

Рис. 72. Крупный кристалл ильменорутила (1) замещается титанитом (2) в биотит-кальцитовом карбонатите, развитом в амфиболите. Борт карьера жилы № 175.



Технологические испытания, проведенные сотрудниками Карабашской КГРП в ЦКЛ УГУ (Грознецкий, 1964), дали следующие результаты, %

- Выход рутилового концентрата – 0,75-1,0.
- Содержание двуокиси титана в концентрате – 86,56-92,7.
- Извлечение двуокиси титана – 32,5-40,3.

По заключению лаборатории, амфиболиты Слюдяногорского месторождения представляют собой бедные титановые руды.

В отличие от амфиболитов, ильменорутил в карбонатитах и метасоматитах обогащен Nb — 0,11-6,18 мас.%; Ta — 0,03-5,62 мас.%; U-0,34-0,51мас.%; Y — 195,1-865,7 г/т.

Титанит, развивающийся по ниобийсодержащему рутилу, также обогащен ниобием (0,2-3,18 мас.%) и танталом (до 3,8 мас.%)

При наложении этого щелочного процесса на кварцевые жилы можно наблюдать крупные кристаллы рутила в гранулированном кварце (рис. 73).



Рис. 73. Крупные перекристаллизованные кристаллы рутила (20 см в длину) в гранулированном кварце кыштымского типа. Рутил разорван при грануляции кварца. Жила 101.

В рутилах, в позднеколлизийных молочно-белых кварцевых жилах (Кыштымского и Маукского месторождений) сохраняется повышенное количество редких элементов (г/т): V -511,5; Nb- 718,6; Ta — 26,4.

### 3.4. Метаморфогенные кварциты

В метаморфических комплексах Урала наиболее ранние кварц-жильные образования локализируются в рифтогенных тектонических зонах рифейского возраста, где наряду с древними высокоглиноземистыми кианитовыми гнейсами и гнейсо-гранитами с наложенными метасоматическими кианитовыми кварцитами, ураноносными щелочными метасоматитами, редкоземельными пегматитами широкое развитие получили зоны прокварцевания, представленные метаморфогенно-метасоматическими кварцитами мощностью до 75 м в раздувах и протяженностью несколько десятков километров. Представителями этих кварц-жильных образований являются кварциты карьеров «Кварцитовых ломок» (уфалейский комплекс) и Серебровского карьера. В других метаморфических комплексах аналогичные кварциты представлены кварцитами горы Караульной (верх-исетский комплекс), кварцитами горы Березовой (джабык-карагайский комплекс), кварцитами горы Кидыш (кочкарский комплекс) и многие другие. До революции кварциты Уфалейского метаморфического комплекса («Кварцитовые ломки») отрабатывались для нужд Карабашского медеплавильного производства в качестве флюса, кварциты горы Караульной в настоящее время используются Ревдинским металлургическим заводом.

В пределах Уфалейской свиты слюдяные кварциты развиты лишь в Теплогорской толще, юго-восточной части Уфалейского комплекса (рис. 74). Хорошие обнажения описываемых кварцитов можно видеть в старых карьерах г. Слюдяной к северу от Слюдяногорского месторождения мусковита. Пласты кварцитов срезаются северным широтным нарушением, а на юге скрываются под отложениями болота Долгого. Вновь они появляются на восточном берегу болота Долгого, где вскрыты три пласта северо-восточного простирания, с падением на юго-восток под углом 40-50°.

Мощность пластов не превышает 10 м и при прослеживании на юг она постепенно уменьшается. На широте вершины г. Острой пласты срезаются Слюдяногорским нарушением (Мельников, 1976).

В юго-восточной части метаморфического комплекса вскрыты семь пластов слюдяных кварцитов. Из этих пластов наиболее мощный прослежен один (см. рис. 74), остальные имеют мощность менее метра. Маркирующий пласт слюдяных кварцитов вскрыт многочисленными карьерами, которыми в дореволюционное время кварциты разрабатывались на флюсовое сырье для Карабашских медеплавильных печей. Мощность кварцитов в карьерах достигает 75 м. Простирание кварцитов от 345 до 360°, падение восточное под углом 40-65°. В районе Верхне-Егустинского тектонического нарушения кварциты резко поворачивают на запад и имеют опрокинутое залегание на юг под углом 15-30°. Мощность кварцитов в этой зоне достигает 16 м, простирание в среднем 283° с отклонением на 10° в обе стороны. Далее они огибают пос. Б. Егусты и поворачивают на восток и в виде глыбовых развалов прослеживаются на протяжении 150 м и далее вскрываются отдельными горными выработками.

Таким образом, маркирующий пласт слюдяных кварцитов хорошо отображает структуру района, четко вырисовывает Теплогорскую синклинали.

Метаморфогенные кварциты локализованы в Слюдяногорско-Теплогорской шовной зоне, представленной тектоническими брекчиями, бластомилонитами, будинажом кварцевых жил метаморфической дифференциации, который образовал псевдогальки которые длительное время принимались за конгломераты (рис. 75).

Рис. 74. Кварциты юго-восточной части Уфалейского комплекса:  
 1 — кианитовые гнейсы и кварциты; 2 — слюдяные кварциты уфалейской свиты; 3 — метасоматические кварциты

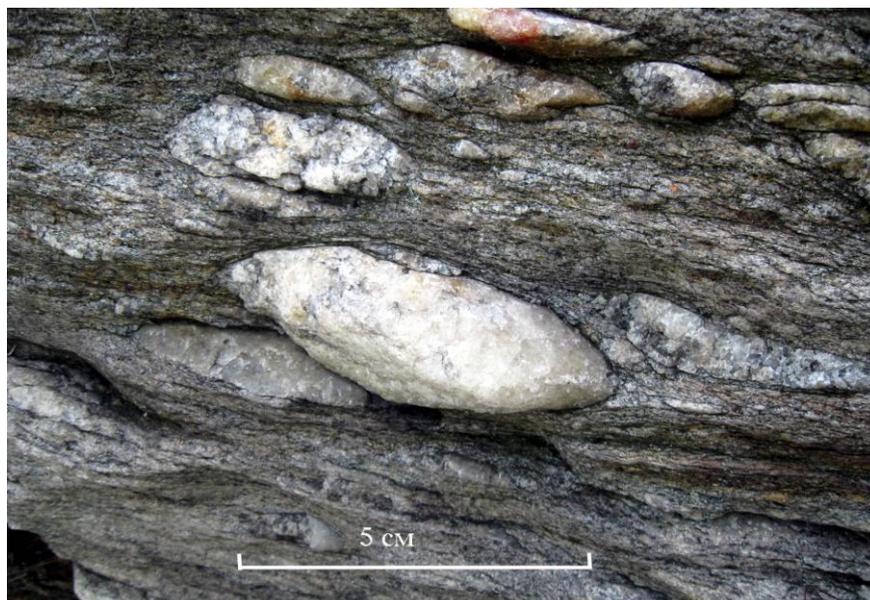
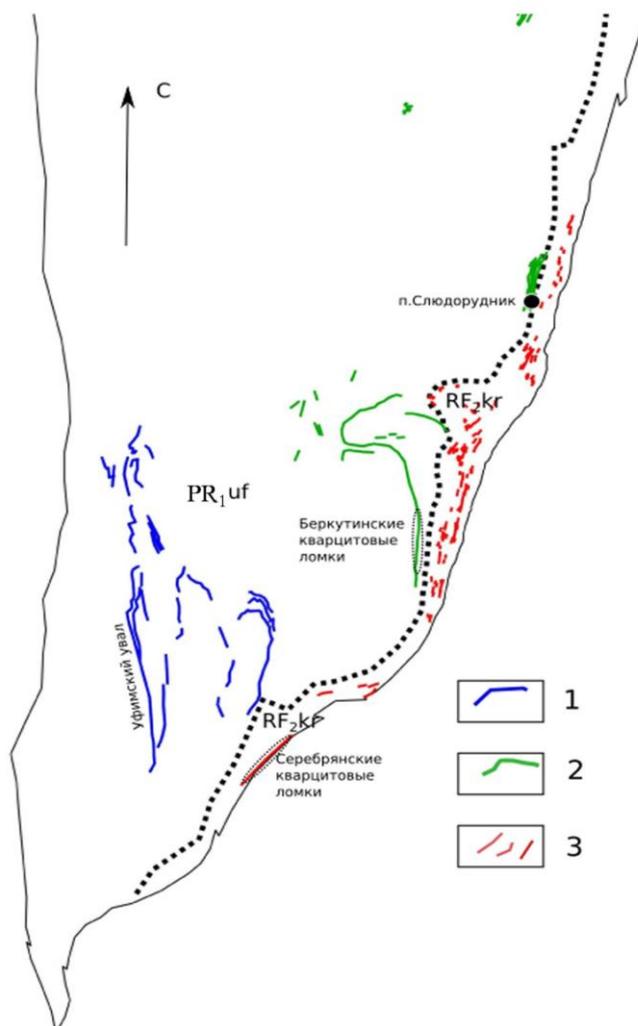


Рис. 75. Разбужинированные кварцевые жилы метаморфической дифференциации в бластомилонитах куртинской свиты, имеющие вид «галеk». Беркутинские Кварцитовые ломки (Уфалейский комплекс)

При усилении процесса окварцевания blastsмилониты с «галечками» постепенно превращаются в кварциты (рис. 76).



Рис. 76. Кварциты зоны меланжа и будинажа в карьере Беркутинских Кварцитовых ломок (Уфалейский комплекс)

В Серебровском карьере в настоящее время отрабатывают рифейские метаморфогенные кварциты на бутовый камень (рис. 77). Кварциты представляют собой породу серого, желтовато-серого цвета, мелко- и среднезернистой структуры, толстоплитчатого сложения, сланцевая текстура подчеркивается немногочисленными слюдястыми минералами, кварциты при этом смяты в изоклинальные складки (рис. 78).

Кварц составляет 80-90 % основной массы породы, в значительно меньшем количестве присутствуют мусковит, биотит, полевые шпаты, магнетит, кианит, гранат, которые в большинстве своем представляют наложенные парагенезисы при последующих процессах метаморфизма и гранитизации (рис. 79).



Рис. 77. Метаморфогенные кварциты в Серебровском карьере на окраине г. Карабаша

Рис. 78. Докембрийские кварциты, смятые в изоклиналильные складки. Серебровский карьер (Уфалейский комплекс)



О докембрийском возрасте данных кварцитов свидетельствует внедрение в них гранитоидов чусовского комплекса, представленных гигантомигматитами первично анортоклазового состава, которые были смяты в складки и разбудинированы во время поздней коллизии (рис. 80, 81). Кварцевые жилы выполнения раннеколлизийного этапа, залегающие в кварцитах, также претерпели смятие в складки и грануляцию (рис. 82) во время поздней коллизии.

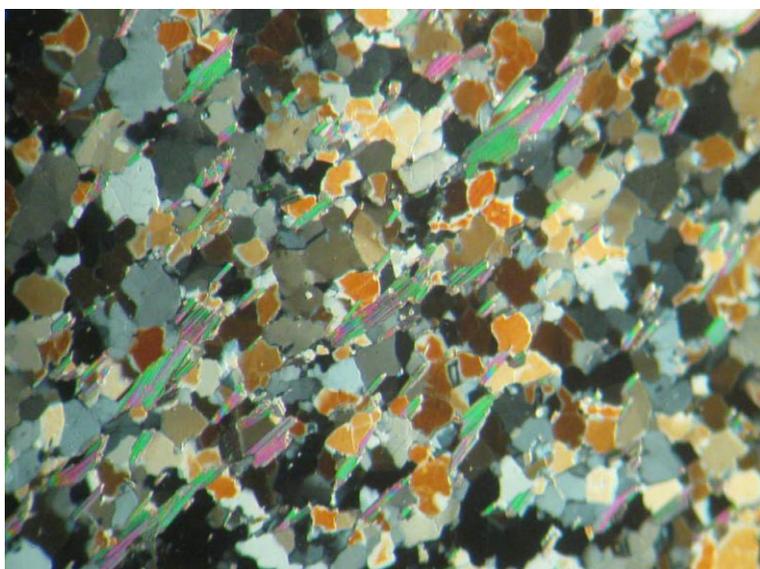


Рис. 79. Докембрийский слюдяной кварцит. Серебровский карьер. Шлиф У-343, николи X, увел. 20 X

В уфалейском комплексе, в зоне влияния шовной зоны ГУГРа в сланцевой толще бластомиллонитов широко распространены палеозойские гранатые и графитовые кварциты (см. рис. 74), которые также интенсивно деформированы и смяты в изоклиналильные складки во время коллизийных преобразований (рис. 83).



Рис. 80. Анортоклазитовые гранитоиды (гигантомигматиты) чувского комплекса, залегающие в метаморфогенных кварцитах, будинированные, смятые в складки и растащенные во время коллизии. Западный борт Серебровского кварцитового карьера (уфалейский комплекс)

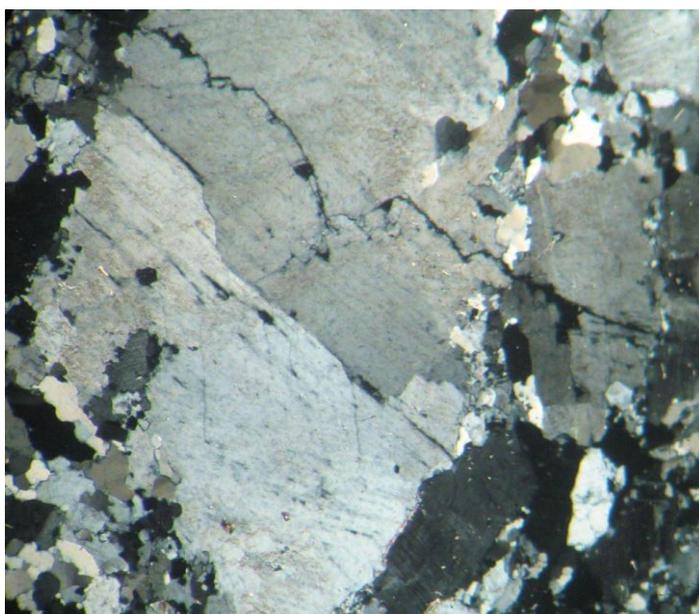


Рис. 81. Окварцованный анортоклазовый гранитоид из будин в кварцитах. Шлиф У-257, с анализатором, увел. 20X.



Рис. 82. Секущая кварцевая жила стекловидного кварца, смята в складки и претерпела грануляцию во время поздней коллизии

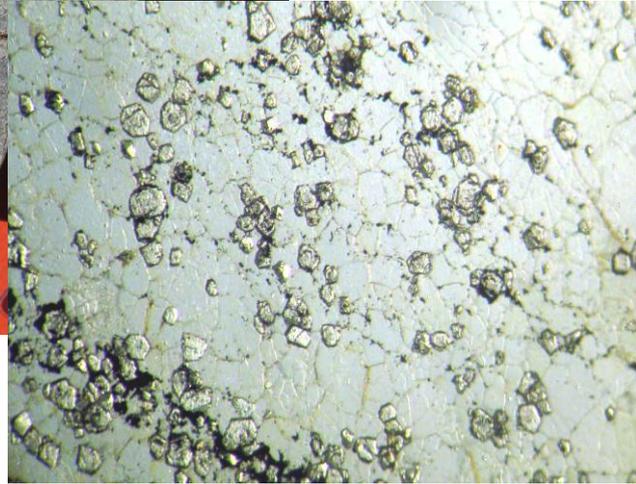
Графитовые кварциты отличаются мелкозернистым строением, хорошо выраженной плитчатой отдельностью и присутствием значительного количества графита, нередко марганцовистого граната (рис. 84). Мощность метасоматических кварцитов колеблется от 0,5 до 3 м, что позволяет их использовать в качестве маркирующих горизонтов.



Рис. 83. Графитистые кварциты, смятые в изоклиналильные складки. Обнажение на юго-восточном склоне г. Острой (уфалейский комплекс)



Рис. 84. Складка графитового кварцита с прослоями марганцовистого граната (гондит), на врезке шлиф У-363, без анализатора, увел. 20X



Химический анализ графитовых кварцитов показал содержание  $\text{SiO}_2 = 93,37-96,01$  %;  $\text{CO}_2 = 0,40-0,20$  %;  $\text{C} = 3,0-2,19$  %;  $\text{S} = 0,07$  %. Графит присутствует в пробах в явно кристаллической, мелкочешуйчатой и скрытокристаллической формах (размер чешуек от 0,01 до 0,6 мм).



#### **Глава 4. ДОКЕМБРИЙСКИЕ РИФТОГЕННЫЕ МАГМАТОГЕННО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ПРОЯВЛЕНИЯ УФАЛЕЙСКОГО ГНЕЙСОВО-АМФИБОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА**

Все эндогенные месторождения редких элементов (литий, цезий, бериллий, редкие земли, тантал и ниобий) всегда связаны с магматическими породами повышенной щелочности и формируются в определенных геолого-структурных условиях, благоприятствующих накоплению щелочей. Они возникают в зонах активизации областей завершённой складчатости платформ и древних щитов. В зависимости от тектонического режима области они могут быть связаны с гранитной, щелочно-гранитной, щелочно-габброидной или щелочно-ультраосновной магмой. На данном этапе проявился новый, линейно-поясовый структурный тип гранитообразования, связанный с поступлением по разломам глубокого заложения кислых и щелочных дифференциатов подкорковых магм, включающих щелочные граниты и сиениты, граниты рапакиви и др., а также проникновение тепловых и флюидных потоков, способствовавших возникновению широкого спектра производных кислых магм — гранодиорит-гранитов, аляскитов, сиенитов, пегматитов, грейзенов, приразломных гранитных метасоматитов и карбонатитов (Гинзбург, Караева, 1974; Бельков, 1985; Фролов и др., 2003).

Внутриплитные магматические системы континентов устроены достаточно сложно из-за наличия мощной континентальной коры, в толще которой промежуточные очаги располагаются на разных уровнях.

Мантийные расплавы в процессе перемещения к поверхности проходили через серию промежуточных очагов, где происходила дифференциация первичных и уже эволюционированных магм, а также частичная контаминация вещества вмещающих пород. При затвердевании эти очаги превращались в расслоенные интрузивы, и в этом качестве они наблюдаются сейчас на уровне эрозионного среза. Именно такой процесс формирования глубинных очагов лежит в основе представлений об андерплейтинге т. е. наращивании снизу коры континентов за счет расплавов, внедрившихся вдоль границы кора-мантия. На существование здесь менее глубинных промежуточных очагов указывает наличие расслоенных интрузивов. Общая схема строения такой магматической системы показана на рис. 85 (Богатиков, 2010).

Каково было строение магомгенерирующих областей кремнеземистой высокомагнезиальной серии (КВМС), обеспечивавших образование расплавов смешанного происхождения, в генерации которых принимали участие вещество сильно деплетированной ультраосновной мантии и материал нижней коры? Наиболее вероятным механизмом формирования подобных магм в условиях жесткой литосферы кратонов была крупномасштабная ассимиляция высокотемпературных мантийных расплавов коровым материалом (Богатиков, 2010).

Все эндогенные месторождения редкоземельных и редких элементов (редкие земли, ниобий, тантал, литий, цезий, бериллий) всегда связаны с магматическими породами повышенной щелочности и формируются в определенных геолого-структурных условиях, благоприятствующих накоплению щелочей (Гинзбург, Караева, 1974; Солодов, 1985). Они возникают в зонах тектономагматической активизации платформ и древних щитов. В зависимости от тектонического режима области и положения промежуточного магматического очага они могут быть связаны с гранитной, щелочно-гранитной, щелочно-габброидной или щелочно-ультраосновной магмой. Соответственно, выделяются несколько рядов эндогенных месторождений редкоземельных и редких элементов, каждый из которых охватывает совокупность нескольких генетических типов и рудных формаций, начиная с высокотемпературных магматических или пегматитовых и кончая низкотемпературными, гидротермальными. Накопленный в предыдущем столетии большой фактический материал по гранитному и особенно щелочному магматизму (Шейнман и др., 1961; Воробьева, 1969;

Гинзбург, Караева, 1974; Левин и др., 1997; Солодов, 1985) позволяет говорить о том, что в различных геолого-структурных условиях в зависимости от «жесткости», степени консолидации фундамента, на котором развивается магматизм, а также мощности земной коры в этом участке возникают различные серии последовательно и закономерно развивающихся интрузивных пород (Богатиков, 2010).

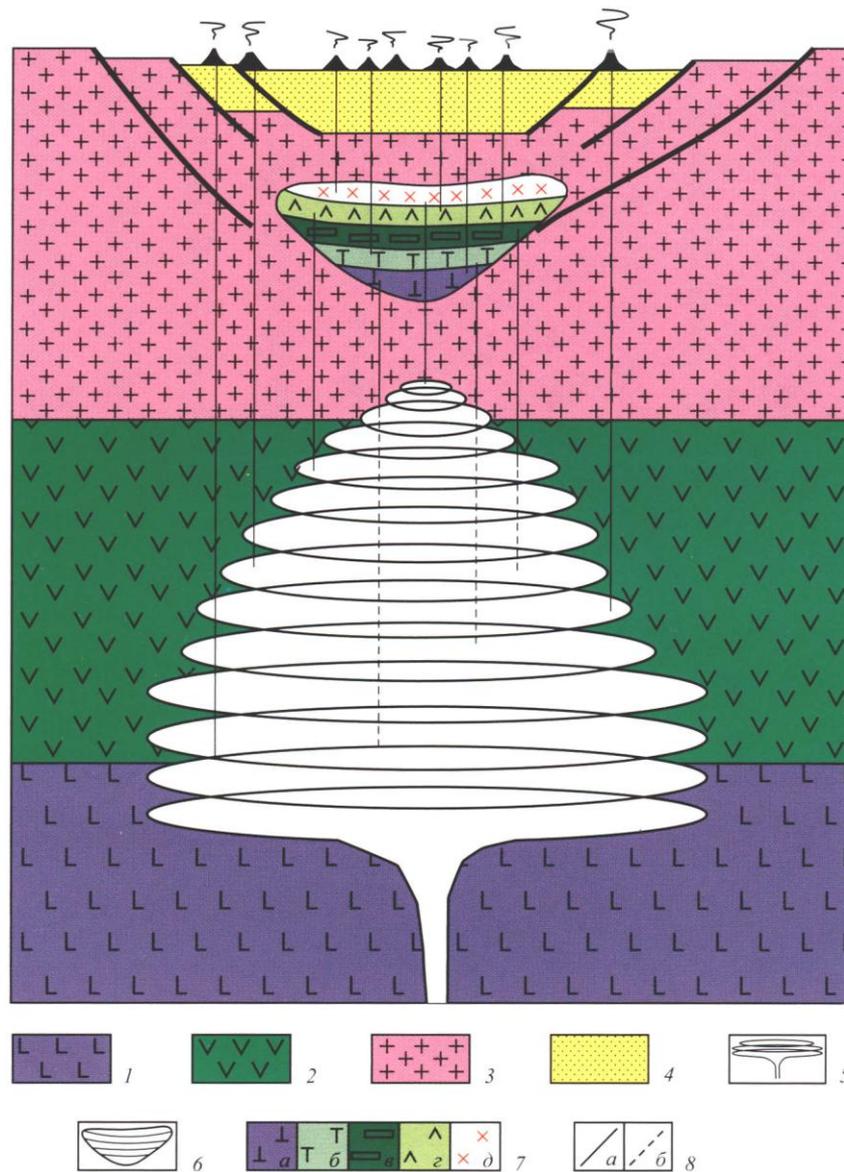


Рис. 85. Схема строения магматической системы кремнеземистой высокомагнезиальной серии (КВМС) на кратонах (Богатиков, 2010):

1 - древняя литосферная мантия; 2 - мафитовая нижняя кора; 3 - существенно сиалическая верхняя кора; 4 - вулканогенно-осадочные породы; 5 - путь, проходимый нижним магматическим очагом в процессе зонной плавки; 6 - крупный промежуточный очаг (расслоенный интрузив); 7 - строение расслоенного мафит-ультрамафитового интрузива - промежуточной камеры магматической системы (кумуляты: а - перидотитовые, б - пироксенитовые, в - габбро-норитовые и анортозитовые, г - габбро-диоритовые, д - диориты и граниты); 8 - питающие каналы коровой магматической системы: а — действующие, б - старые

В целом они составляют определенные ветви, берущие начало от различных исходных магм. При этом предполагается связь щелочно-ультраосновной ветви с глубинными источниками верхней мантии, щелочно-габбродной ветви с базальтовым слоем, а щелочно-гранитной ветви с сиалом (Гинзбург, Караева, 1974). Месторождения редких и редкоземельных элементов, как правило, связаны с конечными пневматолито-гидротермальными дифференциатами магматических пород всех выделенных ветвей.

В тех случаях, когда редкометальные и редкоземельные месторождения приурочены к долгоживущим глубинным разломам, они могут быть удаленными по вертикали и не иметь видимой связи с магматизмом. В этом случае месторождения образуются в процессе мигматизации и метасоматической переработки древних нижнепротерозойских пород, с локально проявленными процессами альбитизации, карбонатизации и окварцевания (Апельцин и др., 1972; Архангельская, 1968; Кудрин, 1972; Солодов, 1985, Огородников и др., 2007, 2012).

В результате возникают своеобразные щелочно-полевошпатовые метасоматиты с тантало-ниобиевой, редкоземельной, циркониевой или берилловой минерализацией, по своему составу и геохимическим особенностям весьма напоминающие редкометальные щелочные гранитоиды (Гинзбург и др., 1973). В таких условиях могут формироваться крупные и богатые редкометальные месторождения, не имеющие видимой связи ни с какими магматическими породами.

Возрастной интервал 1,0-1,35 млрд лет отвечает среднерифейскому (юрматинскому) этапу рифтогенного преобразования восточного края Восточно-Европейской платформы. С. Н. Ивановым (1977, 1979) установлено, что процессы континентального рифтогенеза контролируются периодическими внедрениями в литосферу высоконагретого мантийного материала, вызывающего предрифтовые подъемы земной коры, анорогенный магматизм и разнотипные метаморфические преобразования пород в шовных зонах, ограничивающих рифтовые структуры.

В шовных зонах, обрамляющих рифтовые структуры, являющихся зонами растяжения и имеющих преимущественно сбросовую природу, создаются условия декомпрессии, разуплотнения пород. Это вызывает усиление мантийного теплофлюидопотока с созданием линейно вытянутых термоаномалий и метаморфической зональности, достигающей в протерозойских блоках уровня амфиболитовой фации и сопровождающейся процессами ультраметаморфизма и анатексиса.

К этим зонам тяготеют, прежде всего, рудные геолого-геохимические системы, которые связаны с дифференцированными и стратифицированными гипербазит-габбровыми и габбровыми интрузиями, включающими малохромистое и ильменит-титаномагнетитовое оруденения кусинского типа (Штейнберг и др., 1959; Краснобаев, Бородина, 1970; Алексеев, 1984). В свою очередь, с периферийными частями таких зон сопряжены субщелочные и щелочные, кислые анатектические комплексы гранитоидов, с которыми известны рудопроявления редкометально-редкоземельных пегматитов (Главные..., 1990; Холоднов и др., 2006; Коротеев и др., 2010). Долгоживущие шовные рифтогенные зоны трассируются кварцитами, образующими выступающие в рельефе хребты (Огородников и др., 2007).

#### **4.1. Титаномагнетитовое оруденение**

Наряду с широко известными месторождениями кусинской группы (Фоминых, 1979; Ферштатер, 2001; Холоднов и др., 2006) аналогичное оруденение Куртинского месторождения изучено и в пределах уфалейского гнейсово-амфиболитового блока. Железо-титановое оруденение Куртинского месторождения связано с сильно метаморфизованными основными и ультраосновными породами. В настоящее время они представлены различными амфиболитами с редкими реликтами исходных пород (Соколов, 1972; Белковский, 1989).

Амфиболиты месторождения залегают среди гранато-сланцево-кварцевых сланцев, секут их и имеют форму изогнутого по простиранию и сильно вытянутого в одном направлении массива, вогнутая сторона которого обращена на север (рис. 86). На поверхности они обнажены вдоль хребта г. Магнитной. С поверхности амфиболиты прослежены по простиранию на 1200 м при видимой мощности 300 м.

Строение массива амфиболитов г. Магнитной, как и многих других подобных массивов в районе месторождения, зональное. В лежачем боку залегают цоизитовые, висячем – гранатовые и рудные амфиболиты (рис. 87).

Среди гранатовых амфиболитов наблюдаются небольшие по мощности зоны рудных клинопироксенитов. Макроскопически рудные клинопироксениты представлены темно-зелеными или черными массивными, равномернозернистыми породами, состоящими из зерен бесцветного клинопироксена (55 – 62 об.%), сине-зеленой роговой обманки (10 – 15 об.%) и титаномагнетита (до 40 об.%). Клинопироксен по оптическим свойствам относится к салиту, содержащему 35 % геденбергитового компонента. По спайности он замещается сине-зеленой роговой обманкой. Рудный минерал выделяется в межзерновых промежутках клинопироксена. В рудных клинопироксенитах широко развиты сложноветвящиеся жилы мономинерального куммингтонита. От центра тела к его периферии рудные пироксениты замещаются эклогитами и амфиболитами (Белковский, 1989).

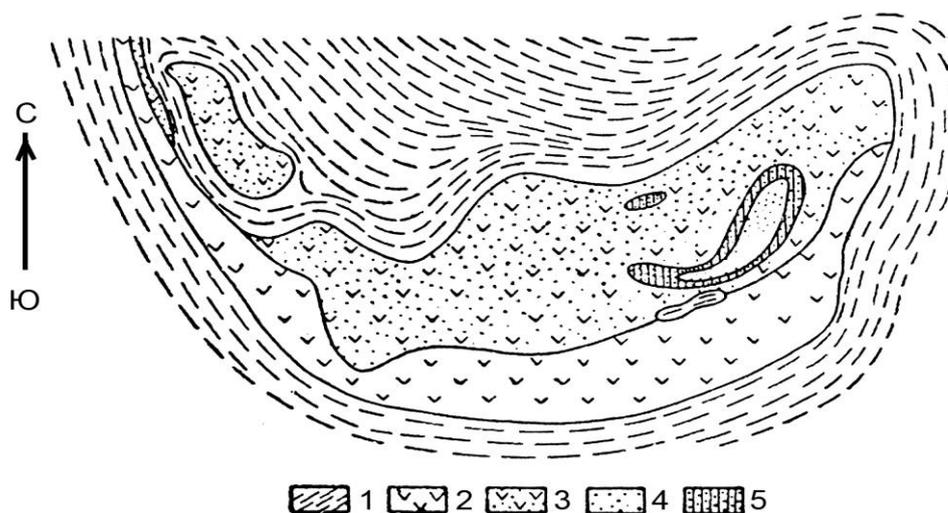


Рис. 86. Геологический план залежи ильменит-магнетитовых руд Куртинского месторождения (Соколов, 1972):

1 – гранат-сланцево-кварцевые сланцы; 2 – цоизитовые амфиболиты; 3 – гранатовые (редковкрапленные) ильменитовые руды; 4 – рудные амфиболиты (густовкрапленные) ильменит-магнетитовые руды; 5 – рудные амфиболиты (густовкрапленные) магнетит-вашингтонитовые руды

Амфиболиты замещают клинопироксениты и практически полностью состоят из роговой обманки, плеохроирующей в сине-зеленых тонах и незначительной части ильменита (рудные горнблендиты). Химический состав, оптические свойства и рентгеновские константы позволяют классифицировать сине-зеленую роговую обманку как ферропаргасит (Белковский, 1989).

**Сплошные ильменит-магнетитовые руды** по структурно-текстурным особенностям и составу руды почти не отличаются от сплошных ильменит-магнетитовых руд Кусинского

месторождения (Малышев и др., 1934). Они имеют массивное сложение и содержат в своем составе не более 10 мас.% нерудных минералов. Структура их мелкозернистая и сложена в основном обособленными друг от друга зернами ильменита и магнетита, преобладающие размеры которых колеблются от 0,1 до 0,5 мм. Форма зерен изометричная, несколько округлая. Значительно реже отмечаются более крупные, до 0,8 – 1,0 мм, зерна магнетита с включением мелких пластинчатых и каплевидных зерен ильменита. Последние сохранились в магнетите как реликты неполной перекристаллизации зерен титаномагнетита.

Средний минералогический состав этих руд, по данным подсчета в полированных шлифах (в объемных %): магнетит – 55,2, ильменит – 35,1, нерудные минералы – 9,7 (Соколов, 1972).

**Густовкрапленные ильменит-магнетитовые и магнетит-вашингтонитовые руды** содержат в своем составе от 30 до 80 % рудных минералов (магнетита, гематита, ильменита) и в зависимости от минералогического состава рудной части подразделяются на две разновидности: ильменит-магнетитовые и магнетит-вашингтонитовые. Ильменит-магнетитовые руды залегают обычно в центральных частях рудных тел с густовкрапленным оруденением и связаны постепенными переходами с магнетит-вашингтонитовыми рудами.

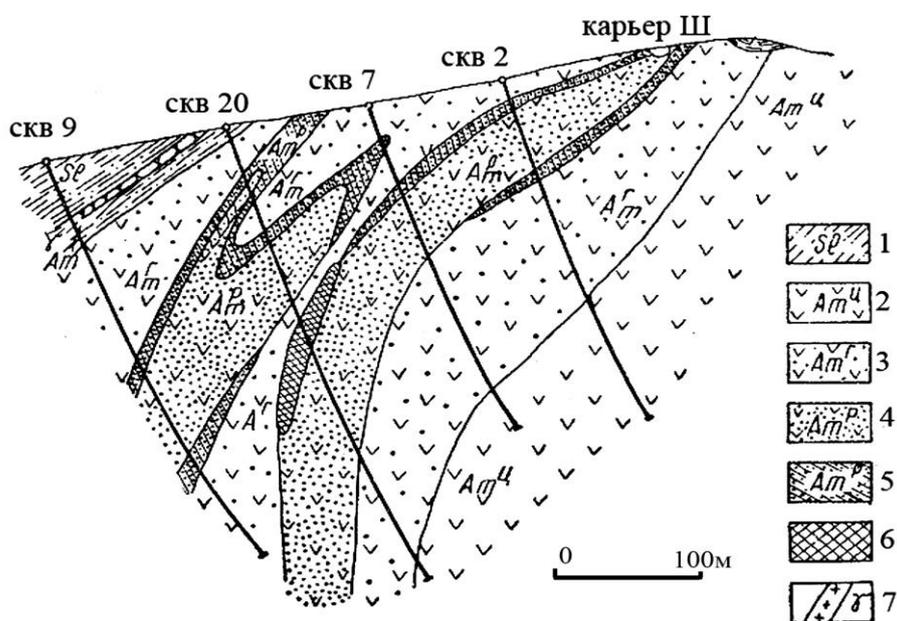


Рис. 87. Геологический разрез через Куртинское месторождение (Соколов, 1972):

1 – гранат-слюдяно-кварцевые сланцы; 2 – цоизитовые амфиболиты; 3 – гранатые амфиболиты (редковкрапленные) ильменитовые руды; 4 – рудные амфиболиты (густовкрапленные) ильменит-магнетитовые руды; 5 – рудные амфиболиты (густовкрапленные) магнетит-вашингтонитовые руды; 6 – сплошные ильменит-магнетитовые руды; 7 – жильные плагиограниты

Магнетит в этих рудах имеет размер зерен от 0,05 до 1,0 мм. По размерам и взаимоотношению с ильменитом их можно разделить на две группы. Зерна магнетита, поперечник которых не превышает 0,2 – 0,3 мм, обычно не содержат включений ильменита. Они имеют изометричную, иногда полигональную, форму. Зерна магнетита, размер которых превышает 0,3 мм, содержат включения ильменита округлой или пластинчатой формы (Соколов, 1972).

Ильменит в этой разновидности густовкрапленных руд представлен тремя типами зерен. Зерна первого типа имеют изометричную несколько округлую форму, размер их от 0,03 до 0,3 мм. Они располагаются группами или цепочками между индивидами магнетита и имеют округлую, часто несколько вытянутую форму и размеры не более 0,1 – 0,2 мм. К третьему типу относятся зерна ильменита, которые заключены в магнетите и имеют форму тонких пластинок. С магнетитом они образуют решетчатую структуру распада твердого раствора. Толщина отдельных пластинок ильменита составляет 0,01 – 0,005 мм. Эти три типа зерен ильменита фиксируют все стадии собирательной перекристаллизации титаномагнетитовых руд.

Магнетит-вашингтонитовые руды составляют 48 % от количества густо-вкрапленных руд. Они залегают в краевых частях и на выклинивании крупных рудных тел. Гематит и ильменит в магнетит-вашингтонитовых рудах встречаются всегда совместно и образуют пертитоподобные сростания, известные под названием «вашингтонит» (Warren, 1918; Lacroix, 1922; Винчел, 1949). Вашингтонит образуется в результате распада твердого раствора ильменита и гематита.

Сульфиды представлены редкой вкрапленностью пирротина, пирита, халькопирита и борнита. Иногда пирротин, пирит и халькопирит образуют тонкие прожилки мощностью 1 – 2 см.

Главные нерудные минералы представлены амфиболом, моноклинным пироксеном и апатитом. Изредка наблюдается гранат в виде небольших шпиров и прожилков в руде. Около прожилков и шпиров граната в ильмените появляется эмульсионная вкрапленность гематита (Соколов, 1972).

В сплошных ильменит-магнетитовых рудах, по данным химических анализов штучных проб, содержание двуокиси титана колеблется от 15,78 до 18,49 % и железа – от 51,6 до 59,7 %. Сравнение с химическим составом руд Кусинского месторождения показывает, что они близки между собой. Отмечается различие в содержании пятиокиси ванадия (0,54 % для руд Кусинского и 0,06 % для руд Куртинского месторождений). В густовкрапленных ильменит-магнетитовых и магнетит-вашингтонитовых рудах, по данным химических анализов штучных проб, содержание двуокиси титана колеблется от 3,5 до 20,6 %, железа – от 29,8 до 39,8 % и пятиокиси ванадия – от следов до 0,31 % (Соколов, 1972).

Во всех типах руд отношение содержания титана к железу составляет 0,11 – 0,23. Такое высокое отношение между этими элементами характерно для месторождений титана кусинского типа (Мальшев и др., 1934; Пантелеев, 1938) и вообще для древних сильно метаморфизованных основных пород Урала (Вертушков, 1957; Соколов, 1972). Вмещающие породы претерпели высокотемпературный метаморфизм амфиболитовой фации. Ультрамафиты превращены в цоизитовые, гранатовые и плагиоклазовые амфиболиты, вмещающие их гнейсы и кристаллические сланцы представлены ставролит-гранат-биотитовыми разностями, претерпевшими кислотное выщелачивание с образованием мусковит-кварцевых сланцев и кварцитов с кианитом и хлоритоидом. С метаморфизмом во вмещающих породах происходит собирательная перекристаллизация куртинских руд.

В геологическом строении месторождения принимают участие также лейкократовые жильные граниты, плагиограниты и мигматиты чувовского комплекса, которые образуют секущие пластовые тела, жилы и прожилки мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров (Соколов, 1972). С метаморфизмом и плагиогранитами связано образование واشингтонитовых руд за счет ильменит-магнетитовых и титаномагнетитовых руд. Ксенолиты руд в жильных гранитоидах имеют магнетит-вашингтонитовый или واشингтонитовый состав, при этом нерудные минералы обычно представлены сильно биотитизированной роговой обманкой.

В гранате и роговой обманке амфиболитов можно наблюдать реликты зерен титаномагнетита (решеточки из тонких пластинок ильменита), которые свидетельствуют о том, что в исходных породах вкрапленность рудных минералов была представлена зернами

титаномагнетита. Местами во время коллизии (высокобарические условия) отмечается частичная рутилизация ильменита – вокруг крупных зерен ильменита образуются тонкие каемочки рутила, а мелкие зерна ильменита нацело замещаются рутилом. Позднее по ильмениту и рутилу развивается метасоматический титанит, который в виде тонких каемок наблюдается вокруг зерен этих минералов.

Образование продуктов высокотитанистых титаномагнетитовых систем завершало высокотемпературные метаморфические преобразования уфалейского комплекса на уровне низов гранулитовой, амфиболитовой фаций при давлении 6-9 кбар и температуре 750-900 °С (Кейльман, 1974; Мельников, 1976). Становление габброидных интрузий рифейского рифтогенного этапа (кусинский тип), по материалам В. Г. Фоминых (1979) и Б. Г. Ферштатера (2001), происходило при высоком водном давлении  $P = 6-8$  кбар, температуре 825-960 °С и высокой летучести кислорода, при максимально высокой активности хлора в составе флюидов (Бочарникова и др., 2005). Апатиты габбро-норитов высокотитанистых титаномагнетитовых месторождений кусинского типа характеризуются относительно высокими содержаниями Cl (1,4-1,9 %) и пониженным F (0,14-0,38 %), а также повышенным Cl/F отношением (4,6-10,7 %). Это свидетельствует о формировании ильменит-титаномагнетитовых руд в маловодных условиях, характеризующих высокотемпературные магматические процессы (Холоднов и др., 2004; 2006).

Новые изотопные исследования существенно уточнили время формирования габбро и гранитоидов. Sm-Nd возраст амфиболового габбро и габбро-норитов Кусинского массива составляет  $1388 \pm 63$  млн лет;  $Nd/Nd_i = 0,510722$  (Холоднов и др., 2006). Возраст цирконов из Копанского габбро и гранита Рябиновского массива равен  $1385 \pm 25$  и  $1386 \pm 34$  млн лет, соответственно (Краснобаев и др., 2006), что точно совпадает с Sm-Nd датировкой.

#### 4.2. Минерагения рифейских метагипербазитов

С метагипербазитами рифейских офиолитовых серий связаны мелкие месторождения и проявления хромитов в виде вкрапленных и массивных руд, антофиллитовой минерализации в Иткульском, Вязовском, Каганском, Острогорском массивах, но более известно золотое оруденение, представленное магнетитовыми прожилками и «змеевичными жилами» с самородным золотом в антигоритовых серпентинитах Южного Урала («Золотая гора», Каганское и Кировское месторождения золота). Промышленно интересная золотая минерализация фиксируется в зонах интенсивного рассланцевания и изменения антигоритовых серпентинитов. Особенностью золотооруденения этого типа является высокое содержание меди (до 30 мас.%) и ртути (до 1,2 мас.%).

Рифейские рифтогенные зоны характеризуются наличием в них альпинотипных ультрабазитов [Варлаков, 1995; Огородников и др., 2006]. В пределах Ильменогорского и Уфалейского метаморфических блоков выделяется *каганский комплекс* ультрабазитов и габброидов, представленный Каганским, Шилейским, Генераловским, Косогорским, гора Высокая, гора Острая и др. Согласно легенде Южно-Уральской серии, этот комплекс датируется средним рифеем. В строении массивов принимают участие антигоритовые серпентиниты, оливин-антигоритовые, оливин-тальковые, актинолит-тремолитовые и другие породы.

Характерной особенностью указанных гипербазитов является многообразие протекавших в них минеральных преобразований. Выявляется региональная метаморфическая зональность, которая проявляется в закономерной смене в гипербазитах минеральных ассоциаций в зависимости от общей метаморфической зональности в пределах всего гнейсового комплекса.

Центральная часть тел гипербазитов, так называемое «ядро», чаще всего представлено оливин-пироксеновыми, серпентинизированными породами. Оливин

содержится в породе в количествах от 20 до 50 %, образуя овальные и изометричные, изредка удлинённые зерна среди кристаллов пироксена. Для оливина характерны  $n_g = 1,670-1,674$ ,  $n_r = 1,638-1,640$ ;  $2V$  от  $+70$  до  $-70^\circ$ . Пироксен содержится в породе в количествах от 10 до 60 %, имеет таблитчатую форму,  $n_g = 1,669-1,672$ ;  $n_r = 1,658-1,660$ ;  $2V$  от  $+60$  до  $-70^\circ$  (Кейльман, 1974). Зона серпентинитов, представленная хризотилowymi разностями, имеет площадное распространение. Серпентинизированные ультрабазиты сильно брекчированы, меланжированы, смяты, рассланцованы и метаморфизованы. Серпентинизация оливин-энстатитовых пород начинается с образования тонких прожилков, развивающихся по извилистым трещинам в зернах оливина и по спайности пироксена.

Хризотилowe серпентиниты в значительной степени деформированы, оталькованы, карбонатизированы и превращены в тальковые, тальк-карбонатные, тальк-актинолитовые, актинолитовые породы. Серпентин представлен в основном хризотилом (55-70 %), в меньшем количестве присутствует антигорит (5-20 %), серпофит (5-10 %), магнетит (1-5 %).

Зона антофиллитовых пород в основном накладывается на предыдущую, несколько выходя за ее пределы. Зона актинолитовых пород образует небольшие линзовидные тела в краевых частях массивов гипербазитов. Эти зоны, как правило, занимают периферические части тел измененных гипербазитов или представляют самостоятельные тела удлинённой, линзовидной формы. Породы содержат антофиллит от 5 до 80 %, тальк от 10 до 75 %, карбонат до 50 %, антигорит до 5 %, актинолит до 10 %, хлорит до 20 %, магнетит до 2-3 %. Антофиллит имеет форму удлинённо-таблитчатых, лучистых и игольчатых кристаллов (рис. 88), часто собранных в пучковатые и звездчатые агрегаты. Оптические свойства минерала относительно постоянны:  $n_g = 1,631-1,637$ ;  $n_r = 1,607-1,612$ ;  $cNg = 0-3^\circ$ ;  $2V$  от  $+80$  до  $-65^\circ$ . Устанавливается развитие антофиллита по энстатиту, тальку и раннему карбонату. Актинoлит наблюдается обычно близ контактов гипербазитов с вмещающими породами, образуя идиоморфные, лучистые агрегаты



Рис. 88. Лучистый антофиллит в тальк-карбонатных породах по серпентинитам, г. Острая (Уфалейский комплекс)

Зона тальковых, тальк-хлоритовых и тальк-карбонатных пород выделяется в зонах дробления внутри массивов, наибольшего развития она достигает во внешних частях массивов. Мощность каждой из перечисленных зон составляет от 1-2 м до нескольких десятков метров.

Процессы оталькования и карбонатизации носят, по-видимому, регионально-метаморфический характер. Опробование этих регионально распространенных метасоматитов показало, что они несут лишь следы золота (0,006-0,016 г/т).

Последующие метасоматические преобразования выражаются в перекристаллизации серпентинита в крупночешуйчатый «лучистый» антигорит, который накладывается на более ранние метаморфические тальк-карбонатные парагенезисы, замещая карбонат и тальк (рис. 89).

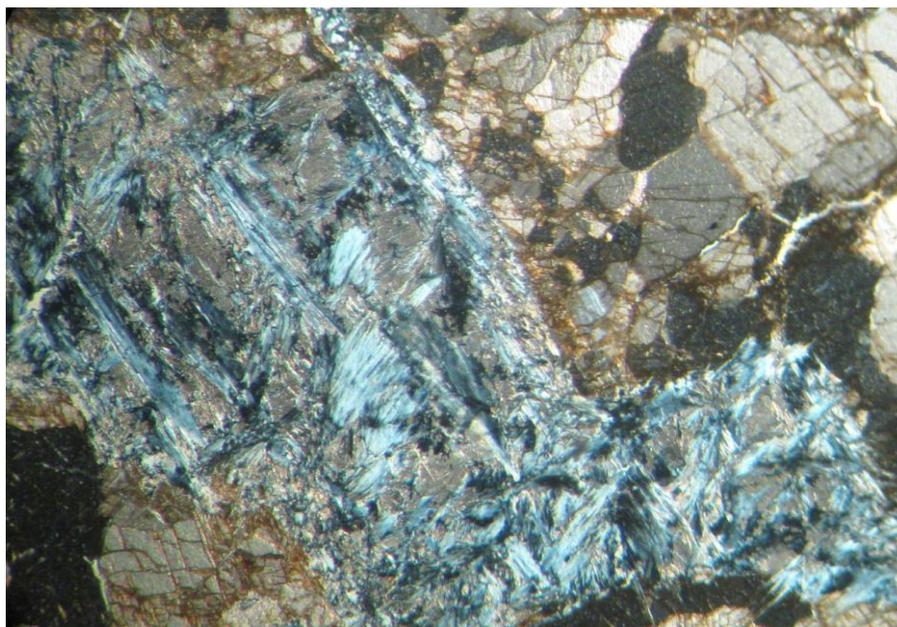


Рис. 89. Развитие лучистого антигорита по тальк-карбонатной породе. Шлиф КИР-13, увел. 40X, с анализатором

Процесс антигоритизации сопровождается выделением магнетита в виде вкрапленности мелких кристалликов или шнуроподобных, массивных скоплений. В тектонически активных зонах наблюдается образование антигорит-асбестовых прожилков, «змеевичных жил» мощностью 0,5-5,0 см, редко до 12 см (рис. 90). Антигоритизация ультрабазитов сопровождается привнесом золота (Сазонов, 1984), которое в зонах максимальной трансформации ультрабазитов (образование магнетит-антигоритового парагенезиса) расходуется на образование преимущественно самородного золота, ассоциирующего с магнетитом (Каганское месторождение). Руда кроме магнетита и самородного золота (содержащего медь до 31,0 мас.% и ртути до 1,27 мас.%) включает халькопирит, борнит, пентландит, пирротин (Огородников, 1993; Месторождения..., 2001).

На контакте с антигоритовыми серпентинитами наблюдается развитие достаточно мощных зон амфибола тремолит-актинолитового ряда (рис. 91). Мощность этих зон достигает нескольких метров и протяженностью до 40-50 м, опробование их на Кировском месторождении показало повышенное содержание золота от следов до 0,8 г/т.

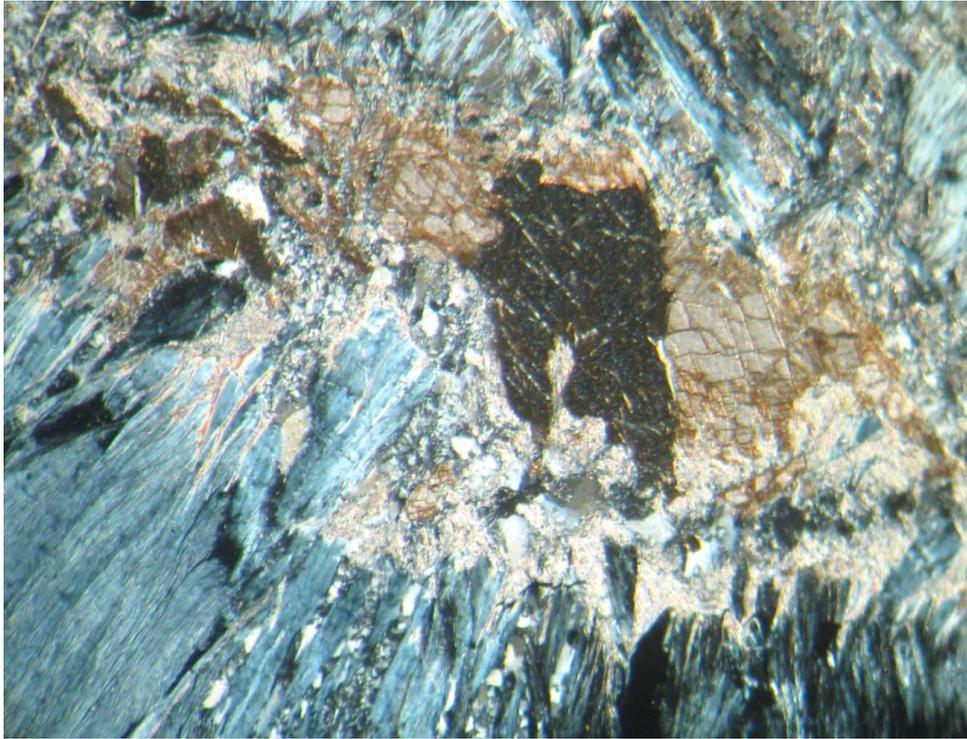


Рис. 90. Антигоритовая «змеевичная жила» в тальк-карбонатных породах. Черное — магнетит. Шлиф КИР-8, увел. 40X, с анализатором



Рис. 91. Гигантокристаллический актинолит в тальк-карбонатных породах, г. Острая (Уфалейский комплекс)

В зонах рассланцевания наблюдается образование хлоритовых и тальк-хлоритовых метасоматитов. Хлоритолиты представлены мелкочешуйчатым пеннином, который в отдельных зонах был перекристаллизован в крупночешуйчатый клинохлор (Огородников, 1993). В талькитах наблюдаются зоны развития крупночешуйчатого талька. Опробование хлоритовых разностей показывает их высокую золотоносность в пределах 0,2-4,4 г/т.

Золото находится вместе с антигоритом, тальком, клинохлором, пеннином, тремолит-актинолитом, реже с карбонатом, магнетитом, халькозином, никелином. Золото самородное, неправильной формы, в виде пластинок, чешуек на пластинках талька, хлорита или среди асбестовых волокон. Размер золотинок от 0,1 до 1-2 мм. По описанию на Кировском месторождении встречалось золото размером до 1 см в виде капель на плоскостях сланцеватости (Переляев, 1948). Распределение золота неравномерное, кустовое, приурочено к раздувам. Содержание золота колеблется от «следов» до 50,9 г/т (Огородников, 1993; Месторождения..., 2001).

Наиболее мощная рудоносная зона рассланцевания и развития вышеописанных метасоматитов прослеживается в осевой части массива в северо-восточном направлении с падением на восток под углом 40°, имеет характер сброса и образуется как реакция на субширотное сжатие и подвижку по субмеридиональному надвику (рис. 92).

Вторая зона рассланцевания образуется как оперяющая, имеющая характер сбросо-сдвига с северо-западным простиранием и более крутым падением на юг. Аналогичные зоны рассланцевания такой же ориентировки выявлены южнее Кировского месторождения и восточнее в 8 км, в Березняковском проявлении.

Разработка зон рассланцевания, «змеевичных жил» производилась в довоенное время (Клевцов, 1946-ф; Переляев, 1948). Длина «жил» колеблется от 150 до 250 м при мощности 0,02 до 0,8 м. Наиболее значительная из них «жила № 1», разведана по простиранию дудками и глубокими шурфами до 55 м, тремя скважинами подсечена на глубине 90 м. Месторождение осталось не выработанным полностью из-за неблагоприятных гидрогеологических условий.

Золото в этих жилах самородное, неправильной формы, в виде пластинок, чешуек на пластинках талька, хлорита или среди иголок и пустоток в хризотил-асбестовых прожилках. Размер золотинок от 0,1 до 1-2 мм. По описанию при разведке встречалось золото размером до 1 см в виде капель на плоскостях сланцеватости (Переляев, 1948). Распределение золота неравномерное, кустовое, приурочено к раздувам или к местам перехода от раздувов к пережигам жильного тела. По данным отчетов содержание золота колеблется от следов до 20,8 г/т, реже до 60 г/т, в среднем 10 г/т (Клевцов, 1946-ф; Антохина, 1960-ф).

По нашим данным (Огородников, 1993), содержание золота в отвалах горных выработок в метасоматитах и «змеевичных жилах» колеблется от следов до 50,9 г/т, что подтверждает ранее полученные результаты. Изучение золотин с Кировского месторождения проводилось В. В. Мурзиным (ИГиГ УрО РАН) на рентгеноспектральном микроанализаторе УХА-5, их состав приведен в табл. 8. Сканированием установлено, что распределение золота, серебра, меди неравномерное. Дополнительный анализ золотин на лазерном микроанализаторе КМА-10 показал содержание примесей в золоте Кировского месторождения (табл. 9).

Как видно из анализов, золото на Кировском месторождении высокопробное – 920. По данным А. П. Переляева (1948), пробность золота в рудных жилах при отработке была в среднем 820. Опробование метасоматических пород Кировского месторождения выявило также две группы проб – с высокопробным золотом (серебро – до 0,05) и сереброносным, с отношением золото-серебро 6 : 1 – 1 : 10.

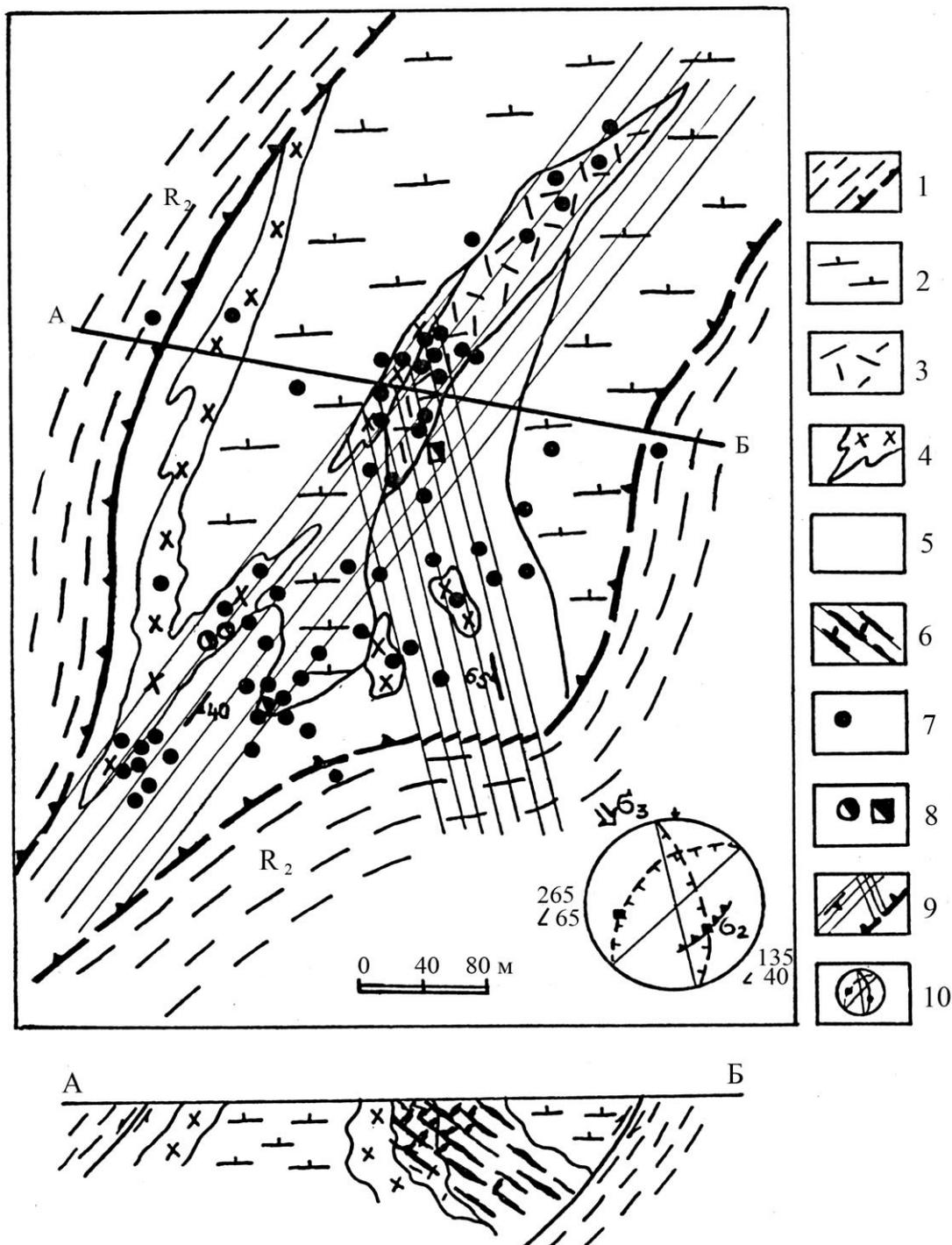


Рис. 92. Положение «змеевичных жил» в метасоматической зональности Кировского золоторудного месторождения. По (Огородников, 1993):

1 – графито-кремнистые сланцы (R<sub>2</sub>); 2 – антигоритовые серпентиниты; 3-5 – метасоматиты: амфиболового (3), хлоритового и тальк-хлоритового (4), талькового и тальк-карбонатного (5) составов; 6 – «змеевичные жилы» в зонах рассланцевания; 7 – места опробования на золото; 8 – горные выработки (дудки, шурфы); 9 – надвиг и сопряженное с ним рассланцевание; 10 – структурная схема формирования зон рассланцевания

Таблица 8

## Состав золота Кировского месторождения (%)

| Номера золотин | Au    | Ag   | Cu   | Сумма  |
|----------------|-------|------|------|--------|
| Кр-21-1*       | 91,00 | 7,60 | 0,27 | 98,87  |
| Кр-21-2        | 89,60 | 8,00 | 0,37 | 97,97  |
| Кр-46-1        | 91,29 | 7,53 | 0,26 | 99,06  |
| Кр-46-2        | 91,36 | 7,56 | 0,24 | 99,16  |
| Кр-46-3        | 90,73 | 7,67 | 0,27 | 98,69  |
| Кр-46-4        | 90,94 | 7,48 | 0,42 | 98,84  |
| Кр-46-5        | 91,21 | 7,33 | 0,29 | 98,87  |
| Кр-46-6        | 91,66 | 7,82 | 0,18 | 99,66  |
| Кр-46-7        | 92,36 | 7,64 | 0,26 | 100,26 |
| Кр-46-8        | 92,10 | 7,65 | 0,23 | 99,98  |

\* Образец Кр-21 – выделение самородного золота размером 0,5 – 0,8 мм в хризотил-асбестовой жиле; Кр-46 – выделение самородного золота в тальк-карбонатной породе размером до 1 мм, комковидное, часто в бурой рубашке.

Таблица 9

## Содержание примесей в золоте Кировского месторождения (%)

| Номера золотин | Pb    | Ni    | Fe   | Cu   | Si  | Al     |
|----------------|-------|-------|------|------|-----|--------|
| Кр-46-1        | 0,002 | 0,1   | 0,2  | 0,03 | 3   | 0,2    |
| Кр-46-2        | -     | 0,005 | 0,05 | 0,05 | 0,3 | 0,01   |
| Кр-46-3        | 0,003 | 0,001 | 0,05 | 0,1  | 0,3 | 0,02   |
| Кр-46-4        | -     | 0,02  | 0,3  | 0,1  | 0,5 | 0,05   |
| Кр-46-5        | -     | 0,005 | 0,03 | 0,05 | 3   | 0,003  |
| Кр-46-6        | 0,003 | 0,001 | 0,05 | 0,01 | 1   | 0,0008 |

Примечание. Sn, Bi, Pt, Pd, Hg, Sb не обнаружены.

Обусловлено это последовательным развитием метасоматических преобразований при образовании рудных тел. На ранней стадии рудообразования (сопряжено с антигоритизацией, так называемые «змеевичные жилы», золото тесно связано с магнетитом), при относительно высокой температуре 390-430 °С, образуется низкопробное (сереброносное, медистое) золото. На поздней стадии (240-160 °С), в связи с развитием талькитов, хлоритолитов и тальк-хлоритовых метасоматитов, образовалось высокопробное золото, включая и высокопробные каймы у зерен низкопробного золота (рис. 93).

К северу от Кировского месторождения известны старательские прииски. По данным Заварицкого (1926), на Успенском рудопроявлении обрабатывались тальковые породы в пределах небольшого серпентинитового массива в контакте с вмещающими сланцами. Содержание золота в хризотил-асбестовых прожилках 0,6-1,5 г/т.

Более крупное Фамбуловское месторождение, по масштабам сопоставимое с Кировским, расположено в южном обрамлении Сысертско-Ильменогорского гнейсово-мигматитового комплекса и приурочено к Филимоновскому региональному разлому, в зоне развития которого расположены крупные тела антигоритовых серпентинитов, в частности, г. Листвяной. На северо-восточном склоне горы расположена тектоническая зона с золотосульфидной минерализацией, давшая начало Чашковской и Филимоновской россыпям. Оруденение, как и на Кировском месторождении, связано с зоной рассланцованных

метасоматитов, представленных тальковыми, тальк-карбонатными, актинолитовыми и хлоритовыми разновидностями. В тальковых метасоматитах золото содержится до 4,5 г/т. В прожилках актинолита распределение золота крайне неравномерное - от 1,0 до 71,6 г/т, в хлоритовых метасоматитах - 0,7-3,3 г/т.

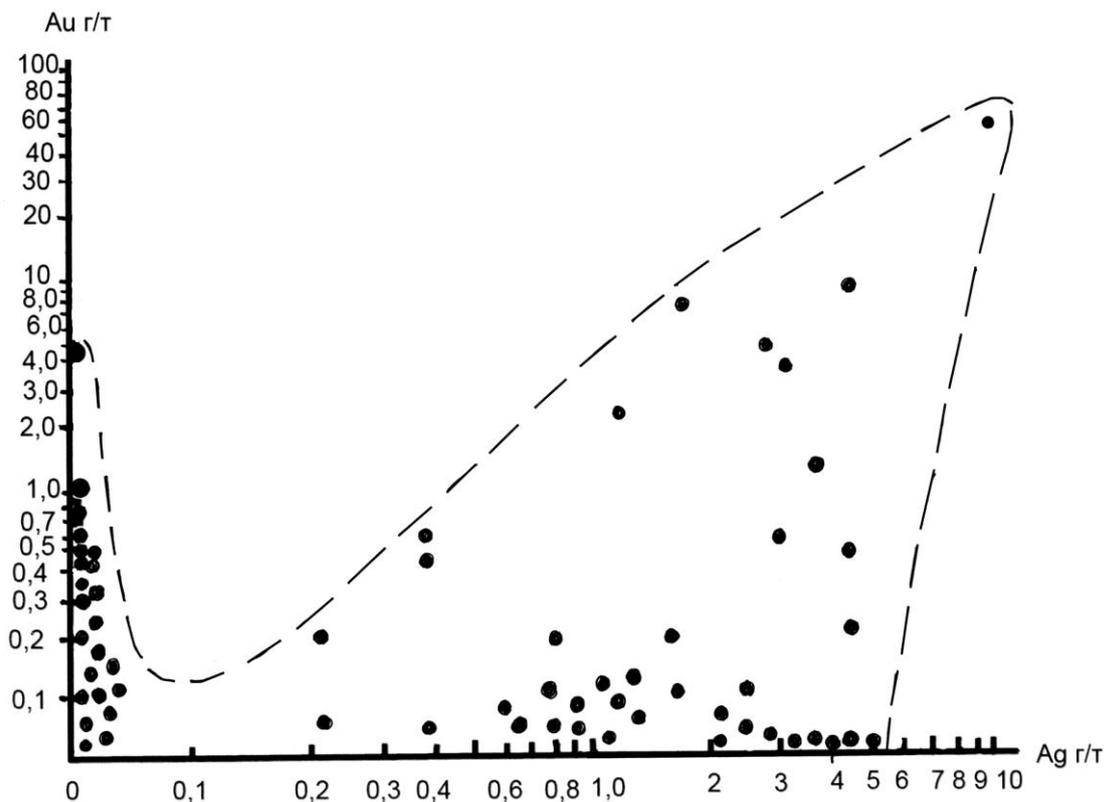


Рис. 93. Диаграмма соотношения золота и серебра в метасоматитах Кировского золоторудного месторождения в серпентинитах

В обрамлении Сысертско-Ильменогорского метаморфического комплекса в породах сайтовской свиты картируется Каганский массив антигоритовых серпентинитов, вмещающий аналогичное золоторудное месторождение (рис. 94). Длина массива достигает 12 км при ширине 2-3 км. Он претерпел двухэтапный метаморфизм: в ранний (500-700 млн лет) ультрабазиты были серпентинизированы (наиболее широко и интенсивно проявилась антигоритизация), в поздний (435-465 млн лет) серпентинизированные ультрабазиты были трансформированы в тальк- и антофиллитсодержащие породы (Месторождения..., 2001).

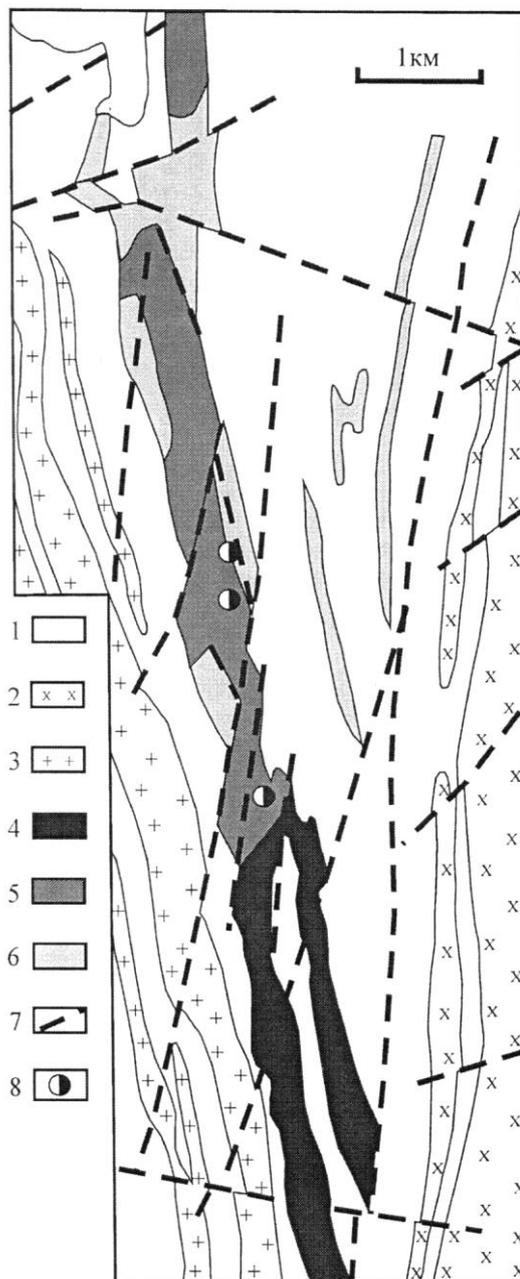
**Каганское месторождение** золото-сульфидно-магнетитовых руд представлено массивными и прожилково-шшировыми магнетитовыми рудами, содержащими 2-3 % сульфидов и приуроченными к тектонической зоне, протягивающейся вдоль восточного контакта северной части массива на расстояние до 2 км. Линзы магнетита длиной до 5-6 м и мощностью до 0,2 м располагаются цепочками вдоль тектонической зоны и быстро выклиниваются. Руды залегают в хризотилловых петельчатых серпентинитах, насыщенных тонким магнетитом. В непосредственном контакте с рудой в нем появляются пятна и прожилки антигорита с крупным магнетитом, тальком, хлоритом, амфиболом.

По данным пробирного анализа, содержание золота в руде при эксплуатации составляло 0,2-1,2 г/т и резко возрастало в участках с видимым золотом (Левин и др., 1995; Мурзин, Варламов, 2013). Руда, кроме магнетита и самородного золота, содержит (по данным В. В. Мурзина, до 31,0 мас. % меди и до 1,27 мас. % ртути), включает халькопирит, борнит, пентландит, пирротин.

По данным химико-спектрального анализа частных проб, кроме золота в руде обнаруживается Pd (до 770 мг/т) и Pt (до 20 мг/т), а содержание Rh, Ir, Os и Ru не превышает 10-20 мг/т (Мурзин, Варламов, 2006).

Рис. 94. Геологическое строение района Каганского золоторудного месторождения (по А. С. Варлаков и др., 1995, с упрощениями по В. В. Мурзину и др., 2013):

1 – метаморфические породы обрамления (игишская, сайтовская, аракульская и вишневогорская толщи): кварциты, плагиосланцы, амфиболиты, гнейсы; 2 – сиениты, миаскиты; 3 – граниты; 4 – тальк-оливиновые и оливин-антигоритовые породы; 5 – антигоритовые породы; 6 – карбонатные породы; 7 – разрывные тектонические нарушения; 8 – проявления золото-магнетитовых руд



Аналогичные серпентинитовые массивы широко проявлены в породах обрамления гнейсовых блоков Кочкарского и Адамовского метаморфических комплексов. Специальных исследований на обнаружение золота в этих метасоматически измененных серпентинитах не проводилось, но широкое развитие тел антигоритовых серпентинитов, превращенных в актинолит-тремолитовые, тальковые и хлоритолитовые метасоматиты в шовных зонах, предполагает наличие такого оруденения. Тем более, что местами в указанных районах известны старательские работы на россыпное золото.

## **Глава 5. ДОКЕМБРИЙСКИЕ ГРАНИТНЫЕ ПЕГМАТИТЫ, КАРБОНАТИТЫ И ГИДРОТЕРМАЛИТЫ УФАЛЕЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА – ОБЪЕКТЫ ПОЛИГЕННОГО И ПОЛИХРОННОГО ОРУДЕНЕНИЯ**

Наши знания о генезисе и закономерностях размещения эндогенных месторождений в последнее время расширяются и углубляются особенно быстрыми темпами. Это связано прежде всего не столько с увеличением объема геолого-разведочных работ (наоборот, наблюдается резкое снижение объемов), а с резко возросшим научным уровнем минералого-геологических исследований природных объектов. Кроме того, существенное значение имеет применение точных методов в геологии, в особенности расширение и совершенствование методов исследования вещества. Наконец, важным фактором являются возросшие запросы промышленности в отношении как количества, так и качества минерального сырья.

Гранитные пегматиты – специфическая, во многих отношениях уникальная группа геологических образований, не имеющая в природе прямых аналогов. В пегматитах тесно сочетаются характерные черты горных пород и руд. Как горные породы они изучаются петрографией, как промышленные источники различных видов минерального сырья рассматриваются в учении о месторождениях полезных ископаемых. Но какая бы ветвь геологических наук ни занималась пегматитами, в методическом плане подход к ним остается односторонним - преимущественно минералого-геохимическим.

Исследователей всегда интересовал в первую очередь минеральный состав пегматитов, что вполне естественно, поскольку именно особенности вещественного состава определяют практическую значимость пегматитов (Гинзбург и др., 1979).

Такое положение пегматитов в значительной мере обусловлено крупными и даже гигантскими размерами минеральных индивидов, образующих эту своеобразную породу. Именно по этой причине пегматиты могут служить моделью процессов эндогенного минерало- и рудообразования, так как эти процессы проявлены здесь исключительно наглядно.

Действительно, благодаря присутствию в них крупных, красивых и, главное, легкоизвлекаемых кристаллов многих ценных минералов, пегматиты уже на ранних этапах развития человечества привлекали к себе пристальное внимание как доступные для разработки месторождения листовой слюды, драгоценных камней, горного хрусталя, флюорита, полевого шпата для изготовления фарфора и т. д. Изучение пегматитов началось много веков назад, однако подлинно научный характер оно приобрело лишь в XX столетии, когда выяснилось важное практическое значение пегматитов как источника полезных ископаемых, причем из-за большого размера минеральных индивидов в орбиту промышленного использования вовлекаются не только редкие минералы, но и главные породообразующие (полевые шпаты, кварц и мусковит). Весьма характерна хорошо выраженная индивидуализация полезных компонентов, что облегчает задачу освобождения их от посторонних примесей. В пегматитах, например, встречаются крупные обособления урановых минералов (руд). И хотя как источник урана пегматиты сейчас ценности не представляют, уместно напомнить, что первые десятки урановой руды, необходимые для атомной техники, у нас в Союзе были добыты из пегматитов Северной Карелии (Руденко, 1972).

В XX столетии пегматиты являлись важным источником керамического сырья, единственным источником слюды — мусковита, главным поставщиком лития, рубидия и цезия, поставщиком руд бериллия, ниобия и тантала, добывалось пьезооптическое сырье — кварц и флюорит, в меньшей степени редких земель, особенно иттриевой группы, скандия, урана. Наконец, следует отметить, что пегматиты сыграли немалую роль в истории развития культуры камня. Именно из пегматитов издавна извлекали топазы, изумруды, аквамарины, полихромные турмалины, амазонит, письменный гранит и другие ювелирные и поделочные

камни.

Понятие «пегматит» со времени введения в научную терминологию существенно трансформировалось. Термин «пегматит» ввел в литературу в начале XIX века Р. Ж. Гаюи для обозначения графических кварц-полевошпатовых прорастаний («письменного гранита»). Однако вскоре геологами был осознан тот факт, что графические прорастания лишь в отдельных случаях образуют самостоятельные тела. Обычно же они генетически тесно связаны с рядом других агрегатов, образующихся совместно с графическими, как жильные продукты кристаллизации гранитов. Эти образования в середине XIX века А. Далесс и К. Науман назвали «пегматитами», включая в них в качестве составной части «письменные граниты» (Косухин и др., 1984).

Обращаясь к истории изучения пегматитов, без преувеличения можно сказать, что передовая роль в этом отношении несомненно принадлежит отечественной, и при том советской, геологической науке. Первым здесь следует назвать имя А. Е. Ферсмана, который вместе со своими учениками и последователями (К. А. Власовым, А. И. Гинзбургом, Н. П. Ермаковым, А. А. Беусом и др.) проделал огромную работу по изучению минералогии пегматитов почти всех районов СССР, способствовал вовлечению пегматитов в орбиту широкого промышленного использования и создал оригинальную теорию генезиса пегматитов, которая в течение длительного времени господствовала среди советских геологов и достаточно популярна еще и в настоящее время.

Пегматитовым процессом в гранитных магмах А. Е. Ферсман (1960) считал их конечную, остаточную кристаллизацию, начиная с высокотемпературной аплитовой фазы и кончая последними выделениями гидротермальных геофаз, т. е. в интервале наиболее вероятных температур 800-50 °С. «Гранитным пегматитом мы называем жильное тело, в своей основе связанное с магматическим гранитным остатком, главная часть кристаллизации которого лежит в пределах 700-350 °С и которое характеризуется сходством минеральных основных частей с материнской породой, значительной величиной кристаллических индивидуумов, большей или меньшей одновременностью кристаллизации, повышенным содержанием некоторых определенных летучих и подвижных компонентов, а также накоплением рассеянных элементов остаточного расплава» (Ферсман, 1960). Процесс кристаллизации этой остаточной магмы он и предложил назвать пегматитовым, а пегматиты определил как «такие жильные или миароловые заполнения, которые связаны с кристаллизацией магматических остатков, при условии их пространственного разобщения с материнской породой» (Ферсман, 1960). Среди таких обособленных продуктов он различал шлиры (прототектониты), продукты монокристаллизации (ортотектониты) и пегматиты (эвтектиты). Ортотектониты, в отличие от пегматитов, имеют состав материнских пород (без минералов, содержащих летучие компоненты) и однородное сложение (без зональности, пустот), хотя существуют переходные разновидности ортотектитов, близкие к типичным недифференцированным пегматитам.

Наблюдая закономерную последовательность в формировании структурных типов ранних агрегатов (аплиты, графические пегматиты, пегматоидные образования и т. д.) и определенную последовательность в кристаллизации поздних гидротермальных минералов, А. Е. Ферсман пришел к выводу о замкнутости пегматитового процесса и наметил ряд его этапов, разделив их, с учетом парагенетических и геохимических особенностей, на несколько геофаз. Так как становление пегматитов он вполне резонно связывает с процессами остывания пегматитовых магм, а любой пегматит проходил все стадии постепенного охлаждения во всех без исключения случаях, независимо от геологической ситуации их нахождения, главным фактором, который определяет ход пегматитового процесса, А. Е. Ферсман считал температуру. Влиянию давления, концентрации флюидов в магматических расплавах он отводил второстепенную роль.

Однако с накоплением новых данных это первоначальное определение понятия «пегматит» претерпело изменение. Продолжая и развивая учение А. Е. Ферсмана о генезисе

пегматитов, К. А. Власов (1951, 1965) разработал новую теорию пегматитообразования, согласно которой пегматитовый расплав представляет собой часть магмы, обогащенную летучими компонентами и в том числе редкими элементами. Этот расплав-раствор возникает в апикальных частях магматических интрузий под воздействием эманационного фактора, обуславливающего накопление летучих соединений и редких элементов. Эти соединения, обладая большим запасом тепловой энергии, задерживают соответствующую часть магмы от ранней кристаллизации и способствуют формированию пегматитового расплава-раствора. Кристаллизация последнего в одних случаях происходит на месте обособления с образованием фаций пегматоидных гранитов или фациальных пегматитов. В других случаях, в процессе разрядки тектонических напряжений, пегматитовый расплав-раствор внедряется в трещины закристаллизованной части материнских гранитов или вмещающие породы, вследствие чего формируются фазовые пегматиты. В процессе становления пегматитовых тел главным фактором концентрации редких элементов является кристаллизационная дифференциация расплава-раствора, которая обуславливает направленный отжим незакристаллизованной части расплава к центральным частям тел. При этом редкие элементы как не входящие в кристаллические структуры главных минералов обогащают остаточную часть расплава.

В последующем было установлено, что некоторые пегматиты, считавшиеся ранее классическим примером тел, возникших в ходе фракционной кристаллизации так называемого «пегматитового расплава», в действительности были сформированы путем изменения (метаморфической перекристаллизации и метасоматоза) обычных магматических пород (Заварицкий, 1947; Коржинский, 1947; Никитин, 1968; Соколов и др., 1975 и др.). Таким образом, типичные пегматитовые тела со всеми свойственными им особенностями не являются продуктом непосредственной магматической кристаллизации, и прежнее содержание понятия «пегматит» (по А. Е. Ферсману, К. А. Власову) необходимо расширить. Главным фактором при образовании пегматитов является тесная связь с постмагматическими растворами, выделявшимися из материнских магматических очагов и преобразовывавшими уже твердые, вполне сформированные обычные магматические горные породы в пегматиты (Никитин, 1968).

С конца 50-х годов прошлого столетия в связи с детальным изучением процессов метаморфизма и зональности метаморфических комплексов были заложены геологические основы теории метаморфогенно-метасоматического происхождения ряда пегматитовых формаций (Великославинский и др., 1963; Соколов, 1970, 1981; Гинзбург, Родионов, 1960; Салье, 1973, 1975; Беломорский..., 1962; Мусковитовые пегматиты СССР, 1975; Гинзбург и др., 1979).

Необходимо указать, что в течение длительного периода пегматиты керамические, редкоземельные, слюдоносные, редкометальные и хрусталеносные изучались отдельно различными коллективами геологов, которые подходили к ним с точки зрения нахождения в них либо полевого шпата, мусковита, либо берилла, тантала, сподумена, уран-ториевых или редкоземельных минералов, либо пьезокварца или флюорита. Полученные при таком изучении выводы для одного типа пегматитов нередко распространялись на все пегматиты вообще. В связи с этим в литературе появилось много различных, зачастую противоречивых высказываний в отношении связи пегматитов с различными материнскими породами, залегания их среди разнообразных вмещающих пород, хода развития процессов пегматитообразования (Архангельская и др., 1964).

Впоследствии многие исследователи пегматитов стали называть практически любую гигантокристаллическую горную породу, по составу соответствующую обычным магматическим породам, но образованную самыми разнообразными путями.

По данным работы (Генезис..., 1968) под термином «пегматит» понимаются: «...тела, сложенные в основном гигантокристаллическими горными породами, валовый минеральный состав которых близок к составу обычных магматических пород и формирование которых

протекало в тесной связи с деятельностью магматических очагов, начиная с инъекции исходной магмы, ее кристаллизации, а потом со всеми дальнейшими процессами перекристаллизации и метасоматического изменения этого материала в собственно пегматитовые образования».

В настоящее время под пегматитом понимается разноминеральная, преимущественно крупноминеральная порода, залегающая в виде жил, линз, гнезд, штокообразных и других тел, главные минералы которых те же, что и материнская магматическая порода (Геологический словарь, 1973).

На наш взгляд, наиболее удачное определение пегматитов дали А. И. Гинзбург и др. (1979): «Пегматиты — это специфическая группа пород, образующих инъекционные жильные тела или шпирсы, состав которых приближается к анхизвектическому и обычно близок к составу поздних дифференциатов магматических комплексов или анатектических выплавов; им присуще неоднородное строение с тенденцией к проявлению зональности и развитию специфических структур минеральных агрегатов (графических, крупно- и гигантокристаллических и др.); они формируются в условиях умеренных и значительных глубин в широком температурном диапазоне, отвечающем концу магматического — началу гидротермального процесса, при высокой активности летучих и подвижных компонентов».

Различают пегматиты гранитные, щелочные, основные и другие. Гранитные пегматиты делятся на керамические, мусковитовые, редкоземельные, редкометалльные и миароловые (хрусталеносные).

Пегматиты могут быть связаны с магматическими или метаморфическими породами постепенными переходами (сингенетические, фациальные, шпирсы пегматиты) или носить инъекционный характер и иметь с ними резкие, рвущие интрузивные контакты (эпигенетические, фазовые, инъекционные, выжатые пегматиты). В тех случаях, когда наблюдается генетическая и пространственная связь пегматитов с магматическими комплексами, они в небольшом количестве появляются в связи с последними их интрузивными фазами, т. е. являются конечными дифференциатами этих комплексов. В пегматитах концентрируются те элементы, которые закономерно накапливаются в последовательно образующихся интрузивных фазах дифференцированных магматических комплексов. Другими словами, в пегматитах находит свое завершение геохимическая эволюция магматического очага, прослеживаемая в серии последовательных интрузивных фаз единого комплекса.

В теории и практике металлогенического анализа докембрия в настоящее время широко распространена концепция о геохимически специализированных металлогенических эпохах, циклах и мегациклах. Выделение металлогенических циклов в докембрийской истории земной коры является одной из ведущих проблем наук о Земле, а периодизация образования металлогенических формаций в эволюции развития земной коры в докембрии — суть один из аспектов периодизации геологических процессов и установления геохронологических рубежей. При этом предполагается, что каждой металлогенической эпохе свойственны и свои формационные типы оруденения, а главные периоды рудоотложения соответствуют рубежам между эпохами (Полканов, Герлинг, 1961; Билибина и др., 1978; Тугаринов, Войткевич, 1970; Салоп, 1973; Кратц и др., 1974; Добрецов, 1980; Смирнов, 1984; Основы металлогении..., 1984; Кулиш, 1990; Рундквист, 1995; Митрофанов и др., 2009 и др.).

Изучение метаморфизма докембрийских супракрустальных комплексов является одним из важных научных направлений в познании наиболее ранних этапов геологической эволюции нашей планеты. Перед исследователями истории развития метаморфических комплексов вообще, а раннедокембрийских в особенности, наиболее трудноразрешимой проблемой является установление возраста и последовательности проявлений процессов метаморфизма. Начальным звеном в ее изучении является выявление в региональном масштабе всей совокупности метаморфических процессов, во времени связанных с

формированием наиболее крупных подразделений докембрия – структурно-формационных комплексов.

Балтийский, или Фенноскандинавский, щит является одной из крупнейших обнаженных областей древнего фундамента Восточно-Европейской платформы, детально изученный во второй половине XX столетия геологами-докембристами (К. О. Кратц, Н. Г. Судовиков, А. А. Полканов, Л. Я. Харитонов, И. В. Бельков, В. А. Глебовицкий и др.), поэтому взят как наиболее представительный эталонный объект, с которым сопоставляются структурно-формационные комплексы Украинского щита, восточного обрамления Восточно-Европейской платформы (Урал) и комплексы Сибирской платформы и ее обрамления.

Обработка базы данных по крупным и суперкрупным месторождениям подтвердил ранее высказывающуюся идею о наличии циклически-поступательного тренда развития металлогении. В частности, установлено наличие четырех глобальных циклов металлогенической эволюции с точки зрения завершения процессов вблизи отметок 2,6, 1,8, 0,9, 0,2 млрд лет (Ткачев, 2009).

Гранитные пегматиты - одно из интереснейших образований земной коры, и они издавна служат объектом детальных исследований минералогов, геохимиков, петрологов, геологов-рудников. Пегматиты, сопутствуя гранитному магматизму, формируются на всем протяжении истории развития земной коры - от глубокого докембрия до кайнозоя. Благоприятны для геохронологических целей гранитные пегматиты также и всегда ясной своей геологической и структурно-тектонической позицией, однозначно определяющей возрастные соотношения с вмещающими комплексами и формациями. Гранитные пегматиты, независимо от их происхождения и механизма образования, всегда позднемагматические, заключающие интрузивный процесс. Они формируются на самых завершающих этапах. В каждом тектоно-магматическом цикле наиболее поздние гранитные пегматиты в то же время — самые молодые образования цикла в целом (рис. 95): после них ничто больше не фиксируется (Овчинников и др., 1976).

Дальнейшие интенсивные исследования привели к накоплению огромного материала о зональности и морфологии разных типов пегматитов, об их геохимической специализации и минералогических особенностях, о специфических чертах метаморфизма вмещающих пород и геологическом положении пегматитов в структурах земной коры (Гинзбург, 1960; Ермаков, 1957; Камерон и др., 1951; Поля редкометальных ..., 1976; Редкие..., 1962; Салье, 1975; Соколов, 1975; Солодов, 1962; Шавло, 1958; Шмакин, 1976; Гранитные пегматиты, 1999 и др.).

Все это позволило с учетом геологических условий нахождения расчленить пегматиты по глубинам их образования (давлению) на четыре группы (формации): 1) формацию наиболее глубинных (абиссальных) **керамических (редкоземельных)** пегматитов; 2) формацию **слюдоносных** пегматитов, образующихся на больших глубинах (мезоабиссальных); 3) формацию **редкометальных** пегматитов, формирующихся на средних глубинах (гипабиссальных), и 4) формацию **хрусталеносных** пегматитов, образующихся на малых глубинах (Гинзбург, Радионов, 1960, Гинзбург и др., 1979).

Термин собственно «редкоземельные» пегматиты оказался не очень удачным (Гинзбург и др., 1979, Никаноров, 1979, Косухин и др., 1984) и употребляется редко, так как среди керамических разновидностей наиболее глубинных пегматитов редкоземельная минерализация имеет подчиненное значение (Калита, 1961).

В этой классификации, хорошо обоснованной геологическим материалом, глубина формирования (давление) рассматривается как один из ведущих факторов пегматитообразования. Для каждой из четырех выделенных формаций пегматитов была установлена их приуроченность к метаморфическим комплексам определенной фации метаморфизма. Наиболее глубинные пегматиты залегают в породах, метаморфизованных в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, тогда как менее глубинные приурочены к менее метаморфизованным или контактово-метаморфизованным породам.

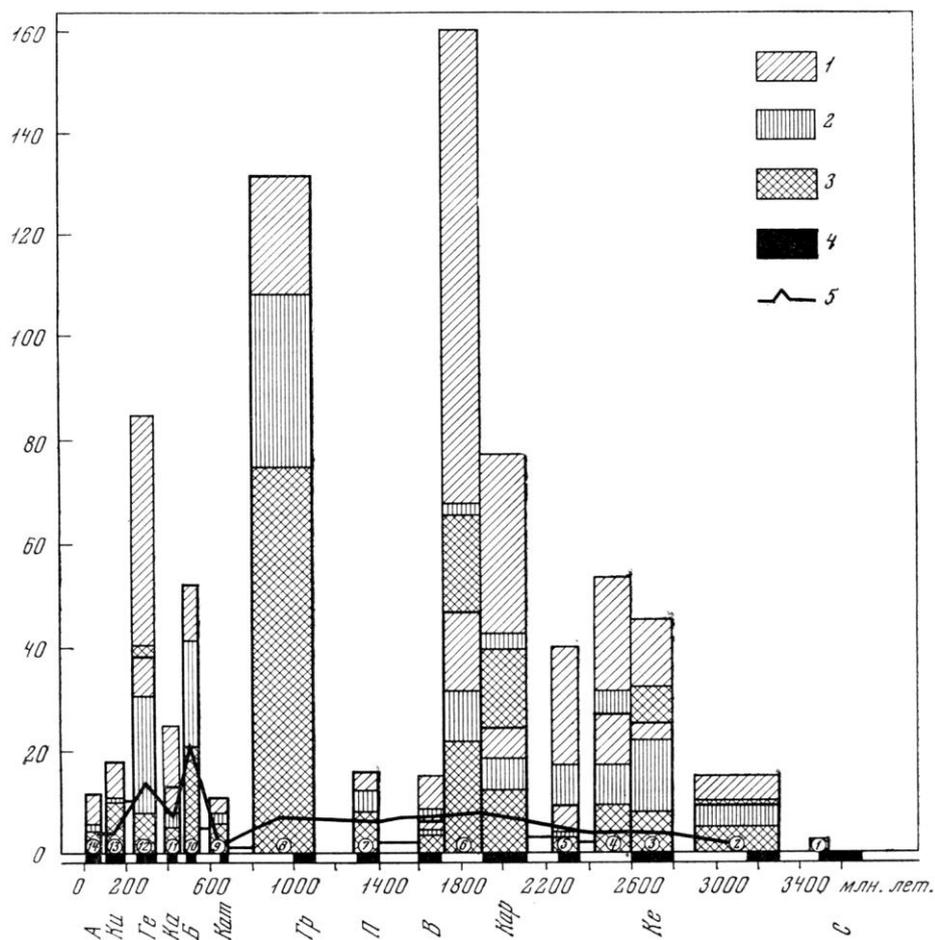


Рис. 95. Распределение значений абсолютного возраста гранитных пегматитов по тектоно-магматическим циклам (Овчинников и др., 1976):

1 - определения урано-ториево-свинцовым методом; 2 - определения рубидиево-стронциевым методом; 3 - определения калиево-аргоновым методом; 4 - тектоно-магматические циклы; 5 - кривая интенсивности пегматитообразования (число проб на единицу времени).

Тектоно-магматические циклы: А альпийский; Ки - киммерийский; Ге - герцинский; Ка - каледонский; Б - байкальский; Кат - катангский; Гр - гренвильский; П - прикамский; В - выборгский; Кар - карельский; Ке - кеноренский; С - саамский

Таким образом, стало ясно, что важная роль в формировании пегматитов принадлежит не только температуре, но и давлению. В дальнейшем выяснилось, что поля пегматитов разной формационной принадлежности приурочены не столько к определенным фациям метаморфизма, дающим в первую очередь температурную градуировку, сколько к определенным, фациальным сериям (типам метаморфизма), которые отличаются друг от друга главным образом давлением воды. Хотя известно, что связь процесса пегматитообразования с метаморфизмом вмещающих толщ лишь пространственная (во времени совпадения процессов может и не быть), однако приуроченность пегматитов конкретной формации к определенной фациальной серии, по-видимому, обусловлена совпадением параметров пегматитообразования и параметров вмещающей среды (Никаноров, 1979). Это приводит к соответствующим литостатическим нагрузкам и определенному флюидному режиму пегматитообразования, контролирующему ход процесса и создающему типоморфные особенности каждой формации (Косухин и др., 1984).

Наиболее крупная эпоха пегматитообразования в геологической истории Земли, которая хорошо проявлена в метаморфических комплексах Урала, связана с карельским тектоно-магматическим циклом, который датируется возрастным интервалом 2500-1600 млн лет. В этот период происходит дальнейшая консолидация земной коры, утолщение гранитизированной оболочки протоконтинентов (кратонов) и последующая их дифференциация с образованием рифтогенных прогибов, закладывающихся вдоль глубинных разломов. Эти проторифты чаще всего закладываются по периферии древних архейских или раннепротерозойских кратонов, иногда их обрамляют.

В верхнем протерозое на протяжении возрастного интервала 1600-1100 млн лет пегматиты формируются в небольшом количестве. Только на Индостанском полуострове в это время интенсивно протекают процессы протоактивизации нижнепротерозойских геосинклинальных трогов (Гинзбург и др., 1979).

В гренвилльское время тектономагматической активизации (1100-800 млн лет) вновь в значительном количестве появляются крупные поля редкометальных (редкоземельных) и слюдоносных пегматитов. Именно в этот период образуется крупнейший Центрально-Африканский пояс пегматитов (возраст 1050-800 млн лет), пегматиты грабена Осло в Норвегии (1190 млн лет), Бихарской провинции в Индии (1000-860 млн лет), Юго-Западной Австралии (1200-1000 млн лет) и другие (Гинзбург и др., 1979).

Пегматиты в своей основе образуют полевошпатовые тела различных размеров, предполагая магматический или постмагматический их генезис. Наряду с ними в различных районах России установлены и изучены щелочные, или полевошпатовые метасоматиты, с которыми связаны бериллиевое, тантало-ниобатовое, урановое, циркониевое и редкоземельное оруденение. Они приурочены к глубинным разломам древних щитов и платформ и не обнаруживают видимой связи с конкретными магматическими телами (Эндогенное..., 1978).

В литературе рудоносные полевошпатовые метасоматиты фигурируют под различными названиями, которые подчеркивают либо химический или минеральный составы метасоматитов, либо геологические или тектонические условия их локализации, либо происхождение. Их называют «щелочные метасоматиты» (Галецкий, 1968), «щелочные метасоматиты докембрия» (Кухаренко и др., 1965; Кушев, 1970), «рудоносные щелочные метасоматиты» (Казанский, 1972), «гранитоидные щелочные метасоматические породы» (Апельцин, Якушин, 1970; Архангельская, 1973), «редкометальные метасоматиты состава щелочных гранитов» (Гинзбург и др., 1970; Силаев, 1972), «гранитоподобные щелочные метасоматиты» (Архангельская, Тулохонов, 1971), «полевошпатовые метасоматиты» (Архангельская, Гинзбург, 1975; Гинзбург и др., 1973), «редкометальные щелочные кварц-полевошпатовые метасоматиты зон регионального метаморфизма» (Кудрин, 1972), «палингенно-метасоматические апограниты» (Галецкий, 1970), «кварц-полевошпатовые метасоматиты в разломах кристаллического фундамента» (Билибина и др., 1976).

Как самостоятельная формация «щелочные метасоматиты зон региональных разломов» были выделены В. А. Рудником и В. М. Терентьевым (1966), а в дальнейшем переведены в разряд семейства кварц-полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов, входящего единый формационный ряд кварц-полевошпатовых метасоматитов, который в свою очередь принадлежит к формационной группе ультраметаморфогенных и метасоматических гранитоидных пород (Рудник и др., 1970).

В. В. Архангельская, А. И. Гинзбург (1975) считают, что среди полевошпатовых метасоматитов, представляющих особый генетический тип эндогенных месторождений, существует по крайней мере три рудные формации: тантало-ниобиевая в альбит-микроклиновых метасоматитах, бериллиевая в существенно микроклиновых породах и ураноносная в альбититах.

В. И. Казанский (Эндогенное..., 1978) признает, что эти формации действительно отличаются условиями образования и вещественным составом и в то же время имеют ряд

общих признаков, позволяющих объединять метасоматиты в единую группу метасоматических формаций. К числу таких признаков относятся: геотектоническая позиция и структурный контроль кварц-полевошпатовых метасоматитов, соотношения метасоматитов с метаморфизмом и магматизмом, масштабы проявления, особенности метасоматической зональности и положение в ней рудной минерализации.

Характерная особенность рудоносных щелочных метасоматитов — приуроченность к областям земной коры континентального типа с мощным гранитным слоем. Они локализируются в полях гранито-гнейсов либо в узких трогах, заполненных вулканогенными, терригенными или железисто-кремнистыми формациями и окруженных ультраметаморфическими породами. Для большинства известных на сегодня месторождений этого класса характерен возраст 2,0-1,7 до 1,3-1,0 млрд лет (Эндогенные..., 1978).

Особенности геологического строения отдельных полей щелочных метасоматитов на Урале дают возможность сделать ряд общих выводов по закономерностям распределения этих образований в различных структурных зонах региона (Еськова, 1976).

Поля щелочных метасоматитов и карбонатитов (рис. 96) на Урале локализованы в двух структурных зонах: Центральном-Уральском (Уфалейское и Полярно-Уральское поля) и Восточно-Уральском (Вишневогорское, Потанинское, Сугомакское, Увильдинское, Ильменогорское поля) поднятиях. В пределах этих зон они приурочены: 1) к поперечным глыбам-блокам с утолщенной сиалической корой; 2) выступам архейских и протерозойских глубокометаморфизованных и гранитизированных пород основания (Уфалейскому и Собскому на западном склоне; Сысертско-Ильменогорскому и Мугоджарско-Кайрактинскому — на восточном); 3) участкам пересечения субмеридиональных глубинных разломов с глубинными субширотными разрывными структурами доуральского заложения (Еськова, 1976).

Зоны разломов, вмещающие полевошпатовые метасоматиты, протягиваются на многие десятки и первые сотни километров, обычно имеют наклон 50-70°. Поскольку сам фундамент имеет гетерогенное складчато-блоковое строение, то и рудоносные разломы образуют сложные системы, располагающиеся либо в пограничных зонах древних щитов, либо в их центральных частях. Такие системы достигают в ширину 10-15 км и состоят из многих параллельных и диагональных разрывов, разделенных менее деформированными породами, представляют собой шовную тектоническую зону дислокационного метаморфизма, меланжа, бластомилонитов, зону инъекционных мигматитов и будинажа (рис. 97).

Шовными тектоническими зонами принято называть весьма узкие и протяженные линейные зоны сложного геологического строения, которые являются поверхностным, структурным выражением разломов большой глубины заложения и длительности развития (Пейве, 1956), разделяющие различные по своему строению крупные блоки земной коры. Такие швы отличаются интенсивным разрывообразованием и разнообразием форм проявлений магматизма (от ультрабазитов до кислых гранитоидов) и дислокационного метаморфизма. Они обычно представлены сложным набором разрывных нарушений разного генезиса и возраста с длительной историей формирования.

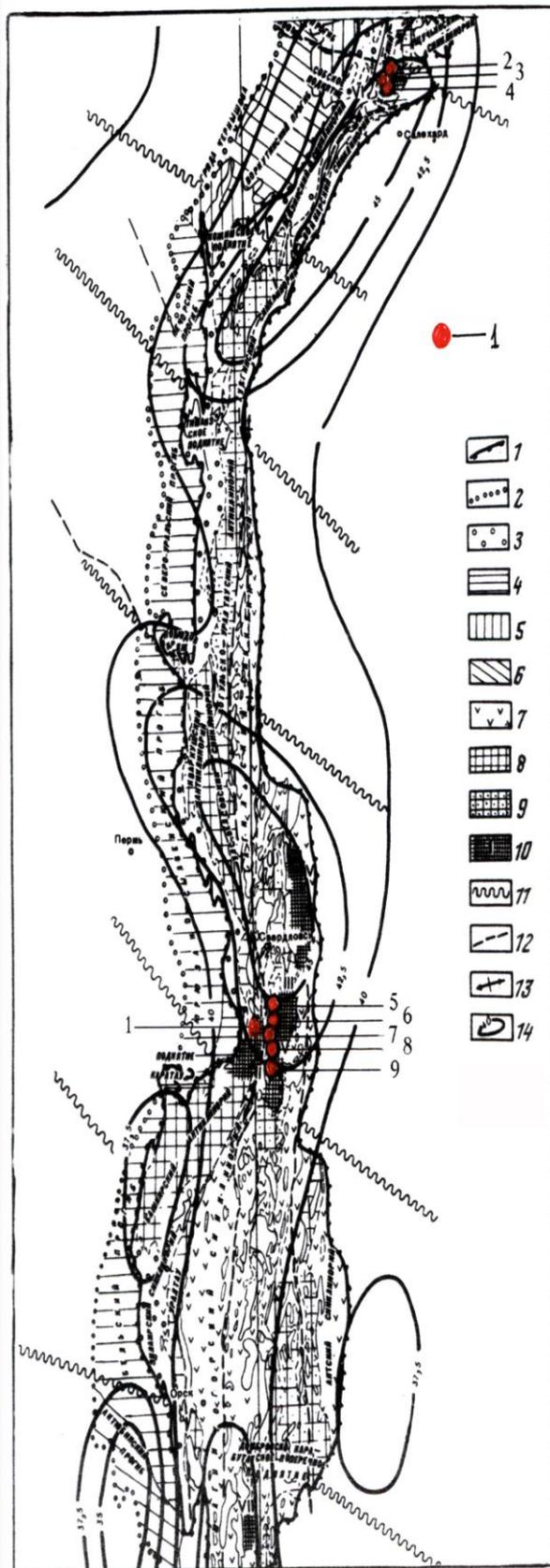


Рис. 96. Схема расположения полей щелочных редкоземельно-редкометалльных метасоматитов (№ 1-9 - красные кружки) на Урале (Еськова, 1976): 1 - Уфалейское; 2-4 - Полярно-Уральские; 5 - Вишневогорское; 6 - Потанинское; 7 - Сугомакское; 8 - Увильдинское; 9 - Ильменогорское. Основа - схематическая карта строения земной коры Урала (Огаринов, 1974):

1 - границы выхода на дневную поверхность Уральской складчатой области; 2 - западная граница предуральских краевых прогибов; 3 - уралиды миогеосинклинальной зоны; 4 - краевые прогибы; 5 - периклинальные прогибы; 6 - те же прогибы перекрытые мезокайнозойскими отложениями; 7 - эвгеосинклинальные образования уралид; 8 - миогеосинклинальные образования доуралид; 9 - эвгеосинклинальные образования доуралид; 10 - зоны выходов архейских и раннепротерозойских пород в пределах Тараташской (I), Губенской (II), Уфалейской (III), Сысертско-Ильменогорской (IV), Салдинско-Мурзинской (V), Собской (VI), Мугоджарско-Кайрактинской (VII) антиклинорных структур; 11 - секущие Урал зоны субширотных глубинных разломов; 12 - глубинные разломы уральского простирания; 13 - зоны поперечных поднятий в палеозое; 14 - изолинии границы Мохо

Главные черты их строения выясняются лишь в результате специализированных геологических и геофизических исследований. Шовные зоны играют большую роль в структуре земной коры. Известны закономерности их глобальной ориентировки, кинематические и морфогенетические типы, соотношения ряда количественных

характеристик, роль в структурном контроле и локализации магматитов, метаморфитов, метасоматических, рудных и нерудных тел. В формировании и размещении магматических и рудных образований (комплексов) в континентальной коре большую роль играют сдвиговые деформации (Рундквист, 1964; Поспелов, 1964; Уткин, 1989, 2008; Огородников и др. 2004, 2007).



Рис. 97. Слюдяногорско-Теплогорская шовная зона в западном борту карьера по отработке кварцевой жилы № 170

Тесная связь оруденения с магматизмом объясняется тем, что в процессе сдвиговой активизации глубинных разломов скрытые структуры растяжения, многократно приоткрываясь и имея постоянно подновляющиеся связи через сдвиговые зоны с глубинными уровнями коры и верхней мантии, выполняют роль аккумуляторов глубинных энергоресурсов и вещества, в том числе и рудного. Поступление рудного вещества в коровые структуры растяжения шло, по-видимому, двумя путями: во-первых, рудное вещество поднималось по глубинным разломам с нижних уровней коры и верхней мантии, и, во-вторых, оно, скорее всего, высвобождалось при плавлении осадочных и метаморфических пород.

В миграции рудного вещества и его концентрации большую роль играют сдвиговые дислокации. Установлено, что в сдвиговых зонах развиваются напряжения, которые обеспечивают повышение миграционной способности газовой-жидкой фазы (Пэк, 1968; Поспелов, 1964; Звягинцев, 1978). Это связано с повышением на нее давления пород. В межзерновом флюиде благодаря деформации кристаллического каркаса создается избыточное давление; при этом прежде беспорядочное поровое пространство породы приобретает закономерную ориентировку, и, несмотря на общее уменьшение пористости, проводящие каналы вытягиваются и удлиняются, что также облегчает движение флюида (Летников и др., 1986). По мере увеличения напряжений и деформаций по вышеописанным законам формирования сдвиговых зон в условиях латерального сжатия континентальной коры последние становятся структурами с аномально высокой проницаемостью. Подобного типа сквозные каналы, действуя как мощные дренажи, вбирают в себя первоначально рассеянный поток и транспортируют его на большие расстояния, вплоть до самых верхних уровней земной коры (Пэк, 1968).

Энергоемкие глубинные флюиды, поступающие по сдвиговым зонам, усиливали

вынос к поверхности корового рудного вещества, генерированного в этих зонах. Глубинные сдвиговые зоны обеспечивали функционирование флюидно-магматических систем, формируя в себе рудные концентрации в объемах, представляющих практический интерес (Уткин, 2007).

**Шовные зоны смятия** представляют собой серию флюидо- и тепло-флюидопроводников с широко проявленными процессами дислокационного метаморфизма и магматизма на глубине, где происходит формирование фильтрующейся колонны со сложным по физической природе режимом стягивания рассеянных газов и жидкостей в более или менее концентрированный поток «стволовой зоны» (Поспелов, 1963), где образуется основная масса гидротермальных месторождений.

**Флюидопроводник** – это потенциальный канал, предопределяющий размещение в горной массе наиболее плотного потока фильтрующихся жидких и газообразных флюидов и обеспечивающий сквозное его движение через весь данный объем геологической массы (Поспелов, 1963). Так как температура уменьшает вязкость жидкого флюида, то перегретая вода может двигаться по слабопроницаемой породе как по хорошо проницаемой. Таким образом, теплофлюидопроводники обладают высокой проницаемостью.

Все рудоносные полевошпатовые метасоматиты залегают в докембрийских толщах, претерпевших интенсивный региональный метаморфизм амфиболитовой фации и гранитизацию. В целом полевошпатовые метасоматиты не обнаруживают ни пространственной, ни генетической связи с конкретными магматическими телами.

Я. Н. Белевцев и др., (1972) рассматривают рудоносные полевошпатовые метасоматиты как метаморфогенно-гидротермальные месторождения, образованные в результате выноса рудных компонентов из вмещающих пород в процессе прогрессивного метаморфизма высокотемпературными растворами, которые образовались за счет воды исходных пород, при участии ювенильных флюидов.

В. А. Рудник (1975) считает, что полевошпатовые метасоматиты генетически связаны с процессами палингено-метасоматического гранитообразования, развивающегося на больших глубинах под воздействием трансмагматических растворов.

### **5.1. Докембрийские анортотлазовые гигантомигматиты (керамические, редкоземельные пегматиты)**

Ультраметаморфогенное гранитообразование представляло собой процесс формирования гранитоидов в условиях ультраметаморфизма в результате комплекса таких явлений, как анатексис, палингenez, реоморфизм, метасоматическое и палингено-метасоматическое замещение, интрузии возникшего расплава, метаморфическая дифференциация и перекристаллизация (Рудник, 1976).

Считается, что ведущим механизмом корового магмообразования является плавление (анатексис), приводящее к выплавлению низкотемпературной гранитной эвтектики из пород среднего и кислого состава, в том числе из метаморфизованных осадочных пород и главным механизмом этого процесса является мигматитообразование. Селективному плавлению, вероятно всегда предшествует метасоматическая подготовка путем фельдшпатизации, приближающая состав палеосомы к гранитоидному. Начало плавления по времени совпадает с проявлением базитового магматизма, что указывает на существенный вклад мантийных плюмов в тепловой баланс процесса (Богатилов, 2010).

Типичные мигматиты развиты преимущественно среди метаморфических пород амфиболитовой, реже гранулитовой фаций (рис. 98).

Наиболее благоприятный уровень глубинности для образования гранитных магм составляет 5-7 кбар (Глебовицкий и др., 1985). Относительная «сухость» гранитных магм (~ 2 мас.% H<sub>2</sub>O), генерирующихся в условиях гранулитовой фации при 7-9 кбар,

определяет возможность их подъема на более высокий уровень. Это характерно для калиевых гранитов, завершающих циклы гранитообразования. Однако преобладающими в зонах ультраметаморфизма являются водонасыщенные (до 5-8 мас.% H<sub>2</sub>O) существенно натриевые гранитные расплавы, возникающие в условиях амфиболитовой фации (P = 4-5 кбар; T = 600-750 °C). Наиболее ранние в циклах, существенно натриевые гранитоиды и мигматиты происходили из глубинных магматических очагов, которые связывают с плавлением тоналитового (серогнейсового) фундамента под влиянием мантийных плюмов в основании коры (Богатиков, 2010).

Результатом этих процессов явилось формирование обширных тел палингено-метасоматических гранитоидов (мигматит-плутонов, «гигантомигматитов» по Н. В. Петровской, 1937), которые в тектонически наиболее активных участках переходили в интрузивно-анатектические и интрузивно-реоморфические (гранито-гнейсовые купола, мигматит-плутоны, диапир-плутоны).

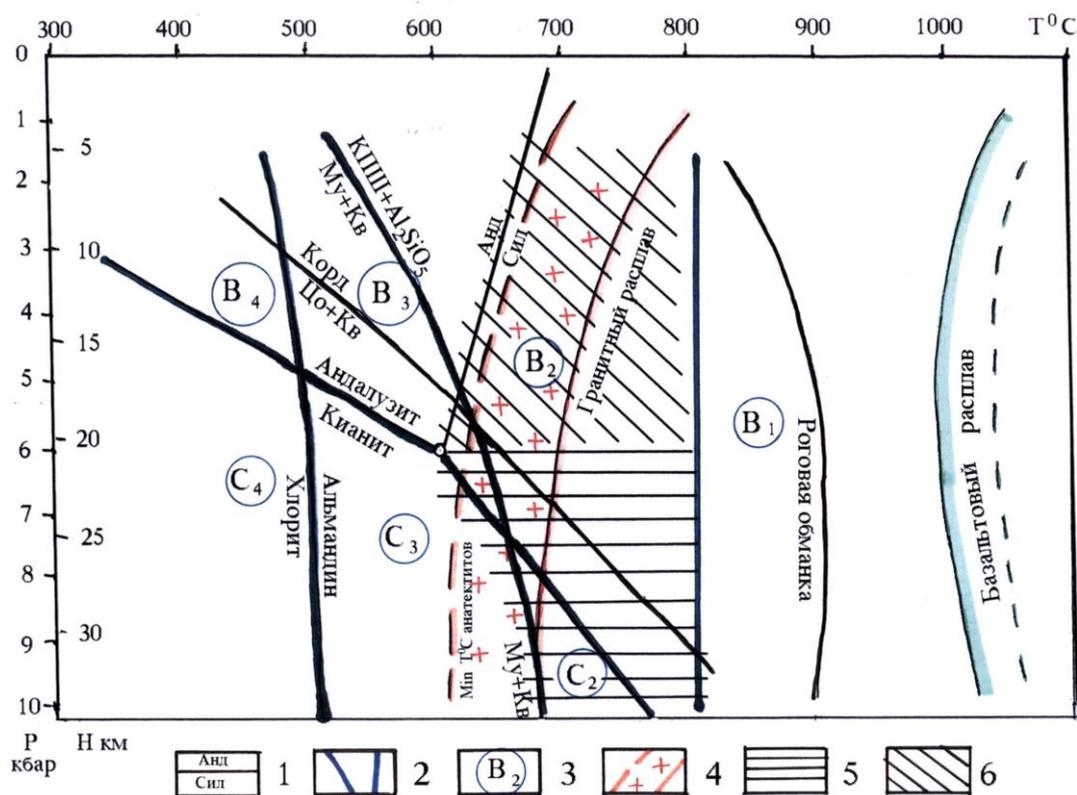


Рис. 98. Схема фаций регионального метаморфизма и оптимальные поля устойчивости редкоземельных пегматитов (Добрецов и др., 1970; Соколов, Салье, 1983):

1 - линии минеральных равновесий; 2 - границы фаций; 3 - поля конкретных фаций: B<sub>1-4</sub> - средних давлений, C<sub>2-4</sub> - высоких давлений; 4 - поле развития анатектических мигматит-плутонов; 5-6 - поля устойчивости редкоземельных пегматитов иттриевой (5) и цериевой (6) направленности

В позднепротерозойских и фанерозойских складчатых сооружениях, а частично и в раннепротерозойских ультраметаморфизм воздымания, как правило, являлся прогрессивным по отношению к продуктам регионального метаморфизма. В зонах региональных разломов с проявлением ультраметаморфизма воздымания связано формирование грубой прогрессивной зональности, выразившейся в смене в вертикальном разрезе земной коры (в пространстве) более высокотемпературных продуктов кремнещелочного метасоматоза менее высокотемпературными (Рудник, 1976).

Среднерифейский региональный метаморфизм низов гранулитовой, амфиболитовой фаций сопровождается в пределах Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса процессами гранитизации и ультраметаморфизма, протекавшими в интервале температур 650-800 °С (Кейльман, 1974; Мельников, 1976). Развитие процессов ультраметаморфизма определяется прогрессирующим плавлением, которое приводит к формированию сначала мелких, слабоперемещенных тел различных типов мигматитов, постепенно переходящих в гранито-гнейсы (Кейльман, 1974). Обычно наблюдается увеличение калиевого содержания гранитоидов, которое сопровождается уменьшением кремнекислотности и увеличением кальциевого содержания пород (Эволюция..., 1981), что связано с вовлечением в процессы плавления не только гранито-гнейсов, но и слабогранитизированного субстрата амфиболитов.

В генетическом плане интрузивно-анатектические граниты представляют собой результат выжимания в верхние горизонты и раскристаллизации там части гранитного расплава, образовавшегося в процессе палингенно-метасоматического гранитообразования и длительное время сохранявшего мобильное состояние в силу существования высокого геотермического градиента и субэвтектического состава.

С ультраметаморфическими процессами (гранитизацией) связана интенсивная миграция железа, кальция, магния, меди, ванадия, свинца, цинка, урана и других элементов из полей интенсивной гранитизации. Образование палингенных и анатектических гранитов (обычно плагиоклаз-микроклиновых) сопровождалось выносом Au, Ag, Co, Ni, Mn, Cu, V и одновременным накоплением Pb, редких земель и других металлов. В процессе гранитизации из гранитизируемых пород выносятся не менее 50-60 % золота от его исходного содержания (Буряк и др., 1972). Следовательно, золото не может накапливаться в существенных количествах в кварц-полевошпатовом эвтектическом и вообще в анатектическом или палингенном гранитном расплаве. Промышленные месторождения золота формируются лишь в связи с развитием зональных метаморфических поясов, сопровождающихся мигматито-гнейсовыми куполами и интенсивной палингенно-метасоматической гранитизацией, под действием метаморфизирующих растворов (теплового потока), поступающих из верхней мантии, вдоль глубинных разломов. Оруденение концентрируется в породах зеленосланцевой фации (Буряк, 1982).

Редкие, рассеянные и редкоземельные элементы, выносимые как из зоны палингенно-метасоматического гранитообразования, так и из мантии, выделялись на различных стадиях кремнещелочного метасоматизма, но в промышленных концентрациях, главным образом в условиях формирования пород формации кварц-микроклиновых метасоматитов (U-Th-TR-минерализация и др.), а также формаций альбититов и гумбеитов (TR-редкометальная и Au-U-минерализация и др.) в связи с изменением фазового состояния и кислотности-щелочности растворов и увеличением окислительного потенциала (Рудник, 1975).

В общем балансе рудного вещества существенное значение имели и процессы преобразования ранее сформировавшихся кварц-полевошпатовых метасоматитов в поздние стадии и (или) этапы метасоматизма, приводившие к явлениям телескопирования как прогрессивной, так и регрессивной направленности.

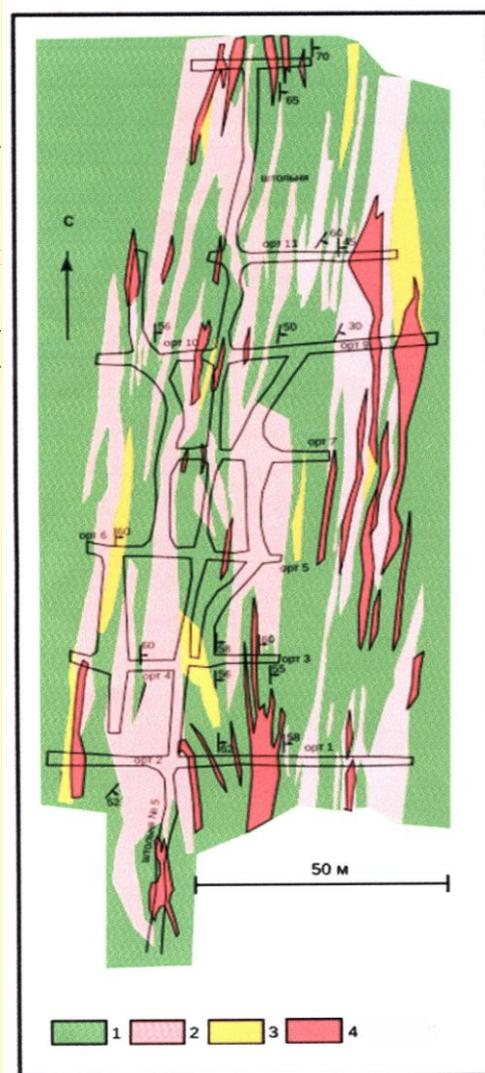
Формирование Уфалейского и других гнейсово-амфиболитовых комплексов Урала началось с заложения в среднем рифее серии рифтовых структур, шовных зон смятия, становление которых сопровождалось развитием регионального метаморфизма алданской фации глубинности (гранулитовой) и завершилось ультраметаморфизмом (Кейльман, 1974) с образованием небольших тел щелочных биотитовых гнейсо-гранитов, анортоклазовых гранитов (рис. 99). Возраст по микроклину, биотиту 1100-1215 млн лет (Овчинников, 1963); по цирконам из гнейсов - 990-1180 млн лет (Краснобаев, 1986), различных мигматитов, анортоклазовых пегматитов и полевошпатовых метасоматитов с ураново-редкоземельной минерализацией (иттроэпидот) - 1100-1200 млн лет (Минеев, 1959).

Палингенно-метасоматическое гранитообразование в пределах Слюдяногорско-Теплогорской шовной зоны развивалось вдоль зон проницаемости, при этом происходило активное замещение амфибола биотитом, превращая амфиболиты в амфибол-биотитовые, биотитовые гнейсы. Плагифельдшпатизация, развиваясь преимущественно по кристаллизационной сланцеватости, образует гнейсоватость пород.

Шовная зона (см. рис. 99) состоит из серии часто чередующихся пород различного состава. Это в основном амфибол-биотитовые, биотитовые, двуслюдяные гнейсы, очковые и тневые мигматиты и анортоклазовые гиганто-мигматиты, контактирующие с гранатовыми амфиболитами. Все перечисленные породы рассечены более поздними альбититами и ранне- и позднеколлизийными дайками плагиигранитного состава.

Рис. 99. Геологический план Слюдяногорско-Теплогорской шовной зоны по результатам разведки Слюдяногорского месторождения мусковита на гор. 358 м (по Д. П. Грознецкому, (1964) с дополнениями авторов):

1 — амфиболиты, биотит-амфиболовые гнейсы; 2 — гранито-гнейсы; 3 — биотитовые слюдиты; 4 — анортоклазовые гигантомигматиты



Аналогичные редкометальные и редкоземельные пегматиты докембрия, имеющие возрастные интервалы 1,9-1,6; 1,1-0,8 и 0,6-0,4 млрд лет, связаны с интракратонными троговыми структурами, которые большинство исследователей относят к проторифтам (Гинзбург, 1983; Ларин, 1989), чаще всего их связь с конкретными магматическими телами весьма проблематична (Омельяненко, 1978; Ларин, 1989).

В глубинных зонах рифтовых структур градиент температуры и условия дегазации растворов были незначительными. В результате существенное нарушение физико-химического равновесия достигалось лишь на значительном удалении от мест отделения флюидов, что и определило пространственный отрыв полевошпатовых метасоматитов от материнских гранитов. На протяжении рифтогенной шовной зоны, как правило, отмечается

несколько участков развития полевошпатовых метасоматитов, несущих ураново-редкоземельную минерализацию, разделенных интервалами с отсутствием метасоматических преобразований. По (Крупенников, 1976), урановое оруденение генетически связано с высокотемпературными, гидротермальными биотит-микроклиновыми метасоматитами, что весьма характерно для «ураноносных пегматитов» докембрийских областей. Ураноносные К-Na полевые шпаты (микроклиниты, ортоклазиты, альбититы и анортоклазиты) разломов фундамента докембрийских платформ являются наиболее древними, глубинными и высокотемпературными образованиями в ряду других формаций ураноносных метасоматитов.

Щиты несут рассеянную, но устойчивую редкоземельную минерализацию (РЗМ) в пегматитах, щелочных редкометальных гранитах и метасоматитах. На месторождении Иттербии развиты редкоземельные пегматиты, сложенные К-Na полевыми шпатами, обогащенные наложенными иттриаллитом, иттроортитом (иттроэпидотом), гадолинитом, монацитом и др. Это существенно иттриевые руды. Редкоземельные пегматиты Кольского полуострова (Кейвы) наиболее близки к пегматитам месторождения Иттербии (Беляев и др., 1996). Типичные щелочные комплексы и сопровождающие их пегматиты с редкометальной и редкоземельной минерализацией начинают проявляться в докембрии с архея-раннего протерозоя, однако их массовое распространение связано с крупнейшим межконтинентальным металлогеническим импульсом эндогенной активности на границе среднего и верхнего рифея (1050 ± 50 млн. лет) и сопряжено с интенсивно проявленными процессами рифтогенеза (Кушев, 1970; Основы металлогении..., 1984). На этот период приходится главный докембрийский максимум редкоземельной минерализации в крупных месторождениях различных типов (Беляев и др., 1996). Наиболее яркая особенность таких пегматитов (полевошпатовых мигматитов) — приуроченность к глубинным зонам разломов древних щитов и платформ и отсутствие видимой связи с конкретными магматическими телами (Ларин, 1989).

Гидротермальные растворы, с которыми связано редкоземельное оруденение, были растворами щелочными. Минералогический состав редкоземельных месторождений показывает, что в этих растворах в значительных количествах присутствовали анионы кислот угольной ( $\text{HCO}_3^-$ ;  $\text{CO}_3^{2-}$ ) и фтористоводородной (F). А. П. Виноградов и др., (1970) связывают образование углекислоты с магматическими камерами верхней мантии в результате реакций:



Приуроченность минеральных ассоциаций, обогащенных углекислотой, к зонам глубинных разломов свидетельствует, что часть углекислоты имеет ювенильное происхождение. Обогащение флюида зон смятия углекислотой происходит в результате сепарации метаморфического флюида при выравнивании перепада давления, возникшего в процессе приоткрывания трещин и объясняется большей летучестью углекислоты по сравнению с парами воды и хлоридами (Белевцев и др., 1972).

Возникают благоприятные условия для образования комплексных соединений урана, тория, редких земель, бериллия, свинца и целого ряда других элементов. В глубинных зонах рифтовых структур градиент температуры и условий дегазации растворов были незначительными. В результате существенное нарушение физико-химического равновесия достигалось лишь на значительном удалении от мест отделения растворов, что и определило пространственный отрыв полевошпатовых (анортоклазовых) мигматитов от материнских гранитов.

Редкоземельные К-Na-полевошпатовые гигантомигматиты являются наиболее древними, глубинными и высокотемпературными образованиями в ряду других формаций редкоземельных пегматитов (метасоматитов).

Тела гигантомигматитов сложены высокотемпературными крупнокристаллическими К-Na полевыми шпатами - анортоклазами (рис. 100).

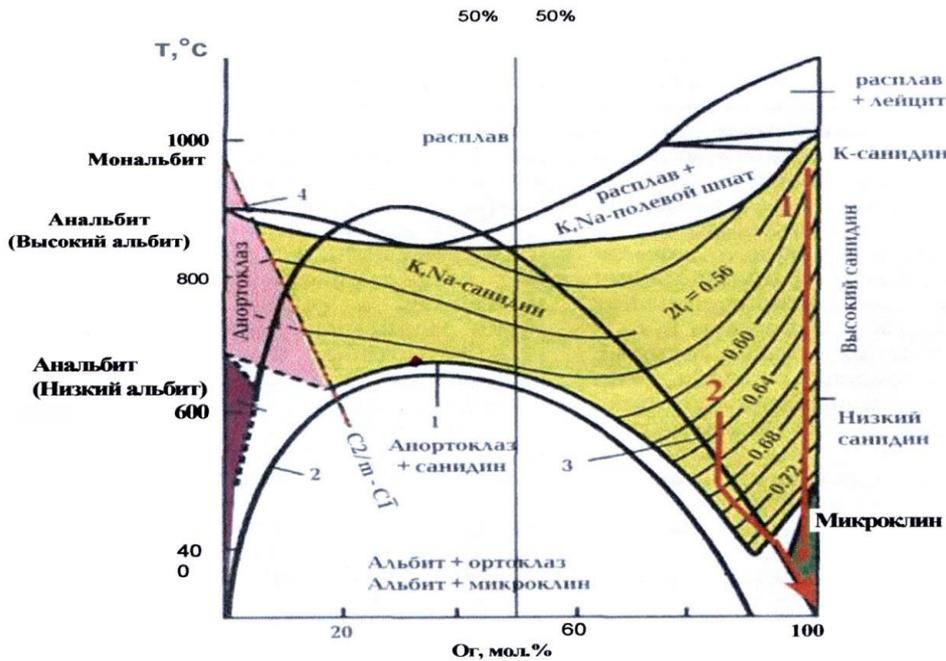


Рис. 100. Диаграмма T-Or (Сендеров, 1990), составленная для P=1 кбар, с учетом Si/Al упорядоченности фаз (Баруцкий, 2006):

1 — истинно-равновесная бинадаль (Сендеров, 1990); 2 — сольвус анальбит (высокий альбит — сандин); 3 — сольвус альбит (низкий альбит) — микроклин; 4 — незакаливающийся фазовый переход между моноклинными и триклинными полевыми шпатами. Красными стрелками выделены: 1 — метастабильная кристаллизация адуляра; 2 — метастабильное образование ортоклаза

Анортоклазы содержат от 5 до 37 % ортоклазового компонента (рис. 101). Анортоклазы характеризуются внутренним двойникованием, отражающим различия в термической истории полевого шпата и характере посткристаллизационных превращений. В зависимости от сечения оно проявляется в виде полосчатых полисинтетических альбитовых и периклиновых двойников (Кумеев, 1982). Двойниковые пластины испытывают последующую механическую трансформацию, приводящую к неравномерному распределению в зерне пластин разного размера, альбитовых и периклиновых двойников, нередко наблюдается радиально-лучистое их распределение. На плоскостях спайности нередко появляется «лунная» ирризация (рис. 102).

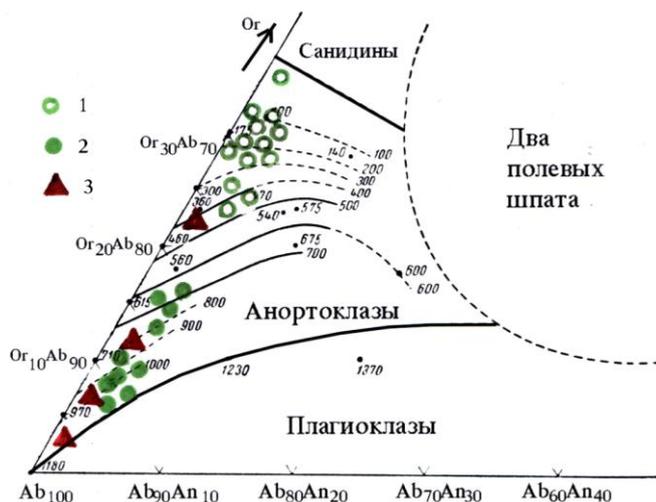


Рис. 101. Разделение санидинов, анортоклазов, плагиоклазов. У анортоклазов показаны экспериментально полученные изотермы сдвигового превращения моноклинный — триклинный полевой шпат (MacKenzie, 1952):

1-2 - K-Na полевые шпаты (анортоклазы) Ильмено-Вишневогорского комплекса (Левин и др., 1997), внешней зоны ЦЩП (1); внутренней зоны ЦЩП (2); 3 - анортоклазы Уфалейского метаморфического комплекса



Рис. 102. Анортоклазит гигантозернистой структуры. Хорошо проявлены радиально-лучистые двойниковые пластины с лунной ирризацией

Диагностика К-На полевых шпатов проводится по восьми наиболее сильным рефлексам на порошкограммах (Минералы, 2003). К-На полевые шпаты отличаются от плагиоклазов по величине параметра  $a$ , поэтому диагностическим является рефлекс 201 и другие рефлексы, зависящие от параметра  $a$  (табл. 10).

Таблица 10

Положение диагностических линий на порошкограммах анортоклазов Уфалейского комплекса

| hkl       | Анортоклазы (Минералы, 2003) |                  | Анортоклазы Уфалейского комплекса |       |        |       |
|-----------|------------------------------|------------------|-----------------------------------|-------|--------|-------|
|           | $I_{отн}$                    | $2\theta_{CuKa}$ | У-8/8                             | У-190 | Берк-1 | У-123 |
| 201       | 65                           | 21,65-21,88      | 21,75                             | 21,91 | 21,87  | 21,98 |
| 130       | 45                           | 23,66            | 23,9                              | 23,44 | 23,94  | 23,52 |
| 130       | 40                           | 23,9-24,3        | 24,01                             | 24,11 | 24,06  | 24,17 |
| 40        | 100                          | 27,48-27,98      | 27,75                             | 27,81 | 27,85  | 27,9  |
| 131       | 25                           | 29,64-29,91      | 29,9                              | 29,78 | 30,06  | 30,08 |
| 131       | 25                           | 30,5-31,28       | 31,2                              | 31,18 | 30,94  | 30,62 |
| 60        | 15                           | 41,74-42,03      | 42,25                             | 42,35 | 41,75  | 42,41 |
| 204       | 25                           | 51,02-51,31      | 51,01                             | 51,08 | 51,06  | 51,16 |
| От мас. % |                              | 12-37 %          | 25,00%                            | 9,00% | 13,00% | 2,00% |

В плагиоклазах 201 мало меняется в зависимости от содержания Са ( $2\theta_{CuKa}=22^\circ$ ). В К-На полевых шпатах положение рефлекса 201 зависит от содержания Na и смещается от

$2\theta_{\text{CuKa}} = 21^\circ$  в К-полевоом шпате, до  $2\theta_{\text{CuKa}} = 22^\circ$  в Na-полевоом шпате. Количество ортоклазовой компоненты рассчитывается по формуле (Кумеев, 1982):  $\% \text{Орт} = 2200 - 100 \times 2\theta(201)$ . Триклинная симметрия К-полевого шпата, возникающая при их Si/Al-упорядочении, устанавливается по расщеплению рефлексов 131 на 131 и 131; и 130 на 130 и 130. В анортоклазах величина расщепления рефлекса 131 достигает  $0,8-1,4^\circ 2\theta(201)$ , а 130 -  $0,2-0,6^\circ 2\theta(201)$  (Кумеев, 1982).

Пегматиты локализованы исключительно в породах рифейского высокотемпературного метаморфизма и ассоциируют с зонами проявления постметаморфического щелочного метасоматоза (Кейльман, 1974; Гинзбург, 1983; Ларин, 1989; Огородников и др., 2007, 2012). Для магматизма протерозойских рифтогенных зон характерен мантийный вынос щелочных и редкоземельных элементов, а также железа и фосфора (Беляев и др., 1996).

Рифейские гранитоиды и пегматоидные тела в Уфалейском комплексе смяты в пологие складки при последующих коллизиях и будинированы (Огородников и др., 2007, 2012). В будинах, сложенных крупнокристаллическим анортоклазом, по плоскостям спайности отчетливо наблюдается «лунная» ирризация (рис. 103).

Тектонические и постмагматические воздействия на щелочные полевошпатовые метасоматиты завершались образованием крупно-кристаллического иттроэпидота.



Рис. 103. Будины анортоклазовых пегматитов в биотит-амфиболовых гнейсах. Крупнокристаллический анортоклаз характеризуется «лунной» иризацией на плоскостях спайности (на врезке). Восточный забой карьера по отработке мусковитовой жилы № 4 Слюдяногорского месторождения мусковита

**Иттроэпидот** образует крупные кристаллы столбчатого облика размером от 5 до 40 см в длину, черного цвета в разбудинированных пегматоидных блоках, сложенных гигантозернистыми агрегатами анортоклаза (рис. 104). Все выделения минерала, хотя и

имеют кристаллические очертания, почти не обладают хорошо образованными гранями. В шлифах имеет желто-зеленый цвет без заметного плеохроизма, рельеф высокий, нередко имеет зональность (рис. 105). Минерал анизотропен,  $N_g = 1,718-1,724$ ;  $N_p = 1,708-1,712$ ;  $N_g-N_p = 0,013$  (Минеев, 1959; Огородников и др., 2007).

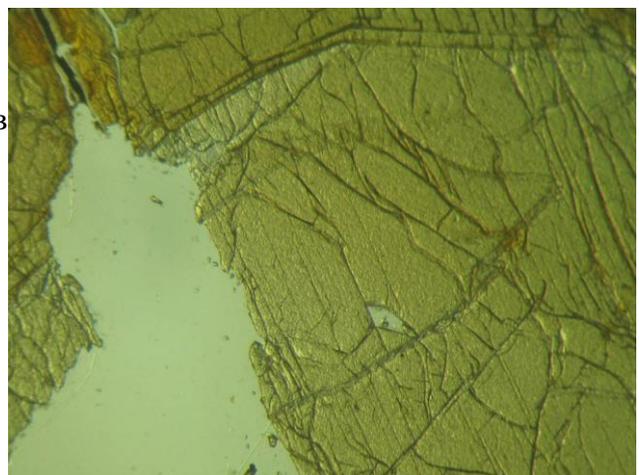
Специфической особенностью химического состава иттроэпидота (Лутц, Минеев, 1967; Огородников и др., 2007) является присутствие  $U = 0,10 - 0,14$  мас. %, при невысоком содержании урана и тория во вмещающих гранито-гнейсах:  $Th = 6,4 \cdot 10^{-4}$  мас.%;  $U = 1,6 \cdot 10^{-4}$  мас.%; еще меньше в анортоклазовых пегматоидных телах:  $Th = 0,80-0,82 \cdot 10^{-4}$  мас.%;  $U = 0,2-0,6 \cdot 10^{-4}$  мас. %. Анортоклазиты содержат повышенное количество  $Be$  ( $20,2-21,8 \cdot 10^{-4}$ );  $Sr$  ( $597,1-675,6 \cdot 10^{-4}$ );  $P$  ( $56,4-160,4 \cdot 10^{-4}$ );  $B$  ( $19,4-12,8 \cdot 10^{-4}$  мас.%). Редкоземельные элементы представлены преимущественно иттриевой группой.

Состав иттроэпидота был дополнительно изучен в Институте минералогии УрО РАН в Миассе в 2012 году (Попов и др., 2012), и формула минерала близка к составу иттроэпидота полученного в 1959 году (Минеев, 1959; Лутц, Минеев, 1967):



Рис. 104. Кристаллы иттроэпидота (черное) размером около 20 см в длину в будинах ирризирующего анортоклазита. Забой штольни по отработке жильного тела № 4 Слюдяногорского месторождения мусковита

Рис. 105. Зональный кристалл иттроэпидота в шлифе У-38/7, без анализатора, увел. 20X



Геохимические поиски, проведенные группой В. В. Парфенова (1989) в восточной части Уфалейского метаморфического комплекса (рис. 106), показали (рис. 107, 108, 109), что Слюдяногорско-Теплогорская шовная зона смятия, с развитыми в ее зоне влияния щелочными гранитоидами, пегматитами имеет Be, Nb, TR и Y специализацию. Выявлены комплексные геохимические аномалии, которые включают (г/т): Y-50-300; Zr-300-1000; Be-4-40; Ba-1000-3000; Nb-100-300; Mo-5-15, при фоновом уровне: Y<10; Zr-100; Be<2; Ba-500; Nb-40; Mo-3. Кроме того, в пределах Уфалейского комплекса выделены аномалии, природа которых до настоящего времени не расшифрована.

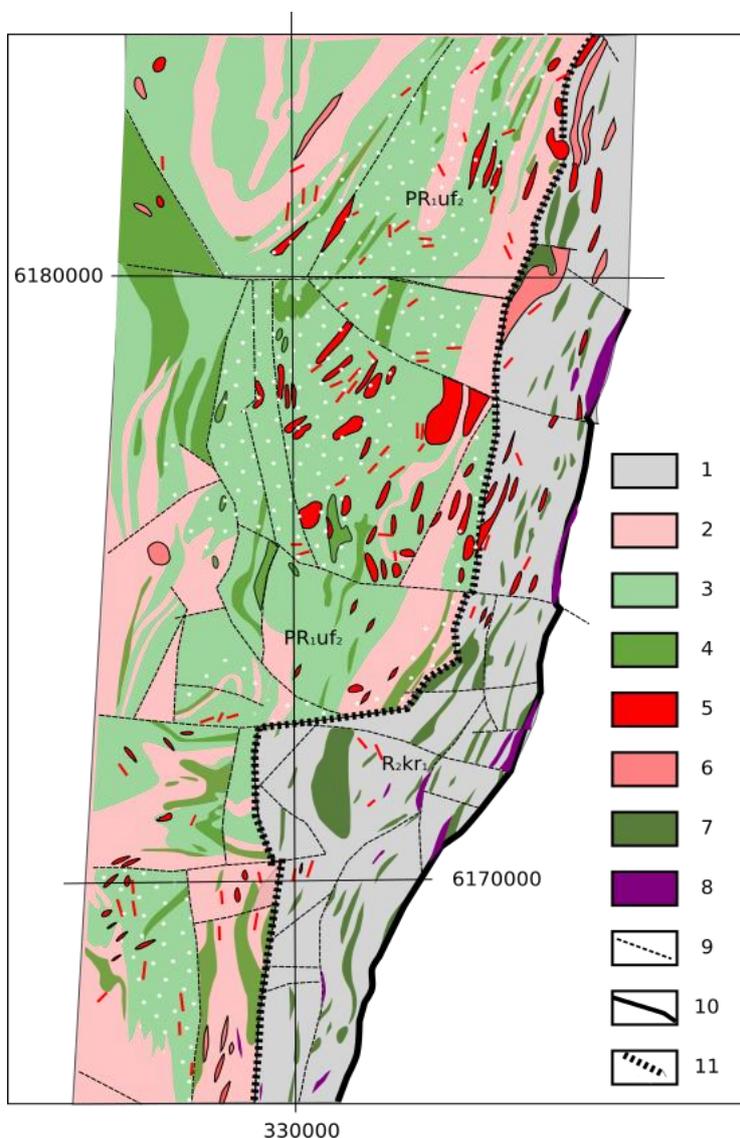


Рис. 106. Геологическая карта юго-восточной части Уфалейского комплекса. По материалам Парфёнова В. В. и др., 1989:

1 - куртинская свита ( $RF_2$  kr): слюдяно-кварцевые, гранат-слюдяно-кварцевые сланцы и кварциты ; 2-4 - уфалейская свита ( $PR_1$  uf): нерасчленённые гранито-гнейсы, гнейсо-граниты (2), биотит-амфиболовые гнейсы (3), амфиболиты (4); 5 - граниты нижнеуфалейского комплекса ( $\gamma C_2 u$ ); 6 - граниты серебряновского комплекса ( $\gamma g O_3 s$ ); 7 - амфиболиты куртинской свиты (а  $R_2 \check{s}$ ); 8 - серпентиниты и продукты их изменения; 9 - разрывные нарушения; 10 — Главный Уральский глубинный разлом (ГУГР); 11 - Слюдяногорско-Теплогорская шовная зона

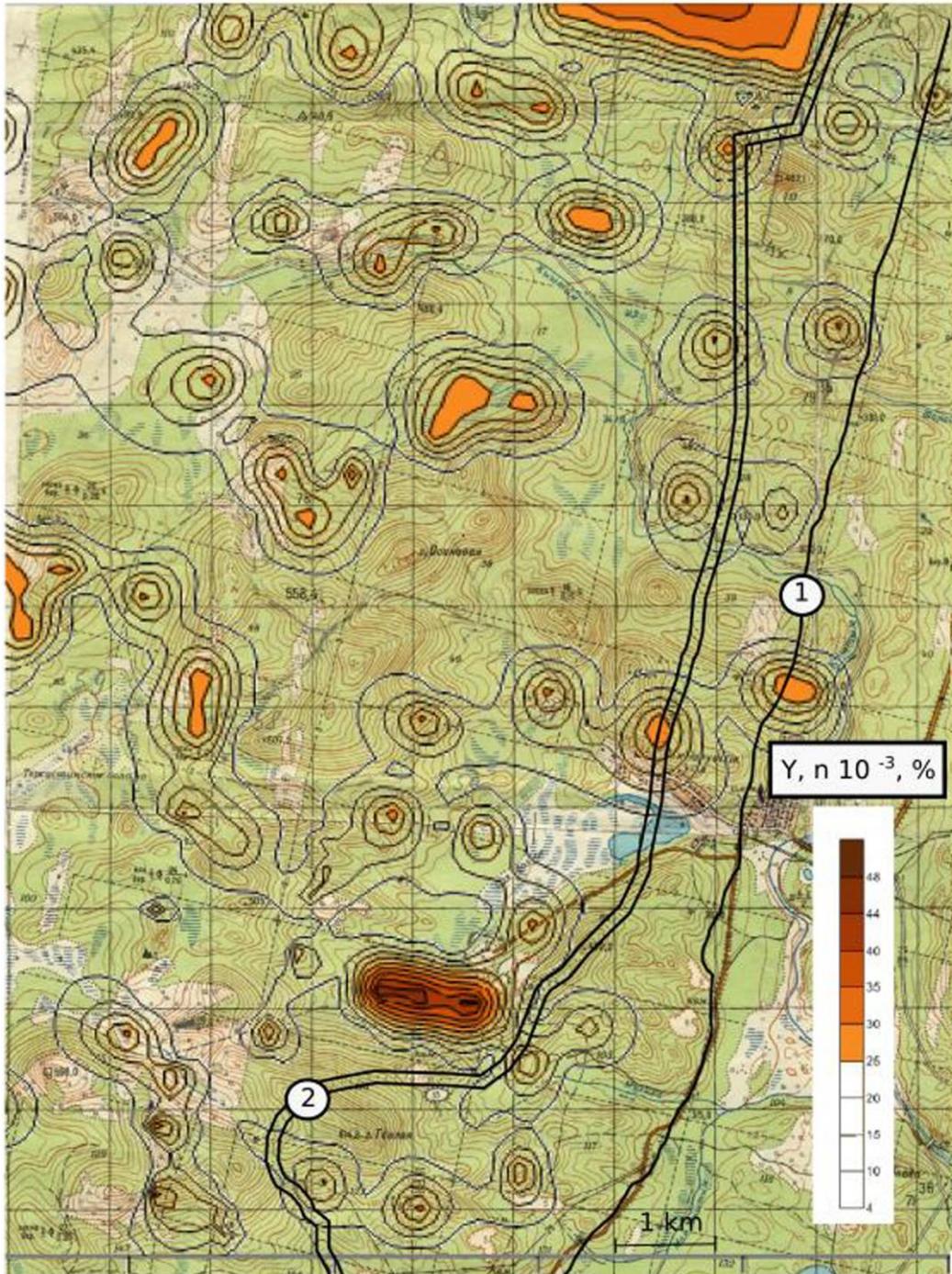


Рис. 107. Графические результаты литогеохимического опробования — ореолы  $Y$  в восточной части Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса (Парфенов и др., 1989, с добавлениями авторов). Геолого-тектоническая основа показана на рис. 106:  
 1 — ГУЗ; 2 — Слюдяногорско-Теплогорская шовная зона

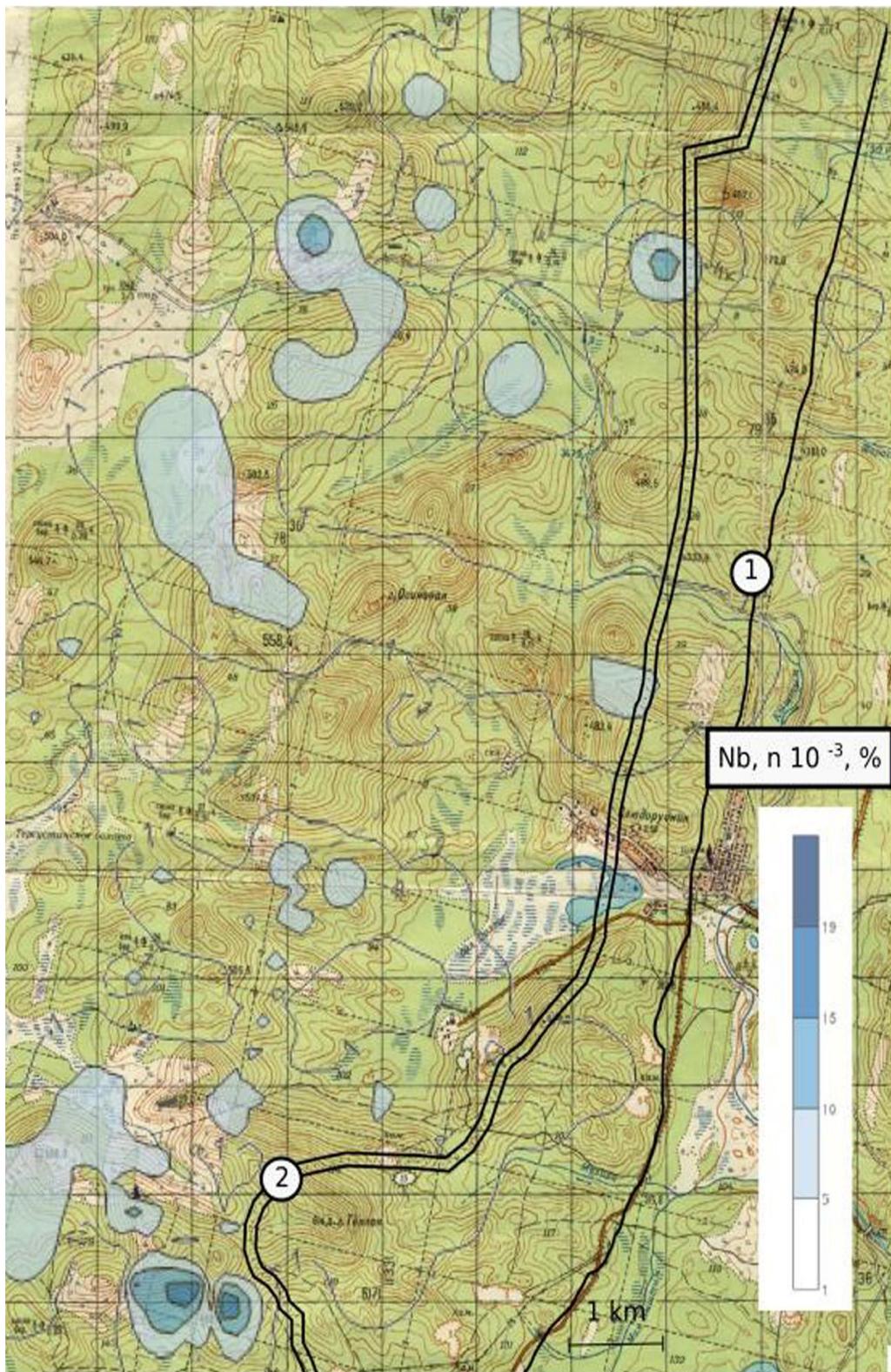


Рис. 108. Графические результаты литогеохимического опробования — ореолы ниобия  $\square 5 \times 10^{-3} \%$  в восточной части Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса (Парфенов и др., 1989, с добавлениями авторов). Геолого-тектоническая основа показана на рис. 106:  
 1 — ГУГР; 2 — Слюдяногорско-Теплогорская шовная зона

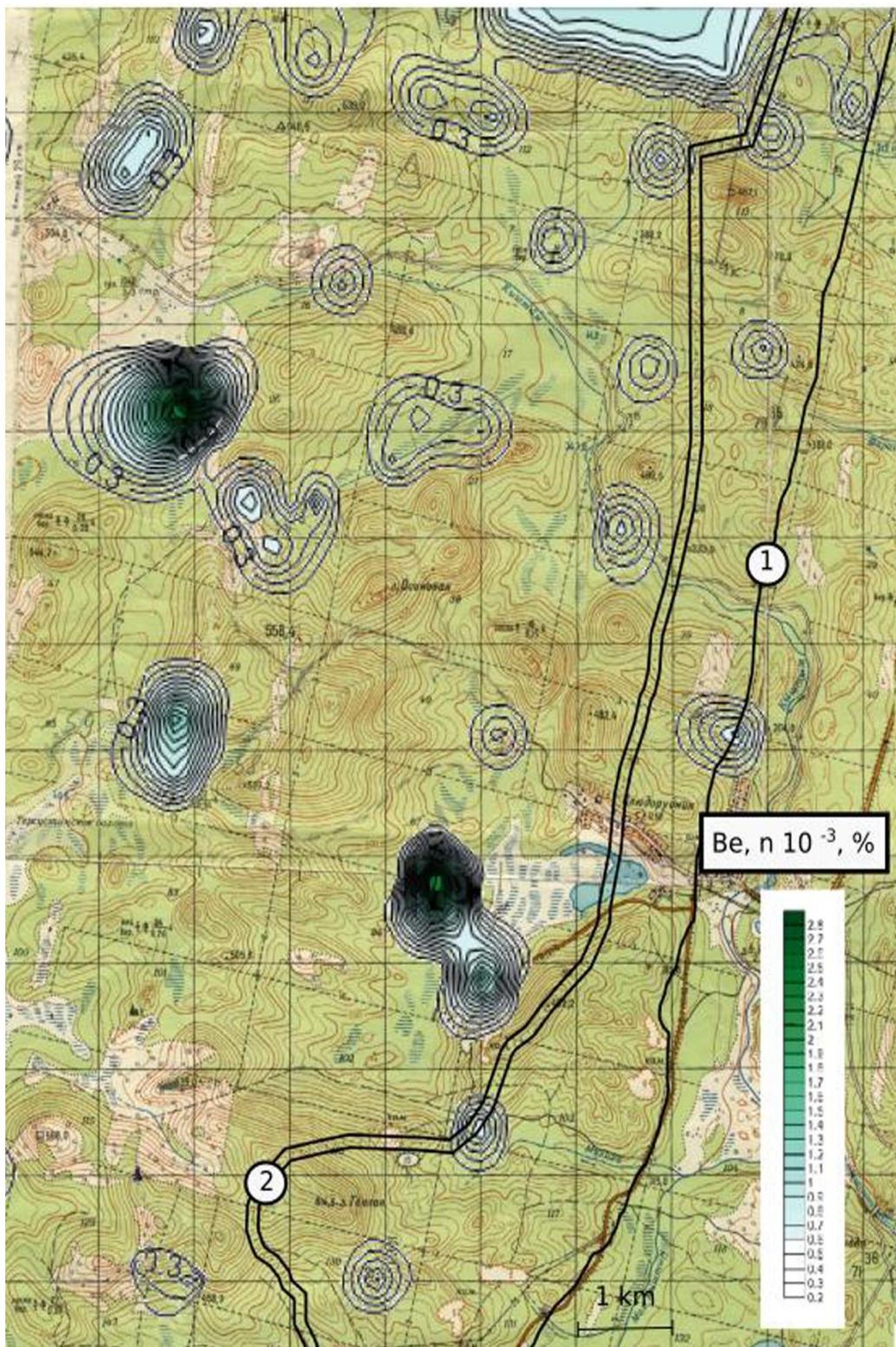


Рис. 109. Графические результаты литогеохимического опробования — ореолы бериллия  $0,5 \times 10^{-3} \%$  в восточной части Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса (Парфенов и др., 1989, с добавлениями авторов). Геолого-тектоническая основа показана на рис. 106: 1 — ГУЗР; 2 — Слюдяногорско-Теплогорская шовная зона

Ультраметаморфические месторождения являются полигенными и полихронными, и при телескопировании (наложении процессов один на другой) в единых шовных зонах со временем могут формироваться месторождения и проявления урана, золота, титана, редких элементов, слюды, апатита и других полезных ископаемых. От типичных плутоно-гидротермальных месторождений они отличаются протяженностью распространения вдоль зоны влияния шовной структуры, широким развитием железо-магнезиального, щелочного и кальциево-углекислого метасоматозов, высоким давлением при образовании и распространением среди пород высоких фаций метаморфизма (Белевцев, 1979).

Для высокотемпературных К-Na-полевых шпатов (анортоклазов) благоприятный интервал температур кристаллизации 600-800 °С. Проходящие в этих условиях сквозь магму летучие отделяются при температуре порядка 600-620 °С и давлении выше 3 кбар. С понижением температуры возрастает степень диссоциации кислот, уменьшается подвижность редкоземельных элементов цериевой группы, вследствие чего аксессуарные минералы обогащаются ураном, ниобием и редкоземельными элементами иттриевой группы (рис. 110).

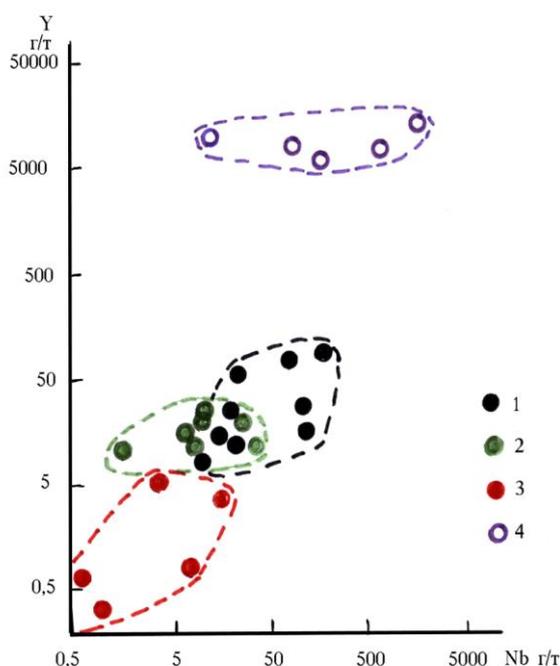


Рис. 110. Поведение Y-Nb в анортоклазитовых редкоземельных пегматитах с иттроэпидотом (уфалейский комплекс):

1 — гнейсо-граниты; 2 — амфиболиты; 3 — анортоклазовые гигантомигматиты; 4 — иттроэпидот

Вследствие высокой устойчивости урана в калий-натрий-карбонатных растворах в широком диапазоне температур и давлений в метасоматитах концентрации урана не наблюдается, а редкие земли, иттрий и уран изоморфно концентрируются в иттроэпидоте (U- 2,11; Y- 1,07 мас.%).

Образование редкоземельных (керамических) пегматитов происходит на значительных глубинах, превышающих 7-8 км. Во вмещающих плагиогнейсах широко развиты парагенезисы с кианитом, что свидетельствует о высокобарических условиях их образования (рис. 111). Редкоземельные анортоклазовые пегматиты (с иттроэпидотом) можно рассматривать как наиболее глубокие (абиссальные) фациальные разновидности пегматитовых образований (Гинзбург, Родионов, 1960; Огородников и др., 2007). При широком развитии в них иттроэпидота с повышенной концентрацией редких земель иттриевой группы они могут служить источником редкоземельного сырья.

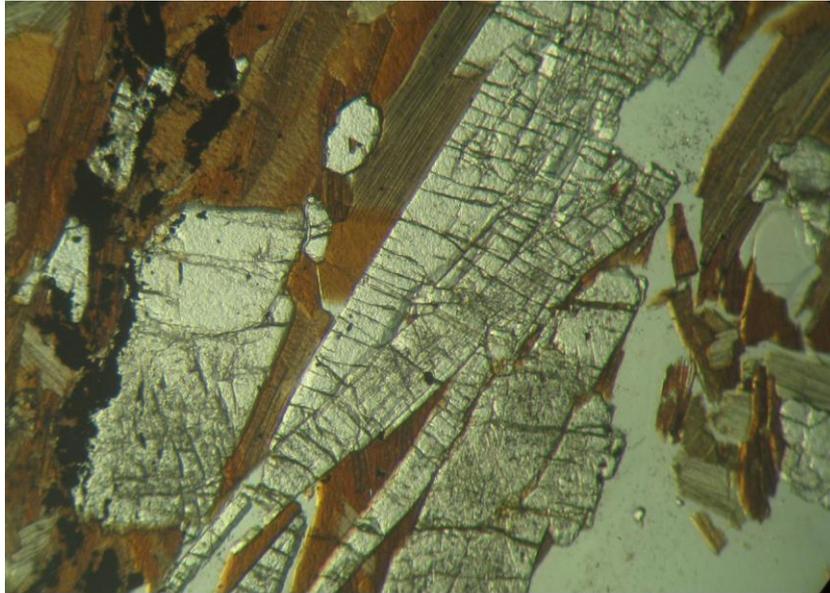


Рис. 111. Метаморфогенный кианит в биотитовых плагиогнейсах. Шлиф У-170, без анализатора, увел. 20X

Специализация редкоземельных пегматитов зависит от условий их формирования. Выделяется две подформации редкоземельных пегматитов: **цериевая**, которая контролируется вмещающими породами, претерпевшими гранулитовый метаморфизм высокоградиентного режима, и **иттриевая**, локализованная в породах с низкоградиентным высокобарическим режимом амфиболитовой фации. Различные типы режимов метаморфизма отражаются в поведении редких земель. Так, гранулитовый метаморфизм характеризуется более высокими концентрациями лантаноидов цериевой специализации, а породы низкоградиентного высокобарического метаморфизма амфиболитовой фации - иттриевой (рис. 112).

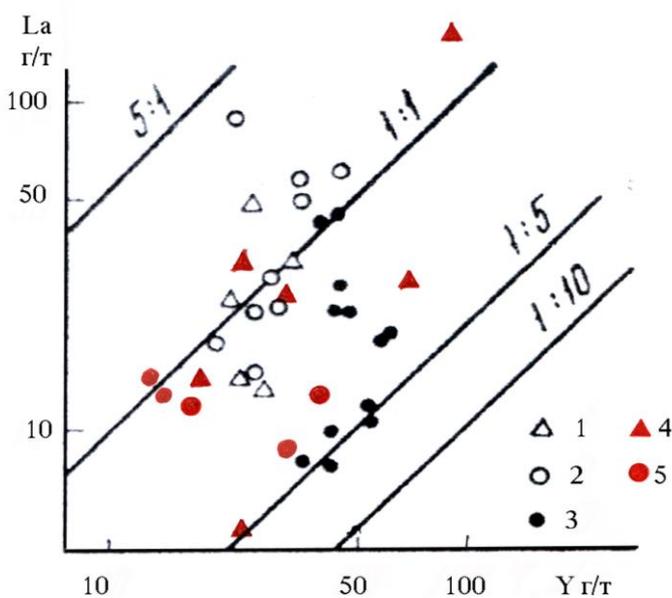


Рис. 112. Распределение La и Y в метаморфитах Урала (Краснобаев, Холоднов, 1981; Шагалов, Шардакова, 2005):

1 - тараташский комплекс (гранулитовая фация); 2-3 - ильменогорский комплекс: селяннинская свита (2) (гранулитовая фация); ильменогорская свита (3) (амфиболитовая фация); 4-5 - уфалейский комплекс (амфиболитовая с реликтами гранулитовой фации) плагиогнейсы (4); амфиболиты (5)

Обильное развитие редкоземельной минерализации, да и самих пегматитов второй подформации определяется очень широким проявлением регрессивного этапа метаморфизма амфиболитовой фации в позднепротерозойское время (Урал, Кейвы) (Соколов, Салье, 1983).

Аналогичные пегматиты встречены в Сысертско-Ильменогорском, Мурзинско-Адуйском комплексах (Тихомирова, 1971; Грабежев и др., 1974; Краснобаев, Холоднов, 1981; Левин, 1998, 2004; Попов, Попова, 2004; Губин, Хиллер, 2015).

На Балтийском щите (Норвегии, Швеции, Кольском полуострове) отмечается большое разнообразие месторождений и многочисленных проявлений редкоземельной минерализации, связанных с пегматитами, метасоматитами, с щелочно-ультраосновными породами и карбонатитами. Интересно, что месторождения в пегматитах с редкоземельной минерализацией (ортит, Y-эпидот, фергюссонит, самарскит, гадолинит и др.) чаще всего разрабатываются на полевой шпат и слюду, а редкоземельные существенно иттриевые концентраты обычно добываются попутно (Калита, 1961; Беляев, 1996).

## **5.2. Докембрийские щелочные метасоматиты шовных зон (редкометалльные альбититы, карбонатиты и гидротермалиты)**

В позднем рифее-раннем венде (620-540 млн лет) восточная часть Восточно-Европейской платформы на Южном и Среднем Урале испытала новый этап рифтогенеза с формированием линейно ориентированных грабенов, также выполненных грубообломочным материалом (с конгломератами, гравелитами, песчаниками), в ассоциации со щелочными высокотитанистыми вулканитами и интрузивными породами (габброидами, сиенитами и гранитоидами), датированными возрастом 730-660 млн лет (Холоднов, Ферштатер, 2008). Увеличение линзы базитов и ультрамафитов в основании коры привело в конечном итоге к сводовому воздыманию Урала, достигшему пика в конце венда и кембрии. Кадомский орогенез (Пучков, 2000) сопровождался региональным метаморфизмом и частичным плавлением нижнекоровых метабазитов (Попов, 2002). В это время формируются зональные дунит-пироксенит-габбровые массивы Платиноносного пояса Урала, имеющие длительную и сложную историю развития. Последние изотопные датировки Sm-Nd методом имеют ранневендские возрастные значения 560-550 млн лет для дунитов, верлитов, оливиновых, магнетитовых клинопироксенитов Кытлымского массива (Попов, 2006) и подтверждают представление о субплатформенно-рифтогенной (доспредионговой) природе Платиноносного пояса (Холоднов, Ферштатер, 2008). Плавление нижнекоровых метабазитов сопровождалось на заключительных стадиях формированием щелочных гранитоидов и сиенитоидов (Попов, 2002). Формирование рифтовой структуры щелевого типа сопровождалось в осевом трое развитии коры океанического типа с офиолитовыми ассоциациями - *максютовская, куштумгинская, куртинская, саитовская, светлинская* и др. свиты (Огородников и др., 2007). Активизация шовных зон сопровождается прогрессивным региональным метаморфизмом. Привлекает внимание отсутствие во всех регионах каких-либо интрузивных пород, с которыми можно было бы связывать появление щелочных, полевошпатовых метасоматитов, альбититов и карбонатитов.

Наибольший интерес среди постмагматических образований представляют щелочно-карбонатные метасоматиты — **карбонатиты и сопряженные с ними альбититы**. В Уфалейском метаморфическом комплексе описаны редкометалльные, ураноносные альбититы и карбонатиты, которые относятся к карбонатитам «линейно-трещинных зон» (Белковский, 1979; Огородников и др., 2007, 2012).

Многими исследователями установлено, что со щелочными сиенитами, щелочными и субщелочными гранитами связаны пневмолитовые, гидротермальные проявления, формирующиеся в условиях различных температур и давлений. Специфическая особенность этих гидротермальных образований — альбитизация и появление в альбититах в значительных количествах минералов редких земель (фторкарбонаты, фосфаты и силикофосфаты), ниобия, ильменорутила, титанита, молибденита и других сульфидных минералов и в значительных количествах оксидов железа (Беляев и др., 1996; Огородников и др., 2007). Поскольку подобные месторождения могут отходить достаточно далеко от

породивших их материнских интрузий, то во многих случаях отсутствуют прямые доказательства связи этих месторождений со щелочными интрузивными комплексами (Гинзбург, 1960).

По данным U-Pb-метода (Краснобаев, Давыдов, 2000), возраст метаморфизма ильменогорской толщи, параллелизуемой с уфалейской свитой,  $643 \pm 46$  млн лет и  $576 \pm 65$  млн лет дается возраст для шумихинской толщи, а по Sm-Nd изотопным данным возраст становления ультрабазитов, альбититов и карбонатитов Булдымского массива  $602 \pm 24$  млн лет (Недосекова, Белоусова, 2009), возраст альбититов и карбонатитов Уфалейского комплекса  $525 \pm 11$  млн лет (Огородников и др., 2012). Изотопный состав (Sr, Nd, C, O) карбонатных жил Уфалейского комплекса свидетельствует о связи их с глубинным источником, по своим изотопным параметрам близким мантийному резервуару EM1, характерному для рифтовых зон древних щитов (Недосекова и др., 2005).

Альбититы секут анортоклазовые редкоземельные пегматиты, содержащие кристаллы иттроэпидота и кварцевые жилы перекристаллизации (слюдяногорский тип) среднерифейского возраста. С образованием альбититов связано появление ураноносных, иттриевых и ниобиевых минералов — фергюссонита, самарскита, пироклора и Y-колумбита. Данные метасоматиты отчетливо секут ранние анортоклазовые рифейские редкоземельные пегматиты, а также кристаллы иттроэпидота рифейского возраста (рис. 113).

Рис. 113. Крупный кристалл иттроэпидота сечется агрегатом мелкозернистого альбитита, развивающегося по анортоклазиту. Образец в  $\frac{1}{2}$  натуральной величины из забоя штольни (жила № 4. Слюдяногорское месторождение мусковита)



С образованием сахаровидных альбититов связано появление ураноносных, иттриевых, тантал-ниобиевых минералов - фергюссонита и иттроколумбита. Фергюссонит образует сплошные выделения изометричной формы размером 2-5 см в диаметре, содержащие в виде включений зерна иттроколумбита, ферсмита, иттротанталита.

**Фергюссонит** образует сплошные выделения изометричной формы размером 2-5 см в диаметре (рис. 114), содержащие в виде включений зерна Y-колумбита, самарскита, ферсмита, Y-танталита, Y-алланита. Цвет минерала черный, блеск стеклянный до полуметаллического, твердость 6,5-7, удельный вес 5,82.

В шлифах фергюссонит черный, серый, до розовато-фиолетового, без заметного плеохроизма. Оптически двуосный, отрицательный,  $2V = 34^\circ$ ,  $r \ll v$  слабая,  $N_p = 2,18$ ,  $N_g = 2,28$ . Химический состав фергюссонита близок к теоретическому составу  $YNbO_4$ : CaO – 1,40; MgO - сл; FeO – 0,36; TR(Y) – 42,6;  $ZrO_2$  – 0,93;  $SiO_2$  – 0,14;  $TiO_2$  – 0,50;  $Nb_2O_5$  – 51,65;  $Ta_2O_5$  – 2,50;  $H_2O$  – 0,22; сумма - 100,3 % (Минеев, 1959). Формула фергюссонита выглядит следующим образом:

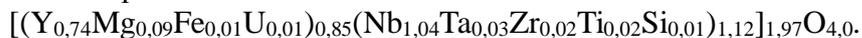


Рис. 114. Выделение метамиктного фергюссонита в альбитите (натуральная величина). Жильное тело № 4. Слюдяногорское месторождение мусковита



Кроме того, в фергюссоните нами установлена примесь  $U = 1,64$  мас.%;  $Th = 0,012$  мас. %;  $Zr = 0,31$  мас.%, которые возможно относятся к минеральным примесям в виде циркона, уранинита, колумбита и других минералов, установленных нами рентгеноструктурным анализом в метамиктной массе фергюссонита.

Исходное состояние фергюссонита — метамиктное, при прокаливании до 800-1000 °С минерал становится моноклинным, с параметрами элементарной ячейки:  $a_0 = 5,05 \text{ \AA}$ ,  $b_0 = 10,89 \text{ \AA}$ ,  $c_0 = 5,27 \text{ \AA}$ ,  $\beta = 85^\circ$ .

Аналогичный фергюссонит описан в альбититах Полярного Урала:  $CaO - 2,25$ ;  $Al_2O_3 - 0,47$ ;  $MgO - 0,22$ ;  $Fe_2O_3 - 0,29$ ;  $TR(Y) - 45,09$ ;  $ZrO_2 - 0,11$ ;  $SiO_2 - 1,04$ ;  $Nb_2O_5 - 43,96$ ;  $Ta_2O_5 - 0,80$ ;  $UO_3 - 0,37$ ;  $ThO_2 - 1,23$ ;  $PbO - 0,29$ ;  $H_2O - 0,97$ ; сумма - 100,18 % (Апельцин и др., 1967).

В отличие от фергюссонитов из альбититов Уфалейского метаморфического комплекса и Полярного Урала, имеющих иттриевую специализацию лантаноидов, фергюссонит из интенсивно альбитизированных гранитных пегматитов Ильменских гор представлен цериевой разновидностью (Макаровичкин и др., 1965; Еськова, 1976):  $MgO - 0,52$ ;  $CaO - 2,90$ ;  $PbO - 0,63$ ;  $Fe_2O_3 - 0,94$ ;  $Y - 10,17$ ;  $Ce - 24,84$ ;  $TiO_2 - 4,12$ ;  $ThO_2 - 11,67$ ;  $UO_3$  — нет;  $Nb_2O_5 - 40,51$ ;  $Ta_2O_5 - 1,31$ ; сумма — 97,61 %.

Исследование различных природных образцов минералов группы фергюссонита показало, что вхождение в их состав  $Ca$ ,  $U$ ,  $Th$ ,  $Zr$ ,  $Fe$ ,  $Ti$  в известных для этих минералов количествах может привести к увеличению параметров ячейки  $a$ ,  $b$ ,  $c$ , но сопровождается при этом уменьшением удельного веса минерала (Комков, 1959). Проведенные исследования показывают, что параметры элементарной ячейки и удельный вес минералов зависят от соотношений  $Nb:Ta$  и  $Y:TR$  в образцах (рис. 115).

Изменение параметров кристаллической решетки во многом обусловлено размерами радиусов элементов, в частности, у фергюссонита это лантаноиды. Как известно, радиусы лантаноидов плавно уменьшаются от  $La$  (1,22) до  $Lu$  (0,99).  $Ce$  имеет довольно крупный радиус -1,18, а  $Y$  - минимальный (1,06), что оказывает существенное влияние на параметры фергюссонита (Геология месторождений..., 1959).

А. И. Комковым (1959) показано, что изоморфное вхождение в решетку синтетического соединения  $YNbO_4$  редких земель от лантана до лютеция сопровождается уменьшением параметров ячейки. Увеличение размеров элементарной ячейки также может быть связано с вхождением изоморфных примесей  $Ca$ ,  $U$ ,  $Pb$ ,  $Th$ ,  $Zr$ ,  $Fe$ , и  $Ti$ . Вхождение в кристаллическую решетку тех или иных лантаноидов зависит от термодинамических

условий образования редкоземельных пегматитов и альбититов, в большей степени от давления. Так, альбититы Уфалейского комплекса, образованные в абиссальных условиях глубинности, имеют минимальные параметры кристаллической решетки (рис.116), а Сефергюссонит Ильмен имеет максимальные параметры кристаллической решетки и средневзвешенный радиус лантаноидов, соответствующий Nd-Sm, что характеризует мезоабиссальные условия.

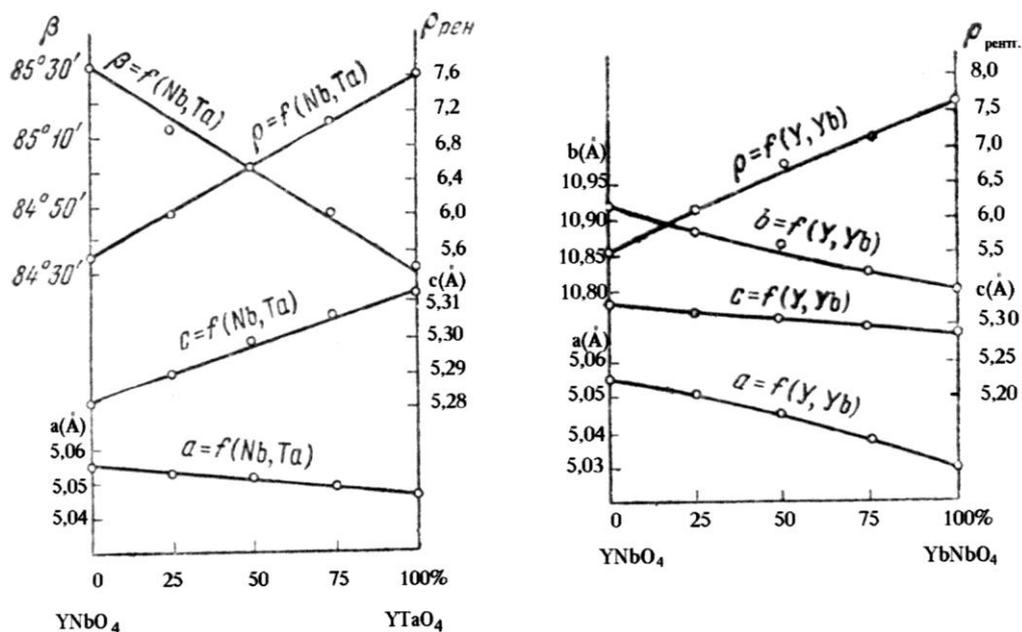


Рис. 115. График зависимости параметров фергюссонитов от состава в изоморфном ряду YNbO<sub>4</sub>-YTaO<sub>4</sub> и YNbO<sub>4</sub>-YbNbO<sub>4</sub> (Комков, 1959)

Наиболее часто фергюссонит встречается в гранитах и в высокотемпературных редкоземельных пегматитах. Фергюссонит ассоциирует в них с монацитом, ксенотимом, ортитом, гадолинитом, биотитом. В подобной ассоциации минерал встречен во многих пегматитах в Сибири, Кольском полуострове, Норвегии, Швеции, Японии, США, Канады, Мадагаскара (Семенов, 1963).

**Танталотитаноколумбит** встречается на Слюдяногорском месторождении мусковита в виде зернистых агрегатов и пластинчатых выделений неясной формы. Его мономинеральные выделения серебристо-черного цвета достигают 5 см в поперечнике. Слабоэлектромагнитен, почти не прозрачен. Удельный вес 5,1 г/см<sup>3</sup>. Химический состав данной разновидности: SiO<sub>2</sub> - 1,09; TiO<sub>2</sub> - 13,0; ZrO<sub>2</sub> - 0,24; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 0,59; Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> - 39,73; Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> - 21,07; MnO - 0,56; FeO - 19,84; MgO - 0,29; CaO - 0,25; Y - 2,87; U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> - 0,21; сумма - 100,34% (Лутц, Минеев, 1967).

Минералы группы колумбит-танталита для щелочных метасоматитов Урала не типичны, хотя присутствуют в большинстве полей их образований: Полярно-Уральском, Уфалейском, Вишневогорском, Ильменогорском, Борсуксайском. В большинстве своем являются редкими аксессуарными минералами заключительных этапов становления щелочных метасоматитов, где они развиваются по пирохлору, фергюссониту, ферсмиту и другим тантало-ниобатам (Апельцин и др., 1967; Еськова и др., 1964; Ефимов, Еськова, 1973).

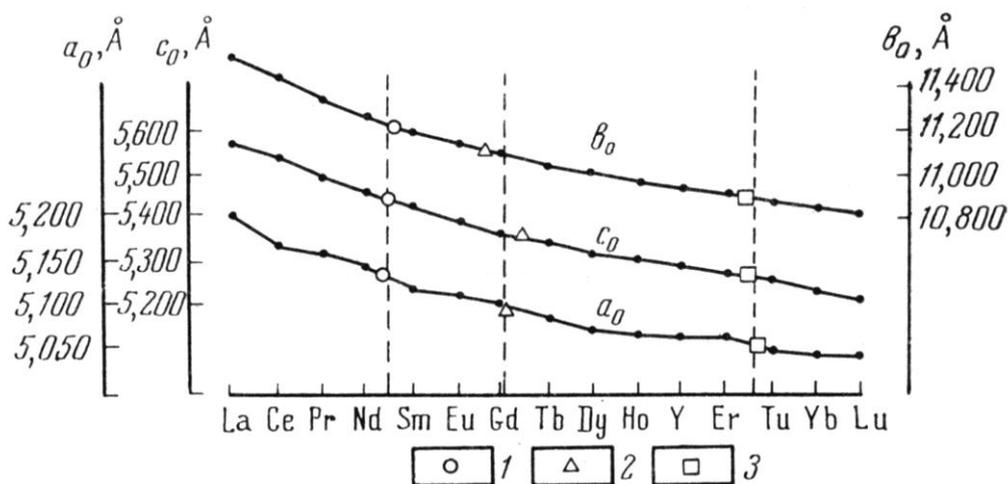


Рис. 116. График, позволяющий по кристаллохимическим константам определять средний радиус катионов в природных фергюссонитах (Минеев, 1969): 1 - Се-фергюссонит (Ильмены); 2 - Се-Y-фергюссонит (Акжайляу); 3 - Y-фергюссонит (Уфалейский комплекс)

Ферроколумбит в полярноуральских альбитах представлен несколькими морфологическими разновидностями. Наиболее распространенным является толстопризматический черный колумбит — вторичный минерал по раннему фергюссониту. Кроме того, выделяется тонкопризматический и тонкотаблитчатый, просвечивающий красным колумбит. По составу минерал занимает промежуточное положение между собственно колумбитом и манганколумбитом ( $\text{FeO} = 10,57-12,23\%$ ;  $\text{MnO} = 6,53-7,15\%$ ). Содержание  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  колеблется от 3,43 до 6,56 % при  $\text{Ta}_2\text{O}_5/\text{Nb}_2\text{O}_5$  отношении, варьирующим от 1:8 до 1:20 (Апельцин и др., 1967).

В Вишневых горах колумбит обычного состава (17,66 %  $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 5,67 %  $\text{MnO}$  и 63,72 %  $\text{Nb}_2\text{O}_5$ ), типоморфен для тонких сростаний с ферсмитом, где нередко образует оторочки вокруг последнего и в виде прожилков рассекает его агрегаты. Минерал является продуктом стадийного изменения пирохлора, вначале замещенного ферсмитом, а затем колумбитом (Еськова, 1976).

Титаноколумбит (с 12,82 %  $\text{TiO}_2$ ) в Вишневых горах образует зернистые агрегаты до 2x3 см черного цвета. Параметры элементарной ячейки близки к таковым колумбита обычного состава:  $a_0 = 5,723\text{Å}$ ,  $b_0 = 14,27\text{Å}$ ,  $c_0 = 5,075\text{Å}$ . Для минерала характерно отношение  $\text{Nb}:\text{Ti} = 3:1$  и несколько повышенные содержания редких земель (1,74 %  $\text{TR}_2\text{O}_3$ ). Вишневогорский титаноколумбит близок к титаноколумбиту Енисейского кряжа, открытому Е.В.Свешниковой (Свешникова и др., 1965; Еськова, 1976)

В последнее время на Слюдоруднике авторами были найдены выделения **иттроколумбита**, которые имеют изометричную форму, достигают 1 см в поперечнике и находятся в сахаровидном альбите. Цвет минерала черный, на отдельных участках наблюдаются буровато-красные внутренние рефлексии (рис. 117).

Иттроколумбит метамиктный, после прокаливания при 800 °С появляется дифракционная картина. Сравнение рентгенограмм показывает хорошее совпадение исследуемого минерала с искусственной фазой  $\text{FeNbO}_4$ . Химический состав иттроколумбита изучался на рентгеноспектральном микроанализаторе “Camebax microbeam” в ГЕОХИ РАН в лаборатории ЦЛАВ (аналитик Н. Н. Кононкова):  $\text{CaO} = 0,38-0,60$ ;  $\text{TiO}_2 = 3,89-4,13$ ;  $\text{MnO} = 0,02-0,14$ ;  $\text{FeO} = 11,35-11,28$ ;  $\text{Y}_2\text{O}_3 = 11,69-12,53$ ;  $\text{Nb}_2\text{O}_5 = 38,74-38,56$ ;  $\text{Ce}_2\text{O}_3 = 0,14-0,10$ ;  $\text{Ta}_2\text{O}_5 = 12,02-12,51$ ;  $\text{WO}_3 = 1,68-1,36$ ;  $\text{PbO} = 0,32-0,08$ ;  $\text{ThO}_2 = 0,37-0,39$ ;  $\text{UO}_2 = 8,27-6,85$ ;  $\text{Er}_2\text{O}_3 = 9,11-9,01$ ; сумма = 98,04-97,55 (Сустанов, Огородников, 2008).

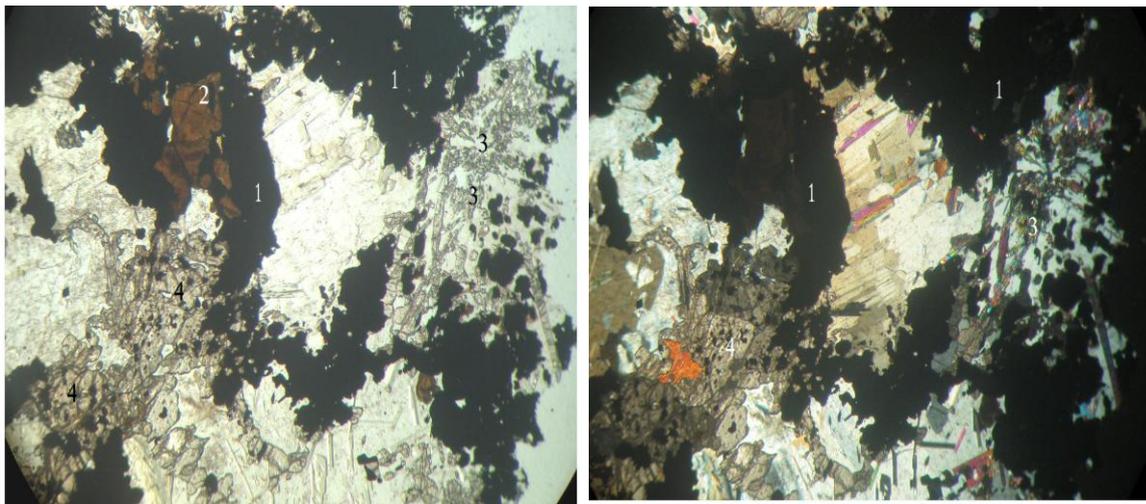
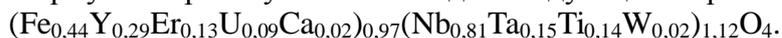


Рис. 117. Выделения иттроколумбита (1) в альбитите с вкрапленностью пирохлора (2). Иттроколумбит замещается лучистым цирконом (3) и титанитом (4). Шлиф РУ-1, без анализатора (слева), с анализатором (справа), увел. 20X

Формула иттроколумбита выглядит следующим образом:



При нормировании содержаний редких земель в иттроколумбите на хондрит наблюдается существенное преобладание тяжелых лантаноидов и иттрия над легкими (рис. 118).

**Самарскит** найден в виде кристаллов короткопризматического и толстотаблитчатого облика (рис. 119). Чаше встречается совместно с фергюссонитом. Спайность отсутствует, излом раковистый, блеск смолистый, метамиктен.

Химический состав может быть выражен формулой (Лунц, Минеев, 1967):  $(\text{Y}_{0,93}\text{Ca}_{0,15}\text{Fe}^{+2}_{0,33}\text{U}_{0,03}\text{Mg}_{0,03})_{0,93}(\text{Nb}_{0,86}\text{Ta}_{0,16}\text{Ti}_{0,14}\text{Fe}^{+3}_{0,12}\text{Si}_{0,06}\text{Al}_{0,03})_{1,37}\text{O}_{4,0}$ .

Характерно, что все иттриевые ниобаты горы Слюдяной отличаются высоким значением отношения U/Th (13-25).

С натриевым метасоматозом урановая минерализация, кроме редкоземельных минералов, незначительно проявлена также в титаните (0,0146 мас. %), апатите (0,0006-0,0016 мас. %), ильменорутиле (0,001 мас. %).

Самарскит встречается также в полярноуральских альбититах и пользуется ограниченным распространением (Апельцин и др., 1967). Минерал отмечается в виде одиночных пластинчатых кристаллов длиной до 1-2 см. Цвет черный, метамиктен, рентгеноморфен, после прокаливания восстанавливает кристаллическую структуру. Химический состав соответствует составу низкоуранового (5,58 %  $\text{U}_3\text{O}_8$ ) самарскита с относительно низкими содержаниями тантала (3,0-4,55  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  вместо 8-21 % у самарскитов обычного состава).  $\text{Ta}_2\text{O}_5/\text{Nb}_2\text{O}_5$  отношение варьирует в небольших пределах 1:10,4-14,7.

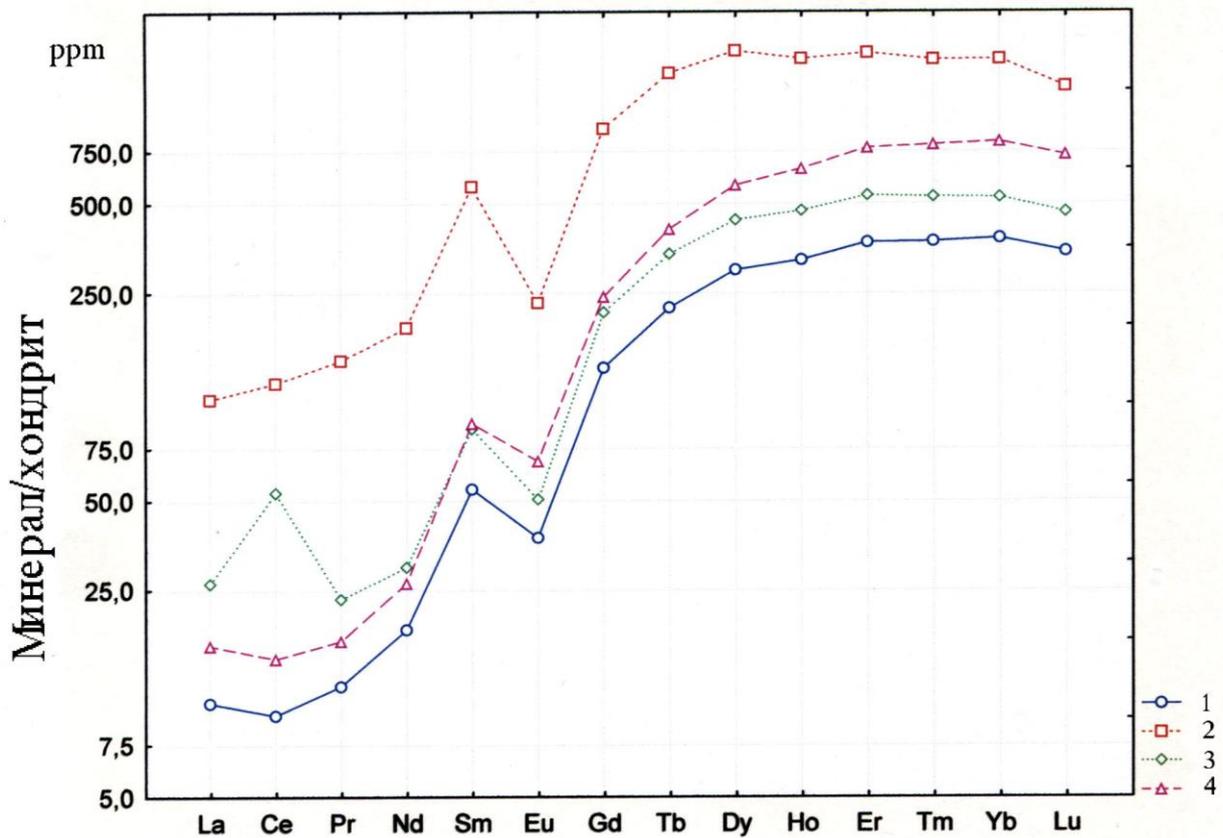


Рис. 118. Кривые распределения редкоземельных элементов нормированных на хондрит в альбититах и карбонатитах Слюдяногорского месторождения (Уфалейский комплекс): 1 — ильменорутил; 2 — пирохлор; 3 — ильменорутил; 4 - иттроколумбит

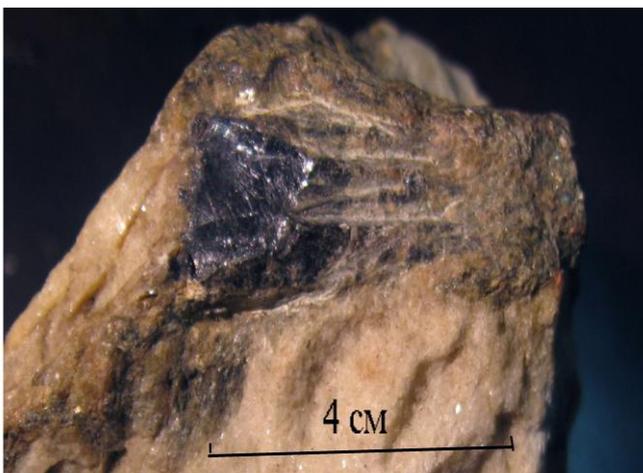


Рис. 119. Кристалл самарскита длиной 4 см в альбитите. Слюдяногорское месторождение мусковита

**Пирохлор**  $(Ca,Na)_2Nb_2O_6(OH,F)$  встречается достаточно редко и только в существенно альбитовых разностях. Он наблюдается в виде бесформенных зерен и комковатых агрегатов. Нередко пирохлор образует густую вкрапленность в иттроколумбите, реже приурочен к лучистому циркону. Цвет минерала ярко-желтый, желтовато-зеленый, чайно-желтый (см. рис. 117).

Химический состав пирохлора достаточно необычен: CaO 9,43; TiO<sub>2</sub> – 8,98; MnO –

0,15; FeO – 0,43; Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 26,45; TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,14; Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 28,68; UO<sub>2</sub> – 16,74; сумма — 91,02. По сравнению с уранопирохлорами, приводимыми в литературе, с которыми его сближает содержание урана, в нем заметно больше титана и очень высокое содержание тантала. По количеству этих окислов он приближается к тройной точке сочленения пирохлора, микролита и бетафита. В нем практически полностью отсутствует натрий, редкие земли фиксируются только методом ICP-MS, и сам он сильно гидратирован. Это удивительно тем, что в составе окружающих минералов недостатка в редких землях иттриевой группы нет, да и в нем самом иногда наблюдаются включения иттроколумбита (Суставов, Огородников, 2008).

Пирохлор — наиболее распространенный ниобиевый минерал альбитизированных щелочных пород, пегматитов, альбититов и карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса (Еськова, 1976) и Полярного Урала (Апельцин и др., 1967). Представлен плохообразованными октаэдрическими кристаллами, их скоплениями черного, темно-бурого, красно-бурого цвета. Урансодержащие разновидности пирохлора зон карбонатизации Ильмено-Вишневогорского комплекса и альбититов Полярного Урала характеризуются буровато-зеленой и желтой окраской. В альбититах развиты более мелкие (до 2-3 мм) выделения пирохлора; в карбонатитах его размер значительно крупнее (до 0,5-1,5 см). Для альбититов чаще всего типоморфен пирохлор обычного состава с низким содержанием Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,05-0,51 %), U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> (0,0-1,06 %) и несколько повышенным TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,68-2,96 %); в зонах карбонатитов в пирохлоре возрастает содержание Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (1,0-3,80 %) и U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> (до 6,5 %) (Еськова, 1976).

**Радиально-лучистый циркон** крайне необычен по форме выделения. Образует радиально-лучистые выделения размером до 4-8 мм в поперечнике (рис. 120). На отдельных индивидах можно различить только грани тетрагональной призмы, головки не сохраняются или находятся в иттроколумбите. Внутри подобных выделений нередко встречается иттроколумбит, выполняя клиновидные полости и тончайшие просечки между отдельными обособлениями радиально-лучистого агрегата. Реже в них встречаются единичные кристаллы пирохлора (Суставов, Огородников, 2008).

В его химическом составе обращает на себя внимание весьма высокое содержание гафния (5,5 %) и редких земель (2,7 %) (Лутц, Минеев, 1967). В отличие от ранее приведенных данных по химическому составу циркона, в новых находках циркон более чистый, и кроме примеси гафния (HfO<sub>2</sub> = 1,22 мас.%), заметно более низкой, чем приводилось в более ранних работах. Расщепление кристаллов циркона и образование сферокристаллов, вероятно, вызывается высокой примесью гафния.

Рис. 120. Лучистый циркон (в центре) равивается по выделениям иттроколумбита. Образец РУ-5, забой штольни № 4. Слюдяногорское месторождение мусковита



Радиоактивность зон с иттроэпидотом, пирохлором, фергюссонитом, иттроколумбитом достигает 600 мкр/ч, что позволяет фиксировать и картировать их на местности и в выработках (рис. 121).

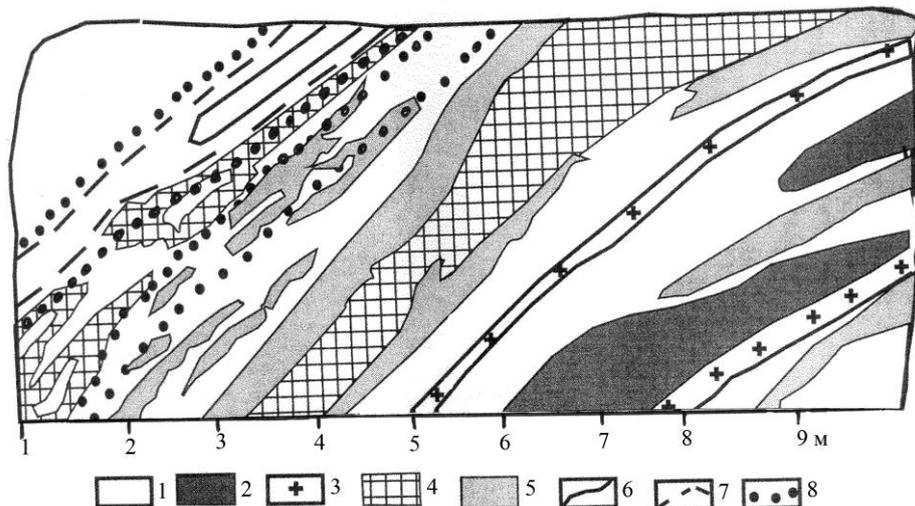


Рис. 121. Зарисовка жилы 175 (забой подземной выработки):  
 1 – биотит-амфиболовые гнейсы; 2 – амфиболиты; 3 – дайки плагиогранитоидов; 4 – кварцевая жила; 5 – карбонатные метасоматиты с флогопитом, магнетитом и редкоземельной минерализацией; 6-8 – уровень радиоактивности (мкр/ч): □ 150 (6); 100-150 (7); 20-100 (8)

На фронте альбитизации появляются карбонатиты, первоначально магматогенные, высокотемпературные крупнокристаллические кальцитовые тела (карбонатит-1), которые сменяются метасоматическими кальцит-биотит-магнетитовыми (карбонатит-2), с образованием биотитовых и магнетитовых тел среди карбонатитов (рис. 122).

Эти карбонатиты не содержат собственных редкоземельных минералов, но концентрируют редкоземельные элементы в самом кальците - содержание TR = 1500-2900 г/т, в т. ч. 450-850 г/т Y, редкоземельные элементы преимущественно иттриевого состава (рис. 123), тогда как во вмещающих амфибол-биотитовых гнейсах сумма РЗЭ составляет 300-400 г/т, в т. ч. 80-90 г/т Y, а в анортоклазовых пегматитах TR = 10 г/т, в т. ч. 5 г/т Y. Кальциты содержат также повышенное количество Sr = 4460 - 6700; Nb до 410; Mn = 3800 - 6900 г/т. Такие концентрации Sr и Mn в этой минеральной фазе характерны для высокотемпературных метасоматитов. Высокое содержание РЗЭ Y-группы и иттрия характерно для пневматолитово-гидротермальных образований, связанных со щелочными и субщелочными гранитными интрузивами (Швей, 1962; Балашов, 1976).

Изотопный состав (Sr, Nd, С, О) карбонатитовых тел Уфалейского комплекса свидетельствует о связи их с глубинным источником, по своим изотопным параметрам близким мантийному резервуару EM1, характерному для рифтовых зон древних щитов (Недосекова и др., 2006).

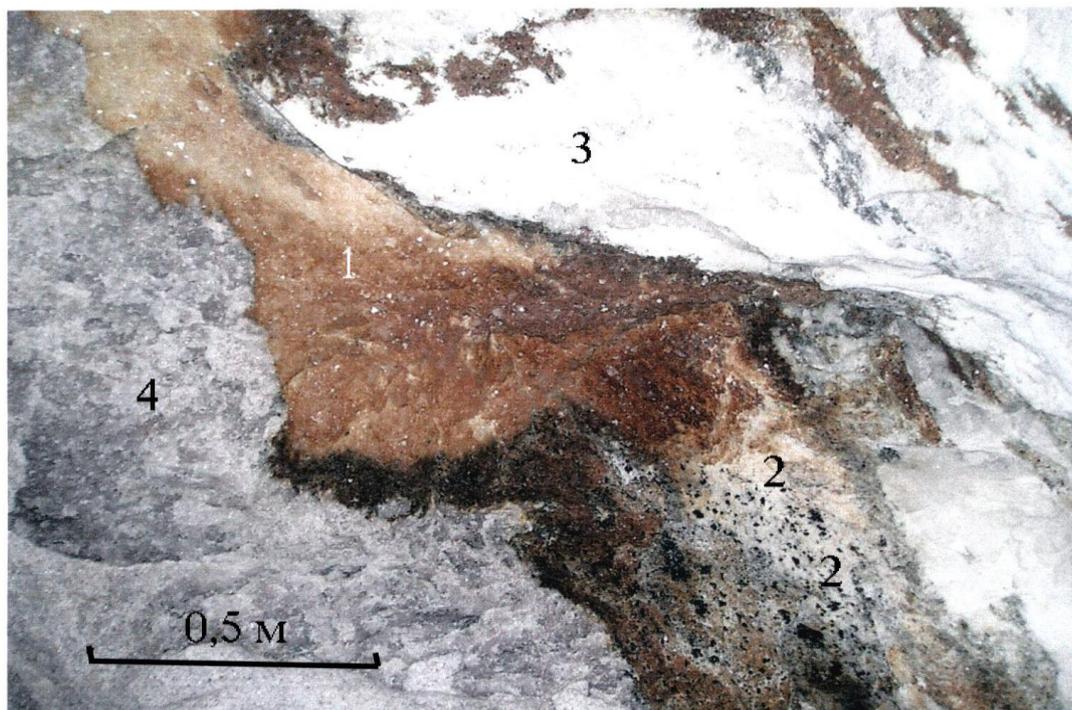


Рис. 122. Ранний (докембрийский) метамагматический кальцит-1 желтого, белого цветов (1) замещается кальцитом-2 серого цвета с биотитом и магнетитом (2), совместно с альбитом (3); оба карбоната замещены метасоматическим мелкозернистым кварцем (4). Кровля штольни по отработке жилы мусковита № 4 Слюдяногорского месторождения мусковита

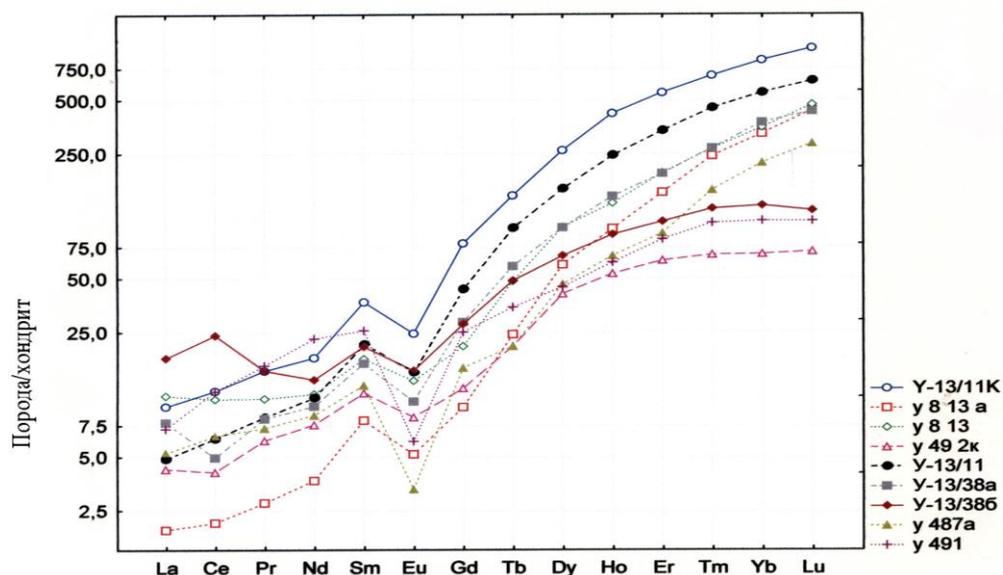


Рис. 123. Поведение редкоземельных элементов в кальцитовых карбонатитах Уфалейского метаморфического комплекса

В телах карбонатитов под действием гидротермальных растворов наблюдается перекристаллизация раннего кальцита белого цвета (желтого на выветрелой поверхности), с образованием прозрачных полигонально зернистых агрегатов кальцита серого цвета.

Перекристаллизация кальцита сопровождается кристаллизацией черного биотитаннита (рис. 124), имеющего индукционные грани роста, что свидетельствует об одновременном росте с кальцитом. Среди зерен кальцита и биотита наблюдаются многочисленные мелкие кристаллики октаэдрического магнетита и пирротина (рис. 125).

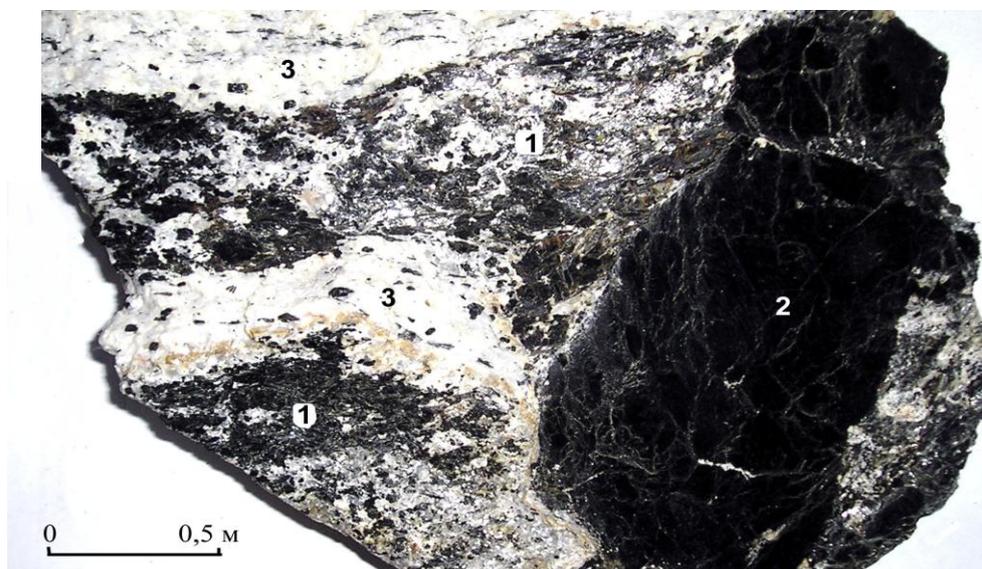


Рис. 124. Развитие пегматоидных образований крупнокристаллического биотита (2) в щелочных кальцитовых карбонатитах (3) с прослоями мелкочешуйчатого биотита и зернами магнетита (1). Карьер по отработке жилы-175, Кыштымское месторождение гранулированного кварца

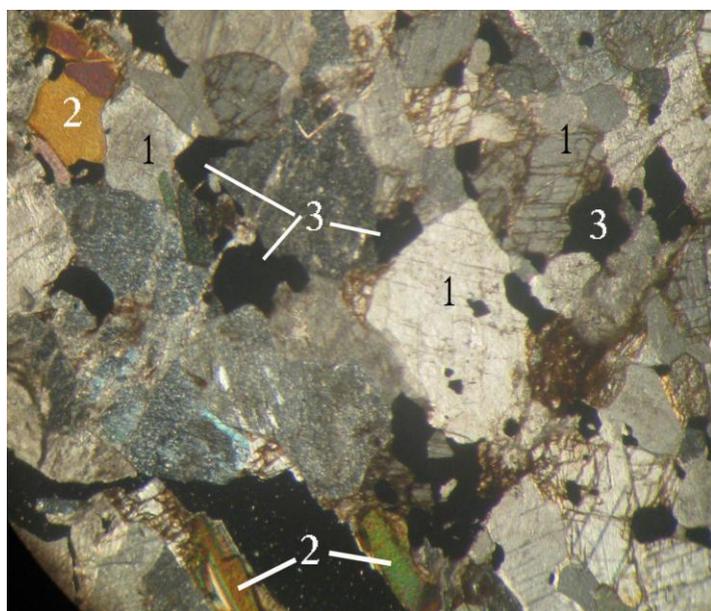


Рис. 125. Перикристаллизованный карбонатит-2, состоящий из полигональных зерен кальцита (1), кристаллов биотита (2) и зерен магнетита (3). Шлиф У-86, с анализатором, увел. 20X

Образование карбонатитов в амфиболитах сопровождалось интенсивным выносом железа, магния и кальция в прилегающие зоны. Рудный процесс начинался с образования «базификатов», пород с куммингтонит-гранатовыми, эпидот-пироксеновыми, куммингтонит-гранат-пироксеновыми, пироксен-альбитовыми магнетитсодержащими породами. Гранаты из таких пород и руд относятся к спессартинам, в то время как гранаты

из вмещающих пород представлены алмадинами (Панков, Кейльман, Глушкова, 1983; Белковский, Локтина, 1977; Огородников и др., 2007).

Карбонатизированные и карбонат-магнетитовые, карбонат-гематит-магнетитовые метасоматиты возникают при тектонических подвижках, на завершающих этапах ранней щелочной стадии метасоматических преобразований. В процессе вскипания бикарбоната происходит повышение щелочности растворов, удаление углекислого газа и образование активного карбонат-иона, который связывается в кальцит, а при наличии повышенных количеств марганца – в родохрозит. Углекислый газ, взаимодействуя с марганецсодержащими силикатами, образуют марганцевый силикат – родонит, что мы наблюдаем на Уфимском магнетитовом месторождении.

Щелочные условия также благоприятны и для образования магнетита, в меньшей степени гематита. Сплошные магнетитовые руды характеризуются полигонально-зернистой структурой, массивной и прожилковой текстурами. Характерно наличие реликтовых парагенезисов скарноподобных пород с куммингтонит-гранатовыми, эпидот-пироксеновыми, куммингтонит-гранат-пироксеновыми в магнетитовых телах Маукского, Теплогорского, Уфимского и других магнетитовых месторождений Уфалейского комплекса (Панков, Кейльман, 1983). В рудах отмечаются повышенные содержания Ва (0,025-0,5 %), Mn (0,04-0,28 %), Р (0,05-0,40 %), S (0,01-0,06 %), меди и цинка, что обусловлено появлением апатита, сульфидов, родонита, гранатов с повышенным количеством спессартиновой молекулы.

Появление повышенных концентраций Mn и Fe в карбонатных метасоматитах обусловлено природным «средством» марганца с карбонатами, в области устойчивости магнетита и сульфидов меди и железа (рис. 126).

По мере снижения температуры растворов кальцит-магнетитовые тела и вмещающие их куммингтонит-гранат-пироксеновые метасоматиты подвергаются окварцеванию с перекристаллизацией и новообразованием магнетита с образованием собственно железистых кварцитов.

Таким образом, на магнетитовых месторождениях отчетливо устанавливается полигенный и полихронный характер формирования оруденения. Наличие карбонатных пород среди железистых кварцитов свидетельствует о том, что метасоматические преобразования пород основного состава осуществлялись на ранней щелочной стадии бикарбонатными, углекислыми растворами в долгоживущих рифтогенных шовных зонах.

Карбонатизированные породы и карбонат-магнетитовые, карбонат-гематит-магнетитовые метасоматиты возникают на завершающих этапах ранней щелочной стадии метасоматических преобразований в процессе карбонатизации и в последующем подвергаются окварцеванию при кислотном выщелачивании (Кушев, 1972; Огородников, 1975; Огородников и др., 2007).

Небольшие месторождения и проявления железных руд (гондитов) в Сысертско-Ильменогорском, Уфалейском, Адамовском гнейсово-амфиболитовых комплексах известны уже давно (Кейльман, 1974; Огородников, 1975; Михайлов, 1979; Лукошков, 1983; Локтина, Белковский, 1978). На некоторых из них в дореволюционное время велась добыча руды. Для всех месторождений отмечается отсутствие приуроченности к какому-либо определенному стратиграфическому горизонту.

Но они все залегают в пределах рифтогенных шовных зон рифейского заложения, и отчетливо отмечается пространственная связь магнетитовых месторождений с породами основного и ультраосновного состава: пироксенитами, дунитами, габбро, базальтами, превращенными процессами метаморфизма в амфиболиты (Глушкова, Кейльман, 1977; Михайлов, 1979).

**а**

**б**

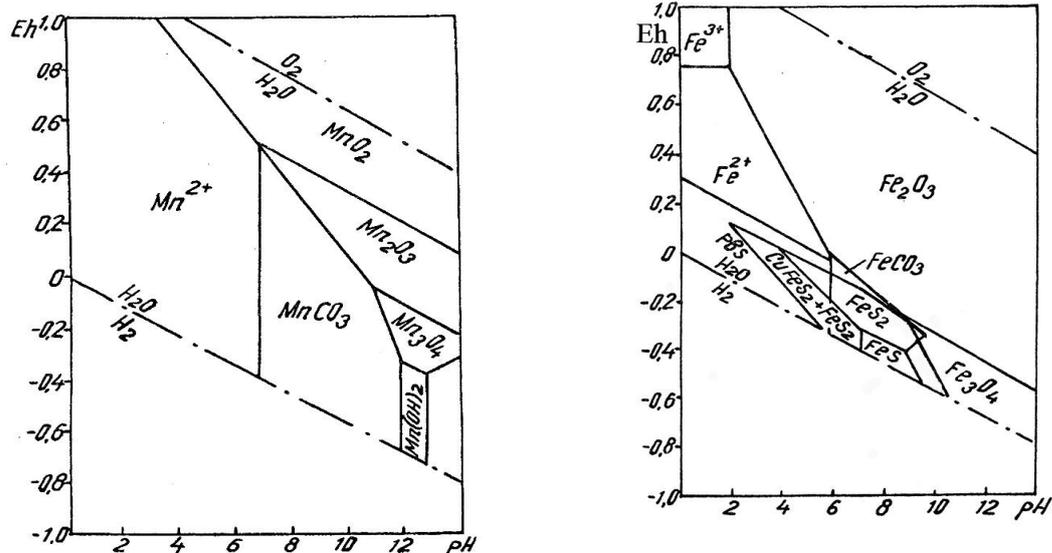


Рис. 126. Соотношения устойчивости между соединениями марганца (а) и железа (б) в зависимости от рН – Eh при 25 °С и 1 атм в водной среде (Гаррелс, 1968)

Для руд, залегающих в породах гнейсового блока, характерны средне- и крупнозернистые структуры, наряду с массивными рудами широко распространены вкрапленные руды кварц-магнетитового или кварц-гематит-магнетитового состава, часто с отчетливо выраженной полосчатой текстурой (месторождения Маукское, Теплогорское, Анциферское, Уфимское), обусловленной неравномерным полосчатым распределением рудных минералов в породе, что, в совокупности с формой рудных тел и их составом, позволило некоторым авторам (Вертушков, 1958; Черменинова и др., 1975; Кейльман, 1974; Глушкова, Кейльман, 1977; Панков, 1977) назвать их железистыми кварцитами.

Наиболее характерным является **Теплогорское месторождение магнетита**. Продуктивный пласт представлен массивными магнетитовыми рудами. Широко развиты карбонатиты с сопутствующей редкоземельной минерализацией (Огородников и др., 2007; Попов, Котляров, 2014).

Мощность рудного пласта, вскрытого старым карьером и штольной, около 3 м. Кровля пласта (0,2-0,3 м) сложена сплошными магнетитовыми рудами, ниже располагаются магнетит-кварцевые руды (1,25-1,4 м), содержащие примесь карбоната, в подошве пласта залегают магнетит-карбонатные руды, в которых наблюдаются метасоматические прожилки кварца (рис. 127).

Сплошные магнетитовые руды характеризуются полигонально-зернистой структурой, массивной и прожилковой текстурами. Характерно наличие реликтовых парагенезисов гастингсита, эгирин-авгита и апатита (Кейльман, 1974; Локтина, Белковский, 1978; Лукошков, 1983).

Магнетит-карбонатные руды отличаются средне- и крупнозернистой структурой и массивной текстурой. Они представляют собой средне- и крупнозернистый агрегат полигонального магнетита с преобладающим размером зерен 5 – 10 мм или сложены агрегатом ленточных зерен магнетита (рис. 128).

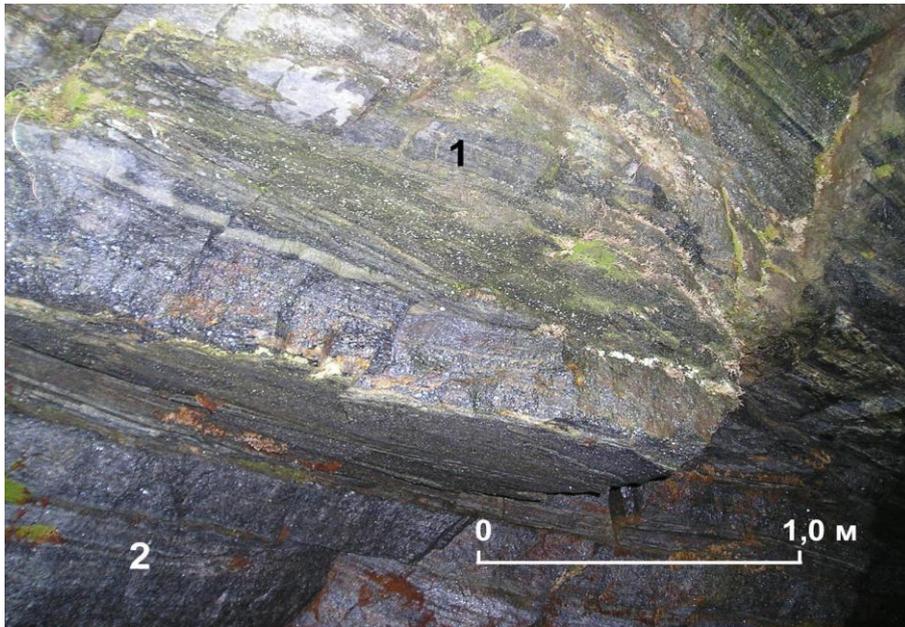


Рис. 127. Забой штольни на Теплогорском месторождении магнетита. Полосчатые магнетит-кварцевые руды с кальцитом (1) и подстилающие их карбонат-магнетитовые руды (2)



Рис. 128. Массивная кальцит-магнетитовая руда (уменьшено в два раза). Теплогорское месторождение магнетита

Минеральный состав простой: около 20-40 % магнетита и 60-80 % карбоната. Магнетит и кальцит имеют индукционные грани совместного роста. Магнетит в рудах представлен двумя генерациями: реликтовый магнетит-кальцитовый и новообразованный, сингенетичный с метасоматическим кварцем.

Ранние магнетитовые агрегаты дробятся и по трещинам замещаются метасоматическим кварцем во время последующих дислокаций (рис. 129).



Рис. 129. Массивную карбонат-магнетитовую руду (1) сечет кварц-магнетитовый агрегат (2). Теплогорское месторождение магнетита

Магнетит, сингенетичный с мелкозернистым метасоматическим кварцем, представлен уже хорошо окристаллизованными октаэдрическими кристаллами в виде равномерной вкрапленности в мелкозернистом кварце. Размер кристаллов от 0,05 до 0,5 мм, редко 3 мм (рис. 130).

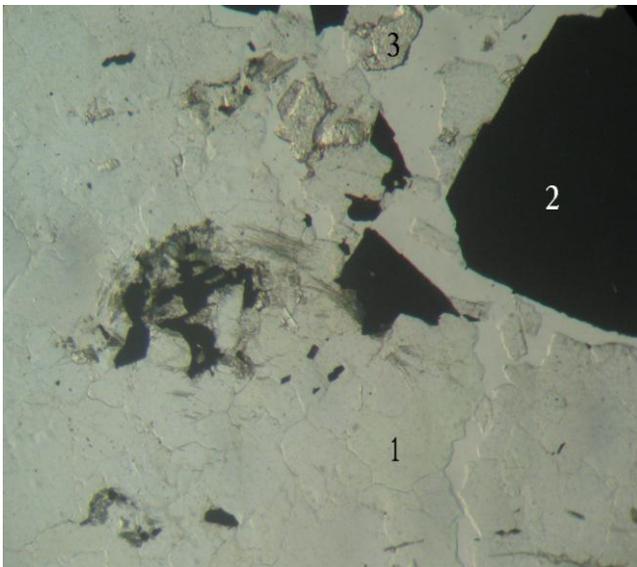


Рис. 130. Метасоматический кварц (1) - магнетитовый (2) агрегат с реликтами карбоната (3). Теплогорское месторождение магнетита. Шлиф У-74, без анализатора, увел. 20X

Метасоматический кварц имеет высокую температуру образования, о чем свидетельствует широкое развитие силлиманита (фибrolита) (рис. 131).

Среди полос мелкозернистого метасоматического кварца в ассоциации с поздним магнетитом и гематитом встречается ромбододекаэдрический (0,1 – 0,5 мм) гранат, химический и компонентный состав которого соответствует гроссуляр-спессартину (Локтина, Белковский, 1978), что характерно для Fe-Mn гондитов (Лукошков, 1983; Огородников и др., 1994).

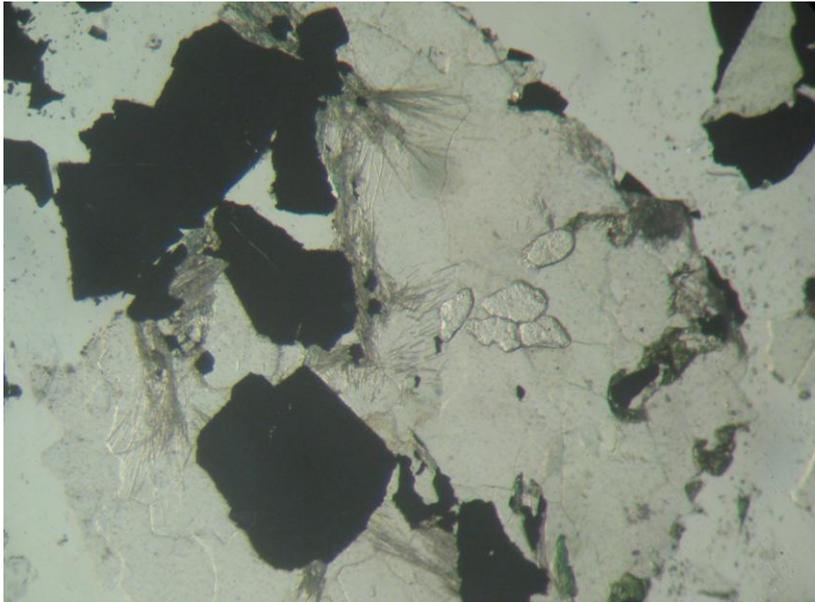


Рис. 131. Развитие метасоматического силлиманита (фибrolита) в кварц-магнетитовом агрегате. Теплогорское месторождение магнетита, шлиф У-74, без анализатора, увел. 20X

Тела и дайки раннеколлизионных гранитоидов и плагиогранитов ниже-уфалейского комплекса занимают секущее положение относительно магнетит-кальцитовых карбонатитов, так же как и метасоматические кварциты и магнетит-кварцевые прожилки (рис. 132), нередко эти прожилки деформированы во время поздней коллизии (Михайлов, 1979).

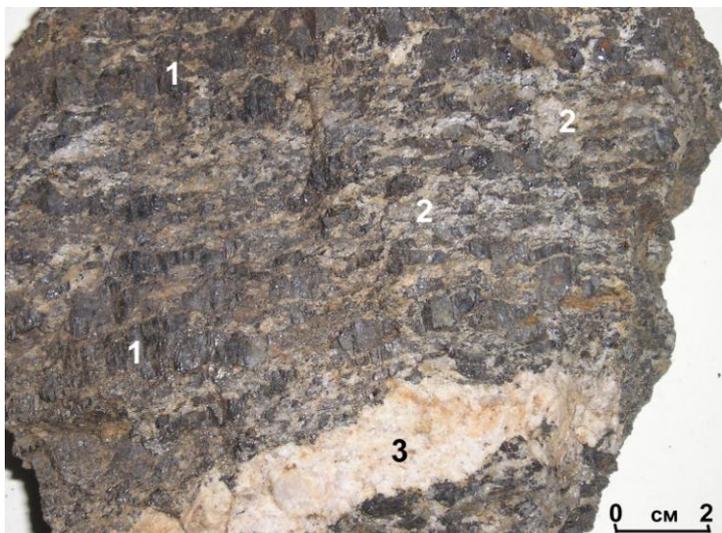


Рис. 132. Секущее положение дайки плагиогранита (3) по отношению к массивным магнетит-карбонатным рудам (1) с тонкими наложенными прожилками кварц-магнетитовых руд (2). Теплогорское магнетитовое месторождение

Нередко на контакте даек плагиогранитов с железистыми кварцитами наблюдаются структуры замещения минералов кварцита, что приводит к развитию своеобразных «псевдоморфоз» гранита по кварцитам (Вертушков, 1960; Панков и др., 1974).

Аналогичная схема образования богатых магнетитовых руд наблюдается на **Маукском месторождении** (Глушкова, Кейльман, 1979; Локтина, Белковский, 1978). Здесь рудный пласт залегает среди мигматизированных и окварцованных гранатовых амфиболитов, образующих в плане изометричное (500x700 м) тело, ограниченное на западе поймой р. Кизил. Добытые руды Маукского месторождения в начале XX столетия складированы в штабеля высотой около метра, на площади порядка 1000 м<sup>2</sup> и доступны для изучения (рис. 133).



Рис. 133. Штабеля магнетитовой руды на Маукском магнетитовом месторождении

По горным выработкам устанавливается согласное залегание мигматитов и сланцев с моноклинальным северо-восточным падением под углом  $30-50^\circ$ . Мигматизированные гранатовые амфиболиты смяты в пологие брахискладки (рис. 134, 135). Оси брахискладок параллельны, имеют северо-западное простирание, осложненное в центральной части месторождения северо-восточным флексуобразным изгибом (Локтина, Белковский, 1978).

Во вмещающих полосчатых и тневых мигматитах наблюдаются небольшие субсогласные жильные тела (1–10 м) плагиоаплитов, лейкократовых гранодиоритов и субщелочных гранитов раннеколлизиионного этапа, которые нередко смяты в складки при последующих деформациях (рис. 136).

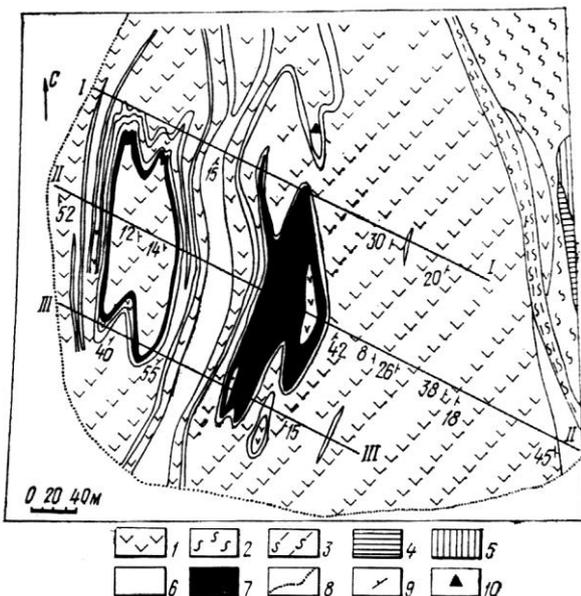


Рис. 134. Схема геологического строения Маукского месторождения железистых кварцитов (Локтина, Белковский, 1978):

1 - полосчатые и тневые мигматиты по амфиболитам; 2 - гранат-слюдяно-кварцевые сланцы; 3 - то же с графитом; 4 - тальк-карбонатные породы; 5 - биотитовые слюдиты; 6 - аплиты и пегматиты; 7 - магнетит-кварцевые и гематит-кварцевые руды; 8 - контур четвертичных отложений; 9 - элементы залегания горных пород; 10 - Кизильское рутиловое рудопроявление;

I, II, III – линии геологических разрезов

По минеральному составу в рудах Маукского месторождения наряду с главными рудными минералами, количественное соотношение которых варьирует в широких пределах (30-80 % магнетита в кальцит-магнетитовых и кварц-магнетитовых рудах; 7-25 % в кварц-

гематит-магнетитовых рудах, при содержании 20-40 % гематита) наблюдаются зерна плагиоклаза, калиевого полевого шпата, роговой обманки, эпидота, апатита и флогопита, ассоциирующих с магнетитом (Глушкова, Кейльман, 1977).

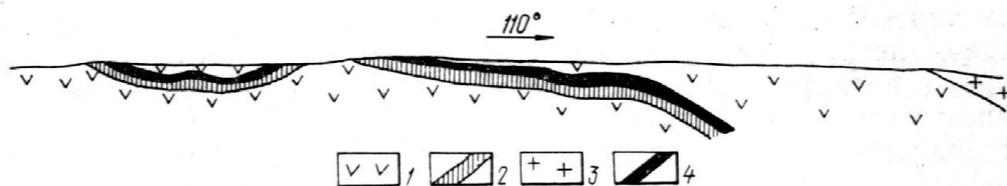


Рис. 135. Геологический разрез Маукского месторождения железистых кварцитов. По (Локтина, Белковский, 1978):

1 - полосчатые и теньевые мигматиты по амфиболитам; 2 - аплиты и гранит-аплиты; 3 – пегматит-аплиты; 4 – магнетит-кварцевые и гематит-кварцевые руды

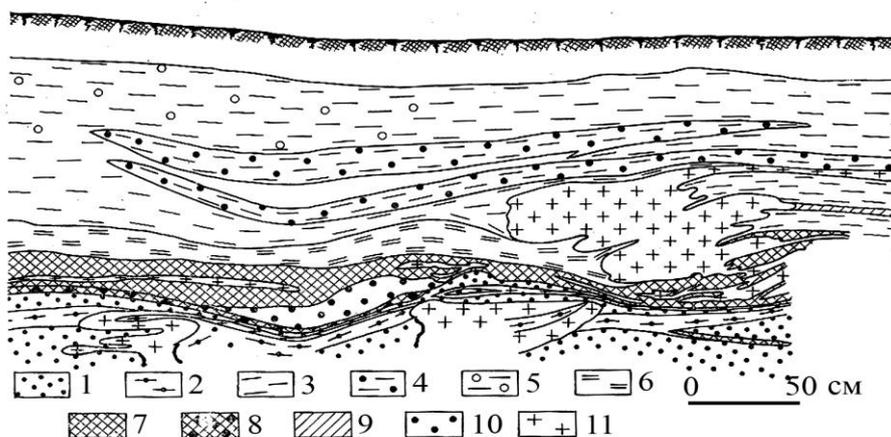


Рис. 136. Зарисовка стенки карьера Маукского магнетитового месторождения. По (Глушкова, Кейльман, 1977):

1 – эпидотизированный и окварцованный гранатовый амфиболит; 2 – биотитизированный амфиболит; 3 – окварцованный эпидот-биотитовый гнейс с магнетитом; 4 – эпидотизированный биотитовый гнейс; 5 – мусковитизированный эпидот-биотитовый гнейс; 6 – биотитовый сланец, плейчатый, с будинами эпидот-биотитового гнейса; 7 – магнетитовый кварцит с зернами эпидота; 8 – магнетитовый кварцит с зернами граната и амфибола; 9 – эпидот-биотитовый гнейс с обильной вкрапленностью магнетита; 10 – куммингтонит-магнетит-гранатовая скарноподобная порода; 11 – аплитовидные биотитовые гнейсограниты и плагиоаплиты

Таким образом, на месторождениях железистых кварцитов отчетливо устанавливается полигенный и полихронный характер формирования оруденения. Наличие карбонатных пород среди железистых кварцитов свидетельствует о том, что метасоматические преобразования пород основного состава осуществлялись на ранней щелочной стадии углекислыми растворами в долгоживущих рифтогенных шовных зонах синхронно со становлением раннепалеозойских щелочных гранитоидов, сиенитоидов. Метасоматоз раннеколлизионного этапа (средний палеозой) осуществлялся под действием хлоридно-натровых растворов, формирующих обширные зоны кислотного выщелачивания с образованием тел метасоматических кварцитов, в том числе и железистых кварцитов,

занимающих секущее положение относительно более ранних магнетит-кальцитовых тел.

Вслед за карбонатизацией развивается окварцевание с образованием протяженных тел метасоматического мелкозернистого кварца, который замещает как альбититы, так и карбонатиты (рис. 137), образуя протяженные кварц-жильные тела, сложенные мелкозернистым метасоматическим кварцем **уфалейского типа** (жилы 175, 179, Беркутинская, 2136 и др.).

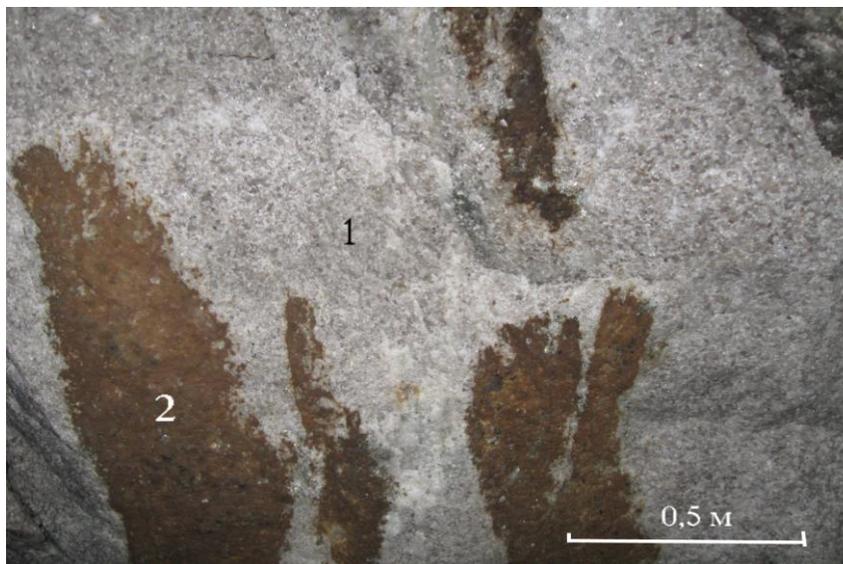


Рис. 137. Метасоматический кварц (1) замещает карбонатит (2). Кровля штольни № 4. Слюдяногорское месторождение мусковита

Первичнометасоматический кварц картируется в штольнях и карьерах Слюдяногорского месторождения мусковита. Само месторождение имеет полигенный и полихронный генезис, и основная масса кварца образовалась задолго до появления крупнокристаллического мусковита.

С. Н. Сиговым и др. (1979) выделены три генерации кварца. Кварц первой генерации (см. рис. 137), на который по существу велись поисково-оценочные работы в 1977-1979 гг., входя в качестве породообразующего минерала совместно с редкоземельными пегматитами (анортоклазитами), альбититами и карбонатитами, составляет 25-30 % от их объема. Кварц-жильные тела наблюдаются в виде отдельных полос, линз или участков сложных очертаний.

Полосы, линзы и блоки состоят из мелко- и среднезернистого агрегата индивидуализированных слабозамутненных либо прозрачных зерен. Окраска зерен кварца обычно темно-серая или серая (см. рис. 137).

По размерам зерен выделяют мелкозернистые (0,5-2 мм) и среднезернистые (2-5 мм) разновидности. Превалирует среднезернистый кварц. Форма зерен изометричная, эллипсоидная, реже клиновидная. Текстура агрегатных скоплений массивная, иногда с участками грубосланцеватого строения, структура равномернозернистая. Изменения зернистости кварца в пределах крупных скоплений, линз и полос не отмечается как по простиранию, так и по падению. По всем внешним характеристикам основная масса жильного кварца жилы № 4 мусковитового месторождения соответствует перикристаллизованному кварцу слюдяногорского типа (Поленов, 2008).

Кварц второй генерации имеет светло-серый, белый цвет, размеры зерен кварца не превышает 1-2 мм, который собственно и представляет уфалейский тип Кыштымского и Кузнечихинского кварц-жильных месторождений (рис. 138).

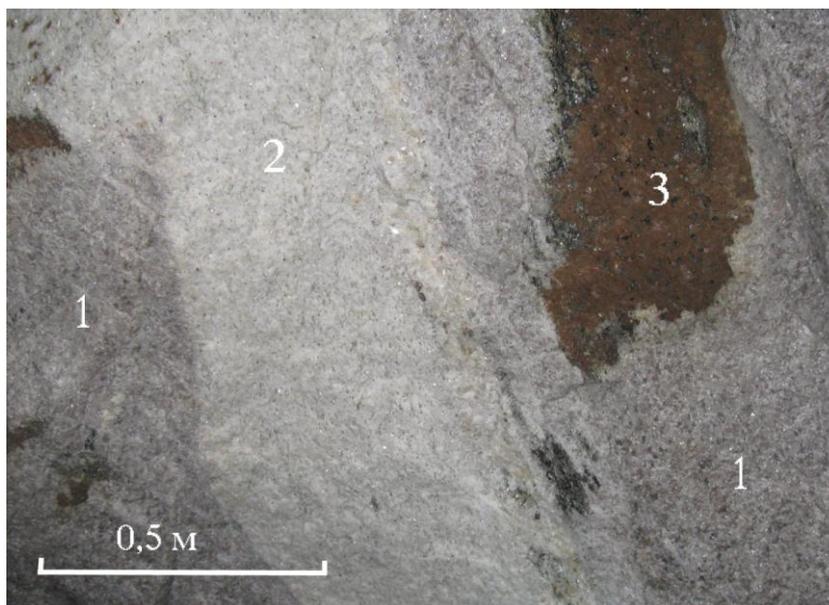


Рис. 138. Развитие белого мелкозернистого кварца уфалейского типа (2) по первичнометасоматическому среднезернистому серому кварцу (1), замещаемому карбонатит (3). Штольня жилы № 4 Слюдяногорского месторождения мусковита

Кварц третьей генерации наблюдается в виде небольших прожилков выполнения, сложенных стекловидным, молочно-белым кварцем, секущим кварц первой и второй генераций.

На Слюдяногорском месторождении мусковита из кварц-жильных тел было отобрано 8 технологических проб (3 из жилы № 4; 2 из жилы № 22; 3 из жилы № 5). Пробы кварца содержат большое количество минеральных примесей (карбонаты, альбититы, микроклин, мусковит и редкоземельные и редкометалльные минералы и др.) от 2,78 до 22,27 %. Минеральные примеси обуславливают относительно низкий коэффициент светопропускания и повышенное количество алюминия, что снижает качество кварца для практического использования. По результатам технологических испытаний было получено положительное заключение: «кварц жилы № 4 пригоден в производстве стекла по тигельной технологии» (Сигов и др., 1979).

Кварц уфалейского типа наиболее хорошо изучен на Кыштымском месторождении гранулированного кварца в жилах № 175, № 179, Беркутинская и др. (Якшин, 1975; Вертушков и др., 1980; Мельников, 1988; Серкова, 1990; Евстропов и др., 1995; Петруха, 1998; Огородников и др., 2007; Игуменцева, 2007; Поленов, 2008; Белковский, 2011; Котова, 2014).

В последнее время появилось большое количество статей и диссертаций, рассматривающих жильный кварц Кыштымского месторождения как однотипный, гранулированный, как-то упуская из виду, что на кыштымском месторождении несколько генетических типов жильного кварца, большую часть из которых нельзя называть гранулированным.

Зернистая разновидность жильного кварца, получившая название гранулированного, стала известна благодаря работам С. Ф. Адамса, Г. Н. Вертушкова (1980) и его учеников (Емлин и др., 1988). В течение четверти века после ее описания и выделения в качестве самостоятельной жильной породы она имела чисто минералогическое значение. И лишь начиная с 1958 года гранулированный кварц приобрел известность как заменитель дефицитного горного хрусталя при получении прозрачного плавленого кварцевого стекла.

За прошедшее время проделана большая по объему, разнообразная по характеру и

плодотворная по результатам работа по исследованию гранулированного кварца. Однако до сих пор многие вопросы, касающиеся геологического строения месторождений, условий образования и закономерностей размещения жил гранулированного кварца, недостаточно исследованы.

Ученики Г. Н. Вертушкова очень долго и последовательно образование любого мелкозернистого жильного кварца рассматривают как тектонит, образовавшийся в результате механической деформации при метаморфизме. «Гранулированный кварц - это агрегат гранобластовой структуры, слагающий часто будинированные и согласные, реже секущие жилы, претерпевшие термодинамометаморфизм совместно с вмещающими породами» (Емлин и др., 1988).

Термин «гранулированный кварц» очень прочно вошел в практику, а поэтому замена этого термина по любым причинам нецелесообразна. Тем не менее, исходя из накопленного большого фактического материала, необходимо внести несколько существенных генетических корректировок.

Следует подчеркнуть, что термин «грануляция» не является синонимом «дробления» или «блокования» (Григорьев, Жабин, 1975), с чем согласны авторы книги.

По Вертушкову и др. (1970, 1980), тонко- и мелкозернистый неоднородно гранулированный кварц относится к уфалейскому типу, а средне- и крупнозернистый однородно гранулированный кварц - к кыштымскому типу.

Наши исследования (Огородников и др., 2007; Поленов 2008) подтвердили наличие разномасштабных разновидностей гранулированного кварца и позволили найти этому онтогенетические и генетические объяснения. Гранулированный кварц является вторичным по отношению к первичному кварцу, слагавшему кварцевые тела на первоначальной стадии их образования.

**Кварц-жильные образования уфалейского типа.** По нашим наблюдениям, эдуктом кварц-жильных образований уфалейского типа являются метасоматические кварц-жильные тела, типа выше описанных кварцевых тел. В стадию последующих коллизионных преобразований под воздействием процессов дислокационного метаморфизма кварц метасоматических кварц-жильных тел претерпел неравномерную перекристаллизацию с укрупнением отдельных кварцевых зерен до 2-5 мм и образованием зерен полигональной формы. Целесообразно такую структуру называть грануломорфной.

Типовыми представителями образований уфалейского типа, сложенных таким кварцем, являются кварцевая жила № 175, 179 и кварцевые тела, локализованные среди редкоземельных и мусковитовых пегматитов, карбонатитов и альбититов (жилы № 3, 4, Беркутинская, жилы Кузнечихинского месторождения).

Жила № 175 является уникальной по размерам и запасам грануломорфного кварца (около 90 % запасов месторождения). Она имеет размеры 318 м по простиранию, 279 м по падению, мощность до 17,5 м (рис. 139). Подавляющее число жил имеют обычные для этого типа масштабы: длину по простиранию до 100-200 м, по падению - до 50 м при мощности 0,5-5,0 м.

В настоящее время верхняя часть жилы отработана карьером, дальнейшая отработка производится подземным способом (рис. 140).

Наиболее характерной структурной особенностью данной разновидности кварца является неоднородное строение агрегата, сформированное под влиянием двух коллизий, выраженное наличием нескольких групп гранул: тонкомелкозернистых грануломорфных участков исходных индивидов метасоматических тел замещения, новообразованных метаморфогенных, средне- и крупнозернистых гранул, являющихся результатом процессов перекристаллизации и новообразованных тонкомелкозернистых гранул, являющихся продуктом наложенного процесса кислотного выщелачивания нового этапа метаморфогенно-метасоматических преобразований (рис. 141).

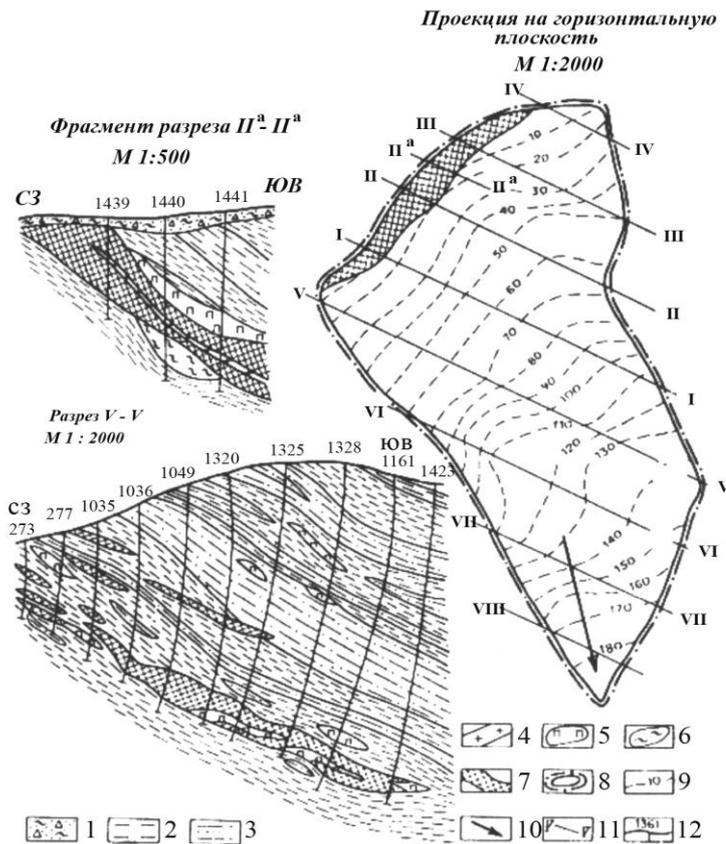


Рис. 139. Кварцевая жила № 175 Кыштымского месторождения гранулированного кварца. По (Сигаев, Мельников, 1971):

1 – рыхлые покровные отложения; 2 – гнейсы биотит-амфиболовые; 3 – гранито-гнейсы; 4 – граниты; 5 – пегматит; 6 – слюдит; 7 – гранулированный кварц; 8 – контур проекции жилы; 9 – изогипсы подошвы жильного тела (относительные глубины залегания, м); 10 – направление склонения жилы; 11 – линии разведочного бурения; 12 – скважины

Жилы сложены тонко-мелкозернистым (0,5-2 мм) агрегатом зерен кварца гранобластовой структуры, с зазубренными границами зерен (рис. 142). В гранулированном кварце по метасоматическим кварцитам зерна чаще всего имеют неровные зубчатые границы, с большим количеством выступов и углублений, многочисленными трещинками и заколами, идущими от границы внутрь гранулы, которые являются типичными для метасоматических кварцитов. Одной из характерных особенностей гранулированного кварца этого генотипа является часто наблюдаемое волнистое угасание, наиболее интенсивно проявляющееся в крупных зернах кварца, образовавшихся путем перекристаллизации (бластеза).

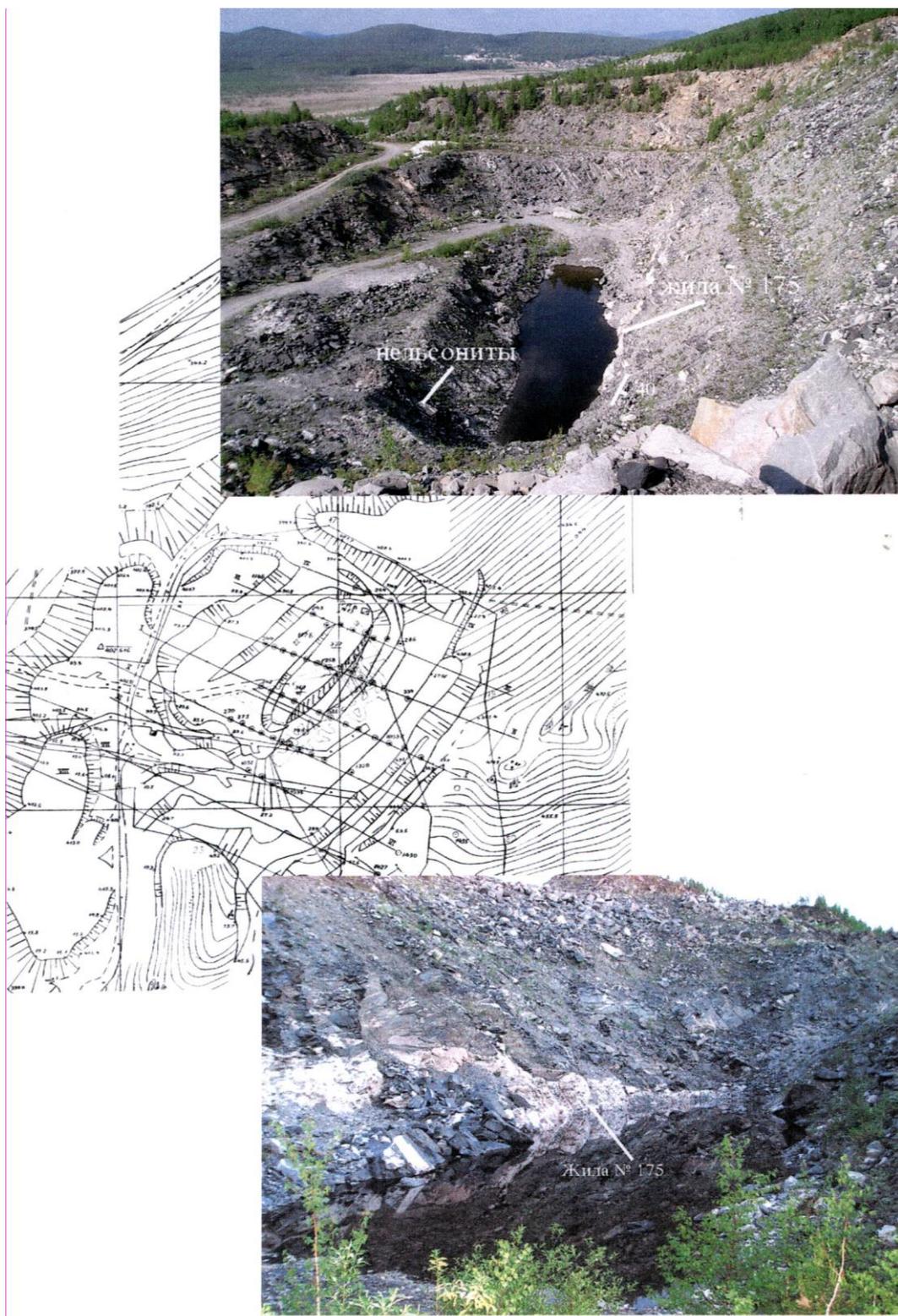


Рис. 140. Топографическая съемка контуров эксплуатационного карьера и отвалов, подземных выработок жилы № 175. На фотографиях карьер и коренной выход жилы. № 175. Кыштымское месторождение гранулированного кварца

Такие разновидности гранулированного кварца наиболее широко представлены на Маукском, Кузнечихинском и Агордяшском жильных полях. При процессах перекристаллизации появляется уже более прямолинейный, полигональный рисунок границ зерен, типичный для грануломорфного, бластезного кварца.

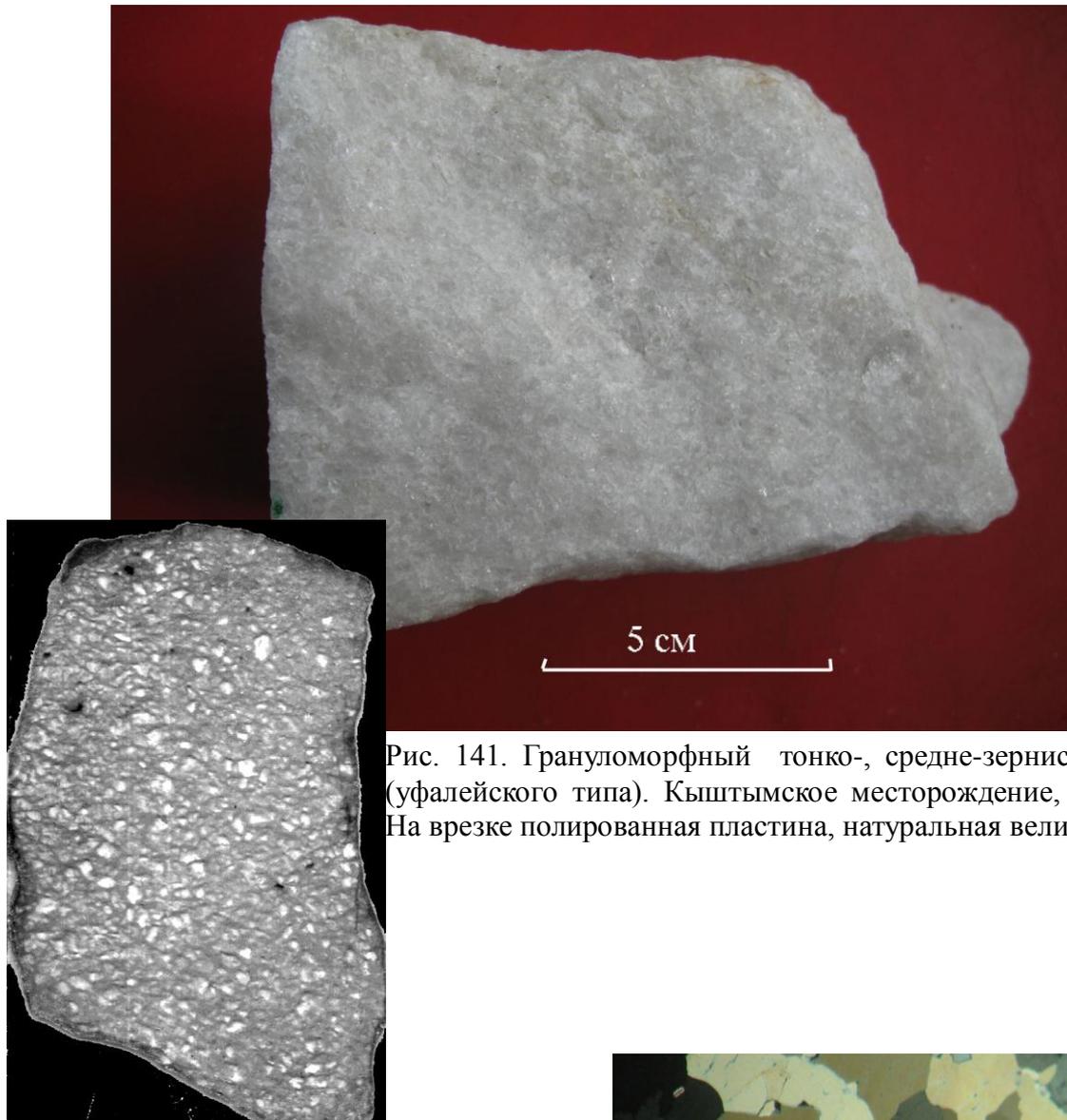
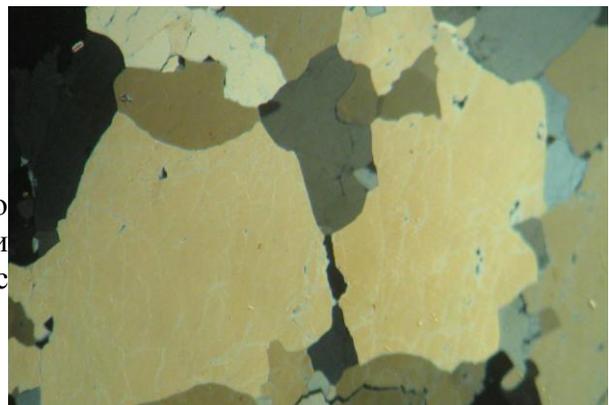


Рис. 141. Грануломорфный тонко-, средне-зернистый кварц (уфалейского типа). Кыштымское месторождение, жила 175. На врезке полированная пластина, натуральная величина

Рис. 142. Грануломорфный кварц уфалейского типа с неоднородными по размеру зернами кварца. Жила № 175, шлиф У-49/3, с анализатором, увел. 24 X



Для данного типа вторично-зернистого кварца нельзя применять термин «гранулированный» кварц, так как механизм образования зерен первоначально метасоматический (гранобластовая структура), в последующем метаморфогенный, с

образованием отдельных зерен перекристаллизации, порфиробласт на фоне мелкозернистой основной массы. Целесообразно данный тип структур кварца уфалейского типа называть **грануломорфным**.

Грануломорфный кварц этих жил обладает рядом свойств, положительно выделяющих его среди других субформаций гранулированного кварца. К таким свойствам относятся высокий коэффициент светопропускания ( $T \% = 75-90 \%$ ), низкие значения потерь при прокаливании, отношения «влага - газ», что связано с незначительным содержанием в нем газовой-жидких включений. В то же время кварц-жильные тела уфалейского типа содержат большое количество реликтов карбонатитов, альбититов и секущих даек (рис. 143) палеозойских раннеколлизиионных плагиогранитов нижеуфалейского комплекса (рис. 144), которые значительно ухудшают качество жильного кварца, требуя более сложных схем обогащения.

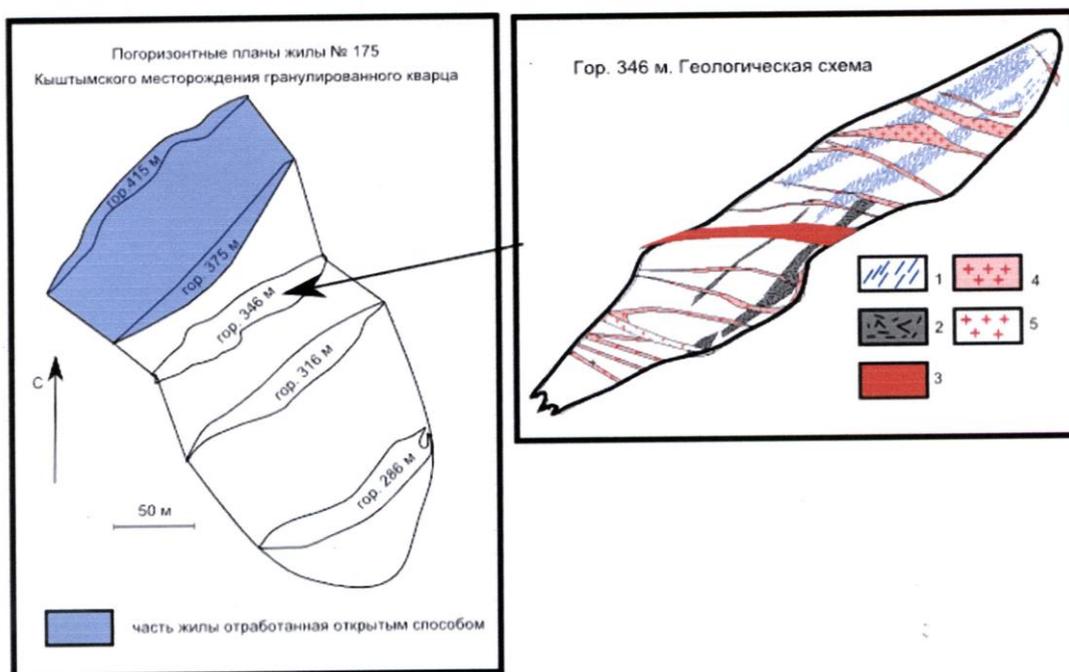


Рис. 143. Погоризонтные планы отработки жилы № 175 и геологическая схема гор. 346 м: 1 — реликты карбонатитов в кварце; 2 — апатит-амфиболовые метасоматиты (нельсониты); 3 — микроклиновые пегматоидные граниты; 4 — плагиограниты серого цвета; 5 — лейкократовые плагиограниты белого цвета

В жилах фиксируется множество ксенолитов, вмещающих мигматизированных гнейсов, что характеризует метасоматический характер образования кварцевых жил уфалейского типа (рис. 145).

Что касается редкометальной и редкоземельной минерализации, то появление ее связано с освобождением Sr, Ba, Mn, P, Ce, Y, Nb, Ta и некоторых других элементов из силикатов и рудных минералов, накоплением их в карбонатитах. Карбонатиты завершающей стадии содержат в большом количестве апатит, титаномagnetит, ильменорутит (рис. 146), титанит, ксенотим, пирохлор, колумбит, новообразованный иттроэпидот, содержащие в повышенных количествах (г/т): Y= 400,7-4729,6; Nb =1387,6-2920,2; Ta = 10,2-86,3; P = 21,5-2362,4; Mn =1529,6-6393,7; U = 4,1-50,4; U/Th - 10,9-37,0, Zr = 7,2-20,1; Sr =178,8-1396,9; Ba =33,3-803,6.

Изучение пространственного распределения различных свойств кварца жилы № 175, характеризующих их промышленную значимость, показало, что жильное тело в значительной степени неоднородно.

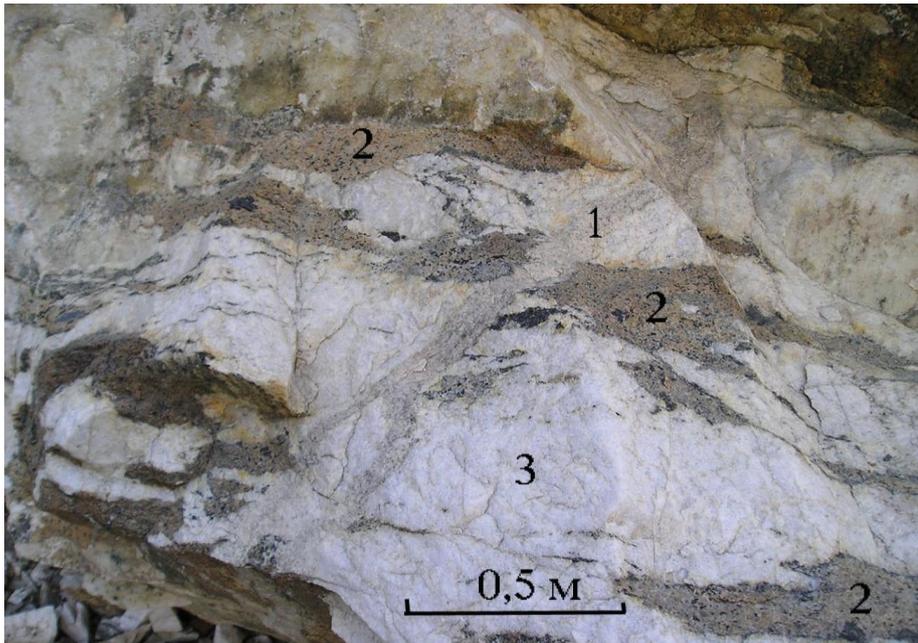


Рис. 144. Дайка плагиогранита нижнеуфалейского комплекса (1) сечет реликты карбонатитов (2) в теле кварцевой жилы 175 (3)



Рис. 145. Ксенолиты вмещающих плагиогнейсов в теле кварцевой жилы. Подземная выработка гор. 346 м отработки жилы № 175

Требованиями промышленности ограничивается содержание в кварце натрия, калия, кальция, магния, алюминия, железа, марганца, титана и меди. Характеристиками кварца являются общая сумма элементов-примесей, сумма рудных компонентов, создающих в стекле окрашивающие включения, сумма щелочных элементов и др. По материалам Л. М. Петрухи (1998) в грануломорфном кварце жилы № 175 выявлены элементы: натрий, калий, кальций, магний, алюминий, железо, марганец, титан, свинец, медь, хром, олово, цинк, литий, висмут, бор. Общая сумма элементов-примесей в единичных пробах по скважинам колеблется в

пределах ( $10^{-4}\%$ ): 6-410, в усредненных данных по скважинам - 13-120. Изучено распределение общей суммы элементов-примесей в кварце. На двумерном графике наиболее низкие содержания химических компонентов (менее 20) отмечаются в верхней северной части жилы на разведочных профилях 1-а, II, II-а, III (рис. 147). По падению жилы в целом содержание элементов-примесей увеличивается - первый структурный уровень.



Рис. 146. Карбонатит с обилием ильменорутила, образующего полосчато-ветвистый агрегат зерен. Карьер по отработке кварцевой жилы № 175. Кыштымское месторождение гранулированного кварца

На его фоне выделяется второй структурный уровень с двумя областями повышенных содержаний элементов-примесей. Первый максимум располагается в верхней части жилы на профиле I (38), второй находится в нижней части жилы на профиле VIII (120). Между этими максимумами в центральной части жилы отмечается область с низкими содержаниями элементов-примесей. Пониженными значениями содержаний элементов-примесей характеризуется и самая нижняя недооконтуренная часть жилы (менее 30).

Требованиями промышленности в обогащенной кварцевой крупке для производства прозрачного кварцевого стекла ограничивается содержание минеральных примесей. При этом для изготовления изделий из прозрачного кварцевого стекла для микроэлектроники в крупке марок КО содержание сростков кварца с минералами и включениями (рутил, сфен, роговая обманка, сульфиды) не должно превышать 20 зерен в  $250 \text{ см}^3$  кварцевой крупки. Количественным минералогическим анализом в 40 пробах гранулированного кварца жилы 175 выявлены следующие минералы: полевые шпаты 0,12-0,51 %, кальцит 0,02-1,97 %, биотит 0-2,5 %, мусковит 0-1,5 %, хлорит 0-0,55 %, цоизит 0-1,67 %, сфен 0-0,19 %, титаномагнетит 0-0,08 %, амфибол 0-4,98 %, пирротин 0-0,15 %, пирит 0-0,36 %, эпидот 0,034-0,753 %, гранат 0,003-0,043 %, рутил - знаки, молибденит - знаки. Почти во всех пробах присутствовали полевые шпаты, кальцит, цоизит и амфибол. Остальные перечисленные минералы встречаются редко. Содержание суммы минералов-примесей, распределение которой в пределах жилы изучалось, колеблется от 0,85 до 25,69 % (Петруха, 1998).

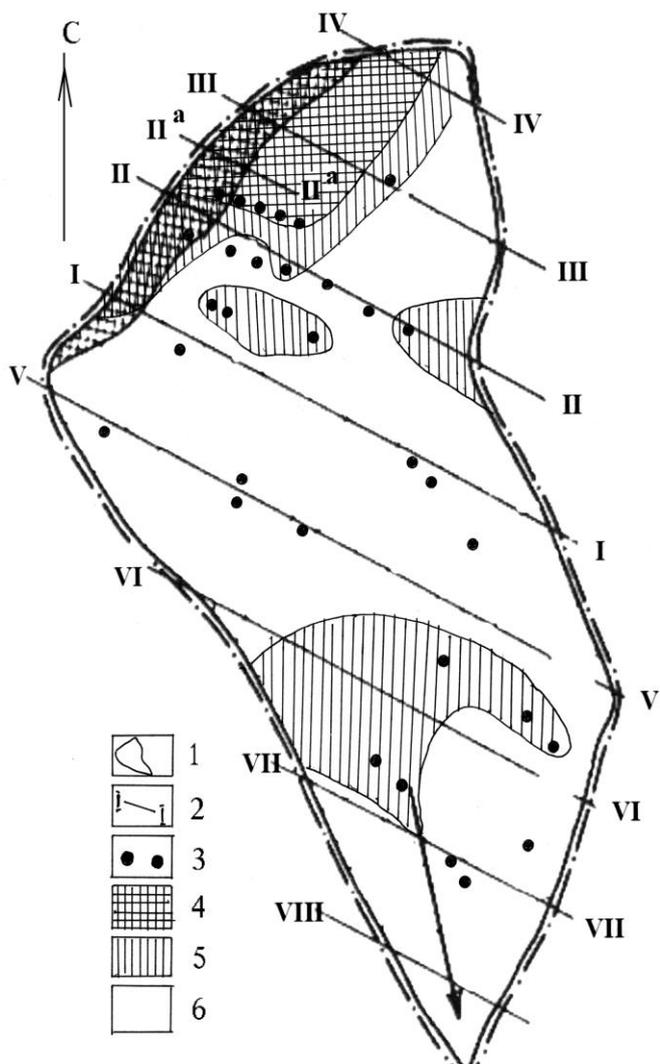


Рис. 147. Результаты геометризации светопропускания кварца жилы 175 Кыштымского месторождения (Петруха, 1998):

1 - проекция контуров жилы на горизонтальную плоскость; 2 - номера разведочных профилей; 3 - места опробования; 4-6 величина коэффициента светопропускания: более 80 % (4), от 80 до 75 % (5), менее 75 % (6).

Стрелка внизу показывает направление склонения жилы

Наиболее низкие содержания минеральных примесей менее 3 %, отмечаются в верхней части жилы. По направлению падения содержание их возрастает и достигает максимальных значений в самой нижней неоконтуренной части жилы — 17-26 %. При этом более чистый кварц располагается в верхней половине жилы - до 6-7 % минеральных примесей. Далее по направлению падения жилы количество минеральных примесей увеличивается, но закономерность иная. Отмечается два максимума: первый - в южной части жилы, второй - в северной. Между ними располагается желоб с низким содержанием минералов. Таким образом, в целом с глубиной содержание минералов в жиле увеличивается и соответственно уменьшается содержание кварца.

В плане в целом количество потерь при прокаливании (п.п.п.) увеличивается от дневной поверхности на глубину. Жилу по этому показателю можно разделить на две части - северную от профиля IV до профиля I и южную от профиля I до профиля VIII. В северной части жилы количество п.п.п. колеблется в пределах  $60-90 \times 10^{-4} \%$ , в южной части достигает  $180 \times 10^{-4} \%$ . В середине южной части располагается узкий желоб с содержанием п.п.п.  $50 - 80 \times 10^{-4} \%$ . От него к зальбандам жилы количество п.п.п. закономерно увеличивается до  $170-180 \times 10^{-4} \%$ . По мощности от висячего к лежащему боку жилы в половине из 14 изученных скважин количество п.п.п. повышается, в половине снижается.

По коэффициенту светопропускания (Т %) в технических условиях выделяется три типа кварца: тип I — 60 %, тип II — 75 %, тип III — 80 %. Значение Т % в частных пробах колеблется в жиле в пределах 57-91,2 %, в усредненных по скважинам 67,8-85,5 %. Установлены следующие закономерности в распределении кварца с соответствующими

значениями Т % (см. рис. 147). В целом от верхней, выходящей на дневную поверхность части жилы по направлению падения жилы значение Т % уменьшается от максимального 85 % (профиль П-а) до минимального 67,8 % (профиль VII). На фоне этой общей закономерности (I структурный уровень) выделяется второй структурный уровень строения поля Т %. Он четко выделяется на одномерном графике по линии падения жилы. От дневной поверхности до разведочного профиля I значение Т уменьшается с 85,5 до 70 %, затем до профиля VI увеличивается до 76,5 и далее уменьшается до 67,8 %. Выделяется два максимума: один - в верхней части жилы, второй - в районе профиля VI. В направлении от висячего к лежащему боку жилы в 11 из 14 изученных скважин Т % несколько увеличивается.

Проведено геолого-технологическое картирование типов кварца по значениям Т %, установлено, что наиболее высококачественный кварц с Т % более 80 % (тип III) распространен в верхней части жилы в районе профиля П-а (см. рис. 147). Гранулированный кварц с Т %, равным 75-80 % (тип II), имеет ограниченное распространение и образует в жиле четыре локальных участка. Первый участок примыкает к кварцу типа III в верхней части жилы - профили 1-а, II, II-а, III. Второй участок размещается в нижней части профиля 1-а. Третий участок выделяется в нижней части профиля II. Четвертый участок находится в нижней части жилы на профилях VI, VII. Кварц типа I с Т % менее 75 % имеет преимущественное распространение в жиле и в основном слагает ее, за исключением отмеченных локальных участков.

Оценка пространственных соотношений геологических полей подтвердила, что с глубиной с уменьшением отметок подошвы и кровли жилы уменьшается значение Т % и увеличиваются п.п.п., содержание суммы элементов-примесей и минералов-примесей. То есть с глубиной качество кварца ухудшается.

Таким образом, в целом геологические поля свойств кварца жильного тела морфометрических, геохимических, минералогических, технологических характеризуются двухуровневым строением. На первом структурном уровне отмечается ухудшение качества кварца с глубиной, на втором структурном уровне имеет место чередование участков более качественного и менее качественного кварца.

Приведенные результаты могут способствовать улучшению проведения горнодобычных работ, а также охране окружающей среды и недр.

Развитие карбонатитов и нельсонитов во времени сопровождается постепенным увеличением иттриевой и ниобиевой минерализации. Кальцитовые карбонатиты обогащены фосфором, марганцем, стронцием, Барием, титаном, ниобием, в меньшей степени цирконом и танталом.

Образование кальцитовых карбонатитов происходит в два-три этапа, причем карбонатитам поздних этапов свойственно более высокое содержание редких земель и усиление тенденции к их концентрации (рис.148). На начальных этапах редкие земли и редкие металлы входят как изоморфные примеси в кальците, а на заключительных этапах, особенно в нельсонитах, происходит образование собственных минералов, содержащих редкие земли, редкие и радиоактивные элементы — колумбит, пирохлор, апатит, ксенотим, циркон и другие.

С момента введения В. Бруггером (Brogger, 1920) понятия о карбонатитах они рассматривались главным образом как редкая разновидность эндогенных, существенно карбонатных пород. В нашей стране изучение карбонатитов до 1980-х годов происходило в основном в рамках метасоматических моделей (Гинзбург, Самойлов, 1983; Самойлов, 1984), хотя еще в 60-х годах Л. С. Бородиным (1966) были высказаны соображения о гетерогенности карбонатитов, магматической природе части из них и ассоциации карбонатитов не только со щелочно-ультраосновными породами и нефелиновыми сиенитами, но и отдельно с последними. Многолетняя дискуссия о природе карбонатитов завершилась в начале 1980-х годов признанием гетерогенности этих образований (Гинзбург, Самойлов, 1983; Самойлов, 1984).

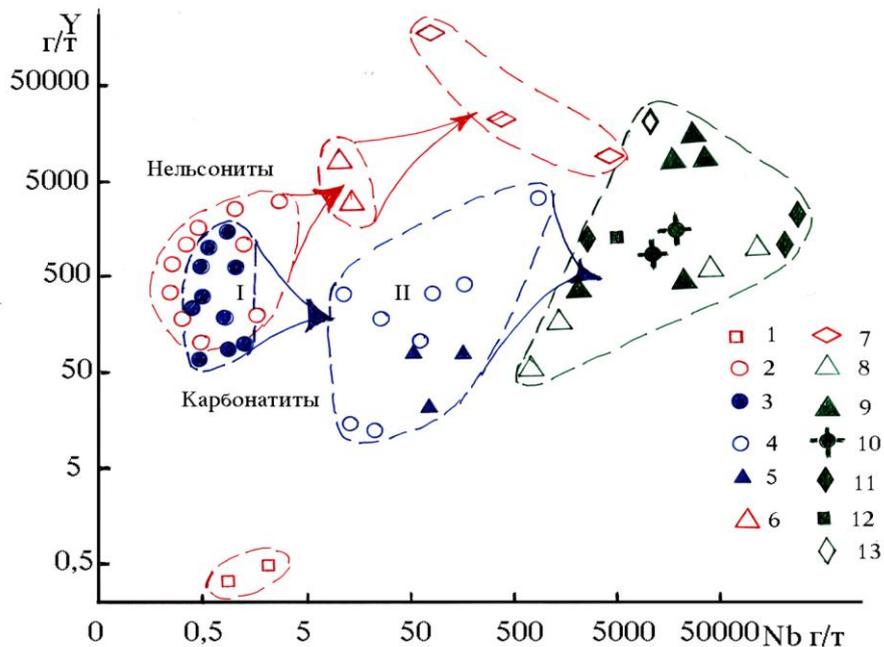


Рис. 148. Поведение Y-Nb (г/г) в карбонатитах и нельсонитах Уфалейского комплекса:

1 - альбиты; 2 - апатиты из нельсонитов; 3 — ранний магматический кальцит-I; 4 - карбонат-II кальцит-доломитового состава; 5 - биотит из карбонатитов-II; 6 - новообразованный иттроэпидот в кварцевой жиле; 7 - ксенотим; 8 - ильменорутил; 9 - титанит; 10 - Y-колумбит; 11 - пироксид; 12 - лучистый циркон; 13 - фергюссонит

Происхождение карбонатитов — сложная и дискуссионная проблема. Наряду с очевидным метасоматическим генезисом карбонатитовых месторождений (Саяны, Урал, Ср. Азия и др.) известны случаи их магматической природы. В первую очередь это вулканические излияния карбонатитовых лав в Танзании (Dawson, 1962). Инъекционные дайки и тела карбонатитов описаны в Меймеча-Котуйской провинции (Перчук, 1971).

В случае находок карбонатитов, либо кальцитсодержащих магматических образований устанавливается один и тот же общеизвестный факт — их связь со щелочными или ультраосновными — щелочными породами вулканических или гипабиссальных фаций глубинности (Бородин, 1957; Егоров, 1964; Кухаренко и др., 1965; Гинзбург, Нечаева и др., 1958).

Вследствие ограниченной растворимости углекислоты в силикатных расплавах повышение ее парциального давления в системе неизменно должно привести к расслоению. В значительных по объему магматических камерах это выразится в появлении множества «капель» карбонатного флюида, состоящего из  $\text{CO}_2$ ;  $\text{H}_2\text{O}$  и, по-видимому, щелочей. Сродство  $\text{CO}_2$  к  $\text{CaO}$  в случае базальтового (основного) первичного расплава должно привести к экстрагированию кальция из силикатного расплава в карбонатный флюид, что в принципе и дает расслоение системы на карбонатную жидкость и обедненный кальцием алюмосиликат-расплав типа ийолита. В ходе дифференциации базальтового расплава капли карбонатной жидкости постепенно могут слиться в единый «поток» и отделиться от силикатной магмы. В результате эта карбонатная жидкость будет состоять из смеси компонентов  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  (Перчук, 1971).

В конце XX столетия усилиями советских исследователей Л. С. Бородина, Ю. М. Шеймана, А. И. Гинзбурга, В. С. Самойлова, Е. Н. Нечаевой, Ю. А. Багдасарова, Ю. Б. Лавренина, Л. К. Пожарицкой, А. И. Кухаренко, Е. М. Эпштейна и многих других было

установлено, что карбонатиты могут быть определены как эндогенные редкометальные породы, содержащие не менее 50 % карбонатов, генетически связанных с комплексами щелочных пород и имеющих мантийную природу. Карбонатиты — гетерогенные образования, формирующиеся в различных геологических и физико-химических условиях, что отражено в их вещественном составе и рудоносности. С карбонатитами связаны промышленные концентрации ниобия, тантала, циркония, редких земель, а также значительные концентрации фосфора, железа, апатита, флогопита и вермикулита. По мере дальнейшего изучения этих образований круг полезных ископаемых, связанных с ультраосновными-щелочными породами и карбонатитами, все более и более расширяется.

В последнее время выяснилось, что карбонатиты и генетически близкие им бессиликатные или обедненные кремнеземом дериваты — апатит-магнетитовые, пироксен-apatит-магнетитовые породы, метасоматические железистые кварциты — гондиты, камафориты и нельсониты, являются производными нескольких, существенно отличающихся формационных типов (Свяжин, 1956; Багдасаров, 1985).

Наиболее хорошо изучены карбонатиты ультраосновной-щелочной формации (УЩК), массивы которой представлены кольцевыми структурами, карбонатиты в которых обычно занимают центральную часть и окаймлены нефелиновыми сиенитами, нефелин-пироксеновыми породами или даже ультрабазитами (Солодов, 1985). Для карбонатитов УЩК ярко выражена эволюция породообразующих и редкометально-рудных парагенезисов в связи со стадийностью процесса (Пожарицкая, 1962; Пожарицкая, Самойлов, 1972; Багдасаров, 1985).

В середине 1970-х годов в нашей стране появились материалы, подтверждающие правомочность выделения отдельной формации нефелиновых сиенитов и карбонатитов. В Ильмено-вишневогорском комплексе Урала, Черниговской зоне юга Украинского щита, а затем в Хибинском массиве и Татарской зоне Енисейского кряжа были выявлены карбонатиты в ассоциации с широко развитыми нефелиновыми сиенитами и фенитами без участия щелочно-ультраосновных пород. Тогда А. Г. Жабин впервые обосновал отнесение уральских карбонатных магматогенных пород к карбонатитам (Жабин, 1969).

В это же время была впервые выделена на Урале карбонатит-нефелин-сиенитовая формация, позднее названная Ю. А. Багдасаровым (1979, 1985) формацией карбонатитов линейно-трещинных зон. Позднее карбонатиты были обнаружены западнее Сысертско-Ильменогорского комплекса, в Уфалейском метаморфическом комплексе (Белковский, 1979). В отличие от Ильмено-вишневогорского карбонатитового комплекса, где редкоземельная минерализация имеет цериевую специализацию, уфалейские карбонатиты связаны с субщелочными гранитоидами и имеют отчетливую иттриевую специализацию (Огородников и др., 2007, 2012).

Таким образом, согласно современным представлениям (Багдасаров, 1979, 1986), наиболее широко распространенные карбонатиты представлены двумя генетическими типами (формациями):

- 1) ультраосновной-щелочной карбонатитовой (УЩК);
- 2) линейно-трещинных тел карбонатитов.

Появление карбонатитов и генетически близких им образований (apatитолитов, нельсонитов, камафоритов, магнетитолитов) — отражение развития глубинного, мантийного по своему происхождению магматизма и метасоматизма различных формационных типов, заключающегося в образовании резко дефицитных кремнеземом или даже практически бессиликатных дериватов — апатит-магнетитовых, апатит-ильменорутитовых, анхимономинеральных апатитолитов или карбонатитов, развивающихся под влиянием флюидных потоков, генерируемых мантийными источниками (Багдасаров, 1986).

Так как минеральный состав карбонатитов линейно-трещинного типа принципиально не отличается от такового для карбонатитов УЩК-формации и в то же время первым присущи специфические геохимические черты, то эти породы можно уверенно отнести к

карбонатитам, а не к карбонатсодержащим щелочным или субщелочным метасоматитам, скарно- или кальцифироподобным образованиям, как это иногда делают (Багдасаров, 1990).

Общеизвестны данные о мантийном подкоровом источнике вещества и областей выплавления щелочных гипербазитов и карбонатитов, находящихся на глубинах не менее 70 км (Орлова, Рябчиков, 1977). Экспериментально доказана реальность устойчивого существования карбонатитовых выплавок в условиях больших глубин, соответствующих областям верхней мантии.

В щелочно-ультраосновных комплексах на температурный режим карбонатитообразования и соответственно на эволюцию состава карбонатитов и их рудоносности существенное влияние оказывает фактор глубинности (Самойлов, 1984).

Ранее были выделены четыре фациальных типа карбонатитов в зависимости от глубины образования (рис. 149): вулканические (поверхностные), субвулканические (приповерхностные — 0,5-1,5 км), малоглубинные (гипабиссальные — 1,5-4 км) и глубинные (мезоабиссальные — 4-7 км) (Самойлов, Багдасаров, 1975; Самойлов, 1984). В последующем было установлено для линейно-трещинных тел карбонатитов на примере объектов Украины, Енисейского кряжа, Урала и других регионов наличие еще более глубокой, абиссальной фации — глубже 7 км (Левин, Роненсон, 1980; Багдасаров, 1986, 2014).

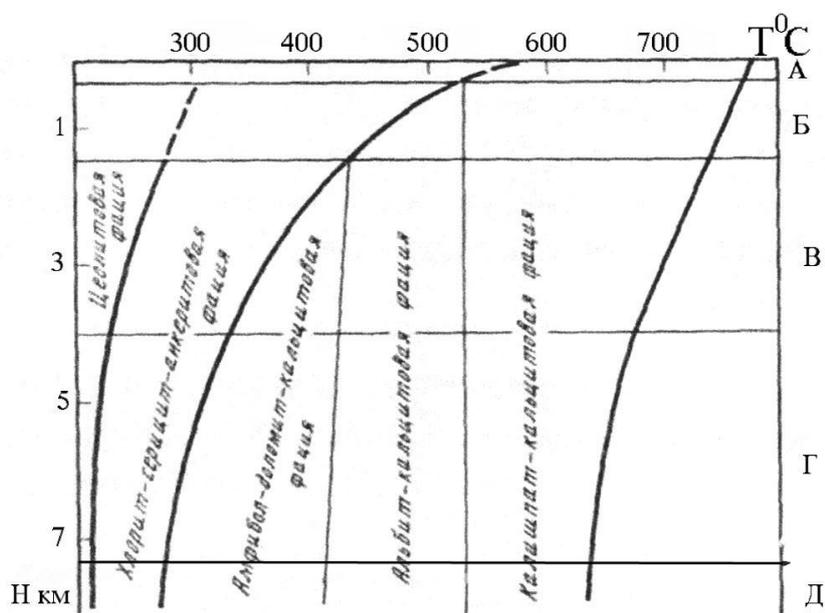


Рис. 149. Т-Н фациальная схема карбонатитовых комплексов (Самойлов, 1984):

А-Г - фации глубинности карбонатитовых комплексов: А - поверхностная; Б - приповерхностная; В - гипабиссальная; Г - мезоабиссальная; Д - абиссальная

Изменение морфологии слагаемых карбонатитами массивов отвечает общей, хорошо известной в структурной геологии тенденции смены кольцевых, округлых в плане магматических тел в приповерхностных, малоглубинных условиях, на существенно линейные на глубине и может в известной мере свидетельствовать о практически непрерывном развитии карбонатитов от близповерхностных уровней к глубинным (Солодов, 1985; Багдасаров, 1986).

Значительная часть карбонатитовых массивов абиссальной фации глубинности относится к специфическим телам линейно-трещинного типа (Черниговская зона на Украине, Сиилиньярви в Финляндии, Поллен в Норвегии, Енисейский кряж, Урал и другие). Особенностью данной фации является отсутствие интрузивно-магматических пород непрерывной серии ультрабазитов, через щелочные серии ийолитов-мельтейгитов к сиенитам

и карбонатитам. Карбонатиты развиваются по системе кулисообразных трещинных тел более или менее прямолинейного строения (Багдасаров, 1986).

Судя по анализу геологической ситуации и ряда геохимических данных, для карбонатитов Урала и других комплексов, заведомо образованных на большой глубине (10-15 км), приведенные значения являются минимальными глубинами формирования карбонатитов этих объектов. Выявляются некоторые геолого-петрографические и минералогические особенности карбонатитов абиссальной фации, которые связаны с условиями образования (Багдасаров, 1986):

1. Повышенная меланократовость практически всех карбонатитов, высокие содержания силикатов, особенно слюд.

2. Близко равновесные соотношения кальцита и доломита, иногда появление доломитовых или анкеритовых карбонатитов. По данным экспериментальных работ, это в существенной степени определяется давлением, обусловленным глубиной образования.

3. Несколько иное по сравнению с карбонатитами массивов центрального типа распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в этих породах. Заметная концентрация РЗЭ в породобразующих карбонатах и апатитах, иногда в некоторых ниобатах (фергюссонит) при отсутствии существенных обособлений редкоземельных минералов в поздних карбонатитах. Обычно карбонатиты относятся к моностадиальным разновидностям высокотемпературной фации.

В целом можно сделать вывод, что разновидности пород, принадлежащие к линейно-трещинным образованиям, представлены высокотемпературными метасоматитами магматической стадии, образовавшимися в ходе длительного щелочного или щелочно-земельно-углекислого метасоматоза вмещающих пород.

Массивы высокотемпературной фации линейно-трещинного типа состоят из карбонатитов, которые ассоциируют с силикатными породами неинтрузивного происхождения. Отсюда, можно предполагать, что массивы максимальной степени глубинности должны состоять из меланократовых фенитоподобных пород (базификатов), сложенных богатыми титаном образованиями биотит-амфибол-пироксенового состава (Поллен; Черниговская зона, район КМА; Урал). В целом, по-видимому, с увеличением глубинности силикатные базификаты слюдисто-пироксенового, оливинового или иного состава должны преобладать над карбонатной составляющей (Багдасаров, 1986).

Массивы мезоабиссальной фации изучены на примере комплексов Южной Сибири и Сетте-Дабана (Гинзбург, Эпштейн, 1968, Пожарицкая, Самойлов, 1972, Самойлов, 1977, 1984; Самойлов, Багдасаров, 1975). В массивах фации представлены породы самого разнообразного состава, как магматические (якупирангиты-ийолиты-уртиты и сиениты), так и метасоматические (нефелин-пироксеновые, мелилитовые); слабо развиты интрузивно-магматические гипербазиты. Полистадийность карбонатито-образования в сочетании преимущественно с метасоматическим способом их формирования способствовала сложной дифференцированности редкометальной и другой минерализации.

Карбонатиты массивов центрального типа, главным образом УЩК формации, принадлежат в основном к фациям меньших глубин — гипабиссальной и приповерхностной. В пределах этих уровней, формировавшихся в диапазоне 0,5-8 км от палеоповерхности, сосредоточена основная масса редкометального, железо-фосфорного и другого оруденения (Багдасаров, 1986).

Карбонатиты Урала, относимые Ю. А. Багдасаровым (1979, 1986) к формации линейных («линейно-трещинных») тел, наиболее отчетливо отличающихся от других формационных типов. Такими отличиями являются (Багдасаров, 2014):

1. Резкое преобладание карбонатитов над всеми другими силикатными магматитами, причем природа этих последних часто вызывала существенные сомнения.

2. Отсутствие признаков интрузивного механизма проявления как карбонатитов, так и большей части вмещающих их силикатных пород.

3. Древний докембрийский возраст формирования.

4. Наиболее значительные геохимические отличия массивов формации УЩК и формации линейно-трещинных тел. Снижение средних содержаний Nb, Ta и редкоземельных элементов в карбонатитах линейно-трещинных зон, по сравнению с большинством массивов центрального типа; в первых из названных образований нигде не отмечается ураганно высоких содержаний указанных редких элементов в составе руд; преобладание в составе силикатов оксидов железа в виде FeO над Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и, соответственно, пониженным содержанием магнетита во всех разновидностях карбонатитов, по отношению к однофациальным их типам в массивах центрального типа; существенным повышением в составе магнетитов Sr, в меньшей степени Ni и Co, малораспространенных в карбонатитах массивов центрального типа; наличие в составе карбонатитов редкоземельных ниобатов — фергюссонита, не встречающихся в карбонатитах центральных массивов, а также редких ниобатов (эвксенит, самарскит и др.), нигде не отмечавшихся в массивах этого типа (Багдасаров, 1981, 1990).

В карбонатитах концентрируются ниобий, тантал, цирконий и редкие земли. Кроме того, в повышенных количествах содержатся уран, торий, стронций, барий, скандий, марганец и некоторые другие элементы, количественные соотношения которых зависят от фациального уровня глубинности (Самойлов, 1984). По редкоэлементному составу карбонатиты Урала (Уфалейского и Ильмено-Вишневогорского комплексов) большей частью заметно отличаются от других карбонатных пород - осадочных, метаморфических и карбонатитов УЩК (рис. 150).

Ю. А. Багдасаров (1979, 2014), отмечая приуроченность Ильмено-Вишневогорского комплекса (ИВК) к формации линейных зон карбонатитов, подчеркивал явные отличия этого своеобразного проявления карбонатитов Урала. ИВК принадлежит к отчетливо оригинальному типу геологических построений, отличающихся как от типичных, достаточно хорошо изученных комплексов линейно-трещинного формационного типа, так и от «классических» массивов ультраосновного-щелочного формационного типа, прежде всего, кольцевого, центрального типа (Багдасаров, 2014).

Аналогичные закономерности получены и для других редких и редкоземельных элементов. По мере увеличения глубины формирования карбонатитов ИВК и Уфалея наблюдается отчетливая тенденция к обеднению карбонатитов стронцием, ниобием, цирконием, редкими землями (рис. 151). Установлено, что независимо от генетического типа карбонатитов, при увеличении глубинности их формирования, отчетливо проявлена тенденция к обеднению этих пород стронцием и особенно барием, при сопряженном возрастанию Sr/Ba отношения (Самойлов, 1974).

Отнесение массивов к определенной фации глубинности основано на закономерном изменении содержания порообразующих или примесных компонентов в составе распространенных минералов карбонатитов в зависимости от глубины образования (Багдасаров, 1986).

**Магнетиты.** Минералы этой группы, практически целиком сложенные разновалентными катионами железа, оказались весьма информативными (Багдасаров, 1986). Они наиболее чутко реагируют на изменения кислородного потенциала с глубиной. Из всех компонентов-примесей, распространенных в магнетитах, лишь содержание MgO и MnO уменьшается сверху вниз, достигая минимума в массивах абиссальной фации линейно-трещинного типа (табл. 11).

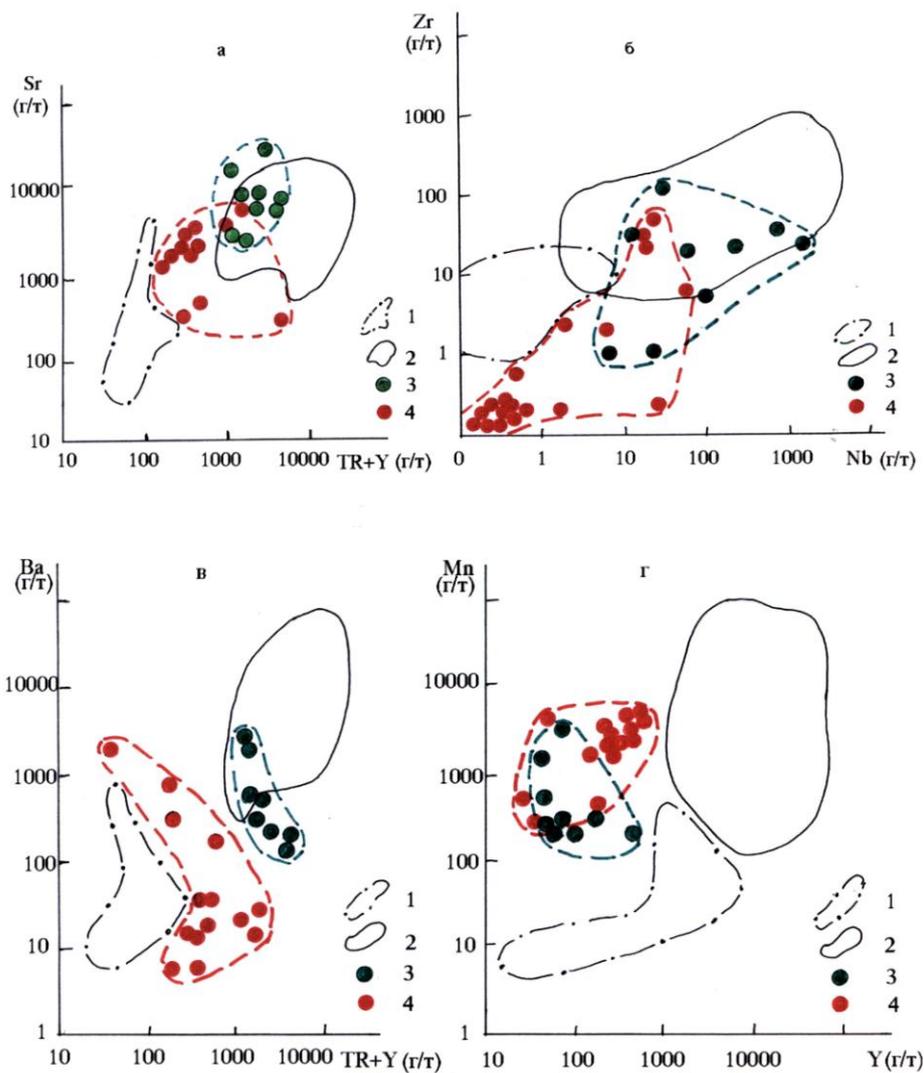


Рис. 150. Положение областей составов осадочных и метаморфических карбонатных пород (1) карбонатитов УШК (2), по (Самойлов, 1984), карбонатитов Ильмено-Вишневогорского (3) (Недосекова и др., 2012), Уфалейского (4) (по материалам авторов) метаморфических комплексов на диаграммах Sr-(TR+Y) (а); Zr-Nb (б); Ba-(TR+Y) (в); Mn -Y (г)

Соответственно, магнетитовое оруденение, тесно ассоциирующее с апатитом в составе названных пород на относительно неглубинных уровнях, глубже низов мезоабиссальной фации не образует крупных скоплений, а в ряде абиссальных комплексов этот минерал становится аксессуарным ввиду резкой дефицитности трехвалентного железа и распределения двухвалентного железа преимущественно в составе силикатов, ильменита и др. В приповерхностных фациях проявлено гематитовое оруденение.

**Слюды.** Эти минералы абиссальной фации карбонатитов линейно-трещинного типа характеризуются отчетливым преобладанием закисного железа над окисным, при довольно низкой общей магнезиальности, и обладают преимущественно биотитовым составом, а не флогопитовым (Багдасаров, 1986).

Для карбонатитов гипабиссальной фации, напротив, характерно появление тетраферрислюдов в ранние, высокотемпературные стадии процесса, при очень высокой концентрации трехвалентного железа, целиком входящего в тетраэдрическую позицию.

Биотиты карбонатитов Уфалейского и Ильмено-Вишневогорского комплексов хорошо демонстрируют эту зависимость (рис. 152). Метаморфические биотиты Уфалейского комплекса, метаморфизованные в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, представлены биотитами истонит-сидерофиллитового ряда.

Таблица 11

Средние содержания MgO и MnO (в мас.%) в магнетитах высокотемпературных карбонатитов в массивах различной глубинности

(Багдасаров, 1986; Локтина, Белковский, 1978; Щелочно..., 1997)

| Фации глубинности | Массив, комплекс, провинция                                  | MgO         | MnO        |
|-------------------|--|-------------|------------|
| Абиссальная       | Черниговская зона, Украина; район КМА; Сарфартёк, Гренландия | 0,355(130)* | 0,191(137) |
|                   | Теплогорское (Уфалейский, Урал)                              | 0,18(7)     | 0,11(7)    |
|                   | Маукское (Уфалейский, Урал)                                  | 0,30 (18)   | 0,11(18)   |
|                   | Ильмено-Вишневогорский комплекс (Урал)                       | 0,42(15)    | 0,19(15)   |
| Мезоабиссальная   | Саянская, Сетге-Дабинская                                    | 0,85(128)   | 0,63(137)  |
| Гипабиссальная    | Маймеча-Котуйская, Карело-Кольская;                          | 3,99(250)   | 0,53(282)  |
| Субвулканическая  | Гулинский; Сукулу, Уганда; Мушугай-Худук, МНР                | 5,0(45)     | 0,91(45)   |
| Вулканическая     | Керимази, Танзания   | 13,0(2)     | 4,8(2)     |

Примечание. В скобках — количество анализов.

Метасоматические биотиты из биотитизированных амфиболитов, биотитовых слюдитов представлены более железистыми разностями (см. рис. 152). Биотиты из кальцитовых и кальцит-доломитовых карбонатитов представлены менее глиноземистыми разностями аннит-флогопитового ряда. Биотиты Ильмено-Вишневогорского комплекса представлены более железистыми биотитами, что, по-видимому, свидетельствует о менее глубоких условиях образования. Флогопит, один из ведущих минералов всех уровней глубинности, образует промышленные скопления крупноблочных руд практически лишь в гипабиссальных условиях.

**Апатитовое** оруденение обнаруживает сквозной характер в пределах четырех глубинных фаций, кроме вулканической. Апатит входит в состав метамагматических базификатов и карбонатитов абиссальной фации и собственно карбонатитов — мезо- и гипабиссальной; в последнем случае возрастающую роль приобретают силикатно-магнетит-apatитовые породы (нельсониты) железорудного комплекса, практически лишенные карбонатов.

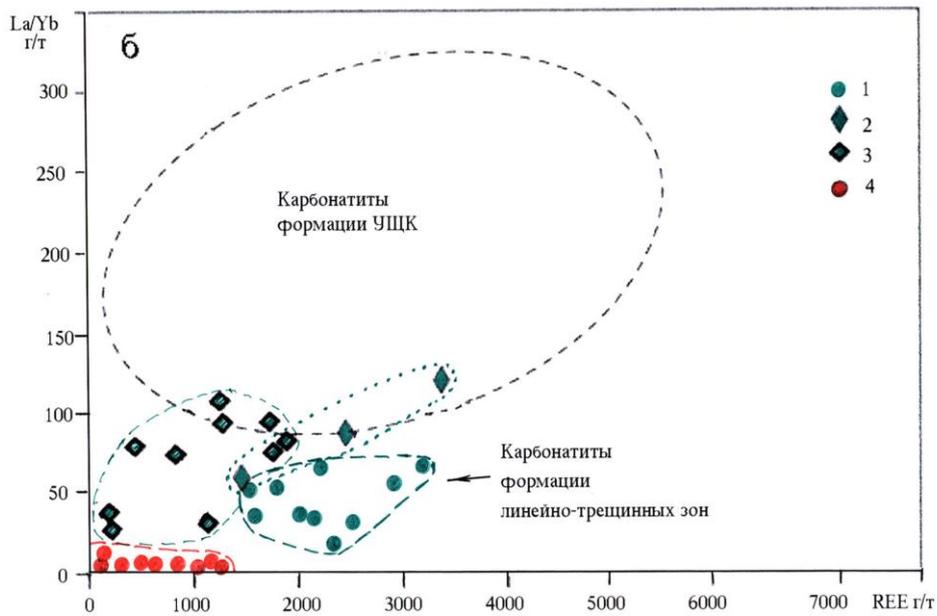
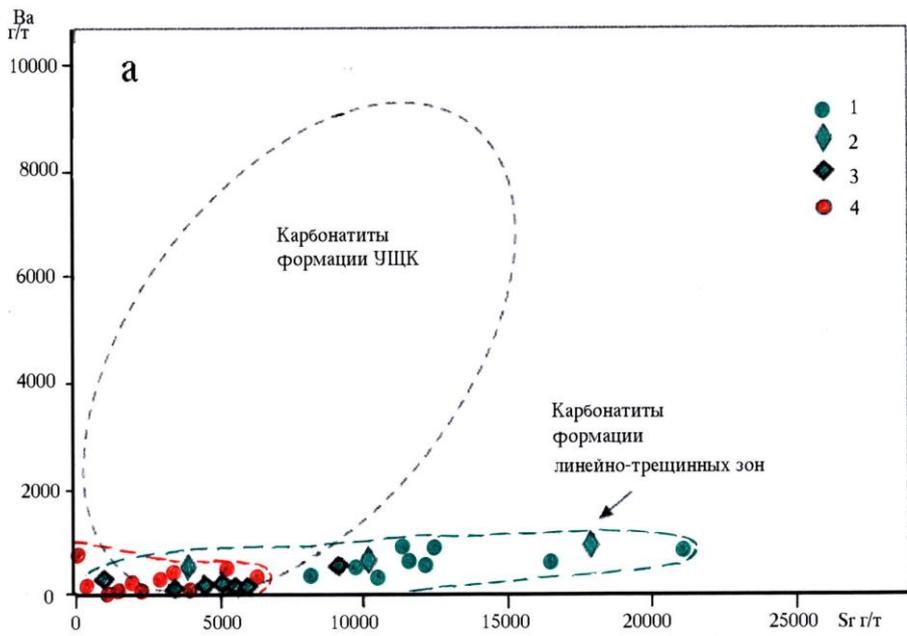


Рис. 151. Диаграммы Sr-Ba (а) и La/Yb-REE (б) (г/г) для карбонатов формации «линейно-трещинных зон» (1-4) и УЩК :

1 — Ильмено-Вишневогорский комплекс (Недосекова, Прибавкин, 2009); 2 — Черниговская зона; 3 — Печенгинский комплекс; 4 — Уфалейский комплекс (авторы)

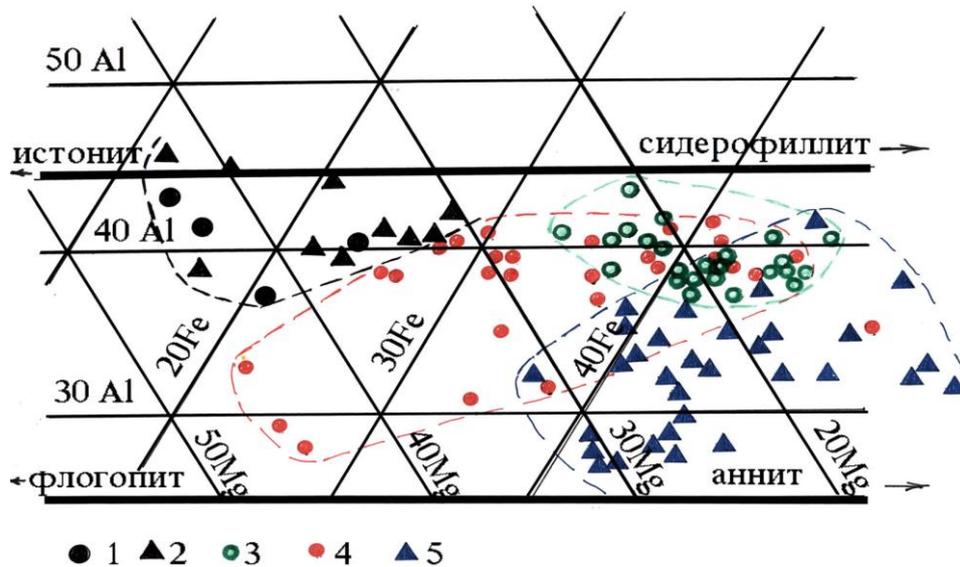


Рис. 152. Биотиты карбонатов Уфалейского (1-4) и Ильмено-Вишневогорского (5) комплексов. Используются анализы авторов и (Мельников, 1976; Левин и др., 1997; Белковский, 2011):

1 - реликтовые метаморфические биотиты гранулитовой фации метаморфизма; 2 - метаморфические биотиты амфиболитовой фации; 3 - метасоматические биотиты из биотитизированных амфиболитов и биотитовых слюдитов; 4 - биотиты из карбонатов; 5 - биотиты из карбонатов ИВК

Апатиты карбонатов и нельсониты Уфалейского комплекса имеют повышенные количества (г/т): Ti (380-9286); Mn (115-1034); Sr (733-4743); Y (246-4289); U (0,92-17,31). Редкие земли представлены преимущественно иттриевой группой (рис. 153).

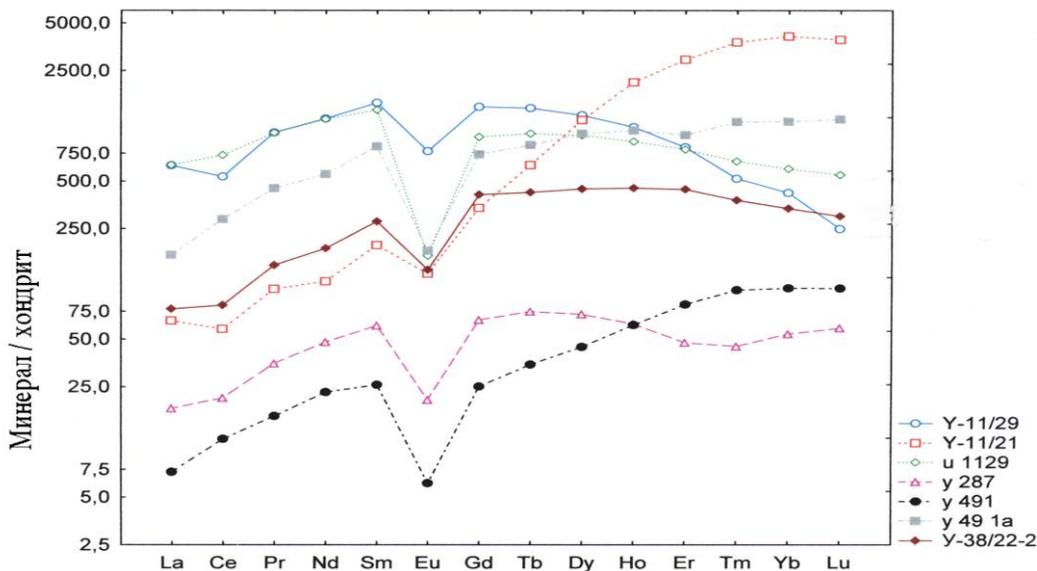


Рис. 153. Поведение редких земель, приведенных к хондриту, в апатитах из карбонатов и нельсонитов Уфалейского комплекса

В последнее время «узкий круг» карбонатитов Урала значительно расширился за счет отнесения к карбонатитам широко распространенных мраморных толщ осадочного происхождения (Попов, Попова, 2004; Попов, Колесниченко, 2008; Попов, 2012). Так, по мнению В. А. Попова (2012): «Пересмотр генезиса некоторых тел мраморовидных пород в уральских палеорифтовых структурах с точки зрения последовательности кристаллизации минералов привел к заключению о широком развитии разнообразных карбонатитов на Урале. С ними связаны не только классические редкометальные месторождения, но и месторождения и проявления никеля, демантоидов, рубина, алмаза, железа».

Нами были изучены мраморы, содержащие рубины и другую минерализацию с карьеров Среднего и Южного Урала (рис. 154).

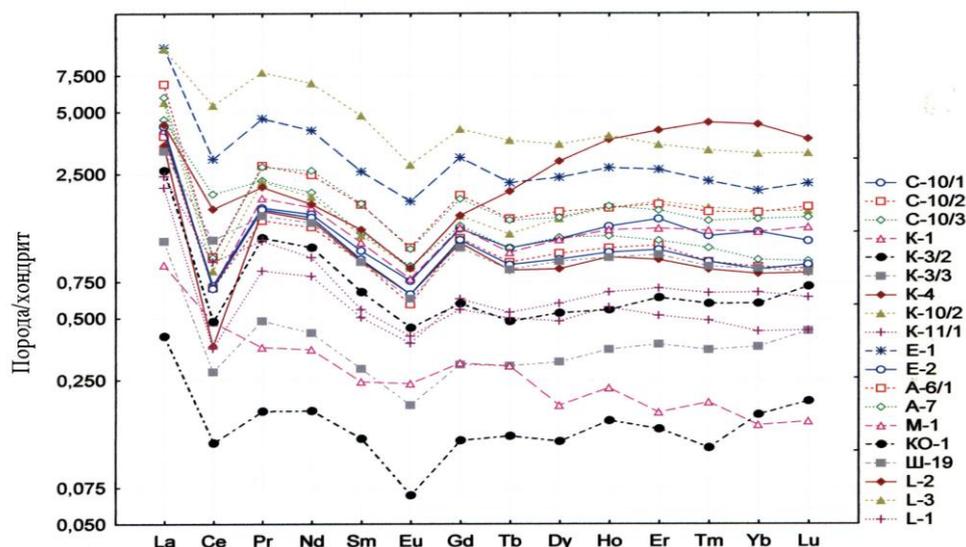


Рис. 154. Поведение редкоземельных элементов в мраморах, содержащих рубины и другую минерализацию. Карьеры Среднего и Южного Урала: С - Светлинский, К - Кучинский, Е - Еленовский, А - Андреевский, М - Мраморский, КО - Коелгинский, Ш - Шабровский, L - Липовский

Все они показали обычное распределение редкоземельных элементов. Наблюдается характерная для осадочных карбонатных толщ морского происхождения Се-аномалия, поэтому отнесение их к карбонатитам требует более убедительных доказательств.

## **Глава 6. ПАЛЕОЗОЙСКИЕ МЕТАМОРФОГЕННО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ГРАНИТНЫЕ ПЕГМАТИТЫ И ГИДРОТЕРМАЛИТЫ УФАЛЕЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА**

Рифтогенез позднего кембрия – раннего ордовика привел к раскалыванию более крупного континента и перешел в океанический спрединг в среднем ордовике (Пучков, 2000). Закономерным продолжением эпиконтинентального рифтогенеза в палеозое явилось перерастание его в спрединг океанического дна, то есть образование океанического бассейна. Одновременно с этим на месте половинки эпиконтинентального рифта начинает формироваться пассивная континентальная окраина.

Полный разрыв континентальной коры в ордовике и образование палеоокеанического бассейна знаменуют новый этап в развитии метаморфизма. Сохраняющиеся условия общего тектонического растяжения, аномально высокий тепловой поток в зоне спрединга и отсутствие нагрузок, создаваемых континентальной плитой, обуславливают формирование геологических формаций за счет различных частей разреза офиолитовой ассоциации.

Спрединг океанической коры сопровождался излиянием хорошо датированных по конодонтам подушечных базальтов с прослоями яшмовидных кремней-радиоляритов, указывающих на глубоководные условия их образования (сугралинские, поляковские сухтелинские и другие базальты). Эти базальты, вместе с развитыми на юге Урала относительно слабодеплетированными гипербазитовыми массивами лерцолитового типа В. Н. Пучков (2000) отнес к офиолитам. Метаморфизм вулканогенных и кремнисто-вулканогенных формаций верхней части разреза офиолитовой ассоциации характеризуется однородностью и ограниченным развитием деформаций.

Главной составляющей этой обстановки являются ультрабазиты дунит-гарцбургитовой формации, обычно сопровождаемые комплексом параллельных долеритовых даек и толеитовыми базальтами. С ультрабазитами связаны месторождения хромитов. Наиболее крупные хромитовые месторождения приурочены к верхней части дунит-гарцбургитового комплекса. Для них характерны тела плитовидной и более сложных форм, но близких к изометричным.

В течение океанического этапа метаморфизма произошло зеленокаменное перерождение пород с образованием минеральных парагенезисов фации зеленых сланцев, которое сопровождается рассланцеванием. К этому же этапу относятся уралитизация и сосюритизация габброидов, пироксенитов, серпентинизация ультраосновных пород и хлоритизация, серицитизация и окварцевание, сопровождавшие колчеданное оруденение кипрского типа в Маукской колчеданной зоне (Маркс, 1964).

В связи с океаническими толеитовыми базальтами образовались субмаринные медноколчеданные месторождения домбаровского (кипрского) типа. Вдоль зон развития базальтов наблюдается накопление магнетит-гематитовых и гематит-марганцевых пластовых залежей. Сейчас нет сомнений в том, что сульфидные руды кипрского типа - аналоги современных разнообразных образований дна океана. На Урале среди месторождений домбаровского типа наиболее известными и изученными являются Маукское и Летнее месторождения. Первое из них являлось объектом нашего специального изучения (Сазонов и др., 2003).

В серпентинизированных палеозойских альпинотипных ультрабазитах Южного Урала известна специфическая золотая минерализация, развитая в виде золотомагнетитовых прожилков и золотоносных хлограпитов (Огородников, 1993; Серавкин и др., 2001; Спиридонов, Плетнев, 2002; Мурзин, Варламов, 2013; Сазонов и др., 2001).

Главные изменения, происшедшие на Южном Урале, приходится на раннедевонско-франский этап, который характеризуется широким развитием островодужных построек в северной части Магнитогорского палеоокеана. С обстановкой островодужной стадии связано

формирование энзиматических вулканических поясов, которые слагаются продуктами дифференциации базальтоидных магм натриевой петрохимической серии. В этих поясах, располагающихся симметрично относительно океанической структуры, локализуются золотосодержащие колчеданные месторождения уральского (медно-цинковоколчеданная формация), баймакского (колчеданно-баритполиметаллическая или колчеданно-полиметаллическая формация) типов, золотополиметаллические (золотополиметаллическая формация) и золотоносные медно-порфиновые (медно-порфировая формация) месторождения, а также скопления марганцевых и железомарганцевых горизонтов в яшмах и вулканогенно-осадочных отложениях (Медноколчеданные ..., 1985; 1992). Установлены латеральная и вертикальная зональности в распределении колчеданных месторождений. Так, в нижних частях вулканических поясов, где развиты спилиты, включающие тела ультрабазитов и прорванные габбро, локализуется сульфидная минерализация, обогащенная кобальтом и никелем (Медноколчеданные..., 1985). Их золотоносность незначительная: обычно не выше десятых долей грамма в тонне (Сазонов и др., 2001). Колчеданные месторождения уральского типа залегают выше по разрезу среди диабазов, спилитов, кварцевых риолитов колчеданноносной формации (Сазонов и др., 2003).

Их золотоносность существенна. Сейчас из них на Урале получают значительно больше золота, чем из собственно золоторудных месторождений кварц-жильного типа (Месторождения..., 2001). Коллизии 380-320 (ранняя) и 320-250 (поздняя) млн лет (Puchkov, 1997, Иванов К., 1998; Сазонов и др., 2001) привели к формированию собственно золоторудных (кварц-жильного и прожилково-вкрапленного типов) залежей, например, в Светлинском месторождении (Корово-мантийное..., 1989; Сазонов и др., 2001), а также к трансформации колчеданных объектов (метаморфизму их околорудных метасоматитов и руд, как правило, с переотложением золота (Ракчеев, 1956; Маркс, 1964, 1969; Месторождения..., 2001, Сазонов и др., 2003). При этом тонкодисперсное золото укрупняется, начинает поступать в россыпи. Заметим, что выветривание неметаморфизованных колчеданных месторождений приводит к формированию шлейфа "тонкого" золота, которое в россыпях не накапливается.

Показано (Месторождения..., 2001), что колчеданные месторождения уральского типа формируются на морском дне с участием осадочного процесса, колчеданнополиметаллические - при мощности толщи перекрывающих пород до 1,5 км, а золотополиметаллические - не менее 1,8 км. Магматиты, породившие колчеданнополиметаллические месторождения, принадлежат известково-щелочной серии, а золотополиметаллические - толеитовой. Глубина формирования обусловила различие в околорудных метасоматитах месторождений колчеданного семейства: в первых и вторых они кварц-серицитовые, а в третьих - березиты-листвениты.

Колчеданнополиметаллические месторождения отличаются от других типов месторождений колчеданного семейства пространственной связью с субвулканическими телами порфировых риолитов, широким развитием (часто преобладанием) прожилково-вкрапленных руд над массивными сульфидными, высоким содержанием цинка (4,8 мас.%), меди (2-4 мас.%), золота (3-10 г/т) и серебра (40-60 г/т). На некоторых месторождениях этого типа имеются зоны, обогащенные свинцом (1-1,5 мас.%), а также устанавливаются баритовые жилы. Типоморфен для месторождений баймакского типа Южный Урал, однако есть они и севернее - на Среднем и Северном Урале, в том числе в пределах Дегтярско-Карабашской зоны (Пильненское, Березогорское и др.).

Медно-порфиновые объекты островодужной обстановки (Салаватское, Биргильдинское месторождения и др.) малы по размерам и по запасам Cu - основного полезного компонента. Они сопряжены с гипабиссальными интрузиями габбро-диоритов, диорит-плаггиогранитов, коагматичными вулканитам натриевой андезит-базальтовой формации. Их рудные тела выделяются по результатам опробования на Cu и Au метасоматитов кварц-серицитового, кварц-серицит-хлоритового составов, минерализованных

главным образом пиритом, иногда халькопиритом и редко - другими сульфидами. В целом эти объекты золотоносны слабо (среднее содержание Au в их рудах не превышает 0,2 г/т).

### 6.1. Раннепалеозойские гидротермалиты Уфалейского комплекса

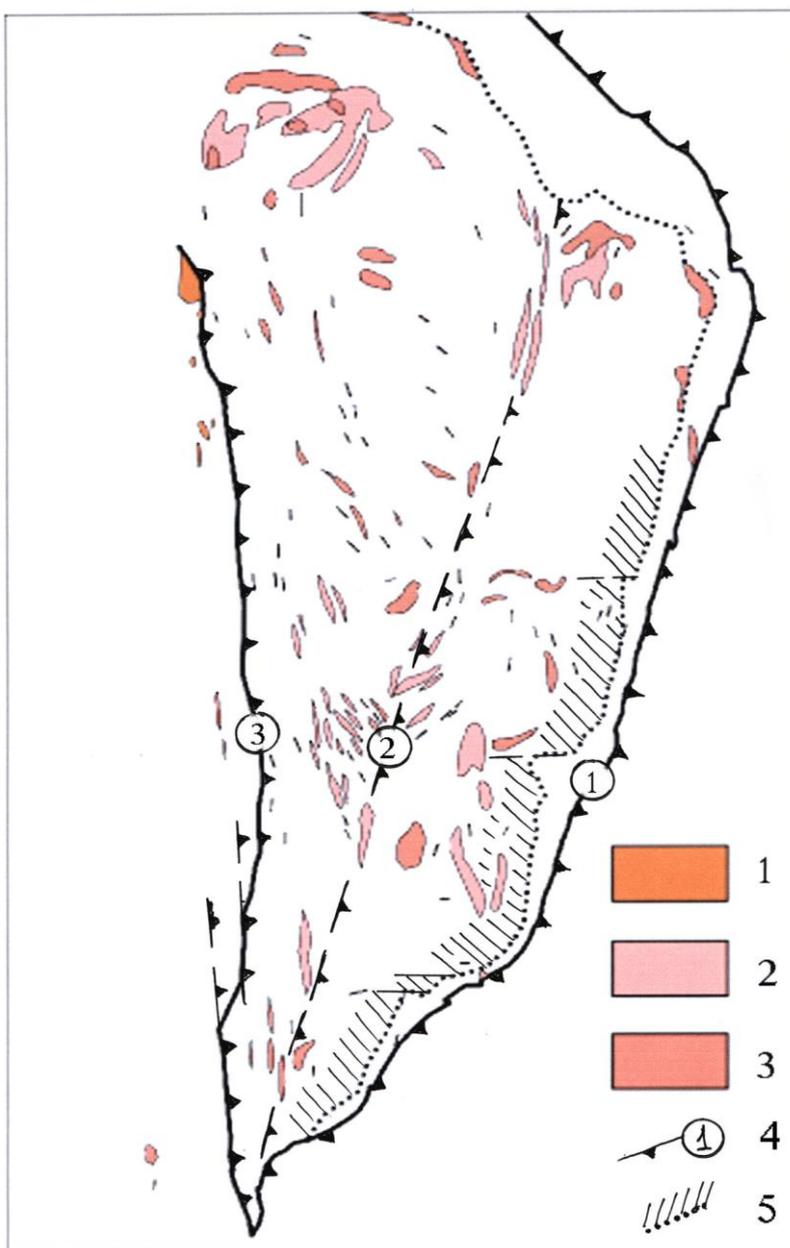
В докембрийских шовных зонах смятия, ограничивающих древние гнейсовые блоки, в раннем палеозое отмечаются кондуктивные теплотокки, вызывающие в вулканогенно-осадочных толщах обрамления метаморфическую трансформацию на уровне эпидот-амфиболитовой фации.

В этих зонах широко проявлена субплатформенная позднеордовикская формация щелочных и ультращелочных сиенитоидов **Козловогорского комплекса (O<sub>3</sub>kg)** (Белянкин, 1952; Локтина, Белковский, 1978; Грабежев и др., 1982; Белковский, 1989; Огородников и др., 2007; Шардакова и др., 2015; Шардакова, 2016).

Комплекс состоит из двух фаз, выделенных при геолого-съемочных работах последних лет: магматизм в этих зонах начинается умеренно-щелочными габброидами (рис. 155).

Рис. 155. Размещение палеозойских коллизионных магматических тел в пределах Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса, по данным (Государственная ..., 2008, с дополнениями авторов):

1 - **Козловогорский комплекс (O<sub>3</sub>kg)** - субщелочные и щелочные породы основного, среднего и кислого составов: субщелочных габбро, нефелиновые сиениты, граносиениты и щелочные граниты; 2 - **Нижнеуфалейский комплекс (C<sub>1</sub>: 2u)** - гранодиориты и граниты биотитовые; 3 - **Кизильский комплекс лейкогранитовый (P<sub>2</sub>k)** - двуслюдяные и мусковитовые, преимущественно лейкократовые граниты; 4 - взбросо-сдвиги и надвиги: 1 — Главный коллизионный шов (ГУГР), 2 — Серебрянский, 3 — Таганайская шовная зона; 5 — Слюдяногорско-Теплогорская шовная зона



Наличие флюидного потока приводит к значительному замедлению процесса кристаллизации базитового расплава. Этот магматизм создавал и вещество протолита тоналитов, гранодиоритов, сиенитоидов и источник энергии для их плавления. Базиты, наращивая снизу кору, обусловили ее повышенную мощность в блокоограничивающих шовных зонах и гнейсово-амфиболитовых мегаблоках (Калинин, Ревердатто, 1969, 1977; Ферштатер и др., 2007; Хомичев и др., 2007). Производные от базитов анатектические гранитоиды на начальной стадии имеют состав щелочных гранитов, граносиенитов и сиенитов, характеризующихся натровой специализацией (Грабежев и др., 1982; Ферштатер и др., 2007; Шардакова и др., 2015; Шардакова, 2016).

Габброиды I фазы козловогорского комплекса образуют согласные с вмещающими породами тела до 100 м в поперечнике и до первых сотен метров по простиранию, площадь тел - до 0,5 км<sup>2</sup>, падение СВ под углом 36-50°. К востоку от плотины Долгобродского водохранилища на правом берегу р. Уфы в направлении с запада на восток на протяжении 350 м вскрыты мелано- и мезократовые биотитсодержащие габброиды разной зернистости, контакты между разностями постепенные.

Габброиды — темно-зелено-серые среднезернистые породы с реликтовой офитовой структурой. Главные первичные минералы в габбро — основной плагиоклаз 50-60 %, роговая обманка (реликты) 1-2 %, вторичные минералы: актинолит 25-30 %, альбит 3-5 %, биотит, возможно, есть и ранний, и поздний (5-7 %); акцессорные минералы представлены апатитом и магнетитом. Плагиоклаз содержит включения табличек биотита, в краевых частях замещается альбитом. Роговая обманка образует ксеноморфные зерна (1-2 мм в поперечнике), замещается по спайности биотитом, с краев - актинолитом или полностью - агрегатом биотита и актинолита. По характеру плеохроизма и показателям преломления роговая обманка отвечает магнезиальному арфведсониту. Биотит также встречается в виде крупных корродированных пластинок с включениями апатита и сагенитовой решеткой.

Породы II фазы, сиенитоиды и гранитоиды, образуют дайки мощностью десятки - первые сотни метров при протяженности до 2-3 км, секут рифейские метаморфиты слюдяногорской, кувашской и таганайской свит. Сиениты представляют собой средне- и крупнозернистые породы с линейной ориентировкой фемических минералов. Текстура их полосчатая, микроструктура - гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, катакластическая, участками пойкилопорфиробластическая. Минеральный состав (об.%): олигоклаз + альбит-олигоклаз (35—60), микроклин (15-30), гранат (0—5), амфибол (3-10), магнетит (0-5), акцессорные: циркон, ортит, сфен, эпидот, флюорит, апатит, ильменит и пирит. Плагиоклаз тонко сдвойникован, замещается микроклином, содержит вросстки кварца. Микроклин часто решетчатый, присутствуют включения циркона. Гранат образует отдельные зерна 0,1-0,2 и 1-2 мм в диаметре, по составу относится к Mn-гроссуляр-альмандину. Амфибол по оптическим свойствам и составу относится к малотитанистому феррогастингситу (Шардакова и др., 2015).

Ко II фазе отнесены также щелочные и нефелиновые сиениты. Породы часто микроклинизированы, альбитизированы, серицитизированы, иногда окварцованы. В них отмечаются циркон, циртолит, плюмбопирохлор. Цветные минералы в обеих разновидностях сиенитов - высокожелезистый эгирин-салит, гастингсит, лепидомелан. Экзоконтактовая фация щелочных сиенитов представлена мигматитами, обогащенными магнетитом, гранатом и амфиболом. Минеральный состав их переменный (об.%): кислый плагиоклаз (35—60), микроклин (10-35), гранат (10-20), амфибол (5-20), магнетит малотитанистый (1-5), кварц (1—15). В них содержатся участки, обогащенные роговой обманкой и гранатом (реликты субстрата?); отмечаются порфиробласты микроклин-пергита; при увеличении их количества появляются пегматоидные прожилки и жилы с порфиробластами феррогастингсита (1-3 см) (Шардакова и др., 2015).

Щелочной магматизм нижнего палеозоя наиболее значительно проявился в Ильмено-Вишневогорском комплексе, в меньшей мере он развит в западном и восточном обрамлениях Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса, в подновленных долгоживущих рифейских рифтогенных шовных зонах при спредингообразовании Уральского палеоокеана.

К ним приурочены тела сиенитов, сопровождаемых зонами фенитов. В западном обрамлении Уфалейского комплекса закартированы сиениты, представленные эгирин-авгитовыми, гастингситовыми щелочными нефелиновыми и лепидомелановыми разностями (рис. 156). С ними связано Тахтинское и Сергачинское рудопроявления (Белковский, Локтина, 1974; Грабежев и др., 1982).

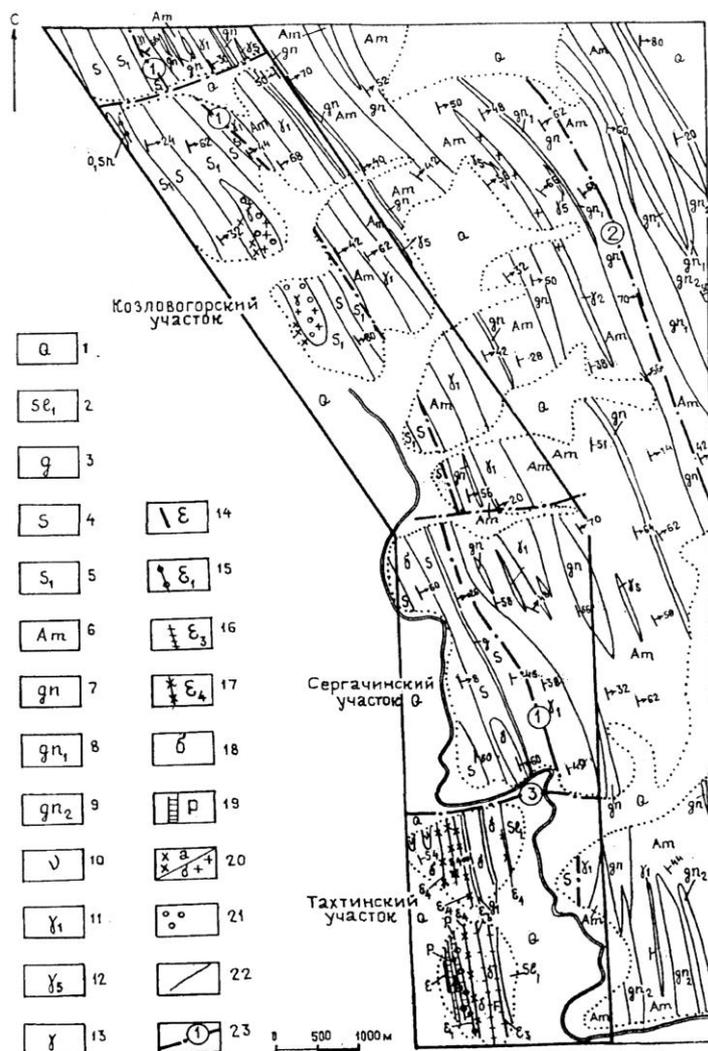


Рис. 156. Схема геологического строения Сергачинского, Тахтинского и Козловогорского рудопроявлений, по (Белковский, Локтина, 1974).

1 - аллювиальные и делювиальные отложения; 2 - слюдяно-кварцевые сланцы таганайской свиты (R<sub>1</sub>); уфалейская свита: 3 - кварциты и кварцитопесчаники, 4 - сланцы серицит-кварцевые, хлорит-серицит-кварцевые, хлорит-серицит-альбитовые, 5 - сланцы апопорфиритовые эпидот-хлорит-альбит-амфиболовые, 6 - амфиболиты с прослоями плагиогнейсов, 7 - плагиогнейсы биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые, 8 - гранито-гнейсы биотитовые, двуслюдяные, 9 - гранито-гнейсы и мигматиты амфиболовые, гранат-амфиболовые; 10 - габбро-диабазы амфиболовые; 11 - граниты порфировидные; 12 - плагиограниты; 13 - граниты щелочные и субщелочные; 14 - нефелиновые сиениты биотитовые; 15 - щелочные сиениты эгириновые; 16 - щелочные сиениты амфиболовые; 17 - щелочные сиениты лейкократовые; 18 - плагиофениты биотитовые и лейкократовые; 19 - роговики биотит-гранат-кианит-силлиманит-кварцевые; метасоматические изменения: 20 - фельдшпатизация (а), альбитизация (б), 21- флюоритизация; 22 - геологические границы; 23 - тектонические разломы: 1 - Уфимский; 2 - Указарский; 3 - Тахтинский

В южном выклинивании гранитного тела Козлиных гор выявлены щелочные граниты с эгирином, рибекитом и астрофиллитом (Белковский и др., 1974; Кейльман, 1974). В северо-восточной части Уфалейского блока картируются тела щелочных биотит-магнетитовых гнейсовидных лейкогранитов (Мельников и др., 1964). Сиенитовый комплекс, представленный граносиенитами, кварцевыми сиенитами, сиенит-пегматитами и лейкократовыми магнетитовыми гранитами в шовных зонах, накладывается на ранние щелочно-гранитные образования среднерифейского возраста. Возраст козловогорского комплекса, определенный по биотиту из габбро Ar-Ar-методом составил  $457,8 \pm 5,8$  млн лет, определение цирконов из гранитов U-Pb-методом дает результат в узком интервале 449-480 млн лет (Шардакова и др., 2015). Абсолютный возраст лейкогранитов, нефелиновых и известково-щелочных сиенитов, по ранним работам - 450-396 млн лет и связанных с ними метасоматитов — 354-396 млн лет (Левин и др., 1997; Белковский и др., 2000; Ферштатер и др., 2007; Шардакова и др., 2003) свидетельствуют о формировании их во время начальной океанической стадии и преобразованиях во время последующих раннеколлизийных процессов.

С сиенитами и нефелиновыми сиенитами связана колумбит-пироклор-цирконовая минерализация. В сиенитах небольшие содержания  $Nb_2O_5$  (0,054 %) и  $Ta_2O_5$  (0,00184 %) фиксируются в альбитизированных и окварцованных разностях. Содержание Zr в них 0,18-0,3 %. Максимальные содержания циркона в биотитовых сиенитах 5,6 кг/т. В нефелиновых сиенитах содержание  $Nb_2O_5$  – 0,028-0,070 %,  $Ta_2O_5$  – 0,00138-0,00359 %, Zr – 0,036 – 0,080 %.

Минералы-концентраторы Ta и Nb - колумбит, пироклор, ильменорутил. Содержание  $Ta_2O_5$  – в пироклоре 0,5 % и в ильменорутиле 0,3-0,7 %;  $Nb_2O_5$  – в ильменорутиле 8-15 %. Кроме тантало-ниабаатов и циркона в сиенитах и нефелиновых сиенитах находятся торит, ортит, сфен (Золоев и др., 2004).

Наиболее полная сводка редкометальной минерализации на Урале, связанная с щелочными и субщелочными комплексами, приведена в работе К. К. Золоева, В. Я. Левина, С. И. Мормиль, Г. Ю. Шардаковой «Минерагения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала» (2004).

Граниты и граносиениты (различаются по содержанию кварца и микроклина) — это лейкократовые, от мелко- до крупнозернистых, породы с массивной, иногда гнейсовидной текстурой картируются также в Слюдяногорско-Теплогорской шовной зоне, где встречаются порфиоровые разности, где фенокристаллы представлены калишпатом. В щелочных гранитах калишпат преобладает над плагиоклазом. Щелочные граносиениты секут тело кварцевой жилы № 175 и ранние карбонатиты (рис. 157).

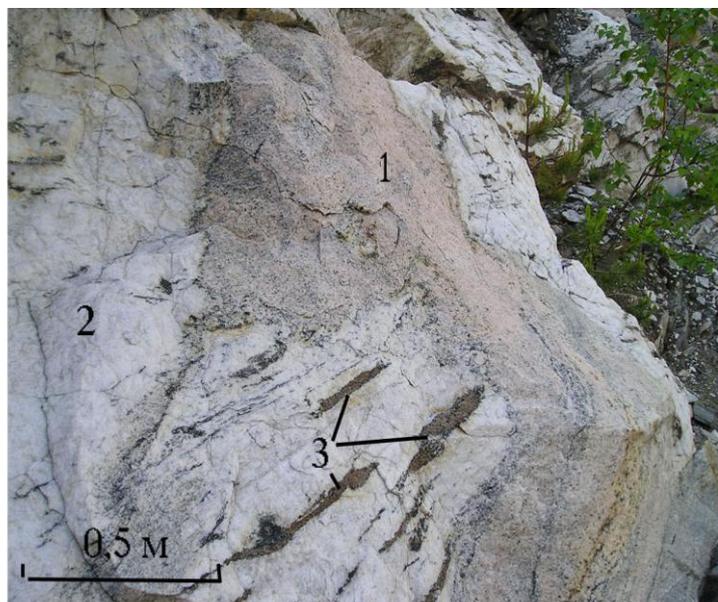
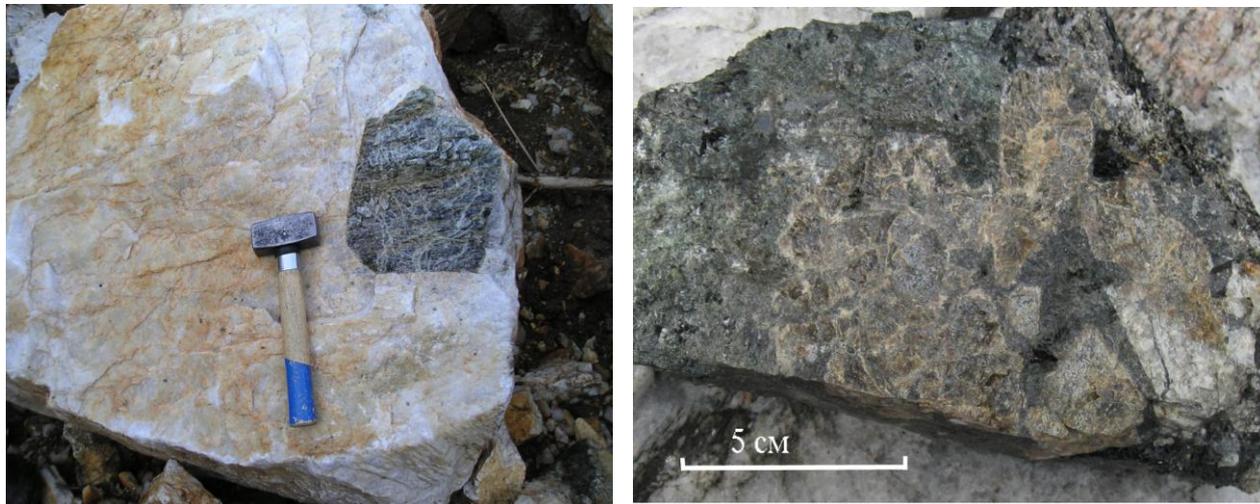


Рис. 157. Секущая дайка микроклиновых граносиенитов (1) в кварцевой жиле 175 (2), содержащей реликты карбонатитов (3)

Дальнейшее развитие щелочного процесса сопровождалось перекристаллизацией ранних карбонатитов с образованием кальцит-доломитовых, анкеритовых разностей, сопровождаемых кристаллизацией крупных кристаллов ильменорутила, рутила, титанита, магнетита, апатита и редкоземельных минералов – пирохлора, Y-колумбита, радиально-лучистого циркона, ксенотима и новообразованного иттроэпидота, которые локализуются чаще всего уже в кварцевых телах уфалейского типа, реже в карбонатитах (рис. 158).



а

б

Рис. 158. Развитие крупных кристаллов апатита (а), ксенотима (б) в карбонатитах и кварцевых жилах уфалейского типа

Данный процесс протекает во фторотипной среде, о чем свидетельствует образование своеобразных метасоматитов — нельсонитов, с широким развитием апатита во вмещающих карбонатитах и метасоматитах. Термин «нельсонит» впервые был употреблен Уотсоном в 1907 году как название своеобразной горной породы из округа Нельсон штата Виргиния, США, состоящей преимущественно из ильменита — 58 %, апатита — 31 %, рутила — 9 % (Левинсон-Лессинг, Струве, 1937, 1963). Позднее нельсонит был описан в ряде статей американских авторов (Ross, 1947; Ruan, 1933; Tomlinson, 1946). По минеральному составу выделены следующие разности нельсонитов: ильменит-нельсонит (ильменит, апатит, небольшое количество силикатов); рутил-нельсонит (рутил, апатит); биотит-нельсонит (ильменит, магнетит, биотит, апатит); амфибол-нельсонит (ильменит, амфибол, апатит). Нельсониты встречаются в виде узких жил и линз среди сиенитовых и монцонитовых гнейсов. Распределение минералов в породе неравномерное, гнездообразное. Содержание рутила достигает 16 %, апатит образует крупные кристаллы.

В России «нельсониты» впервые были найдены и описаны в 1965 году Н.В.Свяжиным и В.Я.Левинным в отвалах глубокого шурфа на территории Слюдорудника в Уфалейском метаморфическом комплексе. Вмещающими породами являются биотитизированные амфиболиты, чередующиеся с гранито-гнейсами. Амфиболиты секутся разветвленными жилами альбититов и гранитных пегматитов. В отвалах шурфа обнаружено большое количество крупных выделений апатита и линз нельсонита размером от 0,1x0,3 до 0,3x0,7 м (Свяжин, Левин, 1965).

Нельсониты имеют темно-бурую, иногда почти черную окраску, обусловленную преобладанием рутила или биотита и ильменита в составе породы, которая светлее с увеличением содержания титанита. Минеральный состав нельсонитов несколько различен для разных участков; главные минералы: рутил, титанит, ильменит, биотит, апатит.

По сравнению с нельсонитами из Виргинии уральские породы отличаются большим

количеством рутила и титанита и меньшим — ильменита. По наиболее типичному минералу их можно было бы назвать титанит-нельсонитами. Другие отличительные особенности породы - наличие крупных, нередко достигающих размера 20 см (см. рис. 158), неравномерно распределенных выделений апатита и ильменорутила (рис. 159) и почти полное отсутствие мелкой вкрапленности этого минерала, а также полосчатая текстура.



Рис. 159. Апатит (1) — рутиловый (2) нельсонит в амфибол-биотитовых гнейсах (3). Карьер по отработке кварцевой жилы № 170

В карьере по отработке кварцевой жилы № 175 среди нельсонитов встречаются метасоматиты с ксенотимом, который развивается по новообразованному иттроэпидоту (рис. 160), причем по контуру ксенотима развивается апатит (рис. 161).

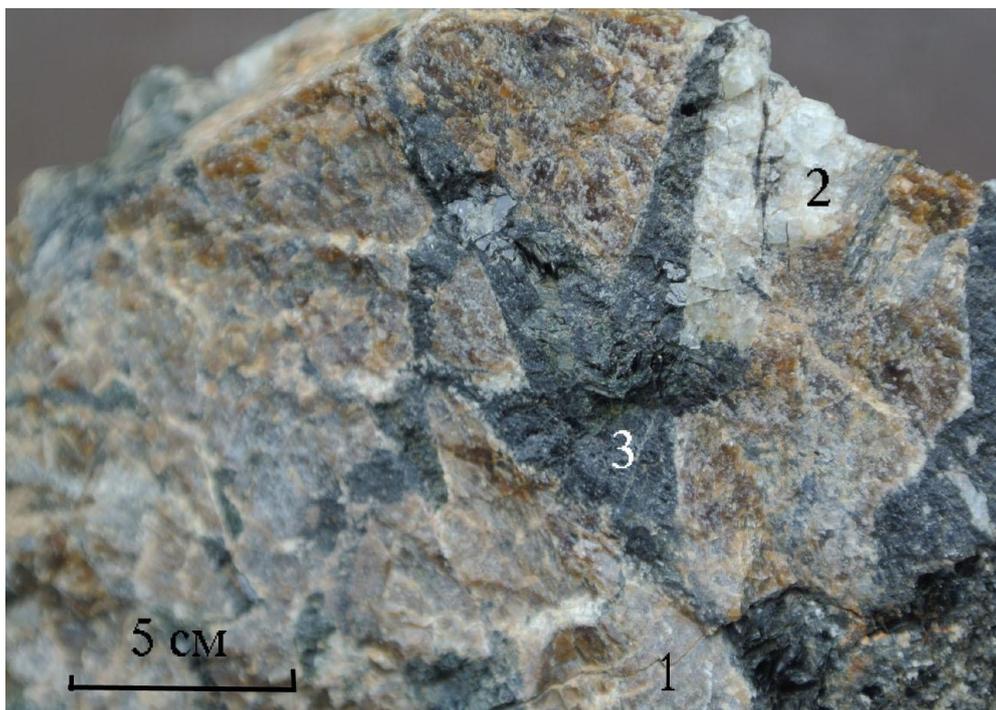
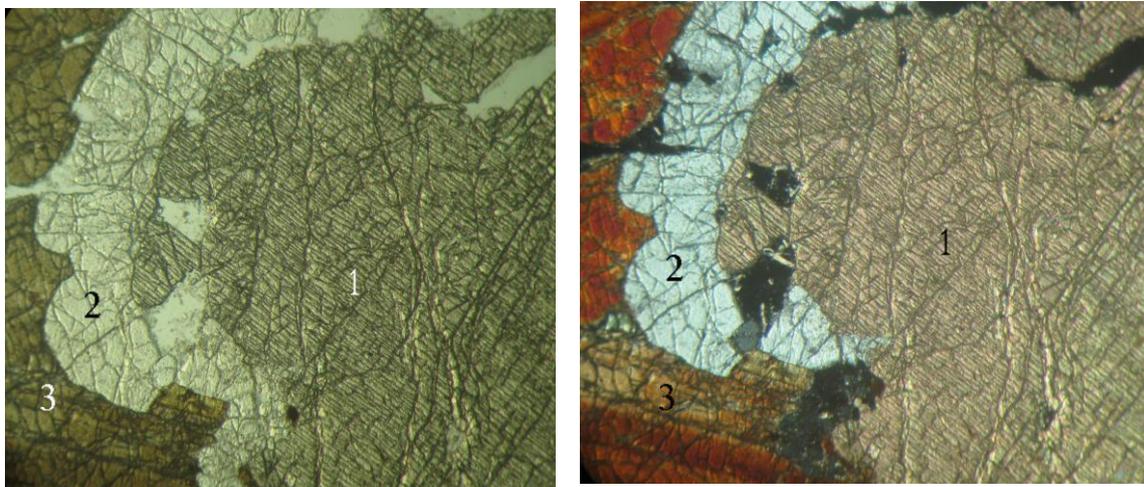


Рис. 160. Развитие ксенотима (1) с апатитом (2) по новообразованному иттроэпидоту (3) по карбонатитам в карьере по отработке жилы № 175

В настоящее время нельсониты встречаются во всех карьерах по отработке наиболее продуктивных кварцевых жил (191, 175, 179, Беркутинская, 2136 и др.). Нельсониты образуются после альбититов и карбонатитов (рис. 162), генетически связанных с щелочными, микроклиновыми гранитоидами и граносиенитами козловогорского комплекса и отчетливо накладываются и секут кварцевые жилы уфалейского типа.



а

б

Рис. 161. Ксенотим (1) с оторочкой апатита (2) развивается по иттроэпидоту (3). Шлиф У-375, а - без анализатора; б - с анализатором, увел. 24Х



Рис. 162. Наложение рutil-амфиболовых нельсонитов (4) (на врезке хорошо видны кристаллы апатита и рутила) на ильмено-рутиловые (2) карбонатиты (1), с образованием кварцевых жил егустинского типа (3)

Фторотипные растворы, промывая кварц уфалейского типа, очищают его от примесей, формируя мелко- и тонкозернистый, «льдистый» метасоматический кварц **егустинского типа** (жилы 191, 192, 413, 414 и др). На Кузнечихинском месторождении объем кварцевых жил, сложенных егустинским кварцем составляет более 80 %, что делает эти жилы более привлекательными в практическом отношении.

Самостоятельные тела, полностью сложенные кварцем егустинского типа, не встречены. Кварц этого типа образуется метасоматическим путем при процессах кислотного (фтористо-водородного) выщелачивания кварца уфалейского типа (рис. 163).



Рис. 163. Развитие высокопрозрачного, тонкозернистого, льдистоподобного кварца егустинского типа (2) по грануломорфному кварцу уфалейского типа (1). Видны реликты карбонатитов (темные). Карьер по отработке жилы № 175, Кыштымское кварц-жильное месторождение

При проработке плавиковой кислотой в кварце уфалейского типа появляется обилие микродефект-каналов (рис. 164), значительно реже появляются поноры и трубообразные каналы (рис. 165). Промывка первичного кварца приводит к удалению из кварца микропримесей, что значительно увеличивает степень прозрачности кварца (коэффициент светопропускания), с 50-75 % (уфалейский кварц) до 68-91,2 % (егустинский кварц).

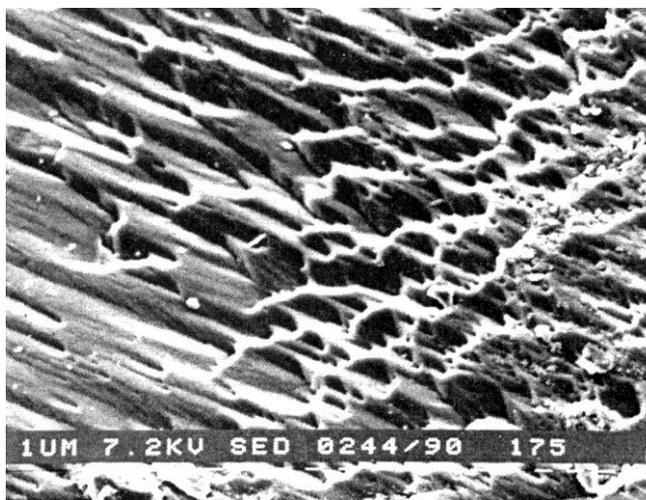


Рис. 164. Дефект-каналы - структурная особенность уфалейского типа кварца. По (Белковский, 2013). Жила № 175, увеличение 2500. Цена деления маркера — 1 мкм

Рис. 165. Каналы растворения плавиковой кислотой с образованием льдисто-подобного егустинского кварца (оторочка каналов) в уфалейском кварце. Беркутинская жила Кыштымского месторождения



Такое преобразование приводит к образованию льдистоподобного, особо чистого по содержанию структурных и минеральных примесей **егустинского кварца**. Егустинский кварц представлен тонкозернистым метасоматическим кварцем с высокой прозрачностью (рис. 166).

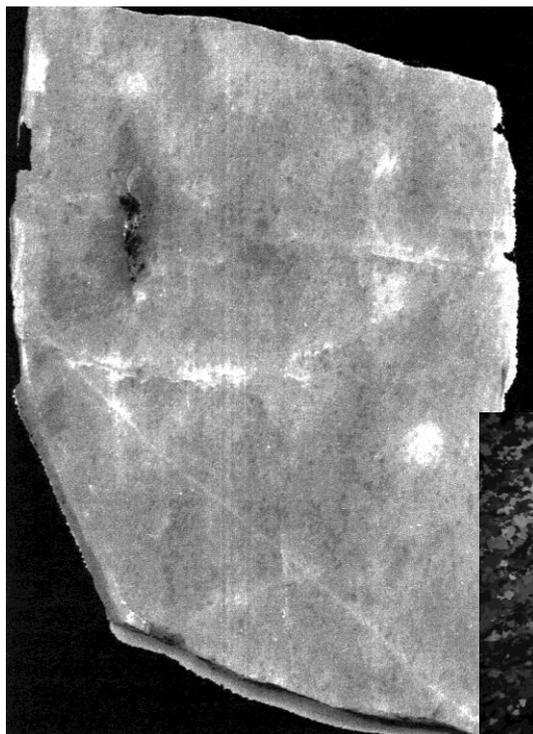


Рис. 166. Метасоматический тонкозернистый кварц егустинского типа. Жила № 414, полированная пластина, натуральная величина. На врезке Шлиф У-23-3, с анализатором, увел. 24Х



Образование кварца егустинского кварца обусловлено развитием нельсонитов, которые занимают секущее положение относительно кварц-жильного тела жилы № 175 (рис. 167).

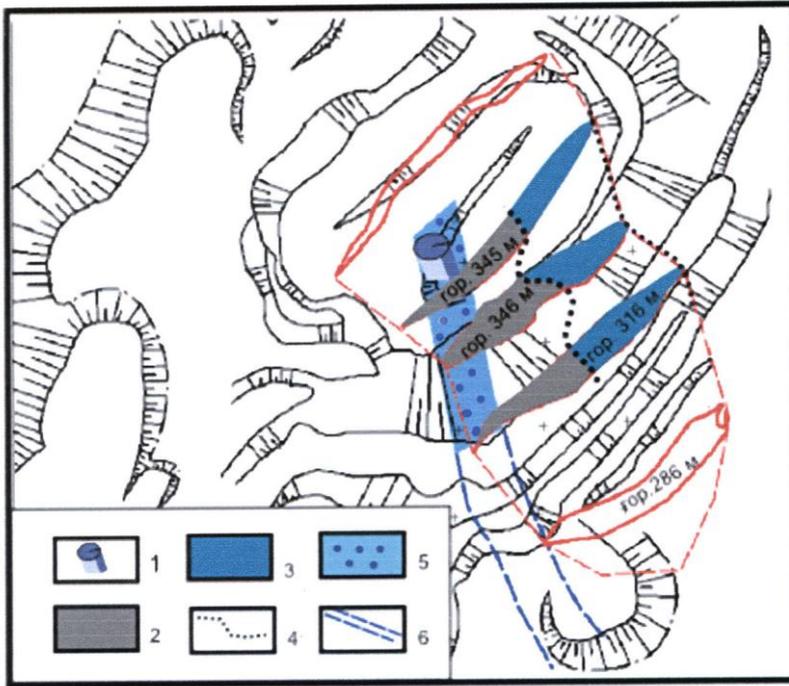


Рис. 167. Положение карбонатной минерализации и нельсонитов в теле жилы № 175:

1 — фрагмент осевой части нельсонитов; 2 — реликтовые фрагменты нельсонитов; 3 — реликты карбонатов в кварце; 4 — граница между нельсонитами и карбонатами; 5 — прослеженная по горным выработкам осевая часть нельсонитов; 6 — предполагаемое продолжение зоны нельсонитов

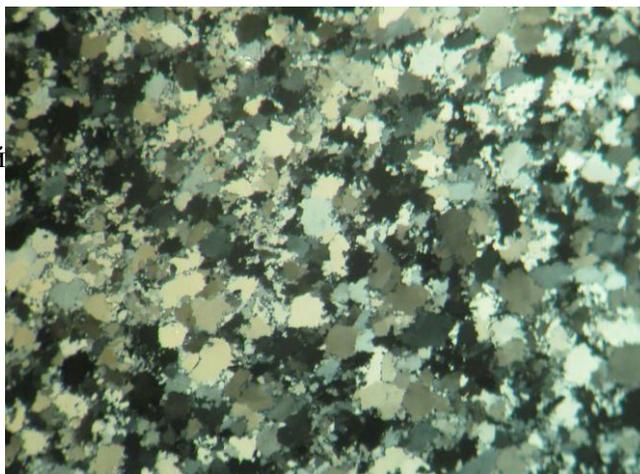
Аналогичный по свойствам и прозрачности льдистоподобный кварц разрабатывался на месторождении в Алтае-Саянской области, в пределах Борусского гипербазитового массива, где он формировался в телах альбититов среди жадеитовых тел. Альбититы состоят из альбита, мелких зерен пироксена и титанита, а в наиболее измененных образцах перекристаллизованы в агрегат альбитовых призматических зерен с зазубренными очертаниями. В переходных разностях присутствуют реликты олигоклаза и кварца (Добрецов, 1963).

Льдистый, сахаровидный кварц в крупных глыбах полупрозрачен, голубоватого оттенка (рис. 168), состоит из микрозернистой мозаики зубчатых зерен, иногда прихотливых очертаний (рис. 169).



Рис. 168. Льдистоподобный кварц с месторождения «Итмуруды» (Казахстан)

Рис. 169. Льдистоподобный тонкозернистый кварц. Шлиф ИТ-1, с анализатором, увел. 24Х



Формирование жадеитовых пород, которые генетически и пространственно связаны с альбититами и метасоматическим льдистоподобным кварцем, происходило при температуре не ниже 600 °С и давлении более 10 кбар (Томиленко, Долгов, 1978).

Метасоматическое развитие кварца егустинского типа характерно для кварцевых жил № 175, № 179, Беркутинская, № 2136 (Кыштымское месторождение), более широко этот процесс развит на Кузнечихинском месторождении — жилы № 191-194, № 412-414, где егустинский кварц составляет до 80 % объема кварцевого тела, что позволяет относить его к жилам особо чистого кварца с содержанием структурного алюминия менее 10 ppm.

Обращает на себя внимание расположение кварц-жильных объектов Кузнечихинского месторождения и жил Беркутинской, № 2136 в зоне оперяющих сдвиго- сбросов на Серебрянском сбросо-сдвиге (рис. 170).

Кварцевые жилы Кузнечихинского месторождения по данным геологической съемки (Государственная..., 2008), залегают в сильно метаморфизованных породах нижнепротерозойского возраста, представленных амфиболитами, амфиболовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами, перемежающихся с гранито-гнейсами и мигматитами чувовского комплекса, а также биотитовыми и двуслюдяными гнейсами, телами субшелочных гранитоидов, альбититов битимского комплекса. В меньшей степени развиты гранат-слюдяно-кварцевые и слюдистые кварциты (рис. 171, 172).

Сами кварцевые жилы, сложенные метасоматическим мелко-,среднезернистым кварцем уфалейского типа, приурочены к пегматоидным образованиям, сложенным субшелочными гранитами и альбититами битимского комплекса, реликты которых сохраняются внутри кварцевых жил (рис. 173, 174) или в зальбандах (рис. 175). Во вмещающих породах картируются кальцит-доломитовые карбонатиты и нельсониты (рис. 176), с которыми связано появление метасоматического тонкозернистого кварца егустинского типа, который развивается по кварцу уфалейского типа (рис. 177). Кроме того, тонкозернистый кварц егустинского типа цементирует обломки гранитоидов битимского комплекса (рис. 178).

Коллизионный этап развития структур Урала проявлен с 380 до 240 млн лет и разбивается на две стадии: раннюю (380-320 млн лет) – метаморфической трансформации и позднюю (320-240 млн лет) – пластических деформаций (Иванов, 1998; Сазонов и др., 2001).

Интервал 380-320 млн лет характеризует стадию ранней коллизии. Коллизия происходила по генеральной линии срыва, которая хорошо фиксируется на профилях УРСЕЙС-95 (Пучков, 2000). В результате этой коллизии Уфалейский гнейсово-амфиболитовый блок был сорван на нижних абиссальных горизонтах и перемещен в верхние гипабиссальные горизонты земной коры по таганайско-указарской шовной зоне смятия в северо-западном направлении (рис. 179).

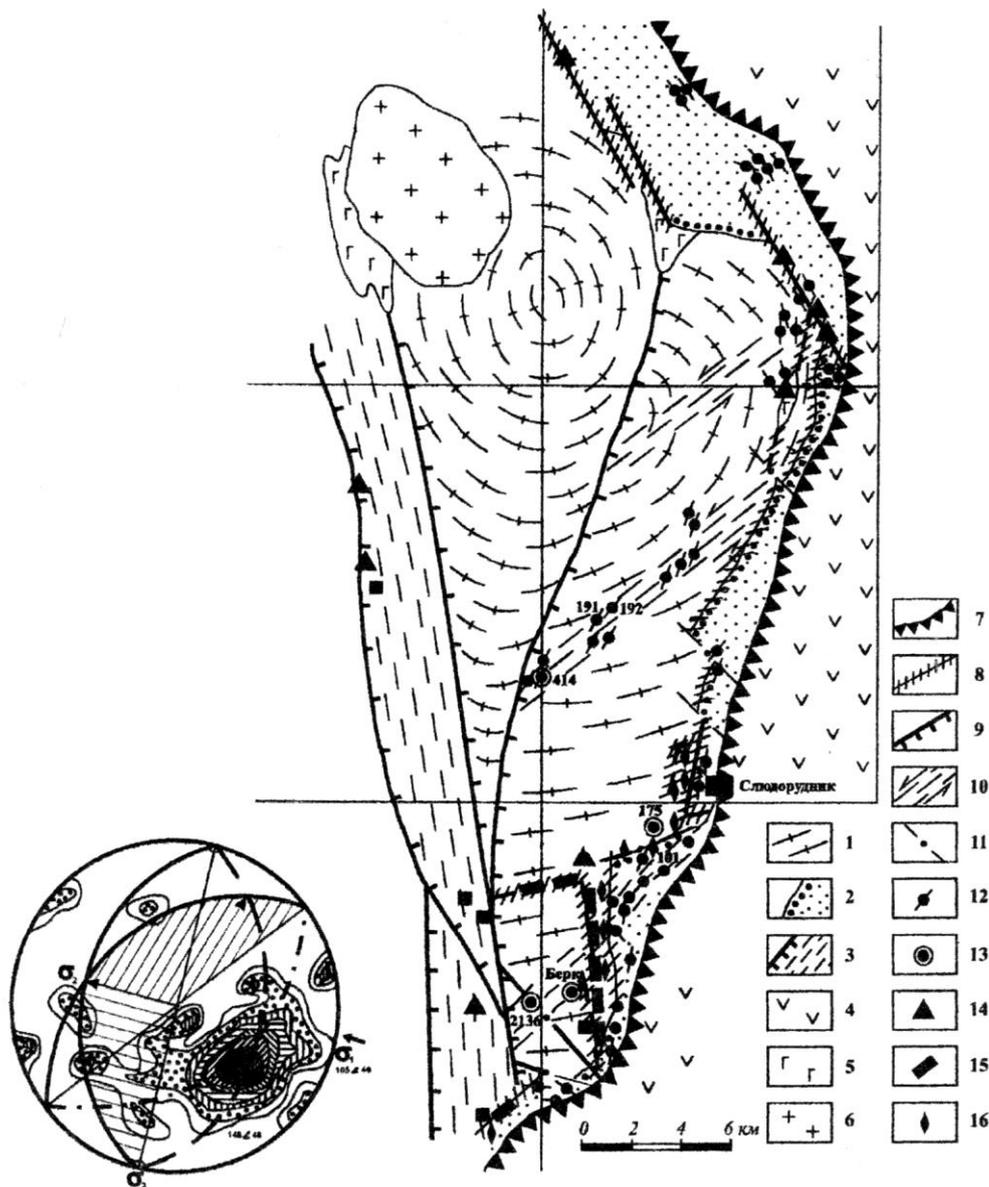


Рис. 170. Схематическая минерагеническая карта Уфалейского метаморфического комплекса, по материалам (Кейльман, 1974), геологов-съёмщиков, с добавлениями авторов:

1 - гнейсы и амфиболиты гнейсового блока (PR<sub>1</sub>); 2 - рифтогенный офиолитовый комплекс (куртинская свита - R<sub>2</sub>); 3 - динамосланцы таганайско-указарской зоны смятия; 4 - вулканы Карабашского тектонического блока; 5 - пироксениты, габбро, габбро-амфиболиты; 6 - гранитоиды Нижнеуфалейского массива; 7 - Главный коллизионный шов (ГУГР); 8 - рифтогенные разрывы рифейского возраста; 9 - взбросы, надвиги; 10 - оперяющая Серебрянский надвиг сдвиговая зона трещиноватости; 11 - сбросы; 12 - наиболее крупные кварцевые жилы; 13 — отработываемые в настоящее время кварцевые жилы и их номера; 14 - месторождения и проявления магнетита и гематита; 15 - древние кварциты (кварцитовые ломки); 16 - мусковитовые пегматиты с редкоземельной и редкометальной минерализацией.

В левом нижнем углу приведена диаграмма элементов залегания кварцевых жил и схема развития сдвиговой жиловмещающей зоны трещиноватости, сформированной на Серебрянском надвиге

Кузнечихинское месторождение гранулированного кварца  
Геологическая схема жильной зоны № 191.

Рис. 171. Геологическая схема жильной зоны №№ 191-192, Кузнечихинское месторождение грануломорфного кварца:  
1 — амфиболовые гнейсы; 2 — гранито-гнейсы; 3 — кварциты; 4 — пегматоидные гнейсо-граниты, альбититы; 5 — пегматиты калишпатовые; 6 — проекция кварцевых жил на горизонтальную плоскость; 7 — кварцевые жилы

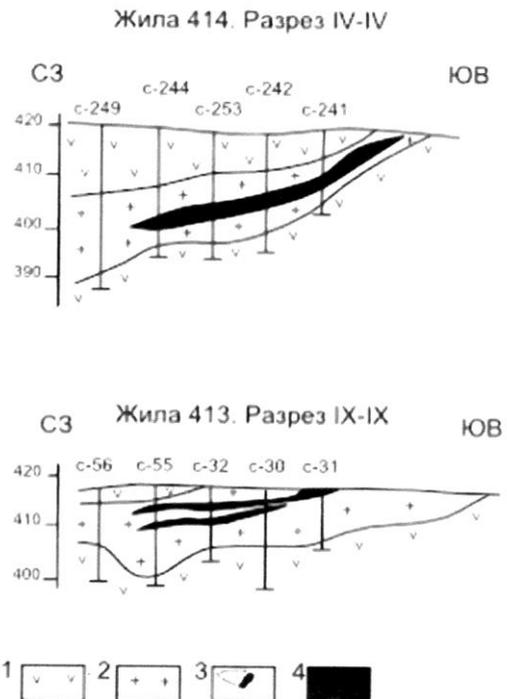
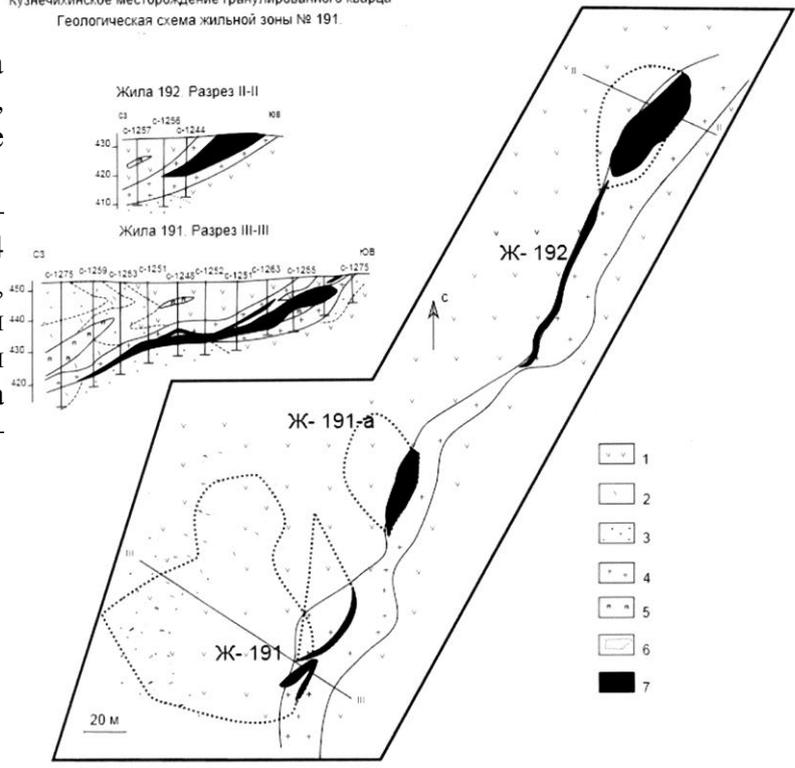


Рис. 172. Геологическая схема жильной зоны №№ 413-415, Кузнечихинское месторождение грануломорфного кварца:  
1 — амфиболиты, амфиболовые гнейсы; 2 — пегматоидные гнейсо-граниты, альбититы; 3 — проекция кварцевых тел на горизонтальную плоскость; 4 — кварцевые жилы

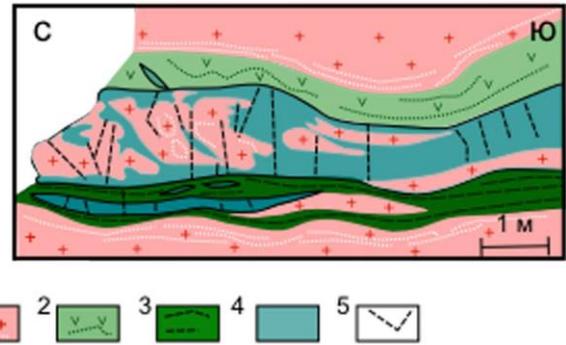


Рис. 173. Фрагмент забоя в северо-восточной части карьера по отработке кварцевой жилы № 413. Горизонт +415 м. Рисунок по фотографии:  
 1 — альбитизированные гнейсо-граниты; 2 — амфиболовые гнейсы; 3 — биотитовая оторочка; 4 — тонкозернистый кварц егустинского типа; 5 — трещины в кварце



Рис. 174. Реликты альбитизированных гранитоидов и вмещающих плагиогнейсов в кварцевой жиле № 414, сложенной тонкозернистым кварцем. Видны пустоты выщелачивания от карбонатов. Кузнечихинское месторождение грануломорфного кварца



Рис. 175. Часть кварцевой жилы № 414, локализованной внутри жильного гранитоида



Рис. 176. Амфибол-ильменорутил-титанитовый нельсонит. Кварцевая жила № 191. Кузнечихинское месторождение грануломорфного кварца



Рис. 177. Развитие тонкозернистого кварца егустинского типа (1) по метасоматическому мелкозернистому кварцу уфалейского типа. Кварцевая жила № 414. Кузнечихинское месторождение грануломорфного кварца



Рис. 178. Тонкозернистый метасоматический кварц егустинского типа цементирует обломки гранитоидов битимского комплекса. Карьер по отработке кварцевой жилы № 414. Кузнечихинское месторождение грануломорфного кварца

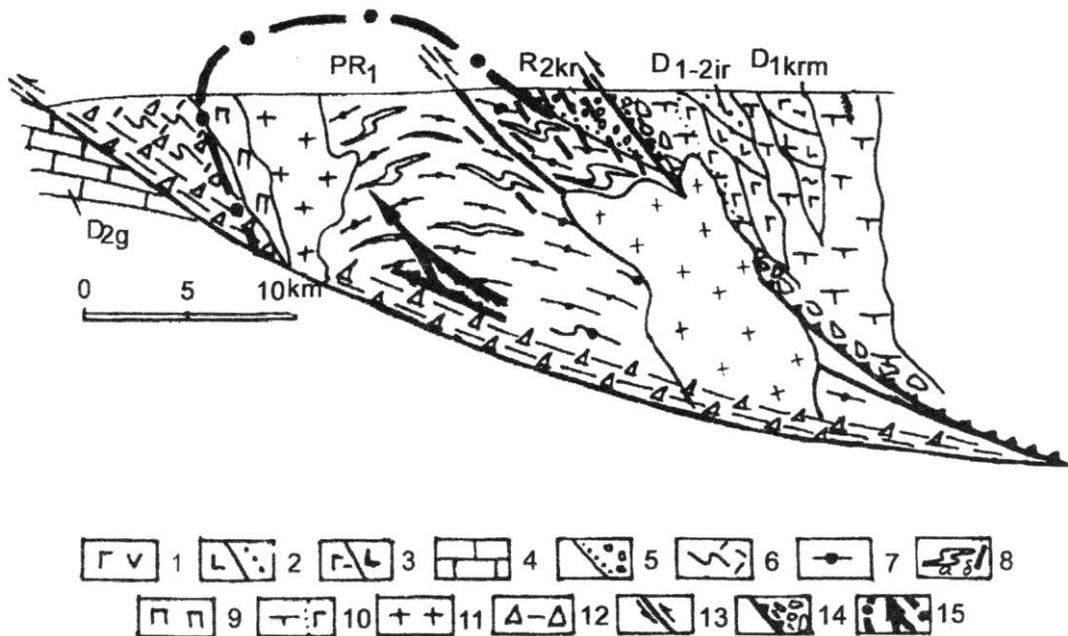


Рис. 179. Модельный широтный геологический разрез через Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс, по (Огородников и др., 2007), с использованием материалов Г. А. Кейльмана (1974) и И. Б. Серавкина (2001) :

1 - отложения поляковской свиты (S<sub>1</sub>pol); 2 - отложения ирендыкской свиты (D<sub>1</sub>ir); 3 - отложения карамалыташской свиты (D<sub>2</sub>krm); 4 - известняки и доломиты; 5 - отложения куртинской свиты (R<sub>2</sub>kr); 6 - сложнодислоцированные отложения указарской свиты; 7 - амфиболиты, амфиболовые и биотитовые гнейсы; 8 - гранито-гнейсы и зоны мигматизации (а), пегматиты и стекловидные кварцевые жилы (б); 9 - пироксениты и апогаббровые амфиболиты; 10 - серпентиниты по ультрабазитам и габбро; 11 - плагиограниты тоналит-гранодиоритовой формации; 12 - таганайско-указарская шовная зона смятия; 13 - зоны основных надвигов; 14 - шовная зона Главного коллизионного шва, представленная зоной милонитов и серпентиновым меланжем; 15 - направление теплового потока вдоль шовной зоны и граница распространения минеральных парагенезисов амфиболитовой фации

Шовные зоны смятия являются наиболее энергонасыщенными участками земной коры. Сочетание таких факторов, как тектонический стресс и механическое тепло, выделяемое при движении по разломам, объясняет многие закономерности их геологического строения и термодинамического режима: повышенные значения теплового потока, приразломную метаморфическую зональность с возрастанием степени метаморфизма пород по мере приближения к осевой части разлома, наличие хлоритоидных и глаукофановых сланцев в верхних и удаленных от центра горизонтах, закономерный переход с глубиной к силлиманит-, и кианитсодержащим более высокотемпературным фациям повышенных давлений. Особенность термического режима наклонных разломов, в отличие от вертикальных, состоит в том, что максимум теплового потока смещен относительно выхода разлома на дневную поверхность (Паталаха и др., 1976), что хорошо видно на рис. 179.

Вследствие этого, метаморфическая зональность среднепалеозойского этапа имеет отчетливую линейно-купольную форму, обусловленную развитием таганайско-указарской шовной зоны смятия со смещением теплового фокуса к востоку от нее. В центральной части Уфалейского метаморфического комплекса Серебрянская и Слюдяногорско-Теплогорская шовные зоны, вмещающие плагиогнейсы (рис. 180), гранитоиды, гиганто-мигматиты (рис. 181) и кварцево-жильные зоны в условиях сжатия испытывали мощные дислокации и смятия (рис. 182).

Рис. 180. Бiotитовые плагиогнейсы смяты в складки во время палеозойской ранней коллизии. Карьер по отработке кварцевой жилы № 191. Кузнечихинское месторождение грануломорфного кварца



Рис. 181. Смятый в складки во время палеозойской ранней коллизии. гиганто-мигматит, раздробленный и сцементированный кварцем егустинского типа. Карьер по отработке жилы № 414. Кузнечихинское месторождение грануломорфного кварца



Рис. 182. Изоклиальная складчатость в теле кварцевой жилы № 414. Кузнечихинское месторождение грануломорфного кварца

В отдельных частях эти шовные зоны представляли собой зоны разуплотнения, с широким развитием процессов гранитизации, мигматизации, внедрения магматических масс тоналит-гранодиоритовой формации (Нижне-Уфалейский комплекс) с формированием в надкровельном пространстве невскрытых массивов многочисленных даек плагиогранитного состава, тел редкометальных и мусковитовых пегматитов и многочисленных кварцевых жил выполнения, сложенных гигантозернистым стекловидным и молочно-белым кварцем.

Восточная часть Уфалейского блока, зона влияния Главного коллизионного шва (ГУГР) в это время представляла собой интенсивно деформированную зону палеоокеанической коры с остатками пород зоны спрединга, в которую внедрялись магматические тела ультрамафитов и габброидов Таловского комплекса.

Теплопоток в Карабашской островодужной зоне продолжал рассеиваться, не создавая хорошо выраженной зональности.

Для нижнепротерозойского Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса высокотемпературная метаморфическая зональность этого раннеколлизионного этапа достигает уровня высокотемпературной амфиболитовой фации, а для отложений рифея (куртинская свита) - эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой в палеозойских отложениях.

Собственно Таганайско-Указарская шовная зона смятия, по которой перемещался тектонический блок Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса, представлена бластомилонитами слюдяно-кварцевого состава, с прослоями кианит-ставролитовых сланцев, ставролит-гранат-биотит-мусковит-кварцевых, мусковит-графит-кварцевых сланцев, с реликтами слюдяных гнейсов и гранито-гнейсов.

Во время ранней коллизии возобновляются тектонические движения по докембрийским рифтогенным нарушениям, но теперь имеющим взбросо-сдвиговые характеристики. Формируется сеть оперяющих сколовых и трещин отрыва, по которым внедряются небольшие массивы и дайки плагиогранитов Нижнеуфалейского комплекса. В отличие от эродированного Нижнеуфалейского массива в районе Нижнего Уфалея, часть массивов к востоку находятся на глубине, с которыми связана активная гидротермальная деятельность, образуются многочисленные тела мусковитовых пегматитов и кварцевых жил выполнения (см. рис. 170, 179).

Усложнение в метаморфическую зональность внесла позднепалеозойская «жесткая» коллизия, основная роль в которой отведена была Главному коллизионному шву. Движения континентов в это время привели к почти полному поглощению палеоокеанических структур, и основной теплопоток устремился в шовную зону смятия Главного коллизионного шва, сформировав вдоль него высокотемпературное, до уровня амфиболитовой фации,

высокобарическое эклогит-сланцевое обрамление Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса и метаморфизованно интенсивно дислоцированные толщи Маук-Карабашской зоны на уровне низов амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (Маркс, 1964; Кейльман, 1974; Белковский, 1989; Огородников и др., 2007).

Высокобарический эклогит-сланцевый комплекс зоны влияния Главного коллизионного шва формируется во время поздней коллизии, захватывая Слюдяногорско-Теплогорскую шовную зону гнейсового блока, а также породы обрамления (куртинскую свиту рифея) и западную часть Карабашской вулканогенной зоны.

Сама зона Главного коллизионного шва трассируется мощной дислоцированной толщей с серпентинитовым меланжем, зоной милонитов, бластомилонитов и реликтовыми блоками палеоокеанических сооружений.

В это время в центральных частях гнейсовых блоков в связи с постмагматической деятельностью позднеколлизионных микроклиновых гранитов, имеющих за счет переплавления корового субстрата фторотипную специализацию растворов, формируются магматогенно-гидротермальные месторождения - керамические, редкометалльные и хрусталоносные пегматиты, грейзены, по которым имеется обширная литература (Власов, 1953, 1965; Никитин, 1968; Соколов, 1970; Шмакин, 1970; Рундквист, 1971; Гинзбург и др., 1979; Овчиников, 1988; Таланцев, 1988). Такая пространственная локализация этих месторождений обусловлена тем, что при отделении газовой фазы на поздней стадии кристаллизации магматических очагов фтор, в отличие от хлора, преимущественно остается в силикатном расплаве и фиксируется кристаллизующимися минералами, а не уходит в водный флюид. Это подтверждается и экспериментальными данными (Burnham, 1967; Munoz, Eugster, 1969). В результате проведенных сопоставлений экспериментальных данных с составами фторсодержащих минералов и термодинамических расчетов достаточно определенно выявляется, что содержание фтористых соединений в водном флюиде, равновесном с гранитом, характеризующимся кларковыми количествами галогенов, на 2-3 порядка ниже концентрации хлоридов в этой же фазе (Рябчиков, 1975).

В высокобарической обстановке метаморфизма деформируются кристаллы мусковита, гранулируются кварц-мусковитовые комплексы мусковитовых пегматитов и формируются кварц-жилные поля гранулированного кварца (кыштымского типа), за счет рекристаллизации ранних кварцевых жил выполнения, сложенных стекловидным кварцем, образованных в этап ранней коллизии.

Особенностью гранулированного кварца являются высокая чистота и прозрачность всех его зерен. В стекловидном и молочно-белом кварце примеси локализируются внутри индивидов кварца. В гранулированном, рекристаллизованном кварце они концентрируются в межзерновом пространстве, легко вскрываются и удаляются при обогащении. Это позволяет получать концентрат высокой химической чистоты.

Наряду с жилами гранулированного кварца (Кыштымское месторождение) в зоне влияния Главного коллизионного шва картируются кварцевые жилы выполнения, сложенные гигантозернистым, стекловидным, реже молочно-белым кварцем. Стекловидный кварц представляет собой кристаллический, массивный агрегат друзовой или шестоватой структуры, сложенный индивидами размером 20-40 см по наибольшему сечению и выполняющий трещины отрыва в зонах разуплотнения. В аналогичных структурах, в полостях отслоения в телах амфиболитов наблюдается развитие керамических пегматитов, с полостями хорошо ограненных кристаллов калиевого полевого шпата.

## **6.2. Мусковитовые пегматиты Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса**

В пределах Уфалейского блока известно несколько месторождений мусковита: Слюдяногорское, Беркутинское, Острогорско-Теплогорское, Агордяшское, Серебрянское и другие. Наиболее крупным из них, в том числе и на Урале, является Слюдяногорское,

известное еще с 1884 года. Месторождение эксплуатировалось с 1924 г. до конца 60-х годов. Все месторождения расположены в рифтогенной Слюдяногорско-Теплогорской шовной зоне вблизи контакта уфалейской и куртинской свит, в пределах гнейсово-амфиболитового комплекса. Исследования последних лет показали (Дядькина, 1964, 1965; Кулешов и др, 1961; Грознецкий, 1963; Кейльман, 1974; Мельников, 1988; Огородников, 1993; Огородников и др., 2007), что они сформировались в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, где минеральные парагенезисы пород представлены сине-зеленой роговой обманкой, гранатом, биотитом, а также широко проявились процессы дислокационного метаморфизма, мигматизации (плагиофельдшпатизации), а также картируется большое количество даек кислого состава палеозойского возраста (рис. 183).

Плагиофельдшпатизация в пределах Слюдяногорского месторождения развивалась вдоль зон проницаемости, при этом происходило активное замещение амфибола биотитом, превращая амфиболиты в амфибол-биотитовые, биотитовые гнейсы. Плагиофельдшпатизация, развиваясь преимущественно по кристаллизационной сланцеватости, образует гнейсовидность пород.

Слюдяноносная зона состоит из серии часто чередующихся пород различного состава. Это в основном амфибол-биотитовые, биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые гнейсы, очковые и теневые мигматиты и птигматиты, контактирующие с гранатовыми амфиболитами. Все перечисленные породы рассечены ранне- и позднеколлизийными дайками гранитного состава.

Ранее считалось, что образование пегматитов происходило только в палеозойский этап метаморфогенно-метасоматических преобразований гнейсо-амфиболитов в условиях высоких давлений (Грознецкий, 1963; Дядькина, 1964; Кейльман, 1974), хотя все отмечают наличие рифейских датировок (1100 - 1220 млн лет) анортоклазовых гигантомигматитов и редкоземельной минерализации в пегматитах (Овчинников, 1963; Минеев, 1959; Нефедов, 1956), обычно не характерной для мусковитовых пегматитов, для которых установлен раннеколлизийный возраст в пределах 330-365 млн лет (Кейльман, 1974).



Рис. 83. Слюдяногорско-Теплогорская шовная зона смятия, вскрытая в забое карьера по отработке жильной зоны № 4. Слюдяногорское мусковитовое месторождение. Видны блоки деформированных амфиболитов и биотитовых гнейсов, будинированные тела редкоземельных и редкометальных пегматитов, многочисленные дайки плагио-гранитов. В нижней части забоя виден вход в штольню № 4 Слюдяногорского месторождения мусковитов

Наши исследования показали, что среди слюдоносных пегматитов Слюдяногорского, Беркутинского и других месторождений встречаются четыре морфогенетических типа:

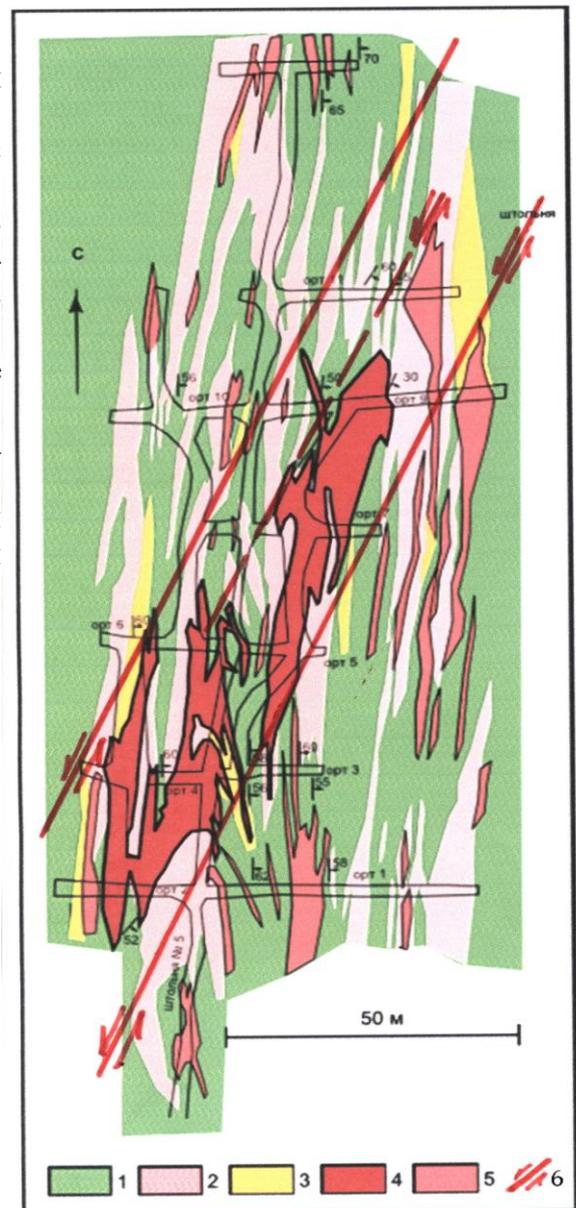
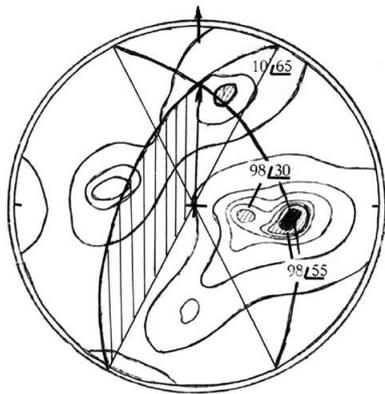
- ▲ магматогенные, анортоклазовые (керамические) с наложенной ураноносно-редкоземельной минерализацией, рифейского возраста;
- ▲ магматогенные карбонатиты и альбититы с редкометальной и тантал-ниобиевой минерализацией, вендского возраста;
- ▲ метаморфогенно-метасоматические, мусковитовые, среднепалеозойского возраста (ранняя коллизия);
- ▲ магматогенные, микроклиновые керамические, с наложенной хрусталеносной минерализацией, позднепалеозойского возраста (поздняя коллизия).

Последовательное развитие пегматитов и карбонатитов во времени, наложение одних на другие в долгоживущей шовной зоне создало сложную картину, в которой иногда трудно отделить один генотип от другого. Ранние анортоклазовые гнейсо-граниты и ураноносные-редкоземельные пегматиты, детально охарактеризованные выше (глава 5), как щелочные метасоматиты шовной зоны, отчетливо картируются за пределами слюдоносных тел в амфиболитах и гнейсах, а также наблюдаются в виде небольших реликтов и разбудирированных тел среди плагиоклазитовых тел и мусковитовых пегматитов (рис. 184, 185).

Рис. 184. Геологический план пегматитовой жилы № 4 Слюдяногорского месторождения мусковита. Штольня № 5, гор. 358 м. По (Грознецкий, 1964), с дополнениями авторов:

1 - амфиболиты, амфиболовые, амфибол-биотитовые гнейсы; 2 - гранито-гнейсы, «гиганто-мигматиты» и наложенные альбититы; 3 - биотитовые гнейсы; 4 - мусковитовые пегматиты; 5 - редкоземельные пегматиты; 6 - сдвиговые нарушения.

Слева внизу приведена диаграмма элементов залегания тел мусковитовых пегматитов (221 замер), по (Грознецкий, 1963), с наложением схемы развития сдвиговой жиловмещающей зоны трещиноватости, разработанной авторами



В отличие от обычных месторождений мусковита здесь не обнаруживается отдельных пегматитовых жил, содержащих промышленные кристаллы слюды. Слюдяногорское месторождение представлено серией параллельных зон ослюденелых гнейсов с большим или меньшим содержанием крупнокристаллического мусковита на том или ином участке. Слюдоносные зоны всегда имеют близкое залегание со сланцеватостью вмещающих пород. Обусловлено это деструктивной формой сдвиговых дислокаций, которые создают эшелонированные структуры растяжения и кулисообразные зоны проницаемости, в которых кристаллизуются крупные тела мусковита (Уткин, 1980; Огородников, 1993).

Каждая слюдоносная зона состоит из серии часто чередующихся пород различного состава и генезиса. Это в основном амфибол-биотитовые, биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые гнейсы. В меньшем количестве встречаются неизменные амфиболиты и амфиболовые гнейсы. Постоянно в пределах слюдоносных зон присутствуют полосы гранитизированных гнейсов и гранито-гнейсов (гигантомигматитов с редкоземельной минерализацией). Все перечисленные породы рассечены коллизионными дайками плагиигранитов и гранитов (см. рис. 184).

В слюдоносных зонах промышленный мусковит сконцентрирован в отдельные слюдоносные тела, которые представляют собой породу, состоящую из мелких чешуек мусковита и биотита, крупных кристаллов мусковита, того или иного количества среднезернистого кварца, реликтов сахаровидного альбита, замещающего крупнокристаллический анортоклаз (рис. 186). Последние три минерала обычно развиваются в виде самостоятельных тел и образуют при этом лейкократовую породу, называемую на месторождении пегматитом. В пределах слюдоносных тел повсеместно встречаются включения окружающих гнейсов (Дядькина, 1964).

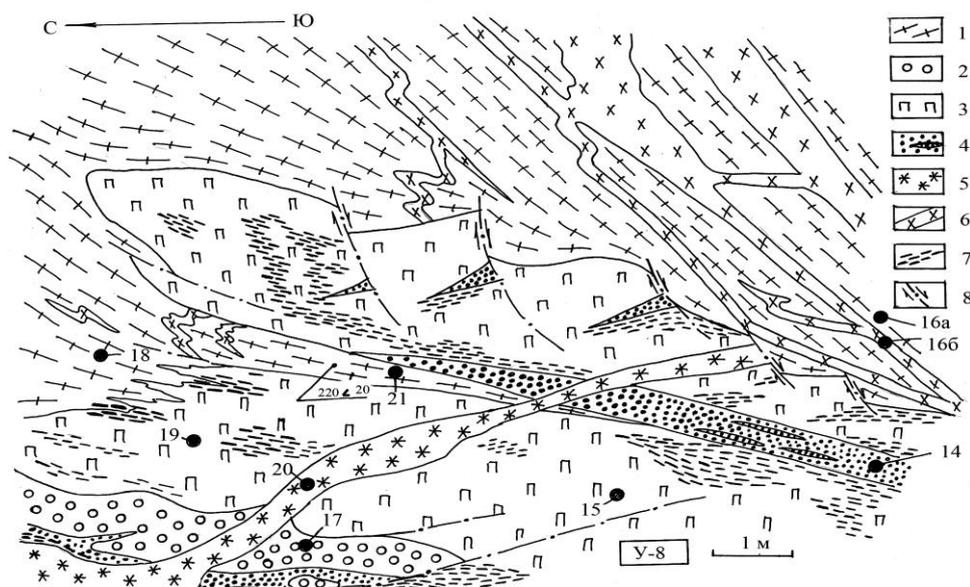


Рис. 185. Зарисовка восточного борта карьера по отработке слюдоносных пегматитов жилы № 4 (обн. У-8) :

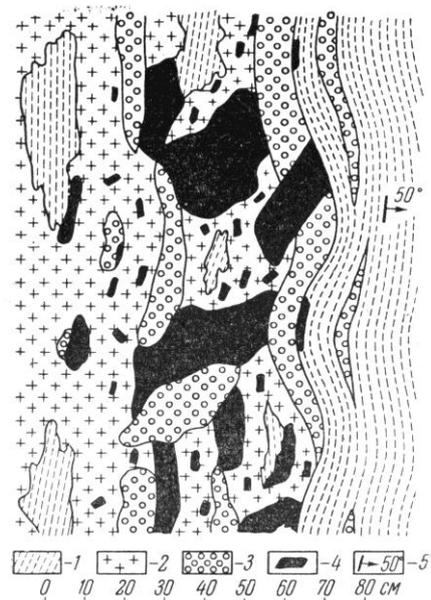
1 - амфибол-биотитовые гнейсы; 2 - ранние, анортоклазовые пегматиты; 3 - плагиоклазитовые тела; 4 - гранулированный кварц (уфалейского типа); 5 - позднеколлизионные метасоматические кварциты; 6 - раннеколлизионные дайки гранодиоритов, плагиигранитов; 7 - наложенный кварц-мусковитовый комплекс с крупнокристаллическим мусковитом; 8 - разрывные нарушения; залитые кружки - места взятия образцов, цифры - их номера

В слюдоносных зонах вкrest их простирания наблюдается закономерная смена амфиболовых гнейсов биотитовыми, а биотитовых двуслюдяными либо мусковитовыми.

Различия в отдельных случаях обуславливаются лишь выпадением тех или иных полос. Биотитизация амфибола в гнейсах, вероятно, связана с щелочным метасоматозом, проявленным в период гранитизации пород. Это подтверждается пространственным совпадением зон биотитизированных гнейсов с зонами гранитизированных пород, а также тем, что в негранитизированных гнейсах темнокветные минералы представлены амфиболом, а в гранитизированных – биотитом (Дядькина, 1964).

Рис. 186. Зарисовка участка дна карьера пегматитовой жилы № 4 Слюдяногорского месторождения (Кулешов и др., 1961):

1 — биотит-амфиболовые гнейсы с маломощными прослоями кварц-мусковитовых и биотитовых сланцев; 2 — мелко- и среднезернистый альбитит по анортоклазиту; 3 — кварц; 4 — крупнокристаллический мусковит; 5 — элементы залегания



Развитие мусковитизации и окварцевания связано с новым этапом сдвиговых дислокаций (см. рис. 184) во время ранней коллизии и сопровождается процессами кислотного выщелачивания. Кварц-мусковитовый комплекс отчетливо замещает ураноносные щелочные метасоматиты (анортоклазиты с иттроэпидотом, альбититы с фергюссонитом, самарскитом) и сопровождающие их карбонатные метасоматиты (рис. 187).

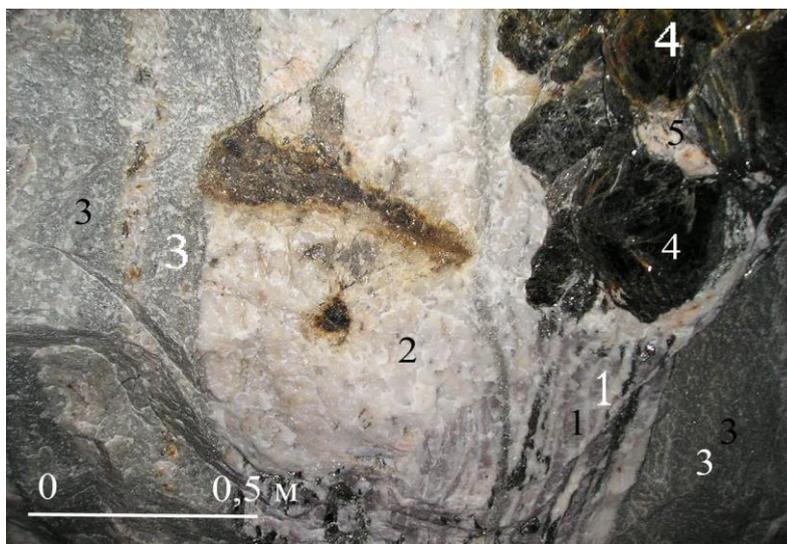


Рис. 187. Кварц-мусковитовый комплекс (1) и метасоматический кварц (3) развиваются по альбитизированным анортоклазовым телам (2) с иттроэпидотом (темные кристаллы). В краевой зоне развиты крупные кристаллы мусковита (4) с наложенным по трещинам розовым микроклином. Забой штольни по отработке жильного тела № 4. Слюдяногорское месторождение мусковита

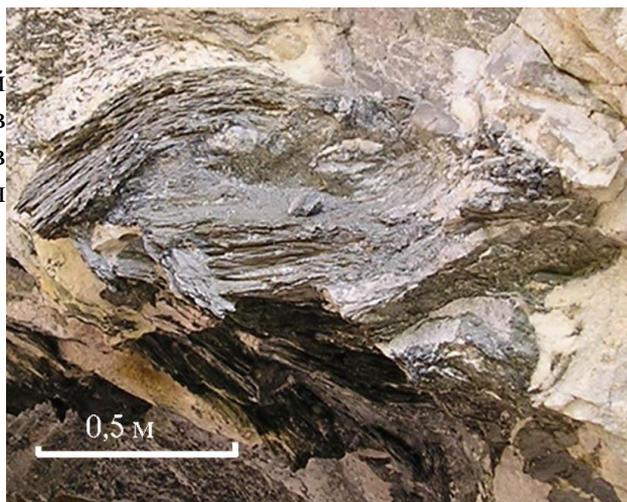
В слюдоносных телах слюда распределена неравномерно, местами характерно почти полное отсутствие крупных промышленных кристаллов, местами, наоборот, наблюдается очень высокое содержание крупных кристаллов. Средний размер промышленных кристаллов мусковита составляет  $5 \times 8 \text{ см}^2$ , при высоте пакета 3 см. Максимальный размер пластин мусковита достигал  $120 \times 80 \text{ см}$  по плоскости спайности (рис. 188).



Рис. 188. Крупный зональный кристалл мусковита

Кристаллы мусковита и гнезда имеют линзовидную, «обдавленную» форму (рис. 189), нередко крупные кристаллы деформированы, растащены или смяты в складки во время деформаций поздней коллизии (рис. 190).

Рис. 189. Обдавленный и сдвинутый крупный кристалл (пакет) мусковита в альбитизированном анортоклазите. Вход в штольню № 4 Слюдяногорского месторождения мусковита



Линзовидные, обдавленные крупные кристаллы мусковита всегда окружены более мелкочешуйчатым мусковитом, находясь как бы в «рубашке» мелких пластинок слюды (рис. 191). Образование мелкочешуйчатого мусковита и линзовидная форма нередко растащенных крупных кристаллов мусковита свидетельствуют о наложении процессов дислокационного

метаморфизма во время позднепалеозойской коллизии. Об этом же свидетельствует развитие кристаллов калиевого полевого шпата по плоскостям спайности крупных кристаллов мусковита и образование метасоматического микроклина в зонах деформированных кристаллов мусковита (рис.192).



Рис. 190. Крупнокристаллический мусковит смят в островершинную складку во время позднеколлизии тектонических подвижек. Слюдяногорское месторождение мусковита

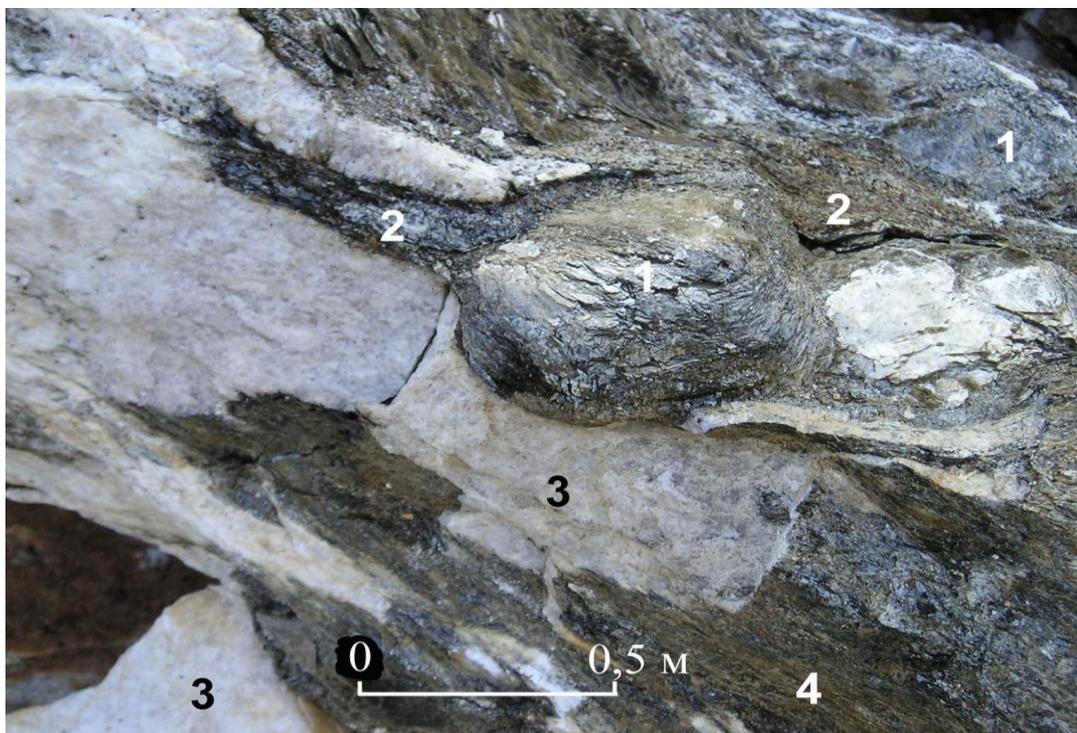


Рис. 191. Обдавленные, линзовидные кристаллы мусковита (1) находятся в «рубашке» мелкочешуйчатого мусковита (2), развивающегося по альбитизированным анортоклазитам (3) в биотит-амфиболовых гнейсах (4). Слюдяногорское месторождение мусковита

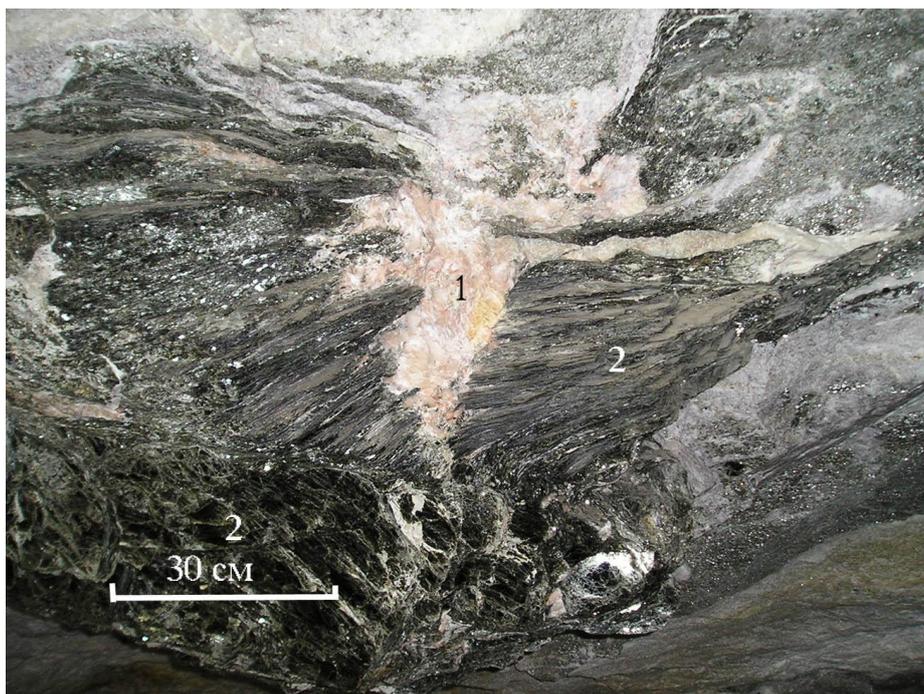


Рис. 192. Розовый метасоматический микроклин (1) образуется в разрыве крупного пакета мусковита (2). Кровля штольни № 4. Слюдяногорское месторождение мусковита

Почти все исследователи, изучавшие Слюдяногорское месторождение, отмечают необычный темно-зеленый цвет мусковита, отличающего его от мусковита других слюдоносных месторождений. Исследование С. В. Грум-Гржимайло (1955) показало, что необычный зеленый цвет вызван окислами железа. Изучение химического состава слюдяногорского мусковита (Кулешов и др., 1961; Дядькина, 1964; Кейльман, 1974; Огородников, 1993) показало, что суммарное содержание окисного и закисного железа достигает 7 мас. %, в то же время количество алюминия понижено до 26 %.

Рентгеноструктурное изучение данных мусковитов свидетельствует, что мусковит представлен структурным типом  $2M_1$ ,  $b_0 = 9,05 \text{ \AA}$ ;  $c_0 \sin \beta = 19,88 \text{ \AA}$  и по высокому содержанию кремнезема в октаэдрической координации соответствует группе фенгитов, для которых характерно образование при высоком стрессовом давлении. Изученные мусковиты были образованы при  $P = 8 \text{ кбар}$ ;  $T = 450 \text{ }^\circ\text{C}$  (Огородников, 1975; 1993).

В настоящее время уже выяснены многие важные закономерности изменения состава мусковит-фенгитов в самых разных парагенезисах метаморфических пород под влиянием температуры и давления. При возрастании степени метаморфизма мусковит становится чище и имеет тенденцию приближения к составу теоретического мусковита (Кориковский, 1973; Огородников, 1993; Cipriani et.al., 1971; и др.). Давление имеет обратное влияние: фенгитовость увеличивается, а глиноземистость падает. Высокобарические парагенезисы располагаются в поле фенгита и феррифенгита (Огородников и др., 2015).

### 6.3. Кварц-жильные тела выполнения палеозойского коллизионного этапа

Кварцевые жилы этого типа широко распространены во многих золоторудных и хрусталеносных кварц-жильных полях. Они представляют наибольший практический интерес, что связано с приуроченностью к ним сульфидной, редкометальной и золоторудной минерализаций и наложенных крупных хрустальных гнёзд с кондиционными кристаллами кварца. Подобные жилы известны во всех рудных и хрусталеносных провинциях.

Большинство исследователей признает образование описываемых жил путем выполнения открытой системы трещин кварцевым материалом. Кварцевые жилы этого типа принято называть жилами выполнения (Поленов, 2008).

К таким жилам, прежде всего, относятся относительно мономинеральные кварцевые образования, сложенные крупным и гигантозернистым кварцем, имеющие чёткие и резкие контакты с вмещающими породами.

**Субформация первично-кристаллизованного кварца жил выполнения** объединяет жилы, сложенные крупно-, гигантозернистым кварцем, имеющим молочно-белый, стекловидный, замутненный облик, образует тела различной формы с широкими вариациями размеров (от единиц до первых сотен метров), обычно залегающие в трещинах отрыва, реже – скальвания, оперяющих взбросо-сдвиги, несогласно с вмещающими породами. Прозрачность кварцевых жил зависит от уровня метаморфизма вмещающих пород. Молочно-белый кварц образуется в породах зеленосланцевой фации, а прозрачный, стекловидный – в породах, претерпевших высокотемпературный метаморфизм амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций.

Кварц данной формации характеризуется первичными структурами, обусловленными процессами роста индивидов в виде шестоватых агрегатов. Отдельные индивиды, слагающие жилы, достигают в поперечнике 10-15 см. Несмотря на то, что в большинстве случаев исходный кварц пластически деформирован, интенсивность проявления деформации сравнительно невелика, и в агрегате всегда можно выделить первичный индивид. Из многочисленных проявлений пластической деформации наиболее характерными для данного структурного вида являются волнистое угасание, деформационная пластинчатость, штриховка Бема и блокирование. По степени замутненности индивидов гигантозернистый кварц подразделяют на две разновидности - стекловидный и молочно-белый (Вертушков и др., 1980).

Первичнокристаллизованный кварц широко развит в восточном обрамлении Уфалейского блока, в зоне влияния Главного коллизийного шва, где преобладают стекловидные кварцевые тела, а особенно широко представлен на Пугачевском жильном поле в сланцах Карабашского блока, метаморфизованного в условиях зеленосланцевой фации, где преобладают молочно-белые разновидности кварца. Эталонными генотипами по качеству кварц-жильных тел является Пугачевское месторождение (молочно-белый кварц) и Щербаковская жила Кыштымского месторождения (стекловидный кварц), локализованная в сланцах, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

**Пугачёвское месторождение** жильного кварца представлено большим количеством пространственно обособленных одиночных кварцевых жил и кварц-жильных зон, трассирующих локальную зону скальвания и являющихся её элементами. В пределах зоны скальвания известно более 200 кварцпроявлений различных размеров и сложенных кварцем разнообразного структурно-текстурного облика (рис. 193). При этом замечено, что как морфоструктурный облик кварцевых жил, так и структурообразование кварц-жильной массы зависит от изменяющихся внешних условий.

Основная структура Пугачевского месторождения – локальная зона скальвания, прослеженная в виде узкой полосы длиной более 15 км и мощностью до 1,5 км. Ширина зоны скальвания представляет собой неоднородную область обусловленную расщеплением, ветвлением и слиянием слагающих её плоскостей сдвига, состоящих из частных сместителей.

Буровыми работами в пределах отдельных участков (Агеев и др., 1985) доказана пространственная приуроченность кварцевых жил к зоне интенсивного рассланцевания (зона влияния Главного коллизийного шва) на контакте зеленых сланцев актинолит-хлорит-кварц-плагиоклазового состава по андезито-дацитам и метасоматически измененных плагиогранитов, трассирующих оперяющий Пугачевский взбросо-сдвиг, интенсивно рассланцованных, пиритизированных и серицитизированных (рис. 194).

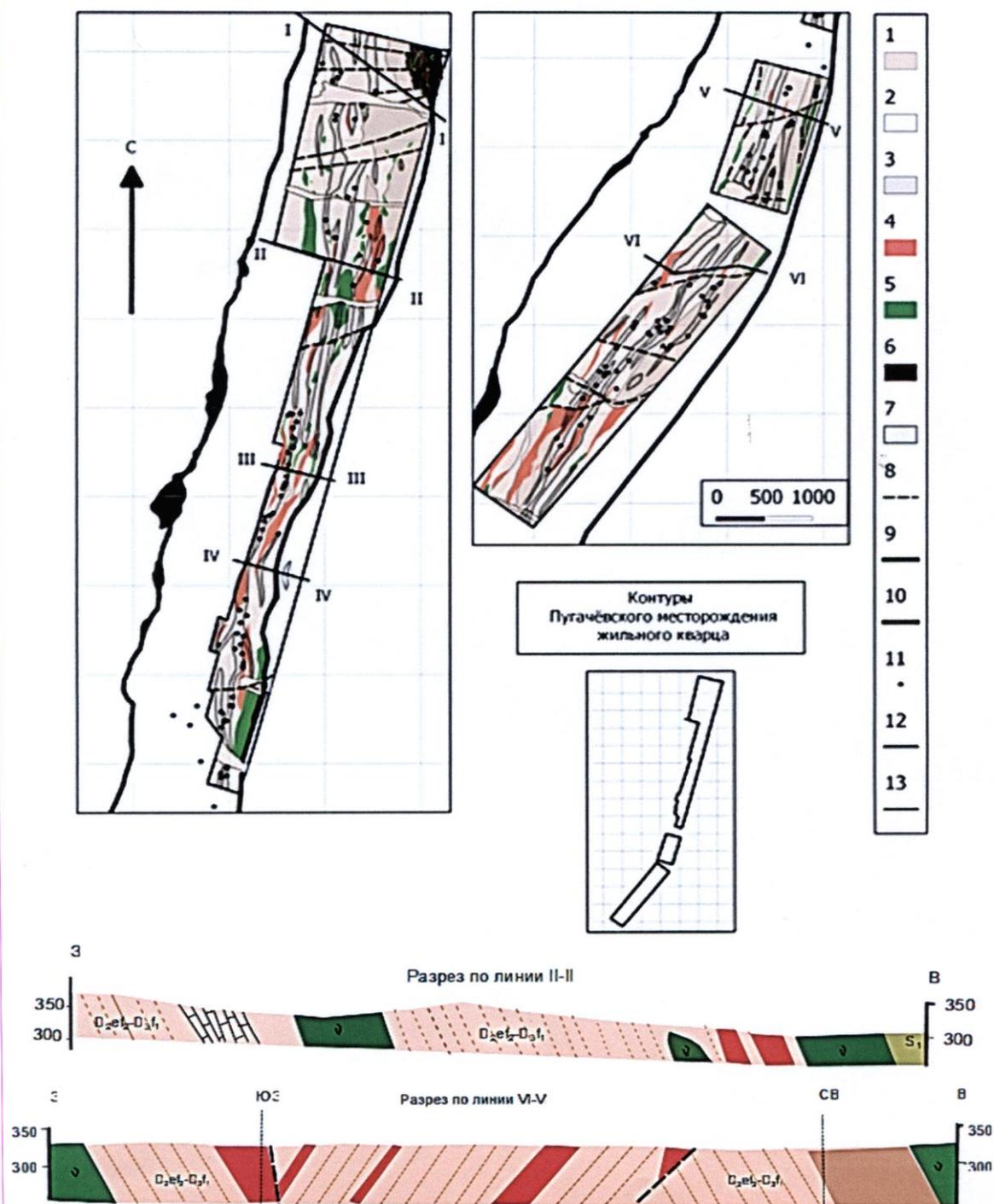


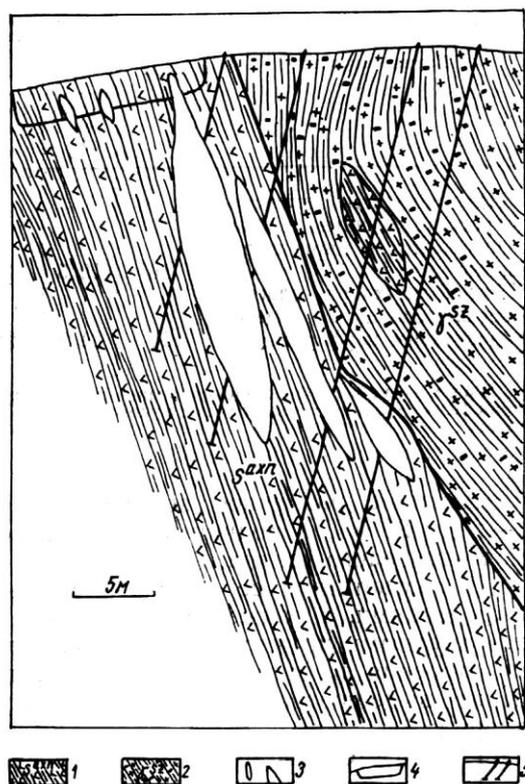
Рис. 193. Геолого-литологическая карта Пугачевского месторождения жильного кварца:  
 1 - сланцы серицит-хлорит-плагиоклазовые; 2 - сланцы серицит-биотит-амфибол-хлорит-плагиоклазовые; 3 - пироксен-плагиоклазовые порфириты; 4 - сланцы серицит-плагиоклазовые, серицит-кварц-плагиоклазовые по кварцевым порфирам; 5 - габбро-диабазы; 6 – серпентиниты и продукты их изменения; 7 - зоны рассланцевания пород; 8 - поперечные разломы (сдвиги); 9 - ГУГР; 10 - Сидоркинско-Шарабринский разлом (восточный); 11 – кварцевые жилы; 12 - картировочные профили; 13 – контуры месторождения

**Молочно-белый кварц (пугачевский тип).** Кварц Пугачевского месторождения изучен и представлен в качестве генотипа молочно-белого кварца, хотя на месторождении известны четыре разновидности кварца, характеризующие различные стадии эволюции кварцевых жил и имеющие свои генетические особенности: гидротермальный кварц молочно-белого цвета (раннеколлизийный этап), метасоматический прозрачный кварц (позднеколлизийный этап), фрагментарно катаклазированный и гранулированный кварц и гидротермальный кварц «хрусталеносной» стадии.

Основной объем жильных тел представлен преимущественно крупнозернистым, молочно-белым кварцем гигантозернистой структуры, содержащим массовое количество равномерно распределенных, газовой-жидких включений, большинство из которых расположены беспорядочно или приурочены к залеченным линейным трещинам различных направлений. Жильная масса представляет собой грубокристаллический массивный кварц серо-белого цвета, структурно-текстурный узор которого образован в результате произвольно-шестоватой структуры, кристалличность которого определена по хорошо проявленным фрагментам индукционных граней. Реликтовая произвольно-шестоватая структура является самой ранней, сингенетической генерацией кварца. Размеры отдельных индивидов достигали 10-15 см в поперечнике, были они короткопризматического облика с отсутствием преобладающего направления роста. Наиболее широко фрагменты индукционных граней наблюдаются в кварцевых жилах с молочно-белым кварцем, локализованным в южной и центральной частях месторождения (жилы № 35, 40).

Рис. 194. Приуроченность кварцевых жил к контакту актинолит-хлорит-плагиоклазовых сланцев и интенсивно пиритизированных и серицитизированных плагиогранитов, трассирующих Пугачевский взбросо-сдвиг. По (Агеев и др., 1985):

1 – сланцы актинолит-хлорит-плагиоклазового состава по андезито-дацитам; 2 – плагиограниты интенсивно рассланцованные, серицитизированные и пиритизированные; 3 – кварцевые жилы; 4 – каналы; 5 – буровые скважины



Кварцевые жилы месторождения концентрируются в дугообразную, узкую (шириной 0,1-0,3 км), меридионально вытянутую на 10-15 км зону, пространственно совпадающую с полосой интенсивно серицитизированных и пиритизированных плагиогранитов и серицит-хлоритовых сланцев.

Единичные жилы представлены, как правило, одним или двумя кварцевыми телами, залегающими параллельно или одно на продолжении другого. Форма таких жил, как правило, плитообразная, линзовидная или брусковидная и обусловлена сохранением элементов

морфологии трещинных полостей. Кварц-жильные зоны представляют собой эшелонированные линзовые ансамбли, образованные в результате деструкции первичных кварцевых тел на более мелкие кварцевые тела линзовидно-клиновидной формы. Количество обособленных кварцевых тел в кварц-жильных зонах, зафиксированных разведочной сетью, достигает 16 (жильная зона 3). Обдавливание кварцевых тел вмещающими породами является характерным для всех жил месторождения. Будинаж-структуры из кварцевых минеральных тел отмечаются преимущественно в кварц-жильных зонах (рис. 195). Размеры единичных жил различные: от 10-13 до 50-70 м по простиранию, кварц-жильные зоны имеют размеры до 100-140 м по простиранию. В составе кварц-жильных зон и единичных жил выделено довольно значительное количество морфологических типов кварцевых тел, основными из которых являются линзовидная, пластообразная, S-образная, чечевицеобразная.



Рис. 195. Будинаж кварцевой жилы № 3 Пугачевского месторождения молочно-белого кварца

По всей вероятности, они выполняли кулисообразные системы трещин отрыва, сформировавшихся при сдвиго-взбросовых подвижках шовной зоны смятия. Кварцевые жилы в пределах месторождения концентрируются в отдельные участки, которые представлены как одиночными телами, так и кулисообразными сериями. Размеры жильных зон достигают 100 м по простиранию и 20-30 м по падению при ширине зон 10-15 м. Вмещающие сланцы смяты в складки (рис. 196), что свидетельствует об образовании их во время ранней коллизии и о динамическом преобразовании их во время поздней коллизии, когда формировались кварцевые жилы стекловидного кварца.



Рис. 196. Интенсивная складчатость серицит-кварцевых сланцев на контакте с кварцевой жилой. Жила № 20. Пугачевское месторождение молочно-белого кварца

К числу основных показателей качественных параметров кварца, используемого для плавки кварцевого стекла, входит коэффициент светопропускания ( $T\%$ ) - интеграционный показатель количества газовой-жидких включений в кварце: чем выше коэффициент

светопропускания, тем меньшее количество газово-жидких включений содержится в кварце. Молочно-белый кварц Пугачевского месторождения имеет коэффициент светопропускания в пределах 10-30 % , что сопоставимо по своим параметрам с жильным кварцем золоторудных и шеелитовых месторождений: Кочкарским -  $T \% = 13-24 \%$  ( $n = 54$ ); Кумакским —  $T \% = 33 \%$  (среднее из 13); Айдырлинским -  $T \% = 17 \%$  (среднее из 18) (Огородников, 1993; Огородников и др., 2014).

В таких жилах молочно-белого кварца в пустотах, расположенных вдоль жил в центре и в раздувах, появляются друзовые пустоты, где поперечно к стенкам развиваются прозрачные и полупрозрачные кристаллы кварца. Кристаллы достигают 15-20 см в длину и 2-10 см в поперечнике. Наиболее широким распространением пользуются кристаллы коротко- столбчатые, ограниченные с одного конца ромбоэдрами.

Образование прозрачного кварца (*щербатовский тип*) на месторождении обусловлено более высоким уровнем метаморфизма во время поздней коллизии и сопровождающих его гидротермально-метасоматических преобразований. Прозрачный кварц обладает высокой химической чистотой и прозрачностью ( $T \%$ , как правило, выше 60 %).

Кроме минеральных примесей в жильном кварце месторождения отмечаются включения обломков вмещающих пород, причем в отдельных жилах среди обломков отмечены интенсивно метасоматически проработанные, с густой импрегнацией сульфидов, кварц-серицитовые сланцы. Этот факт свидетельствует о формировании стекловидных кварцевых жил после медноколчеданной и, по-видимому, золотополиметаллической минерализации, с которой сопряжены ранее описанные молочно-белые кварцевые жилы.

Агрегаты метасоматических минералов выполняют разноориентированные трещины в жильном кварце и приурочены преимущественно к контактовым частям жил. Спорадически встречаются сульфиды, гематит, эпидот, цоизит. Характерно также присутствие турмалина в виде агрегата мелких игольчатых кристаллов черного цвета.

Метаморфические воздействия во время поздней коллизии привели к появлению еще одной генерации кварца - неоднородно катаклазированного, фрагментарно гранулированного кварца. В данной генерации преобладают разности, в которых среди неоднородной, катакlastической и гранулированной основной массы выделяются порфиорокlastы, сложенные реликтами прозрачного кварца (рис. 197). Образование таких структур происходило в условиях недостаточно высоких температур и динамических воздействий в зоне ГУГРа.

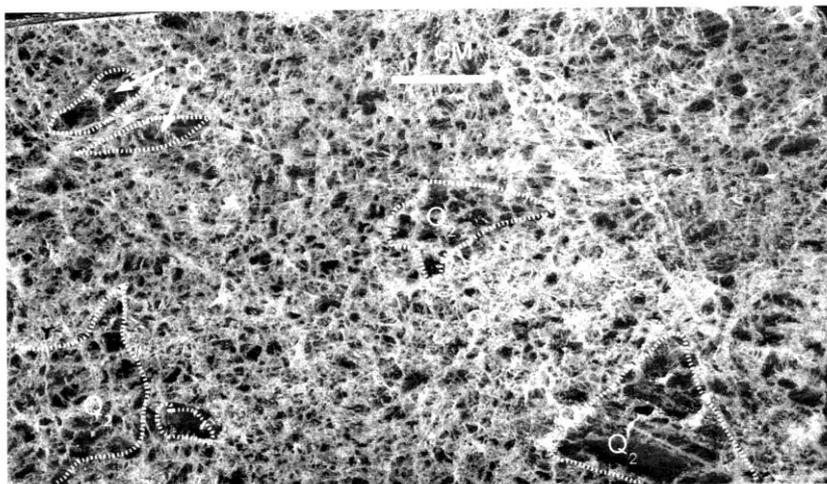


Рис. 197. Неоднородно катаклазированный, фрагментарно гранулированный кварц с реликтами стекловидного кварца ( $Q_2$ ). Пугачевское месторождение

Наличие гранулированных разновидностей кварца с катакlastическими структурами в жильной массе фиксируется в разном количестве фактически во всех кварцевых жилах Пугачевского месторождения. Проявление грануляции кварцевых тел усиливается в меридиональном направлении с юга на север, а в северной, наиболее тектонически напряженной части месторождения, 5-6 кварцевых объектов полностью сложены гранулированным кварцем (жилы № 88, 94, 95 и др.). Коэффициент светопропускания (Т %) в этом типе кварца колеблется в пределах 70-82 %.

**Стекловидный гигантозернистый кварц (щербаковский тип)** на Кыштымском месторождении слагает крупные самостоятельные жилы (Щербаковская, 3, 3а, 9, 21, и другие). Кварц в таких жилах разбит системами открытых и залеченных трещин (рис. 198). По степени прозрачности выделяют многочисленные переходные разновидности, визуально характеризующиеся как прозрачные, полупрозрачные, замутненные и другие. Почти в каждом образце можно обнаружить всю гамму переходов от совершенно прозрачных участков до практически непрозрачных. Во всех этих разновидностях обнаруживается прямая зависимость степени прозрачности (коэффициент светопропускания) от содержания в них газовой-жидких включений.



Рис. 198. Щербаковская жила стекловидного кварца. Шесты стекловидного, дымчатого кварца (на врезке) разбиты трещинами. Окраина пос. Слюдорудник

Прозрачные участки в стекловидном кварце имеют вид блоков различной формы, спорадически распределенных в замутненной массе. Размеры прозрачных блоков достигают иногда 40-50 см<sup>2</sup> по плоскости раскола. Трещины в кварцевом агрегате в большинстве случаев залеченные, реже открытые. Залеченные трещины представляют собой скопления большого количества газовой-жидких включений, приуроченных к узким зонам. Прозрачные блоки этого кварца аналогичны прозрачным разновидностям горного хрусталя.

Кварцевые жилы этого типа широко распространены во многих рудных полях. Они представляют наибольший практический интерес, что связано с приуроченностью к ним рудной минерализации и наиболее крупных хрустальных гнёзд с кондиционными кристаллами кварца. Подобные жилы известны во всех хрусталоносных провинциях.

К таким жилам, прежде всего, относятся мономинеральные кварцевые образования,

сложенные крупным и гигантозернистым кварцем, имеющие чёткие и резкие контакты с вмещающими породами.

#### **6.4. Кварц-жильные тела гранулированного кварца**

Как показала практика геологоразведочных и эксплуатационных работ, наряду с кварцевыми телами перекристаллизации, замещения, выполнения чаще встречаются кварц-жильные образования сложной онтогении, формирование которых проходило не в одну, а в несколько стадий, и в которых документируются процессы перекристаллизации, выполнения и замещения кварца, причем иногда в несколько стадий. Такие кварцевые жилы являются полигенными и полихронными образованиями. К типовым телам сложной онтогении относятся кварц-жильные тела, сложенные гранулированным кварцем.

Зернистая разновидность жильного кварца, получившая название гранулированного, стала известна благодаря работам С. Ф. Адамса (1934) и Г. Н. Вертушкова (1946, 1955). В течение четверти века после ее описания и выделения в качестве самостоятельной жильной породы она имела чисто минералогическое значение. И лишь начиная с 1958 года гранулированный кварц приобрел известность как заменитель дефицитного горного хрусталя при получении прозрачного плавленного кварцевого стекла. Это вызвало усиление научно-исследовательских и поисково-разведочных работ по гранулированному кварцу. В результате планомерных исследований на Среднем и Южном Урале был открыт ряд месторождений, перспективных в отношении гранулированного кварца (Мельников и др., 1970).

За прошедшее время проделана большая по объему, разнообразная по характеру и плодотворная по результатам работа по исследованию гранулированного кварца (Щеколдин и др., 1963; Петров и Мельников, 1968; Вертушков и др., 1970; Емлин и др., 1988; Мельников, 1988; Евстропов и др., 1995 и многие др.). Однако до сих пор многие вопросы, касающиеся геологического строения его месторождений, условий образования и закономерностей размещения жил гранулированного кварца, недостаточно освещены.

Термин «гранулированный кварц» очень прочно вошел в практику, а поэтому замена этого термина по любым причинам нецелесообразна. Тем не менее, исходя из накопленного большого фактического материала, необходимо внести несколько существенных генетических корректировок.

«Гранулированный кварц - это агрегат гранобластовой структуры, слагающий часто будинированные и согласные, реже секущие жилы, претерпевшие термодинамометаморфизм совместно с вмещающими породами» (Емлин и др., 1988). Следует подчеркнуть, что термин «грануляция» не является синонимом «дробления» или «блокования» (Григорьев, Жабин, 1975), с чем согласны авторы книги.

Наши исследования (Поленов и др., 2003, 2004, 2008) подтвердили наличие гранулированного кварца и позволили найти этому онтогенические и генетические объяснения. Гранулированный кварц является вторичным по отношению к первичному кварцу, слагавшему кварцевые тела на первоначальной стадии их образования.

Гранулированный кварц кыштымского типа является продуктом рекристаллизации деформированного первичнозернистого стекловидного и молочно-белого кварца жил выполнения ранней стадии коллизии под воздействием процессов высокотемпературного дислокационного метаморфизма в стадию поздней коллизии.

Кварцевые жилы кыштымского типа пространственно и генетически приурочены к шовным зонам влияния ГУРа. Кварцевые жилы Кыштымского месторождения обычно группируются в пределах нешироких (5-10 м) зон, протяженность которых достигает 200 м и более. В каждой зоне залегает 2 – 5 и более кварцевых жил, располагающихся на простирании другой или кулисообразно перекрывающих друг друга, что свидетельствует о сдвиго-взбросовом механизме формирования жиловмещающих трещинных структур (рис. 199).

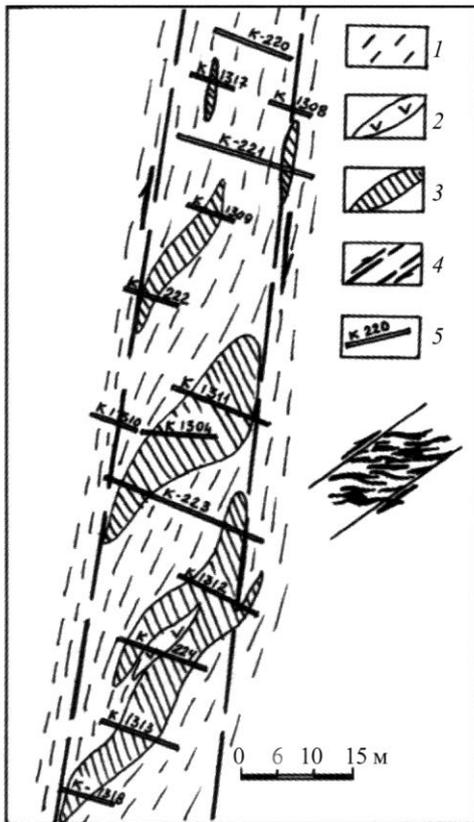


Рис. 199. Кулисообразное размещение жильных тел гранулированного кварца, жильной системы № 9 в зоне сдвига, в зоне влияния Главного коллизийного шва. По материалам партии № 3, с дополнениями авторов:

1 – гранат-слюдяно-кварцевые сланцы; 2 – будина амфиболита; 3 – гранулированные кварцевые жилы; 4 – зона сдвига; 5 – разведочные каналы и их номера.

На врезке показана морфология структур растяжения (кулис) сдвиговых зон, по (Уткин, 1989)

Типичным представителем этого типа является кварцевая жила № 101 Кыштымского месторождения гранулированного кварца. Жила представлена двумя линзовидными образованиями (рис. 200), залегающими между телами амфиболитов и слюдяно-кварцевых сланцев. Длина линз по простиранию 50 и 25 м, по падению - 52 и 14 м, мощность до 3 м.

Кварц жилы средне-крупнозернистый и представляет собой равномернозернистый агрегат прозрачных или слабозамутненных, четко индивидуализированных зерен (рис. 201). Гранулы в агрегате различно ориентированы, имеют изометричную или удлиненную форму. Широко распространенной разновидностью гранобластовой структуры является мозаичная, когда кварцевый агрегат обладает полигональными, часто шестиугольными контурами границ (рис. 202).

Основным процессом, приводящим к образованию кварца кыштымского типа, является рекристаллизация крупно-, гигантозернистого кварца жил выполнения. Гранулированный кварц образуется в условиях амфиболитовой фации в зоне ГУГра. Грануляция кварца обусловлена наличием градиента температуры и инициирована его полиморфным  $\alpha$ - $\beta$ -превращением с образованием полигональной системы усадочных трещин, аналогичной «сотовому» кварцу камерных пегматитов.

По нашим наблюдениям, равномернозернистость гранулированного кварца кыштымского типа обусловлена рекристаллизацией и полиморфным  $\alpha$ - $\beta$ -преобразованием. Факт существования  $\alpha$ - $\beta$ -трансформации первичного гигантозернистого кварца дешифрируется на основе целого ряда критериев, таких как наличие у части гранул высокотемпературных форм  $\alpha$ -кварца, наличие в гранулах и межгранулярном пространстве негативно ограниченных бипирамидальных форм вакуолей, широкое развитие в гранулах высокотемпературных минералов-спутников и высокоплотных включений жидкой углекислоты (характерных для РТ-условий амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма), сопровождающихся глобулярными включениями, фиксирующими контуры залеченных усадочных трещинок, наличие новых прожилков гранулированного кварца (Юсупов и др., 1979; Мельников, 1988).

Рис. 200. Кварцевая жила № 101 Кыштымского месторождения гранулированного кварца. По (Сигаев, 1971):

1 – элювиально-делювиальные отложения; 2 – амфиболовые сланцы и сланцы с амфиболом и гранатом; 3 – кварцевая жила; 4 – скважина, её номер, отметка и глубина; 5 – изолинии рельефа; 6 – канава и её номер; 7 – номер разведочного профиля

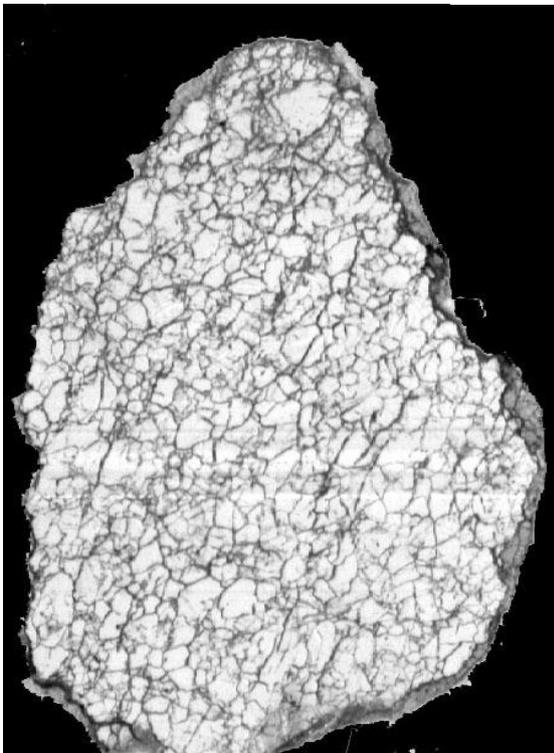
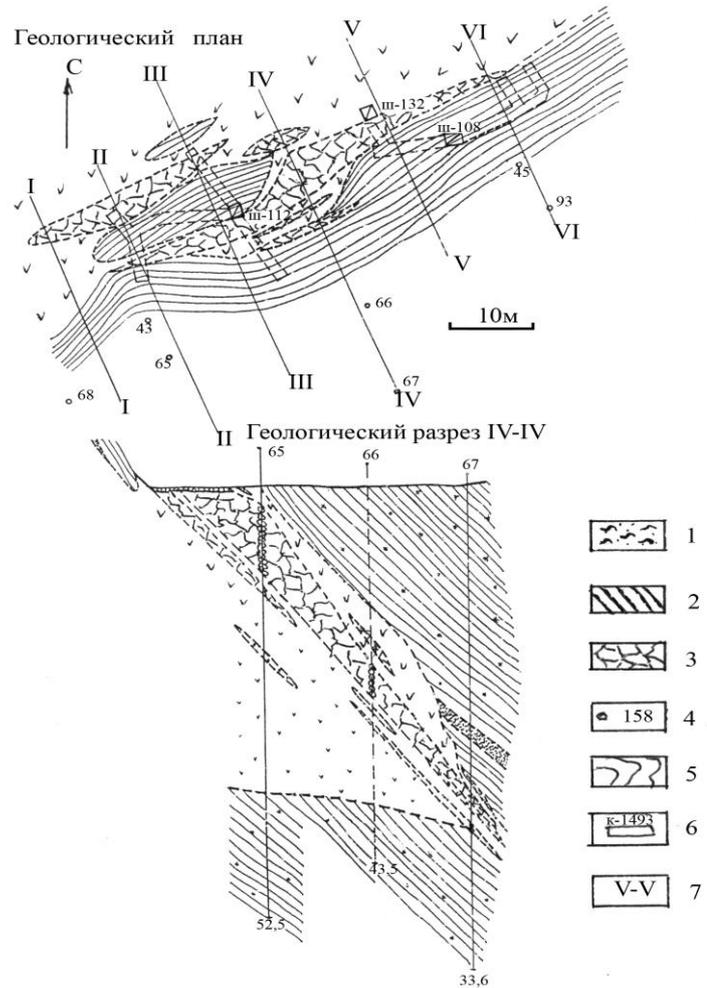


Рис. 201. Однородно гранулированный крупнозернистый кварц кыштымского типа. Кыштымское месторождение, жила № 101, обр. С-2-4. Полированная пластина, натуральная величина

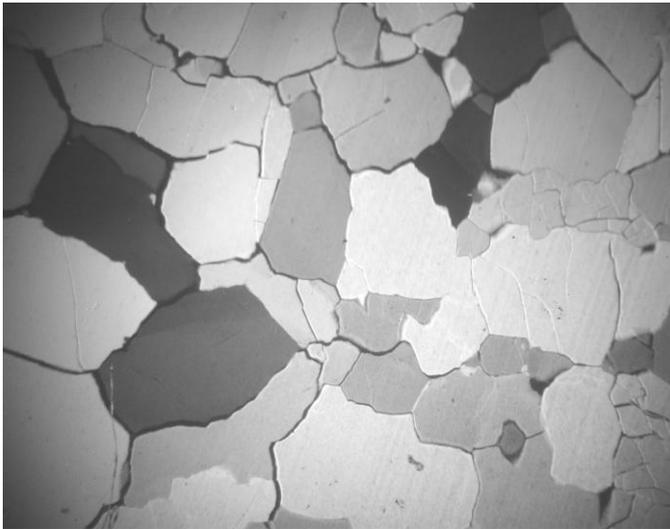
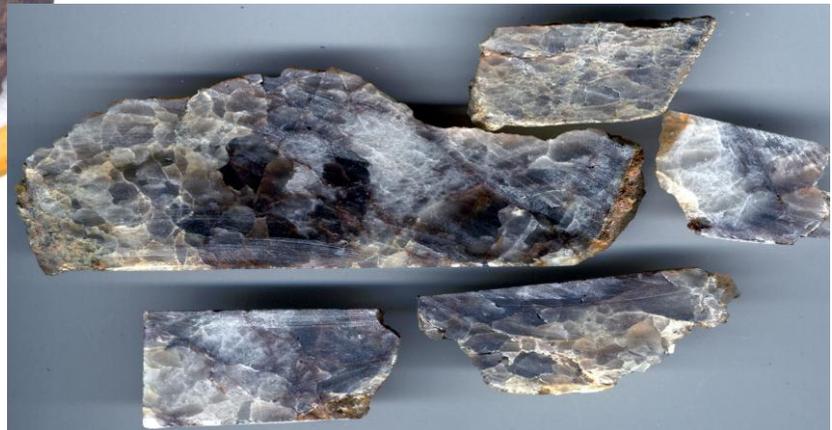


Рис. 202. Гранулированный кварц кыштымского типа с полигональными контурами зерен. Шлиф У-101/5, николи X, увел. 24 X

Другим доказательством, что грануляция проходит без тектонической деформации, дробления, служит наличие хрусталеносных гнезд в гранулированных кварцевых жилах, где кристаллы горного хрусталя претерпевают грануляцию без нарушения форм кристаллов (рис. 203).



Рис. 203. Кристалл горного хрусталя, претерпевший грануляцию из гнезда кварцевой жилы № 141. Видны хорошо сохранившиеся грани призмы и ромбоэдра. На врезке показаны спилы кристалла



Процессы грануляции в гнейсово-мигматитовых комплексах Урала проявлены не только в кварцевых жилах, но имеют широкое распространение и отчетливо фиксируются в слюдяных пегматитах, в мигматитах, альбититах и гранитоидных образованиях, во вмещающих их гнейсах, амфиболитах, кристаллических сланцах и кварцитах. Пространственно гранулированные породы различного состава совпадают с зонами высокотемпературных бластомилонитов бластокатаклизитов шовных зон смятия (Ленных, 1979, Мельников, 1988).

В реальных геологических условиях, особенно в кварцевых телах больших размеров, перерождение первичного кварца происходит неравномерно. Размер гранул в жильных телах зависит от температурного режима метаморфизма, поэтому наиболее крупногранулированные структуры кварца фиксируются в высокобарической зоне влияния Главного коллизионного шва, где уровень метаморфизма достигал амфиболитовой фации. По мере удаления от него к западу, где метаморфогенные преобразования были более низкотемпературными, гранулированный кварц обладает фрагментарной структурой. В таком агрегате среди гранулированного кварца встречается много участков реликтового стекловидного гигантозернистого кварца.

## Глава 7. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ КВАРЦ-ЖИЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ УФАЛЕЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА И ЕЕ ПРАКТИЧЕСКОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ

На рубеже 50 - 60-х годов прошлого столетия в промышленности начал внедряться новый вид природного кварцевого сырья – гранулированный кварц, на много лет определивший пути развития сырьевой базы кварца для плавки прозрачного кварцевого стекла – особо чистого кварца (ОЧК).

Начало систематического исследования кварца на Урале связано с именем профессора СГИ Г. Н. Вертушкова (1966; 1970). В результате совместной работы коллектива кафедры минералогии Свердловского горного института и геологов производственных организаций в период с 1961 по 1966 гг. был разработан метод полевых наблюдений и лабораторных исследований жильного кварца – кварцетрическая съемка, эффективность которой доказана ее использованием в течение более 50 лет.

Кварцетрическая съемка представляет собой комплекс работ, позволяющий выявить типы кварца и установить закономерности их распределения на исследуемой площади, и включает в себя следующие элементы:

- 1) изучение свойств жильного кварца, которые позволяют количественно характеризовать объект исследования;
- 2) выделение и описание типов жильного кварца;
- 3) изучение свойств жильного кварца конкретного геологического региона и отнесение того или иного образца к определенному типу кварца;
- 4) генетическое истолкование результатов.

Первоначально жильный кварц в пределах Уфалейского мигматитового комплекса делился на два структурных типа (Емлин и др., 1988; Мельников, 1988).

1. Гигантозернистый массивный кварц:

а) стекловидный; б) молочно-белый.

2. Гранулированный кварц:

а) однородный кыштымский тип; б) неоднородный уфалейский тип.

К первому типу относятся первичные структуры, обусловленные процессами роста индивидов, ко второму типу – структуры вторичные, возникшие в процессе метаморфических преобразований жильного кварца. Гранулированный кварц возник в процессе метаморфизма исходного гигантозернистого кварца (Вертушков, 1955; Вертушков и др., 1970).

По мнению Е. П. Мельникова (1988), многоэтапность формирования гнейсово-мигматитовых комплексов обуславливает совмещение в одной зоне различных типов кварцевых жил, относящихся к разным возрастным семействам. В развитие этих воззрений Л. Е. Серковой (1990) была предложена уточненная классификация промышленно-генетических типов кварцевых образований, где кроме уфалейского и кыштымского типов уже появляются пугачевский, слюдяногорский и шербаковский.

Процессы, протекающие в жилах в период отложения кварца и в дальнейшем, в результате которых существенно изменяется строение и состав жильной массы, Г. Н. Вертушков (1955; 1970) назвал метаморфизмом жильного кварца. Э. Ф. Емлин и др. (1988) рассматривает гранулированный кварц как «агрегат гранобластовой структуры, слагающий часто будинированные и согласные, реже секущие жилы, претерпевшие термодинамометаморфизм совместно с вмещающими породами. Гранулированный кварц находится в общем ряду метаморфогенных структур, он содержит следы реликтовых структур роста и более поздние эпигенетические изменения кварца». По нашему убеждению неправомерно применять термин метаморфизм для объяснения существенного изменения строения и состава жильной массы как в период отложения кварца, так и при дальнейших его

преобразованиях. Такой подход не позволяет объективно рассматривать участие в генезисе кварцевых жил, сложенных мелкозернистым кварцем, образованных в результате гидротермальных процессов - метасоматоза, грейзенизации и др., протекавших в самые разные временные этапы и стадии.

Подводя итоги прошедшего периода, можно сказать, что к настоящему времени описано и дано объяснение, часто совершенно по-разному, большинству наблюдаемых в природном жильном кварце текстурных и структурных особенностей. Остается актуальной проблема классификации жильного кварца на базе последних достижений, максимально приближенная к практике геологоразведочных работ.

В этом отношении заслуживает большого внимания и внедрения в практику геологоразведочных и исследовательских работ, предложенная А. А. Кораго и А. В. Козловым (1988) классификация текстур и структур жильного кварца хрусталеносных областей.

Проведение кварцетрической съемки как эффективного метода геологического изучения кварц-жильных полей в настоящий период явно сдерживается отсутствием генетически обоснованных классификаций типов жильного кварца и кварц-жильных образований с указанием их возрастных взаимоотношений. Это приводит к несопоставимости результатов работ разных исследователей, невозможности или большим трудностям в сравнении описаний кварцев разных регионов, а зачастую и не совсем правильный выбор объектов геологоразведочных работ.

Кварцетрическая съемка без сомнения является одним из наиболее рациональных методов полевых исследований кварца и кварцевых объектов. Такую съемку необходимо проводить не только при поисках безрудных кварцевых жил и пьезокварца, но и при поисках месторождений кварц-жильного типа других видов полезных ископаемых.

За прошедший период проведены разносторонние исследования свойств разных типов кварца Уфалейского метаморфического комплекса, но и по настоящее время не найдены ответы на многие проблемы генезиса геологических тел, сложенных зернистым кварцем. В последнее время появилось большое количество статей и диссертаций, рассматривающих жильный кварц Кыштымского месторождения как однотипный, гранулированный, упуская из виду, что на Кыштымском месторождении локализовано несколько генетических типов жильного кварца, большую часть из которых нельзя называть гранулированным.

Наши исследования (Савичев, 2005; Огородников и др., 2007; 2014; Поленов, 2008) подтвердили наличие разновидностей кварца, имеющих различие в текстурно-структурных особенностях и позволили найти этому генетические объяснения. Нами выделены следующие типы жильного кварца (табл. 12): **метаморфической дифференциации, слюдяногорского, уфалейского, егустинского, пугачевского, кыштымского и щербаковского**, каждый из которых имеет свой генезис и достаточно полно охарактеризован в предыдущих главах.

Химическая чистота природного кварцевого сырья зависит от содержания структурных примесей в кварце и является критерием оценки качества кварца и отнесения его к особо чистому кварцу (ОЧК). Содержание структурных примесей в кварце объективно отражает особенности его генезиса и может быть использовано в качестве критерия прогнозирования и оценки объектов, в особенности на ранних стадиях геологоразведочных работ. Для этой цели используются высокоточные методы ЭПР и ИК-спектроскопии (Физические ..., 1975; Природный..., 1985; Серкова, 1990; Рачеев, 1989; Вотяков, 1989 и др.), с помощью которых можно устанавливать содержание основной структурной примеси - алюминия (около 80 % от всей суммы примесей).

В настоящее время эталоном концентратов особо чистого кварца является хорошо известный американский продукт — ЮТА (High Purity Quartz или йота-кварц (I-Q), США (табл. 13). С 1997 г. такой кварц по сути стал на мировом рынке монополистом, так как 70 %

Таблица 12

## Генетическая типизация жильного кварца Уфалейского кварценосного района

| Тип кварца по структурным особенностям                    | Геологические тела                                 | Минерально-технологический тип | Родоначальный магматический комплекс                                 | Генетический, формационный тип                            | Геодинамический режим   | Эталонные кварцевые жилы            |
|---|--|--------------------------------|--|---|---|-------------------------------------|
| 1   | 2  | 3                              |  | 5   | 6   | 7                                   |
| Светло-серый, мелко-, среднезернистый (1-3 мм)            | Маломощные согласные прожилки                      |                                |  | Метаморфогенный, первичнозернистый                        | Метаморфизм карельского мегацикла (1,8-1,7 млрд лет)          |                                     |
| Серый, полупрозрачный, средне-, крупнозернистый (2-10 мм) | Субсогласные тела мощностью до 1 м                 | Слюдяногорский                 | Чусовской комплекс субщелочных гранитоидов, «гигантомигматиты»       | Метаморфогенный, вторичнозернистый, перикристаллизованный | Рифтогенез рифейского мегацикла (1,35-1,0 млрд лет)           | Кварцевая жила 170                  |
| Молочно-белый, мелкозернистый (1-2 мм)                    | Крупные тела в шовных рифтогенных зонах            | Уфалейский                     | Битимский комплекс субщелочных гранитоидов, альбититы, карбонатиты   | Гидротермально-метасоматический, первичнозернистый        | Байкальский (кадомский) коллизионный ороген (620-525 млн лет) | Кварцевая жила 175                  |
| Серый, тонкозернистый, льдистоподобный                    | Крупные тела в шовных зонах                        | Егустинский                    | Козловогорский комплекс субщелочных гранитоидов-сиенитов, нельсониты | Гидротермально-метасоматический, первичнозернистый        | Раннепалеозойская ТМА шовных зон (500-400 млн лет)            | Кварцевые жилы: 2136, 191, 192, 414 |
| Молочно-белый, полупрозрачный, крупно-, гигантозернистый  | Плитообразные тела разной мощности и протяженности | Пугачевский                    | Нижне-Уфалейский комплекс гранитоидов                                | Гидротермальный, первично-зернистый                       | Ранняя коллизия палеозойского цикла (360-320 млн лет)         | Кварцевые жилы: П-3, П-21           |

| 1  | 2   | 3            | 4  | 5  | 6  | 7                                 |
|--|---|--------------|--|--|--|-----------------------------------|
| Светло-серый, полупрозрачный, гранулированный, среднезернистый (до 3-5 мм) | Будинообразные тела разной мощности и протяженности | Кыштымский   | Кизильский комплекс микроклиновых гранитов | Метаморфогенный вторичнозернистый, гранулированный   | Поздняя коллизия палеозойского цикла (310-240 млн лет) | Кварцевая жила 101                |
| Бесцветный или дымчатый, стекловидный, гигантозернистый                    | Плитообразные тела разной мощности и протяженности  | Щербаковский | Кизильский комплекс микроклиновых гранитов | Гидротермальный, первичнозернистый, гигантозернистый | Поздняя коллизия палеозойского цикла (310-240 млн лет) | Кварцевые жилы: Щербаковская, № 3 |

потребляемых концентратов особо чистого плавочного кварца относится к этой торговой марке. Высокие стандарты качества йота-кварца приобретены благодаря совершенным схемам обогащения, разработанным Unimin Corporation (фирма ЮНИМИН).

Минеральными параметрами, с которыми связано качество природного кварцевого сырья, являются его химическая чистота, минеральный состав и прозрачность кварца – светопропускание (Т %). Общепринятыми методами для определения химического состава кварца являются: химико-спектральный и пламенно-фотометрический анализы, которые характеризуют валовое содержание в кварце наиболее распространенных микропримесей: алюминия, железа, титана, кальция, магния, натрия, калия, лития, германия, меди, хрома, свинца, никеля и др.

Коэффициент светопропускания (Т %) отражает собой относительную величину количества газовой-жидких включений, содержащихся в кварце. Использование ЭПР и ИК-спектроскопии дает возможность оценить предельную чистоту сырья, которую можно получить после удаления из него твердых минеральных примесей. Требования по предельно допустимым содержаниям элементов-примесей в кварце для производства особо чистого, прозрачного светотехнического стекла или использования в качестве шихты при синтезе устанавливаются заводами и регламентируются специальными ТУ и ОСТами (ОСТ 41-07-74-84; ОСТ 41-07-152-86; ТУ 41-07-008-82; ТУ 41-07-34-87; ОСТ 41-07-217-82; ТУ 41-07-014-86; ТУ 41-07-057-90).

Проведенный анализ химического состава элементов-примесей, светопропускания (Т %) жильного кварца и кристаллов горного хрусталя Уральских месторождений (рис. 204) показал, что процессы хрусталеобразования усиливают прозрачность кварца, в то же время в них увеличивается количество структурных примесей лития и германия, а также незначительно увеличивается количество меди, свинца, хрома, никеля (Огородников, 1993).

Количество алюминия несколько снижается по сравнению с жильным кварцем, что свидетельствует о более низких температурах при хрусталеобразовании. Другие элементы-примеси, связанные с минеральными и газовой-жидкими включениями, испытывают устойчивую тенденцию

к снижению при перекристаллизации и новообразовании кварцевых жил, и процессы их грануляции приводят к значительному снижению примесей в кварце. Так, было установлено, что наиболее чистым относительно структурных примесей является стекловидный и гранулированный кварц высокобарических зон Новотроицкого, Уфалейского и Пугачевского типов, используемых для получения особо чистого прозрачного стекла (Серкова, 1990; Страшненко, Мельников, 1989; Агеев и др., 1984; Огородников, 1993; Савичев, 2005; Огородников и др., 2007).

Таблица 13

Сравнительная характеристика качественных параметров кварцевых концентратов

| Наименование показателей                            | Ед. изм. | Сорта кварцевых концентратов |         |                                 |         |
|---|----------|------------------------------|---------|---------------------------------|---------|
|   |          | фирма UNIMIN, США            |         | Россия, ТУ 5726-002-11496665-97 |         |
|   |          | Iota-std                     | Iota-4  | КГО-3                           | КГО-5   |
| Гранулометрический состав: основная фракция,        | мм       | 0,1-0,4                      | 0,1-0,4 | 0,1-0,4                         | 0,1-0,4 |
| Массовая доля химических примесей, не более         | ppm      |                              |         |                                 |         |
| Al  |          | 16,2                         | 8       | 10,0                            | 8,0     |
| B   |          | 0,08                         | 0,04    |                                 |         |
| Ca  |          | 0,5                          | 0,6     | 2,0                             | 0,4     |
| Cr  |          | <0,05                        | <0,05   |                                 |         |
| Cu  |          | <0,05                        | <0,05   | 0,1                             | 0,05    |
| Fe  |          | 0,23                         | 0,3     | 1,0                             | 0,4     |
| K   |          | 0,6                          | 0,35    | 2,0                             | 0,6     |
| Li  |          | 0,9                          | 0,15    | 1,0                             | 0,4     |
| Mg  |          | <0,05                        | <0,05   | 1,0                             | 0,15    |
| Mn  |          | <0,05                        | <0,05   | 0,2                             | 0,1     |
| Na  |          | 0,9                          | 0,9     | 5                               | 1,0     |
| Ni  |          | <0,05                        | <0,05   |                                 |         |
| P   |          | 0,1                          | 0,05    |                                 |         |
| Ti  |          | 1,3                          | 1,4     | 2,0                             | 1,5     |
| Zn  |          | 1,3                          | 0,1     |                                 |         |
| Массовая доля высокотемпературных флюидных примесей | ppm      | <20                          | <20     | 40                              | 40      |
| Коэффициент светопропускания, не менее              | %        |                              |         | 80                              | 80      |

Жильный кварц золоторудных месторождений (Айдырлинского, Кумакского, Кочкарского, Великопетровского) по содержанию алюминия может использоваться для производства прозрачного рядового технического стекла и в качестве шихты для выращивания искусственных кристаллов кварца (рис. 205).

Одна из важных причин закономерного поведения элементов в пространстве – изменение режима кислотности-щелочности эндогенных растворов, который тесно связан с температурными условиями минералообразования.

Рис. 204. Сопоставление средних содержаний элементов-примесей и величины показателя светопропускания (Т %) в жильном кварце и горном хрустале различных месторождений Урала:

I – молочно-белый жильный кварц без признаков хрусталеобразования; II – кварц-карбонатные жилы и полости; III – хрусталеносные кварцевые жилы; IV-VI – кристаллы горного хрусталя: первого сорта (IV), второго сорта (V), третьего сорта (VI); VII – особо чистый кварц Новотроицкого месторождения

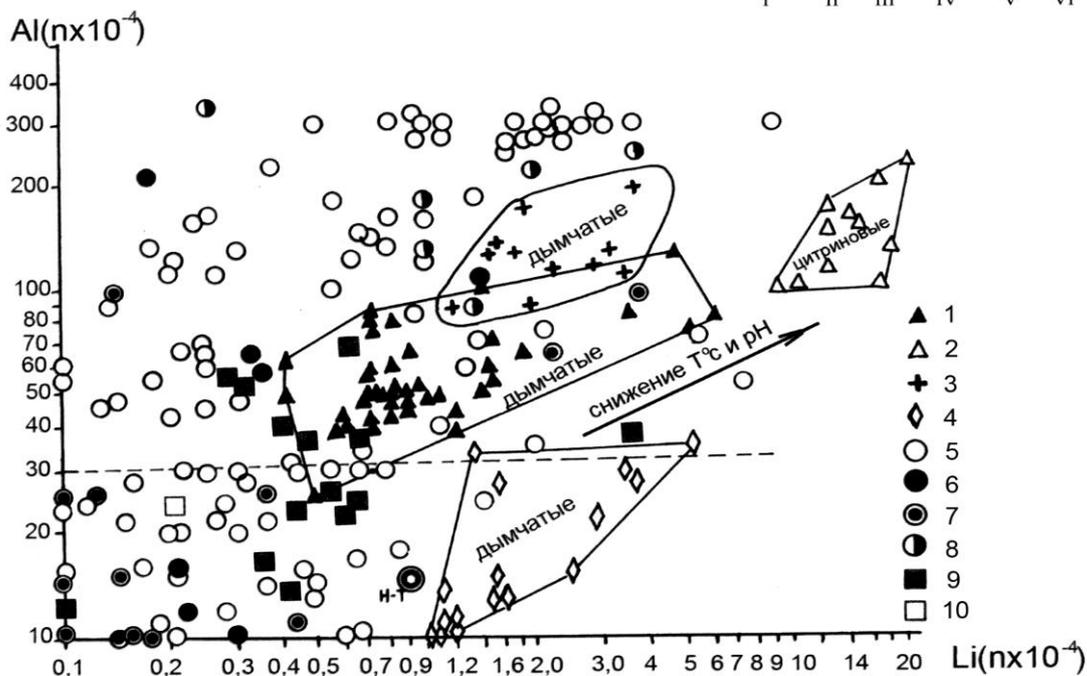
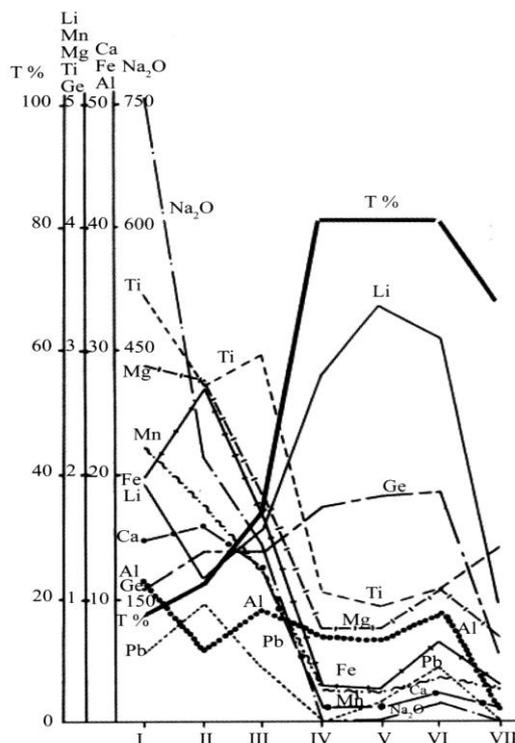


Рис. 205. Соотношение содержаний алюминия ( $n \times 10^{-4}$ ) и лития ( $n \times 10^{-4}$ ) в кварце золоторудных и хрусталеносных кварц-жильных месторождений:

1-4 – кристаллы хрусталеносных месторождений: Приполярного Урала (1,2), дымчатые (1), цитриновые (2); Южного Урала – дымчатые (3,4), Астафьевского (3), Светлинского (4); 5-8 – жильный кварц различных месторождений: Айдырлинского золоторудного (5), Березовского и Великопетровского золоторудных, шеелиитоносных (6), Кумакского золоторудного (7), Кочкарского золоторудного (8); 9 – гранулированный кварц Кыштымского месторождения; 10 – стекловидный кварц Пугачевского месторождения; Н-Т – особо чистый кварц Н-Троицкого месторождения

Об изменении кислотности-щелочности растворов в процессе роста кристаллов можно судить по концентрации в них водородных дефектов, имеющих кислотное происхождение.

По данным ИК-спектроскопии, в цитринах и радиационно устойчивых кристаллах кварца устанавливаются максимальные концентрации водорода, что может свидетельствовать о том, что они образовались в менее щелочных системах, чем кристаллы дымчатой окраски. Образование радиационно устойчивых кристаллов происходило в нейтральных растворах. Поэтому по характеру окраски можно судить об изменении кислотности-щелочности растворов при образовании кристаллов. На относительно более щелочные условия указывают дымчатая и дымчато-цитриновая окраска, на менее щелочные и нейтральные – цитриновая и бесцветные зоны.

При помощи метода ЭПР можно выявлять относительное содержание алюминия, идентифицировать природу водородсодержащих дефектов и определять их концентрацию. Характерна отчетливо выраженная тенденция к возрастанию содержания структурной примеси алюминия с увеличением щелочности минералообразующих растворов.

### **7.1. Результаты исследования типоморфных признаков разных типов жильного кварца методами ЭПР и ИК-спектроскопии**

В этом разделе на базе результатов исследований жильного кварца уральских месторождений (Страшненко, 1982; Мельников, 1988; Серкова, 1990; Огородников, 1993; Савичев, 2005; Поленов, 2008; Котова, 2007), сделан анализ типоморфных признаков разных типов кварца и дана авторская интерпретация их связи с геологическими процессами, приведшими к образованию кварцевых жил разных онтогенических типов.

Определение содержания изоморфных примесей в кварце методом ЭПР проводилось на основе измерения концентраций связанных с ними парамагнитных центров. Значения концентрации структурной примеси Al, компенсируемого щелочными ионами для исследованных образцов, приведены в табл. 14 (Серкова, 1990).

Первично-зернистый кварц слагает жилы выполнения, которые на Урале сформировались в раннюю и позднюю коллизии. Этот кварц в зависимости от условий образования может быть молочно-белым крупно-, гигантозернистым и стекловидным крупно-, гигантозернистым. Внешне отличить эти два вида кварца не представляет никакой проблемы, но разделение их по визуальным наблюдениям на ранне- или позднеколлизионные образования весьма проблематично. В решении этой проблемы должны помочь точные методы исследования жильного кварца.

Чаще кварц жил выполнения позднеколлизионного этапа, представленный прозрачным и полупрозрачным крупно- и гигантозернистым агрегатом, отличается повышенным содержанием  $Al^{3+}(Na, Li)$ , достигающим  $18-54 \cdot 10^{-4}$  мас.%. Таким кварцем сложены жилы Щербаковская и № 3 Кыштымского месторождения. При внимательном рассмотрении спектров ЭПР вторичнозернистого кварца, к категории которого относятся все типы гранулированного кварца, можно сделать некоторые генетические и практические выводы.

Содержание примесей  $Al^{3+}(Na, Li)$  в кварце жилы 170 Кыштымского месторождения по сравнению с содержанием примесей в других типах гранулированного кварца повышенное и достигает  $13,7 \cdot 10^{-4}$  мас.% (см. табл. 14). Это является наследственным от вмещающих пород, поскольку жила 170 слюдяногорского типа образовалась в результате перекристаллизации с укрупнением зерен кварца во вмещающих породах под действием метаморфизма ранней и поздней коллизий.

Жилы гранулированного кварца кыштымского типа характеризуются низким содержанием  $Al^{3+}(Na, Li)$ , от нуля до  $2,8 \cdot 10^{-4}$  мас.%. Этот тип кварца, как описано в гл. 6, образовался в результате рекристаллизации гигантозернистого кварца жил выполнения ранней коллизии при высокотемпературном метаморфизме в этап поздней коллизии.

Таблица 14

Содержание  $Al^{3+}$  (Na, Li) в кварце по данным ЭПР. По (Серкова, 1990), с дополнениями авторов

| Тип кварца     | Месторождение  | Номер жилы | Характеристика кварца       | Количество проб | Содержание $Al^{3+}$ (Na, Li) $\times 10^{-4}$ мас. % | Радиационная окраска           |
|----------------|----------------|------------|-----------------------------|-----------------|---|--------------------------------|
| 1              | 2              | 3          | 4                           | 5               | 6   | 7                              |
| Слюдяногорский | Кыштымское     | 170        | Крупнозернистый, прозрачный | 1               | 13,7  | Темно-дымчатая                 |
| Уфалейский     | Кыштымское     | 175        | Тонко-, мелкозернистый      | 5               | 0,7<br>0,5-1,0  | Бесцветная                     |
|                |                | 179        | То же                       | 1               | 0,7   | - « -                          |
|                | Слюдяногорское | 3          | Средне-, крупнозернистый    | 2               | 1,85<br>1,3-24  | Бесцветная<br>(слабо-дымчатая) |
| Кыштымский     | Кыштымское     | 4          | Крупнозернистый             | 2               | 0,8<br>0,7-0,9  | Бесцветная                     |
|                |                | 101        | Средне-, крупнозернистый    | 3               | 2,47<br>1,7-3,9                                       | - « -                          |
|                |                | 10         | - « -                       | 1               | 1,9   | - « -                          |
|                |                | 35         | - « -                       | 1               | 1,5   | - « -                          |
|                |                | 191        | Тонко-, мелкозернистый      | 6               | 0,83<br>0,7-1,1                                       | - « -                          |
| Егустинский    | Кузнечихинское | 192        | - « -                       | 8               | 0,89<br>0,1-1,4                                       | - « -                          |
|                |                | 194        | - « -                       | 2               | 0,5<br>0,0-1,0  | - « -                          |
| Пугачевский    | Кыштымское     | 3          | Стекловидный                | 2               | 26,7<br>18,8-34,6                                     | Дымчатая, темно-дымчатая       |
|                |                | 88         | - « -                       | 3               | 1,3<br>1,1-1,7  | Бесцветная                     |
|                | Новотроицкое   | 2376       | - « -                       | 8               | 0,9   | - « -                          |

По мнению многих исследователей (Якшин и др., 1976; Мельников, 1988; Серкова, 1990), при высокотемпературной грануляции первичного кварца происходит снижение количества Al во вторичном кварце. Это находит подтверждение и по данным спектров ЭПР. Так, содержание примесей  $Al^{3+}(Na, Li)$  в стекловидном кварце жилы 21 Кыштымского месторождения и жилы 88 Пугачевского месторождения составляет соответственно  $7,5 \cdot 10^{-4}$  и  $1,3 \cdot 10^{-4}$  мас.%, а после его рекристаллизации в гранулированном кварце (кыштымского типа) содержание примесей уменьшается до  $1,6 \cdot 10^{-4}$  в жиле 21 и до нуля - в жиле 88.

Гранулированный кварц уфалейского (жила 175) и егустинского (жилы 191, 195) типов в силу многократных перекристаллизаций имеет самые низкие содержания примесей  $Al^{3+}(Na, Li)$  (на уровне новотроицкого прозрачного кварца)  $0,7-0,9 \cdot 10^{-4}$  мас.%, колебания в значениях незначительные.

Подобные значения присутствия примесей  $Al^{3+}(Na, Li)$  характерны для гранулированного кварца, приуроченного к телам мусковитовых пегматитов Слюдяногорского (Кыштымского) месторождения и составляют  $(0,7-2,4) \cdot 10^{-4}$  мас.%. Это соответствует содержанию Al в кварце уфалейского типа. По нашему мнению (Поленов и др., 2005, 2006), последнее объясняется одинаковым генезисом первичных кварцевых тел и единими процессами, приведшими к образованию гранулированного кварца. Гранулированный кварц, приуроченный к слюдоносным пегматитам, мы относим к уфалейскому типу.

Л. Е. Серковой (1990) был детально изучен гранулированный кварц методом ИК-спектроскопии. Характеристика ИК-спектров кварц- жильных тел различных онтогенических типов Уфалейского рудного района (Серкова, 1990) приведена на рис. 206.

Использование инфракрасной спектроскопии в области частот  $3200-3700 \text{ см}^{-1}$  (область воды) позволяет изучать положение ОН-групп и характер водородных связей, а соответственно, структурные особенности кварца. В процессе систематических исследований установлено, что водородсодержащие дефекты ОН-(Al); ОН-(Al-Na); ОН-(Al-Li); HF-комплексы и концентрация  $Al-O^-$  центров в жильном кварце являются типоморфными признаками и надежными критериями их генетической и формационной принадлежности (Физические свойства..., 1975; Природный кварц..., 1985; Серкова, 1990).

Водородсодержащие дефекты имеют большое значение в изучении типоморфизма кварца. На ИК-спектрах изученных типов кварца установлены следующие характеристические параметры (полосы поглощения):  $3375 \text{ см}^{-1}$  -ОН-(Al);  $3440 \text{ см}^{-1}$  - ОН-(Al-Na);  $3475 \text{ см}^{-1}$  - ОН-(Al-Li);  $4640-3680 \text{ см}^{-1}$  - HF-комплексы; диффузные линии  $3220 \text{ см}^{-1}$  -  $H_2O$  в ГЖВ;  $3440 \text{ см}^{-1}$  -  $H_2O$  в аморфной фазе;  $2350-2370 \text{ см}^{-1}$  -  $CO_2$  в ГЖВ и  $2850-2920 \text{ см}^{-1}$  -  $CH_3$  - соединения в ГЖВ. Выявленные типоморфные признаки и характеристические параметры являются индикаторами условий формирования кварца и его последующего преобразования.

Слюдяногорский минералого-технологический тип крупнозернистого, стекловидного, перекристаллизованного кварца изучен Л. Е. Серковой (1990) в жиле 170 Кыштымского месторождения (табл. 15). ИК-спектр этого типа отличается более высокой интенсивностью пика ОН-(Al) ( $\Delta S_{3375} = 19,1 \pm 2,3 \text{ см}^{-2}$ ). Кроме того, на ИК-спектрах последнего, помимо ОН-(Al-Na)-полос, отмечаются слабые ОН-(Al-Li) - полосы ( $\Delta S_{3475} = 0,3 \pm 0,05 \text{ см}^{-2}$ ). На всех спектрах дискретная кривая осложнена диффузной кривой - до 36 %, причем преобладает максимум  $3210 \text{ см}^{-1}$ , т. е. вода в ГЖВ преобладает над коллоидной фазой.

Методами ИК-спектрометрии изучен кварц кыштымского типа (см. табл. 15) из жил 101, 10, 35 Кыштымского и 204 Маукского месторождений. ИК-спектры кварца кыштымского типа (жила 101) отличаются наличием интенсивных ОН-(Al)-полос (среднее значение  $\Delta S_{3375} = 15,3 \pm 3,0$ ) и появлением очень слабой интенсивности полосы ОН-(Al-Na), среднее значение  $\Delta S_{3440} = 0,6 \pm 0,2$ .

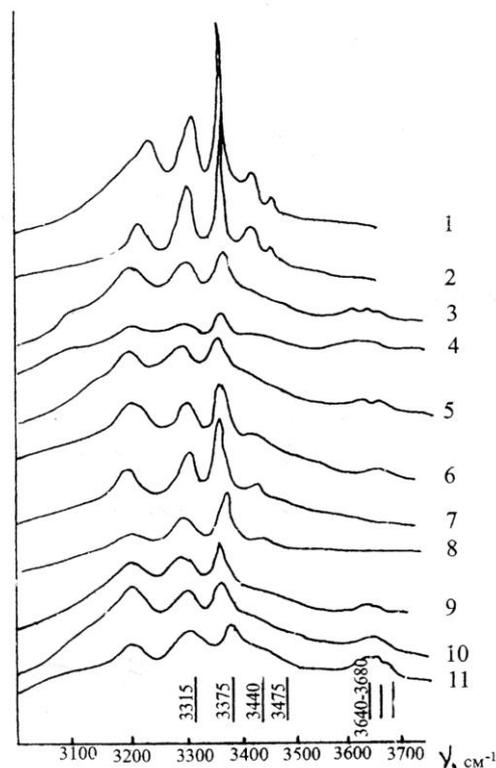
Характер спектра сложный дискретно-диффузный. Диффузная линия достаточно интенсивная - до 20 %, равномерно изогнутая на максимумах  $3220$  и  $3440 \text{ см}^{-1}$ , что

свидетельствует о значительном количестве молекулярной воды как в составе ГЖВ, так и в коллоидной фазе. Полос, характерных для HF-комплексов, не отмечается.

ИК-спектры кварца, слагающего другие жилы этого типа, аналогичны и имеют полосы поглощения  $3315$  и  $3375 \text{ см}^{-1}$  = OH-(Al), площадь которых колеблется от  $12,2 \pm 2,1 \text{ см}^{-2}$  (ж 204) до  $14,7 \pm 3,1 \text{ см}^{-2}$  (ж 35). Кварц изученных жил обладает высокой степенью (до 80 %) прозрачности в ИК-области (Серкова, 1990). Диффузная линия обычно слабая. Исключение составляет кварц жилы 35, для которого интенсивность диффузной кривой составляет около 20 %, причем более интенсивный максимум приходится на  $3220 \text{ см}^{-1}$ , что свидетельствует о преимущественном содержании молекулярной воды в составе ГЖВ.

Рис. 206. Характерные ИК-спектры кварц-жилыных тел различных минералоготехнологических типов Уфалейского кварц-жилыного района (Серкова, 1990):

1,2 – стекловидный кварц жил выполнения, щербаковский тип; 3-5 – метасоматический кварц неоднородно гранулированный, уфалейского типа, Кыштымское месторождение, жилы 175 (3), 179 (4), 185 (5); 6-8 – однородно гранулированный кварц Кыштымского месторождения, жилы 101 (6), 10 (7), 35 (8); 9-11 – тонкогранулированный кварц егустинского типа, Кузнечихинское месторождение, жилы 191 (9), 192 (10), 193 (11)



ИК-спектры кварца егустинского типа (см. табл. 15) были получены из жил 191, 192, 193 Кузнечихинского месторождения. Они все однотипные, и для них характерны повышенное (по сравнению с другим гранулированным кварцем) пропускание ИК-лучей – базисная линия занимает положение в области 60-80 % пропускания по шкале Т. Спектры имеют дискретные полосы поглощения –  $3315$  и  $3375 \text{ см}^{-1}$  = OH(Al). Средние значения  $\Delta S_{3375}$  для жил 191, 192 и 194 соответственно составляют:  $9,0 \pm 2,2$ ;  $7,9 \pm 3,0$ ;  $10,6 \pm 1,5 \text{ см}^{-2}$ . Интенсивность диффузной кривой составляет 5-8 %, что свидетельствует о крайне низком содержании молекулярной воды. Наблюдаются слабые полосы, принадлежащие HF-комплексам (Серкова, 1990).

Фрагментарный кварц кыштымского типа изучен детально в жиле № 21 Кыштымского месторождения. Исследовано более 50 образцов. Установлено, что меньшая интенсивность OH-(Al) – полос ( $\Delta S_{3375} = 13,2 \pm 1,7 \text{ см}^{-2}$ ) характерна для ИК-спектров гранулированного кварца и более высокая интенсивность ( $\Delta S_{3375} = 19,1 \pm 2,3 \text{ см}^{-2}$ ) – для гигантозернистого стекловидного кварца. Кроме того, на ИК-спектрах последнего, помимо OH-(Al-Na)-полос, характерных и для гранулированного кварца, отмечаются слабые OH-(Al-Li)-полосы ( $\Delta S_{3475} = 0,3 \pm 0,05 \text{ см}^{-2}$ ) (см. табл. 15). На всех спектрах дискретная кривая осложнена диффузной. Интенсивность диффузной кривой – до 36 %, причем преобладает максимум  $3210 \text{ см}^{-1}$ , т. е. вода в ГЖВ преобладает над коллоидной фазой.

Основные параметры ИК-спектров жильного кварца различных генотипов из месторождений Уфалейского кварцевоносного района [Серкова, 1990], с изменениями авторов

| Минералогический тип | №№ жил | ID | Кол-во проб | Площадь полосы поглощения, см <sup>-2</sup> |     |                                  |     |                                  |      |                               |     |      |      |
|----------------------|--------|----|-------------|---|-----|----------------------------------|-----|----------------------------------|------|-------------------------------|-----|------|------|
|                      |        |    |             | 3375 см <sup>-1</sup> OH-(Al)               |     | 3440 см <sup>-1</sup> OH-(Al-Na) |     | 3475 см <sup>-1</sup> OH-(Al-Li) |      | 3640-3680 см <sup>-1</sup> HF |     |      |      |
|                      |        |    |             | X <sub>ср</sub>                             | σ   | X <sub>ср</sub>                  | σ   | X <sub>ср</sub>                  | σ    | X <sub>ср</sub>               | σ   |      |      |
| Егустинский тип      | 191    | 1  | 19          | 9   | 2,2 | -                                | -   | -                                | -    | -                             | -   | 13,1 | 6,6  |
|                      | 192    | 2  | 10          | 7,9   | 3   | -                                | -   | -                                | -    | -                             | -   | 12,1 | 2,4  |
|                      | 194    | 3  | 4           | 10,6  | 1,5 | -                                | -   | -                                | -    | -                             | -   | 11,1 | 3,3  |
|                      | 175    | 4  | 20          | 7,2   | 1,3 | -                                | -   | -                                | -    | -                             | -   | 8,5  | 1,1  |
| Уфалейский тип       | 179    | 5  | 5           | 7,2   | 1,7 | -                                | -   | -                                | -    | -                             | -   | 15,2 | 5,6  |
|                      | 185    | 6  | 7           | 10  | 2,5 | -                                | -   | -                                | -    | -                             | -   | 23,1 | 10,2 |
|                      | 4      | 7  | 5           | 18,2  | 8,6 | -                                | -   | -                                | -    | -                             | -   | 5,2  | 2,1  |
|                      | 3      | 8  | 5           | 36,4  | 21  | 4,9                              | 1,2 | 5,2                              | 0,9  | 7,1                           | 3,3 | -    | -    |
| Слюдяногорский тип   | 170    | 9  | 3           | 15,2  | 1,6 | 2,2                              | 1,3 | 0,5                              | 0,07 | 0                             | -   | -    | -    |
|                      | 3      | 10 | 15          | 25,7  | 6,2 | 4,4                              | 2,1 | 0,9                              | 0,3  | 0                             | -   | -    | -    |
| Щербаковский тип     | Щер.   | 11 | 5           | 22,5  | 2,4 | 2,8                              | 1,6 | 0,9                              | 0,2  | 0                             | -   | -    | -    |
|                      | 101    | 12 | 13          | 15,3  | 3   | 0,6                              | 0,2 | -                                | -    | 0                             | -   | -    | -    |
|                      | 21     | 13 | 8           | 19,1  | 2,3 | 2,3                              | 0,8 | 0,3                              | 0,05 | 0                             | -   | -    | -    |
| Кыштымский тип       | 10     | 14 | 4           | 14,2  | 2,1 | -                                | -   | -                                | -    | 0                             | -   | -    | -    |
|                      | 35     | 15 | 3           | 14,7  | 1,7 | -                                | -   | -                                | -    | 0                             | -   | -    | -    |
|                      | 204    | 16 | 2           | 12,1  | 2,1 | -                                | -   | -                                | -    | 0                             | -   | -    | -    |
| Пугачёвка            | 88     | 17 | 10          | 16,2  | 2,9 | -                                | -   | -                                | -    | 0                             | -   | -    | -    |

ИК-спектры уфалейского минералого-технологического типа детально изучены Л. Е. Серковой (1990) в жиле № 175 Кыштымского месторождения (см. табл. 15). По жиле были опробованы доступные точки выхода кварца на поверхность - вдоль стенки карьера и в забое штольни. ИК-спектры данного (20 шт.) кварца практически однотипны. Для них характерно пониженное пропускание в инфракрасной области. Базисная линия спектров располагается на уровне 40-60 % по шкале пропускания. Спектр имеет слабодискретный характер без заметных признаков присутствия воды в неструктурной форме (интенсивность диффузной линии 6-10 % по шкале T). Отмечается наличие только двух полос поглощения слабой интенсивности - 3315 и 3375 см<sup>-1</sup>, обусловленных колебаниями ОН(Al)-дефектов. Значения  $\Delta S_{3375}$  в среднем составляют 7,2±1,3 см<sup>-2</sup>. Полосы поглощения в области 3600-3700 см<sup>-1</sup> указывают на присутствие в кварце HF-комплексов. Стабильность параметров ИК-спектров свидетельствует о постоянстве свойств кварца этого типа по всему объему жилы.

Изучение свойств кварца из мусковитовых пегматитов Слюдяногорского (Кыштымского) месторождения показывает, что по основным характеристикам этот кварц существенно не отличается от гранулированного кварца уфалейского типа. Это подтверждается ИК-спектрами этого кварца. Как показали исследования Л.Е.Серковой (1990), ядерный кварц редкометальных пегматитов (на примере Калбинского месторождения) по ИК-спектрам резко отличается от кварца мусковитовых пегматитов Слюдяногорского месторождения, что свидетельствует о разной природе ядерного кварца пегматитов и тел кварца в мусковитовых пегматитах Кыштымского рудного поля. Проанализирован кварц из двух пегматитовых жил (№№ 3, 4). Жилы сложены метасоматическим среднезернистым, чаще неравнозернистым кварцем серого цвета, иногда с фиолетовым оттенком (характерно для кварца жилы № 4).

Для кварца изученных жил характерна изменчивость свойств в ИК-области. Спектры обычно имеют дискретно-диффузный характер. Отмечаются полосы поглощения 3315 и 3375 см<sup>-1</sup>=ОН(Al) разной интенсивности. Для кварца жилы № 3 площадь этих полос сильно изменяется и составляет  $\Delta S_{3375}$  - от 15,4 до 57,4 см<sup>-2</sup> при среднем - 44,4±10,3 см<sup>-2</sup>, для кварца жилы № 4 также варьирует, но в меньших пределах:  $\Delta S_{3375}$  - от 3,5 до 18,2 см<sup>-2</sup>. В случае, когда площадь полосы 3375 см<sup>-1</sup> = ОН(Al) наивысшая, на спектре наблюдаются интенсивные полосы 3440 см<sup>-1</sup> = ОН(Al-Na) и 3480 см<sup>-1</sup> = ОН(Al-Li). Их площади соответственно:  $\Delta S_{3440}$  = 4,9±1,2 см<sup>-2</sup> и  $\Delta S_{3480}$  = 5,2±0,9 см<sup>-2</sup>. Кварц обеих жил содержит воду в коллоидной фазе и входящую в газовой-жидкие включения.

В целом кварц мусковитовых пегматитов Слюдяногорского (Кыштымского) месторождения отличается нестабильностью свойств: наряду с участками с невысоким содержанием структурного Al встречаются участки с очень высоким содержанием Al<sup>3+</sup>, а также Na<sup>+</sup> и Li<sup>+</sup>, HF-комплексы прослеживаются по средней интенсивности полосам в области 3600-3700 см<sup>-1</sup>, что связано с преобразованиями первичного кварца в последующие периоды.

## 7.2. Размещение кварц-жильных генотипов в Уфалейском метаморфическом комплексе

Длительная и сложная история формирования Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса в значительной мере отразилась и на кварц-жильных образованиях. Кварцевые тела в той или иной степени претерпели преобразования под воздействием более поздних метаморфических, метасоматических и гидротермальных процессов, что привело к существенному усложнению первоначального строения кварцевых тел, а это означает, что уже во время полевой документации следует проводить подробное описание всех видов жильного кварца, слагающего рудные тела, на базе современных классификаций.

Кварцетрическая съемка без сомнения является одним из наиболее рациональных методов полевых исследований кварца и кварцевых объектов. Такую съемку необходимо

проводить не только при поисках безрудных кварцевых жил и пьезокварца, но и при поисках месторождений кварцево-жильного типа других видов полезных ископаемых.

Основным полевым методом кварцметрической съемки является метод геологического обследования. Изучение текстурно-структурных особенностей жильного кварца оказывается совершенно незаменимым при составлении кварцметрических карт, когда на изучаемой площади фиксируются многие сотни кварцевых жил и кварцепроявлений. Основным при этом становится непосредственное (в маршруте) исследование текстурно-структурных особенностей, оказывающихся нередко важнейшим картировочным признаком (рис. 207).

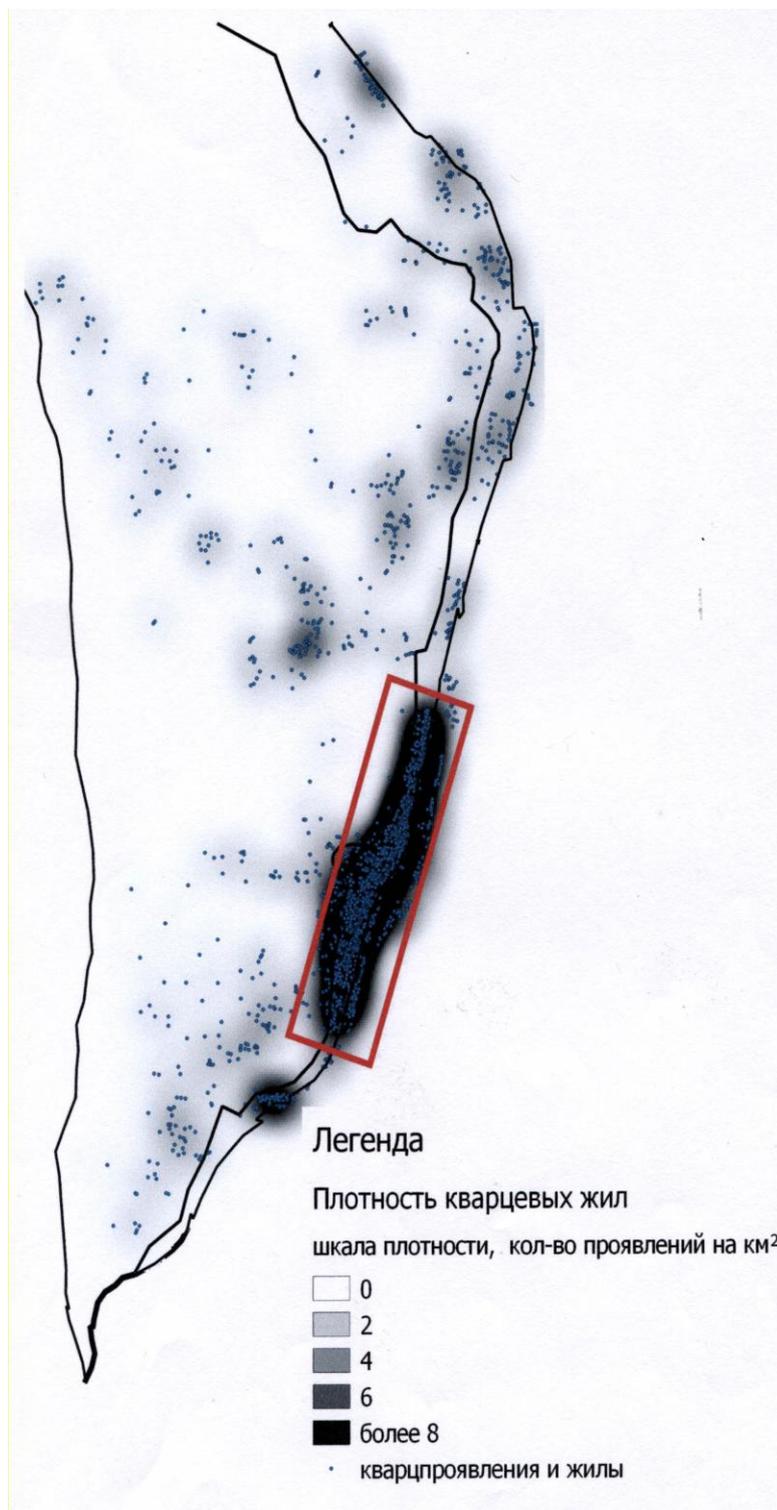


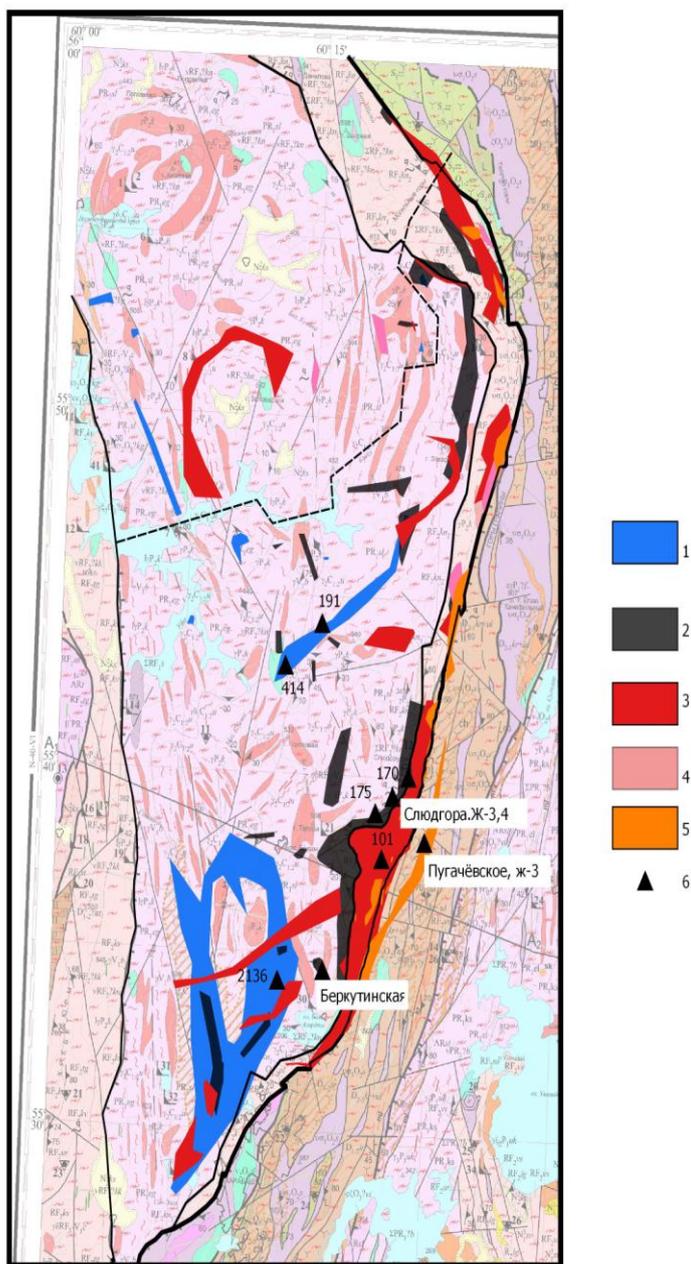
Рис. 207. Пространственная изученность кварц-жильных объектов Уфалейского метаморфического комплекса по состоянию на начало 2016 года. Оконтурено Кыштымское месторождение гранулированного кварца

За прошедший период проведены разносторонние исследования свойств разных типов кварца Уфалейского метаморфического комплекса, полученных в результате кварцеметрических съемок, но и по настоящее время не найдены ответы на многие проблемы генезиса жильного кварца геологических тел, сложенных зернистым кварцем. Обусловлено это тем, что метаморфический комплекс развивался длительное время, в результате нескольких орогенических этапов претерпевал неоднократно региональный метаморфизм и внедрение различных магматических масс, которые сопровождалась гидротермально-метасоматическими преобразованиями.

В пределах Уфалейского метаморфического комплекса кварцевые жилы расположены в разных тектономагматических зонах, являющихся составной частью очень сложных по своему строению и генетической природе геологических структур - шовных зон (рис. 208).

Рис. 208. Распределение генотипов жильного кварца в пределах Уфалейского кварценосного района по материалам кварцеметрической съемки. Геологическая основа – фрагмент геологической карты N-41-1 (Кузнецов и др., 2008):

1 — тонкозернистый егустинский тип; 2 — мелкозернистый уфалейский тип; 3 — гранулированный кыштымский тип; 4 — гетерогранобластовый, перекристаллизованный слюдяногорский тип; 5 — шестоватый кварц жил выполнения щербаковский и пугачевский типы; 6 — эталонные кварцевые жилы, их номера и названия



Все исследованные кварцевые объекты группируются нами в пределах однотипных, часто пространственно разобщённых, тектонометасоматических, структурно-формационных зон. Жилолокализирующие структуры, структурно-формационные зоны обладают однотипным геологическим строением, одинаковыми условиями образования кварцевых жил и их последующими изменениями, но пространственно разобщены. В нашем случае изученные кварцевые жилы располагаются с запада на восток, что позволяет использовать полученные методом ИК-спектроскопии данные по количеству структурных примесей в кварце (см. табл. 15) для их отображения на усреднённом разрезе юго-восточной части Уфалейского метаморфического комплекса. Схема размещения изученных структурно-формационных зон приведена на рис. 209.

IV

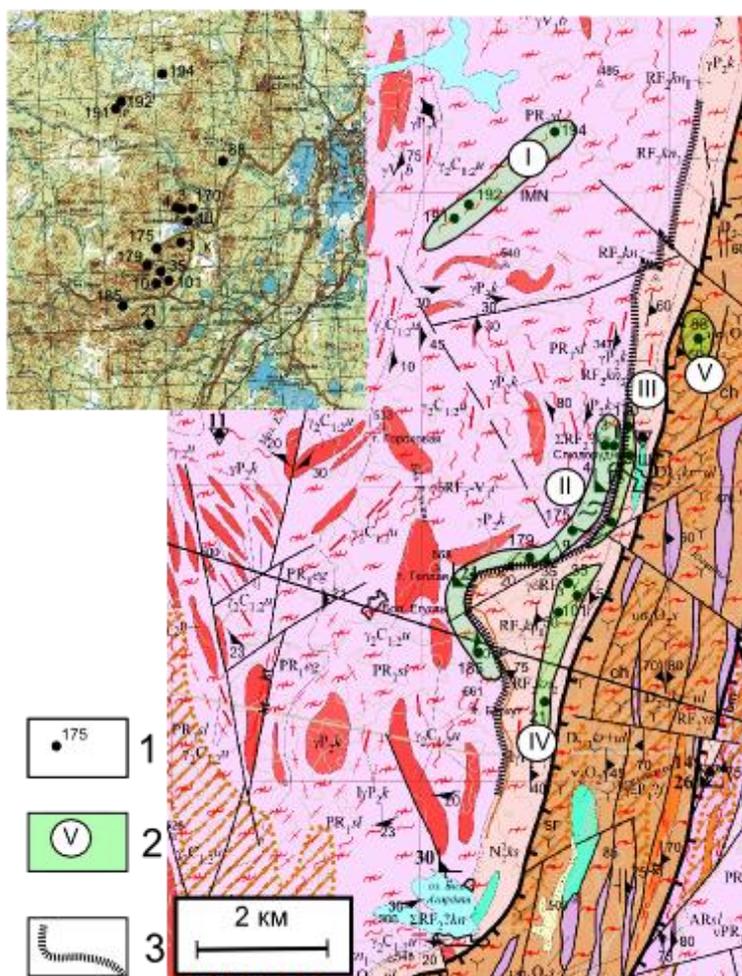


Рис. 209. Схема размещения кварцевых жил, изученных методом ИК-спектроскопии в пределах юго-восточной части Уфалейского метаморфического комплекса. Геологическая основа – фрагмент геологической карты N-41-1 (Кузнецов и др., 2008): 1 - кварцевые жилы и их номера; 2 — структурно-формационные зоны и их номера; 3 - фрагмент западного борта верхне-протерозойского рифта, Слюдяногорско-Теплогорская шовная зона

#### Серебрянская структурно-формационная зона (Кузнечихинское месторождение) -

**I.** Кварцевые жилы, отнесённые к этому типу разреза, локализованы в центральной части Уфалейского метаморфического комплекса и пространственно приурочены к зоне оперения Серебрянского сдвига-взброса, по которой проходит граница егустинской и сюдяногорской подбит уфалейской свиты нижнепротерозойского возраста (Кейльман, 1974). Граница между этими стратиграфическими элементами выделяется с определённой долей условности, и разные авторы трактуют её по своему (Кейльман, 1974; Кузнецов и др., 2008). Структурно-вещественные комплексы характеризующие эту часть разреза, представлены отложениями уфалейской свиты. Доминирующая роль здесь принадлежит гнейсовидным плагиоклазовым

амфиболитам и их метаморфическим производным, подчинённое значение имеют слюдяные гнейсы, гранито-гнейсы и обычно интенсивно гранитизированных слюдяно-кварцевых сланцев и серых грубосланцевых кварцитов. Характерной особенностью кварц-жильной минерализации является её локализация в интенсивно дислоцированных и мигматизированных породах. По своим структурно-текстурным особенностям жильовмещающие кварц комплексы сопоставимы со сложными мигматитами – инъекционными кварцевыми мигматитами агматовой текстуры. Общим для сложных мигматитов является то, что кварцевые тела занимают осевую часть структурных швов, изначально выполненных гранодиоритами (лейкосома) развитыми по амфиболитовому субстрату (палеосома), разгнейсованными более поздними коллизионными процессами.

Комплекс посткварцевых образований представлен палеозойскими плагиоаплитами, аплитами, плагиоклазитами, субщелочными гранитами, фенитами с эгирином–агитом, эпидотом, молибденитом, цирконом и монацитом (Красильников, 1999).

Кварцевые объекты имеют различные размеры и представлены как единичными жилами, так и кварц-жильными зонами. Единичные жилы имеют размеры до 120 м по простиранию, кварцево-жильные зоны до 250 м. Видимая мощность гранодиоритовой «оболочки» достигает 30-40 м и зависит от угла падения жиллокализующей структуры.

Жильный кварц в большей своей части имеет метасоматическую природу и характерную для данной структурно-формационной зоны тонкозернистую структуру, массивную текстуру и относится к «егустинскому» геолого-промышленному типу (Савичев, 2005; Поленов, 2008). К этому типу отнесены промышленные жилы №№ 191, 192, 193, 194, 195, 413, 414, и 415 Кузнечихинского месторождения метасоматического кварца и жила № 2136 Уфимской площади. По своим структурно-текстурным и геолого-геохимическим характеристикам кварц «егустинского» геолого-промышленного типа сопоставим с параметрами кварца из месторождений района Спрус - Пайн (Spruce Pine, North Carolina, USA), являющимся сырьевым источником для высокочистых кварцевых концентратов (HRK) торговой марки IOTA® quartz (UNIMIN Corporation, USA), занимающей лидирующие позиции в мире по производству высокочистых кварцевых концентратов для плавки прозрачного кварцевого стекла.

**Слюдяногорско-Теплогорская структурно-формационная зона - II.** Кварцевые жилы, отнесённые к этой структуре, локализованы в верхах уфалейской свиты в пределах зоны интенсивной мигматизации, выраженной в частом переслаивании амфиболовых гнейсов и гранито-гнейсов. Эта зона ограничена с востока Слюдяногорским тектоническим нарушением, выделяемому по стратиграфическому и угловому несогласию между докембрийскими породами уфалейской свиты и рифейскими породами куртинской свиты (Мельников, 1972; Кейльман, 1974, Огородников и др., 2007; Кузнецов и др., 2008). Впервые на интенсивное рассланцевание в пределах этой субмеридиональной зоны обратил внимание П. П. Скабичевский (1940). С этой зоной связаны все известные в этом районе слюдоносные пегматитовые жилы. Верхняя часть уфалейской свиты (теплогорская толща, по Е.П.Мельникову, 1972), примыкающая к Слюдяногорскому шву, сложена в значительной мере очковыми мигматитами и сильно мигматизированными кристаллическими сланцами, несёт на себе следы интенсивного смятия, катаклаза, бластеза, будинажа.

На значительном протяжении вдоль тектонического шва наблюдается внедрение разновозрастных даек гнейсо-гранитов, порфиридных гранитов и гранит-порфиринов, которые или непосредственно залечивают его или залегают вблизи основного нарушения. Эти дайки, в свою очередь, подвергаются процессам будинажа, что свидетельствует о полихронности развития данной шовной зоны. Дайковый комплекс охватывает не только мигматитовую часть уфалейской свиты, но и широко проявлен в примыкающей с востока части куртинской свиты. К этой же зоне приурочены кварцевые тела в мусковитовых пегматитах Слюдяногорского месторождения, которые длительное время принимались за кварцевые ядра пегматитов.

Метасоматический кварц в данной части разреза характеризуется мелкозернистой равномернозернистой массивной текстурой и относится к «уфалейскому» геолого-промышленному типу (Мельников, 1988; Савичев, 2005; Огородников и др., 2007). Мелкозернистым принято считать такой кварц, в котором основная масса зёрен имеет размеры менее 2 мм. Подавляющее большинство зёрен в таком кварце имеет размеры 0,5-2 мм, остальные же более 2 или менее 0,5 мм.

Кварцевые жилы этого типа залегают с западной стороны Слюдяногорского тектонического шва и фактически трассируют его на значительном расстоянии. Жильные тела имеют длину по простиранию до 250 м (жила № 175), субсогласное с вмещающими породами падение.

В пределах этой шовной зоны локализованы основные промышленные тела Кыштымского месторождения гранулированного кварца: жилы № 175, 179, 185, 184, 189 и др., жила Подосиновая. Большая часть этих объектов к настоящему времени выработана.

**Слюдяногорская шовная зона - III и Кыштымское месторождение гранулированного кварца - IV.** Разрез этих структурно-формационных зон представлен отложениями куртинской свиты среднего рифея. Эта зона ограничивается с запада Слюдяногорским тектоническим швом между докембрийскими породами уфалейской свиты и рифейскими породами куртинской свиты, и представляет собой мощную зону смятия и дислокационного метаморфизма, образовавшимся в условиях высокобарического метаморфизма. Эта зона меланжа имеет мощность от 200 до 500 м и характеризуется интенсивным развитием пластических и хрупких деформаций, процессов перекристаллизации, бластеза и проявлением высокобарического метаморфизма и метасоматоза. Детальное изучение разрезов и вещественного состава пород восточного обрамления Уфалейского метаморфического комплекса (куртинской свиты) позволил рассматривать их как эклогит-сланцевую часть Уфалейского комплекса [Белковский, 1989].

Основная роль в геологическом строении высокобарической зоны смятия ГУГРа принадлежит гранат-слюдяно-кварцевым сланцам (бластомиллонитам) с дистеном, которые в результате дислокационного метаморфизма приобрели вторичную бластическую структуру, занимают около 60 % закартированной площади. На долю слюдяных кварцито-сланцев (бластомиллонитов) приходится менее четверти разреза. Широкое развитие в минеральных парагенезисах бластопорфировых выделений красно-фиолетового граната, кристаллов кианита, ставролита, хлоритоида, фенгита, цоизита свидетельствует о высоких давлениях при образовании сланцевых бластомиллонитов.

Жилы, структурно-формационной зоны-III, располагаются в западной части куртинской свиты, наиболее близкой к Слюдяногорскому тектоническому шву. Данные объекты представляют собой жилы метаморфической дифференциации и перекристаллизации сложенные зернистым кварцем средне- крупнозернистым кварцем катакластической структуры (Слюдяногорский тип, жила -170). Часть жил представлена палеозойскими жилами выполнения, сложенные молочно-белым кварцем, шестоватой структуры, с образованием больших участков прозрачного кварца с характерным струйчатым изломом и муаровым отливом (жила - 3, Щербаковская и др.).

**Жилы Кыштымского месторождения гранулированного кварца - IV** располагаются в центральной и западной части куртинской свиты, и сложены однородным, среднезернистым гранулированным кварцем катакластической и гранобластовой структур по жилам выполнения молочно-белого и стекловидного кварца, путем рекристаллизации в высокобарических и высокотемпературных условиях и традиционно относятся к «кыштымскому» типу (Вертушков, 1970; Мельников, 1988; Емлин, 1988).

**Структурно-формационная зона ГУГРа (Пугачевское месторождение молочно-белого кварца) - V.** Кварцевые жилы этой зоны составляют основную часть Пугачёвского месторождения молочно-белого и прозрачного жильного кварца, приурочены к локальной зоне скалывания и находятся в генетической связи с Главным уральским глубинным

разломом (Агеев и др., 1985; Савичев, 2005). Большая часть кварцевых жил месторождения (более 90 %) сложена сложноструктурированным кварцем, состоящим из нескольких генераций кварца, сформированных в различные стадии эволюции кварцевых жил. Кварц жилы № 88, попавшей в выборку, представляет собой неоднородный разнозернистый катакластический кварц, по своим параметрам сопоставимый с жилами Кыштымского месторождения — зоны IV.

Таким образом, выделение структурно-формационных зон (пространственных сгущений кварцевых жил) как элементов геологического разреза позволяет создать геологический разрез юго-восточной части Уфалейского метаморфического комплекса, на фоне которого представлены результаты ИК-спектроскопии жильного кварца (рис. 210).

Примесные микроэлементы, фиксируемые ИК-спектроскопией - (ОН-(Al), ОН-(Al-Na), ОН-(Al-Li) и HF-комплексы внедрены в кристаллическую решётку кварца на уровне дефектов. Для того, чтобы это случилось необходимы ощутимые энергетические затраты, так как кристаллическая решётка кварца является энергетически нейтральной и не может присоединять катионы без посторонней помощи (Пенкаля, 1974).

Максимумы примесных микроэлементов, образующих дефекты типа ОН-(Al), ОН-(Al-Na) и ОН-(Al-Li) в кристаллической решётке кварца показывают, что внедрение этих дефектов в кварц кварцевых жил происходило в зоне Слюдяногорского тектонического шва (см. рис. 210).

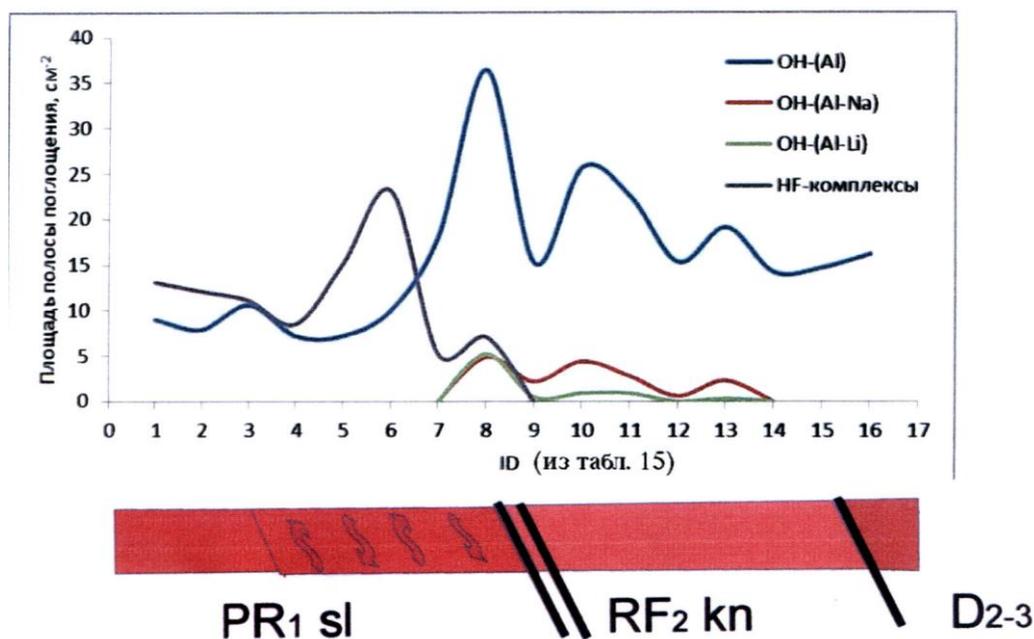


Рис. 210. Изменение количества структурных примесей в кварце кварцевых жил в усреднённом разрезе юго-восточной части Уфалейского метаморфического комплекса с запада на восток: двойная линия – западный борт верхнепротерозойского (рифейского) рифта – Слюдяногорско-Теплогорская шовная зона; одинарная линия - ГУГР.

Максимумы ОН-(Al-Na)- и ОН-(Al-Li)-дефектов связаны с проявлением редкометальных элементов и связано с щелочными процесса в пегматитах Слюдяногорского месторождения и развития карбонатитов вдоль Слюдяногорско-Теплогорской шовной зоны. ореол этих дефектов охватывает кварцевые жилы западной и центральной частей разреза куртинской свиты и сходит на нет в восточной части разреза куртинской свиты. Микроэлементный состав включений позволяет сделать вывод о том, что данные дефекты

были внедрены в кристаллическую решётку кварца в процессе метасоматоза щелочной стадии с сопутствующим внедрением редкоземельных и редкометалльных микроэлементов и проявлением альбитизации, индикаторами которых являются  $\text{OH}-(\text{Al}-\text{Na})$  и  $\text{OH}-(\text{Al}-\text{Li})$ -дефекты.

Примесные HF-комплексы фиксируются в кварце кварцевых жил, локализованных в уфалейской свите, и не переходят в ореол, сопряжённый с куртинской свитой. Фторотипный характер дефектов (HF-комплексы) в кварце кварцевых жил в пределах уфалейской свиты связан с воздействием на кварцевые жилы кислых фторидных растворов, сопутствующих процессам метасоматического карбонатитообразования, пространственно совмещённых с кварц-локализирующими структурами (Огородников и др., 2014).

Таким образом, кварцевые жилы, трассирующие Слюдяногорский тектонический шов, находятся в зоне длительного воздействия и теплофлюидопроводников с широко проявленными процессами дислокационного метаморфизма, магматизма и сопровождающего их метасоматоза, где происходит формирование фильтрующей колонны со сложным по физической природе режимом стягивания рассеянных газов и жидкостей в более или менее концентрированный поток «стволовой зоны» (Поспелов, 1963), действия которого приводят к внедрению в кристаллическую решётку кварца структурных микропримесей определённой геохимической направленности.

В настоящее время установлено, что концентрация структурно связанного алюминия в кварце снижается с падением температуры и повышением давления в минералообразующей системе (рис. 211). Это определяется относительным положением кварц-жилных полей относительно удаленности от кровли гранитных массивов или поверхности высоко метаморфизованного гнейсового блока, или дренажных зон региональных разломов (Страшненко, Мельников, 1989; Страшненко, 1990; Огородников, 1993).

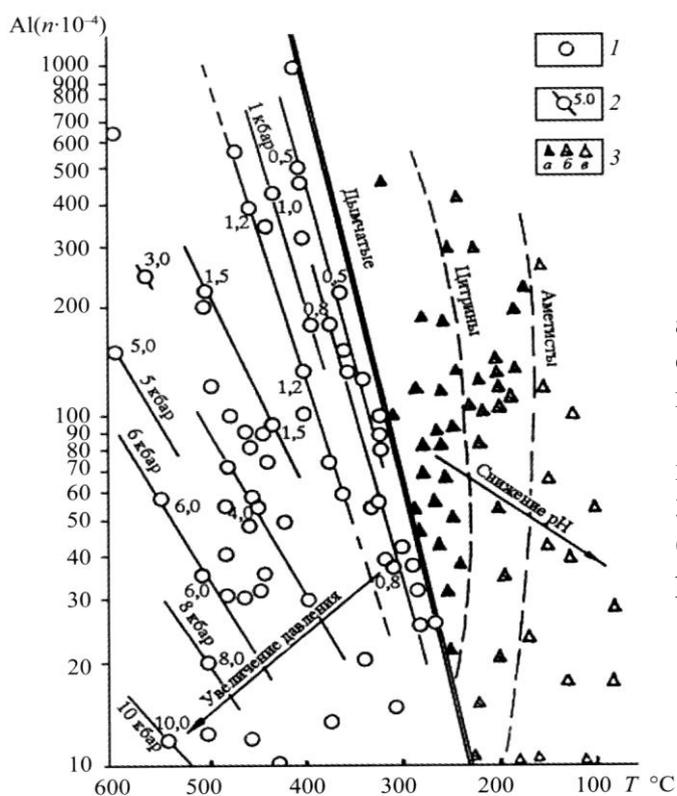


Рис. 211. Зависимость структурной примеси алюминия от P-T-pH-параметров образования жильного кварца и кристаллов горного хрусталя:

1 — жильный кварц; 2 — давление в кбарах, при котором образовались кварцевые жилы; 3 — кристаллы горного хрусталя: дымчатые (а), цитрины (б), амethystы и бесцветные разности (в)

Изучение газовой-жидких включений в кварце и условия устойчивости минеральных парагенезисов вмещающих пород позволяет оценить параметры образования кварцевых жил (рис. 212).

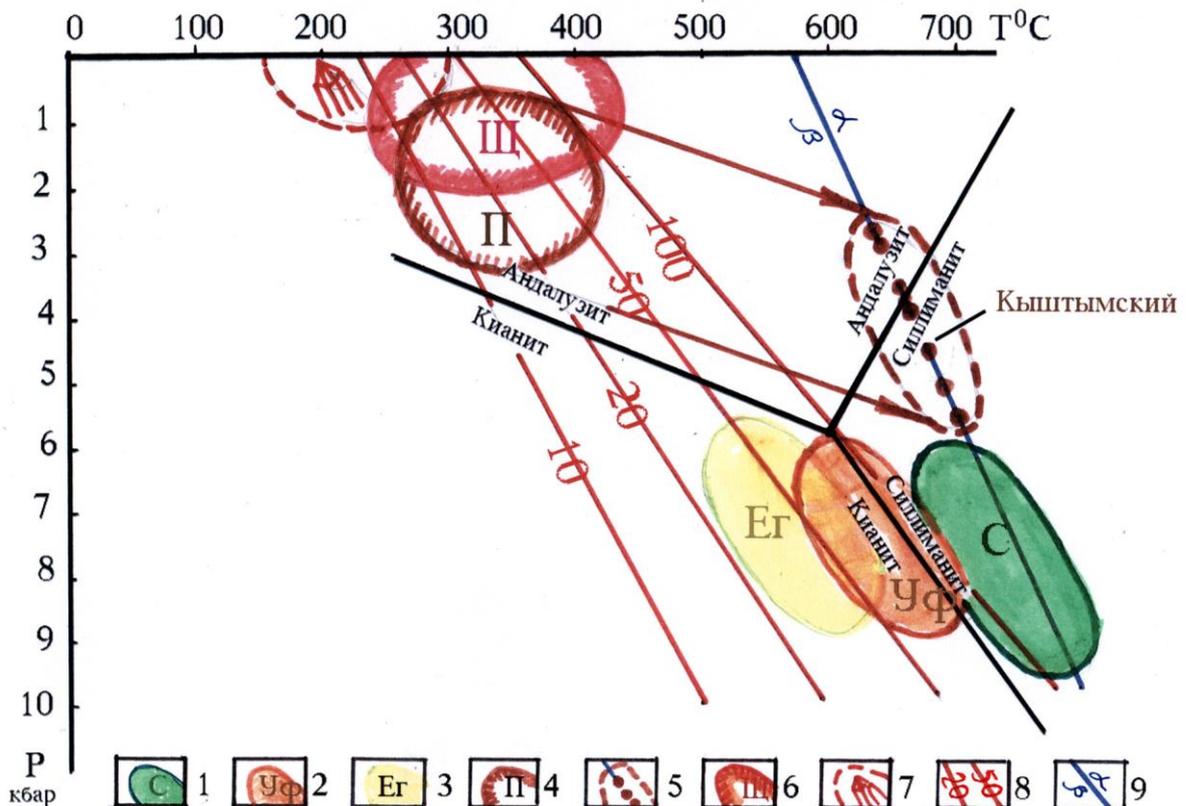


Рис. 212. РТ-условия формирования природных кварц-жильных образований различного генезиса. Диаграмма составлена с использованием материалов (Юсупов и др., 1979; Мельников, 1988; Савичев, 2005):

1 — поле развития метаморфогенных кварцевых жил перекристаллизации (слюдяногорский тип); 2 — поле образования гидротермально-метасоматических кварцевых жил (уфалейский тип); 3 — поле формирования гидротермально-метасоматических кварцевых жил (егустинский тип); 4 — поле образования жил выполнения раннеколлизийного этапа (пугачевский тип); 5 — поле метаморфогенного, вторичнозернистого, гранулированного кварца (кыштымский тип). Показаны точки измеренных температур газовой-жидких включений в гранулированном кварце (Юсупов и др., 1979); 6 — поле стекловидного кварца позднеколлизийного этапа (щербакровский тип); 7 — поле образования хрусталеносных гнезд; 8 — изолинии предельного насыщения кварца структурным алюминием (ppm); 9 — граница перехода  $\alpha$  —  $\beta$  модификаций кварца

Как уже ранее говорилось, основными параметрами, характеризующими качество природного кварцевого сырья, является его химическая чистота, минеральный состав и прозрачность (светопропускание — Т%). Содержание структурных (не обогащаемых) примесей в кварце объективно отражает особенности его генезиса и может быть использовано в качестве критерия прогнозирования и оценки объектов, в особенности на ранних стадиях геологоразведочных работ. Выявленные типоморфные признаки и характеристические параметры являются индикаторами условий образования кварца и его последующего преобразования. Метаморфическая и метасоматическая зональности, различные термодинамические условия формирования нашли отражение в типоморфных особенностях жильного кварца: структуре, химической чистоте, светопропускании, различного рода микродефектах и зафиксированы ЭПР и ИК-спектроскопией.

Коэффициент светопропускания ( $T$  %) отражает собой относительную величину количества газово-жидких включений, содержащихся в кварце. Использование метода ЭПР и ИК-спектроскопии дает возможность оценить предельную чистоту сырья, которую можно получить после удаления из него твердых минеральных примесей в результате глубокого обогащения.

Прожилки метаморфической дифференциации являются результатом процессов регионального метаморфизма от гранулитовой до амфиболитовой фации, который зафиксирован в пределах уфалейского метаморфического комплекса в докембрии, в карельскую эпоху тектономагматической активизации. **Слюдяногорский минералоготехнологический тип** жильного кварца является результатом собирательной перекристаллизации с укрупнением зерна ранних прожилков метаморфической дифференциации, располагающихся в долгоживущей Слюдяногорской шовной зоне, заложенной в конце среднего рифея в результате процессов рифтогенеза (грэнвилльская эпоха складчатости —  $1000 \pm 50$  млн лет). В результате собирательной перекристаллизации в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации в зонах ультраметаморфизма при температурах  $650-800$  °С, при относительно высоком давлении (6-10 кбар), образуется кварц гетеробластового, средне-, крупнозернистого строения, который претерпел высокотемпературный отжиг ( $\alpha$ - $\beta$ -переход), образование трещин «сотового» кварца. Поэтому этот тип кварца характеризуется высокой степенью прозрачности ( $T$  %  $> 80$  %), низкими значениями потерь при прокаливании (ППП)  $< 1$  %, но при этом достаточно высокими содержаниями макро- и микропримесей, в том числе структурных элементов-примесей ( $Al > 50-100$  ppm). Это привело к отсутствию заинтересованности стекольной промышленности в данном типе кварца.

Кварц-жильные образования, сложенные метасоматическим мелкозернистым жильным кварцем **уфалейского типа**, приурочены к Слюдяногорско-Теплогорской шовной зоне, и их метасоматический генезис связан с альбититами и ураноносными карбонатитами докембрийского возраста (байкальская эпоха складчатости). Наиболее характерной генетической особенностью данной разновидности кварца является полигенный характер его образования и фиксируемый по неоднородному строению агрегата, сформированного под влиянием нескольких последующих этапов геологического развития Уфалейского метаморфического комплекса (венд-палеозойского возраста).

Для данного типа вторичнозернистого кварца нельзя применять термин «гранулированный кварц», так как механизм образования зерен первоначально метасоматический (гранобластовая структура), с последующим метаморфогенным преобразованием. Целесообразно структуру кварца уфалейского типа называть гетерогранобластовой.

Высокобарические ( $P = 6-9$  кбар) и высокотемпературные условия образования ( $T = 550-650$  °С) обуславливают высокую степень прозрачности кварца ( $T\% = 50-75\%$ ), низкие значения потерь при прокаливании (ППП =  $0,007\%$ ) и относительно невысокое содержание микропримесей:  $Al_{cp} = 56$  ppm.

Жилы с микро-, тонкозернистым кварцем развиты в центральных частях Уфалейского метаморфического комплекса. Микро-, тонкозернистый кварц **егустинского типа** относится к относительно высокотемпературному ( $T = 500-650$  °С) метасоматическому кварцу, который развивается только по разновидностям кварца слюдяногорского и уфалейского типов в условиях высокого давления ( $P > 6$  кбар). Этот тип кварца генетически связан с развитием поздних редкометаллических и редкоземельных карбонатитовых метасоматитов с апатитом, так называемых нельсонитов. Высокая фтористость растворов привела к очищению зерен кварца от включений и к образованию особо чистого кварца, сделала его льдистоподобным. Светопропускание в этом кварце  $68-92$  %, он характеризуется более низким содержанием примеси алюминия  $15-35$  ppm.

Все вышеперечисленные генотипы кварцевых жил были образованы в докембрии в

гнейсово-амфиболитовой толще в абиссальных, низкоградиентных условиях на глубинах более 20 км, что обусловило их высокобарические и высокотемпературные условия образования и преобразования (см. рис. 208).

Крупнозернистый молочно-белый кварц жил выполнения **пугачевского типа** — это массивная разновидность кварца от крупной до гигантозернистой структуры, зерна которого содержат большое количество преимущественно первичных мелких и мельчайших газово-жидких включений, что определяет низкое светопропускание этого кварца ( $T \% = 15-30 \%$ ). Образование кварца жил выполнения связано с сдвиго-взбросовыми подвижками во время ранней коллизии (360-320 млн лет) вдоль регионального Главного Уральского глубинного разлома (ГУГРа) и образования кулисообразных жил вмещающих трещин отрыва. Образование жил происходит в приповерхностных условиях, давление не превышает 3 кбар (см. рис. 208) и температуры 250-400 °С. Несмотря на низкий показатель светопропускания, относительно низкие температуры растворов обуславливают низкие средние содержания структурного алюминия ( $Al = 20,1 \text{ ppm}$ ).

Практическое отсутствие кварцевых жил, сложенных крупнозернистым молочно-белым кварцем в пределах Кыштымского месторождения, подтверждает происхождение **гранулированного кварца кыштымского типа** по кварцевым телам выполнения молочно-белого кварца. Только к жильному кварцу, слагающему тела кыштымского типа, применим термин «гранулированный». Кварц этого типа является продуктом рекристаллизации деформированного первичногигантозернистого кварца жил выполнения палеозойской ранней стадии коллизии под воздействием процессов высокотемпературного дислокационного метаморфизма в зоне активного воздействия ГУГРа, уровня амфиболитовой фации ( $T = 610-700 \text{ °C}$  и  $P = 2-5 \text{ кбар}$ ), связанного с этапом поздней коллизии (310-240 млн лет).

Основными процессами, приводящими к образованию кварца кыштымского типа, являются деформация и рекристаллизация крупно-,гигантозернистого кварца жил выполнения. Рекристаллизация — образование за счет крупных индивидов более мелких, т. е. происходит грануляция индивидов. Грануляция кварца обусловлена наличием градиента температуры, избыточного тектонического напряжения и инициирована его полиморфным  $\alpha$ - $\beta$ -превращением с образованием полигональной системы усадочных трещин, аналогичной «сотовому» кварцу камерных пегматитов. Этим и обусловлена равномерностернистость гранулированного кварца.

Высокая чистота гранулированного кварца обусловлена первичной чистотой кварцевых жил выполнения пугачевского типа (см. рис. 208) и удалением механических примесей при грануляции кварцевых зерен в межзерновое пространство. Содержание валового алюминия 30-40 ppm, структурной примеси алюминия в пределах 10-20 ppm.

Стекловидный гигантозернистый жильный кварц **щербяковского типа** представляет совокупность разделенных индукционными поверхностями индивидов до 10 и более сантиметров по наибольшему сечению. Изучение морфологии, характера срастания и положения в жильном кварце индивидов стекловидного гигантозернистого кварца позволяет утверждать, что формирование агрегата осуществлялось в результате зернистого и друзового роста в открытых полостях. Формирование кварцевых жил щербяковского типа вызвано гидротермальными процессами палеозойской поздней коллизии (310-240 млн лет), и они относятся к наиболее молодым образованиям и нередко приурочены к зонам локализации жил гранулированного кварца, в ряде жил секут их. Термодинамические условия образования (см. рис. 208) этих жил определяют достаточно высокое предельное количество структурного алюминия (20-30 ppm), причем преобладает алюминий с Na-Li компенсатором. ИК-спектры стекловидного кварца имеют много общих характеристических особенностей с ИК-спектрами горного хрусталя, что обусловлено близкими термодинамическими условиями их образования (см. рис. 208).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Уфалейский метаморфический комплекс изучается уже больше 100 лет, и такое пристальное внимание к нему объясняется широким разнообразием месторождений и проявлений различного генезиса с рудной и нерудной минерализацией. Тут и месторождения титаномагнетита, железистых кварцитов, рутила, мусковита и наиболее значимые месторождения жильного кварца. Кыштымское месторождение гранулированного кварца единственное на сегодня месторождение эксплуатируемое в России.

До последнего времени считалось, что Уфалейский метаморфический комплекс представляет собой древний докембрийский блок фундамента Восточно-Европейской платформы, претерпевшей в карельскую эпоху складчатости региональный метаморфизм вплоть до гранулитовой фации (Кейльман, 1974; Мельников, 1972, 1988; Белковский, 1979; Огородников и др., 2007 и др.). Дальнейшие преобразования связывались с палеозойской коллизией.

В настоящей монографии, с учетом проведенной государственной геосъемки м-ба 1:200000 (Кузнецов и др., 2008), исследовательских работ С. П. Гавриловой и др. (2007), Г. Ю. Шардаковой и др. (2004, 2009, 2014, 2016) и исследований авторского коллектива монографии в течение 15 лет, показано, что Уфалейский блок подвергался тектоно-магматической активизации значительно чаще, чем считалось ранее, чем и обусловлен сложный характер структурно-тектонических преобразований, многообразие и полихронность магматических массивов и, соответственно, обилие разновозрастных месторождений и проявлений полезных ископаемых. Выделение этапов и стадий - весьма сложный процесс, с учетом наложения одних процессов на другие нередко одинаковый уровень термодинамических преобразований требует тщательной геологической документации и наблюдений взаимоотношений различных геологических объектов.

Результаты картирования и изотопного картирования метаморфических комплексов Южного Урала подтверждают наличие среди них дорифейских пород. Карельский мегацикл сопровождался региональной переработкой архейских и раннепротерозойских комплексов. В Уфалейском метаморфическом комплексе (Карабашское кианитовое месторождение) кианит, являясь продуктом метаморфогенных и метаморфогенно-метасоматических преобразований горных пород, развит в пределах докембрийского гнейсового ядра довольно широко. Образование высокоглиноземистых минералов обусловлено, с одной стороны, метаморфизмом осадочных пород, глинистого или песчано-глинистого состава, обладающих изначально избытком глинозема (*метаморфогенный тип*), с другой – наложением процессов кислотного выщелачивания, приводящим к относительному обогащению пород  $Al_2O_3$  при отчетливом выносе железо-магнезиальных компонентов и щелочей (*метаморфогенно-метасоматический тип*).

С этим же этапом регионального метаморфизма связано формирование кварцевых жил и прожилков метаморфической дифференциации, образующих линейно вытянутые, непротяженные и маломощные тела, сложенные равномернозернистым прозрачным кварцем с размером зерен до 5-10 мм.

Анализ распределения титана в метаморфических породах Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса показал, что максимальное количество его содержится в апогаббровых и апобазальтовых амфиболитах (Вертушков, 1957; Анциферов, 1958; Казак, 1969; Кейльман, 1974; Огородников и др., 2007). Одним из крупных рудопроявлений рутила является Кузнечихинское (Вертушков, 1957; Белковский, 1976). Рудное тело пластообразной формы согласно залегает среди дорифейских гранат-фенгит-кварцевых бластомилонитов. Залежь прослежена на протяжении 2,0 км, мощность ее составляет 150 м. Висячий бок залежи (около 70 м) представлен рудными гранат-клиноцоизитовыми амфиболитами с содержанием тонковкрапленного рутила 1,70 об.% и содержанием  $TiO_2$  2,43 мас. %.

Рифейский мегацикл отражает процессы рифтогенеза, протекавшие в этот период в зрелой континентальной коре.

На Кыштымском месторождении гранулированного кварца в Слюдяногорско-Теплогорской шовной зоне в плагиогнейсах встречаются кварцевые жилы перекристаллизации. Кварц-жильные тела этого типа образовались по первичным кварцевым прожилкам метаморфической дифференциации, сформировавшимся во время протерозойского (карельского) этапа метаморфизма. Слагающий этот тип жил кварц очень похож на средне-, крупнозернистый гранулированный кварц кыштымского типа, а поэтому исследователями Уфалейского рудного поля в самостоятельный тип этот кварц не выделялся и относился к гранулированному кварцу кыштымского типа.

Наложение процессов перекристаллизации на ранее сформированные кварцевые жилы формации грануломорфного, первично-зернистого кварца, при последующих этапах дислокационного метаморфизма уровня амфиболитовой фации ( $T=600-700\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P=6-10\text{ кбар}$ ), приводит к появлению достаточно мощных тел, мегабудин метатектонитов, сложенных прозрачным, средне-, крупнозернистым кварцем, с относительно невысоким содержанием минеральных и элементов-примесей, что делает их уже пригодными для промышленного освоения. Считаю целесообразным выделить самостоятельный *слудяногорский тип*, а в качестве генотипа представить жилу 170, ранее относимую к уфалейскому или кыштымскому типу.

В тех случаях, когда редкометальные и редкоземельные месторождения приурочены к долгоживущим глубинным разломам, они могут быть удаленными по вертикали и не иметь видимой связи с магматизмом. В этом случае месторождения образуются в процессе мигматизации и метасоматической переработки древних нижнепротерозойских пород, с локально проявленными процессами альбитизации, карбонатизации и окварцевания (Апельцин и др., 1972; Архангельская, 1968; Кудрин, 1972; Солодов, 1985, Огородников и др., 2007, 2012).

В результате возникают своеобразные щелочно-полевошпатовые метасоматиты с тантало-ниобиевой, редкоземельной, циркониевой или берилловой минерализацией, по своему составу и геохимическим особенностям весьма напоминающие редкометальные щелочные гранитоиды (Гинзбург и др., 1973). В таких условиях могут формироваться крупные и богатые редкометальные месторождения не имеющие видимой связи ни с какими магматическими породами. В шовных зонах, обрамляющих рифтовые структуры, являющихся зонами растяжения и имеющих преимущественно сбросовую природу, создаются условия декомпрессии, разуплотнения пород. Это вызывает усиление мантийного теплофлюидопотока с созданием линейно вытянутых термоаномалий и метаморфической зональности, достигающей в протерозойских блоках уровня амфиболитовой фации и сопровождающейся процессами ультраметаморфизма и анатексиса.

К этим зонам тяготеют, прежде всего, рудные геолого-геохимические системы, которые связаны с дифференцированными и стратифицированными гипербазит-габбровыми и габбровыми интрузиями, включающими малохромистое и ильменит-титаномagnetитовое оруденения кусинского типа (Штейнберг и др., 1959; Краснобаев, Бородин, 1970; Алексеев, 1984). В свою очередь, с периферийными частями таких зон сопряжены субщелочные и щелочные, кислые анатектические комплексы гранитоидов, с которыми известны рудопроявления редкометально-редкоземельных пегматитов (Главные..., 1990; Холоднов и др., 2006; Коротеев и др., 2010).

С метагипербазитами рифейских офиолитовых серий связаны мелкие месторождения и проявления хромитов в виде вкрапленных и массивных руд, антофиллитовой минерализации в Иткульском, Вязовском, Каганском, Острогорском массивах, но более известно золотое оруденение, представленное магнетитовыми прожилками и «змеевичными жилами» с самородным золотом в антигоритовых серпентинитах Южного Урала («Золотая гора», Каганское и Кировское месторождения золота). Промышленно интересная золотая

минерализация фиксируется в зонах интенсивного расланцевания и изменения антигоритовых серпентинитов. Особенностью золотооруденения этого типа является высокое содержание меди (до 30 мас.%) и ртути (до 1,2 мас.%).

В гренвильское время тектономагматической активизации (1100-800 млн лет) вновь в значительном количестве появляются крупные поля редкометальных (редкоземельных) пегматитов.

Редкоземельные К-Na-полевошпатовые гиганто-мигматиты являются наиболее древними, глубинными и высокотемпературными образованиями в ряду других формаций редкоземельных пегматитов (метасоматитов).

Тела гигантомигматитов сложены высокотемпературными крупнокристаллическими К-Na полевыми шпатами — анортоклазами. Тектонические и постмагматические воздействия на щелочные полевошпатовые метасоматиты завершались образованием крупнокристаллического иттроэпидота.

В позднем рифее-раннем венде (620-540 млн лет) восточная часть Восточно-Европейской платформы на Южном и Среднем Урале испытала новый этап рифтогенеза с формированием линейно ориентированных грабенов, Наибольший интерес среди постмагматических образований представляют щелочно-карбонатные метасоматиты — карбонатиты и сопряженные с ними альбититы. В Уфалейском метаморфическом комплексе описаны редкометальные, ураноносные альбититы и карбонатиты, которые относятся к карбонатитам «линейно-трещинных зон» (Белковский, 1979; Огородников и др., 2007, 2012).

Альбититы секут анортоклазовые редкоземельные пегматиты, содержащие кристаллы иттроэпидота и кварцевые жилы перекристаллизации (слюдяногорский тип) среднерифейского возраста. С образованием альбититов связано появление ураноносных, иттриевых и ниобиевых минералов — фергюссонита, самарскита, пирохлора и Y-колумбита. Данные метасоматиты отчетливо секут ранние анортоклазовые рифейские редкоземельные пегматиты, а также кристаллы иттроэпидота рифейского возраста

На фронте альбититизации появляются карбонатиты, первоначально магматогенные, высокотемпературные крупнокристаллические кальцитовые тела (карбонатит-1), которые сменяются метасоматическими кальцит-биотит-магнетитовыми (карбонатит-2), с образованием биотитовых и магнетитовых тел среди карбонатитов.

Эти карбонатиты не содержат собственных редкоземельных минералов, но концентрируют редкоземельные элементы в самом кальците - содержание TR = 1500-2900 г/т, в т. ч. 450-850 г/т Y, редкоземельные элементы преимущественно иттриевого состава, тогда как во вмещающих амфибол-биотитовых гнейсах сумма PЗЭ составляет 300-400 г/т, в т. ч. 80-90 г/т Y, а в анортоклазовых пегматитах TR = 10 г/т, в т. ч. 5 г/т Y. Кальциты содержат также повышенное количество Sr = 4460 - 6700; Nb до 410; Mn = 3800 - 6900 г/т. Такие концентрации Sr и Mn в этой минеральной фазе характерны для высокотемпературных метасоматитов. Высокое содержание PЗЭ Y-группы и иттрия характерно для пневматолитово-гидротермальных образований, связанных со щелочными и субщелочными гранитными интрузивами (Швей, 1962; Балашов, 1976).

Карбонатизированные и карбонат-магнетитовые, карбонат-гематит-магнетитовые метасоматиты возникают при тектонических подвижках, на завершающих этапах ранней щелочной стадии метасоматических преобразований. В процессе вскипания бикарбонат-иона происходит повышение щелочности растворов, удаление углекислого газа и образование активного карбонат-иона, который связывается в кальцит, а при наличии повышенных количеств марганца – в родохрозит.

Углекислый газ, взаимодействуя с марганецсодержащими силикатами, образует марганцевый силикат – родонит, что мы наблюдаем на Уфимском магнетитовом месторождении.

Щелочные условия также благоприятны и для образования магнетита, в меньшей степени гематита. Сплошные магнетитовые руды характеризуются полигонально-зернистой

структурой, массивной и прожилковой текстурами. Характерно наличие реликтовых парагенезисов скарноподобных пород с куммингтонит-гранатовыми, эпидот-пироксеновыми, куммингтонит-гранат-пироксеновыми в магнетитовых телах Маукского, Теплогорского, Уфимского и других магнетитовых месторождений Уфалейского комплекса (Панков, Кейльман, 1983). В рудах отмечаются повышенные содержания Ва (0,025-0,5%), Mn (0,04-0,28%), P (0,05-0,40%), S (0,01-0,06%), меди и цинка, что обусловлено появлением апатита, сульфидов, родонита, гранатов с повышенным количеством спессартиновой молекулы.

Вслед за карбонатизацией развивается окварцевание с образованием протяженных тел метасоматического мелкозернистого кварца, который замещает как альбититы, так и карбонатиты, образуя протяженные кварц-жильные тела, сложенные мелкозернистым метасоматическим кварцем уфалейского типа (жилы 175, 179, Беркутинская, 2136 и др.).

Первичнометасоматический кварц картируется в штольнях и карьерах Слюдяногорского месторождения мусковита. Само месторождение имеет полигенный и полихронный генезис, и основная масса кварца образовалась задолго до появления крупно кристаллического мусковита.

Кварц уфалейского типа наиболее хорошо изучен на Кыштымском месторождении гранулированного кварца в жилах № 175, № 179, Беркутинская и др. В стадию последующих коллизионных преобразований под воздействием процессов дислокационного метаморфизма кварц метасоматических кварц-жильных тел претерпел неравномерную перекристаллизацию с укрупнением отдельных кварцевых зерен до 2-5 мм и образованием зерен полигональной формы.

Жилы с мелкозернистым кварцем развиты в центральных частях Уфалейского метаморфического комплекса. Кварц такого типа получил название «егустинский». Микро-тонкозернистый кварц егустинского типа относится к среднетемпературному метасоматическому кварцу, который развивается только по разновидностям кварца слюдяногорского и уфалейского типов. Этот тип кварца связан генетически с развитием поздних редкометальных и редкоземельных карбонатитов среди амфиболитов, так называемых нельсонитов: ильменорутит-титанит-apatитовых, флогопит-apatитовых, апатитовых и других, с широким развитием тантало-ниабаатов типа ксенотима. Высокая фтористость растворов привела к очищению зерен кварца от включений (механических и газовой-жидких) и к образованию особо чистого кварца, не уступающему мировому стандарту йота-кварц (I-Q) США.

Крупнозернистый молочно-белый кварц пугачевского типа на Кыштымском месторождении представляет собой средне- и крупнозернистые кварцевые агрегаты замутненных зерен, в которых наблюдаются многочисленные газовой-жидкие включения. Макроскопически кварц в большинстве случаев имеет неровный матовый излом. Там, где устанавливается крупнозернистая или гигантозернистая структура, поверхность скола ровная, блестящая. Этот тип кварца является первичноростовым (первичным). Жилы первичнозамутненного молочно-белого кварца широко распространены по восточной границе месторождения в девонских отложениях зеленокаменной толщи. В центральной части месторождения (Центральное жильное поле) количество жил молочно-белого кварца составляет менее 5 % общего их числа.

Гранулированный кварц кыштымского типа является продуктом рекристаллизации деформированного первичногигантозернистого стекловидного кварца жил выполнения палеозойской ранней стадии коллизии под воздействием процессов высокотемпературного дислокационного метаморфизма, связанного с этапом поздней коллизии. Основными процессами, приводящими к образованию кварца кыштымского типа, являются деформация и рекристаллизация крупно,- гигантозернистого кварца жил выполнения. Равномернозернистость гранулированного кварца кыштымского типа обусловлена полиморфным  $\alpha$ - $\beta$ -преобразованием первичного жильного кварца. Образование этого типа кварца связано с раннеколлизионными гранитоидами тоналит-гранодиоритовой формации

(360-320 млн лет). Крупнозернистый молочно-белый кварц жил выполнения в этап поздней коллизии (310-240 млн лет) был преобразован в гранулированный кварц кыштымского типа. Только к жильному кварцу, слагающему тела кыштымского типа, применим термин «гранулированный».

В Уфалейском блоке жила, получившая название «Щербаковская», оказалась одним из наиболее крупных объектов Кыштымского месторождения. Жила сложена гигантозернистыми (до 1,0x1,0 м) индивидами. Изучение морфологии, характера срастания и положения в жильном кварце индивидов стекловидного, гигантозернистого кварца позволяет утверждать, что формирование агрегата осуществлялось в результате зернистого и друзового роста в открытых полостях, а данный тип жильного кварца является первичнопрозрачным или слабозамутненным первичными газовой-жидкими включениями. Формирование кварцевых жил щербаковского типа связано с гидротермальными процессами палеозойской поздней коллизии (310-240 млн лет). Стекловидный гигантозернистый жильный кварц щербаковского типа относится к наиболее молодым образованиям и нередко приурочен к зонам локализации гранулированного кварца кыштымского типа.

Длительная и сложная история формирования Уфалейского гнейсово-мигматитового комплекса в значительной мере отразилась и на кварц-жильных образованиях. Применение предложенной классификации жильного кварца при выполнении кварцеметрической съемки, по нашему убеждению, значительно облегчит проведение единообразной идентификации кварц-жильных образований, что позволит значительно расширить возможность геологической интерпретации для обоснования новых площадей для поисков и разведки объектов особо чистого кварца – сырьевых источников для высококачественных кварцевых концентратов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агеев Б. И., Бурьян Ю. И., Захарченко И. И.* Геолого-структурное положение Пугачевского месторождения стекловидного кварца // Геология метаморфических комплексов. Свердловск: СГИ, 1985. С. 99-106.
- Аксенов Е. М., Волков Б. Н., Зудина С. П., Солонцов Л. Ф.* Фосфатность верхнедокембрийских образований Урала // Геология зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 113-128.
- Алексеев А. А.* Металлогения и геотектонические режимы докембрия Южного Урала // Металлогения докембрия. М.: Наука, 1981. С. 264-266
- Алексеев А. А.* Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 136 с.
- Амеландов А. С.* Слюдоносные пегматиты Среднего Урала: Фонды УГУ. Свердловск, 1937.
- Амеландов А. С.* Выявление характера и промышленной ценности Слюдяных месторождений Среднего Урала: Фонды УГУ. Свердловск, 1947.
- Анфимов Л. В.* Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского антиклинория (Ю.Урал). Екатеринбург: УрО АН СССР, 1997. 290 с.
- Анфимов Л. В., Крупенин М. Т., Вострокнутов Г. А., Гареев Э. Э. и др.* Микроэлементы в карбонатных толщах рифея Башкирского мегантиклинория (Ю.Урал). Екатеринбург: УИФ Наука, 1993. 93 с.
- Анциферов Е.С.* Отчет о результатах геолого-поисковых работ Агордяшской ГРП на титан за 1956-1957 гг.: Фонды УГУ. Свердловск, 1958.
- Апельцин Ф. Р., Скоробогатова Н. В., Якушин Л. Н.* Генетические черты гранитоидов Полярного Урала и условия их редкометальной металлогенической специализации. М.: Недра, 1967. 200 с.
- Архангельская В.В.* О тантало-ниобиевом оруденении в древних метасоматических образованиях Восточной Сибири // Геология рудных месторождений. 1968. Т. 10, №5. С. 29-40.

- Архангельская В.В.* О поисках полезных ископаемых в пределах палеорифтовых систем //Разведка и охрана недр.1975. № 8. С. 4-8.
- Архангельская В. В.* Природа щелочных гранитоподобных метасоматитов по данным состава и распределения в них редкоземельных элементов и иттрия. // ДАН СССР. 1987. Т. 292, №1. С. 195-199.
- Архангельская В. В.* Раннепротерозойские редкометальные метасоматиты в породах амфиболитовой фации метаморфизма // Метасоматиты докембрия и их рудоносность. М.: Наука, 1989. С.116-132.
- Архангельская В. В., Гинзбург А. И.* Редкометальные месторождения зон тектономагматической активизации //Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука. 1985. Т. XI. С. 175-184.
- А. с. № 490062, Способ поисков* скрытых хрусталеносных кварцевых жил /В. Н. Огородников, В. Б. Болтыров 1975.
- А. с. № 1220473, Способ оконтуривания* месторождений пьезооптичеокого кварца /В. Н. Огородников, Г. И. Страшненко, 1985.
- Багдасаров Ю. А.* К вопросу о генетической классификации карбонатитовых комплексов //Геология месторождений редких элементов. М.: Недра, вып. 35. 1972. С. 36-48.
- Багдасаров Ю. А.* Линейно-трещинные тела карбонатитов – новая субформация ультраосновных-щелочных карбонатитовых комплексов // ДАН СССР. 1979. Т. 248, №2. С. 412-415.
- Багдасаров Ю. А.* Вертикальная зональность и фаціальность карбонатитовых метасоматитов // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984. С. 224-230.
- Багдасаров Ю. А.* О полиморфности карбонатитов и объеме термина «карбонатит» //ЗВМО, 1992. СХХІ, № 2. С. 110-116.
- Багдасаров Ю. А.* О новом типе карбонатитоподобных пород в границах термина «карбонатит» //Отечественная геология. 2006. № 1. С.83-85.
- Багдасаров Ю. А.* К вопросу о рациональной систематике пород «карбонатитового» семейства //Отечественная геология. 2008. № 1. С.87-93.
- Баженовское месторождение хризотил-асбеста* /под редакцией К. К. Золоева, Б.А. Попова. М.: Недра, 1985. 271 с.
- Балашов Ю. А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
- Балашов Ю. А., Пожарицкая Л. К.* Факторы, регулирующие поведение редкоземельных элементов в карбонатитовом процессе // Геохимия. 1968. №3. С. 285-303
- Баранников А. Г.* О геолого-генетических моделях образования золоторудных месторождений в терригенно-осадочных толщах // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск, 1985. Т. II. С.101-103.
- Баранников А. Г.* Золотоносность Гогинского рудно-россыпного района (Южный Урал). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. 186 с.
- Барт Т. Ф.* Измерение палеотемператур гранитных пород // Чтения им. В. И. Вернадского. М., 1962. 32 с.
- Белевцев Я. Н.* Метаморфогенное рудообразование. М.: Недра, 1979. 275 с.
- Белевцев Я. Н.* Металлогения щитов и метаморфогенное рудообразование //Основные проблемы рудообразования и металлогения. М.: Наука, 1990. С. 86-95.
- Белевцев Я. Н., Горошников Б. И.* Развитие теории метаморфогенного рудообразования. //Геол. Журнал. 1981. Т. 41, № 6. С. 1-9.
- Белевцев Я. Н., Епатьяко Ю. М.* Условия образования и закономерности размещения железорудных формаций в докембрии Украинского щита //Геология месторождений полезных ископаемых докембрия. Л.: Наука, 1981. С. 5-38.
- Белевцев Я.Н., Мельник Ю.П.* Генетические проблемы железорудных формаций докембрия //Геол. рудн. месторожд., 1974, № 5. С. 66-76.
- Белевцев Я.Н., Стрыгин А.И.* Гранитизация пород железорудной формации и

- рудообразование.//Гранито-гнейсы. Киев. Изд-во АН УССР, 1960. С. 168-173
- Белковский А. И.* Рутилы кварцевых и мусковит-кварцевых метасоматитов // Екатеринбург: ИГГ УНЦ АН СССР, 1976. Вып. 118. С. 62-65
- Белковский А.И.* Симплектит-эклогиты Среднего Урала. Свердловск, 1989. 204 с.
- Белковский А. И.* Кыштымское месторождение прозрачного жильного кварца: геодинамика, «возрастная» позиция и генезис кварцевых жил (Средний Урал)// Кварц. Кремнезем: Мат-лы Междунар. семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 189-191.
- Белковский А. И.* Геология и минералогия кварцевых жил Кыштымского месторождения. Миасс: ИМ УрО РАН. 2011. 233 с.
- Белковский А. И., Краснобаев А. А., Локтина И. Н. и др.* Состав, возраст домиаскитовых сиенитов и проблема возраста сиенит-миаскитовой формации Урала //Уральский минералогический сборник. 2000. № 10. С. 132-140.
- Белковский А. И., Локтина И. Н.* Раннепалеозойская ассоциация щелочных гранитов-нефелиновых сиенитов Западного склона Среднего Урала // ДАН СССР. 1974. Т. 215. №5. С. 1206-1209.
- Белковский А. И., Локтина И. Н.* Родонит-спессартиновые скарны уфалейского метаморфического комплекса // Ежегодник-76. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1977. С. 50-52.
- Белковский А. И., Локтина И. Н.* Уфалейская клинопироксенит-эклогит-амфиболит-сланцевая ассоциация // Офиолиты в метаморфических комплексах Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С. 63-89.
- Беломорский* комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова (геология и пегматитоносность) /К. А. Шуркин, Н. В. Горлов, М. Е. Салье, В. Л. Дук, Ю. В. Никитин. М.-Л.: ЛАГЕД АН СССР, 1962. 305 с.
- Бельков И. В.* Кианитовые сланцы свиты Кейв. М., Л.: Наука, 1963. 163 с.
- Бельков И. В., Батиева И. Д., Виноградова Г. В., Виноградов А. Н.* Минерализация и флюидный режим контактных зон интрузий щелочных гранитов. Апатиты: ИГ КолФАН. 1988. 110 с.
- Беляев О. А.* Кислотное выщелачивание и сопряженный железо-магнезиальный метасоматоз в условиях гранулитовой фации //Метасоматоз и метасоматиты в метаморфических комплексах докембрия. Апатиты, ГИ КолФАН СССР, 1981. С. 10-18.
- Беляев К. Д., Ганеев И. Г., Чайка В. М., Чернов В. Д.* Рудные ресурсы и их размещение по геозомам. Редкие металлы: тантал, ниобий, скандий редкие элементы, цирконий, гафний. М.: Недра. 1996. 175 с.
- Белянкин Д. С., Соколов Г. А.* Геологическая карта Урала. Описание листа N-41-1. Тр. ВГРО, вып. 297-а. 1933.
- Берлянд Н. Г.* О палеоконструкциях глубинного строения земной коры Урала // Сов. геология. 1990. № 4. С.81-91.
- Бетехтин А. Г.* О генетических типах Мп месторождений //Известия АН СССР. Сер. Геол. 1944. № 4. С. 56-62.
- Бетехтин А. Г., Голиков А. С., Дыбков В. Ф. и др.* Курс месторождений полезных ископаемых. М.: Недра. 1946. 460 с.
- Бетехтин А. Г., Голиков А. С., Дыбков В. Ф. и др.* Курс месторождений полезных ископаемых. М.: Недра. 1964. 478 с.
- Билибина Т. В., Кратц К. О., Лаверов Н. П. и др.* Металлогения докембрия и металлогенические эпохи //Проблемы металлогении докембрия. Л.: Наука. 1978. С. 3-29.
- Богатилов О. А., Коваленко В. И., Шарков Е. В.* Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. М.: Наука. 2010. 606 с.
- Богатилов О. А., Марков М. С., Рябчиков И. Д.* Магматизм ранних этапов развития Земли //Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука. 1979. вып. 5. С. 21-34.
- Богданович К. И.* Рудные месторождения. Спб. 1913, т. II. 493 с.

- Богданович В. В.* Микроскопическое и рентгенографическое исследование прозрачного и непрозрачного кварца. // Зап. Всес. минер, об-ва. Нов. серия. 1936, 65, вып. 2.
- Богданов Ю. Б., Воинов А. С.* К истории формирования метаморфической зональности в докембрийских комплексах восточной части Балтийского щита и ее связь с тектоникой и магматизмом // *Метаморфические пояса СССР*. Л.: Наука, 1971. С. 24-34.
- Богданов Ю. Б., Робонен В. И.* Результаты деятельности региональной межведомственной стратиграфической Комиссии по Северо-Западу России (1984 – 2010) // *Геология архея до наших дней*. Петрозаводск. КарНЦ РАН, 2011. С. 56 - 65
- Богданович К. И.* Рудные месторождения. СПб, 1913, т. II. 493 с.
- Болтыров В. Б., Огородников В. Н.* Использование мусковита метасоматических пород в геологической термо- и барометрии // *Геология метаморфических комплексов*: Тр. СГИ. Свердловск, 1974. Вып.108. С. 75-85.
- Болтыров В. Б., Пыстин А. М., Огородников В. Н.* Региональный метаморфизм пород в северном обрамлении Санарского гранитного массива на Южном Урале // Тр.СГИ. Свердловск, 1973. Вып. 91. С. 53-66.
- Бондаренко Л. П.* Магнетитсодержащие и другие породы гранулитовой фации метаморфизма: район оз. Чудзьявр на Кольском полуострове. Л.: Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 11. С. 249-269.
- Бородин Л. С.* Карбонатитовые месторождения редких элементов//*Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов*. М.: Наука, 1966. С. 215-257.
- Бородина Н. С., Ферштатер Г. Б., Прибавкин С. В., Холоднов В. В.* Фации гранитных пород, ассоциирующих с габброидами Кусинско-Копанской интрузии //*Ежегодник-2001*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 95-99.
- Бочкарев В. В., Язева Р. Г.* Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. 256 с.
- Буряк В. А.* *Метаморфизм и рудообразование*. М.: Недра, 1982. 256 с.
- Буряк В. А.* Генетическая модель метаморфогенно-гидротермального рудообразования //*Генетические модели эндогенных рудных формаций*. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1983. С. 137-144.
- Бушмин С. А.* Фации, фациальные серии метасоматоза и рудная специализация метаморфических поясов // *Метасоматиты докембрия и их рудоносность*. М.: Наука, 1989. С. 46 - 64.
- Быков А. Д.* Сырьевая база для электротермического производства силикоалюминия // *Разведка и охрана недр*. 1979. № 10. С. 13-19.
- Варлаков А. С.* Рифтогенные офиолиты, метаморфизм гипербазитов и строение Вишневогорско-Ильменогорского комплекса. Миасс: ИМ УрО РАН, 1995. 96 с.
- Великославинский Д. А.* Влияние состава вмещающих пород и специфических особенностей метаморфизма на состав пиральспитовых гранатов //*Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР*. М.-Л.: Наука, 1965. С. 47-61.
- Вертушков Г. Н.* Рутил с речки Сухой Сугомак из окрестностей г. Кыштыма на Урале. //ЗВМО. вып. 1, 1949.
- Вертушков Г. Н.* Рутилсодержащие амфиболиты и эклогиты Урала // *Разведка и охрана недр*. 1957. № 8. С.1-6.
- Вертушков Г. Н.* Жильный кварц из жил восточного склона Урала.// *Докл. АН СССР*. 1946. 51, № 1.
- Вертушков Г. Н.* Прозрачный жильный кварц в Белоярском районе около станции Режим на Урале// *Зап. Всес. минер, общ.* 1949. 78, вып. 2.
- Вертушков Г. Н.* Метаморфизм жильного кварца //Тр. СГИ. 1955. Вып. XXII. С. 193-201.
- Вертушков Г. Н.* Гранитизация железистых кварцитов из восточной контактовой зоны Уфалейского гранитного массива на Урале // *Изв. вузов. Геология и разведка*. 1958. № 12. С. 80-

94.

*Вертушков Г. Н.* Гранитизация железистых кварцитов из восточной контактовой зоны Уфалейского гранитного массива // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1960. С. 562-564.

*Вертушков Г. Н. и др.* Кварцметрическая съемка как метод поисков жильных месторождений // Тр. СГИ. Свердловск. 1966. Вып. 48. С. 224-230.

*Вертушков Г. Н., Соколов Ю. А., Якишин В. И.* Метаморфизм железо-титановых месторождений уфалейской группы // ЗВМО. 1966. Ч. 95, вып. 1. С. 10-16.

*Вертушков Г. Н., Борисков Ф. Ф., Емлин Э. Ф., Синкевич Г. А., Соколов Ю. А., Сустанов О. А., Якишин В. И.* Жильный кварц восточного склона Урала // Труды СГИ. Свердловск. 1970, Т. 2. Вып. 66. С. 82-99.

*Виноградская Б. М.* Петрология гранитоидов Уфалейского района на Урале // Материалы по геологии Урала: Тр. ВСЕГЕИ. Л., вып. 119. 1964. С. 162-238.

*Власов К. А.* Текстурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. М.: Изд-во АН СССР, 1953. 46 с.

*Власов К. А.* О генезисе пегматитов // Минералогия и генезис пегматитов. М.: Недра, 1965. С. 332-345.

*Воеводин В. Н. Поповченко Л. Г.* Новый тип карбонатитов // Отечественная геология. 2005. № 1. С. 60-63.

*Воеводин В. Н. Поповченко Л. Г.* Эндогенные карбонатно-силикатные породы (карбонатиты, их генезис, номенклатура) // Отечественная геология. 2006. № 6. С. 104-106.

*Войтеховский Ю. Л.* Кианитовые сланцы Б. Кейв – стратегический ресурс России // Проблемы освоения кианитовых месторождений Кольского полуострова, Карелии и Урала. Апатиты, ГИ КНЦ РАН, 2010.

*Володичев О.И.* Ранний метаморфизм пород беломорского комплекса центральной части Западного Беломорья. Автореф. дисс...канд. геол.-минерал наук. М. 1972. 24 с.

*Володичев О. И.* Метаморфизм фации дистеновых гнейсов (на примере беломорского комплекса). Л.: Наука, 1975. 170 с.

*Волков Б. Н., Головков В. М., Зудина С. П.* Метаморфогенная металлогения Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1992. С. 106-112

*Воробьева О. А.* Главные типы нефелиновых щелочных пород, их возраст и особенности минерализации // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1960. С. 431-436.

*Воробьева О. А., Андреева Е. Д., Кононова В. А. и др.* Щелочной магматизм и рудогенные процессы // Магматизм и рудообразование. М.: Наука. 1974. С. 182-204.

*Гаврилова С. И., Градовский И. Ф., Караулов В. Б. и др.* Позднепротерозойский магматизм Уфалейского антиклинория (Средний Урал) // Известия Вузов. Геология и разведка. 2007. № 1. С. 11-21.

*Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. Русская платформа / под ред. В. Д. Наливкина, К. Э. Якобсона. Л.: Недра, 1985. С. 40.*

*Геология, генезис и промышленные типы месторождений кварца / Е. П. Мельников. М.: Недра, 1988. 216 с.*

*Геология докембрия Алданского горно-промышленного района / Г. М. Другова, Л. В. Климов, М. Д. Крылова [и др.]. Л., М.: Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1959. С. 5-329.*

*Геология Карелии / Ин-т геологии Карельского фил. АН СССР. Л.: Наука, 1987. 231 с.*

*Гинзбург А. И., Караева Л. Г.* Критерии связи месторождений редких элементов с магматизмом // Магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974. С. 25-43.

*Гинзбург А.И., Родионов Г.Г.* О глубинах образования гранитных пегматитов // Геология рудных месторождений. 1960. № 1. С. 45-54.

*Гинзбург А. И., Самойлов В. С.* К проблеме карбонатитов // Зап. Всес. минерал об-ва, ч. 112, вып. 2. 1983. С. 164-178.

*Гинзбург А. И., Тимофеев И. Н., Фельдман Л. Г.* Основы геологии гранитных пегматитов. М.:

Недра, 1979. 296 с.

*Гинзбург А. И., Эпштейн Е. М.*, Карбонатитовые месторождения//Генезис эндогенных месторождений. М.: Недра, 1968. С.152-212.

*Главные рудные геолого-геохимические системы Урала.* М.: Наука, 1990. 270 с.

*Глебовицкий В. А., Бушмин С. А.* Послемигматитовый метасоматоз. Л.: Наука, 1983. 216 с.

*Глебовицкий В. А., Турченко С. И.* Некоторые проблемы металлогении протерозойских подвижных поясов Балтийского щита //Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л.: Недра, 1970. С. 275-288.

*Глубинные условия эндогенного рудообразования.* М.: Наука, 1986.

*Глушкова Г. А., Кейльман Г. А.* Роль метаморфизма в формировании железистых кварцитов гнейсовых комплексов Урала //Метаморфогенное рудообразование. М.: Наука, 1977. С. 225-237.

*Глушкова Г. А., Кейльман Г. А.* О генезисе железистых кварцитов Урала //Метасоматические железистые кварциты. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1979. С. 24-33.

*Головенко В. К.* Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Наука, 1977. 265 с.

*Горжевский Д. И., Козаренко В. Н.* Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М.: Наука, 1965. 300 с.

*Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000.* Сер. Южно-Уральская, лист N-41-I (Кыштым)./Составители Кузнецов Н.С. И др., под редакцией Левина В.Я. Челябинск, 2008.320 с.

*Грабежев А. И., Чистяков Н. Е.* Редкометальные кали-натровые пегматиты одного из экзоконтактовых пегматитовых полей Урала //Метасоматоз и рудообразование. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 104-124.

*Грабежев А. И., Карагодин С. С., Чащухина В. А., Парфенов В. В.* Геохимия метасоматитов щелочных и субщелочных интрузивных комплексов западного склона Среднего Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 58 с.

*Гранулитовая фация метаморфизма.* Л.: Наука, 1972. 251 с.

*Грачев В. А., Кейльман Г. А., Крылов Р.А.* Геологический очерк Салдинского гнейсового комплекса //Тр. II Уральского петрогр. Совещ. Т. V.Свердловск: УНЦ АН СССР, 1969. С. 39-44.

*Григорьев Д.П.* Онтогения минералов. Львов: Сб. Львов ун-та. 1961. 345 с.

*Григорьев Д. П., Жабин А. Г.* Онтогения минералов. Индивиды. М.: Наука, 1975. 339 с.

*Грин Д. Х., Рингвуд А. Э.* Происхождение базальтовых магм //Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 109-121.

*Грознецкий Д. П.* Слюдяногорское месторождение мусковита на Среднем Урале //Советская геология. 1963. № 9. С. 143-149.

*Грязнов О. Н.* Рудоносные метасоматические формации складчатых поясов. М.: Недра, 1992.

*Даценко В. М.* Геохимические критерии диагностики геодинамических условий гранитообразования //Магматизм и геодинамика.Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 1998. С. 22-32.

*Дав В. Н.* Некоторые вопросы генезиса апатитоносных диопсидовых кварцитов юго-западного Прибайкалья //Некоторые вопросы геологии азиатской части СССР. М.,Л.: Наука, 1959. С. 265-274.

*Добрецов Н. Л.* Минералогия, петрография и генезис гипербазитов, жадеитов и альбититов хр. Борус (Западный Саян) //Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Тр. ИГГ СОАН СССР. 1963. Вып. 15. С. 242-301.

*Добрецов Н. Л.* Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 428 с.

*Добрецов Н. Л.* Метаморфические формации и метаморфогенные месторождения //Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Недра, 1975. С. 36-50.

*Добрецов Н. Л.* Специфика раннедокембрийского метаморфизма и ранняя история Земли //Метаморфизм раннего докембрия. Апатиты: Наука, 1980. С. 19-31.

*Добрецов Н. Л., Кейльман Г. А., Минкин Л. М., Молдаванцев Ю. Е.* Метаморфические

комплексы и пояса Урала // *Метаморфические пояса СССР*. Л.: Наука, 1971. С. 222-227.

*Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Хлестов В. В.* Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970. 432 с.

*Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В.* Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М.: Недра, 1971. 288 с.

*Другова Г. М., Глебовицкий В. А.* Некоторые закономерности изменения состава граната, биотита, роговой обманки при региональном метаморфизме // *Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР*. М.-Л.: Наука, 1965. С. 33-47.

*Дядькина И. Я.* Об особенностях морфологии и свойств кристаллов мусковита Слюдяногорского месторождения (Средний Урал) // *ЗВМО*. 1964. Ч. 93, вып. 6. С. 662-671.

*Дядькина И. Я.* Условия образования мусковита Слюдяногорского месторождения (Средний Урал) // *Слюды и пьезооптическое сырье*. Л.: ВСЕГЕИ, 1964. Т. 108. С. 23-35.

*Дядькина И. Я.* Слюдяная зона в уфалейском комплексе метаморфических пород // *Слюда и пьезооптическое сырье*. Л.: ВСЕГЕИ, 1973. С. 41-52.

*Евзикова Н. З.* О структурных плотностях минералов // *Минерал. сб.* Львов. ун-та. 1966. № 20, вып. 3. С. 352-358.

*Евзикова Н. З., Ицксон Г. В.* Структурная плотность решетки как показатель условий минералообразования // *ЗВМО*. 1969. Ч. 98, вып. 2. С. 129-149.

*Евстропов А. А., Кухарь Н. С., Бурьян Ю. И. и др.* Уральские месторождения жильных разновидностей кварцевого сырья // *Изв. вузов. Горный журнал*. 1995, № 8. С. 25-31.

*Емлин Э. Ф., Синкевич Г. А., Якшин В. И.* Жильный кварц Урала в науке и технике. Свердловск, 1988. 272 с.

*Еськова Е. М.* Типоморфные особенности формаций и формационных групп редкометалльных щелочных метасоматитов // *Метасоматизм и рудообразование*. Л.: Недра, 1976. С. 49

*Еськова Е. М.* Щелочные редкометалльные метасоматиты Урала. М.: Наука, 1976. 292 с.

*Жабин А. Г.* Сингенез и метаморфизм карбонатов. М.: Наука, 1971. 106 с.

*Жариков В. А.* Скарновые месторождения. // *Генезис эндогенных рудных месторождений*. М.: Недра, 1968. С. 220-302.

*Железорудные* месторождения докембрия Украины и их прогнозная оценка / Я. Н. Белевцев, Ю. М. Епатько, М. И. Веригин [и др.] Киев: Наукова думка, 1981. 230 с.

*Жильный кварц* восточного склона Урала. Тр. СГИ, вып. 66. / Г. Н. Вертушков, Ф. Ф. Борисков, Э. Ф. Емлин [и др.]. Свердловск, 1970. 103 с.

*Жуков И. Г.* Девонские марганценозные отложения Магнитогорской палеоостроводужной системы: дис..... канд. геол.-минерал. наук. Миасс, 2000. 145 с.

*Зайцев А. И.* Геологический очерк Кыштымской и Каслинской дач на Среднем Урале. // *Труды об-ва естествоиспытателей Казанского университета*. Т. XIII, вып. 3. 1884.

*Заварицкий А. Н.* Материалы для изучения золотоносных районов Урала – Гумбейский и Тогузакский районы // *Материалы по общей и прикладной геологии*. М., 1926. Вып. 16. С. 40-58.

*Заварицкий А. Н.* Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, т. IV, 1963. 727 с.

*Зайков В. В.* Вулканизм и сульфидные холмы палеокеанических окраин. М.: Наука, 1991. 206 с.

*Зайков В. В., Масленников В. В.* Придонные сульфидные постройки на колчеданных месторождениях Урала // *Докл. АН СССР*. 1987. Т. 293, № 1. С. 181-184.

*Закруткин В. В.* Об эволюции амфиболов при метаморфизме // *ЗВМО*. 1968. Ч. 97, вып. 1.

*Зарайский Г. П., Балашов В. Н.* Тепловое разуплотнение горных пород как фактор формирования гидротермальных месторождений // *Геология рудных месторождений*. 1981. Т. 23, № 6. С. 19-35.

*Золоев К. К., Левин В. Я., Мормиль С. И., Шардакова Г. Ю.* Минерагения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, ОАО УКСЭ, 2004. 336 с.

- Золоев К. К., Левин В. Я., Попов Б. А. и др.* Проблемы петрологии и металлогении областей активизации на Урале // Советская геология, 1986, № 10. С. 75-81.
- Золоев К. К., Кейльман Г. А.* Изучение метаморфических комплексов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1989. 113 с.
- Золоев К. К., Волченко Ю. А., Коротеев В. А. и др.* Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. 199 с.
- Ибламинов Р. Г.* Минерагения (основы минерагеодинамики) Пермь: ПГНИУ. 2015. 435 с.
- Иванов А.Н., Шмакин Б.М.* Эволюция пегматитообразования в регионах с многоэтапным гранитоидным магматизмом. Новосибирск: Наука. 1983. 175 с.
- Иванов К. С.* Основные черты геологической истории (1,6-0,2 млрд лет) Урала: дис.... д-ра геол.- минерал. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 253 с.
- Иванов К.С., Иванов С.Н.* Рифтогенез на Урале // Рифты литосферы. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2002. С. 15-18.
- Иванов С. Н.* Генезис рудных месторождений колчеданного типа в связи с развитием геосинклинального магматизма и метаморфизма // Проблемы генезиса руд. М.: Наука, 1966. С. 118-127.
- Иванов С. Н.* О байкалидах Урала // ДАН СССР. 1977. Т. 237. № 5. С. 1144-1147.
- Иванов С. Н.* О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении эвгеосинклинали. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. 75 с.
- Иванов С. Н.* Докембрийская предистория палеозойских геосинклиналей // Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л.: Наука, 1982. С. 94-96.
- Иванов С. Н., Краснобаев А. А., Русин А. И.* Проблемы геологии докембрия Урала // Геология и палеонтология Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 50-53.
- Иванов С. Н., Ракчеев С. А.* Еще раз о сульфидных обломках в надрудных толщах и о генезисе колчеданных месторождений Урала // Геология рудных месторождений. 1970. № 6. С. 123-129.
- Иванов С. Н., Русин А. И.* Метаморфизм в крупном цикле формирования земной коры // Петрология и рудообразование. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 3-12.
- Иванов С. Н., Русин А. И.* Континентальный рифтовый метаморфизм // Геотектоника. 1997. № 1. С. 6-19.
- Игуменцева М. А., Короблев А. Г., Быков В. Н.* Применение компьютерного анализа изображения для количественной характеристики структуры гранулированного кварца // ЗВМО. 2007. № 3. С. 128-131.
- Интерпретация геохимических данных* / под ред. В. С. Попова, О. А. Богатикова. М.: Лотос, 2001. 264 с.
- Ицксон Г. В.* Кристаллохимическое фракционирование калия и натрия в метаморфических процессах и его металлогеническое значение // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л.: Наука, 1970. С. 172-194.
- Кадик А. А.* Вода и углекислота в магматических процессах // Физико-химические проблемы гидротермальных и магматических процессов. М.: Наука, 1975. С. 5-30.
- Казак А. П.* Разновидности омфацита из глаукофановых сланцев амфиболитов и эклогитов на Южном Урале // ДАН СССР. 1970. Т. 190, № 1-3.
- Казак А. П.* Минералогические критерии расчленения и корреляции докембрийских образований Урала // Докембрийско-раннепалеозойская история развития Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 16-17.
- Казанский В.И.* Дислокационный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование // Метаморфогенное рудообразование раннего докембрия. Апатиты: КолФАН СССР, 1980. С. 7-18.
- Казанский В.И.* Эволюция рудоносных структур докембрия. М.: Недра, 1988. 286 с.
- Калинин А. С., Ревердатто В. В., Васильева Э. Н.* Модель глубинного плутонометаморфизма и анатексиса // ДАН СССР. 1977. Т. 237, № 5. С. 1167-1170.

- Калита А.П.* Редкоземельные пегматиты Алакуртти и Приладожья. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 120 с.
- Каменева Е. Е., Скамнищкая Л. С., Щипцов В. В., Букчина О. В.* Особенности вещественного состава и технологические свойства кианитовых руд Хизоваарского месторождения //Обогащение руд, 2003. № 6. С. 17-21.
- Капустин Ю.Л.* Минералогия карбонатитов. М.: Наука, 1971. 290 с.
- Карпинский А.П.* Геологические исследования произведенные на Урале летом 1883 г. //Известия Геолкома, Т. II, 1884.
- Кейльман Г. А.* Основные черты геологического строения гнейсово-мигматитовых комплексов Урала //Труды II Урал. петрогр. сов. Т. V. 1969. С. 7-11.
- Кейльман Г. А.* Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
- Кейльман Г. А.* Геология метаморфических фаций //Геология и металлогения метаморфических комплексов. Свердловск. Изд-во АН СССР, 1977. С. 29-39.
- Кейльман Г. А., Глушкова Г. А.* Роль метаморфизма в формировании железистых кварцитов Урала. //Проблема метаморфогенного рудообразования. Киев: Наукова думка, 1974. С. 34-45.
- Кейльман Г. А., Золоев К. К.* Изучение метаморфических комплексов. М.: Недра, 1989. 207 с.
- Кейльман Г. А., Огородников В. Н.* О взаимодействии флюида с минеральными системами при метаморфизме //Флюидный режим земной коры и верхней мантии. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1977. С. 79-80.
- Кейльман Г. А., Пучков В. Н.* Сиализация земной коры (тектонические аспекты). Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 50 с.
- Кеpezинская К. Б.* Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. М.: Недра, 1965. 135 с.
- Кишул В. И.* Химический состав и физические свойства гранатов из метаморфических пород иенгрской серии и унгринского комплекса Алданского щита //Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966. С. 204-221.
- Клер М. О.* О промышленной благонадежности месторождений слюд в Кыштымской даче. //Минеральное сырье. № 9. 1927.
- Коваль В. Б.* О связи метаморфизма, метасоматоза и оруденения (на примере урановых метасоматических рудопоявлений докембрия) //Метаморфогенное рудообразование. М.: Наука, 1977. С. 149-164.
- Кораго А. А., Козлов А. В.* Текстуры и структуры жильного кварца хрусталеносных областей. Л.: Недра, 1988. 159 с.
- Коржинский Д. С.* Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в изучении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 335-453.
- Коржинский Д. С.* Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 281 с.
- Кориковский С. П.* Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Недра. 1967. 298 с.
- Корово-мантийное оруденение в салических блоках эвгеосинклиали / В. Н. Сазонов, Б. А. Попов, Н. А. Григорьев [и др.].* Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 113 с.
- Короновский Н. В., Хаин В. Е., Ясаманов Н. А.* Историческая геология. М.: Академия, 2006. 464 с.
- Коротеев В. А., Зоненшайн Л. П., Парначев В. П., и др.* Офиолиты Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 80 с.
- Коротеев В. А., Золоев К. К., Нечеухин В. М., Ленных В. И.* Метаморфогенное рудообразование в цикле развития Уральской складчатой системы //Металлогения докембрия и метаморфогенное рудообразование. Киев: Наукова думка, 1990. С. 43-67.
- Коротеев В. А., Иванов К. С., Маслов А. В.* Рифтогенез восточного края Восточно-

- Европейской платформы и заложение Урала // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. Фонд наука России. М., 1994. С. 155-160.
- Коротеев В. А., Сазонов В. Н., Огородников В. Н.* Рудогенез и палеодинамика в палеозойской истории Урала // Литосфера. 2001. № 1. С. 50-61.
- Коротеев В. А., Сазонов В. Н.* Геодинамика, рудогенез, прогноз. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. 259 с.
- Коротеев В. А., Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Поленов Ю. А.* Шовные зоны Урала как интегральные перспективные рудоносные тектонические структуры // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51, № 2. С. 107-124.
- Коротеев В. А., Огородников В. Н., Сазонов В. Н., Поленов Ю. А., Савичев А. Н.,* Уральские месторождения кианита – перспективная база производства высокоглиноземистых огнеупоров, силумина и алюминия // Проблемы освоения кианитовых месторождений Кольского полуострова, Карелии и Урала. Апатиты, ИГ КНЦ РАН, 2010.
- Косалс Я. А.* Источники и способы обогащения рудным веществом ювенильных растворов в процессе формирования редкометалльных месторождений, связанных с гранитными интрузиями // К вопросу об источнике вещества эндогенных рудных месторождений. Алма-Ата: КазИМС, 1970. С. 105-115.
- Котова Е. Л.* Онтогенический анализ жильного кварца Кыштымского района для оценки качества кварцевого сырья: дис...канд. геол.-минерал. наук. Спб, 2014. 120 с.
- Краснобаев А. А.* Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 147с.
- Краснобаев А. А., Бородин Н. С.* Геохимические особенности, генезис и возрастная корреляция рифейских гранитоидов и липаритовых порфиров Златоустовского района (Южный Урал) // Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1970. С. 124-153.
- Краснобаев А. А., Холоднов В. В.* Редкоземельные элементы в апатитах и цирконах из гранитоидов и метаморфитов гнейсово-мигматитовых комплексов Урала и их петрологическая информативность // Кристаллохимические особенности силикатных минералов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 14-40.
- Кратц К. О.* О генезисе магматических титаномагнетитовых месторождений. Л.: Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1957, вып. 7. С. 5-21.
- Кратц К. О., Крылов И. Н., Лобач-Жученко С. Б.* Геохронологические рубежи и эволюция Балтийского щита // Новые данные абсолютной геохронологии. М.: Наука, 1974. С. 125-130.
- Кратц К. О., Лобач-Жученко С. Б.* Геологические типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита // Восточная часть Балтийского щита: Геология и глубинное строение. Л.: Наука, 1975. С. 6-23.
- Крупенников В. А.* Высокотемпературные ураноносные калиевые метасоматиты (микроклиниты) в пегматоидных гранитах и мигматитах докембрия // Метасоматизм и рудообразование. Л., 1976. С. 58-60
- Кудрин В. С.* О формации редкометалльных щелочных кварц-полевошпатовых метасоматитов зон регионального метаморфизма // ГРМ. 1972. Т. 14, № 5, С. 41-55.
- Кузнецов Н. С., Пужаков Б. А., Шох В. Д. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Сер. Южно-Уральская, лист N-41-I (Кыштым). Челябинск, 2008. 320 с.
- Кулешов Г. Ф., Белянкина Е. Д., Петров В. П.* Слюдяногорское месторождение мусковита // Петрография и минералогия месторождений перлита, керамического сырья и слюды. М.: ИГЕМ, 1961. Вып. 48. С. 27-39.
- Кулиш Е. А.* Эволюция метаморфоженного рудообразования в истории литосферы // Основные проблемы рудообразования и металлогении. М.: Наука, 1990. С.95-104.
- Кулиш Е. А., Комов И. Л., Покалюк В. В.* Месторождения руд металлов и их комплексное использование. Киев, 2008. 275 с.
- Кумеев С. С.* Полевые шпаты - петрогенетические индикаторы. М.: Недра, 1982. 206 с.

- Кухаренко А. А.* К проблеме происхождения карбонатитов // Материалы ко II конференции по околорудному метасоматизму. Л., 1966. С.267-270.
- Кухаренко А. А., Орлова М. П.* Некоторые вопросы петрологии ниже- и среднепалеозойского комплекса ультраосновных и щелочных массивов Кольского полуострова // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1960. С. 454-457.
- Кушев В. Г.* Щелочные метасоматиты докембрия. Л.: Недра, 1972. 192 с.
- Кушев В. Г., Руденко В. Е., Руденко Ю. Л.* Метасоматические процессы в колчеданном рудообразовании и их отношении к региональному метаморфизму // Метасоматизм и колчеданное оруденение. Ереван: Наука, 1975. С. 64-66.
- Кушев В. Г., Марков Е. И., Руденко В. Е. и др.* Геология, метаморфизм и структурная эволюция Прибайкальского участка зоны БАМ // Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983. С. 164-180.
- Лавренев Ю. Б., Пожарицкая Л. К.* Карбонатиты Восточного Саяна // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых М.: Госгеолтехиздат. 1960. С. 466-468.
- Ларин А. М.* Редкометалльные месторождения докембрия // ГРМ. 1989. Т. XXXI, № 4. С. 12-21.
- Ларин А. М.* Типизация и тектоническое положение рапаквисодержащих магматических ассоциаций // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций складчатых областей. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 351-354.
- Левин В. Я.* Щелочной и карбонатитовый магматизм Урала // Типы магматизма Урала. Свердловск, 1987. С. 30-32.
- Левин В. Я.* Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург, 1997. 271 с.
- Левин В. Я.* Геологическая позиция, состав и минерогения щелочных и щелочно-карбонатитовых комплексов Урала // Геология и металлогения Урала. Екатеринбург: Минприроды РФ, 1998. С. 132-147.
- Левин В. Я., Роненсон Б. М., Левина И. А.* Карбонатиты щелочной провинции Ильменских-Вишневых гор // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240, № 4. С. 930-933.
- Левин В.Я., Сергеев Н.С., Телегин П.В.* Силачский лестиварит-карбонатит-хлоритолитовый комплекс // Изв. ВУЗов. Горный журнал. 1995. № 10-12. С. 82-85.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Струве Э.А.* Петрографический словарь. Госгеолтехиздат. 1937.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Струве Э.А.* Петрографический словарь. Госгеолтехиздат. 1963
- Ленных В. И.* Эклогит-глаукофановый пояс Южного Урала. М.: Наука, 1977. 160 с.
- Ленных В. И.* Доуралиды зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск, 1984. С. 21-42.
- Летников Ф. А.* Энергетический анализ основных типов метасоматической зональности // Проблемы метасоматоза. М.: ВСЕГЕИ, 1965. С. 116-123.
- Летников Ф. А., Жатнуев Н. С., Лашкевич В. В.* Флюидный режим термоградиентных систем // Новосибирск: Наука, 1985. 134 с.
- Локтина И. Н., Белковский А. И.* «Железистые кварциты» Уфалейского метаморфического комплекса // Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН, 1978. С. 68-89.
- Лукошков В. И.* Железистые кварциты в древних толщах восточного склона Урала. // Труды института геологии и геохимии УФАИ СССР. Вып. 87, 1971. С.33-40.
- Лукошков В. И.* Железо-марганцевые метасоматиты восточного склона Урала // Метасоматические железистые кварциты. Свердловск, 1979. С. 111-119.
- Лукошков В. И.* Гондиты Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. 60 с.
- Лутц Б. Г., Минеев Д. А.* Парагенетический анализ, геохимия и минералогия метаморфических пород Уфалейского массива на Урале // Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М.: Наука, 1967. С. 59-104.
- Малышев И. И., Пантелеев П. Г., Пэк А. В.* Титаномагнетитовые месторождения Урала. Изд-во АН СССР. 1934.

- Маракушев А. А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 256 с.
- Маракушев А. А.* Петрология метаморфических горных пород. М.: Наука, 1973. 321 с.
- Маркс В. А.* Метаморфизм альбит-эпидот-амфиболитовой фации горных пород зеленокаменной зоны Среднего Урала (на примере Верхне-Уфалейского района) Дисс...канд. геол.-минер. наук. Свердловск ИГ УФАИ СССР. 1964. 209 с.
- Маркс В. А.* Метаморфизм альбит-эпидот-амфиболитовой фации горных пород зеленокаменной зоны в Верхне-Уфалейском районе на Среднем Урале. //Метаморфизм горных пород главной вулканогенной зоны Урала. М.: Наука, 1969. С.120-207.
- Масленников В. А.* К вопросу о генезисе сегрегационно-магматического титаномагнетитового оруденения. Л.: Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1957, вып. 7. С. 22-37.
- Масленников В. А.* Литологический контроль медно-колчеданных руд (на примере Сибайского и Октябрьского месторождений Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 140 с.
- Масленников В. А.* Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 1999. 348 с.
- Маслов А. В., Крупенин М. Т., Гареев Э. З., Анфимов Л. В.* Рифей западного склона Южного Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. 130 с.
- Медноколчеданные месторождения Урала. Геологические условия размещения* /В. А. Прокин, В. М. Нечухин, Г. Ф. Сопко [и др.]. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 238 с.
- Мельников Е. П. и др.* Геологическое строение и слюдоносность юго-восточной части Уфалейского антиклинория. Слюдорудник: Фонды УГУ. Свердловск, 1964. 320 с.
- Мельников Е. П.* Геология и закономерности размещения месторождений гранулированного кварца южной части Уфалейского гнейсового комплекса: автореф. дис....канд. геол.-минерал. наук. Свердловск, 1972. 29 с.
- Мельников Е. П.* Термодинамические условия метаморфизма пород Уфалейского гнейсового комплекса //Проблемы биминеральной геотермобарометрии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976, вып. 130. С. 106-126.
- Мельников Е. П.* Геология, генезис и промышленные типы месторождений кварца. М.: Недра, 1988. 216 с.
- Менерт К.* Мигматиты и происхождение гранитов. М.: Мир, 1971. 328 с.
- Метаморфизм супракрустальных комплексов раннего докембрия (северо-восточная часть Балтийского щита* /В. П. Петров, О. А. Беляев, З. М. Волошина и др. Л.: Наука, 1986. 272 с.
- Метаморфогенное рудообразование в докембрии. Геологические основы теории метаморфогенного рудообразования* / Я. Н. Белевцев, В. А. Буряк, Е. А. Кулиш [и др.]. Киев: Наукова думка, 1985. 192 с.
- Месторождения золота Урала* /В. Н. Сазонов, В. Н. Огородников, В. А. Коротеев, Ю. А. Поленов. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2001. 622 с.
- Милановский Е. Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 276 с.
- Милановский Е. Е.* Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983. 280 с.
- Минеев Д. А.* Редкоземельный эпидот из пегматитов Среднего Урала // ДАН АН СССР. 1959. Т.127, № 4. С. 865-868.
- Минеев Д. А.* Лантаноиды в минералах. М.: Недра, 1969. 182 с.
- Минерагения метаморфогенных месторождений горного хрусталя и гранулированного кварца* /Ю. М. Соколов, Е. К. Маханек, Н. И. Мельникова. Л.: Наука, 1977. 120 с.
- Митрофанов Ф. П., Войтеховский Ю. Л., Баянова Т. Б.* Особенности исследований раннедокембрийской металлогении Кольско-Лапландско-Карельской провинции Балтийского щита.//Минерагения докембрия. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2009. С. 175-178.
- Михайлов Д. А.* Магнезиально-кальциевые рудоносные метасоматиты докембрия. Л.: Недра, 1973. 140 с.

- Михайлов Д. А.* О происхождении железистых кварцитов // *Метасоматические железистые кварциты*. Свердловск, 1979. С. 11-23.
- Михайлов Б. М., Бронева В. А., Быков А. Д. и др.* Геологические предпосылки расширения сырьевой базы алюминиевой промышленности в Сибири и на Дальнем Востоке // *Советская геология*. 1976. № 7. С. 3-15.
- Московченко Н. И., Турченко С. И.* Метаморфизм кианит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение. Л.: Наука, 1975. 138 с.
- Мурзин В. В., Хиллер В. В., Варламов Д. А.* Возрастное положение золото-сульфидного оруденения в метагипербазитах Сысертского метаморфического комплекса на Среднем Урале // *Литосфера*. № 4, 2015. С. 87-93.
- Негруца В. З.* Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1984. 270 с.
- Негруца В. З.* Историко-геологические закономерности минерагенической эволюции докембрия Северо-Запада России // *Минерагения докембрия*. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2009. С. 179-181.
- Негруца В. З., Негруца Т. Ф.* Эволюция осадочного процесса как индикатор сиализации (кратонизации) земной коры. Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы. М.: Наука, 2002. С. 55-69.
- Негруца В. З., Негруца Т. Ф.* Обстановки седиментогенеза и стратотипы дорифея. СПб: Изд-во СПбГУ, 2006. 96 с.
- Негруца В. З., Негруца Т. Ф.* Литогенетические основы палеодинамических реконструкций нижнего докембрия. Восточная часть Балтийского щита. Апатиты: Изд-во Кольск. НЦ РАН, 2007. 281 с.
- Недосекова И. Л., Прибавкин С. В., Пушкарев Е. В.* Sr-Nd-C-O изотопные данные и геохимия карбонатитов Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса и Куртинской зоны (Ю.Урал) // *Ежегодник-2004*. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2005. С. 198 - 206.
- Недосекова И. Л., Прибавкин С. В., Серов П. А. и др.* Sr-Nd-C-O изотопные данные и геохимия карбонатитов Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса и Куртинской зоны (Ю. Урал) // *Ежегодник-2005*. Екатеринбург: Изд-во ИГиГ УрО РАН, 2006. С. 235-246.
- Нефедов Е. И.* Новые данные о фергюссоните и эвксените. Л.: ВСЕГЕИ, 1956. №3. С. 82-85.
- Нечухин В. М., Берлянд Н. Г., Пучков В. Н., Соколов В. Б.* Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 106 с.
- Никитин В. Д.* Пегматитовые месторождения // *Генезис эндогенных рудных месторождений*. М.: Недра, 1968. С. 84-151.
- Николаев Д. В.* Геологические исследования в Кыштымской даче Кыштымского горного округа. // *Труды Геолкома*, Т.6, 1902.
- Николаев Д. В.* К минералогии Кыштымского Горного округа. *Тр. Геолкома*, т. 6.1922.
- Овчинников Л. Н.* Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала // *Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала*. 1963. Т.1. С. 57-83.
- Овчинников Л. Н.* Образование рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 255 с.
- Овчинников Л. Н.* Прогноз рудных месторождений. М.: Недра, 1992. 308 с.
- Овчинников Л. Н.* Полезные ископаемые и металлогения Урала. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1998. 412 с.
- Овчинников Л. Н., Лутков Р. И.* Геохимические типы и зональность колчеданного оруденения Урала. М.: Наука, 1983. 182 с.
- Овчинников Л. Н., Корытов Ф. Я., Лутков Р. И.* Глубинные факторы размещения рудных месторождений Урала // *Глубинные условия эндогенного рудообразования*. М.: Наука, 1986. С. 36-76.
- Овчинников Л. Н., Вороновский С. Н., Овчинникова Л. В.* Радиогеохронология гранитных пегматитов // *Очерки геологической петрологии*. ДАН СССР. 1975. Т. 223, № 5. С. 1202-1205.
- Овчинников Л. Н., Вороновский С. Н., Овчинникова Л. В. и др.* Редкометальная металлогения

- докембрия СССР //Определение абсолютного возраста рудных месторождений. М.: Недра, 1976. С. 17-26.
- Огаринов Н. С.* Глубинное строение Урала. М.: Недра, 1974. 121 с.
- Огородников В. Н.* Алюмокремниевые метасоматиты Адамовского метаморфического комплекса //Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск: Изд-во СГИ. Вып.116. 1975. С. 80-84.
- Огородников В. Н.* Метаморфизм пород Джабык-Карагайского метаморфического комплекса // Геология метаморфических комплексов. Свердловск: СГИ, 1980. С. 110-116.
- Огородников В. Н.* Модель сопряженного формирования хрусталеносных и золоторудных месторождений // Геология, минералогия и геохимия месторождений золота Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1987. С. 70-74.
- Огородников В. Н.* Закономерности размещения и условия сопряженного образования хрусталеносных и золоторудных месторождений //Новые данные по золоторудным месторождениям Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 68-77.
- Огородников В. Н.* Закономерности размещения и условия образования кварцево-жильных хрусталеносных и золоторудных месторождений Урала: дис.... д-ра геол.-минерал. наук. Свердловск, 1993. 367 с.
- Огородников В. Н., Сазонов В. Н.* Соотношение золоторудных и хрусталеносных месторождений обрамления гнейсовых блоков Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 72 с.
- Огородников В. Н., Сазонов В. Н., Поленов Ю. А.* Минерагения шовных зон Урала. Кочкарский рудный район (Южный Урал). Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2004. 216 с.
- Огородников В. Н., Сазонов В. Н., Поленов Ю. А.* Карбонатиты Уфалейского гнейсово-мигматитового блока // Рудные месторождения: вопросы происхождения и эволюции. Миасс: ИМ УрО РАН, 2005. С. 87-91.
- Огородников В. Н., Сазонов В. Н., Поленов Ю. А.* Минерагения шовных зон Урала. Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс (Южный Урал). Екатеринбург: Изд-во ИГГ УрО РАН-УГГУ, 2007. 187 с.
- Огородников В. Н., Слободчиков Е. А.* Геолого-генетическая модель одного из месторождений горного хрусталя на Южном Урале //Геология метаморфических комплексов. Свердловск: СГИ, 1985. С. 94-99.
- Омельяненко Б.И.* Околорудные гидротермальные изменения пород. М.: Недра, 1978. 215с.
- Основные проблемы рудообразования и металлогении.* М.: Наука. 1990. 284 с.
- Основы металлогении метаморфических поясов докембрия.* Л.: Наука, 1984. 340 с.
- Павловский Е. В.* О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии //Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, 1962, вып. 5.
- Панков Ю. Д.* Формация метасоматических железистых кварцитов. М.: Наука, 1984. 200 с.
- Панков Ю. Д., Кейльман Г. А., Глушкова Г. А.* Железистые кварциты Тараташского и Уфалейского мигматитовых комплексов Урала. Киев: ИГФМ, 1983. 56 с.
- Парначев В. П.* Магматизм и осадконакопление в позднедокембрийской истории Южного Урала: дис...д-ра геол.-минерал. наук. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1987. 487 с.
- Парфёнов В. В. и др.* //Геологическое доизучение масштаба 1: 50000 Карабашской площади и общие поиски меди: Фонды УГУ, Свердловск, 1989. 280 с.
- Паталаха Е. И., Поляков А. И., Севрюгин Н. Н.* Термодинамический режим метаморфизма зон глубинных разломов //Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976. С. 44-48.
- Пейве А. В., Иванов С. Н., Нечеухин В. М. и др.* Тектоника Урала. М.: Наука, 1977. 265 с.
- Переляев А. П.* Золото в некоторых гидротермальных месторождениях Урала // Труды Горно-геологического ин-та. Свердловск, 1948. Вып.12. 49 с.
- Перцев Н. Н.* Парагенезисы борных минералов в магнезиальных скарнах. М.: Наука, 1971. 192 с.

- Перчук Л. Л.* Карбонатиты как возможные продукты карбонатизации базальтоидных магм. // *Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород*. М.: Наука, 1971. С. 72-77.
- Перчук Л. Л.* Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973. 318 с.
- Перчук Л. Л.* Режим воды и углекислоты при метаморфизме и гранитизации // *Термодинамический режим метаморфизма*. Л.: Наука, 1976. С. 68-79.
- Пожарицкая Л. К., Самойлов В.С.* Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1972. 265 с.
- Поленов Ю. А.* Эндогенные кварцево-жильные образования Урала. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2008. 269 с.
- Поленов Ю. А., Огородников В. Н., Сазонов В. Н. и др.* Кварцево-жильная минерализация Уфалейского коллизийного блока (Южный Урал) // *Литосфера*. 2006, № 2. С. 123-134.
- Полканов А. А., Герлинг Э. К.* Применение К-Ar и Rb-Sr-методов для определения возраста пород докембрия Балтийского щита // *Тр. ЛАГЕД АН СССР*, 1961. Вып. 6. С. 2-38.
- Полтавец Ю. А., Нечкин Г. С., Полтавец З. И.* О характере распределения Pd и Pt в рудных парагенезисах Волковского месторождения титаномагнетитовых и медносульфидных руд (Средний Урал) // *Ежегодник-2000*. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. С. 258-262.
- Попов В. А.* Структуры и текстуры карбонатитов // *Металлогения древних и современных океанов -2008*. Миасс: ИМ УрО РАН, 2008. С. 285-289.
- Попов В. А.* О нашумевшем уральском «иттроэпидоте» из Слюдорудника // *Тринадцатые Всероссийские научные чтения памяти ильменского минералога В. О. Полякова*. Миасс: ИМ УрО РАН, 2012. С. 18-23
- Попов В. А., Попова В. И.* Минералогический аспект проблемы карбонатитов на Урале // *Металлогения древних и современных океанов -2004*. Миасс: ИМ УрО РАН, 2004. С. 264-269.
- Попов В. А., Колисниченко С. В.,* К минералогии карбонатитов Русской Бразилии на Южном Урале. // *Уральский минералогический сборник*, 2008, № 15. С. 75-84.
- Попов В. А., Котляров В. А.* Новые данные о карбонатитах Теплогорского месторождения железных руд (Южный Урал) // *Литосфера*. 2014, № 2, С. 138-144.
- Попова В. И., Попов В. А., Поляков В. О.* Пегматиты Ильменских гор. Миасс: ИМ УрО РАН, 2004. 48 с.
- Поспелов Г. Л.* Геологические предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидопроводников // *Геология и геофизика*. 1963. № 3. С. 18-38; № 4. С. 24-41.
- Природный кварц и его физико-химические свойства*. М.: Недра, 1985. 124 с.
- Прияткина Л. А.* Стратиграфическое положение поросозерской толщи. Л.: Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 11. С. 27-42.
- Прокин В. А., Сазонов В. Н., Полтавец Ю. А.* Эволюция эндогенных рудных формаций Урала с позиции тектоники плит // *Геология рудных месторождений*. 1993, № 2. С. 151-160.
- Пучков В. Н.* Бативальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
- Пучков В. Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- Пучков В. Н.* Уралиды и тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса // *Геология и геофизика*. 2002, № 1-2. С. 28-39.
- Пучков В. Н.* Тиманиды и уралиды: основные черты важнейших структурных этажей Урала и Тимано-Печорской провинции // *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий*. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2008. С. 70-80
- Пучков В. Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Пушкарев Ю. Д., Обухова П. А.* Геохронология метаморфических процессов, их периодичность и корреляция // *Метаморфизм раннего докембрия. Апатиты: КолФАН СССР*, 1980. С. 91-106.
- Пыстина Ю. И., Пыстин А. М.* Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург:

УрО РАН, 2002. 168 с.

*Пэк А. В.* Трещинная тектоника и структурный анализ. Л.:АН СССР, 1968.

*Ранний докембрий* Балтийского щита. СПб: Наука, 2005. 711 с.

*Рифейские* рифтогенные офиолиты и сопряженная минерагения Южного Урала / В. А. Коротеев, В. Н. Огородников, В. Н. Сазонов, Ю. А. Поленов // ДАН. 2006. Т. 410, № 6, с. 1-4

*Розен О. М.* Особенности внутреннего строения и развития некоторых докембрийских массивов палеозоид //Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1975. С. 56-67.

*Розен О. М.* Становление древних кратонов, первые осадочные бассейны и особенности их металлогении //Минерагения докембрия. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2009. С. 217-218.

*Розен О. М., Горбачев О. В.* Роль кор выветривания в формировании седиментогенных метаморфических пород раннего докембрия//Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977. С. 66-78.

*Руденко С. А.* Основные закономерности процесса формирования пегматитовых пород и пегматитов в щелочных массивах//Минералогия и генезис пегматитов. М.: Недра, 1965. С. 271-295.

*Рундквист Д. В.* О структурах и закономерностях размещения кварц-редкометалльных жильных месторождений восточного склона Урала //Геология рудных месторождений. 1964, № 2. С. 21-37.

*Рундквист Д. В.* Особенности геологического развития и металлогении байкалид //Основные проблемы рудообразования и металлогении. М.: Наука, 1990. С. 44-66.

*Рундквист Д. В.* Докембрий в фанерозойских складчатых областях //Докембрий в фанерозойских складчатых областях. СПб.: Наука, 1992. С. 7-10.

*Рундквист Д. В.* Глобальная металлогения //Смирновский сборник-95. М., 1995. С. 92-123.

*Рундквист Д. В., Бушмин С. А., Глебовицкий В. А., Михайлов Д. А., Рудник В. А.* Основы типизации метасоматитов докембрия // Метасоматиты докембрия и их рудоносность. М.: Наука, 1989. С. 5 - 16.

*Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г.* Грейзеновые месторождения. М.: Недра, 1971. 328с.

*Рудник В. А.* Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. Л.: Недра, 1975. 416 с.

*Рябчиков И. Д.* Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 230 с.

*Рябчиков И. Д.* Флюидный массоперенос и мантийное маглообразование //Вулканология и сейсмология. 1982. № 5. С. 3-9.

*Савичев А. Н.* Гранулированный кварц – метаморфический тектонит //Минералогия Урала. Свердловск, 1990. Т.2 . С.132-133.

*Савичев А. Н.* Уфалейский кварцево-жильный район (закономерности размещения кварца различных генетических типов, минералого-технологическое картирование и прогноз): автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Екатеринбург: УГГУ, 2005. 24 с.

*Савельева Г. Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1986. 246 с.

*Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Поленов Ю. А.* Минерагения шовных зон Урала. Дегтярско-Карабашская колчеданоносная зона (Средний Урал). Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2003. 68 с.

*Салоп Л. И.* Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л.: Наука, 1973. 309 с.

*Салоп Л. И.* Периодизация и корреляция докембрия южных материков. Л.: Наука, 1977. 304 с.

*Салье М. Е.* Металлогенические формации пегматитов восточной части Балтийского щита //Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Недра, 1975. С. 15-36.

*Салье М. Е., Глебовицкий В. А.* Металлогеническая специализация пегматитов восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1976. 188 с.

*Самойлов В. С.* Редкоземельные элементы в редкоземельных карбонатах.//Геохимия

- редкоземельных элементов в эндогенных процессах. Новосибирск: Наука. 1982. С. 66-97.
- Самойлов В. С.* Геохимия карбонатитов. М.: Наука, 1984. 150 с.
- Самойлов В. С.* Карбонатиты (фации и условия образования). М.: Наука. 1977. 291 с.
- Самойлов В. С., Багдасаров Ю. А.* Фации глубинности карбонатитов и генетически связанных с ними пород //Известия АН СССР. Сер. геол. № 10. 1975. С. 27-35.
- Свяжгин Н.В., Левин В.Я.* Нельсонит из района г. Кыштыма на Урале. //Минералы рудных месторождений и пегматитов Урала. Тр. Института геологии УФАИ СССР, вып. 70, 1965. С. 91-95.
- Семенов Е.И.* Минералогия редких земель. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 412 с.
- Серавкин И. Б., Знаменский С. Е., Косарев А. М.* Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. 318 с.
- Серкова Л. Е.* Типоморфные особенности жильного безрудного кварца: дис....канд. геол.-минерал. наук. Свердловск, 1990. 120 с.
- Сигаев С. Р. и др.* Отчет о поисково-оценочных работах на гранулированный кварц на Слюдяногорском месторождении. Фонды УГУ. 1979.
- Сидоренко А. В.* Осадочная геология докембрия и ее значение для познания допалеозойской истории Земли. //Сов. Геология. 1975, № 2.
- Синицын В. М.* Эволюция геологических процессов// Вестн. ЛГУ, 1965, сер. геол. и геогр., № 18.
- Синкевич Г. А.* Жильный кварц Кыштымского месторождения на Среднем Урале: дисс.... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск, 1970. 220 с.
- Скабичевский П. П.* О Нижнеуфалейском гранитном массиве. Советская геология. № 10, 1940.
- Скабичевский П. П.* Слюдоносные районы Урала. Тр. совещания по слюде. Изд-во АН СССР, 1950.
- Смирнов В. И.* Периодичность рудообразования в геологической истории // Доклады к 27-й сессии МГК, т. 12. Металлогения и рудные месторождения. М.: Наука, 1984. С. 3-10.
- Смирнов В. И.* Об источнике вещества эндогенных полезных ископаемых //Изв. АН СССР. Сер. Геол., 1969. № 3. С. 3-17.
- Сначев В. И., Шулькин Е. П., Муркин В. П., Кузнецов Н. С.* Магматизм Восточно-Уральского пояса Южного Урала. Уфа: БНЦ РАН, 1990. 179 с.
- Соколов Ю. А.* Вещественный состав и метаморфизм железо-титановых руд Куртинского месторождения //Минералогия и петрография Урала: Тр.СГИ. Свердловск, 1972. С.13-28.
- Соколов Ю. М.* Метаморфизованные мусковитовые пегматиты. Л.: Наука, 1970. 190 с.
- Соколов Ю. М., Кратц К. О., Глебовицкий В. А.* Закономерности образования и размещения формаций мусковитовых и мусковит-редкометалльных пегматитов в метаморфических поясах //Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975. С. 5-15.
- Соколов Ю. М., Мельников Е. П., Маханек Е. К., Мельникова Н. И.* Минерагения метаморфогенных месторождений горного хрусталя и гранулированного кварца. Л.: Наука, 1977. 113 с.
- Солодов Н. А.* Внутреннее строение и геохимия редкоземельных гранитных пегматитов. Изд-во АН СССР, 1962. 234 с.
- Солодов Н. А.* Минерагения редкометалльных формаций. М.: Недра, 1985. 224 с.
- Спиридонов Э. М., Плетнев П. А.* Месторождение медистого золота Золотая гора (о «золото-родингитовой» формации). М.: Научный мир, 2002. 220 с.
- А. с. № 490062, Способ поисков скрытых хрусталеносных кварцевых жил* /В. Н. Огородников, В. Б. Болтыров 1975.
- А. с. № 1220473, Способ оконтуривания месторождений пьезооптического кварца* /В. Н. Огородников, Г. И. Страшненко, 1985.
- Сретенская В. Г.* О состоянии кремния в водных растворах / Экспериментальные исследования процессов минералообразования. М.: Наука, 1971. С.31-40.

- Старикова Е. В.* Поведение железа и марганца в гидротермально-осадочном процессе: анализ природных и расчетных данных //Металлогения древних и современных океанов-2001. Миасс: ИМ УрО РАН, 2001. С. 71-76.
- Страшненко Г. И.* Геология и закономерности размещения месторождений горного хрусталя в западном обрамлении Адамовского гнейсово-мигматитового комплекса (Южный Урал): автореф. дис.... канд. геол.-минерал.наук. Свердловск, 1978. 20 с.
- Страшненко Г. И.* Геохимические особенности распределения элементов примесей в кварце // ДАН СССР. 1990. Т. 312, № 6. С.1450-1453.
- Страшненко Г. И.* Прогнозная оценка особо чистого кварца Южного и Среднего Урала. Н-Алексеевка. 2002. 320 с.
- Страшненко Г. И., Мельников Е. П.* Метаморфогенные месторождения химически чистого жильного кварца // Разведка и охрана недр. 1989. № 6. С. 2-12.
- Судовиков Н. Г.* Материалы по петрологии Западного Беломорья: гранитизация пород Беломорья. Л.: Тр. Лен. геол. упр., 1939, вып. 19. 87 с.
- Судовиков Н. Г.* Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород Ладужской формации. Л.: Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1954, вып. 4. 195 с.
- Судовиков Н. Г.* Мигматиты, их генезис и методика изучения: по материалам исследований в Карелии. Л.: Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1955, вып. 5. С. 97-174.
- Судовиков Н. Г.* Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л.: Недра, 1964. 550 с.
- Судовиков Н. Г.* Метаморфогенное рудообразование //Советская геология. 1965. № 1. С. 105-119.
- Суставов С. Г., Огородников В. Н.* Иттроколумбит-(Y) в мусковитовых пегматитах Слюдяногорского месторождения (Южный Урал) //Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 106-113.
- Таланцев А. С.* Камерные пегматиты Урала. М.: Наука, 1988. 144 с.
- Татаринов П. М.* Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. М.: Недра, 1955. 280 с.
- Таусон Л. В.* Теория геохимических полей и геохимические поиски месторождений полезных ископаемых // Проблемы прикладной геохимии. Новосибирск: Наука, 1983. 231 с.
- Тихомирова Н. И.* Редкие и рассеянные элементы в процессе гранитизации//Геохимия. 1971. № 2. С.144- 154.
- Ткачев А. В.* Принципиальные черты эволюции глобальной металлогении Земли //Минерагения докембрия. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2009. С. 257-259.
- Таусон Л. В.* Теория геохимических полей и геохимические поиски месторождений полезных ископаемых // Проблемы прикладной геохимии. Новосибирск, Наука. 1983. 231 с.
- Томиленко А. А., Долгов Ю. А.* Условия образования «гранулированного» кварца хребта Борус (Западные Саяны)//Доклады АН СССР . 1978. Т. 242, № 5. С. 1173-1176.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В.* Докембрийская геохронология материков. М.: Наука, 1970. 431 с.
- Тугаринов А. И., Павленко А. С., Александров И. В.* Геохимия щелочного метасоматоза. М.: Изд. АН СССР. 1963. 202 с.
- Уткин В. Б.* Сдвиговые дислокации и методы их изучения. М.: Наука, 1989. 143 с.
- Фацции метаморфизма / Н. Л. Добрецов, В. В. Ревердатто, В. С. Соболев [и др.].* М.: Недра, 1970. 432 с.
- Ферсман А. Е.* Пегматиты. Изд-во АН СССР. М.,1939.
- Ферсман А. Е.* Месторождения драгоценных и цветных камней СССР //Избранные труды. Т. 7. М.: АН СССР, 1960. 727 с.

- Феритатер Г. Б.* Гранитоидный магматизм и формирование земной коры в ходе развития Уральского орогена // Литосфера. 2001. № 1. С. 65-85.
- Феритатер Г. Б., Шардакова Г. Ю., Краснобаев А. А. и др.* Rb-Sr и циркононовый U-Pb возраст Каменского мигматит-плутона (Средний Урал) // Ежегодник-2006. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 200-206
- Физические исследования кварца.* М.: Недра, 1975. 65 с.
- Фоминых В. Г.* Условия образования титаномагнетитовых месторождений Урала // Генезис оруденения в базитах и гипербазитах. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С. 57-69.
- Фролова Т. И., Перчук Л. Л., Бурикова И. А.* Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 264 с.
- Хаин В. Е.* Историческая геотектоника. Т. 1. М.: Недра, 1988. 234 с.
- Хаин В. Е.* Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 320 с.
- Хаин В. Е., Божско Н. А.* Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.
- Холоднов В. В., Феритатер Г. Б., Бородин Н. С., и др.,* Гранитный магматизм зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы // Литосфера. 2006. № 3. С. 3-27.
- Хомичев В. Л., Бухаров Н. С., Чунихина Л. Е.* Эталон Бийхемского габбро-диорит-сиенит-гранитового комплекса (Восточная Тува). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2007. 250 с.
- Чесноков Б. В.* Эклогиты Южного Урала и их практическое применение // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Т.3. Свердловск, 1963. С. 257-265.
- Шабынин Л. И.* Рудные месторождения в формации магнезиальных скарнов. М.: Недра, 1974. 287 с.
- Шагалов Е. С., Шардакова Г. Ю.* Геохимические особенности гнейсов и амфиболитов западно-уфалейской зоны // Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 232-236.
- Шалагинов В. В.* Схема стратиграфии докембрийских образований Урала // Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1994. С. 9-20.
- Шалагинов В. В.* Раннедокембрийские комплексы уральского складчатого пояса и их минерагения // Геология и минерагения подвижных поясов. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 159-173.
- Шардакова Г. Ю.* Состав минералов и условия формирования гранитоидов Битимского комплекса (Никольский массив, Уфалейский блок) // Ежегодник-2014. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 162. 2015. С. 144-147.
- Шардакова Г. Ю.* Новые данные о Rb-Sr возрасте гранитов Никольского массива (Уфалейский блок) // Литосфера. 2015. № 4. С. 93-98.
- Шардакова Г. Ю.* Гранитоиды Уфалейского блока: геодинамические обстановки, возраст, источники, проблемы // Литосфера. 2016. № 4. С. 133-136.
- Шардакова Г. Ю., Шагалов Е. С.* Геохимия и условия формирования гранитов нижнеуфалейского массива и ассоциированных с ними пород (Южный Урал) // Докл. РАН. 2004. Т. 394, № 5. С. 682-685.
- Шардакова Г. Ю., Савельев В. П.* Полихронные гранитоиды Никольского массива как отражение сложной геологической истории Уфалейского блока // Ежегодник-2009. Екатеринбург: Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 157. 2010. С. 93-96.
- Шардакова Г. Ю., Шагалов Е. С., Холоднов В. В. и др.* Петрогеохимические сопоставления гранитоидов Уфалейской зоны и Кувашско-машмакской рифтогенной структуры. // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций складчатых областей. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 414-419.
- Шардакова Г. Ю., Савельев В. П., Пужаков Б. А., Петров В. И.* Новые данные о химическом составе и возрасте пород козлиногорского комплекса // Ежегодник- 2014. Екатеринбург: Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 162. 2015. С. 148-154.
- Швей И. В.* Основные вопросы геохимии редкоземельных элементов и иттрия в эндогенных процессах // Геология месторождений редких элементов. М.: Госгеолтехиздат, 1962, вып. 15. 106 с.

- Шмакин Б. М.* Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты. Новосибирск: Наука, 1976. 367 с.
- Шмакин Б. М., Макрыгина В. А.* Геохимические особенности мусковитовых пегматитов и их контактовых ореолов. М.: Наука, 1969. 279 с.
- Щеглов А. Д.* Тектонические режимы и рудные месторождения (некоторые аспекты связи эндогенного рудообразования с тектоникой // Основные проблемы рудообразования и металлогении. М.: Наука. 1990. С. 3-21.
- Щеколдин А. А., Синкевич Г. А., Петров Н. А.* Гранулированный кварц — новый вид сырья для плавки прозрачного кварцевого стекла // Стекло и керамика. 1963. №11.
- Щеколдин А. А., Азанов В. М., Синкевич Г. А., Рундквист И. Н.* Метаморфизм безрудного жильного кварца на Среднем и Южном Урале // Онтогенетические методы изучения минералов. М.: Недра, 1970. С.33-42.
- Щербакова Т. Ф.* Кианитовые и кианитизированные горные породы Беломорья. // Геология метаморфических комплексов. Свердловск: СГИ, 1982. С. 58-63.
- Щербакова Т. Ф., Терехов Е. Н.* Геохимическая характеристика глиноземистых плагиогнейсов: к вопросу о происхождении кианитсодержащих пород Беломорского пояса // Геохимия. 2004. № 6. С. 611-631.
- Щербина В. В.* О влиянии давления на изоморфные замещения // Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л.: Наука, 1967. С. 61-67.
- Щитцов В. В.* Способы прогнозирования технологических свойств индустриальных минералов (на примере минерально-сырьевой базы Республики Карелия) // Новые методы технологической минералогии при оценке руд металлов и промышленных минералов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 20-28.
- Щитцов В. В., Скамницкая Л. С., Бубнова Т. П., Данилевская Д. А.* Роль геологических, минералогических и технологических исследований Института геологии КарНЦ РАН в оценке потенциала минерально-сырьевой базы Республики Карелия // Технологическая минералогия, методы переработки минерального сырья и новые материалы. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2010. С. 37-55
- Штейнберг Д. С.* О специфике магматизма западного склона Урала // Вулканогенные образования Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1968. С. 3-10.
- Эшкин В. Ю., Карякина Т. А., Богданова Г. Н.* Типы кристаллов кварца и закономерности их пространственного размещения на одном из хрусталеносных полей Урала // Геология, поиски и разведка нерудных полезных ископаемых. Л.: ЛГИ, 1974. Вып.1. С. 71-78.
- Эшкин В. Ю., Карякина Т. А., Богданова Г. Н.* Эволюция кристаллов кварца и стадийность хрусталеобразования // Новые идеи в генетической минералогии. Л.: Наука, 1983. С.82-87.
- Эшкин В. Ю., Поленов Ю. А., Богданова Г. Н.* О типах жильных тел и влиянии вмещающих горных пород на их состав // Зап. ЛГИ. Т. 65. Вып. 2, 1973. С. 17-27.
- Юдович Я.Э.* Щелочные метасоматиты в древних толщах Приполярного Урала // Геохимия. 1993. № 3. С. 395-411.
- Юсупов С. Ш., Мельников Е. П., Фаттахутдинов С. Г.* РТ-условия грануляции жильного кварца Уралаю Уфа: Баш ФАН СССР, 1979. 48 с.
- Якшин В. И.* Гранулированный кварц - новый вид минерального сырья: автореф. дис.... д-ра геол.-минерал. наук. Свердловск, 1975. 32 с.
- Barnham C. W.* Hydrothermal fluids at the magmatic stage. – Geochemistry of hidrothermal ore deposits. N.Y. Holt. Rinehard Winston Inc., 1967.
- Cipriani C., Sassi F. P., Scolari A.* Metamorphic White Micas; Definition of Paragenetic Fields. – Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt. 1971, v. 51, pp. 259-302.
- Foslie S.* Hastingsites and amphibolites from the epidote-amphibolite facies. // Norsk. Geol.

Tidsskr., 1945. v, 25. P. 25-36.

*Hayma J.* Some consideration of the colour biotite and its relation to metamorphism. Journ, Geol. Soc. Japan, 1959, vol. 65, p, 21.

*Kostyuk E.A., Sobojev V.S.* Paragenetik types of calciferous amphiboles of metamorphic rocks //Lithos/ 1969, v.2, № 1. P. 54-67.

*Mullen E.* MnO-TiO<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> : a major element discriminant for basaltic rocks of ocean environments and implications for petrogenesis //Earth and Planet. Sci, Lett.1983. Vol. 62. № 1. H. 41-58.

*Pearcue I.A. Harris N.B. Tindle A.G.* Trace element distribution diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks //Journ. Petrol. 1984. V.25.№ 4.P.956-983.

*Puchkov V. N.* Structure and geodynamics of the Uralian orogen//Orogeny through time. Geological Society Special Publications. L., 1997. N 121. P. 201-234/

*Ross C.S.* Virginia titanium deposits. //Econom. Geol. 1947, v. 42, № 2.

*Ryan C.W.* The ilmenite – apatite deposits west-central Virginia.//Econom. Geol. 1933. v. 28. № 3.

*Shade J. W.* Hydrolisis equilibria in the system K<sub>2</sub>O-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. Ph.D. Thesis, Pensilvania state Univ., 1968.

*Tomlinson W. H.* Rutil in Harford counte, Maryland/ //Amer. Min. 1946, v. 31, № 5-6.

*Научное издание*

ВИТАЛИЙ НИКОЛАЕВИЧ ОГОРОДНИКОВ,  
доктор геолого-минералогических наук, профессор  
ЮРИЙ АЛЕКСЕЕВИЧ ПОЛЕНОВ  
доктор геолого-минералогических наук, профессор  
ИРИНА ЛЕОНИДОВНА НЕДОСЕКОВА  
кандидат геолого-минералогических наук,  
ведущий научный сотрудник ИГиГ УрО РАН  
АЛЕКСАНДР НИКОЛАЕВИЧ САВИЧЕВ  
кандидат геолого-минералогических наук, докторант УГГУ

**ГРАНИТНЫЕ ПЕГМАТИТЫ, КАРБОНАТИТЫ  
И ГИДРОТЕРМАЛИТЫ УФАЛЕЙСКОГО  
МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА**

Научная монография  
Под редакцией академика РАН В. А. Коротеева

Редактор Л. В. Устьянцева  
Компьютерная верстка В. Н. Огородников

ISBN 978-5-7691-2467-9



9 785769 124679

Подписано в печать 24.11.2016. Формат 60x84 1/8.  
Бумага типографская. Печать офсетная.  
Усл. печ. л. 35,5 Уч.- изд. Л. Тираж 300 экз. Заказ №

Оригинал макета подготовлен в издательстве УГГУ.  
620144, Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30.  
Отпечатано в типографии