# **Московский Государственный Горный Университет**

## Кафедра геологии

Курсовая работа

на тему: “Контактово-метасоматические горные породы”

# Выполнил:

# студент III курса

группы ГФ−2−00

Ромащенко В.А.

Проверил:

доцент Ларичев Л.Н.

### **Москва 2002**

# **Содержание**

стрп

1. Сокращенные названия минералов ………………………………. 3
2. Метасоматические горные породы ………………………………. 4
3. Принципы систематики метасоматитов …………………………. 5
4. Метасоматиты, равновесные с нейтральными

растворами ………….…………………………………………..…. 5

4.1 Скарновая фация…………………………………………………… 6

4.1.1 Магнезиальные скарны …………………………………………. 6

4.1.2 Известковые скарны …………………………………………….10

1. Метасоматиты, равновесные с нейтральными

растворами ………..……………………………………………..... 12

5.1 Фация полевошпатовых метасоматитов ………………………... 12

5.1.1 Альбититы ……………………………………………………..... 13

1. Метасоматиты, равновесные с кислыми

растворами …………..…………………………………………..... 16

6.1 Филлизитовая фация ……………………………………….…….. 16

6.1.1 Грейзены …………………………………………….……..….…16

6.2 Фация вторичных кварцитов …………………………………..... 20

1. Физические, физико-механические,

инженерно-геологические свойства ……………...…………....... 25

7.1 Плотность физических тел ………………………………………. 25

7.1.1 Плотность горных пород, образовавшихся

при контактовом метаморфизме ……………………...………… 26

7.2 Магнитные свойства горных пород …………………………...... 26

7.2.1 Магнитные свойства метаморфических пород …………...….. 27

7.3 Электрические свойства ……………………………………...….. 27

7.3.1 Удельное электрическое сопротивление

метаморфических пород ……………………………………….... 28

7.4 Теплофизические свойства …………………………………….... 30

7.5 Ядерно-физические (радиоактивные) свойства ……………...… 31

# 8. Список литературы …………………………………………...…… 32

# **1. Сокращенные названия минералов:**

Аб – альбит

Ал – алунит

Анд – андалузит

Би – биотит

Гем – гематит

До – доломит

Ка – кальцит, карбонат

Кв – кварц

Кш – K-Na полевой шпат

Ми – микроклин

Мт – магнетит

Му – мусковит

Неф – нефелин

Ол – оливин

Олиг – олигоклаз

Орт – ортоклаз

Пер – периклаз

Пи – пироксен

Пл – плагиоклаз

Пф – пирофиллит

Риб – рибекит

Сер – серицит

То – топаз

Флю – флюорит

Фо – форстерит

Хл – хлорит

Шп – шпинель

ЩАм – щелочной амфибол

Эг – эгирин

# ***Метасоматические горные породы***

Метасоматические горные породы в отличие от производных аллохимического метаморфизма развиваются более локально и в изохорических системах, что постулировал в свое время еще В. Линдгрен, сформулировавший “правило постоянства объема при метасоматозе”.

Если характерными метаморфическими процессами являются полиморфные превращения минералов, тип метасоматических процессов лучше всего представляет образование псевдоморфоз. В них особенно наглядно выражено постоянство объема при замещении, всегда сопровождающимся значительным привносом – выносом вещества, что само по себе определяет воздействие на породы растворов высокой химической агрессивности. Это принципиально отличает метасоматические процессы от метаморфических.

Изохорический характер метасоматических реакций предопределяет их независимость от литостатического давления и, следовательно, от глубинности, по отношению к которой выделяются минеральные фации метаморфических пород. Однако с глубиной возрастает флюидное давление. Этим фактором определяется своеобразие метасоматических процессов, которые зависят от глубины их развития.

Теория метасоматических процессов была разработана Д. С. Коржинским, который подразделил их на раннюю щелочную (высокотемпературную), кислотную и позднюю щелочную (низкотемпературную) стадии. Это подразделение было дано Д. С. Коржинским для постмагматических процессов, сопровождающих гранитный магматизм, сам по себе порождающий кислотные гидротермальные растворы, богатые фтором, хлором и другими кислотными компонентами. Однако при взаимодействии с вмещающими карбонатными породами эти растворы могут терять кислотные свойства и приобретать слабощелочную реакцию. Это и определяет образование метасоматических пород, относимых Д.С. Коржинским к ранней щелочной стадии. Это в основном скарны – магнезиальные (в контактах с доломитами) и известковые (в контактах с известняками). К высокотемпературной щелочной стадии можно отнести и метасоматические породы, связанные со щелочными интрузиями (фениты и др.) или развивающиеся в гипербазитах.

Типичными породами кислотной стадии являются грейзены (в плутонической фации) и вторичные кварциты, аргиллизиты и пропилиты (в вулканической).

С понижением температуры ниже 300-400 °С в гидротермальных растворах развиваются критические явления, обусловленные несмесимостью во флюидах полярных (вода с растворенными в ней щелочными металлами) и неполярных жидкостей (водород и кислотные компоненты флюидов – HF, HCl, CO2, и др.). Последние обладают более высокой миграционной способностью, и с их отделением от систем глубинного минералообразования связано возрастание щелочности гидротермальных растворов и образование пород (березитов, лиственитов, гумбеитов и др.), относящихся к поздней щелочной стадии.

1. ***Принципы систематики метасоматитов***

Главными петрографическими типами метасоматических горных пород, возникающих на малых глубинах, являются:

1. метасоматиты, равновесные с нейтральными растворами – фениты, содалитовые метасоматиты, анальцимовые метасоматиты, микроклиниты, альбититы, эгирин-флюоритовые метасоматиты, эйситы.
2. Метасоматиты, равновесные с растворами, близкими к нейтральным – магнезиальные скарны, известковые скарны, кварц-калишпатовые метасоматиты, кварц-альбитовые метасоматиты, турмалиниты, пропилиты, гидрослюдиты.
3. Метасоматиты, равновесные в кислыми растворами – цветтеры, грейзены, слюдиты, серицитолиты (березиты), листвениты, аргиллизиты, вторичные кварциты.

Критерием для отнесения метасоматитов к тому или иному типу служит наличие минеральных ассоциаций (парагенезисов), устойчивых в относительно узких интервалах температуры и щелочности-кислотности гидротермальных растворов. Количественные оценки Т и рН растворов, основаны на обобщении экспериментальных данных и термодинамических расчетов, результатов исследования газово-жидких микровключений, а также материалов прямых наблюдений в активных гидротермальных системах. Кроме того, учтены предложенные ранее классификации отдельных групп метасоматитов в координатах Т-рН.

*Специфическая особенность классификации* метаморфических пород – введение дополнительных критериев: типа метаморфизма пород и фаций регионального метаморфизма.

***4. Метасоматиты, равновесные с нейтральными растворами***

К метасоматитам, равновесным с близнейтральными (слабокислотными или слабощелочными) гидротермальными растворами, относятся магнезиальные и известковые скарны, кварц-полевошпатовые метасоматиты, пропилиты, большая часть турмалинитов, гидрослюдиты, а также редки парагонитовые и актинолитовые метасоматиты.

Типоморфными минералами низкотемпературных метасоматитов являются хлорит, эпидот, цоизит, альбит, карбонаты, гидрослюды. Для среднетемпературных условий характерно возникновение амфиболов, биотита, щелочных полевых шпатов, для высокотемпературных – пироксена, молибдена, полиметаллов, золота и серебра.

По T-pH условиям метасоматиты объединены в три главные фации: скарновую, кварц-полевошпатовых метасоматитов и пропилитовую.

***4.1 Скарновая фация***

К скарновой фации относятся продукты слабощелочного-близнейтрального метасоматизма, происходящего в широком интервале температур от 450 до 1000 °С на глубинах от 1 до 30 км.

С древних времен шведские горняки называли *скарнами* обособления силикатных минералов в железных и сульфидных рудах. В настоящее время под скарнами понимаются метасоматические породы, сложенные силикатами кальция, железа и магния и возникающие в результате химического взаимодействия карбонатных и алюмосиликатных пород, или карбонатных пород и алюмосиликатных магматических расплавов при участии растворов.

В зависимости от состава замещаемого карбонатного субстрата выделяются две крупные группы скарнов: магнезиальные и известковые. На контакте с еще не затвердевшими магмами возникают наиболее высокотемпературные *магнезиальные* *скарны*, которые вместе с близкими по составу постмагматическими метасоматитами формируются по доломитам и магнезитам. На контакте затвердевших интрузивных тел с известняками по вмещающим и магматическим породам образуются *известковые* *скарны*. Метасоматиты внешних зон скарновых ореолов, которые содержат не типичные для скарнов полевые шпаты, получили название *околоскарновых пород.*

По механизму образования выделяют *диффузионные* – биметасоматические и *инфильтрационные* – контактово-инфильтрационные и автореакционные скарны

Различают *экзоскарны*, которые образуются при замещении карбонатных пород, и *эндоскарны*, которые формируются по алюмосиликатным породам различного происхождения, в том числе и гранотоидам.

К скарнам приурочены крупные месторождения Fe, Co, W, B, флогопита и многих других полезных ископаемых. Значительная часть оруденения наложена на скарновые зоны в результате воздействия более поздних и более низкотемпературных гидротермальных растворов.

***4.1.1 Магнезиальные скарны***

Магнезиальные скарны, как особый тип метасоматитов, были выделены в 1953 г. Д.С. Коржинским.

Магнезиальные скарны – это шпинель-форстерит-клинопироксеновые породы с большим количеством второстепенных и акцессорных минералов. Часть магнезиальных скарнов формируется на магматической стадии, часть является постмагматическими образованиями. Скарны магматической стадии образуются при взаимодействии магнезиальных карбонатных пород с растворами, которые отделяются от магмы до завершения ее кристаллизации или циркулируют в это время во вмещающих породах. Формирование скарнов до полного затвердевания магматического расплава доказывается отсутствием эндоскарнов, появлением апофиз неизменных магматических пород, пересекающих метасоматиты, а также наличием ксенолитов магнезиальных скарнов в эндоконтактовых частях интрузивных массивов.

**Исходные породы.** Магнезиальные скарны образуются по доломитам и магнезитам. Содержания MgO в карбонатных породах, достаточные для образования магнезиальных скарнов, составляют 12-13 мас.%. На постмагматической стадии магнезиальные скарны могут формироваться, кроме того, по гранитам, гранито-гнейсам и мигматитам, которые соприкасаются с Mg-содержащими карбонатными породами.

**Условия залегания метасоматитов.**  Магнезиальные скарны встречаются в двух геологических обстановках: 1) в глубинных гранито-гнейсовых комплексах древних щитов; 2) вблизи контактов интрузивов гранитоидов, реже сиенитов, габброидов и даже ультраосновных пород. Наиболее полно скарнообразование проявлено в связи с гранитоидным магматизмом. Магнезиальные скарны формируются на всех уровнях глубинности, за исключением приповерхностных. В абиссальных условиях они образуют пластовые и линзовидные тела, мощность которых достигает нескольких сотен метров при протяженности до 1.0 – 1.5 км. Пластовые тела приурочены к горизонтам доломитов и залегают согласно с вмещающими породами. В экзоконтактовых зонах интрузивов магнезиальные скарны встречаются в виде крутопадающих столбов, трубчатых тел, жил, а также образуют фронтальные залежи причудливой формы.

Мощность тел варьирует от десятков сантиметров и первых метров до 100 м. Отдельные столбообразные тела прослежены на глубину до 800 м.

**Минеральный состав.** Главными минералами скарнов магматической стадии являются форстерит, шпинель, клинопипоксены (диопсид или фассаит), кальцит и реже доломит. В глубинных условиях к этим минералам добавляются энстатит и гиперстен. На малых глубинах появляются монтичеллит, мервинит и периклаз, а форстерит и кальцит исчезают.

Второстепенные и акцессорные минералы в скарнах представлены магнетитом, апатитом, а в околоскарновых породах – сфеном.

Из наиболее поздних новообразований в магнезиальных скарнах наблюдаются флогопит, амфиболы, бораты, сульфиды и другие наложенные минералы.

Разновидности магнезиальных скарнов выделяются по минеральному составу. Наиболее широко развиты форстеритовые, шпинель-форстеритовые, пироксеновые и шпинель-пироксеновые скарны. Вблизи неизменных карбонатных пород образуются *кальцифиры,* состоящие из карбонатов, форстерита, количество которого обычно не превышает 30 об.%, и шпинели (менее 10%). Околоскарновые породы содержат плагиоклаз, количество которого достигает 40-60 об.%.

Форстерит, содержащий менее 5 мол.% Fe2SiO4, является типичным минералом кальцифиров; в форстеритовых скарнах железистость возрастает до 10–15 мол.%.

Доломит встречается только в кальцифирах; в пироксенсодержащих породах он неустойчив и замещается кальцитом.

Шпинель в кальцифирах представлена зеленой, реже розовой и желтой разновидностями, содержащими от 5 до 20 мол.% герцинитовой составляющей. В пироксеновых скарнах железистость минерала возрастает до 20-40 мол.%. Шпинель распространена неравномерно.

Клинопироксены относятся к фассаиту или диопсиду, между которыми устанавливаются постепенные переходы. Железистость обоих минералов близка и составляет 2-7%. В околоскарновых породах железистость клинопироксена возрастает до 30-40%. Содержание глинозема в диопсиде составляет 1-2 мас.%, а в фассаите увеличивается до 4-9, иногда до 15-16 мас.%.

Ортопироксен скарнов представлен энстатитом, содержащим менее 15% ферросилитовой молекулы. В околоскарновых породах более типичен гиперстен, содержащий до 45 мол. % Fe2SiO3. В околоскарновых породах иногда появляется основной плагиоклаз (An50-100), реже андезин (An40-49) в ассоциации с K-Na полевым шпатом.

Магнезиальные скарны постмагматической стадии отличаются от скарнов магматической стадии меньшим количеством шпинели, большей ролью кальцита, повышенной железистостью цветных минералов.

**Химический состав.** По сравнению с исходными карбонатными породами в магнезиальных скарнах магматической стадии увеличивается содержание Al и Si, причем накопление Si закономерно связано с нарастанием интенсивности метасоматизма. Mg испытывает локальное перераспределение, накапливаясь в форстеритовых скарнах.

В постмагматических экзоскарнах происходит накопление Si и Fe, частичный вынос Mg и Ca при незначительной миграции глинозема, а в эндоскарнах, наоборот, накопление Mg и Ca, при уменьшении содержания Si.

**Внешний облик.** Форстеритовые и пироксеновые скарны окрашены в зеленый или темно зеленовато-серый цвета; кальцифиры – от породы белого цвета. Структура магнезиальных скарнов варьируется от тонко- до крупнозернистой. Тонкокристаллические породы имеют роговиковый облик. Текстура скарнов массивная, пятнистая, а кальцифиров и форстеритовых скарнов – полосчатая, обусловленная цепочечным расположением темноцветных минералов и шпинели в карбонатной массе.

**Микроструктуры** гранобластовая и гетеробластовая. Во всех разновидностях скарнов проявляется метасоматический характер минералообразования, выраженный в развитии псевдоморфоз по первичным минералам или их агрегатам.

**Стадийность и зональность метасоматитов.** Магнезиальные сканы характеризуются устойчивой и четко выраженной зональностью. По данным В.А. Жарикова [1986] и Л.И. Шабынина [1973], для магнезиальных скарнов больших глубин типична следующая метасоматическая колонка:

1. Доломит
2. Кальцифир: Фо + Шп +Ка +До
3. Шпинель-форстеритовый скарн: Фо + Шп + Ка
4. Шпинель-пироксеновый скарн: Пи + Шп + Ка
5. Пироксен-плагиоклазовая порода: Пи + Пл
6. Алюмосиликатная порода (гранит, гнейс)

Для умеренных глубин характерны колонки несколько иного типа:

**Ι**

1. Доломит
2. Кальцифир: Фо + Шп + Ка + Пер
3. Форстеритовый скарн: Фо + Шп +Ка
4. Пироксеновый скарн: Пи + Шп + Ка
5. Гранит

**ΙΙ**

1. Доломитовый мрамор
2. Кальцит-периклазовый мрамор: Ка + Пер
3. Шпинель-форстеритовый кальцифир: Шп + Фо + Ка + Пер
4. Шпинель-форстеритовый скарн или кальцифир: Шп + Фо + Ка
5. Шпинель-форстерит-пироксеновый скарн: Шп + Фо + Пи
6. Шпинель-пироксеновый скарн: Шп + Пи
7. Пироксен-плагиоклазовая околоскарновая порода: Пи + Пл
8. Гранитоид, гнейс

В малоглубинных условиях шпинель-форстеритовая и кальцит-периклазовая зоны отсутствуют. Вместо форстерита в ассоциациях со шпинелью появляется монтичеллит, а вместо кальцита – периклаз. При повышении температуры шпинель и монтичеллит замещаются геленитом.

Зональность магнезиальных скарнов магматической стадии часто затушевана более поздними процессами, связанными с просачиванием послемагматических растворов. В преобразованных этими растворами магнезиальных скарнах появляются минералы из группы гумита, флогопит, паргасит, сине-зеленая роговая обманка и скаполит. При этом в шпинель-форстеритовых скарнах развивается флогопит-клиногумитовая ассоциация; шпинель-фассаитовые скарны замещаются флогопитовыми и паргасит-флогопитовыми породами, а околоскарновые пироксен-плагиоклазовые породы преобразуются в амфибол-скаполитовые метасоматиты с флогопитом.

В дальнейшем в измененных скарнах возникает комплекс низкотемпературных минералов (тремолит, актинолит, амезит, серпентин, тальк и брусит), представляющих специфическую пропилитовую ассоциацию, которая интенсивно замещает минералы постмагматической стадии и реликтовые минералы магнезиальных скарнов.

Еще более поздние наложенные минеральные парагенезисы в скарнах связаны с воздействием кислотных растворов, приводящих к образованию слюдитов и березитов.

Формирование скарновых месторождений связано с процессами кальциевого и магниевого метасоматоза, протекающего на контактах кислых и умеренно-кислых гранитоидов (граниты, гранодиориты, сиениты) с вмещающими их карбонатными, реже силикатными породами. Оптимальных диапазон глубин составляет 500-2000 м. Температуры их образования, по мнению большинства исследователей, изменяются в широких пределах – от 900 до 250 °С. Процесс развивается в несколько стадий, в течение которых агрегатное состояние растворов меняется – и из пневматолитовых они становятся типичными гидротермальными.

**Месторождения магнезиальных скарнов** формируются при замещении доломитов и доломитизированных известняков. Типоморфными минералами магнезиальных скарнов являются диопсид, форстерит, шпинель, флогопит, серпентин, магнетит, людвигит, доломит, кальцит. Рудные тела представлены линзами, пластообразными и сложными залежами. Характерно их зональное строение. Наибольшее промышленное значение имеют людвигит-магнетитовые, флогопитовые и хритзотил-асбестовые месторождения.

***4.1.2 Известковые скарны***

Известковые скарны – это метасоматиты, сложенные в основном пироксенами диопсид-геденбергитового ряда, гранатами гроссуляр-андрадитового ряда и волластонитом.

**Исходные породы.** Известковые экзоскарны образуются по известнякам, мерелям, известковитым туфам и туффитам, магензиальным скарнам. Экзоскарны возникают по интрузивным породам различного состава, а также по эффузивам, кристаллическим сланцам и гнейсам, примыкающим к зонам высокотемпературного прогрева в контактовых ореолах интрузивов. Для образования мощных скарновых тел особенно благоприятны участки чередования карбонатных и алюмосиликатных пород.

**Условия залегания метасоматитов.** Известковые скарны приурочены к контактам разнообразных по составу интрузивов, но главная их масса тяготеет к грантиоидам повышенной основности. Форма скарновых залежей разнообразна, преобладают пластовые, линзовидные, плащеобразные тела мощностью от десятков сантиметров до первых десятков метров. Кроме того, скарны встречаются среди интрузивных и карбонатных пород без видимой связи с интрузивными контактами. В этом случае они образуют трубо-, жило- или столбообразные тела, а также залежи, мощность которых достигает 15-30м. По падению жилы и столбы прослежены на глубину до 100-300м.

**Минеральный состав.** Главные минералы представлены гранатами, клинопироксенами, волластонитом, реже скаполитом, эпидотом и везувианом. Последний особенно характерен для метасоматитов, которые развиваются по ранее образованным магнезиальным скарнам.

К второстепенным и акцессорным минералам относятся магнетит, апатит и сфен. В приповерхностных условиях среди главных или второстепенных минералов появляются ларнит, мервинит, сперрит, тиллеит, геленит.

Для околоскарновых пород типичны полевые шпаты, скаполит и эпидот.

Пироксены известковых скарнов представлены изоморфным рядом диопсид-геденбергит с небольшой примесью чермакита и эгирина. Чистый диопсид встречается редко, как правило, в безрудных скарнах. Наиболее распространены салиты с переменным содержанием геденбергитовой молекулы. На заключительных стадиях скарнообразования появляется иогансенит CaMnSi2O6.

Волластонит слагает спутанноволокнистые или радиальнолучистые агрегаты, реже образует отдельные мелкотаблитчатые кристаллы. Эпидот типичен для эндоскарновых зон, где иногда формируются зоны мономинеральных эпидозитов.

Следует отметить, что однотипные минералы эндо- и экзоскарнов заметно отличаются по химическому составу. Гранаты эндоскарнов всегда содержат больше гроссулярового минала по сравнению с гранатами экзоскарнов. Железистость пироксенов из экзоскарнов, как правило, выше, чем у пироксенов из эндоскарнов. Кроме того, в эндоскарнах всегда присутствуют апатит и титанит.

**Химический состав.** Формирование известковых эндоскарнов сопровождается накоплением Ca и уменьшением содержания Si по сравнению с исходными алюмосиликатными породами. В экзоскарнах, наоборот, присутствует большее количество Si и меньшее Ca, чем в карбонатных породах. Содержание Fe (иногда и Mg) возрастает во всех разновидностях скарнов, а глинозем испытывает незначительное перераспределение.

**Внешний облик.** В зависимости от минерального состава окраска скарнов может варьировать от черной (гранатовые скарны) и темно-зеленой (породы, обогащенные геденбергитом) до пятнистой (пироксен-гранатовые скарны) и серовато-белой с красноватым оттенком (волластонитовые скарны). Размеры минеральных зерен колеблются от долей миллиметра до 1-2 см, иногда отдельные кристаллы пироксена и граната достигают 10-15 и даже 30-50см. Очень характерно неравномернозернистое строение пород. Среди текстур типичны массивная, пятнистая, полосчатая, друзовая.

**Микроструктуры.** Преобладающими микроструктурами являются гранобластовая, гетеробластовая, порфиробластовая и тогранобластовая.

**Стадийность и зональность метасоматитов.** Для известковых скарнов характерны разнообразные типы метасоматической зональности, что обусловлено вариациями температуры и состава растворов, а также глубиной становления метасоматитов.

В обобщенном виде метасоматическая колонка выглядит следующим образом:

1. Карбонатная порода
2. Волластонитовый экзоскарн
3. Пипоксеновый экзоскарн
4. Гранатовый экзо- или эндоскарн
5. Пироксен-гранатовый эндоскарн
6. Пироксен-плагиоклазовая околоскарновая порода
7. Алюмосиликатная порода

При понижении температуры из колонки выпадает зона волластонитового, а иногда и гроссулярового скарна; в эндоскарнах появляется эпидот. В ходе дальнейшего охлаждения формируются ассоциации кварц-плагиоклазовых метасоматитов: Mn-содержащие пироксены, андрадит, амфибол, плагиоклаз, кварц и низкотемпературная пропилитовая ассоциация: эпидот, тремолит, хлорит, кальцит.

При понижении температуры и повышении кислотности растворов на скарны накладывается грейзеновая ассоциация: флюорит, слюды, хрупкие слюды, топаз.

Скарны широко распространены в земной коре и формировались от архея до кайнозоя.

Магнезиальные и известковые скарны служат благоприятной средой для рудоотложения. В них сосредоточена значительная доля мировых запасов Fe, W, флогопита, вермикулита, лазурита. К скарнам приурочены месторождения Cu, Co, Au, U, B и других полезных ископаемых. Рудная минерализация носит как сопряженный, так и наложенный характер. С магнезиальными скарнами сопряжены магнетитовые руды, а также скопления людвигита, флогопита, лазурита. Месторождения других металлов обычно наложены на скарны и связаны с воздействием более низкотемпературных гидротермальных растворов.

Известковые скарны вмещают промышленные месторождения всех металлов, кроме хрома, сурьмы и ртути, а также многих неметаллических полезных ископаемых.

Ведущую роль играют следующие типы месторождений:

1. магнетитовые и кобальт-магнетитовые – связаны с умеренными гранитоидами небольших глубин и сиенитами. Форма тел пластовая, штокообразная и неправильная ветвистая. Залежи могут прослеживаться на несколько километров при мощности в несколько метров. Главными рудными минералами являются магнетит, гематит, пирит, кобальтин, пирротин, нерудными – пироксен и гранат. Подобные месторождения находятся на Урале (Гороблагодатское), в Казахстане (Соколовское), Закавказье (Дашкесан), а также крупные месторождения имеются в Болгарии, Италии, КНР, Японии и США.
2. месторождения молибденит-шеелитовоготипа приурочены к зонам брекчирования и структурам контактов гранитов, плагиогранитов, мраморами и сланцами. Форма рудных тел сложная, обычно штокверковая, реже жилообразная. Главные минералы – молибденит, шеелит, сульфиды железа и меди, пироксены и гранаты. К этому типу принадлежат месторождения на Северном Кавказе, в Средней Азии, в США и КНР.
3. халькопиритовые месторождения локализуются в приконтактовой зоне гранотоидов и эффузивов среди известняков. Руды слагают гнездо-, трубо- и жилообразные тела. Текстуры их вкрапленные и массивные. Главные минералы – халькопирит, пирит, пирротин, сфалерит. Месторождения этого типа находятся на Урале, в Казахстане, США.
4. Галенит-сфалеритовые скарновые месторождения приурочены к контактам гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и кварцевых порфиров с известняками. Рудные тела имеют сложную форму и крупные размеры. Руды сложены галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, пирротином, гранатами и пироксеном. Крупные месторождения расположены в Приморье, Средней Азии, США, Мексике, Турции, Афганистане.

***5. Метасоматиты, равновесные с щелочными растворами***

***5.1 Фация полевошпатовых метасоматитов***

К фации полевошпатовых метасоматитов относятся высокосреднетемпературные, гидротермально-измененные породы, равновесные с умеренно щелочными (pH=7.0-8.5) калий-натриевыми галоидными растворами. Среди пород данной фации преобладают микроклититы и альбититы, развитые по алюмосиликатному субстрату. Значительно реже образуются эгирин-магнетитовые метасоматиты по железистым кварцитам и эгирин-флюоритовые метасоматиты по карбонатным породам.

Главными особенностями минерального состава полевошпатовых метасоматитов являются:

1. резкое преобладание минералов, содержащих Na и K (микроклин, альбит, щелочные пироксены и амфиболы, слюды, приолит);
2. постоянное присутствие минералов с летучими компонентами (слюды, флюорит, криолит, апатит, гагаринит);
3. большое разнообразие (около 70 видов и разновидностей) минералов редких металлов;
4. частое сохранение реликтового (перекристаллизованного) кварца.

К полевошпатовым метасоматитам приурочено бериллиевое, урановое, тантало-ниобиевое, редкоземельное и реже – оловянное оруденение.

***5.1.1 Альбититы***

Альбититы – метасоматиты, состоящие из альбита (не менее 70% объема пород) и щелочных цветных минералов.

**Исходные породы.** Альбититы образуются при метасоматическом преобразовании полевошпатовых и кварц-полевошпатовых пород: сиенитов, гранитов, гнейсов, вулканитов среднего и кислого составов, песчаников.

**Условия залегания метасоматитов.** Альбититы встречаются главным образом в трех геологических обстановках: 1) в зонах глубинных разломов, пересекающих фундамент древних кратонов; 2) вблизи контактов щелочных интрузивов; 3) в апикальных частях интрузивных массивов, сложенных щелочными гранитами. Форма залегания метасоматитов – крутопадающие линзы, пластовые и жилоподобные тела, реже штокверковые и неправильной формы залежи. В щелочных гранитоидах альбититы локализуются в апикальных участках куполов или их гребневидных выступах, апофизах и дайках. Протяженность зон интенсивной альбитизации измеряется десятками-сотнями метров, иногда первыми километрами. Мощность варьирует от нескольких метров до десятков, реже – сотен метров.

**Минеральный состав.** Главные новообразованные минералы: альбит (An1-5), щелочные пироксены и амфиболы, реже биотит, магнетит и гематит. Второстепенные и акцессорные минералы: циртолит и малакон, колумбит, торит, браннерит, уранинит, касситерит и флюорит.

Альбит представлен двумя генерациями. К первой из них относят относительно крупные кристаллы, замещающие плагиоклаз, полевой шпат и кварц исходных пород. По плагиоклазу развиваются относительно идиоморфные таблитчатые кристаллы альбита с полисинтетическими двойниками; K-Na полевой шпат замещается широкотаблитчатыми кристаллами и неправильными зернами шахматного альбита, кварц – сахаровидным зернистым агрегатом альбита со слабо проявленным двойниковым строением. Альбит второй генерации, слагающий мелкие пластинчатые кристаллы и лейсты, характерен для зон максимального метасоматического замещения исходных пород. Кристаллы альбита ΙΙ располагаются либо беспорядочно, либо образуют сноповидные и веерообразные агрегаты.

Новообразованные пироксены альбитизированных пород относятся к рядам эгирин-авгит и эгирин-диопсид. Во внутренних зонах метасоматических колонок содержание эгиринового компонента в пироксенах превышает 80 мол.%. В пироксенах с небольшой долей эгирина обычно проявлена зональность, а предельно натриевые эгирины отличаются отсутствием зональности. Они образуют длиннопризматические кристаллы со слабо развитыми концевыми гранями, окрашенные в желтоватые или зеленоватые тона. Характерны агрегаты с волокнистым строение.

Амфиболы, возникшие на начальной стадии метасоматического изменения, состав, промежуточный между гастингситом и арфведсонитом. При более интенсивном метасоматизме появляются рибекит, родусит, кроссит, в богатых алюминием породах – глаукофан. Все эти минералы, которые можно различить только по оптическим свойствам, слагают тонкоигольчатые кристаллы. Широко развиты спутанноволокнистые агрегаты, пучки, скопления кристаллов, облекающие зерна альбита. Описаны метасоматиты с крокидолитом – голубым асбестом, который является своеобразной морфологической разновидностью Na-амфиболов. Эти породы имеют брекчиевую текстуру: обломки, замещенные альбитом и эгирином, цементируются крогидолитом, который отвечает по составу рибекиту или родуситу.

**Химический состав.** По сравнению с исходными породами альбититы обогащены Na, Al, F, Fe3+, обеднены Ca, Mg, Fe2+, в меньшей степени K. Вне зависимости от исходного субстрата альбитизация сопровождается привносом Si за исключением единственного случая, когда протолитом являются ультракислые аляскиты и лейкограниты; характерно накопление Nb, Ta, Zr, U, Th и редкоземельных элементов.

**Внешний облик.** Альбититы, образованные по гнейсам, отличаются полосчатой или гнейсовидной текстурой, мелкозернистой структурой и высоким содержанием цветных металлов. Породы имеют серую или бурую окраску, которая при наличии большого количества рибекита приобретает синеватый оттенок. По сиенитам и гранитам развиваются средне- и крупнозернистые альбититы более светлого серого и розоватого цветов. Мелкозернистые альбититы имеют сахаровидный облик.

**Микроструктура** гранобластовая, нематогранобластовая, лепидогранобластовая.

**Стадийность и зональность метасоматитов.** Щелочной метасоматизм начинается с образования пертитов замещения в K-Na полевом шпате, которые, разрастаясь, превращаются в конечном итоге в полные псевдоморфозы альбита. Также псевдоморфно замещается альбитом плагиоклаз. При этом внутри зерен альбита сохраняется много замутненных участков и чешуек серицита, приуроченных к реликтам первичного плагиоклаза. Кварц подвергается грануляции и перекристаллизации. По цветным минералам развиваются щелочные амфиболы и щелочные пироксены.

Во многих случаях устанавливаются два этапа минералообразования, разделенные катаклазом и брекчированием пород. На втором этапе альбит, развитый по плагиоклазу, очищается от включений, появляется лейстовый альбит ΙΙ, кварц частично или полностью замещается сахаровидным альбитом, в центре брекчии образуется крокидолит.

Зональность метасоматитов выражена в том, что альбититы, залегающие во внутренней (тыловой) зоне метасоматической колонки, сменяются альбитизированными породами внешней (фронтальной) зоны, а те, в свою очередь, пропилитами, которые состоят из альбита, хлорита, эпидота, карбоната и окаймляют зоны интенсивной альбитизации. Минералы позднего пропилитового парагенезиса можно обнаружить и в самих альбититах и альбитизированных породах.

Примеры метасоматических колонок зон альбитизации вблизи глубинных разломов, на контактах щелочных интрузивов и в апикальных частях гранитных массивов приведены ниже по данным Б.И. Омельяненко (1978г.), Л.П. Перчука (1966г.), А.А. Беуса (1962г.) и др.

**Ι**

1. Биотитовый гранит
2. Кв + Ми + Аб + Риб + Гем
3. Кв + Аб + Риб + Гем
4. Аб + Риб + Гем
5. Аб + Эг

**ΙΙ**

1. Нефелиновый сиенит: Аб + Би + Неф + Ми + Пи
2. Аб + Эг + Неф + Ми
3. Аб + Эг + Неф
4. Аб + Эг
5. Аб

**ΙΙΙ**

1. Биотитовый гранит: Олиг + Кш + Кв + Би + Мт
2. Ол + (Кш) + Ми + Кв + Би + Мт
3. Аб + Ми + Кв + Би + Мт
4. Аб + Ми + Кв + Риб
5. Аб + Кв + Риб
6. Аб + Кв + Эг
7. Аб +Кв

Обычно метасоматизм завершается на образовании трехминеральных ассоциаций и только при максимальном изменении в тыловых зонах колонок возникают биминеральные ассоциации альбит + кварц, альбит + эгирин, или маломощные мономинеральные альбитовые зоны.

Метасоматическая колонка, полученная Г.П. Зарайским и В.И. Зыряновым [1972] в опытах по моделированию альбитизации имеет следующий вид:

1. Ол + Би + Кш + Кв
2. Аб + ЩАм + Кш + Кв
3. Аб + ЩАм + Кш
4. Аб + ЩАм

Условия эксперимента: тонкораздробленный биотитовый гранит в течение 430 ч реагировал с одномолярным раствором NaF при T=550 °C и P=100 МПа.

Строение колонки соответствует тем сочетаниям метасоматитов, которые наблюдаются в природных зонах альбитизации.

**Альбититовые месторождения** связаны с разновозрастными интрузивными комплексами кислого и щелочного состава малых и средних глубин. Размещаются они в апикальных частях, апофизах, куполовидных выступах интрузивных массивов и часто контролируются зонами разрывных тектонических нарушений. Локализация оруденения в пределах апикальных участков объясняется тем, что здесь возникли зоны пониженного давления, длительное время служившие коллекторами рудообразующих растворов, выделявшихся из глубоких частей интрузивных массивов.

Рудные тела месторождений – преимущественно штокверки и менерализованные зоны дробления – обладают сложным вещественным составом. Площадь развития оруденения достигает нескольких квадратных километров, глубина распространения – первые сотни метров, реже до 600 м.

К альбититам приурочены месторождения тантала, ниобия, тория, урана, редких земель, циркония. Они развиты на территории России, КНР, Индии, Намибии, Нигерии, Канады, Бразилии.

***6. Метасоматиты, равновесные с кислыми растворами***

Кислотный метасоматизм (или кислотное выщелачивание) приводит к образованию грейзенов, цвиттеров, слюдитов, березитов, вторичных кварцитов и других метасоматитов. Сущность кислотного выщелачивания заключается в интенсивном выносе оснований (Fe, Mg, Ca, Na, K) и образовании в зонах максимального метасоматического изменения минералов, сложенных наиболее кислотными компонентами: кремнеземом и глиноземом, в предельном случае – одного кварца.

К кислотным метасоматитам приурочено редкометальное оруденение (Be, Sn, W, Mo), медь, драгоценные металлы и глиноземистое сырье.

По T-pH условиям процесса метасоматиты кислотного выщелачивания объединяются в три главные фации: 1) филлизитовую (грейзены, цвиттеры, слюдиты и др.); 2) вторичных кварцитов и 3) аргиллизитовую.

***6.1 Филлизитовая фация***

К филлизитовой фации относятся продукты средне- и низкотемпературного метасоматизма, возникающие под воздействием кислых (pH=3-5) хлоридно-фторидными растворами, содержащими литий и бор. Типоморфными минералами этих пород являются литийсодержащие слюды, флюорит и топаз.

***6.1.1 Грейзены***

Грейзены – это метасоматиты, сложенные кварцем, слюдами и (или) топазом. Термин *грейзен* издавна использовался немецкими горняками для обозначения серых гранитов с вкрапленностью касситерита (*grausen* – серый на нижнегерманском диалекте).

**Исходные породы.** Грейзены образуются при метасоматическом изменении гранитоидов, кислых вулканитов, алюмосиликатных осадочных и метаморфических пород.

**Условия залегания метасоматитов.** Грейзены ассоциируют с плутонами лейкоктатовых гранитов, верхние кромки которых в момент формирования располагались на глубинах от 1.5 до 4.0 км. Метасоматиты развиваются вблизи апикальных частей интрузивов, как в самих гранитах, так и во вмещающих породах. Могут быть выделены сплошные зоны приконтактовой грейзенизации площадью до 10 км2 и мощностью до 300-400 м и локальные грейзеновые тела жильной, пластовой, трубообразной и неправильной формы протяженностью в десятки-сотни метров, мощность которых обычно не превышает нескольких метров.

**Минеральный состав.** Главными типоморфными минералами грейзенов являются слюды, кварц, топаз и реже альбит. К второстепенным и акцессорным минералам относятся новообразованный K-Na полевой шпат, флюорит, берилл, касситерит, вольфрамит. Реже встречаются андалузит, корунд и гранат спессартин-альмандинового ряда.

Количественный минеральный состав грейзенов изменчив, что было положено Р.Кюне (1970 г.) в основу их классификации. Преобладают слюдяно-кварцевые и кварц-слюдяные разности с количеством слюды от 15 до 60 об.%, реже встречаются кварцевые и топазсодержащие грейзены. Редкие породы с аналузитом и корундом, которые пространственно связаны с малыми интрузивами гранит-порфиров, являются промежуточным звеном между грейзенами и вторичными кварцитами.

Слюды грейзенов представлены мусковитом-фенгитом, содержащим парагонитовую (натриевую) молекулу, или лепидолитом. Доля фтора в слюдах всегда значительна и достигает в мусковите 2.5-3.0 мас.%, а в лепидолите 8.0 мас.%. Мусковит обычно представлен несколькими разновидностями. Ранний мусковит псевдоморфно замещает листочки биотита исходных гранитов и часто содержит ориентированные по направлению плоскостей совершенной спайности включения рутила, флюорита и пирита, возникшие за счет компонентов биотита. Солее поздняя разновидность мусковита в виде чешуек различного размера входит в слюдяно-кварцевые псевдоморфозы по полевым шпатам и корродируется топазом и поздним кварцем.

Кварц представлен двумя, а иногда и большим количеством генераций. К раннему кварцу относятся крупные изометричные зерна, которые, видимо, образуются за счет грануляции и последующей собирательной перекристаллизации кварца исходных гранитоидов. Поздний кварц – это мелкие причудливой формы выделения со ступенчато-извилистыми границами, замещающие вместе с мусковитом полевые шпаты. Кварц ΙΙ переполнен газово-жидкими включениями с высокой минерализацией. Содержание NaCl и других компонентов во включениях иногда достигает 20-40 мас.%.

Топаз наблюдается в виде зернистых агрегатов, кучных гранобластовых скоплений, игольчатых или призматических кристаллов и микрозернистых выделений сферолитового строения. Топаз относится к фтористой разновидности с 13-18 мас.% фтора.

Плагиоклаз грейзенов представлен альбитом (An1-9), полевые шпаты (микроклин, реже ортоклаз) развиты во внешних зонах метасоматических колонок или слагают поздние прожилки.

Турмалин (шерл) обычно окрашен в зеленовато-синий цвет и резко плеохроирует от светло-коричневого по *Np* до зелено-синего по *Ng*. Он приурочен к внешним зонам и является более поздним по отношению к слюдам и кварцу.

**Химический состав.** Грейзенизация сопровождается привносом воды, Si, F, Li и реже B. Так, если среднее содержание воды в неизменных гранитах составляет 0.6-0.7 мас.%, то в грейзенах оно достигает 2.3-3.0 мас.%, в среднем составляя 1.0 мас.%. Количество фтора, важнейшими концентраторами которого являются топаз и слюды, возрастает от 0.1-0.2 мас.% в гранитах до 4.8 мас.% в топазовых грейзенах. Привнос SiO2 при грейзенизации устанавливается во всех случаях, кроме мусковитовых грейзенов, в которых количество кремнезема по сравнению с исходными гранитами несколько снижается. В кварцевых грейзенах содержание SiO2 максимально и достигает 89-94 мас.%. Литий и калий в начале процесса обычно накапливаются в слюдах, а на конечных его стадиях выносятся вместе с алюминием. Кальций и магний при грейзенизации выносятся.

Таким образом, для грейзенизации характерен привнос H+, F, Si, а также Li и B и вынос Ca и Mg, к которым может добавляться Na и K при наиболее интенсивном изменении.

**Внешний облик.** Благодаря обилию слюды, флюорита, топаза грейзены легко определяются уже при макроскопическом изучении. От близких по минеральному составу слюдяно-кварцевых метаморфических пород они отличаются беспорядочным расположением чешуек слюды, сохранением реликтовых минералов, структур и текстур исходных пород, присутствием многочисленных прожилков, сложенных слюдами, кварцем и другими минералами. Грейзены окрашены в светло-серый, серый, зеленовато-серый и зеленый цвета, присутствие топаза придает им голубоватый оттенок. Текстуры метасоматитов разнообразны и во многом зависят от строения исходных пород. Наиболее типичны массивная текстура, а также полосчатая, пятнистая, брекчиевидная, плотная и ноздревато-пористая текстуры.

**Микроструктуры** грейзенов зависят от интенсивности метасоматизма. Можно проследить постепенные переходы от бластогранитовой, бастопорфировой и бластопсаммитовой структур к гетеробластовой, грано- и лепидобластовой, гломеробластовой и нематогранобластовой. Гранобластовая структура типична для кварцевых и топазовых грейзенов. Гломеробластовая структура определяется наличием скоплений зерен одного минерала, например, топаза или флюорита. Турмалин-кварцевые грейзены обладают нематогранобластовой структурой.

**Стадийность и зональность метасоматитов.** Последовательность замещения новообразованными минералами наиболее отчетливо устанавливается при грейзенизации гранитов. Прежде всего становится неустойчивым биотит, который превращается в агрегат мусковита, магнетита и флюорита. Олигоклаз испытывает деанортитизацию, а позднее замещается мусковитом.

По иному протекает разложение K-Na полевого шпата. На первом этапе перекристаллизацию и частичное замещение пластинчатым кварцем, проникающим по ослабленным направлениям в полевой шпат и как бы клиньями расчленяющим его. В дальнейшем полевой шпат испытывает альбитизацию и только после этого замещается кварц-мусковитовым агрегатом. Таким образом, имеет место избирательное замещение полевых шпатов мусковитом и относительная устойчивость калиевого полевого шпата в кислотных растворах. Окончательное разложение калиевого полевого шпата фиксирует переход от грейзенизированных гранитов к кварц-мусковитовым грейзенам с гранолепидобластовой структурой.

Итак, последовательность замещения магматических минералов гранитов такова:

Би → Пл → Кш.

При дальнейшем усилении грейзенизации становится неустойчивым мусковит, который замещается кварцем и топазом; при этом формы топазовых выделений могут быть самыми разнообразными: зерна, порфиробласты с многочисленными ответвлениями, звездчатые скопления игольчатых или призматических кристаллов. Грейзены с пятнистыми выделениями топаза обладают гломеробластовой, порфиробластовой или нематобластовой структурами. В зонах максимального изменения формируются кварцевые грейзены с гранобластовой структурой, в которых топаз сохраняется редко и имеет вид разобщенных и корродированных реликтов, иногда еще сохраняющих единую оптическую ориентировку. Одним из наиболее поздних минералов грейзенов является флюорит, кристаллы которого обладают причудливыми формами и цементируют мусковит и кварц поздних генераций. В конечном итоге грейзенизация приводит к образованию кварца или агрегата кварца и слюды.

Метасоматическая зональность наиболее отчетливо выражена в жильных грейзеновых телах, которые имеют симметричное строение относительно осевых жил или рудоконтролирующих трещин. В крупных грейзеновых куполах зональность асимметрична по отношению к апикальной поверхности гранитов и выражена менее отчетливо.

Типичная метасоматическая колонка была изучена в районе Кураминского хребта Г.А. Лисициной и Б.И. Омельяненко в 1961 г.

1. Гранит: Кв + Кш + Ол + Би + Мт
2. Кв + Му + Кш + Аб + Мт
3. Кв + Му + Кш + Аб
4. Кв + Му + Кш

4а. Кв + Му

4б. Кв + То

5. Кв

Этот пример отражает тенденцию к образованию существенно кварцевых метасоматитов во внутренних зонах. Породы зон 1-3 относятся к грейзенизированным гранитам, а зоны 4-5 являются собственно грейзенами. Кварц-топазовая зона 4б во многих случаях не образуется. Между внешними более мощными зонами колонки наблюдаются расплывчатые постепенные переходы. Внутренние маломощные зоны характеризуются относительно четкими границами.

В тылу метасоматической колонки может возникнуть и мусковитовая зона. Подобные грейзены, образованные по редкометальным гранитам, были изучены В.И. Коваленко (1969 г.)

1. Гранит
2. Кв + Кш + Аб + Би + Му
3. Кв + Кш + Аб + Му
4. Кв + Аб + Му
5. Кв + Му + Флю
6. Му + Флю

Для редких андалузитовых грейзенов Дальненского гранитного плутона Казахстана Д.М. Захаровой (1956 г.) описана оригинальная метасоматическая колонка, в которой андалузит занимает место топаза:

1. Биотитовый гранит
2. Кв + Кш + Пл + Би + Му
3. Кв + Кш + Пл + Му
4. Кв + Му + Кш
5. Кв + Му + Анд
6. Му + Анд

Если грейзены развиваются по гранитоидам повышенной основности, то фронтальная зона метасоматических колонок часто бывает сложена кварц-хлоритовыми пропилитами.

Центральные части зонально построенных грейзеновых тел, содержащих мономинеральные кварцевые зоны, нередко пересечены гидротермальными жилами, которые являются более поздними образованиями по сравнению с грейзненами. Ответвления этих жил пересекают различные зоны метасоматических колонок.

Жилы преимущественно сложены кварцем и в значительно меньшем количестве слюдами и мусковит-жильбертитового ряда, хлоритом, альбитом и ортоклазом. К жильбертитовой оторочке жил приурочены скопления берилла, вольфрамита и висмутина. Образование жил обусловлено теми же кислотными растворами, которые привели к возникновению грейзенов, а затем существенно измелили свой состав и кислотность-щелочность при взаимодействии с вмещающими породами и при понижении температуры.

**Грейзеновые месторождения.** Среди грейзеновых месторождений по преобладающей рудной минерализации можно выделить следующие основные типы: вольфрамит-топаз-кварцевый, касситерит-топаз-кварцевый и комплексный вольфрамит-молибденит-топаз кварцевый.

С грейзенами связаны также имеющие важное промышленное значение месторождения бериллия.

***6.2 Фация вторичных кварцитов***

К фации вторичных кварцитов относятся продукты интенсивного среднетемпературного кислотного метасоматоза, равновесные с хлоридными растворами, которые содержат углекислоту и серу; pH колеблется от 1 до 4. В этих условиях оказываются устойчивыми только кварц и высокоглиноземистые минералы: корунд, андалузит, алунит, диаспор и другие. Термин *вторичный кварцит* был введен в русскую геологическую литературу Е.С. Федоровым и В.В. Никитиным в 1901 г., а позднее широко применялся Н.И. Наковником для обозначения метасоматитов, возникших в процессе поствулканической гидротермальной деятельности. Термин неудачен из-за своей неопределенности; ми часто обозначают гидротермально-измененые породы разного состава и генезиса.

Собственно вторичными кварцитами целесообразно называть метасоматиты, содержащие не менее 50% кварца. При меньшем количестве кварца правильнее говорить о кварц-корундовых, кварц-андалузитовых, кварц-алунитовых метасоматитах. Если кварц становится второстепенным минералом, то речь может идти о корундовых, андалузитовых и алунитовых метасоматитах.

**Исходные породы.** Вторичные кварциты формируются по вулканогенным, вулканогенно-осадочным и интрузивным породам кислого и среднего составов; особенно податливы при изменении пористые туфы.

**Условия залегания метасоматитов.** Вторичные кварциты приурочены к центрам преимущественно наземного кислого и среднего вулканизма и образуют массивы, измеряемые километрами в поперечнике. Такие массивы чаще всего обладают изометричной формой в плане и грубо концентрическим зональным строением, которое может осложняться разнообразными ответвлениями вдоль тектонических нарушений. Будучи породами, обогащенными кварцем, вторичные кварциты устойчивы к процессу выветривания, и сложенные ими массивы часто выделяются в рельефе, образуя возвышенности с ребристыми скалистыми склонами, зубчатыми гребнями и острыми пикообразными вершинами. В депрессиях между скалами и по периферии массивов вторичных кварцитов развиты аргиллизиты и другие рыхлые породы. Неравномерное ожелезнение придает этим породам характерную пеструю окраску с чередованием белых, желтых и красных пятен.

В сложно построенных массивах вторичные кварциты занимают либо центральные зоны, либо располагаются вокруг ядер кварц-калишпатовых метасоматитов и серицитолитов. По периферии массивов развиваются широкие ореолы пропилититов или аргиллизитов.

**Минеральный состав.** Главными новообразованными минералами вторичных кварцитов являются кварц, серицит (мусковит), андалузит, алунит K2Al6(OH)4(SO4)4, корунд, диаспор, пирофиллит Al2[Si4O10](OH)2 и самородная сера.

К второстепенным и акцессорным минералам относятся пирит, гематит, рутил, топаз, зуниит, флюорит, турмалин, дюмортьерит, лазулит и барит.

Типоморфными минеральными ассоциациями вторичных кварцитов являются сочетания кварца с алунитом, диаспором, корундом, а также с самородной серой. Парагенезисы кварц + андалузит и кварц + серицит могут появляться не только во вторичных кварцитах, но и в грейзенах, березитах, серицитолитах, пропилитах, что затрудняет отнесение метасоматитов к тому или иному виду. В качестве дополнительного критерия, подтверждающего принадлежность кварц-андалузитовых и кварц-серицитовых метасоматитов к вторичным кварцитам, могут служить включения или прожилки диаспора, пирофиллита, алунита. В близких по составу пропилитах содержатся хлорит, карбонат, эпидот и альбит.

Средние размеры новообразованных минералов вторичных кварцитов составляет сотые и десятые доли миллиметра; корунд, пирит, алунит, гематит, могут образовывать миллиметровые и сантиметровые кристаллы. Преобладающая форма развития метасоматических минералов – агрегатные моно- или полиминеральные псевдоморфозы, переходящие в неясные, расплывчатые порфиробласты. Так, по плагиоклазу развиваются кварц-серицитовые или кварц-алунитовые псевдоморфозы, по калишпату – серицитовые или алунитовые, а по цветным минералам – кварц-пирит-рутил-серицитовые ассоциации с небольшим количеством глиноземистых минералов.

Новообразованный кварц представлен двумя генерациями. Ранний кварц образует рассеянные зерна размером в сотые и десятые доли миллиметра и их скопления, составляющие общий фон породы, гранобластовые мозаичные агрегаты и каймы обрастания вокруг реликтового кварца, а также жилки и агрегатные скопления в смеси с серицитом, замещающие первичные минералы. Сюда же относится микрозернистый кварц и с примесью алунита, развивающийся по основной массе вулканитов.

Кварц поздней генерации формирует тонкую сеть мелких ветвящихся прожилков мощностью от долей миллиметра до первых сантиметров. Оно особенно типичен для вторичных кварцитов по гранитоидам.

Серицит (мусковит) также представлен двумя генерациями. Ранний серицит встречается в виде мелких чешуек в составе агрегатных псевдоморфоз, замещающих полевые шпаты и биотит, или образует рассеянные скопления в метасоматитах. Серицит поздней генерации выполняет маломощные мономинеральные прожилки. В серицитовых вторичных кварцитах, образованных по риолитам, гранитам и трахитам, он представлен калиевой разностью, в метасоматитах по породам среднего состава – парагонитом. Серициты вторичных кварцитов, как правило, недосыщены щелочными металлами и обогащены кремнеземом.

Андалузит наблюдается в виде рассеянных порфиробластов ситовидного строения с многочисленными включениями кварца. Порфиробласты вытянуты по флюидальности и полосчатости исходных пород или вместе с серицитом образуют псевдоморфозу по первичным минералам. Иногда андалузит вторичных кварцитов обнаруживает слабый плеохраизм в розоватых или голубоватых тонах.

Алунит развивается в виде псевдоморфоз по полевым шпатам или разрозненных скопления, а также заполняет мелкие прожилки. Размер пластинок алунита обычно составляет десятые доли миллиметра. Минерал представлен калиевой разностью: содержание K2O в нем может достигать 3.2 мас.%. Отношение K2O/Na2O для алунита из вторичных кварцитов колеблется от 1.2 до 1.5 мас.%.

Корунд относится к с сапфировому и реже рубиновому типам, однако в тонких срезах под микроскопом не наблюдается плеохроизма, свойственного этим минералам. Отличительной особенностью корунда вторичных кварцитов является его уплощенность по базопинакоиду и, как следствие, положительное удлинение в отличие от отрицательного удлинения этого минерала в метаморфических и магматических породах.

Диаспор встречается в виде рассеянных зерен размером 0.3-0.5 мм, их скоплений и гнезд. Минерал ассоциирует с вторичным кварцем, рутилом, пиритом и зуниитом, образуя с ними срастания без признаков замещения одного минерала другим. Крупные выделения диаспора обладают ситовидным строением и сильно трещиноваты.

Пирит встречается во всех вторичных кварцитах. Он образует отдельные кристаллы или входит в состав агрегатных псевдоморфоз по цветным минералам. Иногда пирит присутствует в кварцевых прожилках и реже выполняет самостоятельные жилки. Минерал представлен кристаллами разнообразной формы: кубическими, пентагонольно-додекаэдрическими и октаэдрическими.

Рутил наблюдается в виде мельчайших зерен, образующих скопления, которые вместе с другими наложенными минералами развиваются по первичным цветным минералам. Содержание рутила во вторичных кварцитах довольно постоянно и не превышает 1%.

Зуниит в виде примеси мелких кристаллов входит в состав псевдоморфоз по вкраплениям полевых шпатов; кроме того, он ассоциирует с кварцем, пиритом, рутилом и флюоритом.

Турмалин вторичных кварцитов в отличие от турмалина других типов метасоматитов представлен высокоглиноземистой разновидностью. Под микроскопом он бесцветен со слабо-желтоватым или голубоватым оттенком и практически не плеохроирует.

**Химический состав.** Собственно вторичные кварциты почти нацело состоят из SiO2 (~80 мас.%) и Al2O3 (14-18 мас.%). В метасоматитах, содержащих воду и серу, количество этих компонентов может достигать 8-15 мас.%. Нередко отмечается примесь бора (0.1-0.5 мас.% B2O3).

**Внешний облик.** Вторичные кварциты – светлые породы массивной или пятнистой текстуры и мелко- или среднезернистой структуры. Иногда для них характерна повышенная пористость, которая при интенсивном выщелачивании может достигать 50-60% объема пород.

**Микроструктуры.** Вторичные кварциты по риолита выделяются бластопорфировой структурой, присутствием реликтовых вкраплений кварца, бластосферолитовым или бластофельзитовым строением, а также реликтовой флюидальностью, полосчатостью и меньшей пористостью по сравнению с вторичными кварцитами, образованными по гранит-порфирам и гранодиорит-порфирам, обладающим бластопорфировидной структурой и тонкой штокверковой кварцевой жилковатостью. Для метасоматически измененных туфов и брекчий типична бластокластическая структура и значительная пористость. Местами микроструктура вторичных кварцитов становится гранобластовой, лепидогранобластовой, нематогранобластовой, порфиро- и пойкилобластовой.

**Стадийность и зональность метасоматитов.** При изучении взаимоотношений метасоматических минералов, чрезвычайно сложных и противоречивых, удается наметить три главные минеральные ассоциации, которые последовательно сменяют друг друга при изменении температуры и кислотности растворов.

Наиболее ранней является черырехминеральная равновесная ассоциация: кварц Ι + рутил + пирит (или гематит) + серицит Ι. По- видимому, несколько позднее по отношению к этой ассоциации образуются пирофиллит Ι, диаспор Ι, алунит, зуниит и топаз. В дальнейшем при повышении температуры и усилении циркуляции растворов возникают андалузит, корунд и продолжается собирательная перекристаллизация кварца, рутила и пирита. На поздней стадии формируются дюмортьерит, кварц ΙΙ, серицит ΙΙ, поздние генерации диаспора и пирофиллита. Минералообразование завершается отложением флюорита, который цементирует зуниит, кварц и пирит.

Метасоматическая зональность в массивах вторичных кварцитов проявлена неотчетливо, хотя общая тенденция к упрощению минерального состава по направлению к зонам наибольшей циркуляции растворов отмечается часто. Удачный пример метасоматической зональности приведен в работе И.П. Иванова (1974 г.).

1. Диориты, кварцевые порфиры, риолиты и их туфы
2. Орт + Аб + Кв + Сер + Хл
3. Орт + Аб + Кв + Сер
4. Орт + Сер + Кв

4а. Сер + Кв

4б. Кв + Анд

4в. Кв + Пф

4г. Кв + Ал

5. Кв

Эта метасоматическая колонка в главных чертах сходна с результатами эксперимента, отражающими воздействие на порошок гранитов раствора соляной кислоты и смешанных солевых растворов с отношением mKCl / mHCl ≤ 3, содержащих углекислоту [Зарайский и др., 1981, 1986]:

1. Биотитовый гранит
2. Кв + Аб + Би + (Му)
3. Кв + Аб + Би + Му
4. Кв + Му
5. Кв + Анд
6. Анд

Отличие экспериментальной колонки заключается в появлении мономинеральной тыловой зоны, сложенной андалузитом. Последовательность образования остальных зон очень близка. Изменение гранитов в эксперименте начинается с появлением мусковита (серицита), который развивается по калишпату. В следующей зоне исчезает микроклин, полностью замещаясь мусковитом. На границе с зоной 3 одновременно исчезают две фазы: альбит и биотит. Эта особенность устойчиво повторяется во всех опытах. При добавлении к раствору соляной кислоты кварцевого порошка в тыловой части колонки образуется маломощная кварцевая зона.

**Физико-химические условия образования метасоматитов.** Вторичные кварциты формируются в обстановке интенсивного кислотного метасоматоза при выщелачивании всех компонентов, кроме Si и Al.

Вторичные кварциты являются результатом воздействия на кислые и средние породы среднетемпературных (T=300-500 °C) насыщенных SiO2 кислых (pH=1-4) преимущественно хлоридных растворов (Cl−>>F−), содержащих углекислоту, SO4−2 и, возможно, BO3−3; в катионной части растворов преобладают K+ и Na+. Максимальные метасоматические изменения происходят в приповерхностных зонах, где благодаря высокой пористости и трещиноватости обеспечивается относительно свободная циркуляция кислорода, а горные породы обогащены вадозными водами, которые и производят интенсивное кислотное выщелачивание. Под воздействием таких растворов возникают не только вторичные кварциты, но и серицитолиты, аргиллизиты, пропилиты.

**Распространенность и рудоносность метасоматитов.** Метасоматиты фации вторичных кварцитов приурочены к центрам наземного, а иногда подводного вулканизма кислого и среднего составов. С массивами вторичных кварцитов связаны крупные месторождения глиноземистого сырья, главным образом корунда (Семиз-Бугу, Центральный Казахстан) и алунита (Заглик, Азербайджан). Приповерхностные вторичные кварциты содержат самородную серу (Камчатка, Курильские острова, Япония).

Рудные месторождения (Mo, Cu, Zn, Pb, Au, Ag, U и др.), пространственно связанные с вторичными кварцитами, как правило, наложены на эти метасоматиты и значительно отделены от них во времени.

# ***7. Физические, физико-механические, инженерно-геологические свойства***

## *7.1 Плотность физических тел*

Плотность – это свойство веществ, определяющееся их массой *m* (физической характеристикой материи) и объёмом V:

σ = *m*/V.

Масса образца состоит из массы твёрдой фазы *m*т и жидкости *m*ж; массой газообразной фазы *m*г можно пренебречь. Объем образца состоит из объёма твёрдой фазы Vт и объема пор Vп. Следовательно,

σ = mт +mж /Vт +Vп.

Отношение массы твёрдой фазы породы к занимаемому ею объёму называется

кп = Vп /V; n = кп/(1+кп).

Если относительная влагонасыщенность образца p ≤ 1, то масса жидкой фазы в образце

mж = p\*σж \*Vп,

где σж - плотность жидкости, заполняющей поры.

Плотность образца определяется по формуле

σ = (1 – кп)δ + кпpσж.

Для водонасыщенного образца ( p = 1, σж = 1 г/см3) плотность

σвл = δ - кп(δ - 1).

Для газонасыщенного образца (p = 0)

σг = (1- *к*п)δ.

В зависимости от структуры и текстуры пород структура порового пространства может быть разной. Она характеризуется открытой и эффективной пористостью.

С плотность вещества тесно связан их удельный вес, определяющейся из отношения силы тяжести тела (вес тела *P*) к его объёму

σв = *P*/V = gσ,

где g – ускорение свободного падения.

***7.1.1 Плотность горных пород, образовавшихся при контактовом метаморфизме***

Процессы контактового метаморфизма могут быть без существенного изменения химического состава исходной породы, например при образовании роговиков (термальный метаморфизм); иногда они сопровождаются значительными метасоматическими изменениями. Возникающие при метаморфизме осадочных пород роговики характеризуются повышенной плотностью. Степень увеличения плотности определяется минеральным составом роговиков. Кристаллические сланцы, возникающие в результате контактового метаморфизма (с проявлением метасоматоза) глинистых и известково-глинистых осадочных пород, отличаются резко повышенной плотностью по сравнению с исходными породами, что обусловлено появлением минералов с высокой плотностью (см. табл. 1) и резким уменьшением пористости пород.

Таблица 1

*Плотность (в г/см3) пород, образовавшихся при контактовом метаморфизме*

|  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- |
| Метаморфизм | Порода, формация | σср | σmin - σmax |
| контактовый | сланец пятнистый | 2,55 | 2,50-2,70 |
| роговик | 2,74 | 2,60-2,85 |
| скарн | − | 2,85-3,45 |
| кварцит | 2,62 | 2,57-2,68 |

***7.2 Магнитные свойства горных пород***

Магнетизм вещества связан с особенностями строения внешних и внутренних атомных орбит, а магнетизм горных пород, кроме того, и с кристаллохимией слагающих их минералов. По типу магнетизма выделяются диа- и парамагнитные химические элементы, образующие все главные породообразующие минералы, и ферромагнитные элементы и минералы, магнитные свойства которых во много раз сильнее магнитных свойств первых и обладают рядом специфических черт.

В веществе, помещённом в магнитное поле, появляется внутреннее магнитное поле, которое накладывается на внешнее (намагничивающее). Напряжённость суммарного магнитного поля (внешнего и внутреннего) называется магнитной индукцией. Магнитная индукция

##### В = μо(H + J).

Намагниченность вещества J является функцией внешнего поля. Для парамагнетиков связь между *J* и *H* в широкой области полей носит линейный характер: *J* = æ*H*, где безразмерная величина æ носит название магнитной восприимчивости. Для ферромагнетиков условно принимают туже форму записи, но их æ сложным образом зависит от поля.

С той же оговоркой связь между величиной магнитной индукции и внешним полем выражается через магнитную проницаемость

μ = μо(1+ æ).

Для характеристики магнитной проницаемости вакуума используется величина μо, равная 107/4π.

***7.2.1 Магнитные свойства метаморфических пород***

Для метаморфических пород характерен наиболее широкий диапазон изменения значений магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности. Встречаются образования от диамагнитных до очень сильно ферромагнитных. Широкие пределы изменения *æ, J, Jn* обусловлены сравнительно редко распространенными породами – мраморами и кристаллическими известняками, характеризующимися отрицательной магнитной восприимчивостью и железистыми кварцитами, серпентинитами, скарнами, среди которых встречаются очень сильно магнитные разности, по значениям *æ, J* и *Jn* приближающиеся к магнетитовым рудам. Наиболее широко развитые метаморфические породы – микрокристаллические и кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты и другие имеют меньший диапазон изменения значений параметров; они обладают более низкими максимальными значениями, чем магматические образования.

*Контактовый метаморфизм* определяет образование пород, характеризующихся очень непостоянными магнитными свойствами, что зависит как от параметров исходных пород, так и от давлений и температур, обуславливающих метаморфизм.

Так, для скарнов, наиболее вероятная величина магнитной восприимчивости (в 10-5 ед. СИ) – 10 - 12000, а максимальная величина – 30000.

***7.3 Электрические свойства***

Из электрических свойств веществ наибольшее значение в геофизике имеют удельное электрическое сопротивление, диэлектрическая проницаемость, естественная и вызванная поляризация и пьезоэлектрический эффект.

Возможность направленного движения частиц (электронов и ионов) под действием внешнего электрического поля обусловливает электропроводность веществ. Сопротивление возникающему электрическому току вызывается хаотическим (тепловым) перемещением заряженных частиц и зависит от строения электронной оболочки атомов, кристаллохимических структур минералов и ионизационных свойств водных растворов солей.

Удельное электрическое сопротивление

ρ = *Rs/l*,

где *R* – сопротивление вещества, Ом; *l* – длина тела, м; *s* – поперечное сечение тела, м2.

Удельная электрическая проводимость γ = 1/ρ.

По природе электропроводности выделяются: проводники, полупроводники и диэлектрики (электронные и ионные).

***7.3.1 Удельное электрическое сопротивление метаморфических пород***

Удельное электрическое сопротивление метаморфических пород зависит от ряда факторов. Выше уровня грунтовых вод породы характеризуются гигроскопической влажностью; их сопротивление достигает 103 – 106 Ом⋅м. Наблюдается значительное колебание сопротивления пород в зависимости от климатических условий. Ниже уровня грунтовых водообильность кристаллических пород определяется наличием в них связанных (капиллярных) и свободных (гравитационных) вод. Капиллярная влажность для ненарушенных массивов и толщ, главным образом ниже зоны выветривания. Свободные гравитационные воды в складчатых областях и древних щитах являются трещинно-жильными; они подразделяются на трещинные воды зоны выветривания (до 100 м), жильные воды (до 1- 2 км) и трещинно-карстовые.

Удельное сопротивление кристаллических пород, обводнённых трещинно-жильными водами, в несколько раз меньше сопротивление тех же пород в ненарушенных массивах.

Для разных районов величина удельного сопротивления пород в зоне развития трещинных вод неодинакова в связи и различной интенсивностью развития процесса выветривания и отличием в степени минерализации вод. Сопротивление одних и тех же пород обычно значительно изменяется по площади.

Необходимо отметить, что в пределах эксплуатируемых рудных месторождений в результате вскрытия их горными выработками и нарушения естественной циркуляции вод рудничные воды характеризуются значительно более высокой минерализацией (10 – 20, реже 100 г/л) по сравнению с водами неэксплуатируемых месторождений. Поэтому сопротивление пород, полученное в результате параметрических измерений на эксплуатируемых месторождениях, может быть значительно ниже, чем сопротивление аналогичных пород в пределах невскрытых месторождений.

*Удельное электрическое сопротивление (в Ом⋅м) метаморфических пород (по литературным и фондовым данным)*

|  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- |
| Порода | Измерения на образцах | | Измерения с помощью ВЭЗ и каротажа в породах | |
| с гигроскопической влажностью | с максимальной капиллярной влажностью | с максимальной капиллярной влажностью | с вкраплениями рудных минералов, графита, углистого вещества |
| Скарн | 1⋅106-1⋅107 | 1⋅103-1⋅106 | − | 50-1⋅103 |
| Роговик | 1⋅106-1⋅107 | 1⋅103-1⋅106 | − | 50-1⋅103 |

**Пьезоэлектрический эффект** – свойство определенных кристаллических веществ проявлять электрическую поляризацию под действием механических напряжений или деформации.

Пьезоэлектрическая поляризация проявляется как в монокристаллах определенного типа симметрии, так и в полнокристаллических агрегатах, содержащих ориентированные пьезоэлектрические кристаллы.

Горные породы, в составе которых находятся пьезоэлектрические активные минералы, образуют обширную и распространенную группу пьезоэлектрических текстур. Тип симметрии пьезоэлектрических текстур горных пород и величина их пьезоэффекта находятся в зависимости от следующих свойств пьезоактивного минерала: типа кристаллографической симметрии, величины пьезомодулей, характера пространственной ориентировки электрических (полярных) и других осей, процентного содержания минерала и его пространственного положения относительно нейтральной компоненты в породе. К наиболее распространенным в природе минералам пьезоэлектрикам относятся кварц, турмалин, сфалерит, нефелин.

При наложении на породу электрического поля в ней происходит смещение внутренних связанных зарядов. В результате на ее поверхности появляются неуравновешенные заряды, которые создают электрическое поле, направленное противоположно внешнему и ослабляющее последнее. Это явление носит название **поляризации породы**. Вектор поляризации η – суммарный электрический момент единицы объема диэлектрика. По природе поляризации и величине поляризуемости выделяются 4 группы веществ:

1. полезные ископаемые с высокой поляризуемостью, образующиеся за счет высокой электронной проводимости;
2. полезные ископаемые и горные породы с непостоянной поляризуемостью, изменяющейся в зависимости от содержания и состава вкрапленных электронно-проводящих минералов;
3. магматические и метаморфические породы со слабой поляризуемостью, возникающие за счет полупроводниково-ионной проводимости;
4. осадочные породы со средней и слабой поляризуемостью, образующиеся в средах с ионной проводимостью

Минералами, способствующими увеличению поляризуемости пород, являются: пирит, пирротин, галенит, графит, марказит, халькозин, халькопирит и др.

Поляризуемость пород, содержащих вкрапленность проводящих минералов, изменяется также от влажности – с увеличением влажность поляризуемость заметно возрастает.

Магматические, метаморфические и осадочные “чистые” породы (не содержащие вкрапленности рудных минералов или графита) имеют относительно невысокую поляризуемость, определяющуюся полупроводниково-ионной и ионной проводимостью.

***7.4 Теплофизические свойства***

Тепловое состояние земных недр является первопричиной многих геологических процессов.

Теплофизические параметры определяются следующими формулам:

теплопроводность

λ = q/grad T,

где q – плотность теплового потока; grad T – температурный градиент;

удельная теплоёмкость

c = Q/m(T2 – T1),

где Q – количество теплоты; m – масса тела; Т – Т – разность температур, на которую изменяется температура тела массой m при подведении к нему количества теплоты Q;

температуропроводность

a =λ /cσ,

где cσ - объёмная теплоёмкость [Дж/(м3\*К)].

Параметром теплового поля земли, который можно непосредственно измерить, является плотность теплового потока

q = Q/St,

где S – площадь изотермической поверхности ; t – время.

В геологических исследованиях плотность теплового потока Земли находится из уравнения Фурье:

q = -λ grad T,

Коэффициенты теплового линейного и объёмного расширения определяются соответственно формулами

α = (LT – L0)/L0;

β = (VT – V0)/V0,

где LТ и L0 – длина тела соответственно при температуре T и 00; VТ и V0 – объём тела соответственно при температуре T и 00.

Метаморфические породы (скарны, кварциты, гнейсы, мраморы, роговики и др.) имеют высокую теплопроводность (для скарнов λср =2,31 Вт/(м⋅К)), что связано с наличием у этих образований плотных кристаллических структур с низкой пористостью и широким развитием метаморфических минералов (андалузита, ставролита). Диапазон изменения теплопроводности метаморфических пород значителен - 0,55-76 Вт/(м⋅К). Стандартное отклонение теплопроводности метаморфических пород несколько выше, чем осадочных, и более чем в 3 раза превышает таковое для интрузивных пород. В полиминеральных метаморфических образованиях теплопроводность ниже, чем в мономинеральных метаморфических породах, как это видно на примере чарнокитов и гранито-гнейсов (Хср=1,3и 2 Вт/(м⋅К) соответственно). Продукты контактового метаморфизма отличаются повышенной теплопроводностью. Теплопроводность пород из зон гидротермального метасоматизма близка к теплопроводности продуктов регионального метаморфизма. Метаморфические породы имеют высокую теплоемкость, максимальными значениями ее характеризуются роговики - 1480 Дж/(кг⋅К). Средняя теплоемкость у метаморфических пород выше, чем у магматических.

***7.5 Ядерно-физические (радиоактивные) свойства***

Естественная радиоактивность пород обусловлена наличием в их составе либо минералов, содержащих радиоактивные элементы (уран U, торий Th, радий Ra), либо радиоактивных изотопов калия K40.

Кроме того, ряд минералов обладает способностью адсорбировать из окружающей среды радиоактивные элементы и изотопы (глины, глинистые сланцы).

Величина радиоактивность горных пород оценивается параметром горной радиоактивности R – количеством распадающихся в одну секунду атомов в килограмме вещества.

Содержание урана и тория в метаморфических породах, образующихся за счет метаморфизма вулканитов основного состава, является повсеместно низким и не зависит от фаций метаморфизма.

В целом в метаморфических породах – продуктах регионального динамотермального и контактового метаморфизма содержание урана и тория различно лишь для образований, метаморфизованных в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. В продуктах более высоких ступеней метаморфизма содержание радиоактивных элементов практически выравнивается во всех типах пород. Процессы ультраметаморфизма и метасоматоза приводят к увеличению содержания урана и тория. При этом среди продуктов ультраметаморфизма и метасоматоза выделяются образования с резко пониженным (<1) и аномально высоким (>10-20) торий-урановым отношением.

**Список литературы**

* Белоусова О.Н., Михина В.В., Общий курс петрографии, “Недра”, М, 1972
* Дортман Н.Б., Физические свойства горных пород и полезных ископаемых, “Недра”, М, 1984
* Ермолов В.А., Попова Г.Б., Мосейкин В.В. и др., Месторождения полезных ископаемых: учебник для вузов, “МГГУ”, М, 2001
* Ершов В.В., Геология и разведка месторождений полезных ископаемых, “Недра”, М, 1989
* Жариков В.А., Метасоматизм и метасоматические породы, “Научный мир”, М, 1998
* Павлинов В.Н., Михайлов А.Е., Кизевальтер Д.С. и др., Пособие к лабораторным занятиям по общей геологии, “Недра”, М, 1988
* Попов В.С., Богатиков О.А., Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород, “Логос”, М, 2001