



**В. Б. Коваль**

**ГЕОХИМИЧЕСКАЯ  
МОДЕЛЬ  
НАКОПЛЕНИЯ УРАНА  
В ЩЕЛОЧНО-  
КАРБОНАТНЫХ  
МЕТАСОМАТИТАХ  
ДОКЕМБРИЯ**

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ  
И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ

В. Б. Коваль

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ  
МОДЕЛЬ  
НАКОПЛЕНИЯ УРАНА  
В ЩЕЛОЧНО-  
КАРБОНАТНЫХ  
МЕТАСОМАТИТАХ  
ДОКЕМБРИЯ

КИЕВ „НАУКОВА ДУМКА“ 1980



УДК 550.4.546; 549.5; 553.3; 549.08

Геохимическая модель накопления урана в щелочно-карбонатных метасоматитах докембрия / Коваль В.Б.  
Киев: Наук. думка, 1980- 148 с.

Рассматривается перераспределение урана при процессах метаморфизма и метасоматоза. На основании геологических, геохимических и экспериментальных исследований показано, что определяющая роль при этом принадлежит флюидаккумуляирующей системе, возникающей при заполнении летучими компонентами зон объемного катаклаза. Изменение температуры, давления, а также тектонические подвижки нарушают химическое равновесие системы с вмещающими породами, что приводит к развитию процессов метасоматоза и оруденения. Отмечается многократное перераспределение урана в породах.

Табл.8. Рис.28. Список лит.: с.142 - 147

Ответственный редактор А.И.Стрыгин

Рецензенты В.И.Скаржинский, Ф.И.Жуков

Редакция литературы о Земле

К 20805 - 308 265-80. 1904020000.  
M221(04)-80

© Издательство "Наукова думка" - 1980

## Предисловие

На основании геологических, петрографических, минералогических, геохимических, термобарических исследований и экспериментального моделирования разработана геохимическая модель, описывающая перераспределение урана в осадочно-аффузивной толще пород при развитии метаморфических и связанных с ними метасоматических процессов. Показана определяющая роль метаморфизма в формировании гранитоидов, метасоматитов и руд.

Докембрийская эпоха является узловой для понимания закономерностей накопления урана.

На основании многочисленных данных по урановым месторождениям, приведенных в трудах I и II конференций по мирному использованию атомной энергии, проходивших в 1955 и 1958 гг. в г. Женеве, сообщений сессий Международного геологического конгресса, а также обобщающих материалов по генезису и геологии урановых месторождений (Домарев, 1956; Гаррелс, 1956; Константинов, Куликов, 1960; Мак-Келли, Эверхарт, Суражский, 1960; Черепин, 1972, и др.) сделан вывод о том, что почти все крупные урановые месторождения мира, исключая плато Колорадо, размещены в докембрийских породах и имеют докембрийский возраст. Они составляют более 50% всех запасов урана в мире.

Наиболее просто этот факт можно было бы объяснить временной протяженностью докембрийской эры, которая в восемь-девять раз превосходит временной интервал фанерозоя. Однако обширная литература по геологии, характеру осадконакопления, метаморфизму и магматизму в условиях докембрия показывает, что причина накопления урана до промышленных концентраций более сложная.

Для выяснения закономерностей формирования урановых месторождений мы предлагаем использовать геохимическую модель, охватывающую период перехода элемента в раствор, миграцию его к месту рудоотложения и причины, приводящие к осаждению урана в виде рудных минералов. Как и всякая другая модель, она упрощает более сложный процесс, сводя его к миграции вещества в растворе. Одновременно эта сторона наиболее существенна в рудообразовании.

При пользовании моделью данные о химизме растворов, полученные на конкретных геологических объек-



тах при изучении минерального состава, химизма пород, включений в минералах можно корректировать путем постановки эксперимента в условиях, приближенных к природным, что полностью отвечает требованиям моделирования.

Такой подход является принципиально новым для изучения геологических объектов. Он позволяет определить значимость того или иного явления, границы действия его, выделить общие факторы, приводящие к накоплению элементов до рудных концентраций. При этом не теряется исторический подход к рассмотрению геологических объектов, так как отдельные элементарные процессы мы располагаем в последовательности, отвечающей общей направленности развития геологических систем, создаются реальные предпосылки для научного обоснования геологопоисковых работ, где, помимо традиционных общегеологических предпосылок, прогнозы опираются на строгую физико-химическую основу.

По минеральным ассоциациям и данным изучения газово-жидких включений мы можем (с учетом корректирующих экспериментов) среди множества метасоматитов выделять разности, благоприятные для поисков рудных скоплений. Это в значительной степени сокращает затраты на геологопоисковые работы, повышает их эффективность.

Работа выполнена в лаборатории эндогенного рудообразования отдела проблем рудообразования сектора металлогении Института геохимии и физики минералов АН УССР, руководимой автором.

При проведении экспериментальных работ автору оказывали постоянную помощь В.А.Самсонов, В.И.Подлесский. Большую часть химических анализов выполнила К.И.Никитина. Массовые замеры оптических констант и температур гомогенизации включений были получены при участии О.В.Гнатенко, О.Ф.Макивчука, С.И.Терешенко. Автор признателен всем сотрудникам лаборатории за помощь.

Представительный материал для геологических и экспериментальных исследований был отобран благодаря содействию геологов производственных организаций Б.Г.Баташова, М.Е.Онопrienко, А.Р.Кудлаева, А.В.Кузьменко, Г.И.Кривошея, И.Н.Карбушева.

В процессе обработки материала и подготовки работы автор консультировался с Н.П.Семененко, Г.И.Каляевым, А.И.Стрыгиним, Б.И.Горошниковым, Г.Б.Наумовым, И.П.Ивановым, В.С.Голубевым, Р.П.Рафальским, Г.Д.Поспеловым, К.Г.Королевым, Ф.А.Летниковым, В.Б.Наумовым, И.В.Александровым, О.А.Олейником, Ю.П.Егоровым, А.Н.Комаровым и получил ценные советы от них. Особую признательность и благодарность автор выражает заведующему сектором металлогении ИГФМ АН УССР акад. АН УССР Я.Н.Белевцеву за постоянную поддержку, консультации и помощь.

## ГЛАВА I

### МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПОСТРОЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

В познании геохимической истории накопления рудных компонентов с целью разработки эффективной системы поисков месторождений полезных ископаемых огромная роль принадлежит методу моделирования. Этот метод, получивший широкое признание в других науках, в геологии только начинает внедряться. Вместе с тем, как писал еще Н.А.Умов (1911), "все наше мирозерцание, от своего наиболее обыкновенного до наиболее возвышенного содержания, представляет собою собрание моделей, образующих более или менее удачный отклик существующего, соответствующих или не соответствующих тем вещам, которые имелись в виду при их построении".

От того, насколько полно модель соответствует своему прототипу, зависит область применения модели и возможность достижения положительных результатов. Поэтому решающее значение приобретает разработка методологической основы построения модели.

В общем виде построение модели начинается с разбора того теоретического и практического наследия, которое было накоплено как при изучении самого объекта, так и его связей с другими объектами окружающей действительности. Основой этого разбора является оценка значимости различных элементов, которая проводится с учетом практической ценности и связывается, прежде всего, с более строгим подходом к оценке научных результатов. Анализ методов, которыми пользуется ученый, не является чем-то внешним по отношению к науке, а представляет собой необходимое условие ее развития.

При наблюдающейся в геологии тенденции к развитию количественных методов для исследования привлекаются отдельные положения и разделы физической химии, физики, математики и других наук, поэтому возникает необходимость в развитии таких методов, которые

учитывали бы как единство содержаний научных знаний, так и их различие, чему полностью отвечает метод моделирования. Это утверждение базируется на возможности брать модель из одной отрасли науки, а ее прототип, т.е. тот предмет, который исследуется с помощью модели, из другой.

В настоящее время при геохимических исследованиях наиболее широко используются химические методы, быстро внедряются математические. Тенденция использования для изучения геологических объектов методов других отраслей наук создала такое положение, когда образовавшиеся на стыке двух наук направления условно причисляются к той науке, в области которой работают авторы развиваемых направлений (например, чисто физико-химические исследования при высоких температурах и давлениях относят к области геологического моделирования). Хотя эти направления новы, оригинальны и могут послужить основой развития новых областей науки, в системе классификации той отрасли науки, к которой они применяются, их рассматривают в настоящее время только как метод (физико-химический, физический, математический и другие методы геологических наук). Применение этих методов по-новому освещает исследуемый объект, дает новый материал для построения обобщающей модели.

Для того чтобы знать, какой материал необходимо отобрать для построения модели и дать определение того содержания, которое мы вкладываем в понятие модели (в частности, геохимической), необходимо обусловить логическую проблематику метода. К ней относится, прежде всего, выяснение логической структуры форм мысли, реализуемых в процессе применения этого метода, и определение условий их правомерности. При этом из всего многообразия геологической информации об исследуемых объектах мы должны отобрать самую важную, которая позволяет нам показать, какие процессы определяют накопление урана в эндогенных месторождениях.

При таком подходе к построению модели сначала из совокупности наших знаний о предмете выбирается объем понятий — перечисляются отдельные признаки модели, а из них отбираются наиболее существенные для построения нашей модели. Затем раскрывается содержание общего понятия модели.

Рассматривая условия накопления урана в щелочно-карбонатных метасоматитах докембрия, мы сознаем, что это очень сложный, растянутый во времени и пространстве процесс, обусловленный геологической историей развития данного участка земной коры. Конечный ре-



зультат определяется первичным содержанием урана в исследуемом сегменте земной коры, процессами метаморфизма, метасоматоза и магматизма, развитием тектоники, складчатости и т.д. (понятия  $\alpha_1$ , ...,  $\alpha_n$ ). Вместе с тем при всей сложности геологических процессов имеется одна общая причина концентрации рудного вещества в месторождения — миграция его в рудопроявляющем флюиде.

Распределение флюида в пространстве обуславливается в основном тектоническими факторами и степенью метаморфизма пород, определяющими степень трещиноватости, зернистость, поровое пространство, выплавление расплавов и т.д. Эти же факторы в определенной степени оказывают влияние на состав растворов, концентрацию, температуру и давление. Не меньше влияют на состав растворов вмещающие породы, их химизм, формы нахождения элементов.

Анализируя факторы, оказывающие влияние на состав, концентрацию растворов и их термодинамические параметры (температуру и давление), мы можем построить геохимическую модель накопления урана в щелочно-карбонатных метасоматитах докембрия.

Из-за высокой подвижности отдельных компонентов и способности чутко реагировать на изменение внешних условий, а также способности менять агрегатное состояние и химический состав флюид является благоприятным объектом не только для исследования термодинамических параметров геохимических реакций, но и для изучения характера их изменения и направленности во времени и пространстве.

Дефекты в кристаллических решетках растущих минералов обуславливают захват и консервацию флюида на длительные промежутки времени, что дает нам возможность непосредственно изучать его в древнейших породах Земли.

При экспериментальном изучении этих включений мы познаем такие важные параметры флюида, как температура, давление, состав и агрегатное состояние в период минералообразования. Зная эти параметры, мы с помощью экспериментальных исследований можем уточнить области устойчивости того или иного элемента, в частности урана, влияние температуры, давления, состава вмещающих пород на химизм и агрегатное состояние флюида.

При увязке геологических и экспериментальных исследований возникает возможность с "мерой и числом" изучать геологические процессы, оторванные от нас во времени на миллиарды лет.

Наиболее характерной чертой модели, в любом ее понимании, является то, что исследованием ее можно в известной степени заменить



исследование самого объекта — прототипа, независимо от физической природы того и другого. Таким образом, на определенном этапе развития наших знаний о предмете модель является непосредственно исследуемым объектом, служащим для получения некоторой информации о другом объекте. Так как модель охватывает лишь определенные стороны прототипа, то для ее построения можно пренебречь отдельными значениями и обобщить оставшиеся. Этот метод известен как обобщение с элементами отбрасывания.

Применение метода моделирования к геологическим объектам эффективно, потому что, пожалуй, лишь с помощью аналогий мы можем получить знание о вещах, недоступных нашему восприятию. Однако не следует забывать, что переносить с помощью аналогии признаки с одного предмета на другой можно лишь в том случае, если они являются существенными свойствами, а не случайными сходствами. Как будет показано дальше, перенос и перестроение урана флюидом определяется строго ограниченными свойствами раствора, а возникающие минеральные индивиды в основном случайны, поскольку их связь с данным участком земной коры случайна и зависит от внешних условий, в первую очередь от минерального и химического составов вмещающих пород.

Помимо того что в модели и прототипе можно сравнивать только точечные отношения, которые фиксируют модель и прототип в строго определенных координатах выбранной для их сравнения системы (например, температура, давление, состав раствора, вмещающие породы в системе флюид — порода и т.д.), множества этих точечных отношений должны быть разбиты на такие подмножества, чтобы оказалось возможным выявить логические свойства таких отношений. Это связано с тем, что одни отношения являются интегральными, т.е. относятся к системе в целом, а другие характеризуют лишь отдельные стороны модели и прототипа.

Установив подчиненность, соотношение признаков в модели и прототипе, оценив их значимость, мы можем считать, что если соответствующие отношения тождественны друг другу в модели, они должны быть таковыми и в прототипе. Таким образом, кроме перечисленных методов для построения модели используется также теория подобия. Учитывая характер построения модели, мы можем утверждать, что модель — продукт сравнения двух и более систем. Но это не простое сложение свойств этих систем, поскольку в результате его возникает новое понятие.

Установление температур формирования отдельных минералов методами термобарометрии, выяснение химических условий формирования пород в определенном участке земной коры при петрохимических пересчетах еще не свидетельствует о том, что только эти параметры характерны для природных систем. Можно предположить, что в результате непредставительного отбора образцов мы не исследовали объекты, формировавшиеся при иных давлениях и температурах под воздействием растворов иного химического состава. Точно также установление областей устойчивости тех или иных соединений при экспериментальных исследованиях еще не дает права переносить полученные данные на геологические объекты. В первую очередь требуется установить и доказать реальность существования изучаемых систем.

Вместе с тем сопоставление данных о среде рудообразования, полученных при комплексных исследованиях, дает нам возможность с большей долей вероятности утверждать, что именно эти процессы характерны для природных объектов. Установленный по такой методике признак всегда будет более аргументирован, чем предположение по гипотезе (теория Хесса).

Сравнение определенных систем дает возможность с большей долей вероятности вывести и новое понятие.

Так, сплошь и рядом в минералах метасоматитов фиксируется масса очень мелких включений, определить химический состав которых из-за их размеров существующими методами невозможно. Вместе с тем определение температур формирования минералов по измерению температур гомогенизации этих включений при нагревании, установление при петрохимических пересчетах баланса привноса и выноса отдельных элементов, геохимические исследования закономерностей распределения малых элементов в минералах и т.д. дают нам возможность сделать качественно новый вывод о температуре флюида и его химическом составе. Это новое понятие даст уже более сложную, полнее описывающую природную систему модель.

Учитывая сказанное, мы определяем исследуемую геохимическую модель как комбинацию простых устойчивых признаков, отражающих условия накопления того или иного химического элемента в данном участке земной коры. К таким основным устойчивым признакам мы относим температуру, давление, состав, концентрацию, окислительно-восстановительный потенциал и агрегатное состояние флюида, в котором осуществляется миграция рудного компонента к местам накопления.

Все эти параметры изменяются во времени и пространстве под влиянием тектонических процессов, при метаморфическом преобразовании пород, перемещении флюида в породы иного химического состава и т.д., что, в свою очередь, обуславливает изменение форм миграции рудного компонента. Это положение требует тесной увязки геохимической модели с геологической историей изучаемого сегмента земной коры.

Необходимые для построения модели данные были получены при геологических, геохимических, минералогических, петрографических, петрохимических, структурно-геологических и экспериментальных исследованиях. В результате проведенной работы и обработки литературных данных определились существенные признаки изучаемых объектов, которые были систематизированы по приведенной выше схеме построения модели и сопоставлены друг с другом. При этом мы стремились выявить закономерности пространственного расположения месторождений относительно главных структурно-тектонических элементов, установить внутреннюю связь между процессами метаморфизма, магматизма, метасоматоза, гидротермального изменения пород и рудообразования, изучить факторы, определяющие перенос металлов и осаждение их в форме рудных концентраций и т.д.

Все эти исследования были подчинены одной цели — построить геохимическую модель накопления урана в щелочно-карбонатных метасоматитах и на ее основе наметить критерии, благоприятные для поисков эндогенных урановых месторождений.

В зависимости от применяемых методов мы выделяем два крупных направления в изучении условий накопления урана: геологическое и экспериментальное. Такое разделение носит условный характер и вовсе не означает, что изучение геохимических процессов должно проводиться раздельно по двум направлениям. Лишь геологические исследования, дополненные данными экспериментальных работ, могут служить надежной основой для выделения наиболее существенных факторов, определяющих концентрацию рассеянных металлов в месторождениях.

При экспериментальном моделировании геологических процессов мы имеем дело со сложными природными системами (породами, минералами), с различными химическим составом, структурой кристаллической решетки, степенью раскристаллизации, элементами-примесями. Каждый из этих признаков влияет на переход того или иного компонента в раствор, усложняет количественное изучение химизма протека-



ющих реакций. Расхождения в результатах опытов, проводимых при одинаковых условиях, получаются также из-за различия химического состава сталей, из которых изготовлена аппаратура. Все это не позволяет дать строгую количественную оценку изучаемым явлениям. Говоря о влиянии температуры, давления, состава и концентрации растворов на устойчивость в них урана и других элементов, мы принимали во внимание величины, отличающиеся на порядок, отбрасывая цифры одного порядка. Такие отличия возникают при влиянии на систему факторов, изменяющих растворимость вещества в растворе. Существование таких факторов реально в природе и обуславливает возникновение в сложных, многокомпонентных системах минеральных ассоциаций, отвечающих строго определенным физико-химическим параметрам. Они прокладывают себе дорогу среди массы случайных явлений как устойчивые признаки, что, в свою очередь, определяет возможность экспериментально моделировать их.

Никакая правдоподобная последовательность отложения руд, соответствующая законам физики и химии, не может служить доказательством того, что именно эта последовательность единственно возможна в природе, если она не обоснована геологическими данными. Учитывая это, можно утверждать, что геологические исследования должны опережать во времени экспериментальные. Это даст возможность, во-первых, более направленно проводить экспериментальные работы и, во-вторых, корректировать данные геологических исследований.

С учетом общей схемы построения геохимической модели и сделанных замечаний приведем результаты исследования. Главы расположены в последовательности, отвечающей требованиям к построению модели.

Из всей совокупности признаков, характеризующих урановые месторождения в щелочно-карбонатных метасоматитах докембрия, отбираются сведения о приуроченности месторождений к определенным структурным элементам земной коры, полям развития пород различных фаций метаморфизма, геологическим формациям. Эти данные дополняются петрохимическими, петрографическими, минералогическими и геохимическими исследованиями, дающими нам возможность судить о связи рудоносных растворов с вмещающими породами, локализации их в определенных структурных зонах, химизме растворов, температуре и давлении в период минералообразования. Часть этих понятий уточняется при экспериментальных исследованиях. При этом выясняется причинная

связь ряда геологических процессов, границы действия того или иного геохимического фактора и т.д.

На основании сопоставления результатов геологических и экспериментальных исследований получаем новые понятия, которые в совокупности с уже выведенными понятиями дают нам возможность построить геохимическую модель, служащую основой для прогнозной оценки территории на выявление месторождений данного типа.

## ГЛАВА II.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ УСЛОВИЙ НАКОПЛЕНИЯ УРАНА

На поздних стадиях метасоматического преобразования пород, обогащенных железом, магнием и кальцием, широко развиваются процессы карбонатизации, тогда как для алюмосиликатных пород характерны процессы альбитизации. Как показывают геологические исследования, в тесной пространственной связи с процессами щелочного и карбонатного метасоматоза находится ряд месторождений и рудопоявлений урана. Развитие этих процессов приводит к перераспределению урана, накопившегося в метаморфизирующейся толще пород (Тугаринов, 1963).

Для того чтобы выяснить степень их генетического родства и определить, в силу каких причин процессы щелочного и карбонатного метасоматоза способствуют накоплению урана до промышленных концентраций, мы должны изучить структурное положение урансодержащих щелочных и карбонатных метасоматитов, установить возможную закономерность приуроченности уранового оруденения к определенным типам минеральных ассоциаций метасоматитов и по характеру минерального и химического преобразований исходных пород (включая и малые элементы) сделать вывод о химизме рудообразующего флюида и его эволюции во времени в зависимости от изменения термодинамических условий.

#### СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ УРАНСОДЕРЖАЩИХ ЩЕЛОЧНЫХ И КАРБОНАТНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

На основании расположения ураноносных щелочных и карбонатных метасоматитов в пределах докембрийских щитов можно утверждать, что их распространение контролируется структурами регионального заложения. Для подтверждения этого рассмотрим такой регион, как Канадский щит — самый богатый урановыми месторождениями различных генетических типов. В его пределах ураноносный пояс вытянут по запад-





Рис.1. Канадский ураноносный пояс (по А.Г.Лангу):  
1 - главные районы урановых месторождений гидротермального типа; 2 - ураноносные пегматиты; 3,а - осадочно-метаморфогенные месторождения, 3,б - площади повышенной радиоактивности; 4 - границы Канадского щита

ной, юго-западной, южной и юго-восточной частям более чем на 2000 км при ширине 200-300 км (рис.1).

По характеру уранозного оруденения выделяются месторождения гидротермального (прожилкового) и метасоматического (вкрапленного) типов. Они залегают в кристаллических породах докембрия - в различной степени гранитизированных туфах и сланцах, аргиллитах, кварцитах, порфиритах, гранитоидах и монцонитах.

В северной части находится ураноносный район Большого Медвежьего озера, продолжающийся к югу до Большого Невольничьего озера, куда входят месторождения Контакт, Мориен-Ривер, Хотта и др. Все эти месторождения принадлежат к пятиэлементной и смолково-кварц-карбонатной формациям.

К юго-востоку от этого района расположен другой важный ураноносный район оз.Биверлодж - Атабаска, также представленный рядом гидротермальных месторождений. Урановые месторождения района Биверлодж приурочены преимущественно к породам формации Мартин ( $AR_1$ ), сложенной метаморфизованными кластогенными породами - конгломера-

тами, кварцитами, роговиковыми хлорит-серицитовыми сланцами и метавулканиитами, амфибол-кварц-полевошпатовыми кварцитами, а также ультрабазитами. Реже месторождения встречаются в породах группы Тазин (AR), представленных гранитами, мигматитами, гнейсами, амфиболитами, карбонатными породами и кварцитами.

Урановые месторождения размещены в зонах крупных разломов и зоне несогласия между породами группы Тазин и формации Мартин, там, где они тектонически нарушены, катаклазированы, трещиноваты и милонитизированы (рис.2).

Наиболее продуктивны рудные тела, развитые среди альбитизированных, гематитизированных, эпидотизированных и карбонатизированных сланцев, алевролитов и амфиболитов рудоносной группы. В эту группу входят среднетемпературные жильные месторождения Эйфельд (Эльдорадо), Игл, Галч, Смитти и др. Все они в основном относятся к смолково-кварц-карбонатной формации. В ряде мест отмечается явный переход к рудам пятиэлементной формации, что выражается в наличии арсенидов, кобальта и никеля, а иногда и самородного серебра. Метасоматическое месторождение Гуннар приурочено к монцититам.

Рассматривая содержание урана и тория, а также торий-урановые соотношения в гранитизированных осадочных и вулканических породах, Л.Тремблей (Trembley, 1970) сделал вывод, что в районе Биверлодж источником урана для месторождений данного типа, вероятно, были древние кварциты. Он считает, что уран экстрагировался из этих пород в процессе гранитизации и концентрировался затем в эпигенетические урановые месторождения.

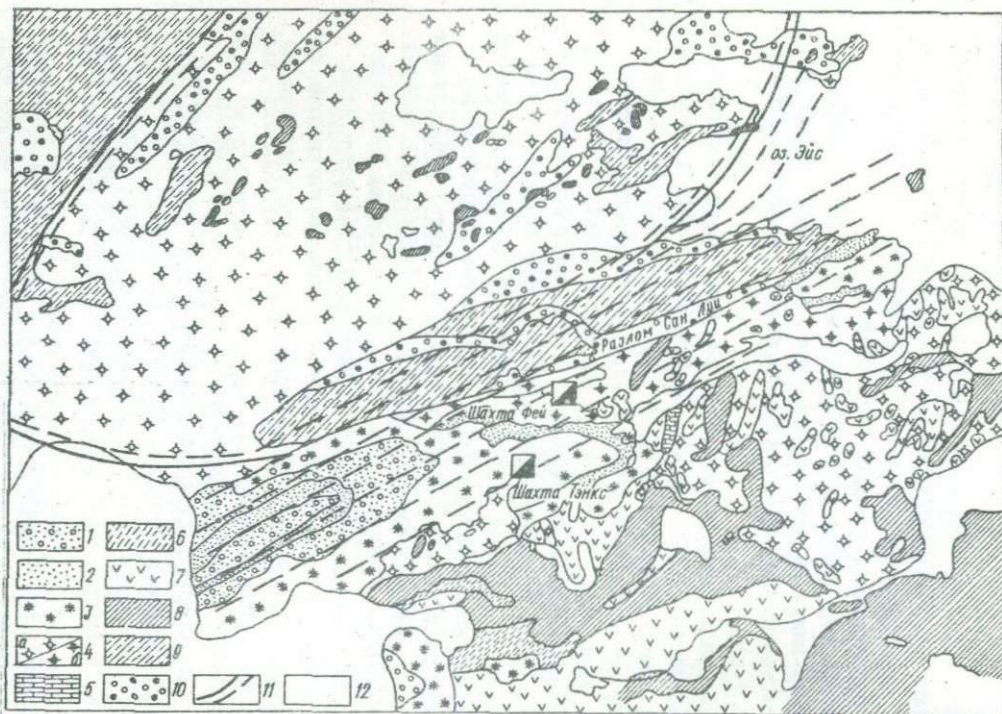
Этой же точки зрения придерживаются другие исследователи (Chandi, Gresty, Crieve, 1969) для объяснения генезиса урановых месторождений в районах Макковик, Кипава - Грайндетон - Лейк и др., где урансодержащие жилы широко развиты в толщах кварцитов. Месторождения подобного типа найдены также в районах Рейрок, Тино-Пойнт.

Источником урана для более молодых эпигенетических месторождений могли служить древние ураноносные конгломераты, широко известные в литературе как тип Блайнд-Ривер. Запасы их в 1964 г. составляли около 92% всех запасов урана в стране. Оруденение приурочено к пиритизированным кварцево-галечным конгломератам, залегающим в основании формации Матиненда или вблизи нее. Формация сложена главным образом грубозернистыми, косослоистыми полевошпатовыми кварцитами. С.М.Роско (1969) привел достаточно веские доказательства россыпного происхождения оруденения, что подтверждает его



Рис. 2. Геологическая схема Биверлуджского рудного района (по материалам геологической службы Канады). Протерозой, Формация Мартин: 1 - аркозы, конгломераты, известняки;

2 - известняки, аркозы, конгломераты и зеленые сланцы; 3 - базальные конгломераты, брекчий, аркозы. Архей, группа Тазин: 4, а - метасоматические граниты, гнейсы, мигматиты, милониты; 4, б - метасоматические граниты рудных полей; 5 - известняки и доломиты; 6 - кварц-биотитовые сланцы, кварциты, граувакки; 7 - амфиболиты, роговообманковые сланцы, 8 - кварциты; 9 - метааргиллиты, амфибол-кварц-полевошпатовые сланцы; 10 - кварц-хлоритовые, биотит-хлоритовые сланцы; 11 - контуры древней глыбы; 12 - площадь рудного поля





сингенетическую природу. Интересно, что в позднедокембрийских отложениях Канадского щита конгломераты чаще всего представлены не пиритовым, а гематитовым типом. Отсутствие в них радиоактивности, за исключением базальной части формации Атабаска в районе купола Карсвелл, по-видимому, свидетельствует о наступлении условий, неблагоприятных для формирования сингенетического уранового оруденения.

Определение возраста уран-свинцовым методом по урансодержащим циркону и монациту, которые в районе Блайнд-Ривер считаются осадочными, датируется в 2500 млн. лет. Этот возраст более древний, чем возраст уранинитов, которые встречаются в конгломератах в нескольких генерациях. Самый древний уранинит образовывался между 1700 и 2500 млн. лет, а самый молодой — 600 млн. лет назад. Возраст различных стадий кристаллизации и перекристаллизации уранинита имеет прямую связь с основными фазами орогенеза.

Значительный разброс в определении изотопного возраста характерен также для жильного и вкрапленного типов руд. В.Коппел (Koepel, 1968) определил возраст жил района Биверлодж в 1760 млн. лет и установил стадии регенерации, отвечающие 1100, 270 и 100 млн. лет.

На общем фоне приуроченности урановых месторождений к краевым частям Канадского щита отмечено четкое подчинение всех гидротермальных месторождений тектоническому контролю, когда месторождения располагаются либо по соседству с крупными сбросами, либо в пределах этих структур, либо, как например, на месторождениях Гуннар и Раббит-Лейк, на их пересечениях.

Структурный контроль очень отчетливый, и приуроченность оруденения к сбросовым и сдвиговым зонам восточного направления на большей части территории Канады является хорошим поисковым признаком. Примерами могут служить пояс Волластон-Лейк, сброс Сан-Дуи и другие сбросы в районе Атабаска, сброс Макдональд и безымянный сброс северо-восточного направления близ Порт-Радий.

Для ураноносных пегматитов, образующих в Гренвиллской провинции пояс, параллельный или субпараллельный гренвиллскому фронту гранитизации, также можно предположить мобилизацию урана из ураноносных пород, которые, возможно, были развиты в пределах пояса до его метаморфизма. Вероятно, этот пояс сформировался на больших глубинах, где существовали физико-химические условия, благоприятные для перераспределения урана, которое носило длительный и многоступенчатый характер (данные изотопного возраста по уран-свинцовому методу определены интервалом 2,5 — 1,0 млрд. лет).

По текстурным особенностям среди ураноносных пегматитов выделяются аazonальные красные пегматиты района Банкрофт. Их минеральный состав характеризуется наличием щелочного полевого шпата, уралита, кварца, ураноторита, уранинита, алланита. Наиболее обычны для Гренвиллской провинции аazonальные белые пегматиты. Встречаются два типа белых пегматитов: мусковитсодержащие и биотитсодержащие (или амфиболсодержащие). В последних, как правило, скапливается уранинит, реже эвксенит и бетафит (Fratta, 1969).

В зональных пегматитах уран обычно содержится в малых количествах и главным образом в качестве примеси в таких минералах, как колумбит, танталит, циртолит, эвксенит и самарскит. Лишь в некоторых зональных пегматитах обнаружено небольшое количество уранинита.

Таким образом, основные месторождения Канадского пояса сложены различными генетическими типами пород докембрийского возраста. Есть основания предполагать, что общей предпосылкой при их формировании была гранитизация толщ, обогащенных ураном.

Можно выделить генетический ряд, включающий древние ураноносные конгломераты типа Блайнд-Ривер – граниты с аномально высоким содержанием урана (0,0003–0,0008%) района Конвей; Нью-Гемпшир – ураносодержащие пегматиты Гренвиллской провинции и другие, жильные и вкрапленные руды метасоматического типа районов Биверлодж, Эльдorado, Гуннар, Раббит-Лейк и т.д. Эти месторождения занимают различное геологическое положение, прослеживаются в разных геотектонических зонах и структурных ярусах.

Сравнение распределения урановых месторождений Сев. Америки с расположением геосинклиналей протерозойского возраста (Schuchert, 1923) показывает, что все месторождения урана (за исключением расположенных на западном побережье Мексиканского залива и пегматитов района Банкрофт) размещены внутри выделенных геосинклинальных бассейнов.

Геологическая позиция месторождений различных генетических типов и данные по определению изотопного возраста дают нам основание утверждать, что перераспределение урана в процессе геологической истории носило сложный и многоступенчатый характер.

Первоначальным источником урана, по мнению ряда исследователей (Тугаринов, 1963; Роско, 1969), служили древние гранитоиды, а россыпное происхождение оруденения было возможным вследствие восстановительного характера древней атмосферы (Виноградов, 1962;



Мельник, 1978). С. Роско отмечал также большое значение тектонических нарушений, особенно в краевой зоне геосинклинали, влиявших на интенсивность осадконакопления и распределение фаций.

Проявление при метаморфизме вдоль этих зон интенсивных процессов гранитизации и щелочного метасоматоза обуславливает то положение, что в докембрийских щитах урановые месторождения и рудопроявления локализируются вдоль тектонических зон глубокого заложения, служащих разделительными линиями для геологических формаций различного возраста. Обычно они выражены зонами смятия с многочисленными проявлениями процессов милонитизации и катаклаза.

Универсальность этого положения хорошо иллюстрируется данными по геологическим позициям урановых месторождений более молодого возраста. Так, во Франции жильные месторождения урана залегают в гранитах и значительно реже — в непосредственной близости от них (Yangloff, 1970). Однако не все граниты ураноносны. Докембрийские граниты, развитые в ядрах древних структур, лишь слабо минерализованы и характеризуются низкой радиоактивностью.

Большинство месторождений приурочено к гранитам, располагающимся в герцинской складчатой зоне, обтекающей ядра древних структур. Рудоносными являются альбитизированные двуслюдяные граниты или биотитовые граниты, ассоциирующие с мусковитовыми.

Значительная часть запасов наиболее богатых урановых руд приурочена к штокам вкрапленных руд в "эписиенитах". Последние представляют собой пористые породы, не содержащие кварца и сложенные новообразованиями мирмекита, альбита, адуляра, хлорита, флюорита. Такие породы характерны и для знаменитого канадского месторождения Гуннар и, как будет показано дальше, возникают при резкой смене pH растворов.

Рудные тела залегают в зонах дробления или трещиноватости вблизи мощных милонитовых зон, представляющих собой структуры регионального плана. Милониты разделяют блоки, из которых одни являются горстами, а другие — грабенами.

Продуктивные граниты Франции характеризуются высоким содержанием урана, приближающимся к 0,0015–0,002%.

Перераспределение урана в рудоносные жилы происходит в определенных физико-химических условиях при наличии благоприятной тектонической обстановки. Присутствие в жилах карбоната (кальцита) и флюорита свидетельствует об активном участии в этих процессах углекислоты и фтора.



В Португалии (район Мезета) отмечается крупное несогласие между метаосадочными и метавулканическими толщами докембрия и нижнего девона. Зона смятия контролирует молодые посторогенные крупнозернистые гранитоиды герцинского возраста, которые относятся к монзонитам и биотит-мусковитовым гранитам и иногда характеризуются порфировыми структурами (Matos Dias, Soares de Andrade, 1970).

Предполагается, что первоначальные процессы осадочной дифференциации обусловили высокую радиоактивность пород, вмещающих посторогенные молодые граниты, которые, в свою очередь, характеризуются высоким фоновым содержанием урана. Перераспределение урана до промышленных концентраций происходило под действием экзогенных процессов.

В центральной части Богемского массива урановая минерализация пространственно связана с крупнозернистыми порфировидными фациями варисцийских гранитов. Здесь в отличие от ураноносных провинций Западной Европы не наблюдается значительного разрыва между возрастом варисцийских гранитоидов и возрастом наиболее древней гидротермальной ураноносной рудообразующей стадии. Минерализованные структуры известны здесь в докембрийских сериях, в примыкающих к ним кристаллических породах и локализованных в них варисцийских гранитах. Нередко содержание урана в гранитах повышается до промышленных концентраций.

Почти во всех жилах в парагенетической ассоциации с урановой смолкой находится кальцит. Характерным минералом является также кварц. Другие жильные минералы – сульфиды, флюорит, барит, селениды, арсениды и антракосолит – встречаются гораздо реже (Sattgran, 1966).

Приведенный материал о геологической позиции урановых месторождений в пределах докембрийских щитов и более молодых областей дает основание утверждать, что благоприятными структурами для поисков урановых месторождений являются региональные тектонические зоны (разломы и зоны смятия) на контакте древних глыб и более молодых складчатых поясов.

Для докембрийских щитов это пограничные области между останцами архейских толщ и протерозойскими формациями, а для более молодых образований – контакты с отторгнутыми блоками фундамента в краевых частях платформы. Именно учитывая эти процессы, К.О.Кратц и В.А.Дедеев (1970) вводят специальную структурную единицу для докембрийских щитов, определяемую ими как среднепротерозойские склад-

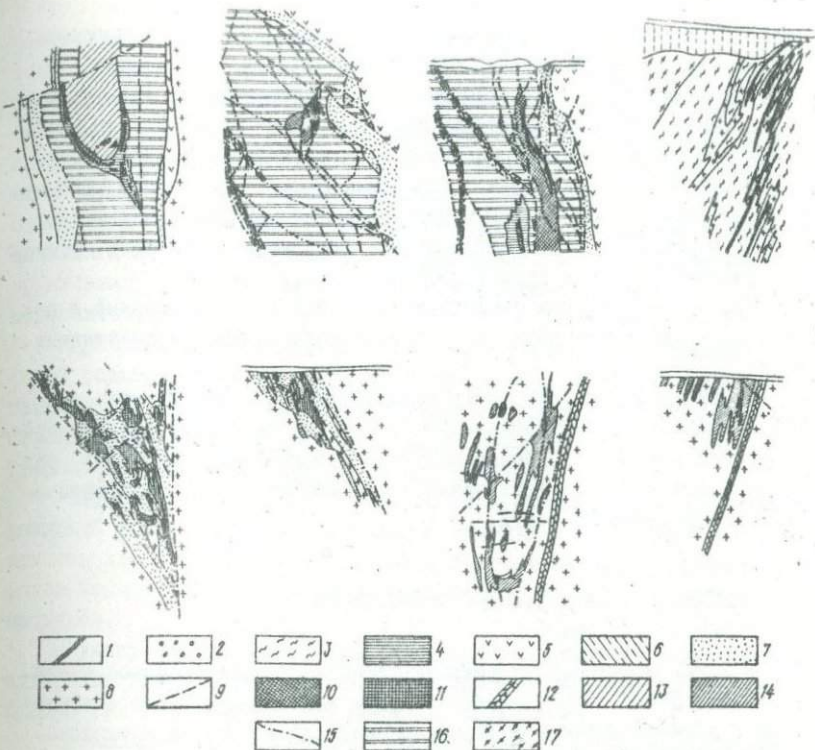


Рис.3. Структура урановых месторождений в метасоматитах докембрия (по Я.Н.Белевцеву, Н.П.Гречишникову):

1 - урановые руды, 2 - породы нижней свиты, 3 - гнейсы, 4 - альбититы, 5 - амфиболиты, 6 - дайки диабазов, 7 - альбититы, сиениты, 8 - граниты и мигматиты, 9 - каолиновая кора выветривания, 10 - железные руды, 11 - контуры ураноносных метасоматитов, 12 - зоны брекчирования и милонитизации, 13 - породы верхней свиты, 14 - роговики, сланцы, амфиболиты, 15 - дизъюнктивные нарушения, 16 - породы средней свиты, 17 - мигматиты

чатые системы, располагающиеся внутри нижнепротерозойской складчатости и вызывающие тектоно-магматическую переработку нижне- и верхнеархейских срединных массивов.

Как правильно отмечает В.Г.Кушев (1972), инверсия таких геосинклиналей, точнее протогеосинклиналей, сопровождалась их разделением при инверсиях на антиклинорные и синклинорные зоны. В послед-

ледних продолжалось осадконакопление, причем от смежных протоантиклинорных поднятий синклинорные зоны отделялись разломами.

К границам таких синклинорных зон и протоантиклинорных поднятий, а также к краевым прогибам геосинклиналей вдоль границ окаймленных ими квазисрединных массивов приурочивались терригенные и терригенно-хемогенные фации и формации, которые в значительной мере могли быть обогащены рядом рудогенных элементов, в частности ураном. К ним относятся конгломераты, песчаники, гравелиты, углисто-глинистые сланцы и другие породы.

При наложении ряда геологических процессов накопленный в породах уран, перестраиваясь, мог образовывать промышленные концентрации.

На рис.3 показан характер локализации ураноносных метасоматитов в толщах докембрийских пород. В общем виде этот процесс представляется нам как ряд более простых геологических процессов, связанных с осадочной дифференциацией, гранитизацией и метасоматическим преобразованием пород.

#### РОЛЬ ПРОЦЕССОВ

#### ЩЕЛОЧНОГО И КАРБОНАТНОГО МЕТАСОМАТОЗА

#### В НАКОПЛЕНИИ УРАНА

В зонах региональных тектонических нарушений урановое оруденение чаще всего сопровождают процессы микроклинизации и альбитизации в алюмосиликатных и эгиринизации, рибекитизации и карбонатизации в железо-, магний-, кальцийсодержащих породах. Чтобы определить роль процессов щелочного и карбонатного метасоматоза в накоплении урана детальнее рассмотрим ряд метасоматических урановых месторождений, расположенных в полях развития докембрийских пород с различными минеральным составом и степенью метаморфизма.

#### Метасоматические урановые месторождения

#### в железорудных провинциях

#### Геологическая позиция месторождений

Обобщение материалов по урановым месторождениям в железорудных формациях докембрия проведено Р.П.Петровым, В.С.Карпенко, Ю.А.Мицкерским (1969). Они изучали месторождения различных генетических типов – метаморфогенные, связанные с пегматитами, кварц-карбонатно-апатитовыми, магнетито-гематитовыми, рибекитовыми и эгириновыми метасоматическими залежами. Мы приведем детальную ха-



рактистику структур отдельных месторождений, минерального состава вмещающих пород, метасоматитов и руд, а также данные о возрасте уранового оруденения, определенном изотопным методом.

Для рассматриваемых нами месторождений особенно четко проявляется роль структурного контроля, выражающегося в приуроченности их к мобильному протерозойскому поясу, окаймляющему архейский консолидированный массив. В этот пояс входят месторождения и рудопроявления железа, молибдена, редких металлов, меди (сульфидные рудопроявления с примесью никеля, кобальта, цинка и мышьяка), тальк-магнезитов, барита.

Архейский консолидированный массив в плане имеет овальную форму размером примерно 50 x 25 км и вытянут по оси в субширотном направлении. С юга, востока и севера его обрамляют зеленокаменные породы архейского, а с запада и северо-запада гнейсы, сланцы, кварциты и известняки протерозойского возраста.

Изучение структурных особенностей локализации урановых месторождений в пределах зоны обрамления показало, что особенно благоприятны для локализации эндогенного оруденения места резких поворотов мобильного пояса и сочленения нескольких консолидированных массивов.

Рудопроявления, находящиеся на прямолинейном и "спокойном" интервале пояса, имеют относительно простой минеральный состав рудных тел и непромышленные масштабы оруденения.

Консолидированный массив сложен в основном мигматитами плагиоклаз-микроклиновых гранитов. Существенную роль в его строении играют также более молодые калиевые полевошпатовые лейкократовые граниты. Тела молодых гранитов подковообразно окаймляют купол с северо-запада, совпадая с направлением метасоматических зон, и образуют, кроме того, протяженные дайкообразные апофизы, отходящие от северо-западного угла купола вдоль восточного борта протерозойского синклинория на север и юг. Эти граниты прорывают породы протерозойской серии и оказывают на них контактовое воздействие, что хорошо прослеживается в керне скважин и в горных выработках. Микроклиновые граниты отличаются от других гранитов района повышенными содержаниями радиоактивных элементов. Среднее содержание в них урана ( $2,3 \cdot 10^{-3}\%$ ) почти в 2,5 раза превышает средний фон плагиоклазовых гранитов и мигматитов ( $1 \cdot 10^{-3}\%$ ).

Ясно выраженная в пространстве связь урановых месторождений с телами наиболее молодых, обогащенных радиоактивными элементами

гранитов является важной особенностью их геологической позиции. На одном из месторождений такие граниты прослежены вдоль всего западного и юго-западного бортов синклинальной структуры.

Характерно, что плагиоклазовые граниты и мигматиты, слагающие архейский вал к северу от месторождений, непосредственно с породами протерозоя в пределах описываемого района не контактируют. Установлено только, что в приконтактных зонах, а также внутри массива эти граниты содержат большое количество останцов и ксенолитов амфибол-биотитовых гнейсов и амфиболитов.

Разрывные нарушения, играющие важнейшую роль в размещении месторождений, в районе проявлены широко и разнообразно.

Признавая ведущую роль в формировании структуры района объемно-глыбовых или складчато-глыбовых дислокаций, следует, по-видимому, считать, что и основная масса разрывов, по крайней мере самые значительные из них, также является отражением этих дислокаций. Их следует расценивать как ограничение блоков и куполов, а не как самодавляющие структуры. В принципе рудоконтролирующие разрывные нарушения должны оконтуривать консолидированные блоки по периметрам, предопределяя тем самым появление замкнутых рудных районов.

В действительности же картина несколько усложняется. С одной стороны; по отдельным участкам мобильных поясов разрывы могут быть проявлены слабо или не проявлены вообще, а с другой, — разрывы, ограничивающие один массив, могут по простиранию сливаться с разрывами другого или нескольких других массивов, расположенных цепочкой, что предопределяет появление относительно протяженных систем линейных разрывных нарушений. Именно с этих позиций нами интерпретируется наиболее протяженная в районе зона субмеридиональных разрывов, приуроченных к западному борту протерозойского синклинория. Общая протяженность этой зоны составляет более 200 км. Она имеет все признаки глубинного разлома и рассматривается как нарушение первого порядка. По ней происходит ограничение с запада ряда архейских поднятий, отмечается многократное подновление тектонических нарушений, контролируется размещение линейных субвулканических тел основного и кислого составов, и, наконец, зона почти повсеместно несет признаки интенсивной гидротермальной переработки.

К разрывным нарушениям второго порядка относятся системы разрывов северо-западного простирания. В местах сочленения их с субмеридиональной зоной образуются узлы весьма сложного строения (для которых характерны яркие проявления блоковой тектоники с амплиту-



дой перемещения отдельных блоков на многие сотни метров), массовое брекчирование пород, а также формирование своеобразных брекчиевых трубообразных тел с признаками проявления относительно молодой вулканической деятельности. В пределах узлов интенсивно проявлен щелочной и карбонатный метасоматоз, с процессами которого пространственно связано урановое оруденение.

Широко развиты в районах месторождений также послойные, поперечные, диагональные и полукольцевые тектонические нарушения, играющие важную роль в локализации руд.

На основании приведенного материала можно утверждать, что еще одной важной особенностью геологической позиции урановых месторождений является их нахождение в области сочленения и пересечения крупных разноориентированных разрывов нескольких систем. Мощные метасоматические изменения, сопровождающие урановое оруденение, были обусловлены интенсивной тектонической подготовкой участков.

Проведенное в районе изучение фоновой  $\gamma$ -активности показало, что зоны тектонических нарушений фиксируются двумя пересекающимися полосами повышенной радиоактивности. Региональная меридиональная зона имеет преимущественно урановую природу, тогда как к северо-западным нарушениям приурочиваются аномалии урано-ториевой и даже чисто ториевой природы радиоактивности.

Таким образом, характерными чертами урановых месторождений в железорудных провинциях являются:

а) приуроченность к мобильным зонам, окаймляющим консолидированные куполообразные массивы архейского заложения, обновленные в протерозое;

б) приуроченность к резкому изгибу мобильного пояса в местах сочленения нескольких консолидированных массивов и высокая степень тектонической нарушенности участков локализации оруденения;

в) сочленение и пересечение крупных разрывных нарушений глубинного заложения, относящихся к нескольким разноориентированным системам, что предопределило появление на этом сегменте пояса ослабленного тектонического узла, наиболее проницаемого для магм и рудообразующих растворов;

г) нахождение месторождения в области пересечения субмеридиональной и северо-западной полос повышенных значений  $\gamma$ -активности в коренных породах, а само положение этих полос контролируется наиболее развитыми и господствующими системами разрывных нарушений;



д) отчетливое установление пространственной связи рудных узлов с относительно молодыми калищпатовыми интрузивно-метасоматическими гранитами, а сама форма тел гранитов явно подчиняется крупным, ограничивающим с запада, архейским поднятиям;

е) наличие во вмещающих породах метаформических сланцев, железистых роговиков, кварцитов и доломитов.

#### Вмещающие породы и структуры месторождения

Оруденение пространственно приурочивается к призамковым частям геосинклиналей второго порядка, зонам брекчирования на пересечении тектонических нарушений (см. рис.3). На одном из месторождений синклинальная складка, открытая к северу, протягивается в юго-западном направлении, постепенно меняя направление осевой плоскости на юго-восточное.

На юге синклиналь не очень ясно замыкается в породах железорудной формации протерозоя и прослеживается лишь по полосе зелено-каменных пород, далее приобретающих моноклинное залегание. Общая протяженность синклинали составляет около 25 км при ширине 1,5 - 3 км.

С востока осадочно-вулканогенные породы синклинали контактируют с серыми плагиогранитами и мигматитами, а с запада - с розовыми калищпатовыми гранитами. Установлено, что простираие полосчатости в мигматитах согласное с простираием пород, составляющих складку. Большинство исследователей рассматривает эту структуру как сильно сжатую горизонтальную складку с почти вертикально погружающимся шарниром. Простираие восточного и западного крыльев складки в районе месторождения близмеридиональное.

Породы западного крыла падают на восток, а восточного - на запад под углом  $75-90^{\circ}$ . Признаков замыкания пород складки на глубине, что явилось бы прямым подтверждением наличия синклинальной структуры, до уровня 1500-1700 м от поверхности не обнаружено.

Положение шарнира складки изучено по контакту доломитов с альбититами. Шарнир складки круто под углом  $70-85^{\circ}$  погружается в северо-западном направлении. Участки выполаживания шарнира не выявляются даже на самых глубинных горизонтах.

Ядро складки сложено в основном кварц-биотитовыми микросланцами, заключающими в себе крупные линзообразные тела кварцитов и доломитов, вытягивающиеся в полукольцевые полосы. Положение этих

полос определяет направление тектонических зон древнего заложения, довольно широко распространенных в пределах ядра складки.

В этом же районе встречаются дайкообразные тела, сложенные породами карбонатно-тальково-актинолитового составов, подчиняющиеся в своем развитии полукольцевым тектоническим зонам. Они представляют собой глубоко метаморфизованные и метасоматически переработанные вулканогенные и интрузивные породы основного и ультраосновного составов.

Для изучения направлений тектонических усилий в период формирования синклинали нами были отобраны и исследованы микроструктурным анализом образцы пород метаморфических кварцитов. Отбор проводился по двум горизонтам горных выработок, при этом учитывалась форма складки в плане; соединительная линия мест отбора проб почти целиком повторяет форму складки.

Все полученные ориентированные диаграммы похожи между собой. Максимумы выходов оптических осей зерен кварца образуют как бы дугу, полумесяц, располагаясь в плоскости диаграммы с севера на юг. На диаграммах от двух до пяти максимумов, расположение их несимметрично относительно друг друга. Рисунок ориентированных диаграмм, полученных при изучении кварцитов, можно объяснить перекристаллизацией зерен кварца в результате сильного бокового сжатия. Полученные узоры ориентированных диаграмм по сравнению с классическими типами ориентировки можно отнести к типичным сложным  $\beta$ -поясовым тектонитам. В сформировавшейся структуре крылья складки и ее часть, располагающаяся к югу от ядра, сложены биотитовыми, гранат-биотитовыми, биотит-амфиболовыми, гранат-амфиболовыми разновидностями биотитовых, амфиболовых сланцев и кварцит-сланцев, а также железистыми роговиками. По последним интенсивно развивались метасоматические процессы, приведшие к формированию залежей урановых руд железо-карбонатного состава.

Породы, залегающие на юге моноклинально, по мере продвижения на север как бы расщепляются "килем" на две лачки северо-западного и северо-восточного простираний, обтекая ядро складки (рис. 4).

Синклинальная структура сильно осложнена разрывными нарушениями, разбивающими ее на блоки. Наиболее крупные ограничивают синклиналь с востока и запада, сочленяясь на юге под острым углом.

Севернее центрального блока складка осложнена тремя разломами, секущими ее под косым углом. Блоки пород, располагающиеся между ними и к северу от них, были приподняты с амплитудами от нескольких

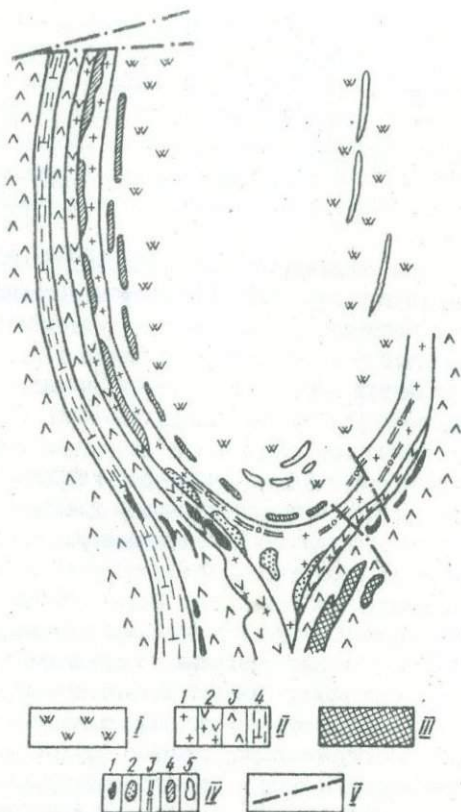


Рис.4. Схема пространственного размещения ассоциаций урановых минералов и зон рудной минерализации:

1 - породы Верхней свиты; II - породы средней свиты (1 - альбититы; сланцы; 2 - альбит-рибекитовые, 3 - куммингтонитовые, 4 - биотитовые и биотит-амфиболовые); III - железные руды; IV - ассоциации урановых минералов (1 - уранинитовая; 2 - ненадкевит-браннеритовая; 3 - настурани-коффинитовая; 4 - малаконапатитовая, 5 - настураниовая); V - тектонические разломы



сотен метров до 1,5 км. Простираение пород северо-восточное (азимут простираения  $55-60^{\circ}$ ) при северо-западном и юго-восточном падениях.

Севернее этих нарушений прослеживаются только породы восточного крыла. Породы ядра, вероятно, ассимилированы калишпатовыми гранитами.

К более мелким относятся широко развитые на месторождении системы послонных, полукольцевых, продольных, поперечных круто- и пологопадающих диагональных и субгоризонтальных нарушений.

Тела урановых руд пространственно связаны с щелочно-карбонатными метасоматитами. При этом метасоматические изменения в породах развились гораздо шире, чем процессы рудообразования, приводящие к отложению вкрапленности урановых минералов. Рудные тела в большинстве случаев имеют постепенные переходы с вмещающими их метасоматитами, и оконтуривание проведено только по данным опробования.

Метасоматиты более всего развиты в замыкании и на западном крыле складки. Менее интенсивно они развиваются на восточном крыле. В стратиграфическом разрезе отмечается самая большая измененность процессами щелочно-карбонатного метасоматоза кварц-биотитовых и куммингтонитовых сланцев, железистых роговиков и железных руд, залегающих в середине разреза.

Среди ураноносных метасоматитов по минеральному составу выделяются альбититы, магнетит-рибекитовые сланцы, эгириниты, железо-карбонатные породы, а также многочисленные переходные разновидности: альбитизированные, рибекитизированные, эгиринизированные, карбонатизированные и другие породы.

Среди метасоматитов наиболее распространены альбититы. Они образуют пластовые тела по обоим крыльям складки, где замещают кварц-биотитовые сланцы и слагают клинообразный выступ, отходящий от замка складки на юг.

Кварц-биотитовые сланцы замещаются альбитом с образованием альбитизированной породы и почти чистых массивных серых и розовых альбититов. В местах, где исходные сланцы перемежались с небольшим количеством амфиболовых сланцев, в альбититах развивается щелочной амфибол, близкий к глаукофану.

Альбит этих образований очень загрязнен рудным и пелитоморфным материалом, который сохраняется в альбите в виде реликтовой текстуры исходных сланцевых пород.

Метасоматически измененные породы неоднократно подвергались тектоническим воздействиям с образованием большой серии послонных и секущих трещинок и микротрещин, которые заживались вновь поступающими растворами. В результате этого в зоне альбититов в больших масштабах происходило переотложение альбита, а в зоне щелочно-амфиболовых пород — магний-рибекита с образованием магний-крокидолита. Переотложенный альбит отличается от ранее отложившегося большей степенью идиоморфизма, чистотой зерен, увеличением угла оптических осей ( $2V$  раннего альбита  $+87^\circ$ , позднего  $+78-79^\circ$ ).

Рудный и палитоморфный материал, рассеянный в виде полос в альбититах начальных стадий, переотлагался в виде каемок вокруг новообразованных зерен альбита.

Наиболее распространены на месторождении серые альбититы; местами они приобретают розовый оттенок. Переходы между серыми и розовыми разностями постепенные, нерезкие. В килевой части встречаются брекчи розовых альбитов, сцементированных темно-серой альбитизированной породой.

Биотитовые сланцы при увеличении в них количества альбита теряют сланцеватость, приобретают массивный роговиковый характер. Структура исходных пород сохраняется только в начальные этапы альбитизации и ее можно определить как гранонеметобластовую, гранолепидобластовую. Альбит замещает как биотит, так иногда и кварц исходных пород. Минеральный состав альбититов (в %): альбита 75-85; второстепенные минералы — щелочной амфибол, эгирин, гидробиотит, магнетит. На отдельных участках содержится значительное количество апатита и циркона.

На основании изучения минеральных ассоциаций акцессорных минералов видно, что натрийсодержащие растворы, обусловившие альбитизацию, несли также цирконий, фосфор, титан, уран и другие элементы, часть которых пошла на образование урансодержащих малакона, апатита, офеа. Несколько позднее, но также одновременно с альбитизацией, образовались силикаты урана (ненадквит) и в меньшем количестве уранинит, относящиеся к первой стадии уранового оруденения.

Для полосчатых, преимущественно розовых альбититов характерны своеобразные структуры, которые и обуславливают полосчатость альбититов. Полосчатость вызвана мелкозернистыми разностями (до 0,02 мм) альбитов с аллотриоморфнозернистой структурой, а по сторонам от них нарастают веерообразные агрегаты более крупных зерен



альбита, ориентированные перпендикулярно общей полосчатости. Параллельно этому агрегату вытягиваются каёмки пелитоморфного вещества.

Альбит из альбититов в зависимости от времени выделения различается формой и оптическими свойствами. Самый ранний альбит радиально-лучистый, ассоциирует с эгирином и щелочным амфиболом ранних генераций. Более поздний — пластинчатый и гребенчатый, замещает радиально-лучистый, а самый поздний — столбчатый и таблитчатый сечет по прожилкам все разновидности.

Двойникование альбитов происходит по альбитовому, реже карлсбадскому закону. Состав довольно постоянный, что видно по содержанию анортитовой молекулы (колебания от 0 до 9%).

В зернах альбита встречается большое количество включений различных минералов: карбонатов, серицита, игольчатых щелочных амфиболов, пелитоморфного вещества.

Щелочные амфиболы в альбититах представлены двумя разновидностями:

1) волокнистыми и сноповидными агрегатами, развивающимися по краям в виде псевдоморфоз по куммингтониту и гриннериту. Иногда это сопровождается оторочками из мелких зерен магнетита и гематита. Показатели преломления щелочного амфибола:  $n_g \sim 1,667$ ;  $n_p = 1,654$ ;  $n_g - n_p = 0,007$ . Минерал оптически отрицательный, удлинение отрицательное, угасание косое  $\epsilon n_p = 3^\circ$ . По оптическим свойствам щелочной амфибол можно отнести к роду зиту.

Биотит встречается в виде реликтов среди альбита, окрашен в зеленоватые цвета, часто содержит включения, окруженные плеохроичными двориками. Показатели преломления:  $n_g = 1,600-1,603$ ;  $n_p = 1,550-1,590$ ;  $n_g - n_p = 0,010-0,050$ .

Эгирин развивается в тесном сростании со щелочным амфиболом в виде спутановолокнистых агрегатов и пучков тонкоигольчатых кристаллов. Обычно центральная часть пучкообразных сростков сложена голубым щелочным амфиболом, по периферии которого растет криптозернистый эгирин. Реже наблюдается обратная картина, когда центральная часть сложена криптокристаллическим, слабо просвечивающим эгирином, от которого растут тонкие иголки амфибола; последний на концах дорастает эгирином. Обычно такая картина характерна для гнезд эгирина в прожилках альбита.

Хлорит представлен афросидеритом, развивающимся по щелочному амфиболу. Показатели преломления:  $n_g = 1,642$ ;  $n_p = 1,640$ ;  $n_g - n_p = 0,002$ . В парагенезисе с ним встречен тюрингит, имеющий пока-



затели преломления  $n_m = 1,654$ ;  $n_g - n_p = 0,009$ ; удлинение положительное, погасание прямое.

Карбонаты кальцитового состава отмечаются в виде прожилков и выполнений межзерновых пространств. Изредка можно встретить кальцит по щелочным амфиболом.

Альбитизированные породы занимают промежуточное положение между альбититами и магнетит-рибекитовыми метасоматитами. Они несут на себе как черты исходных пород — структуру, текстуру, реликты минералов (магнетита, куммингтонита), — так и метасоматитов, включая в себя их минералы — альбит, волокнистый щелочной амфибол, эгирин, хлорит, гидрослюда. Акцессорными минералами для этой группы пород являются апатит, циркон, сфен, карбонат. Из урановых минералов встречается ненадkevит.

Среди альбитизированных пород по соотношению породообразующих минералов можно выделить такие разновидности: альбитизированные железные руды, альбит-рибекитовые сланцы, эгиринизированные или карбонатизированные альбититы.

Метасоматиты магнетит-рибекитового состава развиваются обычно по куммингтонитовым сланцам и железистым роговикам. В зависимости от интенсивности метасоматической переработки, а также от исходного состава прослеживаются все переходы от исходных пород к щелочным разностям и все степени замещения куммингтонита щелочным амфиболом. Магнетит-рибекитовые метасоматиты узкой полосой (2–20 м) окаймляют альбититовые тела на всем их протяжении. Самостоятельные пластообразные тела различной мощности и протяженности они образуют на восточном крыле синклинали, в районе южного замыкания, где часто контактируют с железо-карбонатными породами.

Магнетит-рибекитовые метасоматиты внешне плотные, сланцеватые, полосчатые, реже массивные. Обычно их текстура и структура (нематобластовая, гранолепидобластовая) зависят от текстуры и структуры исходных пород.

Переход от куммингтонита к щелочному амфиболу происходит следующим образом: в куммингтоните появляются сначала плеохроизм в виде пятен вдоль трещин и краев зерен, затем каемки щелочного амфибола вокруг зерен куммингтонита — полные псевдоморфозы щелочного амфибола по зернам куммингтонита — образование соответственных форм щелочного амфибола в виде удлиненных табличек и иголочек за счет переотложения псевдоморфных амфиболов с образованием волокнистых и "лапчатых" форм щелочного амфибола.

При процессе ошелачивания куммингтонита освобождающееся железо связывается во вновь образующемся магнетите, который формирует убогую или густую вкрапленность мелких идиоморфных кристаллов в рибеките, прожилковидные скопления по трещинам и направлениям спайности амфибола. При замещении куммингтонита псевдоморфозой щелочного амфибола у зерен резко падает показатель преломления  $n_g$ , а  $n_p$  меняется значительно медленнее, поэтому оси  $n_g$  и  $n_p$  меняются местами. Положительное удлинение куммингтонита сменяется отрицательным удлинением щелочного амфибола. Можно предположить, что  $n_g$  в каком-то случае уравнивается с  $n_p$ , так как в иммерсии отчетливо видны изотропизированные зонки между ядрами зерен, сложенных куммингтонитом и каемками щелочных амфиболов. Эти зонки иногда подчеркиваются диффузионно рассеянным в них магнетитом.

Так, куммингтонит-грюнерит, незатронутый ошелачиванием, имеет константы:  $n_g = 1,705 \pm 0,002$ ;  $n_p = 1,668 \pm 0,002$ ;  $n_g - n_p = 0,037$ ;  $\sigma n_g = 12-15^\circ$ ;  $2V = -80^\circ$  ( $x$ ). Куммингтонит-грюнерит из незамещенного ядра имеет уже другие константы:  $n_g = 1,693$ ;  $n_p = 1,665$ ;  $n_g - n_p = 0,028$ ;  $2V = -75-76^\circ$ ,  $\sigma n_p = 6-9^\circ$ .

Магнезиальный рибекит каемок и полных псевдоморфоз по куммингтониту изменяет свои оптические свойства так.

Схема поглощения щелочного амфибола каемок и пятен:  $Ng > Nm > Np$ . Цвета плеохроизма:  $Ng$  - фиолетовый,  $Nm$  - зеленовато-синий,  $Np$  - желтый. Показатель преломления:  $n_g = 1,662-1,674$ ;  $n_p = 1,648-1,662$ ;  $n_g - n_p = 0,012-0,014$ . Удлинение положительное. Схема поглощения щелочного амфибола полных псевдоморфоз:  $Np > Nm > Ng$ . Цвета плеохроизма:  $Ng$  - желтый,  $Nm$  - фиолетово-сиреневый,  $Np$  - густо-синий. Показатели преломления:  $n_g = 1,672-1,699$ ;  $n_p = 1,664-1,692$ ;  $n_g - n_p = 0,008-0,007$ . Удлинение отрицательное -  $\sigma n_p = 12-25^\circ$ .

Оптические константы переотложенных амфиболов, имеющих форму иголочек или волокон, таковы.

Схема поглощения:  $Np > Nm > Ng$ . Цвета плеохроизма:  $Ng$  - серовато-желтый,  $Nm$  - густой фиолетовый,  $Np$  - густой синий. Показатели преломления:  $n_g = 1,685-1,700$ ;  $n_p = 1,677-1,696$ ;  $n_g - n_p = 0,007-0,004$ . Угасание почти прямое, удлинение отрицательное, химический анализ рибекита и его формула приведены в табл. I.

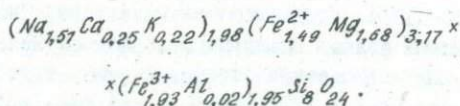
Наряду с описанными в магнетит-рибекитовых метасоматитах отмечены следующие минералы: кварц, магнетит, биотит, альбит, изредка гранат. Их свойства не изменяются от рибекитизации исходных по-

Т а б л и ц а 1

Химический состав рибекита (расчет проведен по обычному кислородному методу. Делитель 1072)

| Окисел    | Вес. % | Молекулярное количество | Атомное количество |          | Коэффициент |
|-----------|--------|-------------------------|--------------------|----------|-------------|
|           |        |                         | анионов            | катионов |             |
| $SiO_2$   | 53,6   | 8920                    | 17840              | 8920     | 8,32        |
| $TiO_2$   | 0,03   | 4                       | 8                  | 4        | 0,004       |
| $Al_2O_3$ | 0,12   | 12                      | 36                 | 24       | 0,022       |
| $Fe_2O_3$ | 16,45  | 1035                    | 3045               | 2070     | 1,93        |
| $FeO$     | 11,47  | 1597                    | 1597               | 1597     | 1,49        |
| $MnO$     | 0,02   | 2                       | 2                  | 2        | 0,002       |
| $MoO$     | 7,24   | 1800                    | 1800               | 1800     | 1,68        |
| $CaO$     | 1,5    | 270                     | 270                | 270      | 0,25        |
| $Na_2O$   | 5,00   | 810                     | 810                | 1620     | 1,51        |
| $K_2O$    | 1,1    | 120                     | 120                | 240      | 0,22        |
| $H_2O$    | 0,36   | 200                     | 200                | 400      | 0,37        |
| П.п.п.    | 3,17   | —                       | —                  | —        | —           |
| 100,16    |        |                         | 25728              |          | 15,80       |

Кристаллохимическая формула рибекита:



Избыток  $SiO_2$  образуется за счет механических примесей.

род. По магнетит-рибекитовым метасоматитам в виде жил и гнездовых скоплений встречаются карбонаты и эгирин.

Железо-карбонатные метасоматиты распространены в основном только на глубоких горизонтах в южной части месторождения. В виде небольших тел они развиваются также на западном и восточном крыльях складки по железным рудам, магнетит-амфиболовым сланцам и железистым роговикам. Среди железо-карбонатных пород выделяются: мартит-карбонатные, мартит-амфибол-карбонатные, магнетит-мартит-карбонатно-эгириновые, альбит-карбонатно-эгириновые и другие разновидности.



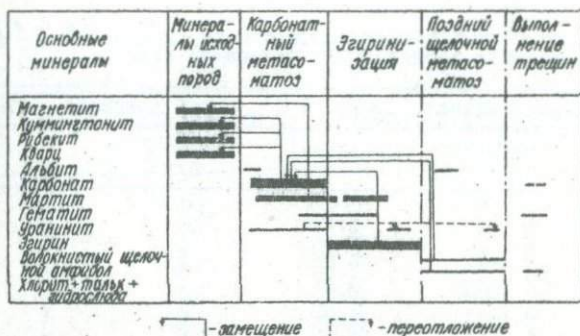


Рис. 5. Схема последовательности минералообразования при формировании железо-карбонатных руд

При развитии карбонатизации по породам, содержащим альбит, последний почти всегда сохраняется в виде реликтов; в магнетит-рибекитовых породах рибекит замещается актинолитом, актинолит — родуситом, карбонатом (рис. 5).

Таким образом, по характеру минеральных замещений устанавливается, что минеральный состав карбонатных метасоматитов зависит от состава исходных пород. Новообразованными минералами этого процесса являются доломит, кальцит, анкерит, сидерит, гидробиотит, мартит, тальк.

Доломит (табл. 2) образуется по куммингтониту, родузиту, магнетиту, гематиту и кварцу, псевдоморфно замещая их или корродируя эти минералы. Он развивается по сложности пород или трещинам. Замещение минералов происходит по спайности или по краям зерен. В эгиринитах доломит разъедает и замещает эгирин первой генерации, и затем сам замещается эгирином второй генерации.

При эгиринизации карбонатных метасоматитов выделение акмита сопровождается мартитизацией магнетита и образованием гематита.

Бурый эгирин-акмит замещает доломит и амфиболы, развиваясь вдоль направлений спайности, часто полностью замещая карбонат (табл. 3). Наиболее сильно эгиринизированы брекчированные разности пород, в которых эгирин развивается по цементу. Эгиринизация ведет к регенерации уранинита в карбонатно-урановой стадии.

Формы выделений доломита — ромбоэдры, реже — ксеноморфные зерна. Доломит одноосный, отрицательный, спайность совершенная.

## Рентгенометрические исследования доломита

| Доломит (Михеев, 1957) |    |        | Проба доломита № 7690 |    |       |
|------------------------|----|--------|-----------------------|----|-------|
| №<br>п/п               | I  | $d/n$  | №<br>п/п              | I  | $d/n$ |
| 1                      | 3  | 3,81   | 1                     | 2  | 4,18  |
| 2                      | 3  | (3,18) | 2                     | 1  | 3,69  |
| 3                      | 10 | 2,85   | 3                     | 10 | 2,86  |
| 4                      | 6  | 2,65   | 4                     | 1  | 2,52  |
| 5                      | 3  | 2,53   | 5                     | 1  | 2,40  |
| 6                      | 4  | 2,39   | 6                     | 9  | 2,18  |
| 7                      | 6  | 2,18   | 7                     | 7  | 2,00  |
| 8                      | 5  | 2,00   | 8                     | 1  | 1,83  |
| 9                      | 3  | 1,83   | 9                     | 9  | 1,78  |
| 10                     | 3  | 1,78   |                       |    |       |
| 11                     | 5  | 1,56   |                       |    |       |
| 12                     | 1  | 1,53   |                       |    |       |
| 13                     | 4  | 1,45   |                       |    |       |
| 14                     | 3  | 1,42   |                       |    |       |
| 15                     | 5  | 1,38   |                       |    |       |
| 16                     | 5  | 1,32   |                       |    |       |
| 17                     | 3  | 1,29   |                       |    |       |
| 18                     | 4  | 1,26   |                       |    |       |
| 19                     | 5  | 1,23   |                       |    |       |
| 20                     | 3  | 1,19   |                       |    |       |
| 21                     | 5  | 1,16   |                       |    |       |
| 22                     | 3  | 1,14   |                       |    |       |
| 23                     | 4  | 1,11   |                       |    |       |
| 24                     | 5  | 1,10   |                       |    |       |
| 25                     | 4  | 1,09   |                       |    |       |
| 26                     | 4  | 1,00   |                       |    |       |

Диагностика подтверждена рентгеноструктурным анализом (см. табл. 2). Показатели преломления  $n_o = 1,680$ ;  $n_e = 1,505$ . Двупреломление высокое,  $n_o - n_e = 0,175$ . Иногда доломит замещается кварцем и щелочным амфиболом поздних генераций, вдоль трещинок часто наблюдается укрупнение зерен с образованием доломита более поздней генерации. С доломитами обеих генераций наиболее тесно связаны урановые минералы.

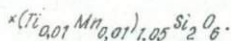
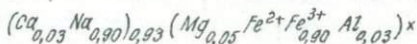
Анкерит отличается от доломита отсутствием ромбоэдрических зерен, он не имеет полисинтетических двойников и встречается в тонкополосчатом сростании с магнетитом. В присутствии урановых минералов анкерит обедняется железом и превращается в кальцит, образующий ореолы осветления в анкерите. Анкерит оптически отрицательный. Показатели преломления:  $n_e = 1,698-1,726$ ,  $n_o = 1,518-1,527$ ;  $n_e - n_o = 0,180-0,189$ .

Т а б л и ц а 3

Химический состав акмита (расчет проведен по обычному кислородному методу. Делитель 4324,5)

| Оксид     | Вес. % | Молекулярное количество | Атомное количество |          | Коэффициент |
|-----------|--------|-------------------------|--------------------|----------|-------------|
|           |        |                         | анионов            | катионов |             |
| $SiO_2$   | 52,0   | 8660                    | 17320              | 8660     | 2,002       |
| $TiO_2$   | 0,18   | 26                      | 52                 | 26       | 0,006       |
| $Al_2O_3$ | 0,06   | 64                      | 192                | 128      | 0,029       |
| $Fe_2O_3$ | 30,10  | 1940                    | 5820               | 3880     | 0,897       |
| $FeO$     | 1,44   | 200                     | 200                | 200      | 0,046       |
| $MnO$     | 0,38   | 53                      | 53                 | 53       | 0,012       |
| $MoO$     | 0,89   | 220                     | 220                | 220      | 0,051       |
| $CaO$     | 0,65   | 120                     | 120                | 120      | 0,028       |
| $Na_2O$   | 12,00  | 1940                    | 1940               | 3880     | 0,897       |
| $K_2O$    | 0,30   | 30                      | 30                 | 60       | 0,014       |
| $H_2O$    | 0,12   | -                       | -                  | -        | -           |
| П.п.п.    | 0,62   | -                       | -                  | -        | -           |
|           | 99,92  | -                       | 25947              | -        | 3,982       |

Кристаллохимическая формула акмита:



Сидерит в породах находится в ассоциации с доломитом и анкеритом. Диагностирован по данным термического и рентгеноструктурного анализов. Обычно в железо-карбонатных породах, содержащих сидерит, уранового оруденения нет.

Кальцит выделяется по микротрещинкам на более позднем метасоматическом этапе, чем доломит, хотя образование кальцита и доломита происходило в одну стадию. Кальцит замещает куммингтонит, родузит, альбит, кварц, хлорит, а также все ранее образованные карбонаты, диопсид, тремолит и актинолит. Он отличается от других карбонатов наличием полисинтетических двойников, а в зонах уранового оруденения у него появляется буровато-розовая окраска.



Показатели преломления:  $n_e = 1,658$ ;  $n_o = 1,489$ . Двупреломление  $n_e - n_o = 0,169$ .

Гидробиотит встречается в малых количествах в ассоциации с железомagneзиальными карбонатами. Карбонаты по отношению к гидробиотитам более поздние образования. Гидробиотит окрашен в зеленые тона, имеет положительное удлинение, слабо плеохроирует по схеме  $Mg > Fe$  ( $Mg$  - светло-зеленый,  $Fe$  - почти бесцветный). Показатели преломления:  $n_g = 1,573$ ;  $n_p = 1,547$ ;  $n_g - n_p = 0,026$ . Минерал оптически отрицательный, с малым углом  $2V$ .

Скарноподобные породы распространены на глубоких горизонтах месторождения, где они обнаружены совместно с карбонатными метасоматитами. Среди них по минералогическим ассоциациям выделяются такие разновидности: 1) гранат-амфибол-альбитовые - плотные мелко- и среднезернистые породы буро-зеленого цвета, состоящие в основном из граната (типа андрадита), альбита, актинолита, эгирин-диопсида, эгирина, магнетита, сфена, апатита, циркона; 2) гранат-амфиболовые, состоящие из актинолита, андрадита, железорудных минералов и биотита; 3) гранат-амфибол-карбонатные - среднезернистые породы, сложенные актинолитом, доломитом, окислами железа, андрадитом и в подчиненном количестве - кальцитом, биотитом, гидрослюдами.

Специфичными минералами для скарноподобных пород являются амфиболы и андрадит. Последний изотропный или аномально анизотропный минерал образует как идиоморфные буровато-желтые кристаллы, так и ксеноморфные оплавленные зерна с неравномерной желтоватой окраской. В ядрах таких зерен почти всегда находятся реликты рудных минералов, вокруг которых ореолом расходится желтая окраска, похожая на подтеки гидроокислов железа.

Нередко внутри метакристаллов наблюдаются реликты куммингтонита, альбита и ненадkevита. Показатель преломления андрадита  $n = 1,873$ .

Из амфиболов, развивающихся в описываемых породах, можно различать: а) бесцветный или почти бесцветный светло-зеленый, оптически отрицательный, имеющий показатели преломления  $n_g = 1,668$ ;  $n_p = 1,641$ ; б) заметно окрашенный, плеохроирующий в голубовато-зеленых тонах актинолит или актинолит-родусит. Показатели преломления  $n_g = 1,690$ ;  $n_p = 1,678$ ;  $n_g - n_p = 0,022$ ;  $2V_g = 24-26^\circ$ ; угол  $2V = -70-72^\circ$ .

Наряду с описанными метасоматитами на месторождении широко распространены эгириниты. Основной областью развития их является

район южного замыкания складки. Здесь эгирин развивается по железо-карбонатным породам, замещая карбонат и железорудные минералы. Эгиринизированные разности встречаются также и на западном крыле складки. Эгириниты — это плотные вязкие породы зеленовато-серого цвета, иногда темно-бурые или окристо-желтые в выветреном состоянии.

Текстура пород четкополосчатая, структура метасоматическая, псевдоморфная, тонкофибробластовая. Минеральный состав: эгирин, магнетит, небольшое количество амфибола, кварца, альбита, хлорита и карбонатов.

Эгирин — основной минерал эгиринитов, развиваясь по рибекит-магнетитовым породам образует псевдоморфные замещения по щелочным амфиболам, а также полностью перерабатывает ткань породы, редко оставляя реликты щелочных амфиболов в ядрах небольших солнцевидных агрегатных скоплений.

Развитие эгирина при эгиринизации пород кварц-магнетитового состава происходит вначале по границе магнетитовых и кварцевых прослоев и вокруг зерен магнетита в кварце; затем он замещает кварцевые прослои все более полно, и процесс идет до тех пор, пока весь кварц или весь магнетит не окажется израсходованным.

Различаются, как минимум, три генерации эгирина.

Эгирин первой генерации имеет зеленовато- и желтовато-бурые окраски, наблюдается в виде криптокристаллических масс, развивающихся по гематиту, магнетиту, куммингтониту и кварцу. Из-за малых размеров зерен эгирин имеет кажущиеся низкие интерференционные окраски. Плеохроизма нет. Удлинение отрицательное.  $n_p = 2-3^0$ ; показатели преломления:  $n_g = 1,818$ ;  $n_o = 1,768$ ;  $n_g - n_o = 0,050$ . Химический анализ и кристаллохимическая формула этой разности приведена в табл.4.

Эгирин второй генерации развивается в виде игольчатых и призматических кристаллов радиально-лучистых агрегатов-микросолнц по куммингтонитам, щелочным амфиболам и железокarbonатным породам. Окраска минерала в шлифах бесцветная, светло-бурая, плеохроизма нет. Показатели преломления:  $n_g = 1,800$ ;  $n_o = 1,746$ ; двупреломление:  $n_g - n_o = 0,054$ . Минерал оптически отрицательный. Угол  $2V = 75^0$ . Удлинение почти прямое, отрицательное,  $n_g = 3-5^0$ . Химический анализ и кристаллическая формула его приведены в табл.5.

Т а б л и ц а 4

Химический состав криптозернистого буровато-зеленого эгирин-акмита (расчет проведен по обычному кислородному методу. Делитель 4337,0)

| Окисел    | Вес. % | Молекулярное количество | Атомное количество |          | Коэффициент |
|-----------|--------|-------------------------|--------------------|----------|-------------|
|           |        |                         | анионов            | катионов |             |
| $SiO_2$   | 52,4   | 8730                    | 17460              | 8730     | 2,013       |
| $TiO_2$   | 0,40   | 50                      | 100                | 50       | 0,012       |
| $Al_2O_3$ | 1,21   | 120                     | 360                | 240      | 0,055       |
| $Fe_2O_3$ | 29,97  | 1860                    | 5580               | 3720     | 0,858       |
| $FeO$     | 1,11   | 150                     | 150                | 150      | 0,035       |
| $MnO$     | 0,025  | 4                       | 4                  | 4        | 0,009       |
| $MgO$     | 1,35   | 330                     | 330                | 330      | 0,076       |
| $CaO$     | 0,70   | 130                     | 130                | 130      | 0,029       |
| $Na_2O$   | 11,28  | 1818                    | 1818               | 3636     | 0,832       |
| $K_2O$    | 0,80   | 90                      | 90                 | 180      | 0,042       |
| $H_2O$    | 0,16   | -                       | -                  | -        | -           |
| п. п. п.  | 0,80   | -                       | -                  | -        | -           |
| $P_2O_5$  | 0,03   | -                       | -                  | -        | -           |
|           | 100,23 | -                       | 26022              | 17170    | 3,961       |

Кристаллохимическая формула эгирин-акмита:

$$(Ca_{0,03} Na_{0,83})_{0,86} (Mg_{0,08} Fe^{2+}_{0,04} Fe^{3+}_{0,86} Al_{0,06}) \times \\ \times (Ti_{0,01} Mn_{0,01})_{1,06} (Si_{2,01} O_6).$$

Эгирин третьей генерации образует жилки в куммингтонит-магнетитовых рудах и является более поздней генерацией, так как пересекает более ранний эгирин первой и второй генераций. Ему свойственен слабый плеохроизм от бесцветного по  $Mg$  до розоватого по  $Fe$ . По оптическим данным он близок к эгирину второй генерации.

Если эгириниты развиваются по куммингтонит-магнетитовым породам, то наблюдаются реликты куммингтонит-гренерита, который представлен плеохроизирующей разностью (от бесцветного до зеленовато-

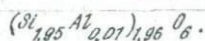
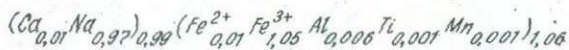


Т а б л и ц а 5

Химический состав зеленого лучистого эгирина из железистых роговиков (расчет проведен по обычному кислородному методу. Делитель 4237,2)

| Окисел    | Вес. % | Молекулярное количество | Атомное количество |          | Коэффициент |
|-----------|--------|-------------------------|--------------------|----------|-------------|
|           |        |                         | анионов            | катионов |             |
| $SiO_2$   | 49,58  | 8244                    | 16488              | 8244     | 1,946       |
| $TiO_2$   | 0,03   | 2                       | 4                  | 2        | 0,001       |
| $Al_2O_3$ | 0,12   | 12                      | 36                 | 24       | 0,006       |
| $Fe_2O_3$ | 35,26  | 2216                    | 6648               | 4432     | 1,046       |
| $FeO$     | 0,40   | 60                      | 60                 | 60       | 0,014       |
| $MnO$     | 0,015  | 2                       | 2                  | 2        | 0,001       |
| $MgO$     | сл.    | —                       | —                  | —        | —           |
| $CaO$     | 0,42   | 75                      | 75                 | 75       | 0,018       |
| $Na_2O$   | 12,70  | 2050                    | 2050               | 4100     | 0,968       |
| $K_2O$    | 0,60   | 60                      | 60                 | 120      | 0,028       |
| $H_2O$    | 0,26   | —                       | —                  | —        | —           |
| П.п.п.    | 0,52   | —                       | —                  | —        | —           |
| $P_2O_5$  | 0,10   | —                       | —                  | —        | —           |
| 100       |        |                         | 25423              |          | 4,01        |

Кристаллохимическая формула зеленого лучистого эгирина из железистых роговиков:



синего), с отрицательной оптической характеристикой (угол  $-2V = 75^\circ$ ), положительным удлинением.

Магнетит исходных пород и эгирин — антогонисты, поэтому увеличение содержания эгирина влечет за собой резкое уменьшение содержания железа.

При эгиринизации альбитизированных пород остаются реликты альбита, имеющего угол  $2V = +87-88^\circ$ . Он содержит большое количество пелитоморфного вещества и имеет формы выделений, унаследован-

ные от альбитизированных пород. Но наряду с таким альбитом можно наблюдать альбит другого качества. Он встречается в виде довольно крупных единичных зерен или небольших линзочек среди общей массы эгирина. Такой альбит характеризуется идиоморфизмом и чистотой зерен, по краям которых можно наблюдать каемки пелитоморфного вещества. При одинаковом с первой разновидностью альбита химическом составе (1-5% анортитовой молекулы) его угол  $2V$  имеет значения  $+77-78^\circ$ . Вероятно, он аналогичен переотложенному альбиту альбититов. В нем можно наблюдать волосовидные вросстки эгирина, причем между эгирином и альбитом образуется промежуточная зона, состоящая из карбоната. Таким образом, карбонат замещает эгирин, а затем сам замещается альбитом.

В эгиринитах часто развиты лапчатые, розетковидные и игольчатые голубые щелочные амфиболы. Они отчетливо плеохроируют в голубых тонах, имеют небольшое двупреломление ( $n_g - n_p = 0,004-0,006$ ) и показатели преломления не выше 1,680.

Таковы основные виды метасоматитов, развитых по породам железорудной формации (табл.6).

Т а б л и ц а 6

Распространение метасоматитов по горизонтам, усл.ед.

| Горизонт | Альбитит | Магнетит-рибекитовый сланец | Эгиринит | Железо-карбонатные породы $\Sigma$ |
|----------|----------|-----------------------------|----------|------------------------------------|
| Верхний  | 54,2     | 6,0                         | 2,0      | 62,2                               |
|          | 48,6     | 4,1                         | 8,5      | 56,2                               |
|          | 57,8     | 2,6                         | 13,0     | 73,4                               |
| Средний  | 54,7     | 2,8                         | 8,5      | 69,9                               |
|          | 37,5     | 5,4                         | 2,8      | 53,4                               |
|          | 46,9     | 13,1                        | 0,9      | 61,6                               |
|          | 44,8     | 19,2                        | 1,4      | 73,2                               |
| Нижний   | 42,7     | 10,2                        | 2,8      | 66,7                               |
|          | 43,7     | 16,8                        | 4,1      | 69,4                               |
|          | 33,3     | 18,1                        | 2,9      | 60,3                               |

Из таблицы видно, что наибольшие площади занимают альбититы (в среднем 64%), затем следуют магнетит-рибекитовые сланцы (15%), эгириниты (около 6%) и железо-карбонатные породы (около 5%). С глубиной количество альбититов уменьшается.

Зоны рудной минерализации  
и их положение в структуре месторождения  
железорудной провинции

Под зоной рудной минерализации мы рассматриваем совокупность рудных тел и рудопоявлений определенного типа в пределах вытянутой по простиранию и падению полосы пород, контролируемой определенными структурными элементами. Рудные тела в зоне прослеживаются либо непрерывно по простиранию и падению, либо образуют цепочки. В некоторых случаях они состоят из серии субпараллельных линз, часто маломощных.

Зоны рудной минерализации отличаются друг от друга характером ассоциации урановых минералов, что обусловлено, вероятно, различным составом вмещающих пород, отличиями термодинамических параметров растворов, структурной обстановкой в период рудоотложения и т.д. Положение главных зон рудной минерализации в структуре центральной части одного месторождения схематически показано на рис.4.

По составу урановых минералов зоны рудной минерализации подразделяются на пять групп, разобщенных в пространстве: уранинитовую, ненадкевит-браннеритовую, настуран-коффинитовую, малакон-апатитовую и настурановую.

Зоны уранинитовой минерализации развиваются преимущественно по железистым породам – роговикам, куммингтонит-магнетитовым и магнетит-биотит-амфиболовым сланцам. Пространственно они сосредоточены в основном в районе южного замыкания, окружая альбититовый "киль" с запада, юга и востока. Руды этого типа представляют собой мартит-карбонатные, мартит-карбонатно-талковые, мартит-гематит-карбонатно-эгириновые и гранат-амфибол-карбонатные породы, содержащие уран. Основной урановый минерал – уранинит. Гораздо реже встречается настуран. Текстуры руд полосчатые, обусловленные чередованием существенно железорудных прослоев с существенно карбонатными. Преобладают руды вкрапленного типа.

Зоны ненадкевит-браннеритовой минерализации приурочены к контакту альбититов и магнетит-рибекитовых сланцев на западном крыле складки. Они выявлены также внутри альбититового "киля" на верхних и средних горизонтах месторождения.

Кроме минералов, определяющих тип руд, в них встречены уранинит, урансодержащие офеи, апатит и малакон. Последние развиты на глубоких горизонтах названных зон. При этом взаимоотношения между



минералами указывают на то, что урановые минералы являются более поздними по отношению к альбиту и щелочным амфиболом.

В альбитизированных породах ненадкевит тесно ассоциирует с волокнистым щелочным амфиболом типа кроссита и родузита, эгирином и гидрослюдами. В карбонатизированных породах ненадкевит был встречен в ассоциации с уранинитом и титанатами урана. В рудах он обычно образует вкрапленность и в виде мелких кристалликов и их сростков. Иногда в альбитизированных сланцах образует прожилки мощностью до 5 см и более. Цвет ненадкевита различный: от желто-зеленого до темно-коричневого и черного.

Зона настуран-коффинитовой минерализации представлена рудными телами в альбититах, охватывающих полукольцом ядро складки. Рудные минералы этой ассоциации развиваются главным образом за счет выполения полостей. Трещины, содержащие урановую минерализацию этого типа, секут альбититы и эгиринизированные железо-карбонатные метасоматиты. Основной рудный минерал - настуран, находящийся в виде сплошных масс, колломорфных корковых образований, вкрапленности отдельных сферолитов, тончайших сростаний с хлоритом, тальком, пиритом. В ассоциации с ним присутствуют коффинит, пирит, хлорит, поздний альбит, тальк, органическое вещество, карбонат, кварц.

Интересные сростания настурана с пиритом и органическим веществом встречены в сланцево-доломитовой толще. Коффинит в рудах представлен тремя морфологическими разновидностями: сноповидными лучистыми сростками и призматическими кристаллами внутри колломорфных выделений настурана, призмами внутри настурановых сферолитов, гнездообразными скоплениями в тесной ассоциации с обильной галенитовой вкрапленностью.

Зоны апатит-малаконовой рудной минерализации наиболее развиты в ядерной части складки. Они развиваются по карбонат-кварцитовым породам ядра складки и образуют ряд рудных линз, повторяющих его очертания.

Малакон I пространственно связан с доломитами ядра складки и альбитизированными сланцами. Малакон II встречается в парагенезисе с альбитом, кросситом, родуситом, эгирином, урансодержащими апатитом и сфеном.

Находящийся в ассоциации с малаконом апатит образует гнездовые скопления с размером зерен 0,3-0,4 мм. В шлифах наблюдается в форме коротких призмочек, шестиугольников и квадратных сечений.

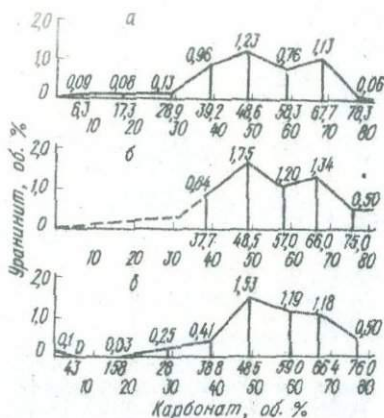


Рис.6. Зависимость содержания уранинита от содержания карбоната в железо-карбонатных рудах:  
а - участок 1, 116 определений;  
б - участок 2, 26 определений;  
в - участок 3, 103 определения

Зоны настурановой минерализации приурочены к согласным кольцевым и послойным областям, развитым внутри ядра. Обычно они приурочиваются к контактам доломитов с кварц-биотитовыми микросланцами. Урановые минералы представлены в основном настураном, тесно ассоциирующим с сульфидами. Помимо сульфидов в рудных телах встречено органическое вещество.

Ассоциации урановых минералов в основных типах зон рудной минерализации приведены на рис.4.

При развитии процессов железо-карбонатного метасоматоза возникают железо-карбонатные породы. Установлено, что основная масса уранинита выделяется вместе с карбонатом. Наиболее резкое повышение количества уранинита установлено при содержании карбоната от 40 до 70, а в самых богатых рудах - до 50% (рис.6).

Железо-карбонатные породы с содержанием карбоната менее 30 и более 75-80% оказываются, как правило, безрудными.

Перераспределение урана происходит при наложении процессов позднего щелочного метасоматоза, образовании волокнистого щелочно-амфибола, хлорита, гидрослюда и т.д. На рис.7 отражена корреляция между содержаниями эгирина и уранинита. Из него видно, что по-

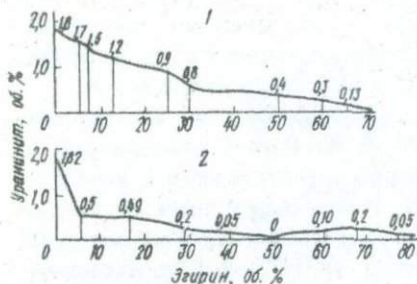


Рис.7. Зависимость содержания уранинита от содержания эгирина в железо-карбонатных рудах: 1 – горизонт А по результатам 21 определения, 2 – горизонт – Б по результатам 135 определений

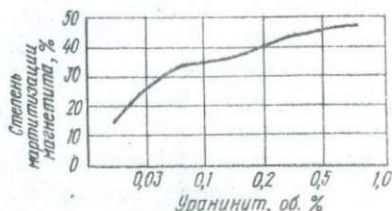


Рис.8. Степень мартитизации магнетита в зависимости от содержания уранинита в железо-карбонатных рудах

вышение содержания эгирина в железо-карбонатных породах до 40–50% делает их практически безрудными.

Разубоживающее влияние наложенной минерализации уже заметно сказывается при достижении суммарного содержания эгирина, волокнистого щелочного амфибола, хлорита и гидрослюда в 20–25%.

Помимо описанных процессов наблюдается тесная корреляционная связь между содержанием урана в руде и степенью мартитизации магнетита (процентным отношением мартита к общему количеству железо-рудных минералов, рис.8). Устанавливается четкая зависимость увеличения содержания урана при возрастании степени мартитизации.

#### Метасоматические урановые месторождения в полях развития алюмосиликатных пород (гнейсов, мигматитов и гранитов)

##### Геологическая позиция месторождений

Месторождения этого типа расположены в зонах региональных разломов (Суражский, 1956; Семенов, 1963; Тугаринов, 1963; Белевцев, Коваль, 1968; Казанский и др., 1968), характеризующихся интенсивным проявлением процессов натриевого и калиевого щелочного метасоматоза. Для описания структурных условий локализации оруденения, петрографической и минералогической характеристики вмещающих пород, метасоматитов и руд использованы материалы автора и



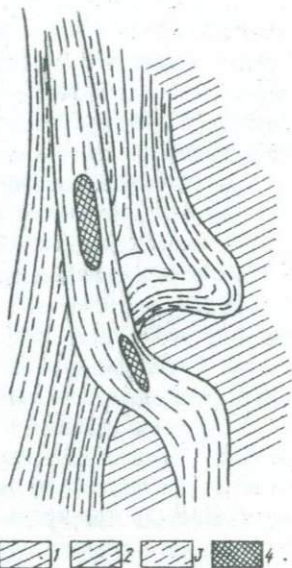


Рис. 9. Схема развития полей метасоматитов в одном из районов докембрия:

1 - поле древних гранитоидов, измененных наложенными процессами микроклинизации; 2 - поле пегматоидных гранитов и микроклинитов, локализованных в приконтактной флишеидной толще, метаморфизованной в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма, 3 - поле развития натриевых метасоматитов, 4 - ураноносные альбититы

обобщены результаты исследований, опубликованные в печати (Власов и др., 1966; Гречешников и др., 1968; 1971, 1973, 1974; Ракович, 1968; Егоров, Сухинин, 1969; Копченкова и др., 1970; Ракович и др., 1970; Стрыгин, 1970; Готман, Голева, 1973).

Рассматриваемые нами месторождения локализованы в мобильной зоне протерозойского пояса, окаймляющей с востока, запада и юга архейскую глыбу интенсивно гранитизированных пород, которая в протерозое была омоложена в результате наложения процессов калиевого метасоматоза (рис. 9).

Некоторые исследователи считают, что в архее - нижнем протерозое на этой территории была единая геосинклинальная область, отдельные части которой прекратили прогибание в начальные стадии развития и в дальнейшем, после складчатости, проявили себя как протоплатформенный блок.

От окружающих полей гнейсов эта глыба отделяется глубинными разломами, по которым зафиксированы смещения поверхности Мохоровичича более чем на 10 км. Она имеет вытянутую форму и ориентирована в субмеридиональном направлении. Вероятно, это ядро сложного архейского антиклинория.

Наиболее распространенными породами рассматриваемой структуры являются граниты с очень непостоянным минеральным составом. Особенно резко меняется соотношение между микроклином и плагиоклазом, содержание которых в ее различных частях изменяется от 15 до 44%. В зависимости от преобладания того или иного минерала выделяют микроклиновые и плагиоклазовые граниты.

Другой отличительной чертой гранитов является ориентированное расположение таблитчатых и оvoidных кристаллов полевого шпата. Состав плагиоклаза изменяется от олигоклаза (№ 17) в микроклин-плагиоклазовых разновидностях до андезина № 35 в плагиоклазовых гранитах.

Глыба разбита рядом тектонических нарушений субширотного простирания, по которым произошло перемещение блоков взбросового характера. Этими перемещениями, по нашему мнению, обуславливаются отличия в минеральном составе и текстурах, слагающих глыбу гранитов.

О глубокоом заложении зон тектонических нарушений, ограничивающих блок гранитоидных пород и разбивающих его на части, свидетельствует приуроченность к ним пород дайковой серии. Это розовато-серые, мелкозернистые, участками среднезернистые диабазы с диабазовой, местами габбровой структурами. Главные породообразующие минералы породы (в %): плагиоклаз (андезин) 40; амфибол (роговая обманка) 30-34; пироксен (авгит) 5-10; биотит по амфиболу 5-25; рудные (магнетит, единичные зерна пирита) 8-10; апатит 2. Отмечаются мелкие скопления карбоната.

Иногда дайковые породы представлены пикритовыми порфиритами. Их основным минералом является оливин, находящийся в ассоциации с авгитом и баркевикитом. Эти минералы заключены в стекловатой массе основного состава.

#### Вмещающие породы и структуры месторождений

Для северного окончания глыбы характерно преобладающее развитие гранитоидных пород типа рапакиви (до 88% площади). По текстурным особенностям и минеральному составу среди них выделяются оvoidные и безовoidные разновидности, биотит-амфиболовые и рапакивиобразные гранитоиды, мелкозернистые биотитовые граниты, гранит-порфиры, аплиты, пегматиты. Сиениты, сиенит-аллиты, щелочные сиениты и альбиты среди гранитоидных пород встречаются в резко подчиненном количестве. В ассоциации с гранитоидами встречены анортозиты, габбро-анортозиты, габбро, нориты, габбро-нориты, лабрадориты, габбро-монцониты, монцониты, кварцевые монцониты.



Между породами кислой и основной серий существуют постепенные переходы. Так, анортозиты по мере приближения к контакту с гранитами сменяются габбро-сиенитами, габбро-монцонитами, монцонитами, кварцевыми монцонитами, которые образуют переходы в сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты. С одной стороны, здесь мы имеем настоящие монцонитовые разности, обогащенные феррическими минералами и бедные кварцем, а с другой — породы, которые следует назвать кварц-оливиновыми сиенитами. В этих породах находятся минералы, типичные для габбро-монцонитов: моноклинный пироксен, гиперстен, оливин и основной плагиоклаз ( $N_40$ ), а также минералы, типичные для рапакиви — буро-зеленая и сине-зеленая роговая обманка с малым  $2V$ , грюнерит, кислый плагиоклаз (олигоклаз) и калиевый полевой шпат.

Акцессорные минералы представлены апатитом и цирконом, содержание которых иногда повышается до первых процентов.

Оливин по составу приближается к фаялиту ( $2V = -52^\circ$ ) и при наложении процессов окварцевания замещается грюнеритом. Иногда наряду с грюнеритом присутствует гиперстен, замещающий оливин и в свою очередь замещаемый грюнеритом.

Для монцонитовых пород характерно наличие сравнительно крупных зерен плагиоклаза, более кислого чем плагиоклаз основной массы (олигоклаз). В этом плагиоклазе прослеживаются обильные реликты калиевого полевого шпата.

В областях сплошного распространения крупноовоидных рапакиви порода приобретает темный зеленовато-серый цвет, сменяющийся в зоне выветривания на красный.

Величина вкрапленников калишпата колеблется от 0,5 до 3-4 см, причем имеются как настоящие овоиды, так и хорошо ограненные кристаллы. Плагиоклазовые оболочки есть у большинства, но не у всех овоидов. Внутри овоидов обычно находятся включения плагиоклаза, кварца и роговой обманки. В плагиоклазе из каемок содержатся остатки калиевого полевого шпата.

В гранитах рапакиви из феррических минералов наряду с амфиболом и биотитом почти всегда присутствуют фаялит и грюнерит.

При химическом анализе роговой обманки ( $n_D = 1,728$ ,  $n_p = 1,707$ ) отмечено высокое содержание титана (до 8,2 вес.%). На основании оптических данных ( $n_m = 1,696$ ) можно утверждать, что мы имеем типичный для рапакиви ультражелезистый биотит.

Из акцессорных минералов особенно обильны циркон и флюорит, а также присутствует апатит. Поздние преобразования пород связаны с



развитием кальцитовых и кремнисто-хлоритовых жил по трещинам отдельности и редких щеток кристаллов гипса.

Изотопный возраст гранитов рапакиви, определенный уран-свинцовым методом, составляет 1690-1760 млн. лет.

К югу от массива гранитов рапакиви располагается массив калиевых трахитоидных гранитов, имеющий форму почти правильного овала и площадь до 3500 км<sup>2</sup>. Макроскопически это порфировидные сероватые и розово-красные породы. Порфирообласти калиевого полевого шпата имеют длину до 10-15 см при ширине 2-5 см. По объему они занимают до 70-75% породы. Трахитоидная структура породы обуславливается однонаправленной ориентировкой этих кристаллов. В среднезернистой основной массе развиты: микроклин (30-65%); плагиоклаз: альбит-олигоклаз, олигоклаз (10-25%); кварц (20-30%); биотит (5-12%). По процентному составу минералов основной массы видно, что микроклин преобладает над плагиоклазом. Его кристаллы имеют крипто- и микропертитовое, реже решетчатое строение.

Наличие в порфирообластях микроклина останцов среднезернистой кварц-плагиоклазовой массы, широкое проявление в основной массе процессов бластеза, которые не затрагивают таблиц микроклина, свидетельствуют о возникновении последнего при наложении на породы процесса более позднего калиевого метасоматоза. На стыках микроклина и плагиоклаза развиваются вроски мирмекиста.

Акцессорные минералы представлены гранатом, цирконом, апатитом, ильменитом, монацитом, анатазом, а рудные - магнетитом, пиритом, лимонитом, гематитом. В резко подчиненном количестве (обычно как вторичные минералы по плагиоклазу и биотиту при развитии процессов бластеза) отмечаются серицит, хлорит, эпидот, лейкоксен.

Описываемые граниты содержат включения останцов пироксеновых и биотит-пироксеновых гнейсов. В западной и юго-западной частях массива встречены кварцевые мондониты, зеленовато-серые и розовато-серые крупнозернистые породы с характерной мондонитовой структурой, выражающейся в резком идиоморфизме плагиоклаза по отношению к микроклину.

Плагиоклаз (около 55% объема породы) представлен андезином, реже лабрадором и олигоклазом; микроклина 20, кварца 15, пироксена 5-10, биотита 3, рудных и акцессорных 3-4%.

Изотопный возраст описываемых гранитов, определенный уран-свинцовым методом, составляет 1750-1900 млн. лет.

По восточному краю структуры и на ее южном окончании развиты

серые, розовато-серые, средне- и крупнозернистые порфировидные и трахитоидно-порфировидные граниты с гипидиоморфнозернистой структурой, с характерными структурами замещения, где микроклин развивается по плагиоклазу и содержит реликты плагиоклаза и кварца.

Текстура таких гранитов массивная, иногда линейнопараллельная, обусловленная ориентированным расположением порфировидных выделений микроклина, нередко совпадающими по вытянутости с простиранием вмещающих пород. Минеральный состав этих гранитов в зависимости от исходного субстрата сильно варьирует, содержание породообразующих минералов (в %): плагиоклаза 16-40, кварца 26-35, микроклина 5-40, биотита до 20, роговой обманки 5.

В соответствии с вариациями состава граниты представлены гранодиоритами, адалмитами и аляскитами. Как второстепенные минералы в них отмечены гранат, иногда пироксен. Акцессорные минералы - циркон, монацит, магнетит, ортит, пирит.

С гранитами тесно связаны порфиробластовые мигматиты. На контакте с гранитами в биотитовых прослоях появляется гранат. Характерно, что теневые мигматиты ассоциируют с равномернозернистыми гранитами (серыми, плагиоклазовыми). Изотопный возраст этих гранитов, определенный уран-свинцовым методом, 1900-2100 млн. лет.

По обеим сторонам антиклинория развиты поля гнейсов, пространственно приуроченных к синклинальным складкам. В этих структурах отмечены валлообразные массивы калиевых гранитов, вытягивающиеся в субмеридиональном направлении.

Особенностью гнейсовой формации района является закономерное чередование слагающих ее пород со сменой полосчатости, зернистости, характера текстур, что позволяет говорить о ритмичности осадконакопления и отнести их к флишевой толще.

По гнейсам прослеживаются следы горизонтальной и косой слоистости с хорошо выраженной полосчатостью первичноосадочного характера.

Отсутствие маркирующих горизонтов не дает возможности составить четкой картины структуры всей формации. На основании проведенных нами полевых исследований можно утверждать, что гнейсовая формация состоит как минимум из двух структурных этажей (толщ). Эти две разновозрастные толщи отличаются друг от друга набором пород, степенью метаморфизма и условиями залегания.

К западу, востоку и югу от описываемого антиклинория развиты в основном биотитовые гнейсы и сланцы с прослоями амфиболовых, пи-



роксеновых, пироксен-амфиболовых и гранатовых гнейсов. Простираение слоистости и гнейсоватости этих пород северо-западное, хотя обобщенная граница их развития имеет грубо близмеридиональное простирание.

На основании ассоциаций минералов можно утверждать, что породы были метаморфизованы в условиях низов гранулитовой, верхов амфиболитовой фаций метаморфизма.

Сланцы в районе месторождений распространены относительно мало. Наиболее характерны для них эпидот-хлорит-альбитовые разности. Текстура таких пород гнейсовая, структура лепидогранобластовая из-за наличия лейст хлорита, ориентированных субпараллельно друг другу. Помимо эпидота, хлорита и альбита в сланцах довольно часто встречается примесь серицита и карбоната. По облику порода похожа на метаморфизованный туф. Размер ее зерен 0,04-0,4 мм. Минеральный состав (в %): плагиоклаза 70 (№ 0,8), хлорита 25, эпидота 4, серицита 0,8, рудных 0,2.

В милонитизированных разностях текстура сланцеватая, полосчатая из-за полос различных минерального состава и структуры. Выделяются полосы с очковой текстурой и бластомилонитовой структурой, с характерными порфиробластами полевого шпата. Минеральный состав этих прослоев (в %): хлорита 70, альбита 20, магнетита 7-8, мусковита 2, серицита 1, апатита 0,5. Размер порфиробласт 0,5-0,7, размер зерен основной массы 0,03 мм.

Текстура других прослоев сланцеватая, структура лепидогранобластовая. Минеральный состав (в %): альбита 80, магнетита 10, карбоната 7, биотита 3, апатита до 0,5. Размер порфиробласт альбита 0,3, размер зерен основной массы 0,03 мм. Плагиоклаз № 16,  $2V = -87^{\circ} (\chi)$  в полосах более темного цвета и № 10,  $2V = -87^{\circ} (\chi)$  в полосах более светлого цвета.

Обращает на себя внимание резкое увеличение количества магнетита в давленных разностях, что можно объяснить распадом железосодержащих силикатов в условиях дробления и механического истирания в сухой среде.

Гнейсы имеют массивную или параллельную текстуру, лепидогранобластовую структуру. Минеральный состав гнейсов (в %): кристаллобластовые более или менее изометричные зерна плагиоклаза № 24-34 40-50, кварца 25-30, биотита 25, мусковита - единичные зерна. Акцессорные минералы представлены апатитом, офеом, цирконом, монацитом, малаконом, рудные - пиритом, гематитом и ильменитом. В опи-



сываемой толще биотитовых гнейсов и в развитых по ним мигматитах встречаются многочисленные останцы амфиболитов. Время ее формирования — ранний протерозой.

Для периферии глыбы характерна ассоциация биотитовых гнейсов, куда входят собственно биотитовые гнейсы, альмандин-биотитовые, кордиерит-биотитовые, мусковит-биотитовые и графит-биотитовые разновидности. В этой же толще отмечаются гнейсифицированные песчаники и конгломераты, линзы и маломощные прослои плагиоклаз-диопсидовых и диопсидовых кварцитовидных пород.

Массивным гнейсам присуща гранобластовая, иногда роговиковая и порфиробластовая структуры, полосчатый и сланцеватый разности — лепидогранобластовая и порфиробластовая.

В биотитовых гнейсах и кварцитовидных породах хорошо выражена реликтовая бластопсаммитовая структура. В отдельных разностях гнейсов отмечены реликтовые порфиоровые и миндалекаменные структуры. В единичных случаях в северном окончании западной полосы отмечены гнейсифицированные конгломераты.

Галька конгломератов состоит из хорошо окатанных обломков кварцитов, амфиболитов и гранитов. Подобный набор пород известен к юго-западу от исследуемой территории, где гранитизированная толща кварцитов подстилается амфиболитами. Ряд дополнительных признаков, в частности огромное количество в кварце кварцитов включений с жидкой углекислотой, и идентичные включения в гальке кварцитов из конгломерата позволяют предположить возможность образования конгломератов при размыве толщ, распространенных к юго-западу. В отличие от гнейсов первого структурного этапа слоистость и гнейсоватость в описываемых породах ориентирована согласно с общим простиранием пород — в субмеридиональном направлении.

Таким образом, отличительной чертой толщи является широкое развитие реликтовых кластогенных структур. Породы метаморфизованы в более низкотемпературных условиях, чем суперкрупные образования первой толщи.

Эти признаки свидетельствуют об образовании описываемых пород при метаморфизме алевролит-песчанистых и аргиллитовых толщ, содержащих единичные пласты конгломератов, известковых песчаников и кислых вулканогенных пород.

Накопление этой толщи, по нашему мнению, происходило в линейных вытянутых прогибах на контакте с древней глыбой, сложенной преимущественно породами гранитоидного состава, в среднем протерозое.

Такая структурная приуроченность толщи и набор слагающих ее пород создают благоприятные условия для обогащения ее ураном при сингенетических и эпигенетических процессах, как это имеет место во Франции, а также в Нипче-Тога (Япония).

Переслаивание тонких и грубозернистых континентальных обломочных пород (песчаников и аргиллитов) обеспечивает, с одной стороны, достаточную водопроницаемость, а с другой, — наличие непроницаемых барьеров.

Для преобразованных при метаморфизме в биотитовые гнейсы осадков основными минералами являются: плагиоклаз (от олигоклаза до андезина), кварц, микроклин, биотит, кордиерит, альмандин, графит. В плагиоклаз-диопсидовых кварцитовидных породах: плагиоклаз (андезин-лабрадор), кварц, диопсид, роговая обманка, актинолит, иногда гранат и кальцит. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном, ортитом, магнетитом, пиритом.

Метаморфические преобразования при региональном метаморфизме соответствуют прогрессивному метаморфизму амфиболитовой фации.

В южном замыкании антиклинория, где западная полоса гнейсов меняет свое простирание с субмеридионального на юго-восточное и пересекает ось антиклинория, степень метаморфизма возрастает (рис.9):

Нижняя вулканогенно-осадочная свита, соответствующая, по нашему мнению, гнейсам нижнего структурного этажа западной и восточной полос, судя по останкам пород, представлена амфиболитами, пироксен-плагиоклазовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами. Минеральный состав пироксен-плагиоклазовых гнейсов (в %): плагиоклаза (олигоклаз-андезина) 65, пироксена 30, рудных 5.

Амфиболиты имеют массивную и полосчатую текстуру. Полосчатость обуславливается прослоями полевого шпата, развивающимися по породе при процессах гранитизации. Структура породы гранобластовая нематогранобластовая, с реликтами габбровой. Минеральный состав породы (в %): плагиоклаза (андезина) 30, роговой обманки 60, моноклинного пироксена 8, рудных минералов 2-3 (преобладает магнетит). Среди акцессорных минералов наиболее развит апатит. Роговая обманка часто замещается пироксеном.

Пироксен-амфибол-плагиоклазовые гнейсы — серые породы, от мелко- до среднезернистых, с гнейсовой текстурой, гранобластовой, местами лепидогранобластовой структурами. Их минеральный состав (в %):

плаггиоклаза и кварца 20-25, амфибола и пироксена 15-20, примесь магнетита.

Породам верхнего структурного этажа соответствует средняя углисто-терригенная свита и верхняя - вулканогенно-осадочная. В первой несколько горизонтов графит-биотитовых и кварцитоподобных гнейсов, скарноидные породы, отдельные прослои и линзы амфиболитов, гранат-кордиерит-биотитовые гнейсы и кальцифиры.

Графит-биотитовые гнейсы представляют собой тонкополосчатые и массивные породы с лепидогранобластовой структурой. В отдельных прослоях до 5-13% пироксена и амфибола. Плаггиоклаз породы (олигоклаз и олигоклаз-андезин) интенсивно пелитизирован. Количество биотита достигает 20-35%. Обычно это удлиненные пластинки с плексхроничными пятнами вокруг урансодержащих минералов. Кварц по отношению к этим минералам находится в резко подчиненном количестве. Образует как самостоятельные зерна, так и мелкие пойкилитовые включения в плаггиоклазе. Акцессорные минералы представлены апатитом, монацитом, реже цирконом; рудные - магнетитом, пиритом, пирротинном.

Кварцитоподобные гнейсы образуют небольшие прослои в 2-20 см среди графит-биотитовых пород. Они зеленовато-серые и серые, тонкозернистые, массивные. Структура их гранобластовая и роговиковая. Минеральный состав (в %): плаггиоклаза 20-30, кварца 20, темноцветных (гиперстен, диопсид, роговая обманка) 40-50. К второстепенным минералам можно отнести кальцит (1-3%), цоизит, сфен, графит, сульфиды железа. Вторичные минералы: серицит по плаггиоклазу, хлорит по темноцветным минералам, амфибол по пироксену.

Скарноподобные породы образуют прослои до 10-20 см. Минеральный состав их неоднороден, со значительными колебаниями. В одних разностях до 40% оливина, 30-35 моноклинного пироксена, 25-30 талька, акцессорный сфен; в других до 50% эпидота, 30 серицита, 10 гидрослюда. Известны разности, в которых содержание диопсида достигает 60-70, а кальцита 20-30%.

Общей чертой кварцитоподобных гнейсов, скарноидов, кальцифиров является наличие в их составе акцессорного сфена (от единичных зерен до 5%), достигающего размеров 1-2 мм.

Амфиболиты и амфиболовые гнейсы в виде прослоев небольшой мощности встречены в низах толщи среди графит-биотитовых гнейсов. По наличию в их составе большого количества кластического кварца



их можно отнести к эффузивно-осадочным метаморфизованным породам. Структура этих пород гранобластовая и лепидогранобластовая. Плагиоклаз (андезин) составляет 20-40% минерального состава породы, роговая обманка 50-60, биотит до 20, пироксен 25-30, кварц 3-5. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом; рудные - магнетитом, ильменитом, пиритом.

Гранат-кордиерит-биотитовые гнейсы, как и графитовые, составляют в толще несколько прослоев. Средний их минеральный состав (в %): кварца 20-25, олигоклаза 20-30, биотита 20-25, кордиерита 20, граната 2-5. Часто наблюдается примесь графита до 5-10%; второстепенные минералы: пироксен, серицит; акцессорные - циркон, апатит, монацит.

Верхняя вулканогенно-осадочная толща представлена массивными гнейсами с составом (в %): плагиоклаза (олигоклаз-андезина) 50-70, кварца 15-20, биотита 5-10, пироксена (не всегда) 5-10, микроклина 5-10. Показатели преломления у плагиоклаза:  $n_g = 1,547 - 1,550$ ,  $n_p = 1,540 - 1,543$ ; у микроклина  $n_g = 1,526$ ,  $n_p = 1,518$ . Постоянное наличие микроклина в плагиоклазе обуславливает характерную антипертитовую структуру.

В основании разреза гнейсов отмечаются маломощные прослои кварцитоподобных пород, которые сложены (в %): плагиоклазом (андезин-лабрадором) 50-60, пироксеном 25-35, биотитом до 15, кварцем 10-20. Пироксены представлены моноклинной и ромбической разностями. Иногда кварцитоподобные будины имеют существенно диопсидовый состав (75-80%). Структура пород роговиково-микрогранобластовая.

Специфической особенностью верхней толщи является наличие горизонта биотитовых и очковых гнейсов с мушкетовитом (магнетитом), вследствие чего они отличаются повышенной магнитной восприимчивостью. Магнетит образует в породе гнездовидные и линзообразные скопления. Гнейсы микроклинизированы, приобретают облик очковых за счет округлых выделений микроклина, достигающих 1 см в поперечнике. Микроклинизация развивается в породе неравномерно. Как отмечалось, в прилегающих к глыбе гнейсах развиты купольные и валовообразные структуры более мелкого порядка, к которым пространственно приурочены массивы магматитов, мелко- и среднезернистых, равномернотекстурированных гранитов и адалмеллитов, имеющих площадь распространения до первых десятков квадратных километров, порфириобластовых гранитов.

Тела гранитоидов имеют различную форму от согласных пластооб-

разных тел до удлиненных массивов, согласных со структурами вмещающих гнейсов. Образование этих гранитов по времени связано со складкообразованием, метаморфизмом, гранитизацией и гнейсификацией осадочной толщи.

Характерно, что легче всего гранитизируются будинированные тела более крупнозернистых пород полевошпатового состава (аналог в осадочной толще — прослой песчаника). Будины ориентируются по вытянутости согласно с общим субмеридиональным простираем толщи. В них часто отмечаются поперечные трещины отрыва, заполненные кварцем и кварц-полевошпатовой породой. Подобные факты свидетельствуют о сильном боковом давлении на толщу пород, приводящем к растягиванию ее в субмеридиональном направлении. Согласно с общим разгнейсованием породы ориентированы пластовые тела аплитовидных гранитов и зональных пегматитов (с аплитовой, графической и блоковой структурами).

Мигматиты по сравнению с гранитами в районе, примыкающем к блоковому поднятию, распространены гораздо больше. Среди них выделяются полосчатые, теневые, очковые и порфиروبластические разновидности. Морфологические признаки характеризуют интенсивность развития процесса гранитизации.

Теневые мигматиты, в которых этот процесс проявился интенсивнее всего, вплоть до преобразования породы в гранит, наиболее распространены.

Полевые шпаты таких мигматитов представлены плагиоклазом типа альбит-олигоклаза (№ 10) и розетковидным микроклином, который часто находится в микропертитовом сростании с плагиоклазом.

Отмечается замещение зерен плагиоклаза эпигенетическим микроклином и кварцем. На контакте микроклина и плагиоклаза развиваются мирмекитовые вроски кварца. Плагиоклаз серицитизирован и пелитизирован. Помимо этих минералов развиваются как вторичные хлорит, гидрослюда, карбонат, эпидот.

Структура описываемых пород порфиروبластовая, с небольшим количеством участков гранобластовой, реже цементной.

Хлоритизированный биотит наполнен огромным количеством мельчайших включений, окруженных плеохроичными двояками. По спайности хлорита часто развиваются, не согласуясь ни с чем, чешуйки мусковита. Хлорит в тесной ассоциации с эпидотом образует свили вокруг порфиروبласт плагиоклаза, тогда как с кварцем основной массы они имеют сингенетичные взаимоотношения.

В участках рудных полей порода часто альбитизирована и окварцована. Отчетливо видно образование волокнистых пертитов и каемок по микроклину.

В одних разностях теневых мигматитов кварца настолько много, что порфиروобласты плагиоклаза (№ 25) и микроклина как бы плавают в нем; в других — ксеноморфный кварц заполняет пространство между идиоморфными табличками альбита № 1,  $2V = +82^\circ$  (х); № 9, 10,  $2V = +83^\circ$  (х) и микроклина,  $201 (010)$ ,  $2V = +80^\circ$  (х).

В окварцованных разностях до 1–2% темноцветных минералов, часто с ними ассоциируют содержащие уран минералы, окруженные плеохроичными двориками.

Размер зерен порфировидных выделений 3–4, основной массы породы 0,03–0,3 мм.

По особенностям минерального состава среди меланократовых мигматитов выделяют пироксен-биотит-плагиоклазовые, пироксен-куммингтонит-роговообманково-биотит-плагиоклазовые разности.

Плагиоклаз (олигоклаз-андезин) составляет в таких породах до 45–68%, биотит 7–20, гиперстен 1–12, куммингтонит 0–25, зеленая роговая обманка 0–7, кварц 5–33. В роговообманково-биотит-плагиоклазовых, роговообманково-биотит-микроклин-плагиоклазовых разностях минеральный состав таков (в %): плагиоклаза (олигоклаза) 55, кварца 20–25, микроклина 0–10, биотита 18–22, сине-зеленой роговой обманки 1–10. Биотит-плагиоклазовые разности в районе распространены наиболее. В ассоциации с ними часто встречаются биотит-микроклин-плагиоклазовые мигматиты. В этой группе плагиоклаз (олигоклаз, олигоклаз-андезин) занимает до 70% породы, кварц 7–30, микроклин 0–10, биотит 10–12%, встречаются изредка чешуйки графита, примесь граната, силлиманита, кордиерита, андалузита.

Характер акцессорной минерализации во многом зависит от наложения процессов калиевого метасоматоза. В разностях, содержащих микроклин и крупночешуйчатый биотит, отмечаются две разновидности монацита: мельчайшие овальные зерна желтого и зеленовато-желтого цветов и уплощенно-призматические кристаллы медово-желтого и желто-зеленого цветов размером 0,1–0,5 мм.

Помимо монацита прослежены мелкие (менее 0,1 мм) зерна круглой формы розового и белого циркона, а также более крупные кристаллы буровато-коричневого цвета, в разной степени изотропизированные, часто с зональным строением.



Характерными акцессорными минералами для этого типа мигматитов являются апатит и ильменит. В плагиоклазовых мигматитах характерные акцессорные минералы апатит и циркон.

Среди гранитов, приуроченных к купольным структурам второго порядка, можно выделить лейкократовые и меланократовые разновидности. Структура лейкократовых разновидностей метасоматическая, обусловлена порфирообластами плагиоклаза, наполненного включениями серицита и микроклина, с пойкилитовыми вростками более основного плагиоклаза, заключенными в мелко- и среднезернистую основную массу, состоящую из биотита, мусковита, плагиоклаза, микроклина и кварца. Иногда до 1% всей массы породы составляет идиоморфный апатит. Минеральный состав породы (в %): плагиоклаза 40, микроклина 28, кварца 20, биотита 10, мусковита 1, апатита следы - 1. Оптические константы минералов: плагиоклаз № 13,  $2V = -83^\circ (x)$ ; № 34,  $2V = +85^\circ (x)$ ; крупносдвойникованный микроклин -  $DOI (010)$ . Размер порфировидных выделений до 15 мм, размер зерен основной массы 1 - 1,5 мм.

Среди гранитов, содержащих значительные количества темноцветных минералов, можно выделить: порфирообластовые и мусковит-биотитовые. Первые имеют порфирообластовую структуру, обусловленную таблитчатыми и овоидными выделениями просто сдвойникового и решетчатого микроклина. В них содержится большое количество пертитовых и пойкилитовых вростков плагиоклаза и капельного кварца, нормально угасающего. Очень редко порфирообласты сложены альбитом.

Основная масса породы среднезернистая, состоит из альбита, кварца мозаичного строения, микроклина, хлоритизированного биотита, хлорита и мусковита. Минеральный состав породы (в %): микроклина 30-50, плагиоклаза 12-30, кварца 20-25, хлоритизированного биотита 5-7, гидробиотита 1-4, хлорита 1-2, апатита, сфена 0-1. Оптические константы минералов: плагиоклаз № 37,  $2V = -89^\circ (x)$ ; плагиоклаза № 11, 10,  $2V = -84^\circ (x)$  - пойкилитовые вростки в микроклине, микроклин  $DOI (201)$ ,  $(100)$ ,  $(010)$ .

Порфировидные выделения достигают 5-8 мм по длинной оси; размер зерен основной массы 0,2-2 мм.

Биотит окрашен неравномерно в зеленовато-бурые тона, содержит массу включений, окруженных плеохроичными двориками.

Хлорит и мусковит занимают межзерновые пространства основной массы. Хлорит часто псевдоморфно замещается агрегатом зерен альбита, идиоморфными чешуями прозрачного мусковита и калиевым полевым шпатом.

Апатит распространен в ассоциации с биотитом и мусковитом, имеет форму идиоморфных гексагональных зернышек.

Структура мусковит-биотитового гранита гипидиоморфнозернистая. Порода состоит из калиевого полевого шпата, приблизительно равных количеств плагиоклаза и кварца, значительного количества мусковита и биотита. Часто крупные зерна микроклина наполнены пойкилитовыми вростками плагиоклаза, реже кварца. Включениями обогащены центральные части зерен. Размер зерен порфировидных выделений 5-7, основной массы 1,2-1,5 мм.

Оптические константы минералов: плагиоклаз № 27,  $2V = -86^\circ (\chi)$ ; № 7,  $2V = +78^\circ (\chi)$ .

Вблизи крупных тектонических нарушений встречены сильно разгнейсованные, мелко- и среднезернистые граниты, вытянутые в виде полос шириной до 1,2 км и подстилающие толщу гнейсов. Вероятно, это породы нижнего структурного этажа. Граниты повсеместно несут следы бластоклаза и грейзенизации, выразившихся в развитии микроклина, кварца и мусковита по зонам катаклаза.

Минеральный состав меланократовых разностей тоналитов (в%): сосюритизированного плагиоклаза 60, идиоморфного кварца до 25, биотита и зеленой роговой обманки 15, микроклина 5, сфена, апатита 1-2, магнетита до 1. Минеральный состав лейкократовых разностей (в %): плагиоклаза (олигоклаза) 20, микроклина 40, кварца 30, биотита и мусковита 10, циркона единичные зерна. Изредка вблизи зон тектонических нарушений наблюдается значительное обогащение обеих разностей апатитом, пиритом, гематитом.

Помимо описанных массивов гранитоидов в полях гнейсов, прилегающих к блоковому поднятию и локализующихся в купольных и валоподобных структурах второго порядка, на контакте среднепорфировидных мигматитов с гнейсами и гигантопорфиروبластическими мигматитами возникают зоны частого переслаивания гнейсов и мигматитов с линзовидными и пластообразными телами равномернозернистых аплитоидных и пегматоидных гранитов. Они имеют мощность до 300-400 м и прослеживаются вдоль контактов пород на 3,5-4 км. По останцам первичных метаморфических пород можно сделать вывод, что такие зоны являются шовными при совмещении пород различных структурных этажей.

В зависимости от степени переработки первичных пород среди гранитов зон переслаивания выделяются:

а) мелкозернистые, гнейсовидные граниты, несущие следы бластеза и грейзенизации. Минеральный состав таких гранитов (в %): пла-

гидроксилаза (олигоклаза) 20, микроклина 40, кварца 30, биотита и мусковита 10; акцессорный минерал - циркон, а вблизи зон крупных тектонических нарушений - гематит и апатит;

б) крупнопорфиробластовые граниты, содержащие 60% микроклина, 20 кварца, 10 плагиоклаза, 10 биотита и мусковита. Зерна микроклина достигают размеров 2-3 см. Часто такие граниты интенсивно окварцованы;

в) среднезернистые лейкократовые граниты, содержащие от 30 до 60% микроклина, 10-30 плагиоклаза, 25-30 кварца, до 5 биотита. Основным акцессорным минералом таких гранитов - циркон;

г) жильные пегматоидные граниты, представляющие собой розовую, розовато-красную, кремовую и зеленовато-серую крупнозернистую породу, состоящую главным образом из полевых шпатов (плагиоклаза, микроклина) и кварца. В подчиненном к этим минералам количестве находятся гранат, биотит и пироксен. По минеральному составу среди пегматоидных гранитов различают микроклиновую и плагиоклаз-микроклиновую разновидности. Темноцветные минералы, биотит и пироксен присутствуют в значительном количестве (до 15%) и концентрируются в основном в альбандрах жил.

В пегматоидных гранитах, приуроченных к гранат-пироксен-биотитовым гнейсам, наблюдается гранат, а в графитсодержащих - графит. В отдельных районах пегматоидные граниты интенсивно окварцованы. Содержание породообразующих минералов в них (в %): микроклина 20-45, кварца 10-50, плагиоклаза 15-30, биотита 10-20, пироксена до 15. Вторичные минералы пегматоидных гранитов: гранат, мусковит; акцессорные - ксенотим, монацит, циркон, рутил; рудные - магнетит, уранинит, молибденит, пирит;

д) серые с зеленоватым оттенком мелкозернистые гранитоидные породы, выделяемые под названием чарнокиты, характерные для южного района. Структура этих пород гранобластовая; минеральный состав (в %): плагиоклаза 35, калиевого полевого шпата 30, кварца 10, гиперстена 15, биотита 8. Описываемые породы локализируются среди полей пироксен-биотитовых и биотит-пироксеновых гнейсов.

#### Зоны урановой минерализации

С областями переслаивания гранитов, мигматитов и гнейсов на контактах гнейсов с гранитоидными массивами, областями сочленения полей гнейсов и мигматитов различного состава пространственно связаны калиевые и натриевые метасоматиты, в которых в ряде случаев



локализуется урановое оруденение. Наиболее интенсивное насыщение вмещающих пород гранитоидами и широкое развитие процессов щелочного метасоматоза отмечается в участках флексурных изгибов, на крыльях и переклиналных замыканиях гранитных массивов. В этих же участках локализуется оруденение (см. рис.9).

Наблюдается зависимость характера проявления метасоматических процессов и связанного с метасоматитами уранового оруденения от степени метаморфизма пород, условий структурной локализации метасоматитов, минерального и химического составов вмещающих пород.

В одном из рудопроявлений урана, приуроченном к области развития процессов калиевого метасоматоза, оруденение локализовано в зоне смятия, проходящей по юго-западному обрамлению крупного останца гнейсов, вытянутого в северо-западном направлении. Толща вмещающих пород моноклинально опрокинута на юго-запад, иногда на юго-восток. Зона смятия занимает согласное положение по отношению к слоистости, гнейсоватости и общей вытянутости вмещающих пород. Она состоит из большого количества зон тектонических нарушений и трещин, ориентированных параллельно и кулисообразно относительно друг друга. В зоне широко проявлены процессы милонитизации, катаклаза и дробления.

В соответствии с тектонической обстановкой находится и форма рудных тел, так как метасоматиты, вмещающие урановое оруденение, имеют очень сложную конфигурацию. Часто это сеть мелких линз и прожилков, расположенных отдельными пятнами, цепочками, кулисообразно по отношению друг к другу. Иногда из мелких жилков и прожилков образуются очень сложные раздувы.

В возрастной последовательности среди метасоматитов выделяются: породы пегматитового облика; пироксен-полевошпатовые жилы, линзы, гнезда; кварцевые жилы, линзы, гнезда; карбонатные прожилки.

Породы пегматитового облика по минеральному составу близки к пегматитам. Как и в последних, главными породообразующими минералами в них являются: микроклин, плагиоклаз и кварц. В резко подчиненном количестве с характерным неравномерным выделением распределены гранат, биотит и пироксен. В отдельных телах пегматитовых пород встречены чешуйки графита.

Пироксен-полевошпатовые тела развиваются по пегматоидам (пегматитам и пегматического облика породам). Их мощность не превышает первых метров, а длина по простиранию и падению чаще всего равна 10-15, достигая лишь в некоторых случаях 100 м. Минеральный

состав этих пород (в %): полевого шпата 70-80, пироксена 5-20, биотита 0-10, кварца 5-10. Обычной является примесь апатита 2-3%; рудные минералы занимают до 1% жильной массы.

Среди полевых шпатов 5-50% плагиоклаза альбит-андезинового состава, 50-95 микроклина. Цвет полевых шпатов серый, зеленовато-серый, зеленоватый, реже красноватый и розоватый. Калиевый полевой шпат в отличие от пегматоидов содержит меньше дисперсных включений гидроокислов железа и микровключений серицита. На контакте кварцевых прожилков с крупными кристаллами калиевого полевого шпата развивается вторая генерация особенно чистых зерен микроклина.

Альбит замещает как калиевый полевой шпат, так и плагиоклазы олигоклаз-андезинового ряда. Он образует также каемки вокруг зерен плагиоклаза, заключенного в калийнатровом полевоом шпате, частично замещая оба эти минерала.

Кварц в большинстве случаев наложенный, но имеются зерна до 1 см в поперечнике с оплавленными краями, по всей видимости, первичного кварца.

Урановое оруденение пространственно приурочено к окварцованным пегматоидам микроклинового состава и пироксен-полевошпатовым породам. В рудных пегматоидах четко проявлены процессы гематитизации, апатитизации и альбитизации.

Пострудные процессы характеризуются развитием хлорита, эпидота и карбоната. Урансодержащие пироксен-полевошпатовые образования отличаются от красноватых пегматоидов более темными тонами: зеленовато-серыми, желтовато-серыми. В них находятся более крупные кристаллы полевого шпата и пироксена, часто наблюдается наложение более позднего темного кварца, при этом пироксен перераспределяется в линзовидные скопления. Часто в пироксен-полевошпатовой породе отмечаются макроскопически видимые чешуйки молибдена, рассеянного в жильной массе.

Наличие повышенной радиоактивности в основном связано с уранинитом. В ассоциации с ним помимо молибдена прослежены небольшие количества пирита, пирротина, галенита, магнетита, рутила, анатаза, ильменита, монацита, циркона, циртолита, ксенотима, цералита и апатита. В отдельных участках апатит образует тонкие прожилки, и содержание его увеличивается до первых процентов жильной массы. Спектральным и радиометрическим анализами установлено, что в уранините содержится значительная примесь редкоземельных элементов и тория.



Очень редко в качестве метасоматических минералов, замещающих пироксен и плагиоклаз, в пироксен-плагиоклазовых породах находятся карбонаты. Количество их в породе ничтожно. Они представлены мельчайшими вкраплениями (сотые и тысячные доли миллиметра), рассеянными по породе. Иногда отдельные зерна пироксена замещаются мелкозернистым агрегатом карбоната почти полностью.

Процессы ожелезнения сопровождаются развитием маггемита, мушкетовита, гидрогематита. В кварцевых жилах содержится до 1-3% сульфидов (молибденита, галенита, сфалерита), уранинит, циркон, монацит, коффеинит.

Коффеинит является характерным минералом кварцевых жил, обычно он замещает уранинит, и в свою очередь сам замещается сульфидами.

Карбонатные прожилки выделяются на темном фоне породы белым и розоватым цветами. Они слагаются агрегатом минералов, имеющим мелко- и среднезернистую структуру. Мощность таких прожилков от 0,1 до 1 см, длина по простиранию и падению достигает первых метров. Локализуются прожилки в пегматоидных и пироксен-плагиоклазовых образованиях.

Основным их минералом является кальцит ( $n_o = 1,662$ ;  $n_e = 1,488$ ). В ассоциации с кальцитом встречены зерна арсенопирита, пирита и сфалерита. Обычно эти минералы развиваются в альбандах прожилков, иногда отмечается вкрапленность в центральной части. В отдельных карбонатных прожилках отмечен самородный висмут.

Как было указано, альбититы и связанное с ними урановое оруденение локализуются в зонах многократного переслаивания аплитовидных и пегматоидных гранитов с биотитовыми гнейсами, в местах флексурных изгибов этих полос, в участках их пересечения с тектоническими нарушениями. Зоны переслаивания обычно приурочены к контактам гнейсов с гранитными массивами и купольными поднятиями в полях метатитов. При пересечении их тектоническими нарушениями локализация оруденения происходит обычно не в зоне главного разлома, а в отходящих от него ветвящихся нарушениях более высокого порядка.

Изучение минерального состава вмещающих пород (рис. 10), их текстурных и структурных особенностей, взаимоотношений между собой показало, что натриевому метасоматозу предшествует широкое развитие процессов бластеза, диафоритового изменения и калиевого метасоматоза.



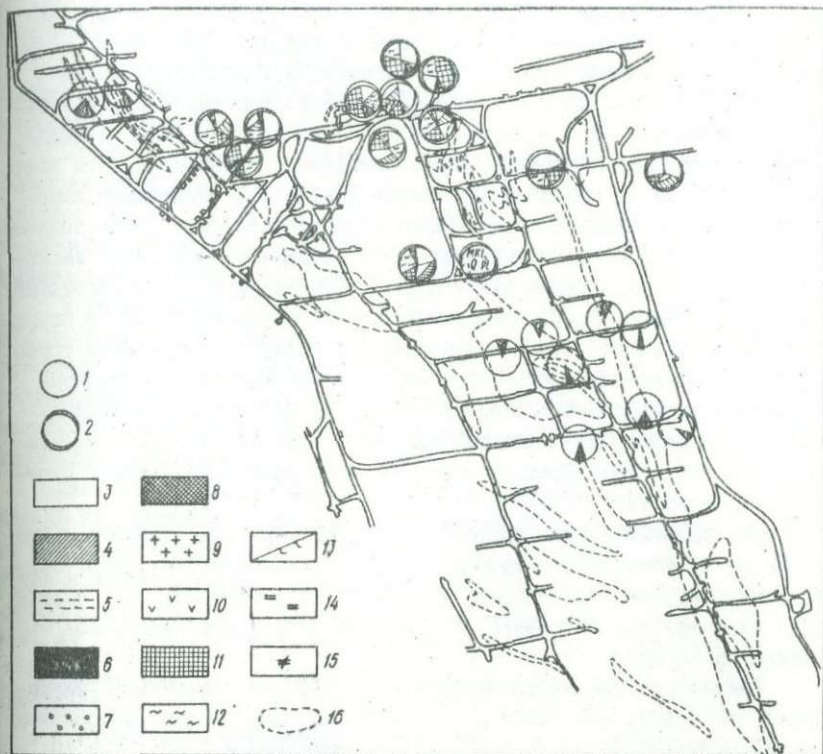


Рис. 10. Характерные ассоциации породообразующих, второстепенных и акцессорных минералов в ураноносных щелочных метасоматитах и гранитах:  
 1 - альбититы, 2 - граниты, 3 - альбит, 4 - карбонат, 5 - хлорит, 6 - рудные, 7 - акцессорные, 8 - амфибол, 9 - клиноцоизит, 10 - зигрин, 11 - микроклин, 12 - кварц, 13 - ортоклаз, 14 - биотит, 15 - мусковит, 16 - контуры рудных тел

Образовавшиеся при этих процессах породы в совокупности с реликтами исходных пород создают пеструю формацию, куда входят равномернозернистые граниты, смятые, с пегматитовой плейчатостью и структурами будинажа гнейсы; очковосланцевые и очковотрахитоидные граниты и мигматиты, пегматитовые жилы, кварц-микроклин-олигоклазовые биотитовые бластомилониты и бластоклазиты.

Наложенный характер процесса калиевого метасоматоза доказан отсутствием следов бластеза в таблитчатых выделениях калиевого полевого шпата, гранитов и мигматитов и многочисленными включениями в нем давленной мелко- и среднезернистой серицитизированной плагиоклаз-кварцевой массы. Такие же включения наблюдаются в калиевых полевых шпатах пегматоидных образований, для которых характерны нерезкие, постепенные контакты с вмещающими породами. Развитие процессов калиевого метасоматоза, как будет показано дальше, приводит к выносу из пород кварца и образованию сиенитоподобных пород. Обычно это породы красного цвета с пегматоидной, порфириобластовой, порфирокатакlastической и бластоцементной структурами. Крупные кристаллы в форме порфириобласт представлены грубосдвойникованным микроклином, по которому развиваются решетчатый микроклин и альбит. Основная масса породы состоит из давленного кварца, ксеноморфных зерен микроклина, альбита, щелочного амфибола (типа кроссита). Трещины в породе заполнены карбонатом и пластинчатым альбитом.

Минеральный состав породы (в %): грубосдвойникованного микроклина 5-40, решетчатого микроклина 15-45, плагиоклаза 10-30, кварца 5-25, биотита 0-4, хлорита 0-1, щелочного амфибола 0-2, эгирина и эпидота 0-5, мусковита 0-2, карбоната и рудных минералов — единичные зерна.

Оптические константы минералов: грубосдвойникованного микроклина  $DO1 (010)$ ;  $с n_p 29^0$ ;  $2V = -58^0 (x)$ ; решетчатого микроклина  $DO1 (010)$ ,  $(130?)$ ,  $2V = -82^0 (\frac{x}{x})$ ; плагиоклаза № 8, 9,  $2V = +81^0 (\frac{x}{x})$ , № 7,  $2V = -84^0 (\frac{x}{x})$ ; № 6,  $2V = +75^0 (x)$ ; № 2. Показатели преломления: микроклина —  $n_g = 1,526 \pm 0,002$ ;  $n_p = 1,518 \pm 0,002$ ; хлорита —  $n_g = 1,600 \pm 0,002$ ;  $n_p = 1,589 \pm 0,002$ ;  $n_g = 1,635 \pm 0,002$ ;  $n_p = 1,632 \pm 0,002$ ; мусковита —  $n_g = 1,596 \pm 0,002$ ;  $n_p = 1,559 \pm 0,002$ ; эгирина —  $n_g = 1,779 \pm 0,002$ ; биотита —  $n_g = n_m = 1,630 - 1,644$ ;  $n_p = 1,590 - 1,640$ . Размер зерен основной массы 0,005-0,1 до 1 мм, крупных кристаллов и порфириовидных выделений до 6 мм.

Розетковидные щелочные амфиболы, хлорит и тонкодисперсные гидроокислы железа развиваются по трещинам в минералах и межзерновом пространстве. В зависимости от того, на какие породы накладываются процессы калиевого метасоматоза, выделяют апогнейсовые, апомигматитовые и апогранитовые сиениты.

Такое же подразделение принято и для альбитов, являющихся

продуктами натриевого метасоматоза. Цвет этих пород светлый с розоватыми и красноватыми оттенками.

Структура апомигматитовых и апогранитовых альбититов порфировластовая из-за крупных выделений альбита, а также гипидиоморфнозернистая, гранобластовая, катакластическая.

Вокруг порфиробласт шахматного альбита образуются каемки идиоморфного альбита более основного (№ 7-8) состава, чем ядра порфиробласт (№ 1). В свою очередь порфиробласты альбита содержат пойкилитовые вроски более основного плагиоклаза (№ 11). Значительные количества альбита и в основной массе породы.

В зависимости от способа образования альбита можно выделить для него такие морфологические разновидности: альбит по микроклину с простыми двойниками; шахматный альбит по решетчатому микроклину; реликтовый альбит с полисинтетическими двойниками и большим количеством серицита; альбит цементирующей массы; пойкилитовые вроски в порфиробластах.

Минеральный состав апомигматитовых и апогранитовых альбититов (в %): альбита 90-99, щелочного амфибола и эгирина 1-8, хлорита 0-1, клиноцоизита и рудных 1-4, карбоната 0-5, апатита 0-1 (палочки и шестигранники в цементе породы). Оптические константы минералов: плагиоклаз № 11,  $2V = +78^\circ \left(\frac{x}{x}\right)$ ; № 7,  $2V = +82^\circ \left(\frac{x}{x}\right)$ , № 4,  $2V = +77^\circ \left(\frac{x}{x}\right)$ ; № 3,  $2V = +84^\circ \left(\frac{x}{x}\right)$ ; № 2,  $2V = +84^\circ \left(\frac{x}{x}\right)$ ; № 1, № 0,  $2V +83^\circ \left(\frac{x}{x}\right)$ . Размер зерен минералов в порфировидных выделениях 3-15, в основной массе 0,001-0,004 мм.

В зонах дробления порфиробласт развиваются клиноцоизит, дисперсный магнетит и гематит, гидроокислы железа. Иногда в межзерновом пространстве отмечаются карбонат, хлорит и радиально-лучистые агрегаты щелочного амфибола. В отдельных участках порода раздроблена до тонкозернистого состояния с образованием брекчиевой структуры.

Апогнейсовые альбиты имеют серый, розовато-серый и красный цвета. Текстура породы сланцеватая вследствие взаимопараллельной ориентировки скоплений хлорита и серицита, структура гипидиоморфнозернистая, грано- и лепидогранобластовая.

Порода часто сложена почти полностью более или менее изометричными зернами альбита, а также альбитом с изрезанными краями. В незначительном количестве развивается карбонат, занимающий межзерновые пространства.



Минеральный состав апогнейсовых альбититов (в %): альбита 40-90, биотита и гидробиотита 0-20, хлорита 0-30, эгирина 0-15, щелочного амфибола 15-20, клиноцоизита 0-20, карбоната и серицита 0-25, эпидота 0-5, кварца 0-5, рудных (магнетита, гидроокислов железа) 5-7, апатита 1-5.

Размер зерен колеблется от 0,01 до 1,2 мм. Оптические константы минералов: плагиоклаз № 9, 10,  $2V = +76^{\circ} \left(\frac{x}{x}\right)$ ; № 7,  $2V = +84^{\circ} \left(\frac{x}{x}\right)$ ; № 5,  $2V = +88^{\circ} \left(\frac{x}{x}\right)$ ; № 2,  $2V = +81^{\circ} \left(\frac{x}{x}\right)$ ; № 1,  $2V = +83^{\circ} \left(\frac{x}{x}\right)$ ,  $+86^{\circ} \left(\frac{x}{x}\right)$ . Показатели преломления:  $n_g = 1,658-1,677$ ;  $n_p = 1,632-1,668$ ;  $n_g - n_p = 0,09-0,021$ ; щелочной амфибол можно отнести к рибекиту. Межзерновые пространства в породе заполнены хлоритом, магнетитом, кварцем, карбонатом, хлоритизированным биотитом, развивающимися как по альбиту, так и по железосодержащим минералам.

Зонки дробления заполнены тонкоперетертыми альбитом и карбонатом. Радиально-лучистые агрегаты зелено-бурого эгирина развиваются в ассоциации с карбонатом. Также в ассоциации с карбонатом и просто в межзерновом пространстве часто наблюдаются новообразованные мельчайшие чешуйки биотита, плеохроирующие от зеленовато-бурого до светло-бурого цветов. Иногда в дробленных и давленных разностях отмечаются дендритовидные прорастания клиноцоизита и хлорита.

В отдельных разностях отмечены случаи агрегатного срастания хлорита, клиноцоизита, скопления более или менее идиоморфных зерен эпидота и рудного минерала в форме цепочек мелких зерен вокруг альбита, переполнения зерен альбита тонкими иголочками хлорита и серицита.

В содержащих урановые минералы разностях альбититов структура породы порфириобластовая из-за наличия более крупных порфириобласт альбита, катакластическая, неоднородная; при дроблении отдельных участков до тонкозернистого состояния - гранобластовая и гипидиоморфнозернистая, когда идиоморфный альбит и карбонат заполняют межзерновые пространства.

Урановые минералы обычно вытянуты цепочками и приурочены к зонам бластеза. В ассоциации с ними наблюдаются темноцветные минералы и зерна карбоната с четкими двойниками. Межзерновые пространства часто заполнены зеленым эгирином, бурым акмитом, мелким альбитом, карбонатом. Эгирин иногда образует звездные, радиально-лучистые скопления. Минеральный состав ураноносных альбититов (в %): альбита 93-99, микроклина с простыми двойниками 0-1, эгирина и рибекита 0-5, карбоната 1-7, хлорита 0-1, урановых минералов 0,3-1.

Урановые минералы представлены уранотитанитами переменного состава. По микротвердости их можно разбить на четыре группы.

В первую входят минералы, в которых микротвердость изменяется в пределах 310–344 кг/мм<sup>2</sup>. Цвета их в основном бурый, желтый и бледно-желтый в тонких сколах. Минералы этой группы изотропны, показатель преломления  $\sim 2,046\text{--}2,05$ .

Ко второй группе отнесены минералы, имеющие микротвердость 362–370 кг/мм<sup>2</sup>. Цвета их черный и оранжевый, они изотропны ( $n \sim 2,16$ ) и слабо анизотропны ( $n_g \sim 2,18$ ;  $n_p \sim 2,10$ ), в тонких сколах просвечивают в желтовато-коричневых и оранжевых тонах.

К третьей группе нами отнесены минералы с микротвердостью 458–487 кг/мм<sup>2</sup>. Они изотропны ( $n \sim 2,085$ ), имеют серовато-желтый и желтовато-коричневый цвета, а в тонких сколах – желтовато-бурый и желтовато-красный.

Наибольшую микротвердость (548–593 кг/мм<sup>2</sup>) имеют минералы четвертой группы. Они изотропны ( $n \sim 2,09\text{--}2,14$ ), окрашены в коричневый и черный цвета, а в тонких сколах – в желтовато-красный и коричневый.

По исследованиям ряда авторов (Ракович, 1968; Копченова и др., 1970), изменения в окраске минералов, показателей преломления и микротвердости можно объяснить колебаниями соотношения четырех- и шестивалентного урана, примесями титана, железа и силиция. Часто в ассоциации с этими минералами отмечается лейкоксен, реже рутил, сфен, ильменит. В резко подчиненном количестве к уранотитанитам отмечены уранит, настуран, силикаты урана.

В породе можно выделить несколько морфологических разновидностей альбита: наполненный чешуйками серицита, с изогнутыми полисинтетическими двойниками, с простыми двойниками, с пойкилитовыми вростками, шахматный, новообразованный с полисинтетическими двойниками и несдвойникованный альбит.

Оптические константы альбита: диагноклаз № 11,  $2V = +86^\circ$  ( $\frac{X}{Y}$ ); № 9, 6, 3,  $2V = +78^\circ$  ( $\frac{X}{Y}$ ); № 1, 0,  $2V = +82^\circ$  ( $\frac{X}{Y}$ ); микроклин с простыми двойниками 001 (010).

Размер зерен порфиروбластических выделений альбита 3–5, в основной массе породы 0,1–3, в зонах бластеза 0,01–0,3, темноцветных минералов 1,5–2 мм.

При обобщении материала по содержащим урановые минералы альбитам можно сделать вывод, что в большинстве случаев урановые минералы парагенетически связаны с карбонатом и эгирином, но ха-

рактально также их развитие по альбиту в зонах дробления и перекристаллизованных участках. При этом, чем больше в породе кислого плагиоклаза ( $\% 0-3$ ), тем меньше в ней урановых минералов.

Описанные группы альбититов в той или иной степени затронуты процессами бластеза, катаклаза и милонитизации, но в определенных участках эти процессы проявлены настолько интенсивно, что такие разности необходимо выделять в отдельную группу.

Структура таких давленных разностей альбититов лепидограно-бластовая из-за более или менее изоморфных табличек альбита и участков, подвергшихся катаклазу и бластезу с образованием лейт мусковита и гребенчатых зерен альбита. Эти участки изогнуты и напоминают свили. Альбит породы давленный, с изогнутыми двойниками, большей частью с включениями серицита (реликтовый), реже чистый, иногда шахматный. В более катаклазированных разностях структура породы брекчиевая, бластоцементная.

Альбит разбит на угловатые, округлые осколки, связанные тонкоперетертым материалом, состоящим из альбита и кварца. Зерна имеют зазубренные края, мозаичное угасание. В тонкозернистом агрегате цементной массы часто отмечаются хлорит, эгирин и карбонат, а сама порода сечется мелкими прожилками кварца (не более 0,6 мм). Альбит в обломках и цементирующей массе находится как несдвоенникованный, так и с простыми и полисинтетическими двойниками. Иногда он имеет шахматную структуру.

В отдельных шлифах видно, что дробленный мелкозернистый агрегат подвергся бластической перекристаллизации и превратился в средне- и крупнозернистую породу, состоящую из чистых зерен альбита [ $\% 0,2V = +81^\circ (\frac{X}{X})$ ]. В этих же участках развивается гранат. Он анизотропен, с очень низкими (до 0,001) интерференционными окрасками, с высоким показателем преломления, секториально угасающий, зональный. Окраска зерен в шлифах буроватая.

В ассоциации с таким гранатом развивается эгирин-диопсид (угол спайности  $88^\circ$ ).

Иногда катаклиз проходил настолько интенсивно, что образовалась милонитовая структура. В этих разностях хлорит собран в прослойки, а также формирует с альбитом агрегаты зазубренных и давленных зерен. В хлоритовых прослойках отмечается большое количество рудного вещества, что косвенно может свидетельствовать о дроблении и истирании породы в условиях сухой среды.



Минеральный состав катаклазированного альбитита (в %): альбита 80-99, кальциевого полевого шпата 0-10, кварца 5-7, хлорита 0-3, эгирина 0-2, карбоната 0-2, эпидота 2-3, мусковита 0-1, рудных до 1. В отдельных разностях отмечается до 7% эгирин-диопсида, 7-8 клиноцоизита, 1-2 гидрограната. В меланократовых разностях альбита до 70%, хлорита 20-25, магнетита 5 и единичные зерна гематита.

На основании описанных процессов перекристаллизации можно несколько условно отнести альбиты к тому или иному типу только по величине зерен и морфологическому облику породы. Поэтому существует другая классификация, в которой в зависимости от характерных минералов-примесей среди альбититов выделяются эгириновые, рибекит-эгириновые, хлоритовые и сульфидно-гидрослюдастые разности. В месторождениях со слабым эрозионным срезом метасоматиты прослеживаются на глубину до 1400 м.

В верхних горизонтах метасоматических жил характерной примесью в альбититах является хлорит, с углублением на 200-300 м появляется рибекит и уже на глубине 400-500 м наиболее развиты рибекит-эгириновые разности. Отмечено, что урановые минералы тяготеют к более мощным и хорошо проработанным зонам.

Таким образом, на основании структурных условий локализации урановых месторождений, связанных с процессами щелочно-карбонатного метасоматоза, петрографической характеристики и минерального состава вмещающих пород, метасоматитов и руд можно сделать такие выводы.

1. Урановые щелочно-карбонатные метасоматиты локализуются в мобильных зонах, окружающих блоковые останцы древних пород, преимущественно гранитоидного состава.

2. Характер метасоматических процессов и связанного с ними уранового оруденения определяется составом вмещающих пород и степенью их метаморфизма. В областях развития пород железорудной формации процессы щелочно-карбонатного метасоматоза определяют развитие мощных зон эгиринизированных, рибекитизированных и карбонатизированных пород. Менее развиты в этих областях процессы микроклинизации и альбитизации, приобретающие определяющий характер в полях развития алюмосиликатных пород. Процессы микроклинизации интенсивнее всего проявляются в тех районах, где породы метаморфизованы в условиях гранулитовой фации регионального метамор-

физма, а для процессов альбитизации более благоприятны породы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

3. Процесс метасоматического преобразования пород носит сложный и многоступенчатый характер. Самыми ранними метасоматическими образованиями являются прожилки и скопления кварца в олигоклазовых гранитах, пространственно совмещенных с зонами микроклинитов (породы пегматитового облика, сиениты).

Развитие микроклина в плагиоклазовых гранитах, мигматитах, образование пегматоидных пород и сиенитов связано с процессами калиевого метасоматоза, следующими во времени вслед за ранним окварцеванием пород. В породах железорудной формации этот процесс выражен в обогащении кварцитов биотитом. Для этой стадии характерно замещение плагиоклаза микроклином, образование новой генерации кварца, развитие акцессорного монацита, апатита, ксенотима, циркона, ортита, обогащенных ураном, торием, редкими землями цериевой группы.

Процессы калиевого метасоматоза сменяются во времени натриевыми. В алюмосиликатных породах происходит раскисление плагиоклаза вплоть до образования альбита № 0,1, значительный вынос из пород кремния, перестраивающегося в виде кварца новой генерации. Наиболее характерные акцессорные минералы этой стадии — апатит, циркон, магнетит, сфен, рутил, ильменит. В двух первых отмечается значительная примесь урана и редкоземельных элементов иттриевой группы.

В породах железорудной формации широко распространены этириновые и рибекитовые метасоматиты.

Собственно урановая минерализация связана с поздними стадиями метасоматического преобразования пород. В районах развития пород гранулитовой фации — это процессы окварцевания и диопсидизации, сопровождаемые выделением уранинита, часто содержащего значительные примеси тория и редких земель. В ассоциации с ним находятся молибденит, пирит, пирротин, галенит, магнетит, рутил, анатаз, ильменит, монацит, циркон, циртолит, ксенотим, цералит, апатит.

В полях алюмосиликатных пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации, отложение урановых минералов (уранинита, титанитов и силикатов урана, настурана) сопровождается развитием альбита № 4, 7, прожилковых и вкрапленных карбонатов, мелкочешуй-



чатого биотита, эгирина. Для ураноносных альбититов характерными аксессуарными минералами являются апатит, циркон, в ассоциации с которыми часто отмечается тонкодисперсный гематит.

В породах железорудной формации (сланцах, железистых кварцитах), метаморфизованных в условиях верхов зеленосланцевой, низов амфиболитовой фаций метаморфизма, урановое оруденение (уранинит, настурин) ассоциирует с карбонатными метасоматитами, а в пропластках биотитовых сланцев характер уранового оруденения меняется. Для них основным урановым минералом становится силикат сложного состава, пространственно связанный с альбитизированными разностями пород, содержащими прожилковый и вкрапленный карбонат.

Процессы кварцевого метасоматоза, характеризующие заключительные стадии метасоматического преобразования и приводящие к развитию линз и полос вторичных кварцитов, окварцованных пород, вкрапленников и прожилков кварца, интенсивно проявляются вне зависимости от степени метаморфизма вмещающих пород. В прожилковом кварце на месторождениях и рудопроявлениях встречен коффеинит в ассоциации с пиритом.

4. Процессы калиевого метасоматоза в районах развития пород амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма наиболее распространены по площади. Они привели к возникновению вытянутых полос мигматитов (шириной до 5-6 км) вдоль контактов с блоками более древних пород. К этим же полосам тяготеют мелкие массивы олигоклазовых равномернозернистых и порфировидных гранитов, интенсивно измененных процессами калиевого метасоматоза, вплоть до образования сиенитов.

Следующие за ними по времени процессы натриевого метасоматоза локализованы в зонах переслаивания, возникающих на контакте гранитоидов и мигматитов с останцами гнейсов. Здесь они контролируются тектоническими нарушениями и интенсивнее всего проявлены в местах флексурных изгибов и в узлах пересечения тектонических зон различной ориентировки.

Четкий тектонический контроль характерен и для зон натриевого метасоматоза в областях развития пород железорудной формации, метаморфизованных в условиях верхов зеленосланцевой, низов амфиболитовой фаций регионального метаморфизма.

Процессы кварцевого метасоматоза распространены еще более локально.



## ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССОВ ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТНОГО МЕТАСОМАТОЗА

На основании характера изменения минерального состава пород при наложении процессов щелочно-карбонатного метасоматоза можно проследить устойчивые для данных температур и давлений минеральные ассоциации, возникающие при воздействии на окружающие породы флюида определенного химического состава. По происходящим при этом изменениям исходных пород можно получить информацию о компонентах, переносимых флюидом (рис.11-12).

Для петрохимической характеристики развития во времени процессов калиевого и натриевого метасоматозов мы сгруппируем перечисленные породы в следующий генетический ряд: биотитовые гнейсы (продукт регионального метаморфизма пород сланцево-кератофировой формации) – мигматиты (продукт регионального метаморфизма и гранитизации) – граниты (порфировые граниты, приуроченные к антиклинальным, купольным и валоподобным структурам второго порядка и среднезернистые граниты эндоконтактов массивов и полей развития теневых мигматитов) – смениты (апогранитовые, пегматитовые, мигматитовые) – альбитизированные граниты и мигматиты – альбититы (апогранитовые, мигматитовые, гнейсовые) – рудные альбититы (апогранитовые, мигматитовые, гнейсовые).

Для характеристики петрохимических особенностей метасоматических процессов в полях развития пород железорудной формации нами выбраны два генетических ряда пород: куммингтонитовые сланцы (продукт регионального метаморфизма пород железорудной формации) – ошелоченные куммингтонитовые сланцы (продукт щелочного метасоматоза) – метасоматический доломит (продукт карбонатного метасоматоза); магнетит-амфиболовый кварцит (продукт регионального метаморфизма пород железорудной формации) – эгиринит (продукт щелочного метасоматоза) – железо-карбонатная порода (продукт карбонатного метасоматоза).

Рассмотрение эволюции химического и минерального составов в выделенных генетических рядах дает возможность составить представление о петрохимических особенностях процессов щелочного и карбонатного метасоматоза. С этой целью усредненные химические анализы выделенных разностей были пересчитаны по атомно-объемной системе, предложенной В.А.Рудником (Казицин, Рудник, 1968).

Проведенное по такой методике сравнение составов исходных гнейсов и образующихся по ним гранитов показало, что процесс гра-

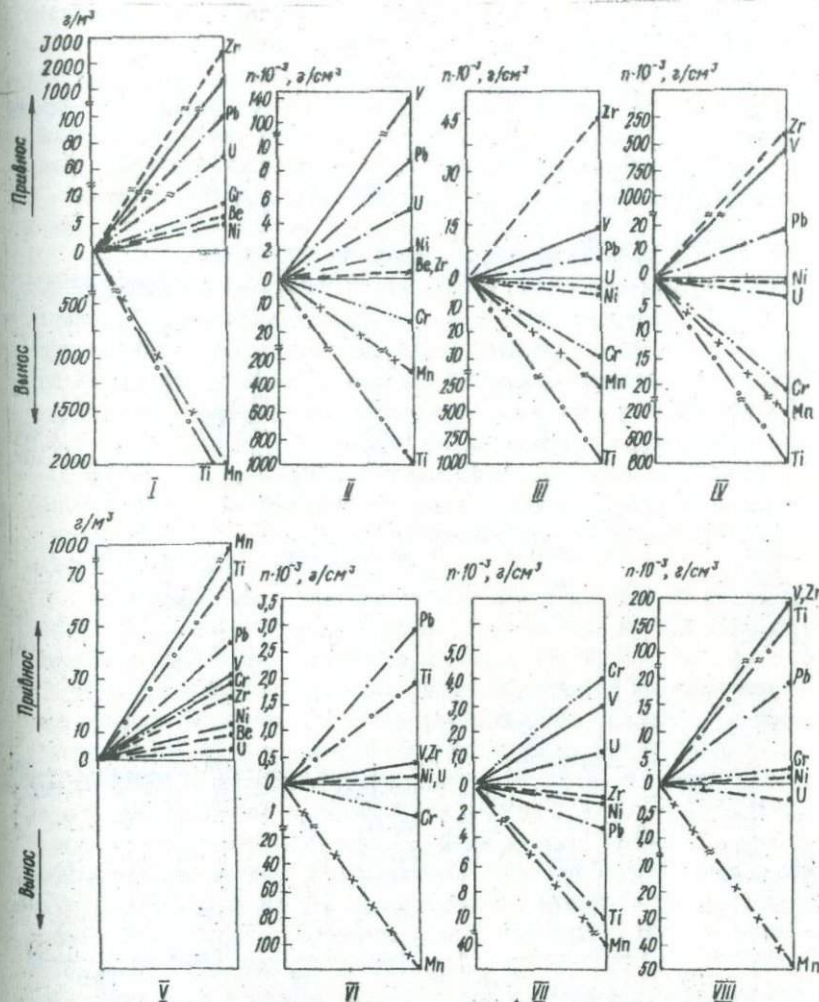


Рис. 11. Изменение содержания микроэлементов в породах и минералах: I - рибекитизация куммингтонитовых сланцев, II - куммингтонит-рибекит, III - развитие доломита по альбиту, IV - альбит-доломит, V - альбитит-карбонатные породы, VI - альбит-эгирин, VII - магнетит-егематит; VIII - магнетит-гидробиотит

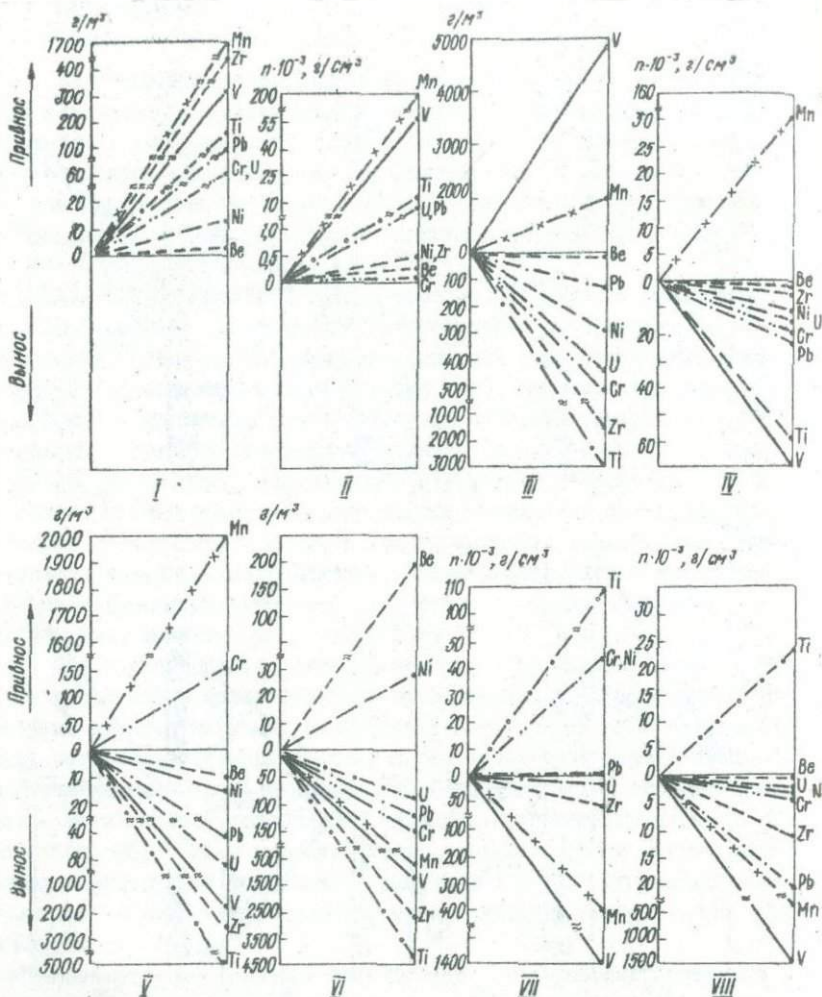


Рис.12. Сопоставление содержания микроэлементов в породах и минералах:  
 I - кварц-биотитовый сланец - альбитит, II - биотит-альбит, III - биотит-гидробиотит, IV - биотит-хлорит, V - ошелачивание куммингтонитового сланца, VI - куммингтонит-магнетит, VII - куммингтонит-доломит, VIII - куммингтонит-хлорит



нитизации характеризуется привносом в породу незначительного количества кремния, значительного — калия, увеличивается содержание углерода. Наблюдается интенсивный вынос из исходной породы титана, двух- и трехвалентного железа, магния, кальция, частично натрия, алюминия, фосфора. Привнос кремния в породу составляет 9,2 атома или 4,9% по сравнению с исходным содержанием его в породу.

Количество калия увеличивается на 7,3 атома или 61,3% по сравнению с его содержанием в исходной породу.

Исходя из этих данных можно рассматривать процесс гранитизации как калиево-кремневый метасоматоз, сопровождаемый выносом фермических и щелочноземельных элементов. Так, содержание титана в породу уменьшается на 1 атом, что составляет 76,9% по отношению к его содержанию в исходной породу. Интенсивно удаляется из пород двухвалентное железо. Содержание его в гранитах уменьшается на 5,3 атома (75,7% по отношению к его содержанию в исходной породу).

Количество трехвалентного железа уменьшается на 1,2 атома, кальция на 3,1, магния на 2,9, что составляет 52–54% их содержания в исходной породу. Относительно инертно при процессах гранитизации ведут себя натрий и алюминий.

Содержание натрия уменьшается на 3,6 атома (18,6% по отношению к содержанию в исходной породу), а алюминия на 6,2 (13% по отношению к содержанию в исходной породу).

При процессах гранитизации резко изменяются и количества второстепенных элементов. На 42,9% увеличивается содержание в породу углерода и на 60 уменьшается содержание фосфора.

В весовом отношении процесс образования за счет гнейсов гранита характеризуется привносом в породу 48,8 кг/м<sup>3</sup> силиция и 57,5 калия. Это в сочетании с выносом части натрия, кальция, магния, трехвалентного железа, алюминия и 490,8 кг/м<sup>3</sup> двухвалентного железа приводит к раскислению плагиоклазов, уменьшению количества темноцветных минералов. Основность плагиоклаза понижается с № 24 до № 13, количество биотита уменьшается с 25 до 10%.

Оставшийся в породу биотит перераспределяется, образуя отдельные более крупночешуйчатые скопления, а вынос железа обуславливает интенсивное развитие крупночешуйчатого биотита в приконтактных зонах.

В этих же участках концентрируется выносимый из пород титан. Содержание его в биотитах приконтактных зон 3,6%, что намного выше содержания титана в биотитах гнейсов.

В гранитах по сравнению с гнейсами более специализированным становится характер акцессорной минерализации. В них нет уже характерного для гнейсов разнообразия акцессорных (апатита, сфена, циркона, монацита, малакона) и рудных (пирита, гематита, ильменита, магнетита) минералов. Основным акцессорным минералом становится апатит, количество которого в отдельных зонах увеличивается до 1%, резко уменьшается и содержание рудных минералов, среди которых начинает преобладать магнетит.

С процессом гранитизации связано и увеличение в породах содержания урана. В исходных разностях (биотитовых гнейсах) оно равно 3,3 г/т, в гранодиоритах повышается до 4,5, в лейкократовых розовых среднезернистых и порфироидных гранитах — до 8,2 и достигает максимального содержания 9,1 в пегматитах и аплитовидных гранитах. Это в 2,4 раза выше кларкового содержания урана в кислых породах.

Проведенное изучение распределения урана по отдельным минералам показало, что наибольшие его количества находятся в биотите (6–10 г/т). Для биотитов характерны включения очень мелких зерен акцессорных минералов, окруженных плеохроичными двориками. В этих минералах и концентрируется уран.

Содержание урана в полевых шпатах колеблется в пределах 4–6, а в кварце 2–5 г/т.

Появление в плагиоклазах гранитов антипертитовых вростков и ассоциирующих с ними отдельных зерен микроклина характеризует начало преобразования пород под действием процессов калиевого метасоматоза. Развитие этих процессов приводит к обогащению отдельных прослоев мигматитов микроклином и развитию микроклинитов (сиенитов) по мигматитам, гранитам и пегматитам. Сопоставление химических составов исходных пород и микроклинитов (сиенитов) показывает, что с процессом микроклинизации связаны вынос из пород кремния, кальция, магния, привнос в них алюминия, натрия, калия, углерода.

При микроклинизации мигматитов зафиксирован значительный вынос из пород титана. Для железа характерен переход из двухвалентного в трехвалентное, что свидетельствует о высоком окислительном потенциале флюида.

Среднее содержание урана в сиенитах равно 8,6, а в микроклинитах, характеризующихся высоким содержанием редкоземельных элементов цериевой группы, понижается до 1 г/т. Сравнивая содержание



урана в исходных породах и сиенитах, можно говорить о его привносе при микроклинизации гранодиоритов, серых среднезернистых гранитов и мигматитов. При этом содержание урана увеличивается почти вдвое и в 2,4 раза превышает кларковое содержание его в кислых породах.

В мигматитах, как и в гранитах, наиболее высокие содержания урана характерны для биотита — 5–7 г/т, в котором отмечены мельчайшие включения урансодержащих акцессорных минералов; содержание урана в кварце и полевых шпатах понижается до 2–3 г/т.

Основными акцессорными минералами сиенитов являются монацит и ксенотим, менее характерны для них апатит, циркон, малакон, циртолит и цералит, хотя в отдельных участках малакон и апатит образуют линзовидные скопления и прожилки. Мощность малаконовых прожилков иногда достигает 1–3 см.

Для сиенитов, содержащих в качестве основного акцессорного минерала ксенотим, характерна примесь редкоземельных элементов иттриевой группы.

Характерно, что наряду с ураном на ранних стадиях привносилось железо и образовывались тела пироксен-полевошпатовых пород. Мощность таких тел не превышает первых метров, а длина по простиранию и падению чаще всего 10–15 м. Для описываемых пород характерна примесь 2–3% апатита, а соотношения микроклина и пироксена изменяется в пределах 4:1 — 16:1.

В пироксенах (15 определений) закисного железа в 17–26 раз больше, чем окисного, что свидетельствует о резко восстановительной среде минералообразования.

При образовании пироксенов в породы наряду с железом привносится значительное количество магния (12–17%). Все это свидетельствует о том, что для ранних стадий процесса микроклинизации, протекающего при термодинамических условиях, соответствующих температурам и давлениям гранулитовой фации, характерна иная геохимическая подвижность элементов по сравнению с региональными процессами микроклинизации в условиях амфиболитовой фации метаморфизма.

При дальнейшем развитии микроклин окрашивается в бурные и красные тона из-за наличия дисперсной примеси гидроксидов и оксидов железа; широкое развитие среди рудных минералов приобретает гематит, что свидетельствует о повышении окислительного потенциала флюида.



На поздних стадиях отмечен интенсивный привнос в породы кремния и развитие по трещинам и зонам смятия процессов окварцевания.

В общем, как показали петрографические исследования, процесс микроклинизации начинается с появления в плагиоклазах антипертитовых вростков, а затем отдельных зерен микроклина, замещающего плагиоклаз. При этом, чем выше номер плагиоклаза, тем интенсивнее он замещается микроклином.

Пересчет химических анализов сиенитов по рациональному варианту атомно-объемной системы и сравнение полученных данных с подобным образом пересчитанными химическими составами исходных пород показали, что в процессе сиенитизации гранитов в них привносится 10,9 атома натрия и 1,6 атома калия, что соответственно составляет 69,5 и 8,3% содержания этих элементов в исходной породе. Параллельно с привносом щелочных элементов из пород выносятся 21,5 атома кремния, что составляет 10,9% общего содержания элемента в исходной породе. Выносимый при сиенитизации кремний образует мощные линзы кварца в экзоконтактах гранитных массивов. Содержание остальных элементов изменяется незначительно. Намечается тенденция к увеличению количества титана, алюминия, трехвалентного железа, углерода и уменьшению двухвалентного железа, магния, кальция.

Содержание двухвалентного железа на 0,5 атома уменьшается, соответственно увеличивается содержание трехвалентного на 0,9 атома. На основании этого можно сделать вывод, что изменение в соотношении закисного и окисного железа связаны с процессом окисления.

Аналогичная картина прослеживается при образовании сиенитов по мигматитам. Отмечен значительный вынос из породы силиция - 20,5 атома, что также составляет 10,9% содержания этого элемента в исходной породе. Вынос кремния компенсируется значительным привносом в породу щелочей, причем количество привнесенного натрия преобладает над количеством привнесенного калия. Так содержание натрия в породе увеличивается на 10,9 атома, а калия на 6,0 атома, что составляет соответственно 49,1 и 52,2% относительно содержания этих элементов в исходной породе.

Отличительной чертой образования сиенитов по мигматитам является значительный вынос из пород титана и двухвалентного железа. Содержание титана уменьшается более чем в два раза - с I до 0,5 атома, а железа с 6,1 до 1,5. Одновременно содержание трехвалентного железа остается практически неизменным (2,3 атома в мигматитах и 2,2 в апомигматитовых сиенитах). Процесс сиенитизации практически

не влияет на содержание в мигматитах и измененных разностях магния и кальция. Апопегматитовые сиениты по содержанию большинства элементов аналогичны апомигматитовым сиенитам.

Некоторое уменьшение в содержании магния и кальция соответственно на 1,4 и 3,9 атома и более высокие содержания калия (на 5,5 атома) отображают первичный состав породы и могут служить критерием для реставрации первичного состава метаморфических толщ.

При частичной альбитизации гранита и магматита в породы в основном привносится натрий и выносится калий. В альбитизированных гранитах привнос натрия составляет 7,4 атома, или 47,1% относительно содержания его в исходной породе, а вынос калия — 6,2 атома, или 32,3%. В весовом отношении это соответственно 28,9 и 40,3 кг/м<sup>3</sup> породы.

Содержания кремния, двухвалентного железа, магния и кальция изменяются незначительно, а алюминий, углерод и трехвалентное железо ведут себя инертно.

При частичной альбитизации гранитов количество атомов в стандартной ячейке увеличивается только на 0,9%, что составляет 8,4 кг/м<sup>3</sup> породы.

В альбитизированных мигматитах привнос натрия составляет 14,1 атома на стандартный объем (63,5% содержания его в исходной породе). В весовом отношении это составляет 55 кг/м<sup>3</sup> породы.

Сопряженно с этим процессом из пород выносится 4,1 атома калия, или 35,6% относительно содержания его в исходной породе, что в весовом отношении составляет 57,5 кг/м<sup>3</sup> породы.

Процесс альбитизации мигматитов приводит к увеличению в них на 2 атома количества углерода. Количество двухвалентного железа уменьшается на 16,4%, но вместе с тем на 78,2% возрастает содержание трехвалентного железа. Изменение в соотношении двух- и трехвалентного железа свидетельствует о высоком окислительном потенциале альбитизирующего раствора. Такое изменение происходит на фоне общего увеличения железа в породе на 9,5% относительно его содержания в исходной породе. Количества остальных элементов остаются почти без изменений.

При альбитизации мигматитов количество атомов в стандартной ячейке увеличивается только на 0,3%, что в весовом отношении составляет 5,5 кг/м<sup>3</sup> породы. Следовательно, процесс частичной альбитизации пород происходит практически без изменения их объема и плотности. При интенсивном развитии процессов натриевого щелочного



метасоматоза, приводящего к образованию альбититов, подвижность элементов резко возрастает.

Формирование апогранитовых альбититов связано с привносом в исходную породу натрия, алюминия, железа, углерода и выносом из нее силиция, калия. Содержание натрия в стандартной ячейке увеличивается на 31,9 атома, что составляет 120,3% относительно содержания его в исходной породе и 124,4 кг/м<sup>3</sup> в весовом выражении. Увеличение содержания алюминия на 8,6 атома соответствует 120,7% содержания его в исходной породе, что в весовом выражении равно 38,7 кг/м<sup>3</sup> породы.

Количество атомов углерода в стандартной ячейке увеличивается на 1,7, что составляет 170% относительно его содержания в исходной породе. В весовом отношении это 3,2 кг/м<sup>3</sup>.

Изменение соотношения между закисным и окисным железом (табл.7) приводит к увеличению содержания трехвалентного железа на 166,6% по отношению к весу в исходной породе и уменьшению двухвалентного железа на 23,5%. В весовом отношении это соответственно 13,9 и 3,7 кг/м<sup>3</sup> породы.

Полученные цифры свидетельствуют о том, что изменение соотношения нельзя объяснить только реакцией окисления двухвалентного железа. Наблюдаемый избыток трехвалентного железа свидетельствует о его привносе в породу.

Процесс альбитизации сопровождается интенсивным выносом из породы калия, количество которого уменьшается на 18,5 атома, что составляет 96,3% содержания его в исходной породе или 79,8 кг/м<sup>3</sup> в весовом выражении.

На 10,6 атома уменьшается и количество силиция (5,4% содержания элемента в исходной породе и 48,7 кг/м<sup>3</sup> в весовом отношении). Примерно такой же характер в изменении соотношения компонентов сохраняется при образовании альбититов по мигматитам и биотитовым гнейсам.

При сопоставлении формул пересчитанных анализов безрудных и рудных альбититов видно, что рудные альбититы обогащены кальцием. В рудных апогранитовых альбититах количество его увеличивается на 2,1 атома (65,6% относительно содержания его в исходной породе, или 13,9 кг/м<sup>3</sup> породы в весовом выражении). Для апомигматитовых рудных альбититов это соответственно 6,8 атома, 103%, 44,9 кг/м<sup>3</sup>, а для апогнейсовых рудных альбититов — 6,5 атома, 98,5%, 42,9 кг/м<sup>3</sup>.



Таблица 7

Соотношение закисного и окисного железа во вмещающих породах и метасоматитах, вес. %

| Порода                                           | Количество определений | FeO   | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO                                  |
|--------------------------------------------------|------------------------|-------|--------------------------------|--------------------------------------|
|                                                  |                        |       |                                | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + FeO |
| Гиперстеновый сланец                             | 8                      | 6,62  | Сл.                            | 1                                    |
| Диопсидовый сланец                               | 6                      | 4,07  | 0,15                           | 0,96                                 |
| Гнейс:                                           |                        |       |                                |                                      |
| пироксен-биотит-плагноклазовый                   | 8                      | 4,76  | 0,04                           | 0,99                                 |
| биотит-гранат-кордьеритовый                      | 10                     | 6,15  | 0,62                           | 0,91                                 |
| биотит-гранатовый                                | 17                     | 7,83  | 0,54                           | 0,93                                 |
| биотитовый                                       | 24                     | 6,82  | 1,73                           | 0,79                                 |
| графитовый                                       | 15                     | 5,78  | 0,62                           | 0,90                                 |
| куммингтонитовый                                 | 14                     | 17,3  | 22,8                           | 0,43                                 |
| Амфибол-магнетитовый сланец                      | 12                     | 27,16 | 21,52                          | 0,56                                 |
| Амфибол-магнетитовая руда                        | 10                     | 25,4  | 44,2                           | 0,36                                 |
| Богатая магнетитовая руда                        | 8                      | 28,4  | 54,8                           | 0,34                                 |
| Мигматит (в основном по биотитовым гнейсам)      | 26                     | 3,49  | 1,12                           | 0,75                                 |
| Граниты нормального ряда                         | 27                     | 0,46  | 0,54                           | 0,46                                 |
| Аляскитовый гранит                               | 21                     | 1,03  | 0,43                           | 0,70                                 |
| Серая пегматоидная порода                        | 12                     | 0,75  | Сл.                            | 1                                    |
| Розовато-красная пегматоидная порода             | 17                     | 0,52  | 0,45                           | 0,55                                 |
| Пироксен-полевошпатовые скопления                | 7                      | 3,14  | 0,73                           | 0,81                                 |
| Сиенит                                           |                        |       |                                |                                      |
| апомигматитовый                                  | 7                      | 0,90  | 1,78                           | 0,33                                 |
| апогранитовый                                    | 8                      | 0,51  | 1,03                           | 0,33                                 |
| апопегматитовый                                  | 12                     | 0,54  | 0,93                           | 0,36                                 |
| Альбитизированный мигматит                       | 6                      | 2,63  | 1,38                           | 0,66                                 |
| Альбитизированный гранит                         | 9                      | 1,04  | 0,46                           | 0,69                                 |
| Альбитизированный пегматоид                      | 11                     | 1,47  | 0,58                           | 0,72                                 |
| Альбитит                                         |                        |       |                                |                                      |
| апомигматитовый                                  | 14                     | 1,35  | 2,78                           | 0,33                                 |
| апогранитовый                                    | 19                     | 0,41  | 0,97                           | 0,29                                 |
| апопегматитовый                                  | 15                     | 0,13  | 0,61                           | 0,19                                 |
| апогнейсовый                                     | 21                     | 1,07  | 3,06                           | 0,28                                 |
| Куммингтонитовый слабо-обекитизированный сланец  | 17                     | 27,35 | 21,87                          | 0,55                                 |
| Куммингтонитовый сильно обекитизированный сланец | 23                     | 17,45 | 24,15                          | 0,42                                 |
| Куммингтонитовый сланец эгиринизированный        | 18                     | 7,87  | 32,41                          | 0,19                                 |
| Эгиринит                                         | 14                     | 2,98  | 24,87                          | 0,10                                 |
| Амфиболовый сланец, измененный до доломита       | 7                      | 3,38  | 3,29                           | 0,51                                 |
| Железо-карбонатная порода                        | 6                      | 12,8  | 32,7                           | 0,28                                 |

Таким образом, наблюдается явная тенденция к увеличению количества кальция в породе в зависимости от количества темноцветных минералов.

Судя по увеличению количества углерода в породах (для первой разности 1,1 атома, 40,7% и 2,1 кг/м<sup>3</sup>; для второй и третьей соответственно 5,7 атома, 178%, 10,8 кг/м<sup>3</sup>; 4,8 атома, 141,2%, 2,1 кг/м<sup>3</sup>), можно сделать вывод о том, что увеличение количества темноцветных минералов способствует развитию карбонатов, которые и связывают основное количество привносимого кальция.

Для апогранитовых рудных альбититов петрографическими исследованиями установлено, что повышение содержания кальция в породах связано с развитием каевок более основного плагиоклаза (№ 9-12) вокруг кислого (№ 0-1).

Сопоставление формул химических анализов показало, что ко времени отложения рудного вещества формирование метасоматитов в основном заканчивалось, а привнос и вынос элементов резко уменьшились. Так, при формировании рудных альбититов по гранитам в породе привносилось лишь 2,7 атома натрия (15,7% относительно содержания его в исходной породе, 10,6 кг/м<sup>3</sup> в весовом отношении). Для апогнейсовых мигматитов привнос натрия составлял 1,7 атома (соответственно 13,5% и 6,6 кг/м<sup>3</sup>). Привнос алюминия составлял 4,1 атома, 8,1% и 18,5 кг/м<sup>3</sup>.

Вынос силиция составляет 6,7 атома, 3,6% по отношению к содержанию его в исходной породе при формировании апогранитовых рудных альбититов. В апомигматитовых и апогнейсовых рудных альбититах это соответственно 13,4 атома, 7,7%, 61,6 кг/м<sup>3</sup>; 3 атома, 1,8%, 13,8 кг/м<sup>3</sup>.

При формировании рудных апомигматитовых альбититов абсолютные значения изменений содержаний магния, алюминия, натрия и калия чрезвычайно малы.

В апогнейсовых рудных альбититах на фоне перехода закисного железа в окисное отмечается небольшой привнос железа. Так, при уменьшении закисного железа на 1,6 атома окисное железо увеличилось на 4,4 атома. В весовом отношении это соответственно составляет 14,9 и 40,9 кг/м<sup>3</sup> породы.

Вероятно, увеличение миграционной способности железа связано с образованием железо-карбонатных комплексов в связи с общим падением температуры в системе и увеличением активности анионной группы  $\text{CO}_3^{2-}$ .

К геохимическим особенностям следует отнести повышение в урансодержащих альбититах содержания кальция и углерода, привнос в апогранитовые альбититы железа.

Образованию рудных альбититов предшествует дальнейшее увеличение в них содержания урана до 10 г/т.

Таким образом, наблюдается постоянное увеличение содержания урана от исходных пород, через микроклинизированные к альбитизированным разностям, что дает основание утверждать, что он привносился на всех этапах метасоматического изменения пород.

Учитывая приведенную различную площадную распространенность калиевых, натриевых и рудных метасоматитов, можно предположить, что накопление урана происходит при перераспределении его. Он привносился в данный участок земной коры во время процессов более раннего метасоматического изменения пород.

Из приведенных на рис.13-22 коэффициентов корреляции можно заключить, что уран с большинством анализируемых элементов имеет в альбититах положительное сродство. Увеличение его содержания происходит на фоне увеличения содержания большинства малых элементов. Наиболее значимые связи урана в рудных альбититах со свинцом (0,56) и бериллием (0,50) (см. рис.21). Сильная связь урана со свинцом, по нашему мнению, объясняется не столько их одновременным привносом в породу, сколько накоплением свинца при распаде урана. Кроме этих двух элементов фиксируются значимые связи урана с титаном (0,48) и ванадием (0,49). Их можно объяснить характерной для рудных альбититов ассоциацией содержащих титан урановых минералов и значительным увеличением в апогранитовых рудных альбититах количества трехвалентного железа. Увеличением содержания трехвалентного железа объясняется и значимая связь урана с ванадием в апогранитовых мигматитах.

Связи урана в апогранитовых рудных и безрудных альбититах с бериллием легко объяснить геохимическим сродством этих элементов. В содержащих щелочи карбонатных растворах оба эти элемента образуют карбонатные комплексы, в виде которых осуществляется их миграция в широком диапазоне температур и давлений. Особенно сильная отрицательная связь зафиксирована для урана с лантаном (-0,58), значимые отрицательные связи урана с титаном, ванадием, иттрием.

Отличие в сродстве урана с рядом малых элементов отображают состав исходных пород и физико-химические условия образования ме-



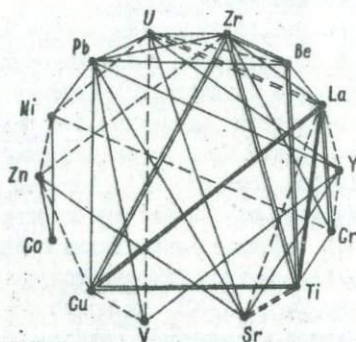
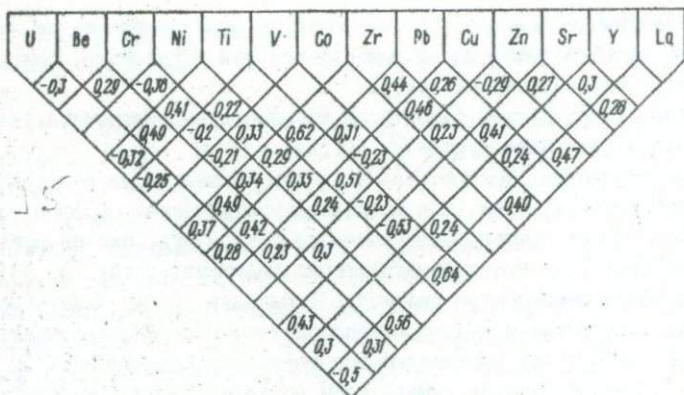


Рис. 13. Корреляция микроэлементов в доломитах

тасоматитов. Подробнее эти факторы будут рассмотрены при описании геохимической модели накопления урана в щелочно-карбонатных метасоматитах докембрия.

Определяющая роль натрия при относительной инертности других элементов особенно четко выступает при сравнении пересчитанных химических анализов, характеризующих ряды исходных и ощелоченных пород в областях развития железорудных формаций. Как было показано ранее, развитие процессов щелочного метасоматоза по куммингтонитовым сланцам приводит сначала к образованию метасоматитов, обогащенных щелочным амфиболом, а затем эгирином. Этот процесс связан с привнесом в породы 41,4 атома натрия, что составляет 1150% отно-

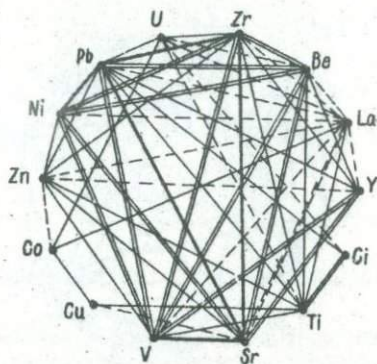
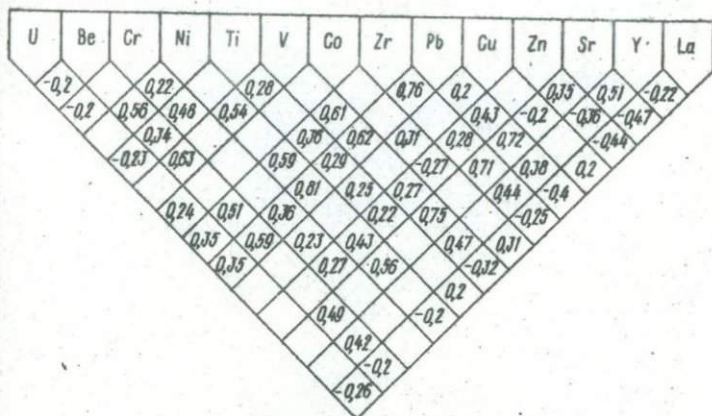


Рис.14. Корреляция микроэлементов в кварцитах и кварцито-подобных породах

сительно содержания его в исходной породе. Увеличение на порядок содержания натрия компенсируется выносом из породы 3,3 атома силиция, 36,4 атома двухвалентного железа, 5,5 магния, 1,4 калия. Уменьшение количества двухвалентного железа сопровождается увеличением в стандартной ячейке количества трехвалентного железа на 14,4 атома. Общая сумма атомов железа в исходной породе равна 104,4, а в ошелоченной – 82,4, что свидетельствует о выносе при ошелочивании 21,1% общего железа, находившегося в исходной породе.

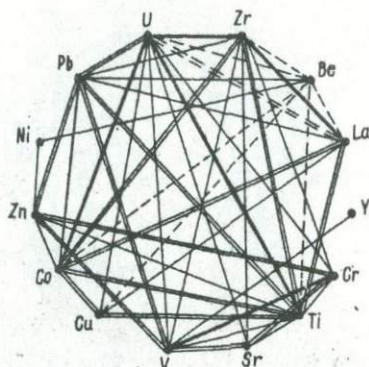
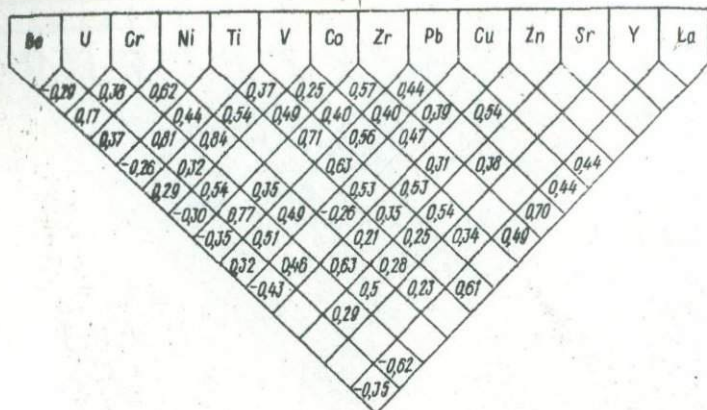


Рис.15. Корреляция микроэлементов в магнетит-амфиболовых и амфибол-магнетитовых сланцах

Содержания титана, алюминия и углерода остаются практически без изменения.

При эгиринизации кварц-магнетит-амфиболовой породы в стандартную ячейку привносится 66,9 атомов натрия (1615% содержания его в исходной породе), 12,2 алюминия, 24,7 окисного железа. Привнос этих элементов сопровождается уменьшением на 17 атомов количества кремния и на 44,7 – закисного железа. Содержание в породе остальных элементов остается практически неизменным.



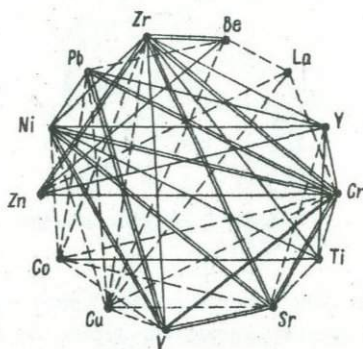
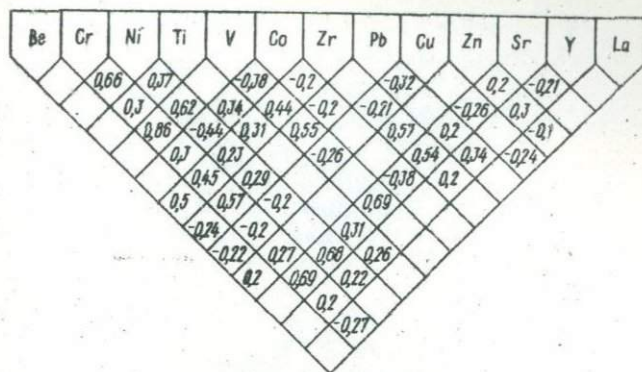


Рис.16. Корреляция микроэлементов в железных рудах

Общая сумма атомов железа в стандартной ячейке неизменной породы равна 85,8, а в эгирините – 65,8, что указывает на общий вынос железа при процессе эгиринизации, который, как видно из сопоставления формул пород, проходит на фоне перехода железа из закисной формы в окисную.

В породах железорудной формации щелочной метасоматоз во времени сменяется карбонатным, приводящим к возникновению по куммингтонитовым сланцам вторичных доломитов, а по железистым кварцитам – железо-карбонатных пород. Вторичные доломиты характеризуются более высокими содержаниями титана, сохраняющегося в породе как инертный элемент, и включениями незамещенных останцов реликтовых пород.

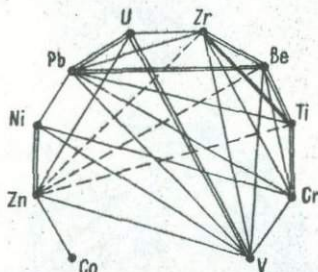
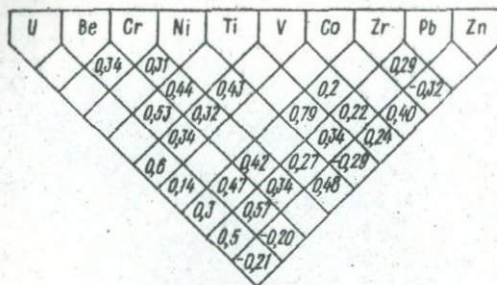


Рис. 17. Корреляция микроэлементов в альбититах.

К железо-карбонатным породам часто бывает приурочено урановое оруденение. Их формирование связано с привнесом 16,7 атомов магния, 44,3 кальция, 12,4 натрия, 1,5 фосфора, 47 окисного железа, 44,5 углерода.

Увеличение количества окисного железа сопровождается уменьшением на 55,2 атома количества закисного железа. При этом суммы общего железа в исходной и карбонатизированной разностях совпадают, что свидетельствует об изменении соотношения закисной и окисной форм в результате реакций окисления.

Сопоставление формул пересчитанных химических анализов пород позволяет утверждать, что карбонатизирующие растворы имели высокий окислительный потенциал и содержали в своем составе значительные количества натрия, кальция и магния.

Расчет изменения содержаний микроэлементов проводился по формулам:

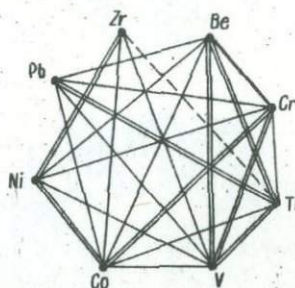
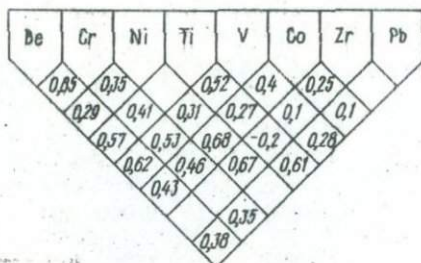


Рис.18. Корреляция микроэлементов в эгиринитах

$$C_n^i \cdot \Delta_n = C^i,$$

где  $C_n^i$  — концентрация элемента в данной породе, %;  $\Delta_n$  — плотность породы, г/см<sup>3</sup>;  $C^i$  — концентрация элемента  $i$  в породе с учетом плотности, выраженная в г/см<sup>3</sup>.

$$C_M^i - C_{исх}^i = \rho_i,$$

где  $C_M^i$  — концентрация элемента в метасоматической породе с учетом ее плотности;  $C^i$  — концентрация элемента  $i$  в исходной породе с учетом ее плотности;  $\rho_i$  — абсолютная разность элемента, г/см<sup>3</sup>.



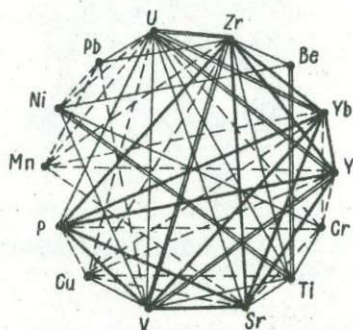
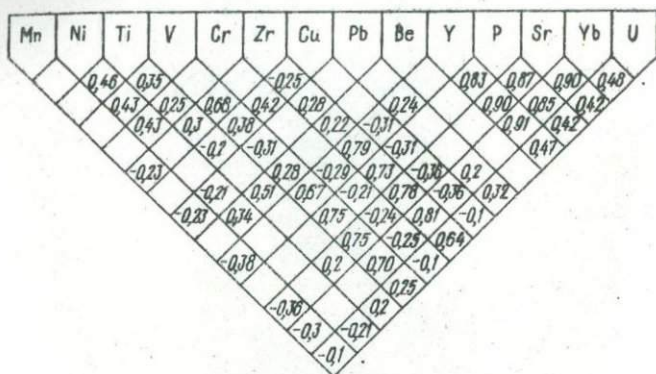


Рис.19. Корреляция микроэлементов в апатит-цирконовом типе руды

$$\frac{\rho^i}{c^i} \cdot 100 = \rho$$

( $\rho$  — выражено в процентах к содержанию в исходной породе).

Предшествующие карбонизации процессы ощелачивания, наоборот, связаны с привносом в измененные породы малых элементов (см. рис.11-12). Особенно интенсивно привносились бериллий, свинец и цирконий.

Изучение фоновых распределений урана в метаморфических и метасоматических породах показывает, что самые высокие содержания урана характерны для обогащенных графитом микросланцев (9 г/т) и

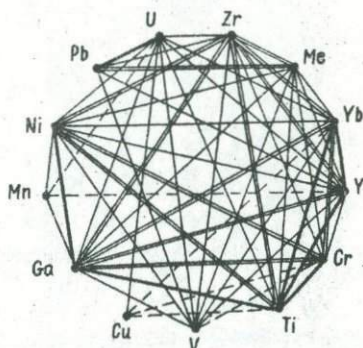
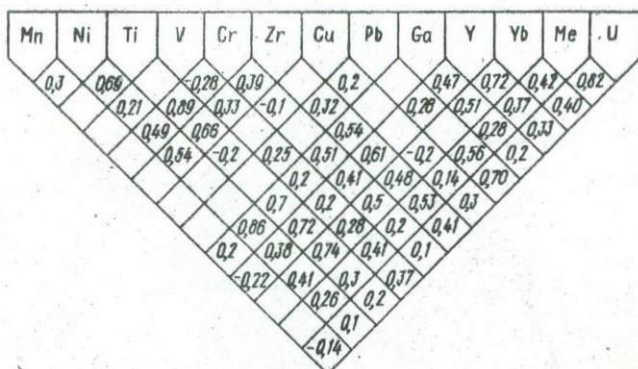


Рис.20. Корреляция микроэлементов в карбонатном типе руды

кварц-биотитовых сланцев (7 г/т). В первых двух разностях можно предположить первично-осадочное обогащение пород ураном.

Учитывая очень низкое содержание урана во всех остальных разностях метаморфических пород (от 0,3 до 2 г/т, что в большинстве случаев ниже кларкового), можно предположить, что источником урана могли быть только кварц-биотитовые сланцы и углистые биотитовые микросланцы.

Обогащение рассматриваемых стратиграфических горизонтов ураном отображает условия накопления осадочных толщ и является характерным для железорудных формаций докембрия.

По данным И.А.Бергмана и А.И.Тугаринова (1972), изучавшим распределение урана в молассовой, лагунной, верхней терригенной,





| Mn   | Ni   | Ti   | V     | Cr    | Zr    | Cu    | Pb    | Ge   | Ga   | Y | U.   |
|------|------|------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|---|------|
| 0,69 | 0,56 | 0,5  | -0,28 | 0,34  | -0,5  | 0,82  | -0,53 | 0,5  |      |   | -0,2 |
| 0,35 | 0,42 | 0,25 | -0,57 | -0,35 | -0,71 | -0,79 | -0,45 | 0,26 |      |   | 0,1  |
|      |      | 0,33 | 0,23  | 0,71  | -0,41 | 0,58  | -0,45 | 0,34 | -0,2 |   |      |
|      |      | 0,21 | 0,53  | 0,23  | 0,77  | 0,24  | 0,44  | -0,2 | 0,60 |   |      |
|      |      | 0,2  | 0,24  | -0,26 | -0,58 | 0,24  | 0,54  | 0,2  |      |   |      |
|      |      |      | 0,47  | -0,39 | -0,72 | 0,24  | -0,38 |      |      |   |      |
|      |      |      | -0,28 | 0,51  | 0,31  | 0,31  | -0,1  |      |      |   |      |
|      |      |      |       | 0,26  | 0,2   |       |       |      |      |   |      |
|      |      |      |       | 0,32  |       |       |       |      |      |   |      |
|      |      |      |       |       | 0,32  |       |       |      |      |   |      |

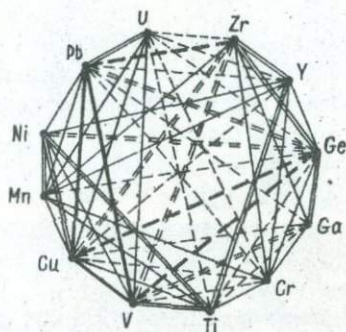


Рис.22. Корреляция микроэлементов в карбонатно-железистом типе руды

встречаемости 31%). На втором месте стоят породы, интенсивно затронутые процессами щелочного метасоматоза (28%).

В порядке убывания частоты встречаемости проб с повышенным содержанием урана остальные группы пород располагаются в такой последовательности: амфиболовые сланцы, слабо затронутые процессами натрового метасоматоза (25%), кварциты (13%), слюдистые породы (3%).

Приведенные данные по распределению урана в различных группах пород указывают на тесную связь его с процессами карбонатного и натриевого метасоматоза.

### Г Л А В А    Ш

#### ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ УСЛОВИЙ НАКОПЛЕНИЯ УРАНА В ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТНЫХ МЕТАСОМАТИТАХ

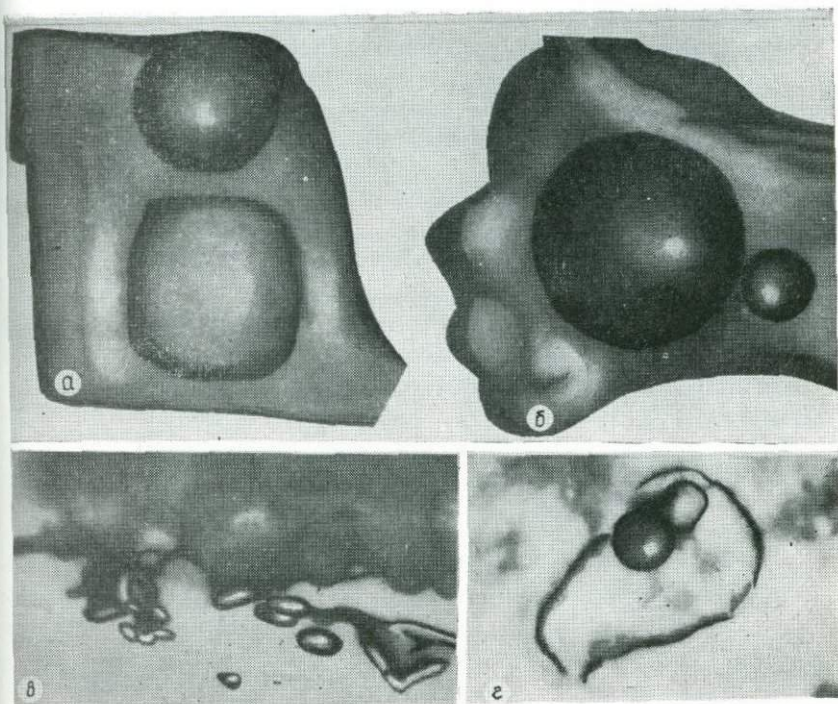
Наряду с геологическими, петрографическими, минералогическими, геохимическими и петрохимическими исследованиями для изучения условий накопления урана в щелочно-карбонатных метасоматитах широко использовались методы термобарометрии и экспериментального моделирования. Применение этих методов позволило: установить температуры и давления в дорудную, рудную и пострудную стадии; выяснить эволюцию химизма рудообразующих растворов во времени и условия, способствующие переходу урана в раствор, определяющий его миграцию и концентрацию в рудные залежи.

В комплексе экспериментальных исследований физико-химические параметры, определенные при изучении газово-жидких включений в минералах, корректировались опытами по моделированию процессов рудообразования. Такая методика позволила с большей долей вероятности описать наиболее существенные процессы, приводящие к накоплению урана в щелочно-карбонатных метасоматитах.

Ниже приводятся основные результаты проведенных исследований.

#### ТЕРМОБАРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ УРАНОНОСНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

При термобарических исследованиях физико-химических условий накопления урана в щелочно-карбонатных метасоматитах были использованы методы изучения фазового состава включений: гомогенизация отдельных включений при нагревании, криометрия, микрохимический анализ газовой фазы включений, оптическая диагностика минералов-узников и декрепитация.



Типы включений в минералах:

а) трехфазовые (твердая фаза+галит+раствор+газ) в кварце гранита; б) трехфазовые (битуминозное вещество+раствор+газ) в кварце гранита; в) амебовидные жидкие в межзерновом пространстве; г) трехфазовые (твердая фаза+карбонат+раствор+газ) в кварце ураноносного альбитита



Большая часть определений была сделана по включениям в кварцах, меньшая — по включениям в полевых шпатах и карбонатах, отдельные определения выполнены по щелочным амфиболам, пироксенам, турмалину, флюориту и гранату. На основании имеющегося материала можно охарактеризовать физико-химические особенности формирования вмещающих пород, метасоматитов и руд. Неравномерное количество определений, проведенное по отдельным минералам, объясняется степенью распространения включений, размерами самих минералов и включений в них, прозрачностью минералов, их кристаллографическими особенностями и многими другими причинами. Наиболее характерные виды включений показаны на фотографии (см. вклейку).

Для правильной интерпретации полученных данных термобарическим исследованиям предшествовало тщательное петрографическое и минералогическое изучение пород. Необходимо было точно знать, какой процесс характеризует тот или иной минерал.

Для прослеживания эволюции растворов, температур и давлений мы не ограничились изучением включений в минералах пород месторождений, а провели аналогичные исследования в прилегающих к месторождениям районах. Это позволило выявить характерные особенности, связанные непосредственно с формированием рудных тел.

В связи с тем что нами рассматриваются различные генетические типы месторождений, целесообразнее сначала рассмотреть условия формирования отдельных месторождений, а затем выделить общие и наиболее существенные признаки.

#### Термобарическая история ураноносных метасоматитов в железорудных провинциях

Для определения температур, давлений и состава газовой фазы были изучены включения в кварцах железистых кварцитов, гранитов, пегматоидных жил, альбититов, кварцевых жил и кварцевых прослоев в железистых кварцитах, а также в эгиринах и карбонатах метасоматитов, гранатах скарновых зон. Имеющиеся в литературе по этим породам данные (Тугаринов, Наумов, 1960; Галабурда, 1973; Грицай, Педан, 1973) носят точечный характер, поэтому для получения представительных данных потребовалось провести большой объем аналитических исследований.

Было установлено, что размер включений, встреченных в минералах метасоматитов и вмещающих пород, чрезвычайно мал. Самые круп-

ное из них не превышает 0,009, большинство имеет размер от 0,001 до 0,005 мм. Все включения объемные, что значительно затрудняет точное измерение фазовых соотношений. Во многих включениях при комнатной температуре отмечается беспорядочное движение газовой фазы. Имеются включения, в которых происходит как бы кипение при температуре 18–20°C. В зонах метасоматически переработанных пород прослежено резкое увеличение количества включений. В таких породах в одном зерне обычно фиксируется несколько групп включений с различными температурами гомогенизации и составом, что свидетельствует о многоэтапном проявлении метасоматических процессов.

#### Включения в кварцах железистых кварцитов

Для изучения включений в кварцах железистых кварцитов образцы были отобраны по региональному профилю, вытянутому с юга на север более чем на 100 км. На основании проведенных исследований можно утверждать, что на крайнем юге и севере исследуемой полосы выходят на поверхность наиболее метаморфизованные породы. В послойном кварце удалось установить мелкие (0,001–0,004 мм в диаметре) двухфазовые включения с температурами гомогенизации 394–409°C (южный район) и 412–434°C (северный район).

Для центральной части полосы и примыкающих к ней с юга и севера районов в послойном кварце первичные включения имеют температуры гомогенизации 348–360°C, а во включениях кварцев секущих прожилков – обычно ниже 205–294°C. Но в железистых кварцитах северных залежей обнаружены секущие прожилки кварца, в которых первичные включения имеют температуры гомогенизации выше, чем таковые в кварцах метасоматических пород.

Включения в послойном кварце отнесены нами к первичным. Обычно они характеризуются изометричной таблитчатой формой. Объем газовой фазы в них колеблется в пределах 15–30%. При нагревании включения во всех случаях гомогенизируются в жидкость.

Гораздо реже наблюдаются включения неправильной, амёбовидной формы. Характерной особенностью кварцевых зерен, содержащих описываемые включения, является замутненность дисперсной примесью кристалликов магнетита и гематита, что сильно затрудняет проведение исследований, а иногда делает их просто невозможными. В послойных кварцах широко распространены также двухфазовые включения жидкая углекислота – газ с температурами гомогенизации 26–31°C. Размеры



таких включений обычно колеблются в пределах 0,003-0,008 мм. Такие же включения характерны и для секущих прожилков кварца. Наряду с ними в прожилковом кварце встречена масса включений, расположенных группами, с температурами гомогенизации 90-294°C. Форма таких включений округлая, при нагревании они всегда гомогенизируются в жидкую фазу. Мы, согласно классификации Н.П.Ермакова (1972), относим их к первично-вторичным и вторичным включениям. Объем газовой фазы таких включений колеблется в пределах 5-15%.

Наряду с включениями в прожилковом кварце, для которых характерна температура гомогенизации ниже, чем таковая включений послойного кварца, вблизи тел аплитовидных гранитов и зон кварц-базитового метасоматоза отмечено большое количество включений с твердой фазой, представленной галитом (изотропные кристаллики в форме куба). Температура растворения твердой фазы в таких включениях 136-165°C, полная гомогенизация включения в жидкость происходит при температурах 325-372°C. Объем твердой фазы занимает от 15 до 25% включения.

Пространственно с таким типом ассоциируют более сложные по химизму включения: раствора 55%, твердой фазы - галита 15, жидкой углекислоты 25, газа 5. Форма их округлая и вытянутая. Размер включений до 0,008 мм по вытянутости. Температуры частичной гомогенизации: для углекислоты 29°C (в жидкую углекислоту), растворение твердой фазы 304-312. Температура полной гомогенизации включения в жидкость составляет 325-328°C. Очень редко в описываемой ассоциации наблюдаются двухфазовые включения раствор - газ, гомогенизирующиеся в газ.

#### Включения в кварцах гранитов и пегматоидных жил

Изучение включений в кварцах гранитов и пегматоидных жил показало, что форма включений в исследуемом минерале обычно округлая и объемная, размер включений 0,004-0,007 мм. По составу они двухфазовые, объем газовой фазы находится в пределах 15-25% всего объема включений. В большинстве случаев гомогенизация происходит в газовую фазу при температурах 450-600°C. Иногда наблюдается гомогенизация с точкой инверсии. Включения описываемой группы располагаются в центре зерна, одиночно или небольшими скоплениями, иногда вблизи мельчайших трещинок.



Характерными для описываемых пород являются также включения с минералами-узниками. В зависимости от наличия углекислоты среди них можно выделить трехфазовые включения с соотношением компонентов (в %): раствора 70 + твердой фазы 25-30 + газа 5-10 и четырехфазовые: раствора 40 + твердой фазы 30 +  $CO_2$  (жидкая) 25 +  $CO_2$  (газ) 5. Температура частичной гомогенизации включений первой группы 136-163, полной 305-378°C; во включениях более низкотемпературной стадии это соответственно 80 и 206°C.

Минералы-узники во включениях имеют хорошую огранку. По форме это квадраты, вытянутые прямоугольники. В лежащих на боку индивидидах хорошо видно, что квадрат является одной из сторон куба. Из-за очень мелких размеров определить химический состав минерала-узника не представляется возможным. Судя по форме выделения и оптическим свойствам (минерал изотропный), он диагностирован нами как галит.

Температура частичной гомогенизации во включениях, содержащих твердую фазу, 26-29 (для углекислоты), 315-309°C (для растворения твердой фазы). Полная гомогенизация включения происходит при температурах 350-325°C.

Учитывая высокую концентрацию раствора и значительное содержание в нем растворенной углекислоты, можно утверждать, что давление флюида в момент захвата его минералом было очень высоким (судя по соотношению фаз, порядка 304 МН/м<sup>2</sup>). Этот вывод подтверждается тем, что только в единичных включениях удалось замерить температуру полной гомогенизации. Большинство включений взорвалось при температурах 282-290°C.

Наряду с двумя описанными группами включений, в кварцах гранитов и пегматоидных хил отмечено большое количество низкотемпературных вторичных включений. Вместе с тем высокотемпературные включения, абсолютно аналогичные двум описанным группам, встречены за пределами тел гранитов и пегматоидных хил, в их экзоконтактах с кварцитами и в зонах альбитизированных кварцитов в ядре синклинальной складки.

#### Включения в минералах альбититов

Среди включений в минералах альбититов четко выделяются две группы включений: первично-вторичные с температурами гомогенизации в интервале 250-380°C; вторичные с температурой гомогенизации ниже 250°C.

Включения первой группы объемные, форма их неправильная, размер 0,001–0,003 мм, объем газовой фазы занимает 30% всего объема включения. Располагаются они в зернах кварца и альбита группами. На всем интервале нагревания отмечается постоянное движение газовой фазы, вплоть до ее полного исчезновения в момент гомогенизации в жидкую фазу.

Включения второй группы также гомогенизируются в жидкую фазу. Включения объемные, форма их округлая, иногда амебовидная, размер 0,02–0,06 мм, объем газовой фазы составляет 10–20% всего объема включения. Располагаются они цепочками вдоль залеченных трещинок (мнимовторичные включения).

Во включениях первой группы отмечены двух- и трехфазовые включения с углекислотой. При охлаждении двухфазовых включений ниже комнатной температуры (до 4–16°C) обычно появляется третья фаза (газовая фаза углекислоты). Жидкая углекислота часто занимает до 95% всего объема включения. При нагревании большинство включений, обогащенных жидкой кислотой, взрывается при температурах 90–120°C. Характерно, что в минералах, содержащих включения с более низкими температурами гомогенизации, включения с жидкой углекислотой встречаются реже. Снижается и содержание углекислоты (до 20–30 об %). Температура частичной гомогенизации трехфазовых включений, содержащих углекислоту, и температура гомогенизации углекислотных включений повышаются до 27–28°C, что свидетельствует об уменьшении плотности флюида.

Во включениях в кварцах и альбитах из рудных метасоматитов с температурой гомогенизации ниже 250°C жидкой углекислоты не обнаружено. Для минералов рудной стадии характерны три группы включений: обычные двухфазовые с температурой гомогенизации 120–250°C; трехфазовые с минералами-узниками и однофазовые.

Включения первой группы располагаются в минералах одиночно, группами, образуют цепочки вдоль трещин. По генезису их можно отнести к первично-вторичным и вторичным.

Включения второй группы равномерно рассеяны в зернах альбита и кварца из зон рудной минерализации. Минералы-узники не исчезают при нагревании включений до 600°C. По ромбической форме кристалликов, их оптическим свойствам можно предположить, что это карбонаты кальция и магния.

Включения третьей группы контролируются микротрещинами. Они видны как вытянутые цепочки, составленные из отдельных капелек. Это

реликты низкотемпературных растворов, двигавшихся по микротрещинкам и плоскостям спайности.

#### Включения в минералах карбонатных метасоматитов

Наблюдаемые в карбонатах метасоматитов включения располагаются группами. Форма их округлая, реже треугольная или неправильная. Размер включений не превышает 0,001–0,002 мм. Газовая фаза занимает от 5 до 10% всего объема включения. Иногда отмечается движение газовой фазы при комнатной температуре. Гомогенизация идет в жидкую фазу при температуре 195–255°C.

Интересные включения встречены в бурых и зеленых лучистых агрирах из экзоконтактовых зон карбонатных метасоматитов. Они характеризуются почти постоянным наличием минерала-узника. Твердая фаза иногда занимает до 65% включения.

В двухфазовых включениях (газовая фаза до 10% объема) температуры гомогенизации укладываются в интервал 147–176°C. Во включениях, содержащих минерал-узник, исчезновение газовой фазы отмечается при нагревании включения до 167°C.

При температуре 210°C в ряде включений наблюдается полная гомогенизация с растворением твердой фазы, в большинстве же включений фиксируется лишь частичное растворение твердой фазы при нагревании их вплоть до температуры взрыва (260–280°C).

#### Включения в окварцованных породах

Исходя из приуроченности большинства включений в минералах к кварцу, можно было ожидать, что зоны окварцевания окажутся наиболее благоприятными объектами для изучения. Однако исследования окварцованных пород на месторождениях, а также сливного кварца кварцитовых пластов показали, что кварц этих пород относительно слабо насыщен включениями. Было установлено, что встречаемые в нем включения расположены одиночно, реже группами. Форма их округлая, вытянутая, иногда неправильная, амебовидная. Размер их колеблется в пределах 0,001–0,009 мм, а объем газовой фазы занимает от 10 до 35–40% всего объема включения. Температуры гомогенизации 140–220°C.



### Включения в гранатах и турмалинах

В пегматитовых жилах, образующих послойные тела в биотитовых сланцах, а также в находящихся вблизи них зонах смятия часто отмечаются скопления розового граната (альмандин) и черного турмалина (шера). В обоих минералах обнаружены многочисленные включения.

В гранатах включения имеют размеры 0,005–0,01 мм, изометрическую форму и целиком заполнены газом. Охлаждение их до  $-150^{\circ}\text{C}$  не вызвало изменения агрегатного состояния.

Для турмалинов характерны трубчатые включения, вытянутые в направлении длинной оси минерала. Часто включения содержат минералы-узники, имеющие в срезе форму сферических треугольников. Вероятно, это новая генерация турмалина, растущая после консервации части флюида основным минералом.

Температуры гомогенизации в двухфазовых включениях и частичной гомогенизации в трехфазовых (газ – раствор – минерал-узел) находятся в пределах  $210\text{--}220^{\circ}\text{C}$ . Твердая фаза не растворяется вплоть до взрыва включения ( $305\text{--}310^{\circ}\text{C}$ ).

### Термобарическая история ураноносных метасоматитов в зонах альбитизации алюмосиликатных пород

#### Породы ультраметаморфического комплекса

В ультраметаморфических породах включения были изучены в кварце и микроклине гранитов, мигматитов и пегматоидов. По особенностям агрегатного состояния и химизму в них можно выделить четыре основные группы: первично-вторичные двухфазовые (водный раствор – газ), первичные двухфазовые (водный раствор – жидкая углекислота), первичные однофазовые (жидкая углекислота), вторичные однофазовые (водный раствор).

Для минералов изучаемых пород наиболее характерны и широко представлены включения первой группы с переменным объемом газовой составляющей (от 5 до 85 об.%).

Гораздо реже и только в кварце встречаются двухфазовые включения с углекислотой, занимающей 15–30% объема. При охлаждении углекислотных включений ниже комнатной температуры (до  $2\text{--}16^{\circ}\text{C}$ ) в них появляется газовая фаза.

Вторичные включения заполняют многочисленные трещинки в кварце, а первичные располагаются одиночно или небольшими группами (2-4 включения) в центральных частях зерен. Вторичные, как правило, более многочисленны и концентрируются по трещинкам скола и плоскостям спайности в самых различных направлениях.

Размеры описываемых включений чрезвычайно малы (от 3-5 до 25 мкм). Форма их неправильная, округлая, каплевидная, удлинённая; для вторичных включений часто характерны амёбовидные и дендритовые. При термодинамических определениях изучено 840 включений двух первых групп. При этом установлено, что первично-вторичные включения в кварце мигматитов характеризуются значительным объемом газовой фазы (от 40 до 85% об.%). Гомогенизация почти во всех наблюдаемых случаях происходила в газовую фазу при температурах 441-530°C.

Одновременно в ассоциирующем с кварцем микроклине включения содержат гораздо меньший объем газовой фазы и гомогенизируются при нагревании в жидкость при температурах 310-395°C.

Первичные углекислотные включения при комнатной температуре двухфазовые (раствор - жидкая углекислота, занимающая до 60% объема включения). При снижении температуры в них появляется третья фаза (газ) при температуре 3-9°C (температура гетерогенизации). Обратное нагревание приводит к исчезновению этой фазы при температурах 6-14°C (температура частичной гомогенизации).

Проведенные 24 замера температур гомогенизации и гетерогенизации показали, что плотность жидкой углекислоты при этих температурах колеблется в пределах 0,833-0,892 г/см<sup>3</sup>. Так как полная гомогенизация включения в результате растворения водного раствора в жидкой углекислоте наступает при 440-460°C, можно рассчитать, что давление в момент гомогенизации включений будет равно 243-244 МН/м<sup>2</sup>.

Первичные газовой-жидкие включения в кварце гранитов также имеют значительный объем газовой фазы (40-75 об.%). Гомогенизация их обычно проходит в газовую фазу при температурах 430-610°C. Вместе с тем температура гомогенизации ассоциирующего с кварцем микроклина гораздо ниже (310-390°C). Газовая фаза в этих включениях занимает до 20-40% объема. Первичные углекислотные включения в кварце гранитов при комнатной температуре двухфазовые (раствор - жидкая углекислота).

На основании 37 замеров температур гетерогенизации (2-6°C) и

частичной гомогенизации ( $6-10^{\circ}\text{C}$ ) определено, что плотность углекислоты при этих температурах равна  $864-892 \text{ кг/м}^3$ .

Полная гомогенизация изученных включений происходит при температурах  $440-480^{\circ}\text{C}$  с растворением водного раствора в углекислоте. Вычисленное по этим параметрам давление равно  $243-304 \text{ МН/м}^2$ .

В кварце пегматитов газовая фаза первично-вторичных включений занимает  $40-80\%$  объема. Гомогенизация таких включений в газовую фазу происходит при температурах  $428-520^{\circ}\text{C}$ . Объем газовой фазы в ассоциирующем с кварцем микроклине уменьшается до  $10-40\%$ , а температура гомогенизации — до  $338-393^{\circ}\text{C}$ . Изменяется и агрегатное состояние растворов. Во всех изученных случаях гомогенизация включений в микроклинах проходила в жидкую фазу.

Углекислотные включения в кварце пегматитов содержат до  $70-95 \text{ об.}\%$  жидкой углекислоты. Температуры гетерогенизации таких включений  $13-16$ , температуры частичной гомогенизации  $18-22^{\circ}\text{C}$ . По  $14$  замерам плотность углекислоты определена в  $754-797 \text{ кг/м}^3$ .

Полная гомогенизация таких включений происходит при температурах  $437-450^{\circ}\text{C}$  с растворением водного раствора в углекислоте. Вычисленное для этих условий давление равно  $182-223 \text{ МН/м}^2$ .

В кварцах пород ультраметаморфического комплекса также определены температуры гомогенизации  $240$  вторичных включений, отображающих конечные этапы процесса минералообразования. Гомогенизация их всегда проходит в жидкую фазу. В них можно выделить три группы с температурами гомогенизации ( $^{\circ}\text{C}$ ):  $304-400$  и объемом газовой фазы  $14-40\%$ ,  $205-290$  и объемом газовой фазы  $10-30\%$ ,  $127-188$  и объемом газовой фазы  $5-15$ .

#### Натриевые метасоматиты

В минералах метасоматических пород включения были установлены во всех разновидностях нерудных и рудных метасоматитов и в частично альбитизированных микроклиновых породах (сиенитах). В нерудных альбититах включения изучались в альбите I, II и III генераций, кварце II и III, карбонате III, микроклине и реликтовом кварце; в рудных альбититах — в альбите I и II генераций, карбонате II и III, кварце II и III.

В альбит-микроклиновых породах включения изучались в альбите I и II генераций, кварце II и микроклине. Всего в минералах метасоматитов было изучено  $1193$  включения.

Как было показано в предыдущих главах, первая генерация альбита псевдоморфно замещает полевые шпаты гранитов, часто зерно за



зерно. Альбит, возникший по плагиоклазу, обычно замутнен (при увеличении в 2000 раз видна масса мелких включений) и серицитизирован. Наряду с серицитом встречается мелкозернистый карбонат первой генерации, продукт деанортизации плагиоклаза. Альбит по микроклину имеет микропертитовое, решетчатое строение.

Мелкопластинчатый альбит второй генерации (№ 0-2) — чистый, свежий, тонко одвойникованный, иногда несдвойникованный. Альбит третьей генерации (№ 0-1) образует редкие, тонкие, секущие прожилки.

Крупные (2-3 мм) зерна кварца I с облачным угасанием являются реликтами исходных гранитов. Кварц II встречается в форме мелкозернистых, мозаичных агрегатов совместно с альбитом II. Кварц III образует прожилки, секущие все минералы породы. Карбонат II ассоциирует со сфеном и урановыми минералами, в рудных зонах его количество увеличивается, достигая иногда 5-7%. Карбонат III в виде прожилок, мелкозернистых агрегатов развивается по трещинкам, ассоциируя с альбитом III и кварцем III.

Все изученные в минералах натриевых метасоматитов включения можно разделить на две группы: первично-вторичные двухфазовые (водный раствор — газ), вторичные однофазовые (водный раствор). Включений, содержащих жидкую уголекислоту, в минералах метасоматитов не обнаружено.

В газовой-жидких включениях (кроме включений в реликтовом кварце) объем газовой фазы составляет 5-35% всего объема включения. Во всех случаях гомогенизация проходит в жидкую фазу. Включения очень малы (0,003-0,005 мм), редко размеры их увеличиваются до 0,08-0,1 мм. Форма их обычно округлая, реже удлиненная и неправильная.

В альбите I наибольший объем газовой фазы составляет 15-35%. Гомогенизация включений при нагреве происходит при 216-286°C. Характерной особенностью включений в кварце и альбите рудных альбитов является наличие минералов-узников. При изучении под микроскопом иммерсионного препарата удалось установить, что кристаллики, находящиеся во включениях, имеют светло-зеленую окраску. Форма их округлая, столбчатая, неправильная. Нередко во включениях отмечается до двух и более минералов-узников, занимающих различное пространственное положение. Иногда они нарастают на стенки вклю-

чения, но в большинстве случаев занимают центральное или близкое к нему положение.

При нагреве до температуры  $216-220^{\circ}\text{C}$  в таких включениях исчезает газовый пузырек, однако дальнейшее повышение температуры до  $450-500^{\circ}\text{C}$  (момент взрыва включения) и выдержка при этих температурах в течение 5 ч, растворения минералов-узников не вызывает. По форме кристаллов минерал-узел предположительно диагностирован как карбонат.

В альбите II объем газовой фазы во включениях при комнатной температуре составляет всего 5–10%. Очень часто при таких условиях пузырек находится в подвижном состоянии, что, вероятно, является результатом повышенной плотности газовой фазы. Гомогенизация таких включений проходит в жидкую фазу при температурах  $145-186^{\circ}\text{C}$ .

В альбите III включения гомогенизируются также в жидкую фазу при температурах  $127-140^{\circ}\text{C}$ .

Включения кварца II и кварца III характеризуются подвижным при комнатной температуре газовым пузырьком, объем которого составляет 5–15% включения. Температуры гомогенизации кварца II находятся в интервале  $140-170$ , а кварца III в интервале  $127-148^{\circ}\text{C}$ .

В приуроченном к рудному альбититу карбонате II температуры гомогенизации включений находятся в узком интервале  $200-224^{\circ}\text{C}$ . Газовая фаза в них составляет 10–25% объема. В карбонате III объем газового пузырька уменьшается до 5–10%, а температура гомогенизации включений снижается до  $107-150^{\circ}\text{C}$ . При комнатной температуре отмечено интенсивное движение газового пузырька. От замеренных в альбите, кварце и карбонате температур гомогенизации включений резко отличаются температуры, полученные при гомогенизации включений в находящемся в ассоциации с ними микроклине. Практически они не отличаются от температур гомогенизации включений в микроклинах мигматитов, гранитов и пегматоидов. Во всех изученных случаях гомогенизация проходит в жидкую фазу при температурах  $310-396^{\circ}\text{C}$ .

Пространственно с микроклином совмещены зерна кварца, в которых обнаружены включения, гомогенизирующиеся в газ при температурах  $424-583^{\circ}\text{C}$ .

На основании полученных результатов можно сделать вывод о реликтовой природе микроклина и части кварца в альбитизированных породах.



## Кварцевые жилы

Наряду с комплексом метаморфических пород и натровых метасоматитов были изучены газово-жидкие включения в жильном кварце. Кварцевые жилы на месторождениях выполняют трещинные зоны среди гранитов, мигматитов и пегматоидов, а также образуют многочисленные прожилки, согласные с телами альбититов и секущие их. Мощность жил различная и колеблется от первых сантиметров до 1,5 м. В зависимости от пространственного расположения мы выделили две группы кварцевых жил: среди пород ультраметаморфического и метаморфического комплекса и в телах альбититов. В кварцах первой группы установлено два вида включений: двухфазовые, состоящие из водного раствора и газа, и трехфазовые, включающие в свой состав водный раствор, жидкую углекислоту и газ.

В первичных газово-жидких включениях объем газовой фазы составляет 10–40%. При нагреве гомогенизация проходит в жидкую фазу при температурах 325–394°C. Эти температуры совпадают с температурами гомогенизации включений в микроклине вмещающих пород.

Вторичные включения кварца содержат 5–15% газовой фазы и гомогенизируются в жидкость в широком интервале температур (140–270°C). Для определения давления флюида в период заполнения жил были использованы трехфазовые включения. В них жидкая углекислота занимает 25–30 об.%, но для отдельных включений характерно более высокое содержание углекислоты (до 65–90 об.%). Частично такие включения гомогенизируются при 28–30°C в фазу жидкой углекислоты (21 замер), что соответствует плотности 657–593 кг/м<sup>3</sup>. Полная гомогенизация включений отмечена при температурах 330–355°C с растворением водного раствора в углекислоте. По расчетным данным, этим температурам отвечает давление 91–111 МН/м<sup>2</sup>.

Наличие полых трещин, заполненных минералами, отлагающимися во флюиде с таким давлением, дает основание предположить, что это давление превышало давление нагрузки вмещающих пород. Минералообразование в таких системах происходило путем осаждения из раствора, поэтому замеренное давление можно принять за давление столба жидкости и оценить глубину минералообразования в 3–4 км.

В кварцевых жилах среди гранитов и мигматитов встречены аномальные субсингенетические, неполностью нарушенные включения. Они имеют газовую фазу, занимающую до 60 об.%, и окружены ореолом дочерних включений, образующихся при частичном удалении раствора основного включения.



Приуроченность нескольких разновидностей включений к одной микротрещинке или контроль определенной разновидности микротрещинами разных возраста и ориентировки свидетельствуют о процессе перенаполнения (Ермаков, 1972). Очень редко отмечаются сингенетические включения с пузырьками прилипания. Характерными для них являются пузырьки пара кипящих растворов.

В жильных кварцах второй группы первичные включения имеют газовую фазу, занимающую до 15-30% объема включения. Гомогенизация их в жидкость проходит при температурах 218-290°C. Эти температуры совпадают с температурами гомогенизации включений в альбите I.

Температура гомогенизации вторичных включений понижается до 119-176°C. Жидкой углекислоты во включениях кварцев второй группы встречено не было.

#### Термобарическая история

##### ураноносных метасоматитов, связанных с пегматоидами

Для района развития урановых месторождений, связанных с пегматоидами, характерно наличие метаморфических пород, сформированных в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма.

Для определения температур и давлений нами были изучены кварцы из пород чарнокитового комплекса (гранулитовой фации метаморфизма), мигматитов, гранитов, пегматитов, кварцевых жил и зон окварцевания. Для сопоставления с полученными результатами изучались также включения в кварцах из линз и кварцевых жил в чарнокитах, а также в кварцах пегматоидных жил, развитых среди пород гранулитовой фации метаморфизма в соседних районах. Размеры изученных включений не превышали 0,001-0,03 мм. Форма их обычно изометричная, реже вытянутая.

#### Породы

##### ультраметаморфического комплекса

Среди включений, найденных в кварце гранитов, пегматитов и мигматитов, по особенностям агрегатного состояния выделяются четыре группы включений: а) первично-вторичные двухфазовые (водный раствор - газ); б) - первичные двухфазовые (водный раствор - жидкая углекислота); в) первичные однофазовые (жидкая углекислота); г) вторичные однофазовые (водный раствор).

В изученных образцах включения первой группы распространены наиболее. Определенные по ним температуры имеют широкий разброс, что характеризует длительный и многостадийный процесс формирова-

ния изучаемых геологических объектов. Объем газовой фазы изменяется от 7 до 75%. Самая большая величина его во включениях из кварца гранитов. Эти же включения имеют и самые высокие температуры гомогенизации ( $450-620^{\circ}\text{C}$ ). Иногда газовая фаза занимает до 85-90% всего объема включения.

В голубом кварце гранитов обнаружены двух- и трехфазовые включения с высоким содержанием углекислоты (газ - жидкая углекислота; газ - жидкая углекислота - раствор). Проведенными 25 замерами температур гетерогенизации ( $12-16^{\circ}\text{C}$ ) и частичной гомогенизации ( $17-19^{\circ}\text{C}$ ) установлено, что плотность углекислоты при этих температурах равна  $764-790 \text{ кг/м}^3$ . Учитывая, что полная гомогенизация трехфазовых включений происходит при температурах  $460-480^{\circ}\text{C}$  с растворением водного раствора в углекислоте, можно определить, что давление в период минералообразования равнялось  $203-243 \text{ МН/м}^2$ .

Включения с жидкой углекислотой обнаружены и в голубом кварце пегматоидных жил. Обычно это трехфазовые включения, в которых углекислота занимает до 40-45% объема. Частичная гомогенизация таких включений происходит при  $28-30^{\circ}\text{C}$  в фазу жидкой углекислоты (27 замеров), что соответствует плотности  $593-657 \text{ кг/м}^3$ . Полная гомогенизация включений наблюдается при температурах  $340-360^{\circ}\text{C}$  с растворением водного раствора в углекислоте. Вычисленное по этим параметрам давление равно  $101-103 \text{ МН/м}^2$ .

Из приведенных данных видно, что уменьшение температуры формирования минералов гранитов и пегматитов происходило на фоне снижения давления.

Для кварцевых зерен в мигматитах характерны мелкие (от 3,5 до 15 мкм) двухфазовые включения (раствор - газ). Выделяются две группы включений с температурами гомогенизации: а) характерными для кварцев гранитов ( $450-620^{\circ}\text{C}$ ); б) характерными для кварцев пегматоидов ( $340-360^{\circ}\text{C}$ ). Включения второй группы резко преобладают (75% изученных в мигматитах включений).

В черном, коричневом и сером кварцах пегматоидов исследуемого района содержится гораздо меньшее количество вторичных включений с температурами гомогенизации ниже  $300^{\circ}\text{C}$  по сравнению с кварцами из аналогичных пород областей развития процессов карбонатного и натриевого щелочного метасоматоза. Вторичные включения в этих кварцах имеют размеры от 0,003 до 0,01 мм и располагаются цепочками по контактам зерен и трещинкам в них. Форма их изометричная, капельная, газовая фаза занимает 15-20% объема включения.



Породы гранулитовой фации метаморфизма  
(чарнокитовый комплекс)

Особенностью пироксеновых гнейсов и гранитов (чарнокитовый комплекс), встречаемых в виде останцов различных размеров в полях мигматитов и пегматоидных гранитов и имеющих широкое площадное развитие к западу от изучаемой территории, является наличие обособлений линзовидного кварца мощностью от единиц до нескольких десятков сантиметров, вытянутых по длинной оси от десятков сантиметров до первых метров и располагающихся согласно с общим разгнейсованием пород. По нашему мнению, эти обособления имеют вторичный, наложенный характер и приурочиваются к зонам разгнейсования и дробления вдоль тектонических швов. Подтверждением этому служат часто встречаемые в них останцы милонитов.

При исследовании кварцевых обособлений в них было обнаружено большое количество включений с жидкой углекислотой (до 80% всего количества изученных включений). Размер таких включений невелик (5-7 мкм). Обычно они двухфазовые (газ 30, жидкая углекислота 70%), но широко распространены и трехфазовые (газ 40-60, жидкая углекислота 10-20, раствор 20-50%). Включения в зернах кварца располагаются одиночно, отдельными группками и цепочками. Изредка встречаются одиночные, более крупные (до 50 мкм в поперечнике) двухфазовые включения (газ 50-55, раствор 45-50%).

Проведенными 105 замерами температур гомогенизации описываемых включений показано, что углекислота в них имеет небольшую плотность. Температура гомогенизации двухфазовых включений (газ - жидкая углекислота) 26-30°C, такая же температура частичной гомогенизации у трехфазовых включений. Подобные температуры соответствуют плотности углекислоты 593-600 кг/м<sup>3</sup>.

Большинство температур полной гомогенизации трех- и двухфазовых включений (газ-раствор) укладываются в узком интервале 491-521°C. Лишь небольшая группа трех- и двухфазовых включений имеет температуры гомогенизации 409-445°C. При полной гомогенизации происходит растворение фаз в жидкой углекислоте.

Располагающиеся цепочками вторичные включения (в которых часто при комнатной температуре отмечается движение газового пузырька) имеют температуру гомогенизации 110-120°C.

Исходя из частичной и полной гомогенизации трехфазовых включений с жидкой углекислотой, можно рассчитать, что давление в период минералообразования равнялось 111-113 МПа/м<sup>2</sup>.



## ГЛАВА I У

### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ НАКОПЛЕНИЯ УРАНА В ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТНЫХ МЕТАСОМАТИТАХ ДОКЕМБРИЯ

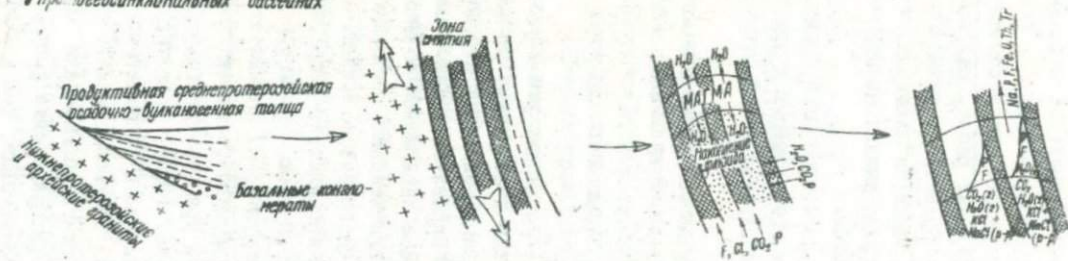
На основании изучения геологического положения и структур рудных полей, минералогии, петрографии и химизма вмещающих пород, метасоматитов и руд, определения эволюции во времени и пространстве состава и температуры рудоносных растворов по данным газожидких включений, а также уточнения особенностей процесса рудоотложения по данным экспериментальных работ можно наметить основные стадии формирования метасоматического месторождения урана в докембрии. За это время происходило неоднократное перераспределение первоначальной концентрации урана в изучаемом сегменте земной коры вследствие взаимодействия процессов осадконакопления, орогенеза, метаморфизма и магматизма.

#### НАКОПЛЕНИЕ ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ

Приуроченность большинства известных урановых месторождений докембрия к толщам ниже- и среднепротерозойских пород позволяет предположить, что начальный период формирования уранового месторождения связан с развитием вторичных (наложенных) геосинклиналей, когда в участках опускания между главными устойчивыми элементами ("купола" и "валы" архейского гнейсо-гранитного основания) накапливались гальки, граувакки, глинистые, кремнисто-железистые осадки и продукты подводных излияний, в основном спилиты.

К этому времени дифференциация вещества Земли на ранних стадиях ее развития привела к накоплению урана в верхних частях земной коры.

Фанал Фрасер (Fensle Fraser, 1971), критически рассмотрев различные модели дегазации вещества Земли, в противовес мнению о постепенной дегазации высказал предположение о ранней катастрофической дегазации Земли на начальных этапах геологической истории.



Стадийность метасоматических процессов

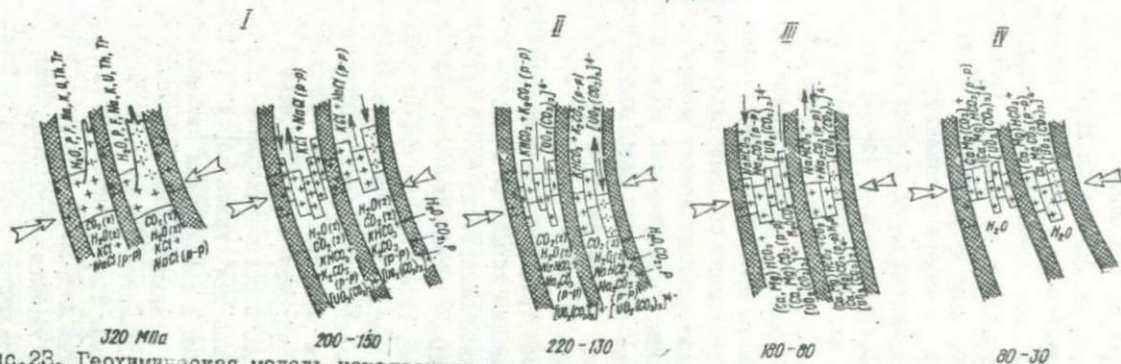


Рис.23. Геохимическая модель накопления урана в щелочно-карбонатных метасоматитах докембрия. Стадийность метасоматических процессов: I - высокотемпературная микроклинизация и альбитизация, раскисление плаггиоклаза, II - микроклинизация с повышением содержания урана, III - альбитизация с повышением содержания урана, IV - низкотемпературная альбитизация и карбонатизация, переотложение и привнос урана с образованием промышленных концентраций

По его мнению, переход двух третей общего количества калия и урана, содержащихся в Земле, в самую верхнюю оболочку, составляющую всего 1% ее массы, был бы невозможен без расплавления всего вещества планеты, которое сопровождалось очень интенсивной дегазацией. При этом основным продуктом дегазации, преобладавшим в первичной атмосфере, он считает углекислоту. Если это предположение верно, то, судя по данным наших экспериментальных работ, наличие в древней атмосфере углекислоты должно было привести к развитию кор выветривания с остаточным накоплением кремния и алюминия, а также дифференциальному выносу из пород натрия, калия, магния, кальция, железа, урана и ряда других элементов.

Эти процессы с последующим размывом и переотложением древних кор выветривания, метаморфизмом и развитием гранитизации и ультраметаморфизма привели к формированию в архее широких полей гранитоидов, существенно обогащенных ураном.

Характер складчатости и образование куполов и валов указывают на высокую пластичность пород в этот период. В купольных и валоподобных структурах происходила наиболее интенсивная гранитизация пород, к этим же структурам приурочено большинство древних гранитов.

Толща гранитизированных архейских пород содержит уже гораздо более высокие концентрации урана по сравнению с исходными разностями. Такое содержание его в гранитизированных архейских породах обуславливает повышенный геохимический фон элемента в обломочном материале, образующемся при их размыве и накапливаемом во вторичных (наложенных) геосинклиналях (эпиконтинентальные бассейны).

Распределения урана в породах ураноносного района Канады — Биверлодж показывает, что содержание его в аргиллитах, хлоритовых сланцах, загрязненных кварцитах и слоистых гнейсах, характеризующих процессы осадконакопления в подобных структурах, превышает кларк урана для кислых пород (табл. 8). С кварцево-галечными конгломератами в низах толщи связаны крупнейшие урановые месторождения мира. По мнению большинства геологов (Россое, 1962), этот тип уранового оруденения имеет россыпное происхождение и сингенетичен с накоплением толщи конгломератов. Отмечается большое значение тектонических нарушений, особенно в краевой зоне геосинклинали, влиявших на интенсивность осадконакопления и распределение фаций. По составу галечные конгломераты ближе к олигомиктовым, чем к полимиктовым.



Т а б л и ц а 8

Содержание урана в основных типах пород района Биварлодж (Tremblay, 1970)

| Порода                                  | Количество<br>проанализи-<br>рованных<br>образцов | Уран ( $n \cdot 10^{-4} \%$ )         |
|-----------------------------------------|---------------------------------------------------|---------------------------------------|
| Амфиболиты                              | 15                                                | 0,8 (0,3-2,7)                         |
| Аргиллиты                               | 6                                                 | 4,6 (3,0-3,8)                         |
| Хлоритовые сланцы                       | 3                                                 | 4,4                                   |
| Загрязненные кварциты                   | 5                                                 | (3,6-5,5) 4,5 (3,0-8,8) <sub>ср</sub> |
| Белые кварциты                          | 7                                                 | 4,8                                   |
| Слоистые гнейсы                         |                                                   | (3,4-6,8)                             |
| (белые кварциты и<br>хлоритовые сланцы) | 6                                                 | 3,0 (1,6-4,7)                         |
| Граниты                                 | 15                                                | 3,7 (1,2-5,3)                         |
|                                         |                                                   | 6,4 (1,0-13,0)                        |

Условия, благоприятные для формирования подобных месторождений, судя по имеющемуся геологическому материалу, исчезают после появления в разрезе древних осадочных формаций известняков. Они характерны только для раннего периода истории Земли.

Возраст ураноносных конгломератов Эллиот-Лейк (Блайнд-Ривер) устанавливается в 2100-2500 млн.лет; конгломераты Витватерсранда формировались в интервале 3100-2300 млн.лет. Этим определениям не всегда можно доверять, так как более поздние геологические процессы (наложенный метаморфизм, магматизм, гидротермальное изменение пород) приводят к перераспределению урана, что отражается на определении возраста изотопным методом. В большинстве урановых месторождений в конгломератах встречено несколько генераций уранинита, охватывающих интервал времени от 3100 до 110 млн.лет.

В верхах разреза благоприятные условия для накопления урана возникают при наличии переслаивания тонких и грубозернистых континентальных обломочных пород — песчаников и аргиллитов, обеспечивающих, с одной стороны, достаточную, но не чрезмерную водопроницаемость, а с другой — наличие непроницаемых барьеров.

Благоприятная литологическая обстановка должна сочетаться с наличием химических и тектонических ловушек, создающих барьеры для миграции урана. К химическим ловушкам можно отнести обогащение пород рассеянным органическим веществом (углистые и битуминозные сланцы и песчаники), фосфором и т.д. Тектонические ловушки обеспе-

чивают смешение вод различного состава, контролируют давление и частично химический состав рудообразующего флюида.

По характеру реликтовых структур и текстур части метаморфических пород можно предположить накопление урана в продуктивной толще при процессах кислого эффузионного магматизма.

#### ИСТОЧНИКИ КОМПОНЕНТОВ РУДОНОСНОГО ФЛЮИДА

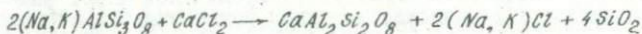
Характер становления купольных и валоподобных архейских структур, когда гранитизируемые породы как бы всплывают в полях гнейсов и мигматитов (Каляев, 1965; Летников, 1972), обуславливает развитие в их периферических частях тектонических зон глубоко-го заложения. Эти зоны служат плоскостями, вдоль которых при растяжении и сжатии происходят вертикальное и горизонтальное перемещения блоков пород.

При растяжении, вероятно, вследствие большего удельного веса, погружение испытывают наименее гранитизированные блоки, и накапливающиеся в прогибах более молодые осадочные породы как бы облекают "купола" и "валы" древних гранитизированных пород с наиболее высоким содержанием урана. Создаются условия для накопления продуктивной толщи пород.

Содержание урана и тория в субфации пироксеновых гранулитов, имеющих аналогичный валовой химический состав с кварц-полевовшпатовыми гнейсами амфиболитовой фации и роговообманковой субфации гранулитовой фации, резко занижены по отношению к последним. Это явление авторы связывают с понижением концентрации урана и тория при увеличении степени метаморфизма в связи с частичным расплавлением пород и выносом этих элементов при восходящей миграции гранитного вещества и паров.

В условиях гранулитовой фации также повышается основность плагиоклазов, что рядом исследователей связывается (Москалев, 1958; Тихомиров, 1960; Летников, 1971; Менерт, 1971) с процессами базификации пород, протекающими при этих термодинамических условиях.

Возможный механизм замещения по схеме



должен обусловить привнос в верхние горизонты значительных количеств натрия, калия и кремния, которые будут накапливаться в поро-

дах, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации, вызывая процессы гранитизации.

Исходя из этого, можно утверждать, что поток растворов, производящих гранитизацию, имеет метаморфогенную природу.

Геологические исследования показывают, что в районах урановых месторождений в основном развиты метаморфические формации средних глубин, в которых фации метаморфизма разных температур сближены.

В зависимости от глубины эрозионного среза наблюдается колебание минеральных парагенезисов, отображающих четко проявленную вертикальную метаморфическую зональность.

В областях развития пород железорудной формации минеральные парагенезисы, характерные для низов зеленосланцевой фации, с глубиной сменяются минеральными парагенезисами, формирующимися в условиях верхов амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

В полях развития алюмосиликатных пород (гнейсов и мигматитов) минеральные ассоциации амфиболитовой фации с глубиной сменяются минеральными ассоциациями верхов гранулитовой фации регионального метаморфизма.

Сближение фаций метаморфизма разных температур свидетельствует о высоком температурном градиенте в областях вторичных (наложенных) геосинклиналей, отображающем интенсивный тепловой поток с глубин Земли.

О причинах возникновения этого потока и его природе высказываются различные точки зрения. Одни авторы (Hargreaves, Peterson, 1971) считают, что экспериментально установленный факт способности базальта при 550–800°C быть проницаемым для  $H_2$  и непроницаемым для  $Q_2$  и  $H_2O$  может привести к реакции разложения  $H_2O$  при диффузионном удалении  $H_2$  и образованию зон с высокой фугитивностью кислорода в глубоких горизонтах земной коры. В результате этого процесса, по их мнению, очаги повышения температур и расплавления пород возникают на месте.

Другие авторы (Маракушев, Перчук, 1971), рассматривая проблему происхождения трансмагматических и метаморфических флюидов, выдвигают модель образования этих флюидов за счет реакций между карбидами и гидратами металлов при временном уменьшении давления в мантии. По мере движения вверх восстановительные флюиды должны окисляться, выделяя энергию для процессов метаморфизма и гранитизации.



Учитывая высокое содержание кислорода в основных и ультра-основных породах, В.Е.Денисенко (1970) считает, что именно эти породы являются геохимическими барьерами на пути углеводородосодержащих флюидов. При прохождении сквозь них углеводороды, дегидратируясь и окисляясь, одновременно с выделением энергии генерируют большие количества углекислоты.

Такая точка зрения хорошо подтверждается нашими работами по изучению газово-жидких включений в минералах пород гранулитовой фации, а также литературными данными (Fourret, Yacques, 1970, 1971) и дает основание предположить, что главной составной частью глубинного флюида была углекислота с примесью метана и углеводородов.

Рассматривая механизм поступления растворенных во флюиде компонентов в верхние структурные этажи, В.Готтини (Gottini, 1970, 1971) отмечает, что в пироматге, достаточно высоко поднявшейся в земную кору (сиалическую), существует свободная газовая фаза (давление газа превышает гидростатическое), что обуславливает газовый перенос таких элементов, как калий, натрий, титан, железо и др.

В свете этих представлений существенно уточняют механизм переноса элементов во флюиде, обогащенном углекислотой, в условиях больших глубин экспериментальные работы Д.Голлоуей (Holloway, 1971), по изучению флюидной фазы в системе базальт -  $H_2O - CO_2$ , где флюид состава  $H_2O - CO_2$  в соотношении 3:2 реагировал с породой при температурах 800, 900, 1000, 1100°C и давлении 253-811 МПа/м<sup>2</sup>.

Результаты проведенных работ показали, что по отношению к составу вмещающей породы в растворенных компонентах увеличивается доля натрия и стронция, а калия при 800°C содержится в пять раз, а при более высоких температурах в два-три раза больше, чем в исходной породе. Касаясь происхождения глубинного флюида, следует подчеркнуть, что многие авторы, справедливо указывая на содержание в нем высоких концентраций углекислоты, забывают такие элементы, как хлор, фтор, бор и другие, накопление которых также возможно в верхней мантии, поскольку соединения типа  $AlF_3$ ,  $CrCl_2$ ,  $NiCl_2$ ,  $BaF_2$ ,  $CrBr_3$ ,  $FeCl_2$  имеют температуры плавления выше 800°C.

Присутствием первичного скаполита в кимберлитовых трубках практически подтверждается наличие ощутимых количеств  $CO_2$ ,  $SO_2$  и хлора в верхней мантии.

Не менее важной особенностью углекислоты и других летучих компонентов является их способность регулировать отделение флюида от глубинных основных магм, чем, возможно, и объясняется эволюция во

времени гидротермальных растворов в более высоких горизонтах земной коры.

Как показали экспериментальные исследования А.А.Кадика и О.А.Луканина (1973), отделение флюида из базальтовой магмы, содержащей 1,5 вес.%  $H_2O$  при температуре  $1200^{\circ}C$  возможно только в 0,6 км от поверхности ( $P_{\phi} = 25 \text{ МН/м}^2$ ).

Введение в состав флюида 0,25 вес.%  $CO_2$  приведет к его отделению уже на глубине 3,5 км ( $P_{\phi} = 122 \text{ МН/м}^2$ ), причем первые порции флюида будут на 60 мол.% состоять из  $CO_2$ . При содержании во флюиде 0,5 вес.%  $CO_2$  отделение начнется уже на глубине 10 км ( $P_{\phi} = 304 \text{ МН/м}^2$ ), а первые порции его будут на 80% состоять из  $CO_2$ . При содержании в расплаве 3 вес.%  $H_2O$  и 0,5 вес.%  $CO_2$  кипение начнется уже в 13 км от поверхности ( $P_{\phi} = 405 \text{ МН/м}^2$ ), а при содержании 5 вес.%  $H_2O$  и 0,5 вес.%  $CO_2$  - на глубинах 16-23 км ( $P_{\phi} = 709 \text{ МН/м}^2$ ).

На основании этого можно считать, что основные магмы при наличии  $CO_2$ , по крайней мере в условиях температур и давлений земной коры, не могут содержать значительных концентраций воды и изменение положения поверхности Мохоровичича может привести к процессам дегазации мантий.

Помимо  $CO_2$ , вследствие слабой растворимости в силикатном расплаве, подъем к поверхности должен вызвать кипение и удаление из расплава  $N_2$ ,  $NH_3$ ,  $Ar$ ,  $HCl$ . Одновременно при подъеме к поверхности основных магм в них и во флюиде будет возрастать концентрация  $HF$ ,  $SO_2$  и  $H_2O$ , составляющих группу хорошо растворимых компонентов. Причем из-за большей растворимости  $HF$  по сравнению с водой наиболее интенсивно отделение этого компонента из расплава должно проходить на заключительных стадиях процесса кристаллизации.

Таким образом, флюиды, отделившиеся на больших глубинах, будут способствовать обогащению рудоносных растворов  $CO_2$  и  $HCl$ , а при достижении основными магмами высоких горизонтов они будут генерировать  $HF$  и  $SO_2$ .

Выделяющиеся при изменении термодинамических условий в верхних частях мантии и при прогрессивном метаморфизме осадочно-эффузивной толщи летучие компоненты и растворимые в них твердые соединения будут мигрировать в зоны сочленения вторичной (наложенной) геосинклинали с блоками древних пород. В этих зонах при процессах погружения и воздымания, а также растяжения и сжатия на контакте глыбовых зон и протерозойских осадочно-вулканогенных толщ образу-



ется сложная система тектонических нарушений. Эта система служит областью разгрузки и в нее устремляются летучие компоненты (вода, углекислота, щелочные металлы), освобождающиеся при прогрессивном метаморфизме протерозойских толщ (первый источник рудоносных растворов). Эти компоненты способны вызвать интенсивное развитие гранитизации, что также является мощным флюидогенерирующим процессом (второй источник рудоносных растворов).

В этих же пограничных областях отмечается (по данным газожидких включений) наиболее высокий тепловой поток, связанный с подновлением зон в период складкообразования и с поступлением в них глубинного флюида, несущего щелочные металлы, углекислоту, хлор и другие летучие компоненты (третий источник рудоносных растворов).

Возникают специфические условия, благоприятствующие развитию метасоматических процессов, способствующих высвобождению, переносу и концентрации урана в виде рудных месторождений.

Благодаря трем перечисленным источникам флюиды во всем диапазоне температур и давлений будут характеризоваться избытком воды, наличием высокого содержания углекислоты, щелочных металлов и примесей хлора, фтора, фосфора, серы, бора и других элементов.

#### СООТНОШЕНИЕ ПРОЦЕССОВ МЕТАМОРФИЗМА, МЕТАСОМАТОЗА И РУДООБРАЗОВАНИЯ

Высокий тепловой поток в зонах вторичных (наложенных) геосинклиналей приводит к метаморфизму пород в условиях амфиболитовой и верхов гранулитовой фаций регионального метаморфизма. В этих условиях приращение свободного объема, происходящее при тектоническом дроблении породы на контакте глыбовых зон и протерозойских осадочно-вулканогенных толщ, может вызвать плавление пород в результате снятия части общего давления ( $-\Delta P$ ).

Как было показано М.Шимадом (Shimado, 1969), проводившим экспериментальные работы в условиях, приближающихся к природным (рис.24), при  $P_{общ} > P_{H_2O}$  и содержании в системе - 10 и 14%  $H_2O$ , снятие части общего давления приводит к переходу альбита через линию ликвидуса. Такие условия существуют при содержании в системе 14%  $H_2O$  в диапазоне температур 700-800°C и давлении порядка 800 МПа.

При 10%  $H_2O$  и общем давлении 400-500 МПа, что более соответствует реальным геологическим системам, в интервале температур



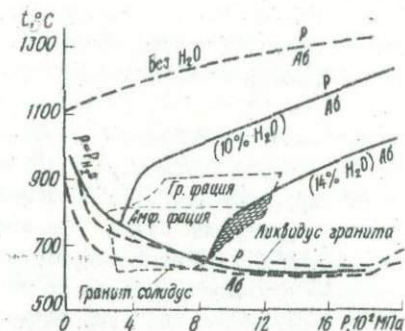


Рис.24. Кривые плавления гранита при  $\rho = \rho_{H_2O}$  (Boettcher, Wyllie, 1968) и альбита при  $\rho = \rho_{H_2O}$  и  $\rho \neq \rho_{H_2O}$  (Schiemeda, 1969). Буквы на рисунке:  $\rho$  - расплав,  $Ab$  - альбит

780–900°C снижение давления на 30 МПа приводит к почти мгновенному переходу альбита через линию ликвидуса. Для такого же эффекта было бы необходимо при прогрессивном метаморфизме повышать температуру с 800 до 910–920°C.

Поскольку кривая плавления альбита (рис.24) очень близка к кривой плавления гранита при условии  $\rho_{общ} = \rho_{H_2O}$ , можно предположить, что описанные закономерности при условиях  $\rho_{общ} > \rho_{H_2O}$  будут идентичны и для плавления пород, приближающихся по составу к гранитам.

В тектонических зонах глубокого заложения, развивающихся на контакте блоков древних пород и периферийных зон вторичных (наложенных) геосинклиналей на глубинах 10–14 км, возможно появление силикатного расплава.

Судя по форме складчатости и данным петроструктурного анализа, породы осадочно-эффузивной толщи испытывают сильное боковое сжатие, поэтому можно предположить, что силикатный расплав может появляться на гораздо меньших глубинах.

Области с силикатным расплавом будут служить естественным барьером на пути миграции летучих компонентов вдоль зон тектонических нарушений. Одновременно из-за различной растворяющей способности силикатного расплава будет происходить дифференциация флюида. В первую очередь через него будут проходить компоненты, хорошо

растворяющиеся в нем и понижающие температуру плавления (фтор, фосфор, вода) и отсекаются компоненты, плохо растворяющиеся в силикатном расплаве и повышающие температуру плавления (углекислота, хлор и др.).

В связи с тем что объем расплава всегда больше объема кристаллической породы, из которой он выплавляется, возникает дополнительное давление на окружающие породы, способствующее продвижению расплава в верхние структурные этажи. При этом на основании доказанной А.А. Маракушевым (1968) закономерности о снижении содержания в расплаве воды с увеличением общего давления (при постоянной температуре и парциальном давлении воды) можно утверждать, что при снятии общего давления в связи с подъемом к поверхности гранитный расплав может существовать лишь в участках земной коры, содержащих избыток воды. Следовательно, для того чтобы расплав сохранялся при понижении общего давления, он должен растворять новые порции воды, которая должна находиться в системе в избытке.

На основании этого положения можно сделать очень важный вывод о существовании в природе сложной гетерогенной системы, в которой одновременно находятся флюид и магма, причем само существование магмы определяется наличием флюида.

Состав расплава зависит от характера вмещающих пород, химических особенностей флюида, температуры и давления, при которых происходит плавление.

Как показывают опубликованные данные экспериментальных работ (Винклер, Платен, 1968; Винклер, 1969; Менерт, 1971 и др.), лейкократовые расплавы, состоящие в пересчете на минералы из кварца, плагиоклаза и щелочного полевого шпата, появляются при частичном плавлении гнейсов при давлении  $H_2O$  в 200 МПа и температуре около 700°C; с повышением давления воды до 400 МПа температура плавления снижается на 20°C. Эти условия отвечают амфиболитовой фации метаморфизма и наиболее благоприятны для развития широких полей гранитоидов.

Помимо давления воды, на начальную температуру плавления порода в значительной степени влияет их исходный состав, особенно соотношение альбит – анортит ( $Ab/An$ ), а также примеси летучих компонентов: углекислоты, хлора, фтора и др.

В участках гнейсов с максимальным соотношением  $Ab/An$  (т.е. там, где плагиоклаз кислее) с повышением температуры анатектический расплав появляется раньше (Винклер, 1969).

С повышением давления  $H_2O$  (при давлениях, превышающих 360 МПа) состав "расплава-минимума" обогащается прежде всего альбитом, но теряет кварц (Futtle, Bowen, 1958).

Наличие хлоридов сказывается в том, что составы расплавов в разрезах системы кварц - альбит - анортит - ортоклаз -  $H_2O$  -  $HCl$  становятся несколько беднее кварцем и соответственно богаче ортоклазом.

Кроме того, отмечаются более низкие температуры начала плавления (Platen, 1965). Обогащение же флюида углекислотой повышает температуры плавления пород на 150-175°C (Wyllie, Tyttle, 1959; Millhollen, 1971).

Одновременно, как показывают экспериментальные работы, в ассоциации с силикатным расплавом возникает несмешивающаяся жидкость, обогащенная карбонатами щелочных металлов.

Состав "расплава-минимума" в значительной степени зависит от температуры (Винклер, 1969). Увеличение температуры относительно температуры начала плавления слюдястого сланца ведет к дополнительному реакционному переходу в расплав кальциевого плагиоклаза и железомagneзиальных минералов.

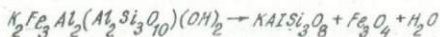
Если при  $t = 700^\circ C$  и парциальном давлении воды 700 Па выплавляется гранитная магма с содержанием нормативного анортита около 5%, то при  $t = 750^\circ C$  выплавляется обычная гранодиоритовая магма (Барнем, 1970). В последнем случае в расплав переходит около 50% породы, а для этого необходимо, чтобы в исходной системе было более 6% воды.

Такие условия возможны в области сочленения протерозойских геосинклиналей с глинами древних пород. Аномально высокое плавление пород в узких вытянутых зонах имеет важное петрохимическое значение. Как подсчитал Ф.А. Летников (1972), при переходе гнейса в гранит высвобождается почти 50% содержащихся в нем воды и газов. При этом из 100 г породы высвобождается 300 мл паров и 0,24 г жидкой воды. При переплавлении 1 км<sup>3</sup> гнейса (с плотностью 2,6 г/см<sup>3</sup>) высвобождается 6,2 млн. т воды, которые могут быть использованы для создания рудоносных гидротерм.

В удаленных от этих областей обособлениях гранитного материала во многих случаях содержатся гранат и магнетит. Поэтому можно предположить, что граниты здесь возникли в условиях дефицита воды.

Реакции  $Fe_3Al_2Si_3O_{12}$  (гранат) +  $KAlSi_3O_8$  +  $2H_2O \rightleftharpoons K_2Fe_3Al_2 \times$   
 $\times (Al_2Si_3O_{10}) + (OH)_2$  (биотит) +  $3SiO_2$  и





свидетельствуют о неполном насыщении гранитов водой.

Приведенный обзор по экспериментальному изучению условий плавления пород позволяет утверждать, что в сложной гетерогенной системе, возникающей при переходе в расплавленное состояние части метаморфических пород, возможны различные сочетания в химизме расплавов и сосуществующего с ним флюида, которые зависят от основных параметров системы: температуры, общего давления и парциального давления воды.

При отсутствии дефицита воды, что по геологическим данным имеет место в областях сочленения пород, в полях развития гнейсов и сланцев, метаморфизованных в условиях верхов зеленосланцевой фации, анатектический расплав имеет кварц-олигоклаз-ортоклазовый состав, а сосуществующий с ним флюид обогащен натрием. При увеличении степени метаморфизма до амфиболитовой и низов гранулитовой фаций происходит обогащение расплава олигоклазовым и андезитовым компонентами, а сосуществующий с ним флюид обогащается калием.

Под действием направленного одностороннего сжатия каждый компонент гетерогенной системы ведет себя по-разному: остаточная порода деформируется, флюид остается внутри гетерогенной системы, так как может существенно изменять свой объем, испытывая лишь фазовые переходы, а силикатный расплав отжимается в области пониженных давлений.

При подъеме к поверхности первыми кристаллизуются расплавы, содержащие в своем составе компоненты, необходимые для образования темнопетлистых минералов (гранодиоритов, среднезернистых порфировидных гранитов шахтных полей), которые забирают при своем образовании значительную часть содержащейся в расплаве воды.

Процессы гранитообразования локализируются в узких тектонических зонах. При этом совмещение процесса выплавления гранитных магм с привнесом щелочей приводит к возникновению аляскиитов и граносиенитов, формирующихся в условиях, близких к таковым насыщения расплавов водой, и имеющих возможность длительной эволюции. Окончательная кристаллизация таких пород, судя по данным газово-жидких включений, происходит при температурах 620–630°C. За длительное время их существования сквозь них проходит значительное количество флюида, что определяет главную функцию аплитовидных и пегматитовидных гранитов как проводников флюидов с глубинных зон Земли.

Термодинамические расчеты показали (Летников, 1972), что в расплавах с содержанием воды около 1% последняя может выделиться в самостоятельную фазу, когда будет закристаллизовано 90% породы. При содержании 6% воды свободная фаза появится при 50% закристаллизованного расплава, и содержание ее будет нарастать в остаточном расплаве.

В магме с 8-10% воды выделение ее в самостоятельную фазу начнется с первых моментов кристаллизации. Магматические и автометасоматические процессы будут протекать сопряженно. Этот тип магм является проводником летучих с глубинных частей земной коры. Сквозь такие магмы вследствие хорошей растворимости в расплаве будут проходить вода, фосфор, фтор. Последние, образуя со щелочами комплексные соединения типа  $K_2-n - Na_{2-n} (PO_4-n F_n)$ , могут переносить при высоких температурах значительные количества урана.

В областях развития аляскитовых и пегматоидных гранитов фиксируются скопления монацита и апатита, содержащие примеси редких земель цериевой группы, тория и урана.

Поднявшись до определенных глубин, кислая магма полностью раскристаллизовывается, перестает действовать как фильтр, и на определенном этапе накопившейся под нею флюид получает доступ в верхние структурные этажи. Этому, по нашему мнению, способствуют три основные причины: а) различные коэффициенты сжатия у полевых шпатов и кварца, в результате чего при охлаждении породы происходит приращение свободного объема на контакте этой пары минералов (Долгов, 1968); б) продолжающееся боковое сжатие, способствующее разлущиванию кварца в период перехода из  $\beta$ - в  $\alpha$ -модификацию, когда он теряет свои упругие свойства (Зубков, Фирсов, 1962), что приводит к возникновению линейных структур течения и трещин отслаивания из-за различной компетентности слоев; в) тектоническое дробление пород, проникновение в них из нижних структурных этажей углекислоты и резкое увеличение общего давления флюида в результате смешения ее с водой, освобождающейся при раскристаллизации магм.

С этого периода начинается интенсивное метасоматическое преобразование пород под действием флюидов, которые мы определяем как когенетические магматическим породам, имеющие с ними общий источник. Предполагается, что флюиды генерируются в основном в тех же областях, что и кислые магмы, а частично даже в более глубоких горизонтах земной коры и в верхней мантии. В определенной степени

само существование флюида, имеющего метаморфогенную природу, определяет возможность выплавления и существования кислых магм.

Внедрение магмы в верхние горизонты коры сопряжено с ослабленными зонами, вдоль которых затем продвигаются и флюиды, производящие на определенном этапе метасоматическое преобразование пород и отлагающие руды.

#### РАСТВОРЯЮЩАЯ СПОСОБНОСТЬ ФЛЮИДА ПРИ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОМ МЕТАСОМАТОЗЕ

Проникающий при образовании трещин в верхние структурные этажи флюид в зависимости от химического состава, температуры и давления способен растворять определенное количество твердой фазы.

М.А.Стырикович и Д.Е.Чхвирашвили (1960), суммировав результаты многочисленных исследований важных для геологии соединений кремнезема, хлоридов, сульфидов, щелочных металлов и борной кислоты, показали, что распределение растворенных твердых соединений между жидкостью и паром является функцией относительных плотностей фаз:

$$K_d = C_v / C_l = (\rho_v / \rho_l)^n,$$

где  $K_d$  — коэффициент распределения,  $C$  — весовые концентрации в  $v$ -паре,  $l$  — жидкость,  $\rho$  — плотность соответствующих фаз,  $n$  — константа для данного растворенного вещества.

По данным газовой-жидких включений можно утверждать, что метасоматическое преобразование пород начинается при температуре ниже  $620^{\circ}\text{C}$  (минимальная температура кристаллизации лейкократового расплава). При такой температуре взаимодействие чисто водного флюида с породой, отвечающей по составу граниту, приведет к значительному выносу из нее лишь кремнезема (Хитаров, 1967). Однако, как показывают термодинамические расчеты Х.Д.Холланда (1968), в этих условиях можно ожидать обогащение флюида углекислотой, сернистым газом и хлором.

По данным экспериментальных работ (Бэрнем, 1970), в рассматриваемой области температур из этих элементов наиболее существенное влияние на растворимость твердых фаз оказывает хлор. В противоположность фтору он менее растворим в кислых силикатных расплавах, так как не образует нерастворимых кристаллических фаз. Вследствие этого он может накапливаться в сосуществующем с кислой маг-



мой флюиде и значительно влиять на растворяющую способность флюида из-за сравнительно высоких коэффициентов ионизации хлоридов щелочных металлов и  $HCl$ .

При экспериментальном изучении взаимодействия пегматита Сигрус-Пайн с разбавленным раствором  $HCl$  было отмечено избирательное растворение им щелочей уже при температуре  $700^{\circ}C$ . Полевой шпат исходной породы после реакции был превращен в слюду или силикат алюминия, либо в силикаты алюминия и слюду одновременно. Относительное увеличение растворимости натрия и калия прямо пропорционально содержанию хлора.

Следовательно, при наличии в составе флюида хлора накопление в нем щелочных элементов возможно еще до полной раскристаллизации кислых магм, когда флюид находится в зонах тектонических нарушений ниже уровня плавления вмещающих пород.

Экспериментальными работами В.С.Балицкого (1971) было показано (рис.25-27), что при температуре до  $600^{\circ}C$  в хлоридных растворах накапливается преимущественно калий, и лишь при температурах  $400-300^{\circ}C$  начинает формироваться натриевый флюид.

При миграции флюида в верхние структурные этажи первые его порции (вследствие резкого падения давления) в связи с приращением свободного объема при образовании трещин будут обеднены щелочами. Однако выравнивание давления при поступлении новых порций флюида приведет к значительному увеличению концентрации в паровой фазе щелочных металлов.

Этот процесс хорошо прослеживается при изучении эволюции состава газово-жидких включений в гранитах, где наиболее высоким температурам гомогенизации соответствует слабо концентрированный флюид с малой плотностью, который по мере падения температуры и увеличения плотности все более обогащается хлоридами щелочных металлов.

Соотносительно с собственными водными растворами хлоридные растворы содержат более высокие концентрации железа, магния, марганца, бария и стронция, что объясняется процессами комплексообразования (Шляпников, 1970 и др.).

Установлено, что ионы хлора довольно легко вытесняют молекулы воды из гидратных оболочек аква-катионов, образуя хлоридные ацидо-комплексы + ионы различного заряда - от катионов типа  $[MCl(\frac{1}{2}O)_{n-1}]^{+}$  до анионов типа  $[MCl_m]^{2-}$ . При этом хлоридное комплексообразование

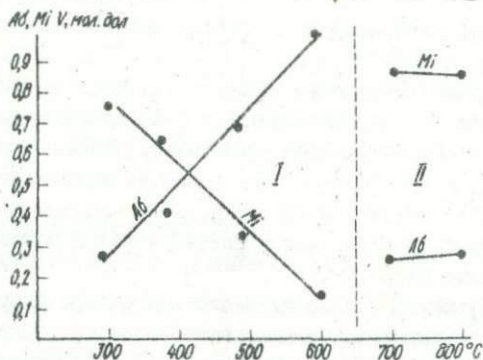


Рис.25. Влияние температуры на изменение интенсивности альбитизации микроклина. I, II - области с плотностями растворов соответственно выше и ниже критических (по В.С.Балицкому)

увеличивается в присутствии нейтральных солей вследствие гидратации катионов и уменьшения активности воды:

Особый интерес представляет возможность переноса хлорсодержащим флюидом металлов в газовой фазе (Шляпников, 1970). Оказалось, что многие вещества не только устойчивы, но и стабилизируются при переходе в газообразное состояние. Так, хлорное железо значительно меньше диссоциирует в паровой фазе  $0,5 \text{ FeCl}_3 (\text{газ}) \rightleftharpoons \text{FeCl}_2 (\text{газ}) + 0,5 \text{ Cl}_2$ ;  $\Delta H^\circ = 104,7 \cdot 10^6 \text{ Дж/кмоль}$ , чем в твердом состоянии:  $\text{FeCl}_{3,16} = \text{FeCl}_{2,16} + 0,5 \text{ Cl}_2$ ;  $\Delta H^\circ = 51,8 \cdot 10^6 \text{ Дж/кмоль}$ .

Кроме устойчивых при  $t = 300\text{--}500^\circ\text{C}$  бинарных хлоридов  $\text{Fe}_2 \text{Cl}_6$  и  $\text{FeAlCl}_6$  обнаружено существование димеров хлоридов щелочных металлов ( $\text{Na}_2 \text{Cl}_2$ ) и тримеров ( $\text{Na}_3 \text{Cl}_3$ ). Димеры щелочных металлов могут обмениваться составными частями, образуя смешанные димеры, что, по-видимому, имеет место и при взаимодействии хлоридов щелочных и рудообразующих металлов, особенно в области высоких температур и относительно низких давлений. При образовании смешанных димеров атомы галогенов смещаются в сторону одного из атомов металла, имеющего меньший радиус, который является комплексообразователем. При этом нередко стабилизируются валентные формы, неустойчивые вне комплекса.

Парофазовое комплексобразование должно способствовать стаби-

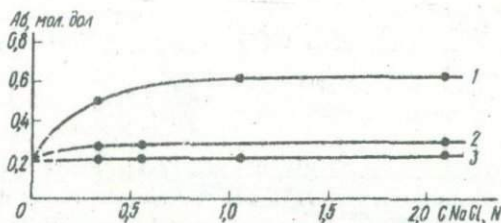


Рис. 26. Влияние концентрации раствора на интенсивность альбитизации микроклина при температурах (в  $^{\circ}\text{C}$ ): 1 - 500, 2 - 400, 3 - 300 (по В.С.Балицкому)

лизации низших степеней окисления для ванадия, части редкоземельных элементов и урана, что и было доказано нами экспериментально. Этим процессом мы объясняем образование тел полевошпат-диопсидовых пород, содержащих уранинит в областях развития гнейсов, метаморфизованных в условиях верхов гранулитовой фации регионального метаморфизма. Вероятно, поэтому же увеличивается количество железа при ошелачивании гранитоидов, что можно объяснить привнесом его в закисной форме хлорсодержащим газовым флюидом на ранней стадии ошелачивания с последующим окислением наложенными процессами.

Определяющее действие температуры и плотности флюида на растворимость хлоридов (Барнем, 1970) позволяет предположить, что при градиенте температур будет осуществляться активный перенос компонентов. В интервале температур 500–700 $^{\circ}\text{C}$  калий, железо и в меньшей степени силиций будут мигрировать в область более низких температур, в то время как кальций и в меньшей степени натрий будут перемещаться либо в противоположном направлении, либо, если возможно, в область еще более низких температур.

При изменении термодинамических условий, приводящих к уменьшению активности щелочей, эти флюиды способны вызвать метасоматические преобразования пород. В областях развития пород железорудной формации с ними связана стадия раннего щелочного метасоматоза, характеризующаяся развитием серых альбититов с повышенной магнитной восприимчивостью по кварц-биотитовым гнейсам и сланцам, а также щелочных пироксенов и амфиболов по обогащенным железом породам. Средняя температура протекания процессов этой стадии 420, максимумом высокая до 580 $^{\circ}\text{C}$  вблизи тел гранитов.



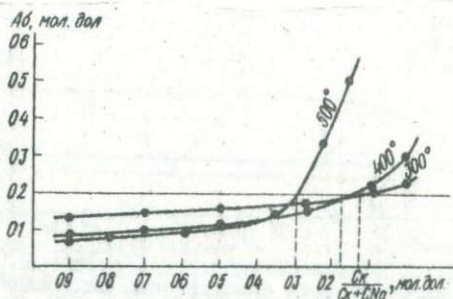


Рис. 27. Зависимость интенсивности альбитизации микроклина от соотношений в растворе калия и натрия (по В.С.Балицкому)

Альбит и эгирин этой стадии развиваются в виде криптозернистых масс или мелких пластинчатых и игольчатых индивидов, расположенных перпендикулярно к первичной сланцеватости, розетковидных или беспорядочно ориентированных.

В полях развития алмосиликатных пород с этой стадией связано раскисление плагиоклаза, образование метасоматических тел олигоклазовых и альбит-олигоклазовых гранитов. Температурный интервал этой стадии  $570-425^{\circ}$ . Флюид обладает малой плотностью.

Накопление хлорида натрия в областях более низких температур и давлений, связанное с повышением растворяющей способности флюида, приведет к уменьшению растворимости в нем углекислоты (Такеночи, Кеннеди, 1962), которая будет выделяться в самостоятельную фазу, увеличивая общее давление паровой фазы.

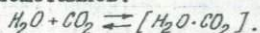
Эффект высаливания в совокупности с подновлением трещин может привести к отделению флюидной фазы, существенно обогащенной углекислотой. Проведенные в последние годы исследования состава газо-жидких включений показали, что количество углекислоты часто бывает настолько велико, что она образует самостоятельную жидкую фазу в трех- и двухфазовых включениях: газ - жидкая углекислота - водный раствор, газ - жидкая углекислота, водный раствор - жидкая углекислота. Изредка встречаются включения, полностью заполненные углекислотой.

По нашим данным, включения, богатые углекислотой, характерны для кварцев микроклиновых метасоматитов, зон окварцевания в грани-

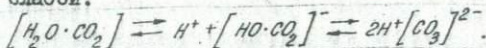
тах и метаморфических породах в районах развития ураноносных метасоматитов. Аналогичные включения описаны А.И.Тугариновым и В.Б.Наумовым (1969) для ряда урановых месторождений более молодого возраста, П.К.Вовком и Д.К.Возняком (1967) – для пегматитовых жил, В.Франкисом и др. (1967) – для месторождений в золоторудном районе Салсин и других местах.

Некоторые авторы (Deicha, Tongay, 1968) связывают высокие концентрации  $CO_2$  с миграцией ее через земную кору и дегазацией верхней мантии. Проведенными ими микроскопическими и масс-спектрометрическими анализами установлено наличие включений  $CO_2$  в ультраосновных породах. В гранитах и жильных образованиях они отмечают постепенный переход от включений чисто водных до состоящих полностью из углекислоты. По их мнению, источником  $CO_2$  служит также верхняя мантия, а вода – вадозного происхождения. Исходя из экспериментально установленного факта малой растворимости углекислоты в магме силикатного состава, Х.Йодер (Yoder, 1970) поддерживает предположение о возможности существования газовой фазы  $CO_2$  в условиях верхней мантии. По данным других авторов (Hill Robin, Boettcher, 1970), углекислота при давлении 1500 МПа должна растворяться в расплаве, отвечающем по химическому составу базальту, и может выделяться из него при подъеме расплава к поверхности.

В обогащенном углекислотой флюиде должны возникать кислородсодержащие кислоты, которые образуются в результате присоединения молекул воды к окислам неметаллов:



Сущность данной реакции, согласно электростатической теории, заключается в том, что кроме двух двухзарядных ионов кислорода вокруг четырехвалентного иона углерода координируется еще кислород молекулы воды. Центральный ион углерода в таком случае отталкивает ионы водорода, в результате чего степень их диссоциации по сравнению с некоординированными молекулами воды увеличивается и продукт реакции присоединения, т.е.  $H_2O$ ,  $CO_2$ , является комплексной кислотой. Правда, степень диссоциации при этом еще невелика и угольная кислота будет слабой:



В природных термальных водах, обогащенных щелочами, происходит связывание ионов водорода и равновесие ассоциации может быть полностью смещено вправо.

Из полученных нами экспериментальных данных по растворимости пород и минералов во флюиде, обогащенном углекислотой, видно, что



до температуры 250°C резко увеличивается содержание в нем кальция, магния, железа, при температурах 300–400°C – натрия, а при более высоких температурах – калия. Одновременно уменьшается растворимость кремния и алюминия.

Из реакции между силикатами натрия и углекислотой  $Na_2SiO_3 + CO_2 \rightleftharpoons SiO_2 + Na_2CO_3$  видно, что смещение реакции вправо при увеличении парциального давления углекислоты связано с образованием карбоната натрия и обособлением кремнезема в самостоятельную фазу.

Возникают благоприятные условия для образования комплексных соединений урана, тория, редких земель, бериллия, свинца и ряда других элементов. Процессы комплексобразования значительно повышают растворимость этих элементов, способствуют переходу их в подвижное состояние и в благоприятных условиях обеспечивают миграцию к местам рудонакопления.

### УРАН В КАРБОНАТНЫХ РАСТВОРАХ

Учитывая данные по изучению химического состава флюида, законсервированного в газово-жидких включениях, и повсеместно встречающуюся примесь карбонатов в ураноносных метасоматитах, можно утверждать, что наличие высоких содержаний углекислоты является неперенным условием для миграции урана в областях высоких температур и давлений. Она способствует образованию прочных уранил-карбонатных комплексных ионов, обеспечивающих миграцию шестивалентного урана в эндогенных условиях (Наумов, Миронова, 1965).

В этих же условиях комплексные карбонатные соединения четырехвалентного урана являются сильными восстановителями и при наличии в породах минералов, содержащих окись железа в карбонатных растворах, происходит очень быстрое окисление  $U^{4+}$  до  $U^{6+}$ . С повышением температуры, разбавлением, подщелачиванием и подкислением растворов карбонатные соединения  $U^{4+}$  легко гидролизуются, уран выпадает в осадок, и при температурах выше 200°C концентрация  $U^{6+}$  в растворе опускается ниже открываемого минимума.

Изучение температур гомогенизации включений в микроклин, альбит, кварц, эгирин и карбонате показало, что процесс формирования ураноносных щелочно-карбонатных метасоматитов носит длительный, многостадийный характер и протекает в широком интервале температур.

Действие собственно карбонатных растворов начинается ниже 400°C. К этому времени в системе, существенно обогащенной угле-



кислотой, происходит накопление калия, который мигрировал сюда из более глубоких областей.

Данные наших экспериментальных работ показывают, что такой флюид способен при температуре ниже  $400^{\circ}\text{C}$  экстрагировать значительные количества урана в широком диапазоне давлений. Вместе с тем активность в нем калия при снижении температуры резко уменьшается и развиваются процессы калиевого метасоматоза, которые, судя по температурам гомогенизации газоно-жидких включений, протекают в интервале  $390\text{--}310^{\circ}\text{C}$ . Больше всего процессы калиевого метасоматоза проявлены в полях развития алмосиликатных пород (биотитовых гнейсов, мигматитов), метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

В связи с тем, что в калийкарбонатных растворах ураниловый комплекс устойчив в широком диапазоне температур и давлений, уран будет удерживаться во флюиде, являясь как бы сквозным элементом, мигрирующим через породы без осаждения. При многосуточных опытах по изучению взаимодействия ураноносного  $0,5\text{ н.}$  раствора  $\text{HNO}_3$  с биотитовыми и куммингтонитовыми сланцами в диапазоне температур  $200\text{--}400^{\circ}\text{C}$  и давлении до 50 МПа не удалось вызвать осаждения урана на породах.

В полях развития пород железорудной формации, метаморфизованных в условиях верхов зеленосланцевой фации, процессы калиевого метасоматоза проявлены слабо (развитие биотита по кварцитам), начиная с температуры  $360$  и до  $250^{\circ}\text{C}$  проявлена стадия позднего натриевого метасоматоза, выражающаяся в перекристаллизации ранних альбититов с развитием красных мелкозернистых и пластинчатых разностей. Альбит этой стадии почти не содержит пелитоморфного вещества, имеет идиоморфные призматические очертания и при том же содержании альбитовой молекулы ( $18 \text{ \AA}$  1-3) имеет угол  $2V = +75\text{--}77^{\circ}$  против угла  $2V = +85\text{--}86^{\circ}$  у ранних альбитов.

С метасоматическими процессами этой стадии связано отложение уранинита и силикатов урана, общее обогащение метасоматитов ураном.

Для полей развития алмосиликатных пород, претерпевших метаморфизм на уровне амфиболитовой фации, наиболее интенсивное проявление процессов натриевого метасоматоза характерно для интервала температур  $280\text{--}205^{\circ}\text{C}$ .

Первая генерация альбита (альбит I) составляет до 70-80% породы. Минерал псевдоморфно замещает полевые шпаты гранитов и гнейсов, часто зерно за зерно. Альбит, возникший по плагиоклазу, обыч-

но замутнен и серицитизирован. Наряду с серицитом встречается мелкозернистый карбонат, образовавшийся при деанортизации плагиоклаза. Альбит по микроклину имеет микропертитовое, решетчатое строение. В его крупных зернах часто встречаются включения минералов, которые находились в зернах микроклина исходной породы.

С процессами карбонатного метасоматоза в областях развития пород железорудной формации и с карбонатсодержащими альбититами в полях аллюмосиликатных пород связана основная масса уранового оруденения.

По замерам температур гомогенизации включений карбонатов видно, что отложение урановых минералов происходило в узком интервале температур 220–210°C. При таких температурах наличие в составе флюида углекислоты приводит к переходу в него из вмещающих пород значительных количеств кальция, магния, железа, которые при вскипании флюида будут связывать ионы  $\text{CO}_3^{2-}$  в трудно растворимые карбонаты. В таких условиях происходит разрушение уранил-карбонатного комплекса с заменой анионной группы  $\text{CO}_3^{2-}$  на гидроксильную.

Экспериментальные исследования (Такеноучи, Кеннеди, 1968) показали, что при температуре ниже 250°C отделение газовой фазы, обогащенной углекислотой, является практически необратимым процессом, так как существующих в зонах рудоотложения давлений недостаточно для гомогенизации системы. В этой области температур реально существуют две фазы: жидкая и газовая, существенно обогащенная углекислотой.

Помимо двух основных факторов: 1) связывания анионной группы  $\text{CO}_3^{2-}$  карбонатами и 2) удаления газовой фазы, обогащенной углекислотой, к осаждению урана может привести смешение растворов разного состава и сорбция урана окислами титана.

Учитывая развитие вокруг тел железокarbonатных пород этирина, содержащего во включениях галит, и слабую растворимость при температуре выше 250°C кальция и магния в углекислотном флюиде, можно предположить, что железокarbonатные породы образуются при смешении хлоридного флюида, содержащего кальций и магний с натриево-карбонатным флюидом, несущим уран. При этом в результате обменных реакций образуется трудно растворимый карбонат кальция и магния, происходит обогащение флюида хлоридом натрия, разрушение уранилкарбонатного комплекса и восстановление урана до четырехвалентного состояния магнетитом. Урановая минерализация в железокarbonатных породах представлена уранинитом, образование которого по такой схеме было подтверждено нами экспериментально.



Наличие в системе магнетита, восстанавливающего уран, играет определяющую роль в осаждении последнего. Только оптимальное соотношение в породе карбоната и магнетита приводит к формированию богатых руд.

Химический анализ биотитов, выделенных из пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации, показывает высокое содержание в них окиси титана. При альбитизации таких пород в связи с развитием по биотиту альбита освобождающаяся окись титана связывается в сфене, рутиле, ильмените. В процессе альбитизации при наличии во флюиде урана должно произойти его извлечение в результате сорбции урана на гидроокиси титана. Как показывают данные экспериментальных работ, повышение температуры увеличивает осаждение урана и адсорбционную емкость  $Пa_2$ .

При температуре ниже  $200^{\circ}\text{C}$ , когда происходит выделение прожилковых форм альбита II и кварца II, альбита III, карбоната II и кварца III генераций, отмечается частичное перераспределение урана с образованием богатых смолковых руд и вкрапленности коффинита в кварцевых жилах. В ассоциации с урановыми минералами этой стадии почти всегда отмечается пирит и карбонат (кальцит):

#### НАКОПЛЕНИЕ УРАНА

#### В ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТНЫХ МЕТАСОМАТИТАХ

На основании геологических, минералогических и геохимических данных, а также экспериментальных исследований можно сделать вывод о том, что процесс формирования промышленных концентраций урана имеет сложный многоступенчатый характер. Подтверждается точка зрения, высказанная А.И.Тугариновым (1963) и Я.Н.Белевцевым (1972) о том, что источником урана являются осадочные и метаморфические кластогенные породы нижнего протерозоя, из которых он выносился и концентрировался в виде рудных скоплений при процессах метаморфизма и ультраметаморфизма.

Приуроченность урановых месторождений к краевым зонам ниже-протерозойских геосинклиналей и разломам глубокого заложения обуславливает наличие в рудных растворах помимо метаморфических, также вадозных вод глубинной гидросферы и ивнильных флюидов, поднимающихся из областей верхней мантии Земли.

В зависимости от времени вовлечения урана в геохимический цикл миграции можно говорить о первичном источнике металла, когда он извлекается водами из пород непосредственно при их отделе-



нии, и вторичном, когда уран экстрагируется растворами при инфильтрации через породы к месту рудообразования.

Как показали экспериментальные работы по моделированию условий переноса урана в эндогенных условиях в зависимости от температуры, давления и химического состава флюида, а также изучение термодинамических параметров рудообразования по газовой-жидким включениям, миграция урана и накопление его в породах могут происходить в широком диапазоне температур и давлений. В общем случае оба этих параметра определяются степенью метаморфизма пород, и в зависимости от интенсивности его проявления мы можем говорить об ураноносных метасоматитах зон ультраметаморфизма, областей развития пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Для зон ультраметаморфизма характерны калиевые метасоматиты (скопления микроклина и биотита), содержащие повышенные количества таких минералов как монацит, ксенотим, апатит, циркон. В этих минералах установлены значительные примеси урана, ассоциирующего с торием и редкими элементами.

Исходя из данных наших экспериментальных работ, можно предположить, что уран, торий и редкие земли в этих условиях мигрировали в виде сложных фосфатных комплексных соединений, устойчивых при температуре выше 500°C.

Фосфор и фтор хорошо растворяются в кислых магмах, понижая температуру их кристаллизации, поэтому магмы могли служить проводниками этих элементов из глубоких зон земной коры. Одновременно обогащенный фосфором флюид мог выносить значительные количества калия и натрия.

В областях развития пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, подобные ассоциации минералов возникают вблизи тел гранитоидов.

В ранних метасоматитах уран и торий ассоциируют с редкими землями цериевой группы и накапливаются преимущественно в монаците.

Понижение температуры формирования более поздних метасоматитов приводит к повышению кислотности растворов в результате увеличения степени диссоциации кислот. Миграционная способность цериевых земель резко снижается.

В метасоматитах место монацита занимает ксенотим, в котором увеличивается содержание урана и снижается — тория. Среди редких земель начинают преобладать элементы иттриевой группы. Как мона-

цит, так и ксенотим в основном характерны для алмосиликатных пород.

Вблизи тел гранитоидов в карбонатных породах в ассоциации с флогопитом развиваются линзы апатита, для которого также характерны две ассоциации: ранняя — с примесью тория и редкими землями цериевой группы и поздняя — с ураном и редкими землями иттриевой группы.

Для пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, урансодержащие метасоматиты представлены диопсид-микроклиновыми линзами с уранинитом. Данные по химизму растворов и температуры формирования пород позволяют предположить, что в этих условиях перенос урана осуществлялся в газовой фазе, в виде сложных хлоридных димеров. В них уран мигрировал в четырехвалентном состоянии в ассоциации с окисным железом.

Для пород амфиболитовой фации метаморфизма характерно развитие процессов калиевого метасоматоза, сменяющихся во времени натриевым.

Ранние стадии калиевого метасоматоза, судя по данным химизма газово-жидких включений, связаны с действием на породы хлоридных растворов. Уран в таких условиях не мигрирует.

С понижением температуры и сепарацией метаморфического раствора в зонах тектонических нарушений накапливается флюид, обогащенный карбонатом калия и натрия, который способен экстрагировать значительные количества урана при температуре ниже  $400^{\circ}\text{C}$ .

Вследствие высокой устойчивости урана в калий-карбонатных растворах в широком диапазоне температур и давлений этот флюид не способствует накоплению урана до промышленных концентраций.

Наиболее благоприятные условия для накопления урана создаются при взаимодействии с породами натриевых карбонатных растворов. При температуре ниже  $300^{\circ}\text{C}$  они способны транспортировать значительные количества урана и определять его отложение при падении общего давления, потере углекислоты при вскипании, встрече с породами, содержащими в своем составе элементы-восстановители, смешении с хлоридными растворами, проникновении в области пород с температурами выше  $400^{\circ}\text{C}$ , развитии процессов альбитизации, особенно по титансодержащим биотитовым гнейсам.

В общем случае можно говорить о привносе в породы урана на всем этапе формирования щелочных метасоматитов при температуре ниже  $400^{\circ}\text{C}$ , однако для накопления урана до промышленных концентраций наиболее благоприятен интервал  $220-210^{\circ}\text{C}$ .



К этому времени в растворе при реакциях замещения более основных плагиоклазов и биотита альбитом, куммингтонита рибекитом и эгиринном накапливаются значительные количества кальция и магния. Потеря флюидом углекислоты приведет в таких условиях к развитию карбонатов (кальцита в более щелочных и доломита в менее щелочных условиях). Образование карбонатов обусловит связывание ионов  $CO_3^{2-}$  в виде труднорастворимых соединений и разрушение уранил-карбонатных комплексов, которые являются наиболее реальными формами переноса урана карбонатными растворами в эндогенных условиях. Возникнут благоприятные условия для самого полного осаждения урана из флюида. При этом процессы карбонатизации в полях развития алюмосиликатных пород будут проявлены менее интенсивно, чем в породах железорудной формации.

В зависимости от особенностей химического состава исходных разностей пород уран в алюмосиликатных породах будет связываться в виде силикатов, титанатов и реже окислов; для пород железорудной формации более характерны окисные формы (уранинит, настуран).

Проведенные геохимические, термобарические и экспериментальные исследования показали, что процесс становления щелочно-карбонатных ураноносных альбититов носит длительный и многостадийный характер. Источником урана непосредственно для рудной стадии служат щелочные метасоматиты более ранних стадий, содержащие повышенные количества урана и занимающие большие площади.

В конечные стадии метасоматического преобразования пород происходит перераспределение рассеянной в метасоматитах урановой минерализации с образованием кварц-коффинит-настурановых с пиритом и настуран-кальцитовых прожилков.

При наличии благоприятных структурных и термодинамических условий возможно образование богатых руд.

Как показывают результаты наших экспериментальных работ, при температуре ниже  $250^{\circ}\text{C}$  значительные количества урана могут переноситься фторидными и сульфатными растворами. На реальность таких форм переноса указывает развитие ангидридовых и флюоритовых прожилков в зонах ураноносных альбититов среди слабо метаморфизованных пород.

Температура гомогенизации, определенная по включениям в ангидриде из ураноносных жил района Биверлодж, Канада (коллекция Я.Н.Белевцева), не превышала  $135^{\circ}\text{C}$ .



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенными геологическими и экспериментальными исследованиями, а также использованием литературного материала по геологии урановых месторождений в докембрии установлено, что большинство таких месторождений приурочено к метаморфизованным толщам осадочных пород раннепротерозойского возраста, заполняющим вытянутые троговые впадины и окаймляющим блоки архейских пород. Характерные особенности таких толщ, отложившихся в мелководных бассейнах: флишвидный облик, прослой известняков и кварцитов, ураноносные базальные конгломераты, а также обогащенные органикой и ураном сланцы и гнейсы. Все это позволяет при картировании выделить площади, перспективные для постановки поисковых работ. Большие запасы накопленного в таких толщах урана и многочисленные аномалии радиогенного свинца дают основание рассматривать их в качестве источника рудного вещества для урановых месторождений в метасоматитах.

Перемещение урана обуславливается метаморфизмом урансодержащих толщ. Данные о температурах, полученные на основании изучения минеральных парагенезисов и температур гомогенизации включений растворов в минералах метаморфических пород, указывают на высокий температурный градиент, существовавший в период метаморфизма, что обусловило перемещение целого ряда петро- и рудогенных элементов. Для обнаружения ураноносных метасоматитов наиболее перспективны области развития нижнепротерозойских пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации. Для пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, характерны диопсид-микроклиновые пегматиты с уранинитом, а в областях с низкими степенями метаморфизма развиты карбонатные и сульфатные жилы с настураном.

При метаморфизме часть урана может перемещаться в архейские породы, поэтому экзоконтакты нижнепротерозойских толщ благоприятны для поисков жильного оруденения. Большинство же месторождений и

рудопроявлений локализуются в зонах смятия на эндоконтакте разно-возрастных толщ. Эти зоны фиксируются по широкому развитию процессов бластеза, катаклаза и милонитизации, которые формируют флюидаккумулятивную структуру.

Важнейшая черта образования рудных метасоматитов — многостадийность. Она обуславливает многократное перераспределение флюидом урана на фоне сокращения площади развития метасоматитов от ранних разностей к поздним. Собственно рудный процесс локализуется в отдельных трещинах, сгруппированных в рудные тела.

Установлен привнос урана на всех стадиях формирования метасоматитов. При этом образование рудных залежей связано не только с привносом, но и с перераспределением урана, рассеянного в метасоматитах дорудных стадий. Характер распределения урана вокруг рудных залежей и результаты изотопного анализа подтверждают этот вывод.

Многостадийность формирования метасоматитов выявляется при геологическом картировании, петрографических и минералогических исследованиях. Установление ее и фонового обогащения метасоматитов ураном является обнадеживающим поисковым признаком.

Рудообразование оторвано от процесса регионального метаморфизма. Ко времени отложения руд температура в системе понижается до 300°C. В этих условиях обогащенный углекислотой и карбонатами щелочных металлов ураноносный флюид экстрагирует значительные количества кальция, магния и железа, а потеря углекислоты приводит к развитию труднорастворимых карбонатов, разрушению уранил-карбонатных комплексов и связыванию урана в виде самостоятельных минералов.

Карбонат отмечен во всех разностях ураноносных метасоматитов и является важным признаком для выделения геохимической среды, благоприятной для оруденения. Интенсивность процесса карбонатизации определяется химическим составом исходных пород.

Установленный механизм формирования ураноносных метасоматитов указывает на вероятностный характер процесса накопления руд. Необходимо сочетание целого ряда благоприятных признаков: совмещение источника металла с тектонически активной зоной флюидонакопления, длительная временная и пространственная эволюция этой зоны, обуславливающая широкие вариации температур, давлений и химического состава флюида, развитие метасоматических процессов, возникно-

вание экстрагирующих систем и локализация флюида в рудоносной структуре.

Для оценки перспективности рудоносности щелочно-карбонатных метасоматитов предлагается выделение в полях их развития участков с повышенными по отношению к кларковым содержаниями урана, с установлением в пределах этих участков зон многократного проявления метасоматических процессов, заканчивающихся низкотемпературным карбонатным метасоматозом.



## Л и т е р а т у р а

- АЛЕКСАНДРОВ И.В. Натровый метасоматоз в Криворожье. - В кн.: Геохимия щелочного метасоматоза. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с.74-148.
- АНТРОПОВ П.Я. Топливно-энергетический потенциал Земли. - М.: БИНТИ, 1974. - 7 с.
- БАДЛИНКТОН А.Ф. Формирование гранитных тел. - М. Изд-во иностр. лит., 1963. - 108 с.
- БАЛИЦКИЙ В.С., КОМОВА В.В. О взаимодействии щелочных натриевых кремнеземсодержащих растворов с различными породами и минералами при высоких температурах и давлениях. - Докл. АН СССР, 1968, 179, № 6, с.1444-1447.
- БЕЛЕВЦЕВ Я.Н., ГРЕЧИШНИКОВ Н.П., КРАМАР О.А. Структурные условия образования и размещения некоторых типов урановых месторождений. - Геология руд. месторождений, 1968, № 1, с.3-14.
- БЕЛЕВЦЕВ Я.Н. Метаморфогенные месторождения. - В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с.648-712.
- БЕЛЕВЦЕВ Я.Н., КОВАЛЬ В.Б. Генетическая схема урановых месторождений, связанных с натриевым метасоматозом в кристаллических породах щитов. - Геол. журн., 1968, № 3, с.3-17.
- БЕЛЕВЦЕВ Я.Н., КОВАЛЬ В.Б., НИКОЛАЕНКО В.И. Современные проблемы эндогенного рудообразования. - Киев: Наук. думка, 1972. - 228 с.
- БЕЛЕВЦЕВ Я.Н. Урановые месторождения Канады. - Геология руд. месторождений, 1973, № 2, с.13-27.
- БЕРГМАН И.А., ТУГАРИНОВ А.И. Уран в породах криворожской серии (Кривобасс). - В кн.: Радиоактивные элементы в Горных породах. Новосибирск, 1972, ч.2, с.53-54.
- БЕТЕХТИН А.Г. О причинах движения гидротермальных растворов. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. - М.: Изд-во АН СССР, 1965, с.457-478.
- БЕТЕХТИН А.Г. О поведении радиоактивных элементов при процессах образования эндогенных месторождений. - Геология руд. месторождений, 1959, № 1, с.5-24.
- БЭРНЕМ К.В. Гидротермальные флюиды магматической стадии. - В кн.: Геохимия рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с.40-73.
- ВИНКЛЕР Г. Генезис метаморфических пород. - М.: Мир, 1969. - 274 с.
- ВИНКЛЕР Г., ПЛАТЕН Х. Экспериментальный метаморфизм и анатексис. - Новосибирск: Наука, 1968. - 155 с.
- ВИНОГРАДОВ А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. - Геохимия, 1962, № 7, с.555-571.
- ВОВК П.К., ВОЗНЯК Д.К. Слоистые включения  $CO_2$  в кристаллах альбита. - Геология и геохимия горючих ископаемых, 1967, вып.9, с.82-87.

ГАЛАБУРДА Ю.А. Характеристика физико-химических условий метаморфизма пород Криворожского бассейна (по данным включений растворов). - В кн.: Тез. докл. IV Регион. совещ. по термобарогеохимии процессов минералообразования. Ростов: Изд-во Ростов. ун-та, 1973, с.229-230.

ГЕОЛОГИЯ гидротермальных урановых месторождений. - М.: Наука, 1966. - 443 с.

ГЕОЛОГИЯ и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. - Л.: Недра, 1968. - 472 с.

ГЕОХИМИЯ щелочного метасоматоза. - М.: Изд-во АН СССР, 1963. - 203 с.

ГЕЦЕВА Р.В. К характеристике осадочно-метаморфогенного типа уранового оруденения. - В кн.: Вопросы геологии урана. М.: Атомиздат, 1957, с.20-37.

ГИНЗБУРГ А.И., РОДИОНОВ Г.Г. О глубине образования гранитных пегматитов. - Геология руд. месторождений, 1960, № 1, с.45-54.

ГОТМАН Я.Д., ГОЛЕВА Р.В. Баланс вещества при формировании натриевых метасоматитов. - Геол. журн., 1973, № 4, с.17-24.

ГРЕЧИШНИКОВ Н.П., ЗИНЧЕНКО В.А., КРАМАР О.А., НИКОЛАЕНКО В.И. Структурные условия локализации уранового оруденения одного из месторождений в докембрийских породах. - Геол. журн., 1963, № 1, с.3-11.

ГРЕЧИШНИКОВ Н.П., РАКОВИЧ Ф.И., ЗИНЧЕНКО В.А., КРАМАР О.А. Минеральный состав, структурно-текстурные особенности и стадии минерализации уранового оруденения в натриевых метасоматитах. - Геол. журн., 1971, № 1, с.121-131.

ГРЕЧИШНИКОВ Н.П., ЗИНЧЕНКО В.А., КРАМАР О.А., МАКИВЧУК О.Ф., СМОЛИН Н.В., ПОПОВ Н.И., ГАЛКИН Ф.Д., ИОНОВ А.С., ВОЛКОВ В.И., ШЕСТАКОВ Ю.П. Структурные особенности и история формирования одного из месторождений натриево-урановой формации. - Геол. журн., 1973, № 4, с.56-64.

ГРЕЧИШНИКОВ Н.П., ЗИНЧЕНКО В.А., КРАМАР О.А., НИКОЛАЕНКО В.И., СМОЛИН Н.В., ПОПОВ Н.И., ОБРИЗАНОВ В.Н., СТЕХИНА М.З. О причинах связи уранового оруденения с натриевыми метасоматитами. - Геол. журн., 1974, № 1, с.75-84.

ГРИЦАЙ Ю.Л., ПЕДАН М.В. Некоторые данные о температурных условиях формирования метаморфических толщ Кривого Рога по включениям в минералах. - В кн.: Тез. докл. IV Регион. совещ. по термобарогеохимии процессов минералообразования. Ростов: Изд-во Ростов ун-та, 1973, с.227-229.

ДЕНИСЕНКО В.Е. Геохимия углеводородных газов горных пород Октябрьского массива (Восточное Приазовье): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. - М., 1970. - 25 с.

ДЖЕЛЛИФ А., ЭВОЙ Е. Месторождение Гуннар. - В кн.: Структурная геология рудных месторождений Канады. М.: Мир, 1964, с.223-228.

ДОЛГОВ Ю.А., МАКАГОН В.Н., СОБОЛЕВ В.С. Диккие включения в дистене из метаморфических пород и пегматитов Мамского района. - Докл. АН СССР, 1967, 175, № 2, с.444-447.

ДОЛГОВ Ю.А. Пневматолитиз и развитие гранитных интрузий. - В кн.: Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. М.: Наука, 1964, с.162-172.

ДОМАРЕН В.С. Геология урановых месторождений капиталистических стран. - Л.: Госгеолтехиздат, 1956, с.14-254.

ЕРМАКОВ Н.П. Геохимические системы включений в минералах. - М.: Недра, 1972. - 375 с.

ЕРМАКОВ Н.П. Исследования минералообразующих растворов. - Харьков: Изд-во Харьк. ун-та, 1950. - 460 с.



ЕРМОЛАЕВ Н.П., ЖИДКОВА А.П. Поведение урана в процессах прогрессивного метаморфизма и ультраметаморфизма на примере западной части Алданского щита. - Геохимия, 1966, № 8, с.900-916.

ЖУКОВА В.И. Новые данные о типогенных силикатах урана. - В кн.: Вопросы прикладной радиологии. М.: Атомиздат, 1967, вып.2, с.40-59.

КАДИК А.А., ЛУКАНИН О.А. Поведение воды и уголекислоты в магматических процессах, определяемое их растворимостью. - Геохимия, 1973, № 2, с.163-179.

КАЗАНСКИЙ В.И., КРУПЕННИКОВ В.А., ОМЕЛЯНЕНКО Б.И., ПРУСС А.К. О структурных и петрологических условиях образования ураноносных альбититов. - Геология руд. месторождений, 1968, № 1, с.3-17.

КАЗАНСКИЙ В.И., ЛАВЕРОВ Н.П. Месторождения урана. - В кн.: Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1974, т.2, с.319-386.

КАЗАНСКИЙ В.И., ЛАВЕРОВ Н.П., ТУГАРИНОВ А.И. Источники рудного вещества эндогенных урановых месторождений. - Геология руд. месторождений, 1975, № 4, с.53-67.

КАЗИЩИН Ю.В., РУДИНИК В.А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. - М.: Недра, 1968. - 364 с.

КАЛЯЕВ Г.И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. - Киев: Наук. думка, 1968. - 189 с.

КОНСТАНТИНОВ М.М., КУЛИКОВА Е.А. Урановые провинции. - М.: Атомиздат, 1960. - 306 с.

КОПЧЕНОВА Е.В., АВДОНИН А.С., СИДОРЕНКО Г.А., БЫКОВ В.П. К изучению тонкодисперсных урано-титановых минералов из альбититов. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 1, с.78-88.

КУШЕВ В.Г. Щелочные метасоматиты докембрия. - Л.: Недра, 1972. - 189 с.

КУШЕВ В.Г. Первичные осадочные толщи докембрия как источник флюидов и вещества рудных метасоматитов. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып.4, кн.2, с.253-258.

ЛЕТНИКОВ Ф.А. Гранитоиды глибовых областей. - Новосибирск: Наука, 1975. - 214 с.

МАЛИНИН С.Д. Система  $H_2O - CO_2$  при высоких температурах и давлениях. - Геохимия, 1959, № 3, с.235-245.

МАРАКУШЕВ А.А., ПЕРЧУК Л.Д. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов. - В кн.: Междунар. геохим. конгр.: тез. докл. М., 1971, ч.2, с.513-514.

МЕЛКОВ В.Г., ПУХАЛЬСКИЙ Л.Ч. Поиски месторождений урана. - М.: Госгеолтехиздат, 1957. - 219 с.

МЕЛЬНИК Ю.П. Термодинамическая модель геохимической эволюции атмосферы и океана в докембрии. - Геохимия, 1973, № 12, с.1885-1863.

МЕРНЕРТ К. Мигматиты и происхождение гранитов. - М.: Мир, 1971. - 328 с.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ радиоактивных и редких металлов. - М.: Атомиздат, 1973. - 336 с.

МИНАЕВА И.Г., КОПЧЕНОВА Е.В. О соотношении метасоматической и рудной зональности в процессе формирования ураноносных альбититов докембрия. - В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л.: Недра, 1976. - 66 с.

МОРИ Г.У. Растворимость твердых веществ в газах. - В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. М.: Изд-во иностр.лит., 1960, вып.1, с.97-138.

НАГАТА Т. Магнетизм горных пород. М.: Изд-во иностр.лит., 1956. - 226 с.

НАУМОВ Г.Б. К вопросу о карбонатной форме переноса урана в гидротермальных растворах. - Геохимия, 1959, № 1, с.6-19.



- НАУМОВ Г.Б., МИРОНОВА О.Ф. Окислительно-восстановительные равновесия в системе уран-железо в карбонатной среде и его значение в геохимии. - Геохимия, 1960, № 3, с.241-246.
- НАУМОВ Г.Б., МИРОНОВА О.Ф. О миграции урана в карбонатных гидротермальных растворах. - В кн.: Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965, с.158-166.
- НАУМОВ Г.Б., МИРОНОВА О.Ф., КУЗЬМИН М.Б. Углекислота гидротермальных растворов. - В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972, с.166-172.
- ОВЧИННИКОВ Л.Н., ШЛЯПНИКОВ Д.С., ШУР А.С. Мобилизация и перенос вещества при эндогенном рудообразовании. - В кн.: Проблемы генезиса руд: Междунар. геол. конгр. М.: Недра, 1964, с.19-35.
- ОСНОВНЫЕ черты геохимии урана / Под ред. акад. А.П.Виноградова. - М.: Изд-во АН СССР, 1963. - 351 с.
- ПЕЛЯМСКИЙ Г.А. О влиянии вмещающих пород на процессы рудоотложения гидротермальных месторождений урана. - Геология руд. месторождений, 1959, № 6, с.65-69.
- ПЕТРОВ Р.Н., КАРПЕНКО В.С., МЕЩЕРСКИЙ Ю.А. Месторождения урана в железорудных формациях докембрия. - М.: Атомиздат, 1969. - 71 с.
- ПРИРОДА метаморфизма. - М.: Мир, 1967. - 375 с.
- РАКОВИЧ Ф.И. Околорудные изменения как поисковый признак урановой минерализации в натровых метасоматитах. - Геол. журн., 1972, № 3, с.110-114.
- СЕМЕНЕНКО Н.П. О миграции породообразующих элементов в постмагматических продуктах гранитных магм (в связи с изучением постмагматических метасоматических процессов в Украинском кристаллическом массиве). - В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. М.: Изд-во АН СССР, 1953, т.1, с.66-75.
- СЕМЕНЕНКО Н.П. Теория метаморфизма подвижных зон. - В кн.: Проблема 14. Гранито-гнейсы. Киев: Изд-во АН УССР, 1960, с.18-35.
- СИДОРЕНКО А.В., РОЗЕН О.М., ТЕНЯКОВ В.А., ГИММЕЛЬФАРБ Г.Б. Метаморфизм осадочных толщ и "углекислотное дыхание" земной коры. - Сов. геология, 1973, № 5, с.4-11.
- СМИРНОВ В.И. Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 3, с.3-17.
- СМИТ Ф.Г. Физическая геохимия. - М.: Недра, 1968. - 475 с.
- СМЫСЛОВ А.А. Уран и торий в земной коре. - Л.: Недра, 1974. - 231 с.
- СОВОЛЕВ В.С., ДОБРЕЦОВ И.Д., ХЛЕСТОВ В.В. Режим  $H_2O$  и  $CO_2$  при прогрессивном региональном метаморфизме. - Докл. АН СССР, 1966, № 2, с.451-454.
- СТЫГИН А.И. Вопросы систематики генезиса и рудоносности альбитов. - Геол. журн., 1970, № 2, с.109-120.
- СУРАЖСКИЙ Д.Я. Методы поисков и разведки месторождений урана. - М.: Атомиздат, 1960. - 240 с.
- ТАКЕНОУЧИ С., КЕННЕДИ Дж. К. Бинарная система  $H_2O$  -  $CO_2$  при высоких температурах и давлениях. - В кн.: Термодинамика постмагматических процессов. М.: Мир, 1968, с.110-137.
- ТАКЕНОУЧИ С., КЕННЕДИ Дж. К. Растворимость углекислоты в растворах  $NaCl$  при высоких температурах и давлениях. - В кн.: Термодинамика постмагматических процессов. М.: Мир, 1968, с.137-149.
- ТИХОМИРОВ В.В. К вопросу о развитии земной коры и о значении в этом процессе явления метасоматоза. - В кн.: Проблема 14. Гранито-гнейсы. Киев: Изд-во АН УССР, 1960, с.107-126.
- ТУГАРИНОВ А.И. Происхождение урановых месторождений. - В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972, с.263-271.

- ТУГАРИНОВ А.И. Об эволюции рудообразования в истории Земли. - В кн.: Геохимия. М.: Наука, 1972, с.48-49.
- ТУГАРИНОВ А.И. Общая геохимия: Крат. курс. - М.: Атомиздат, 1973. - 288 с.
- ТУГАРИНОВ А.И. О причинах формирования рудных провинций. - В кн.: Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1968, т.1, с.153-177.
- ТУГАРИНОВ А.И., НАУМОВ В.Б. Термобарические условия формирования гидротермальных урановых месторождений. - Геохимия, 1969, # 2, с.131-146.
- ТУГАРИНОВ А.И., НАУСОВ В.Б. Физико-химические параметры гидротермального минералообразования. - Геохимия, 1972, # 3, с.259-265.
- УМОВ Н.А. Эволюция мировоззрений в связи с учением Дарвина: Предисловие. - В кн.: Штерне К. Эволюция мира. М., т.1, 1911, с.2-6.
- ХЕЙНРИХ Э.У. Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья. - М.: Изд-во иностр. лит. 1962. - 605 с.
- ХОЛЛАНД Х.Д. Некоторые приложения термохимических данных к проблемам рудных месторождений: Минеральные ассоциации и состав рудообразующих флюидов. - В кн.: Термодинамика постмагматических процессов. М.: Изд-во Мир, 1968, с.9-100.
- ШАТКОВА Л.Н., ШАТКОВ Г.А. О возможном источнике рудного вещества урано-флюоритовых месторождений. - Геология руд. месторождений, 1975, # 4, 1978, с.36-44.
- ШЛЯПНИКОВ Д.С. О хлоридном комплексообразовании металлов в жидкой и газовой фазах. - В кн.: Экспериментальные исследования процессов минералообразования. М.: Наука, 1970, с.41-50.
- ШОУ Д. Радиоактивные элементы в докембрийских породах Канадского щита и глубинах Земли. - В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М.: Мир, 1972, с.50-53.
- BLAKE C.A., COLEMAN C.F., BROWN K.B. Studies in carbonate-uranium system. - J. Amer. Chem. Soc., 1956, 78, N 23, p. 5878-5983.
- BOYER F., TOYRAY J.C., VOGLER M. Presence d'inclusions a CO<sub>2</sub> liquide dans les quartz du district aurifere de Salsigne. - C.r. Acad. Sci., 1967, D 265, N 1, p. 63-65.
- CHANDI S.S., GRASTY R.L., GRIEVE R.A. The geology and geochronology of the Makkovik Bay area, Labrador. - Can. J. Earth Sci., 1969, 6/5, p. 1019-1035.
- DEICHA G. Essais par ecrasement de fragments de minerais pour la mise en evidence de gaz sous pression. - Bull. Soc. Miner. Criv., 1950, 73, p. 439.
- DUCK W., DASS A.S. et al. Comparison of regional geochemical uranium exploration methods in the beaverlodge area. - Saskatchewan. Cim. special volume N 11 - Geochemical exploration, Canada, 1971, p. 77-85.
- FANALE FRASER P.A. A case of catastrophic early degassing of the Earth. - Chem. Geol., 8, N 2, 1971, p. 79-105.
- FRATTA M. Study of pegmatitic uranium deposits in the Grenville province. - Geol. Surv. Can., pap. 69-1A, 1969, p. 110-119.
- GANDLOFF A. Notes sommaires sur la geologie des principaux districts uraniferes etudes par la C.E.A. - In: Uranium exploration geology (Proc. Panel, Vienna, IAEA, 1970, p. 77-108).
- GOTTINI V. Some remarks on contact anatexis. - Bull. Volcan., 34, N 2, 1970 (1971), p. 121-125.
- GROSS A.F., KOSTER VAN, WYLLIE P.J. Liquid immiscibility in the system Na<sub>2</sub>O - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - SiO<sub>2</sub> - CO<sub>2</sub> at pressures to 1 kilobar. - Amer. J. Sci., 264, N 3, 1966, p. 234-255.



- HILL ROBIN E., BOETTHER A.L. Water in the earth's mantle melting curves of basalt-water and basalt-water-carbon dioxide. - *Science*, 267, N 3920, 1970, p. 325-328.
- HOLLOWAY J.R. Composition of fluid phase solutes in a basalt -  $H_2O$  -  $CO_2$  system. - *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1971, 82, N 1, p. 233-238.
- JIYAMA J.T. Etude preliminaire de la solubilit  du basalte dans l'eau   haute temperature. - *Bull. Soc. franc. miner et cristallogr.*, 1961, 84, p. 117-121.
- KENNEDY G.C. A portion of the system silica-water. - *Econ. Geol.*, 1950, 45, p. 629-653.
- KENNEDY G.C. Pressure-volume-temperature relations in  $CO_2$  at elevated temperatures and pressures. - *Amer. J. Sci.*, 1954, 252, N 4, p. 225-241.
- KITAHARA S. The solubility of quartz in the aqueous sodium chloride solution at high temperatures and high pressures. - *Rev. Phys. Chem. Jap.*, 1960, 30, p. 115-121.
- KOEPPEL V. Age and history of the uranium mineralization of the Beaverlodge area, Saskatchewan. - *Geol. Surv. Can.*, 1968, N 4, p. 67-31.
- LAMBERT I.B., HEIER K.S. The vertical distribution of uranium, thorium and potassium in the continental crust. - *Geochim. et cosmochim.*, 1967, 31, N 3, p. 377-390.
- MATOS DIAS J.M., SOARES DE ANDRADE A.A. Portuguese uranium deposits. - In: *Uranium exploration geology*. Vienna: IAEA, 1970, p. 142.
- MILLHOLEN G.L. Melting of nepheline Syenite with  $H_2O$  and  $H_2O + CO_2$  and the effect of dilution of the aqueous phase on the beginning of melting. - *Amer. J. Sci.*, 1971, 270, N 3, p. 216-219.
- MILLHOLEN G.L., WYLLIE P.J., BURNHAM C.W. Melting relations of  $NaAlSi_3O_8$  to 30 kb in the presence of  $H_2O : CO_2 = 50 : 50$  vapor. - *Amer. J. Sci.*, 1971, 271, N 5, p. 473-480.
- MOREY G.W., HESSELGESSER J.M. The solubility of some minerals in superheated steam at high pressures. - *Econ. Geol.*, 1951, 46, p. 821-835.
- ROSCOE S.M. Huronian rocks and uraniferous conglomerates in the Canadian Shield. - *Geol. Surv. Can.*, 1969, pap. 68-40, p. 159-166.
- SHIMADA M. Earth and Planet. - *Sci. Lett.*, 1969, 6, N 6, p. 447.
- SCHUCHART C. Sites and nature of the North American geosynclines. - *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1923, 34, p. 151.
- TOURET J. Le facies granulite, metamorphisme en milieu carbonique. - *C.r. Acad. Sci. D.*, 1970, 271, N 25, p. 2228-2231.
- TOURET J. Le facies granulite en Norvege meridionale. II. Les inclusions fluides. - *Lithos*, 1971, 4, N 4, p. 423-436.
- TREMBLEY L.P. The significance of uranium in quartzite in the Beaverlodge area, Saskatchewan. - *Can. J. Earth Sci.*, 1970, 7, N 2, p. 280.



# О Г Л А В Л Е Н И Е

|                                                                                                             |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Предисловие.....                                                                                            | 3   |
| Г л а в а I. Методологические основы построения геохимической модели.....                                   | 5   |
| Г л а в а II. Геологическое изучение условий накопления урана.....                                          | 13  |
| Г л а в а III. Экспериментальное изучение условий накопления урана в щелочно-карбонатных метасоматитах..... | 96  |
| Г л а в а IV. Геохимическая модель накопления урана.....                                                    | 112 |
| Заключение.....                                                                                             | 139 |
| Литература.....                                                                                             | 142 |

Вадим Борисович Коваль

## ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ НАКОПЛЕНИЯ УРАНА В ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТНЫХ МЕТАСОМАТИТАХ ДОКЕМЕРИЯ

Печатается по постановлению ученого совета  
Сектора металлогении Института геохимии  
и физики минералов АН УССР

Редактор Л.К.Медникова  
Редактор-библиограф Т.А.Обора  
Оформление художника Н.И.Голоказакowej  
Художественный редактор И.П.Савицкая  
Технический редактор Т.М.Зубрицкая  
Корректор Л.Я.Постолова

Информ. бланк № 3255.

Подп. и печ. 16.05.80. БФ 00553. Формат 60х84/16.  
Бумага офс. №1. Усл. печ. л. 8,72. Уч.-изд. л. 8,77.  
Тираж 500 экз. Заказ 0-74. Цена 90 коп.

Издательство "Наукова думка". 252601, Киев-4, ГОП,  
Репина, 3. Киевская книжная типография научной  
книги Республиканского производственного объедине-  
ния "Полиграфкнига" Госкомиздата УССР.  
252004, Киев-4, Репина, 4.

90 к.

3335

«НАУКОВА ДУМКА»