

КИЇВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА
ГЕОЛОГІЧНИЙ ФАКУЛЬТЕТ

О.В. Грінченко

ТЕОРІЯ РУДОУТВОРЕННЯ

НАВЧАЛЬНИЙ ПОСІБНИК
ДЛЯ СТУДЕНТІВ ГЕОЛОГІЧНОГО ФАКУЛЬТЕТУ,
ЩО НАВЧАЮТЬСЯ ЗА НАПРЯМОМ «ГЕОЛОГІЯ»

Київ - 2012

Рецензенти:

Кандидат геолого-мінералогічних наук, **Курило М.В.**,
Доцент кафедри геології родовищ корисних копалин
Геологічний факультет, Київського національного університету імені Тараса Шевченка

Кандидат геолого-мінералогічних наук, **Бондаренко С.М.**
Старший науковий співробітник відділу геології та геохімії рудних родовищ
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка, НАН України

Рекомендовано вченою радою
геологічного факультету
в якості посібника з курсу «Теорія рудоутворення»
Протокол № 10 від « 21 » березня 2012 р.

Грінченко О.В.

«Теорія рудоутворення»: Навчальний посібник. – К.: Інтернет-ресурс КНУ ім. Т.Шевченка (www.geol.univ.kiev.ua) – 2012. – 53 с.

Навчальний посібник розрахований на студентів геологічного факультету денної та заочної форм навчання напряму 6.040103 – «Геологія». Наведені дані про історію розвитку теорії рудоутворення, головні концепції рудоутворення, умови утворення родовищ корисних копалин з точки зору геосинклінальної концепції та концепції тектоніки плит, періодичність утворення родовищ корисних копалин та існуючі принципи класифікації родовищ корисних копалин. Надано інформацію про головні характеристики та умови утворення магматогенних, пегматитових, карбонатитових, скарнових, альбітит-грейзенових та гідротермальних родовищ корисних копалин.

ЗМІСТ

Вступ.....	4
Розділ 1. Історія розвитку теорії рудоутворення.....	4
Розділ 2. Концепції теорії рудоутворення.....	9
Розділ 3 Геологічні умови утворення родовищ корисних копалин з точки зору геосинклінальної концепції.....	13
Розділ 4. Геологічні умови утворення родовищ корисних копалин з точки зору концепції тектоніки плит.....	16
Розділ 5. Періодичність утворення родовищ корисних копалин.....	19
Розділ 6. Принципи класифікації родовищ корисних копалин.....	22
Розділ 7. Магматогенні родовища	24
Розділ 8. Пегматитові родовища	29
Розділ 9. Карбонатитові родовища	34
Розділ 10. Скарнові родовища.....	39
Розділ 11. Альбітит-грейзенові родовища	43
Розділ 12. Гідротермальні родовища	47

Вступ.

Становлення геології, як науки, у цілому й теорії рудоутворення зокрема визначалося становленням і розвитком двох протилежних таборів (наукових шкіл), що сповідували моністичні погляди на походження гірських порід і самих корисних копалин. Термін моністичний вказує на погляди які повністю заперечують постулати та принципи іншої протилежної сторони. Протилежні табори були представлені науковими школами «плутоністів» та «нептуністів», які протиставляли роль ендегенних процесів (магматизм, тектоніка) значенню екзогенних процесів (осадконакопичення, вивітрювання). В той же час боротьба прихильників різних поглядів на природу рудних родовищ була персоніфікованою – кожен напрямок-школа очолювалася певною постаттю, видатним вченим.

З розвитком геології як науки, приблизно до другої половини ХІХ століття, гострі наукові розбіжності поступово набували певного узгодження між собою. В подальший час вчені прийшли до висновку, що мінеральні родовища можуть формуватися як під впливом внутрішньої енергії планети (ендегенних сил), так і під впливом процесів обумовлених енергією Сонця (екзогенних сил). Моністичні уявлення щодо розуміння генезису переважної маси мінеральних утворень і рудних родовищ змінилася на дуалістичні. Але й після ХІХ століття все ще залишалися певні групи рудних родовищ, особливості геологічної будови яких створювали можливість гострих дискусій про умови їх генезису між плутоністами й нептуністами.

Розділ 1. Історія розвитку теорії рудоутворення.

З саом моменту появи виду «Homo Sapiens», найважливішими умовами існування людського суспільства були клімат, ландшафт, рослинний і тваринний світ та наявні корисні копалини. Американські етнологи (Г.Л. Морган та інш.) стверджували, що після того як людина навчилася одержувати й застосовувати метал боротьба за цивілізацію була виграна. Саме використання певного металу (міді, бронзи, заліза) стимулювало розвиток землеробства, будівництва, ремесел, військової справи й культури; сприяло соціальному прогресу. Не є випадковим й той факт, що осередки людської цивілізації завжди концентрувалися поблизу (або в межах досяжності) джерел важливих для розвитку суспільства мінеральних копалин.

Найдревніший період. Інтерес до використання корисних копалин з'явився ще у найдревніший період історії людства, який характеризувався поширенням натурального способу ведення господарства і був часом раннього знайомства людини з рудними родовищами. Цей період підрозділяється на три етапи – кам'яний, бронзовий і залізний віки.

Кам'яний вік, що тривав від 800 тис. років до 6-го тисячоріччя до н.е. на Древньому Сході та до 4-го тисячоріччя до н.е. у Європі, розподіляється на древній період – палеоліт, середній – мезоліт та новий – неоліт. У палеоліті (до 10-го тисячоріччя до н.е.) людина почала використовувати знаряддя праці з оббитого каміння без його шліфування й свердління. У мезоліті (10-6 тисячоріччя до н.е.) розпочався видобуток золота, як одного з перших металів що використовувався людиною. У неоліті (6-4 тисячоріччя до н.е.) з'явилися перші шліфовані кам'яні знаряддя праці й глиняний посуд.

У бронзовому віці (4-е тисячоріччя – початок 1-го тисячоріччя до н.е.) людиною був відкритий спосіб одержання легкоплавких сплавів міді з оловом, свинцем, сурьмою й сріблом. З'явилися перші свідчення про розробку людиною родовищ кольорових металів, на що вказують численні знахідки залишків древніх гірських виробок, відвалів, плавильних печей, які були становлені на місцях виходу на поверхню землі рудних покладів кольорових металів (регіони Месопотамії, Індії, Китаю, Єгипту, Середземномор'я).

Залізне століття змінило бронзове на початку 1-го тисячоліття до н.е. Залізний вік був періодом розвитку суспільства, що наступив з початком виготовлення та використання людиною залізних знарядь та зброї. Ще на початку своєї історії людство використовувало залізо, але метеоритного походження й головним чином у якості коштовної речовини. Відкриття ж способу одержання заліза з руди (на початку 2-го тисячоліття до н.е.) приписують малоазійському народу халібів, Хетської держави (від грец. «халібас» – сталь, залізо). У якості сировини для виплавки заліза халіби використовували магнетитові піски – запаси яких зустрічаються по всьому узбережжю Чорного моря – які складаються із суміші дрібних зерен магнетиту, титаномагнетиту, ільменіту та уламків інших порід.

Бронзові знаряддя праці були більш довговічними ніж залізні й для їх виробництва не була потрібна така висока температура, як для виплавки заліза. Але масове виготовлення бронзових знарядь дуже швидко призвело до виснаження запасів олова, необхідного для виготовлення бронзи. Залізні руди були більше поширеними й доступними (болотні руди заліза зустрічаються практично всюди). Тому технологія плавлення заліза, яка була відкрита в Малій Азії наприкінці 2-го тисячоліття до н.е., широко поширилася на Близькому Сході, Єгипті й Греції, а на початку 1-го тисячоліття до н.е. й в інших областях Європи та Азії.

Античний період. Введення в господарську діяльність залізних виробів, вдосконалення технологій одержання бронзи, достаток золота та срібла прискорило соціальний, політичний і культурний розвиток людського суспільства. Як наслідок створюються потужні центри світової цивілізації. Найбільш значним за масштабами і впливом на подальший розвиток людства був західно-європейський центр, який й почав формуватися на початку залізного віку. Протягом 1-го тисячоліття до н.е. тут виникали, розквітали й загинули десятки держав. Але на їх базі була створена одна з найвищих культур людства – *антична*. І саме у рамках античної культури почали розроблятися перші теоретичні основи природознавства, у тому числі з'являлися перші спроби формулювання уявлень про корисні копалини. Відомості про мінеральні багатства можуть бути знайдені в поемах Гомера й Лукреція, у працях Аристотеля, Геофаства, Плінія Старшого й інших. У цих працях були наведені перші але достатньо об'єктивні емпіричні узагальнення про більше ніж 670 мінеральних речовин.

Таким чином, інтерес до рудних родовищ з'явився дуже давно. Але в той же час, для найдревнішого періоду розвитку людського суспільства жодних, навіть самих найвісних уявлень про можливу природу їх походження невідомо. Лише в античному періоді з'являються перші судження в області природознавства (філософії природи або натурфілософії; від лат. *natura* – природа), що в подальшому створили можливості для трактування питань геології та походження мінеральних родовищ.

Серед античних уявлень про походження світу, у тому числі й мінерального, переважали два теоретичні напрямки. Прихильники першого надавали визначального значення воді як першоджерелу, яке формує і перетворює світ (філософ Фалес). Прихильники іншого напрямку при дослідженні оточуючого світу надавали переважне значення особливій субстанції – космічному вогню, який заповнював увесь простір (філософи Геракліт, Анаксагор).

Саме від цих давньогрецьких філософів беруть початок обидві генеральні напрямки розвитку наук про Землю, боротьба яких і визначила подальші успіхи в створенні наукових теорій, які пояснювали природні процеси. За іменем бога морів Нептуна перший теоретичний напрямок отримав назву «нептунізм». На повагу бога підземного вогню Плутона другий напрямок почали називати «плутонізмом».

Середньовічний період охоплює проміжок часу, протягом якого були закладені базові основи рудної геології й створена гірничоруднича промисловість. Й саме подальший розвиток гірничорудничої промисловості та рудної геології призвів до формування наукових теоретичних уявлень про формування родовищ корисних копалин.

Хоча раннє середньовіччя характеризується спадом у темпах еволюції суспільства й перервою у розвитку гірничорудної діяльності (протягом майже 1500 років раннього середньовіччя не спостерігалось будь-яких кардинально нових винаходів), саме з епохою Відродження, що припадає на середину XIV – середину XVIII ст. та є характерною для Західно-Європейського центра цивілізації, пов'язаний суттєвий інтелектуальний сплеск. У цей час потужний розвиток отримав перший гірничовидобувний центр Європи – Рудні гори (Саксонські Альпи), з якого в усі європейські країни постачали таку мінеральну сировину як срібло, свинець, олово, залізо, мідь й різноманітні фарби.

Особливих проблем з пошуками нових родовищ середньовічні гірники не мали. У вузьких каньйонах численних річок та струмків регіону Саксонських Альп рудні тіла відслонювалися на поверхню й були легко доступними для їх розробки. Труднощі виникли пізніше, коли поверхневі родовища срібла, свинцю, олова й заліза були відпрацьовані, а для виявлення нових постала необхідність набуття додаткових спеціальних знань. Тому саме у цьому регіоні з'являються перші наукові ідеї про рудоутворення, які були тісно пов'язані з діяльністю видатного геолога-рудника, творця теоретичних основ про рудні родовища й металургію Георгія Бауера (Агріколи) (1494-1555 рр.). Лікар за освітою, він навчався в університетах Лейпцигу (Саксонія) та Болонії (Італія), а починаючи з 1526 р. й до кінця життя працював в Йохімштале й Хемніце (Рудні гори). Він захоплювався вивченням геології, мінералогії й металургії родовищ срібла, свинцю, олова й міді та видав серію фундаментальних праць у цій області. Найбільш знаменитою серед них є робота під назвою «Про гірничу справу й металургію», яка була видана у 12 книгах у 1556 р. Протягом декількох сторіччь цей труд слугував основним енциклопедичним довідником для багатьох поколінь геологів і гірників. У своїх працях Георг Бауер пояснював утворення рудних тіл процесами загустіння гарячих насичених металами розчинів («соків землі»), що циркулювали по тріщинах порід. Іншим видатним вченим епохи відродження був французький філософ і математик Рене Декарт (1596-1650 рр.). Він вважав, що земля це остигла зірка з розпеченим ядром. У результаті вихрового руху матеріальних часток рудні мінерали вилучаються з ядра і відкладаються в тріщинах остиглих порід біля поверхні землі.

Епоха пізнього середньовіччя (середина XVIII – середина XIX в.) характеризується створенням розвиненої гірничорудної промисловості Європи та появою ранніх теоретичних концепцій про походження родовищ корисних копалин. Саме в цей період відбувалися великі геологічні суперечки щодо питання про будову землі, її еволюцію, процеси зародження гір та їх руйнування, утворення корисних копалин. Геологічний світ розколовся на два непримиренних табори (наукові школи) – непунистів і плутоністів. Лідером першої школи був Абраам Вернер (1749-1817 рр.), лідером другої – Джеймс Геттон (1726-1797).

А. Вернер усе життя провів у Рудних горах, де на протязі майже 40 років займав пост професора Фрайбургської гірничої академії. Маючи слабе здоров'я, він мало подорожував і більшу частину своєї діяльності присвятив теоретичному аналізу та розробці систематики мінералів і гірських порід. А. Вернер був блискучим оратором та викладачем, лекції якого відвідували студенти з усієї Європи. Він був прямим продовжувачем ідей Агріколи. Головним принципом наукових побудов А. Вернера була ідея про осадження всіх різновидів гірських порід з вод первинного океану. У рудній справі його внесок проявився в ретельному описі срібних, свинцевих й олов'яних жил регіону Рудних Гір. Чітко притримуючись базових постулатів непунистів, він вважав що головною причиною формування рудних покладів були процеси відкладання рудної речовини з дощових вод, які просочувалися по тріщинах з поверхні землі.

Шотландець Дж. Геттон був яскравим представником наукової школи плутоністів, які пояснювали природні геологічні явища дією потужних підземних сил, вогняних розплавів та катастрофічних землетрусів. Дж. Геттон був юристом та лікарем, який отримав освіту в провідних навчальних закладах Едінбургу, Парижу та Лондону та

присвятив все своє життя науці й насамперед геології. Серед його близьких друзів були багато відомих вчених – хімік Д. Блек, математик Д. Плейфер, економіст А. Сміт, філософ Д. Юм, біолог Ч. Дарвін і багато інших. Ще до кінця свого життя Дж. Геттон опублікував фундаментальну двохтомну працю під назвою «Теорія землі або дослідження законів, що спостерігаються при формуванні, руйнуванні та відновленні суші на землі». У цій роботі він визнавав наявність як осадових так і магматичних порід, а формування рудних тіл пов'язував з процесами остигання особливих розплавів кременисто-сірчаного складу.

Новітній період. Новий період бурхливого розвитку гірничорудничого виробництва співпадає з розвитком промислової революції на теренах Європи (з середини XVIII сторіччя). Саме промислова революція зумовила інтенсивний розвиток всіх галузей виробництва, які у свою чергу вимагали сировини. Це призвело до розвитку усіх галузей гірської промисловості й стимулювало широке поширення геологічних досліджень. Новий час характеризується становленням науки як однієї з найважливіших сфер людської діяльності, створенням розгалуженої державної й приватної структури гірничорудничої справи й значним прискоренням науково-технічного прогресу.

Енергійне освоєння мінеральних ресурсів призвело до створення гігантських промислових центрів, які поєднували вугільні й залізорудні басейни: Лотарингський, Мінас-Жерайс у Бразилії, Англійський, Донбаський, Уральський, Рудногірничий у Центральній Європі й інші. Чавун, сталь і сплави на основі заліза зробили переворот в усіх сферах людської діяльності. На базі заліза і його сплавів створюється світова мережа залізниць, будуються металеві аркові мости й унікальні спорудження, що складаються з окремих металевих конструкцій, створюються перші залізні пароплави – крейсери та лінкори. Залізні вироби проникають в усі сфери побутового життя людини – від дрібних голок до плуга, чавунного горщика та казана.

Бурхливий розвиток плавильних заводів призвів до майже тотального знищення лісів у Південній і Західній Європі. Металургійне виробництво стало неухильно згортатися й виникла нагальна проблема можливої заміни деревинного вугілля кам'яним. Вона була успішно вирішена англійцем Генрі Кортон, який захопився металургійною справою і створив піч для одержання чавуну й сталі з використанням кам'яного вугілля. У зв'язку з наступним винаходом Генрі Бессемером технології одержання ливарного чавуну XIX століття отримало назву століття «залізного ренесансу».

Розвиток всіх галузей промислового виробництва, які у свою чергу вимагали додаткової сировини, обумовив початок широкого розмаху геологічних досліджень, в першу чергу в країнах Європи та Північної Америки. Саме нові дані, які були отримані в результаті проведення цих досліджень й призвели до остаточного розчарування у вузьких уявленнях крайніх прихильників «моністичних поглядів» – плутонізму і нептунізму. Разом з тим захоплення середньовічними ідеями плутоністів і нептуністів повністю не зникло. Вони збереглися в новий час у вигляді концепції рудних розплавів (рудних магм), яка успадковувала погляди плутоністів, та концепції інфільтрації (латеральсекреції), яка успадковувала погляди нептуністів.

Поруч з тим, в подальшому вирішальне значення отримала запропонована новітня теорія постмагматогенного рудоутворення, яка пояснювала виникнення рудних родовищ дією постмагматичних мінералізованих флюїдів. В межах постмагматогенної теорії також відокремилися два напрямки (концепції). Згідно до першої концепції – барицентрична базальтоїдна концепція – вважалося, що рудоносні флюїди могли бути пов'язані із глибинними осередками підкорової магми. Згідно до другої концепції – епіцентрична гранітоїдна концепція – рудоносні флюїди, що призводили до формування родовищ корисних копалин, були тісно пов'язані з розташованими у верхніх горизонтах земної кори гранітними магмами батолітів та вулканів.

Контрольні питання.

1. Найдревніший період історії розвитку теорії рудоутворення.
2. Античний період історії розвитку теорії рудоутворення.
3. Середньовічний період історії розвитку теорії рудоутворення.
4. Новітній період історії розвитку теорії рудоутворення.

Рекомендована література.

1. Авдонин В.В., Старостин В.И. Геология полезных ископаемых – М. «Академия», 2010 – 384 с. (стор 3-10)
2. Котляр В.Н. Основы теории рудообразования – М.: Недра, 1970 – 460 с. (стор 7-20)
3. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых – М.: Недра, 1982 – 590 с. (стор 6-28)
4. Смирнов В.И. Плутонизм и непутизм в развитии учения о рудных месторождениях. – М.: Наука, 1987 – 95 с. (стор 5-37)
5. Старостин В.И., Игнатов П.А. Геология полезных ископаемых – М. Академпроект, 2004, 510 с. (стор 11-30)
6. Старостин В.И., Игнатов П.А. Геология полезных ископаемых – М. Изд-во МГУ, 1997, 304 с. (стор 8-22)

Розділ 2. Концепції теорії рудоутворення.

Створення сучасних уявлень про механізми формування рудоносних покладів тісно пов'язане з вдосконаленням двох старих (плутонізм та нептунізм) та розвитком двох нових концепцій теорії рудоутворення.

- 1) концепція рудних розплавів (рудних магм), що успадкувала погляди плутоністів;
- 2) концепція інфільтраційних розчинів, що успадкувала погляди нептуністів;
- 3) барисферична базальтоїдна концепція, яка пов'язувала формування постмагматичних рудних флюїдів із глибинними середовищами первинної магми (підкоровими базальтоїдами);
- 4) епісферична гранітоїдна концепція, яка пов'язувала постмагматичні рудні флюїди з розташованими у верхніх горизонтах земної кори гранітними магмами (батоліти та вулканіти).

Концепція рудних магм. Засновником уявлень про формування рудних родовищ із розплавів, яка пізніше одержала назву концепції рудних магм, може вважатися шотландець Дж. Геттон (1726-1797). Широкому ж поширенню ідей про рудоносні магми сприяла публікація книги Д. Плейфейра (Pfaifair D. – Illustration of the Huttonian theory, 1815 р.), у якій в популярній формі викладалися погляди засновника наукової школи плутоністів. Дж. Геттон вважав, що рудні жили утворилися при остиганні й розкристалізації двох типів розплавів. Жили кварцового парагенезису виникали із кременистого, а сульфідні рудні тіла – із сірчистого розплавів.

В подальшому постулатів концепції рудних магм дотримувалися декілька видатних вчених. Серед них був видатний французький геолог та мінералог, професор Ліонського університету, Віктор Фурне (1801-1869). На початку своєї геологічної діяльності Фурне дотримувався точки зору про виникнення рудних жил із глибинних гарячих мінералізованих розчинів, які піднімалися у вигляді пари із глибинних інтрузій. Але пізніше на основі своїх геологічних досліджень про співвідношення гірських порід (порфірів) і рудних жил, Фурне висловив ідею про утворення рудоносних жил з рудних розплавів. Він вважав, що тісний просторовий зв'язок між порфірами й рудними жилами не є випадковим, а обумовлений подібністю їх походження.

Кульмінація ж розвитку цього напрямку тісно пов'язана з американським геологом Джозайя Сперром (1870-1950), якого вважають головним теоретиком концепції рудних магм. Головні праці Сперра були присвячені питанням теорії рудоутворення. Всі свої висновки Дж. Сперр базував на результатах польових досліджень рудних родовищ, головним чином пегматитів й золото-кварцевих жил Юкону, США. У 1923 р. Дж. Сперр розробив гіпотезу формування ендегенних родовищ як результат укорінення особливих рудоносних магм. Він вважав, що спочатку рудоносна магма на великих глибинах концентрувала з сілікатного розплаву усі корисні метали. Рудні тіла ж утворювалися з залишкової магми, яка формувалася в останні фази пороудоутворення, як кінцева стадія загальної еволюції вивержених порід.

Ідеї Дж. Сперра жорстко критикували вже на першому всесвітньому симпозиумі з рудних родовищ (у Нью-Йорку у 1926 р.) такі відомі дослідники як В. Лінгрен, Й. Фогт, А. Емонс та інші. Але вони без заперечень визнавали що головна заслуга Дж. Сперра полягала в тому, що він першим звернув увагу на велике значення польових досліджень при з'ясуванні генезису рудних родовищ.

Ключовим поворотним моментом розвитку теорії рудоутворення став період 40-х років ХХ століття, коли в рудній геології суттєве значення отримали сучасні на той період лабораторні дослідження. Саме результати лабораторних досліджень рудних жил, такі як вивчення варіацій ізотопів рудоутворюючих елементів, включень у мінералах, фізико-хімічне моделювання рудних процесів та термодинамічні розрахунки дозволили кількісно визначити основні параметри процесу рудоутворення.

Це призвело до розуміння обмеженості постулатів концепції рудних магм, внаслідок чого усі рудні родовища були розподілені на дві великі групи. По-перше, вдалося виділити окрему (але невелику) групу магматичних родовищ, по-друге, віднести усі інші родовища до постмагматичних утворень. Саме у цей період концепція плутоністів втратила своє універсальне значення, а її застосування на сьогоднішній день обмежується вузькою групою рудних родовищ магматогенного генезису.

Концепція інфільтраційних розчинів. Прихильники концепції інфільтраційних розчинів, яка переважно наслідують погляди школи нептуністів, вважають що рудні поклади формуються при процесах фільтрації підземних вод метеорного походження крізь вміщуючі породи. Ці розчини вилуговують з них рудні елементи й перевідкладають їх з формуванням рудних покладів, як шляхом виповнення так і заміщення. Серед видатних науковців які притримувались поглядів концепції інфільтраційних розчинів були американський геолог Вільям Емонс (1876-1948), німецький геолог та мінералог Фридолін Зандбергер (1826-1898) та американський геолог Чарлз Ван Хайз (1857-1918).

Вільям Емонс (1876-1948) був видатним геологом, який закінчив Чиказький університет та в подальшому викладав там лекції як професор. Серед його видатних розробок з теорії рудоутворення, слід відзначити запропоновану ним батолітну концепцію, у якій В. Емонс детально розглядав питання генетичного зв'язку гідротермальних родовищ із інтрузивними породами та зональним розміщенням рудних покладів у покрівлі гранітоїдних батолітів. У 1886 році В. Емонс, на підтримку постулатів інфільтраційної концепції, висунув ідею про те, що поліметалеві руди родовища Ледвіль у Колорадо (США) зобов'язані своїм походженням процесам заміщення вміщуючих вапняків розчинами, які вилуговують метали із розміщених поруч і збагачених на ці елементи порфірів.

Лідером же інфільтраційної концепції походження рудних жил вважався німецький геолог Ф. Зандбергер, який у своїй двотомній праці під назвою «Дослідження про рудні жили» (1882-1885 р.) зробив першу спробу обґрунтувати походження рудних жил Шварцвальда з вміщуючих порід. За даними хімічного складу рудовміщуючих порід, які мали підвищені концентрації рудних елементів, Ф. Зандбергер висунув гіпотезу «латеральної секреції». Згідно до неї рудні поклади формувалися з безпосередньо прилягаючих порід, а не при процесах міграції висхідних чи низхідних рудних розчинів до місця осадження (рудовідкладання). Однак трохи згодом було встановлено, що Ф. Зандбергер у значній мірі поплутав причину з наслідком, не звернувши уваги на те, що збагачення рудовміщуючих порід відбувається внаслідок їх інфільтрації назовні з самої рудної жили, а не навпаки. Ця обставина суттєво розчарувала прихильників інфільтраційної теорії і інтерес до неї помітно зменшився.

Лише у 1895 р. американський геолог Дж. Ле Конт (1823-1901) повернувся до ідей інфільтраційної концепції, але виклав її в модернізованому вигляді. Він вважав, що єдиними розчинами які циркулюють у надрах Землі можуть бути тільки метеорні води, які проникають до глибин 8-10 миль, де й збагачуються на рудні елементи шляхом вилучення їх з гірських порід. В подальшому при підйомі таких мінералізованих вод до поверхні Землі ці елементи перевідкладаються з формуванням рудних покладів. У 1901 р. американський геолог Ч. Ван Хайз на підтримку концепції інфільтраційних розчинів, висловив припущення про те, що рудна речовина, яка була сформована на ранніх стадіях геологічної історії Землі, могла потім багаторазово перевідкладатися, концентруватися й формувати промислові родовища. Він вважав, що у процесі перегрупування рудної маси основну роль відігравали води поверхневого походження.

До ідей інфільтраційної (латераль-секретарійної) концепції походження рудних родовищ окремі геологи зверталися постійно. Однак ця концепція, як і концепція рудоносних магм, не набула універсального значення. На сьогодні концепція має обмежене використання і може бути застосована для пояснення формування деяких родовищ які віднесені до однієї епігенетичної групи. Серед них є родовища древніх та

сучасних кір вивітрювання, які були сформовані під впливом поверхневих вод, інфільтраційні родовища, що були сформовані в ході міграції низхідних потоків метеорних вод та ексфільтраційні родовища, що були утворені висхідними потоками седиментаційних вод артезіанських басейнів.

Барисферична базальтоїдна концепція. Після того як відбулося загальне розчарування у використанні моністичних поглядів на походження рудних родовищ стало зрозумілим, що з позиції тільки однієї концепції пояснити усю різноманітність ендегенних рудних утворень є неможливим. Тому й були запропоновані нові концепції рудоутворення, які пов'язували формування рудних родовищ з проявами переважно постмагматичних процесів. Однак і в цьому випадку утворилося два табори. Одні геологи розглядали ендегенне рудоутворення у зв'язку з постмагматичними продуктами глибинних підкорових осередків базальтової магми барисфери й пов'язаних з ними збагачених на сульфідні розплавів. Інші віддавали перевагу менш глибинним середовищам рудоутворення, формування яких пов'язували з гранітною магмою епісфери.

Уявлення про зв'язок рудоутворення із глибокими сферами планети (барисфери) було сформовано давно. Ще Рене Декарт (1596-1650 рр.) висловив припущення про те, що земля являє собою остиглу зірку з вогняним внутрішнім ядром. Він вважав, що під впливом його жару розігріта глибинна речовина землі виносилася в затверділу земну кору й, остигаючи, відкладалася тут у вигляді рудних жил. Подальші уявлення про барисферичне походження руд було розвинено у працях французького геолога Луї Де Лоне (1860-1938) та німецького геохіміка В. Гольдшмідта (1888-1947).

Французький геолог Луї Де Лоне, визнаючи наявність термальних джерел приповерхневого походження, вважав що основну роль у ендегенному рудоутворенні відіграють водні розчини, які відокремлюються від остигаючих магматичних порід, що отримали своє металогенічне навантаження з дуже глибоких горизонтів землі, у барисфері.

У 1922 р. німецький геохімік В. Гольдшмідт, зображуючи зональну будову земного шару, виділяв верхню силікатну кору (до глибини 750 миль), підстеляючу її проміжну зону сульфідів і окислів (до глибини 1800 миль) і центральне ядро, що складається з нікелістого заліза. За його уявленнями верхня частина сульфідної зони могла потрапляти в область впливу водяної пари, яка збагачувалася металоносною речовиною й в подальшому могла виноситися догори й відкладатися на глибині 6-12 миль від поверхні Землі.

Барисферична концепція також не набула універсального значення, яка могла би використовуватися для пояснення процесів формування переважної більшості родовищ. В той же час на основі аналізу петрологічних та ізотопно-геохімічних даних було встановлено, що для деякої частини рудних родовищ джерелом первинної рудної речовини могли бути утворення підкорової барисфери. До таких родовищ можуть бути віднесені магматичні родовища титаномагнетитів, хромітів, платиноїдів, сульфідних мідно-нікелевих руд, алмазоносних кімберлітів та рідкіснометалевих карбонатитів.

Епісферична гранітоїдна концепція. Спроби обґрунтувати можливість формування рудних родовищ під впливом дії постмагматичних розчинів, що відокремлюються з гранітоїдних інтрузій робилися дуже давно. Ще у 1669 р. італійський учений Н. Стено вважав, що руди є продуктом конденсації пари яка піднімалася по тріщинах із надр землі. У 1753 р. німецький геолог Й. Леман висловив припущення про можливе формування рудних жил глибинними еманациями. Рудні жили він порівнював з розгалуженим деревом, коріння якого розміщуються у глибинах Землі.

Термін «гідротермальні родовища» у науку про рудоутворення ввів французький геолог Л. Де Лоне у 1897 р. До цього рудоутворюючі гідротермальні розчини називалися як «флюїди», «еманації», «ексгаліяції», «мінеральні води» та ін. Проте рішучий поворот до уявлень про гідротермальне рудоутворення був пов'язаний з ім'ям іншого французького

геолога – Елі де Бомона, який опублікував свої погляди по цьому питанню ще у 1847 р. Хоча він й визнавав наявність магматичних родовищ магнетиту, хроміту й платіни та існування осадових утворень марганцю, заліза та міді. Однак Елі де Бомон у своїй праці дуже ґрунтовно виклав міркування про те, що головна маса рудних покладів була утворена мінеральними розчинами, що були дериватами гранітоїдної магми.

Саме з цього часу уявлення про гідротермальне рудоутворення стали найбільш популярними серед дослідників рудної геології. В подальшому основні наукові досягнення теорії рудоутворення були отримані при дослідженні процесів формування постмагматичних гідротермальних родовищ.

Серед відомих геологів того часу був американський геолог Вальдемар Ліндгрєн (1860-1939), генетичну класифікацію гідротермальних родовищ якого дослідники використовують й донині. Американець Вільям Харві Еммонс (1876-1948) висунув так звану «батолітну концепцію», у якій розглядала генетичний зв'язок гідротермальних родовищ із інтрузивними породами й була запропонована схема зонального розміщення зруденіння в покрівлі гранітоїдних батолітів. Американський геолог А. Бетман виділив 2 класи гідротермальних родовищ – ті, які відкладаються у порожнинах (тіла виповнення) та ті, що утворилися шляхом заміщення (тіла заміщення).

Німецький геолог П. Нігглі вважав, що рудні родовища в значній мірі зобов'язані своїм походженням гранітним магмам. Він пояснював утворення гідротермальних родовищ із розчинів, які пройшли пегматитову й пневматолитову стадії еволюції. Німецький геолог М. Шнейдерхен вважав, що зв'язок із інтрузивними породами може бути встановлений для більшості груп гідротермальних родовищ. Він підрозділив гідротермальні родовища за рівнем застигання рудоносних магм на вулканічні, субвулканічні й плутонічні.

Проведені дослідження та теоретичні розробки дозволили сформулювати основні постулати моделі гідротермального рудоутворення, та поставити актуальні на той час запитання, які потребували свого вирішення в подальшому. Серед них були питання про: 1) механізми відокремлення гідротермальних розчинів з магми; 2) фізичні й хімічні властивості гідротермальних розчинів; 3) механізми міграції гідротермальних розчинів; 4) причини й умови відкладання мінеральних речовин з гідротермальних розчинів.

Контрольні питання.

1. Концепція теорії рудоутворення рудних розплавів (рудних магм).
2. Концепція теорії рудоутворення інфільтраційних розчинів.
3. Барисферична базальтоїдна концепція теорії рудоутворення..
4. Епісферична гранітоїдна концепція концепція рудоутворення..

Рекомендована література:

1. Авдонин В.В., Старостин В.И. Геология полезных ископаемых – М. «Академия», 2010 – 384 с. (стор 3-10)
2. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых – М.: Недра, 1982 –590 с. (стор 6-28)
3. Смирнов В.И. Плутонизм и нептунизм в развитии учения о рудных месторождениях. – М.: Наука, 1987 – 95 с. (стор 38-92)
4. Старостин В.И., Игнатов П.А. Геология полезных ископаемых – М. Академпроект, 2004, 510 с. (стор 11-30)
5. Старостин В.И., Игнатов П.А. Геология полезных ископаемых – М. Изд-во МГУ, 1997, 304 с. (стор 8-22)

Розділ 3. Геологічні умови утворення родовищ корисних копалин з точки зору геосинклінальної концепції.

Геосинклінальна чи фіксистська концепція вдосконалюється провідними геологами вже на протязі більше ніж 100 років і, як вважається, ще далеко не вичерпала усіх своїх можливостей. Відповідно до цієї концепції в земній корі виділяють три типи глобальних структур – геосинкліналі, платформи та області тектономагматичної активізації.

Родовища геосинкліналей. Згідно до концепції фіксистизму, найголовнішими структурами нарощення земної кори є геосинклінальні системи, в яких формується переважна більшість ендегенних родовищ корисних копалин. В історії розвитку геосинкліналей виділяється три головних стадії – рання, середня та пізня.

1. Рання, власне геосинклінальна стадія охоплює інтервал часу від закладання геосинкліналі до головних фаз складчастості, коли відбувається інверсія геосинклінального режиму. У період ранньої стадії формуються глибинні розломи, що проникають у підкоровий простір, по яких надходить базальтова магма. На дні геосинклінального прогину накопичуються потужні товщі вулканогенно-осадових порід, які пронизані інтрузіями ультраосновного та основного складу.

Важливою характерною рисою рудної мінералізації різних територій є уявлення про формації. Геологічна формація – це комплекс гірських порід які парагенетически пов'язані між собою в часі їх утворення та просторі й які вміщують генетично (або парагенетично) асоційовані з ними родовища корисних копалин.

У ранню стадію формуються чотири магматичні формації: 1) базальт-ліпаритова субмаринна (спіліт-кератофірова), з якою пов'язані гідротермальні колчеданні мідно-цинково-свинцеві й оксидні залізо-марганцеві родовища; 2) періодитова формація з магматичними родовищами хромітів і платиноїдів (осмію та іридію); 3) габрова формація, з магматичними родовищами титаномagnetитів та платиноїдів (платини та палладію); 4) плагіограніт-сієнітова формація зі скарновими родовищами заліза та міді.

Крім магматичних формацій у структурах ранньої стадії виділяють також п'ять осадових формацій: 1) уламкова (конгломерати, алевроліти, глини, які можуть використовуватися у якості будівельних матеріалів); 2) карбонатна (вапняки і доломіти), з якою асоціюють родовища лімонітів, карбонатно-окисних руд марганцю, поклади бокситів та фосфоритів; 3) шамозитова із силікатними рудами заліза та марганцю; 4) кремениста чи яшмова (головним чином роговики), з убогою залізо-марганцевою мінералізацією; 5) бітумінозна чи аспідна, яка складається зі сланців з розсіяною рудною мінералізацією (ванадій, уран, залізо, мідь, цинк, молібден, золото й інші елементи).

2. Середня, соскладчаста стадія припадає на період головних фаз складчастості. На протязі цієї стадії відбувається інверсія геосинклінального режиму – зміна режиму прогинання на режим здіймання у формі центрального підняття. Формуються великі батоліти гранітоїдів, які вміщують породи двох формацій: 1) помірно-кислих гранітоїдів (від габро до гранодіоритів), для яких типовими є скарнові родовища шееліту та гідротермальні родовища золота, міді та молібдену; 2) нормальних та вкрай кислих гранітів (граніти, аляскіти), з якими асоціюють пегматитові та альбітит-грейзенові родовища олова, вольфраму, танталу, ніобію, літію, берилію. У середню стадію також утворюються дві осадові формації: 1) флішова (вапняки, глини, мергелі, що можуть використовуватися як будівельні матеріали); 2) каустобіолітова, яка містить горючі сланці, вугілля, бітумінозні і нафтоносні фації порід.

3. Пізня, посткладчаста (орогенна) стадія фіксує перехід складчастого рухливого комплексу у молоду платформу. Впродовж цієї стадії формуються дві магматичні формації: 1) гіпабісальних інтрузій, склад яких змінюється від діорит-порфірів до граніт-та сієніт-порфірів. З цією формацією зв'язані плутоногенні гідротермальні родовища руд кольорових, рідкісних, радіоактивних та благородних металів, а також скарнові родовища свинцю-цинку, вольфраму-молібдену, олова-вольфраму; 2) поверхневих вулканогенних порід андезит-дацитового складу, з якими асоціюють вулканогенні родовища різного

складу, але найбільш широко поширені золото-срібні й мідні руди. У пізню стадію формуються чотири осадові формації: 1) моласова, у якій галечники й піски можуть використовуватися у будівельній справі; 2) строкато-кольорова формація, з осадово-інфільтраційними родовищами заліза, міді, ванадію й урану; 3) евапоритова формація, що містить родовища солей, газу та нафти; 4) піщано-глиниста, яка вміщує поклади вугілля та нафти.

Викладена вище послідовність формування типової геосинкліналі та асоційованих процесів магматизму, осадконакопичення і рудоутворення є загальнопринятною але фактично у повному обсязі не спостерігається у природних об'єктах. Як правило проявляються лише окремі стадії геологічних подій. Тому у природі найбільш поширеними є два типи геосинкліналей – базальтофільний та гранітофільний. Базальтофільний тип характеризується інтенсивними проявами магматизму та металогенії ранньої стадії, а пізня стадія проявлена слабо. Типовим прикладом базальтофільного типу може слугувати палеозойська геосинкліналь Уралу, з переважанням тут проявів основного та ультраосновного магматизму. Гранітофільний тип представлений продуктами інтенсивного магматизму та металогенії пізньої стадії. Типовим прикладом може бути кіммерійська геосинкліналь Верхоянського хребту з переважанням тут магматичних порід середнього та кислого складу та широким розвитком поліметалевих і золоторудних гідротермальних та рідкіснометальних грейзенових родовищ.

Родовища платформ. У межах докембрійських платформ розрізняють два виразних структурно-металогенічні елементи: допалеозойський фундамент та постпалеозойський чохол. У будові фундаменту виділяють чотири класи геологічних структур: 1) архейські кратони (3,8-2,6 млрд років); 2) епикратонні западини (3,2-2,1 млрд років), 3) протерозойські рухливі пояси (2,6-1,6 млрд років); 4) області протоактивізації (2,1-0,9 млрд років).

У межах *кратонів* найбільш поширеними є два типи порід – гранітогнейсові комплекси та зеленокам'яні пояси. Типові зеленокам'яні пояси мають тричленну будову і вміщують наступні комплекси порід та асоційовані з ними родовища корисних копалин – базальтові й ультраосновні коматітові лави з магматичними мідно-нікелевими родовищами; вулканогенні андезит-ріолітові й осадові товщі з колчеданно-поліметалевими родовищами; теригенні осадові і вулканоміктові серії з гідротермальним зруденінням золота. У гранітогнейсових комплексах зустрічаються головним чином родовища слюдяних та рідкіснометальних пегматитів.

Епикратонні западини закладалися на стабілізованих архейських кратонах у ранньому протерозої. Западини, як правило, виповнені потужними (більш ніж 20 км) серіями теригенних (піщаники, грауваки) та ефузивних (переважно базальтоїди) порід та формувалися на протязі 10-100 млн років. З епикратонними западинами пов'язані найбільші за масштабами родовища світу: золота й урану (у конгломератах Вітватерсранду, ПАР); мідистих пісковиків (Удокан, Росія) та залізистих кварцитів (западина Хаммерслі, Австралія).

Протерозойські рухливі пояси – це регіональні за масштабом розломні структури, з якими пов'язаний широкий спектр геологічних формацій – від субмаринних базальтоїдних, через островодужні до кислих субаеральних. На поверхні ці пояси позначаються формуванням локальних трогів, які вміщують широкий спектр осадових формацій – від граувакових до карбонатних. З протерозойськими рухливими поясами асоціюють чотири типа родовищ: колчеданно-поліметалеві (Брокен-Хілл, Австралія); залізисті кварцити (Кривий Ріг, Україна); золоторудні родовища у чорносланцевих товщах (Мурунтау, Узбекистан); стратиформні уранові родовища у структурах незгідності (Рейнджер, Австралія; Сигар Лейк, Канада).

Родовища областей протоактивізації. Стабілізовані блоки земної кори неодноразово випробували інтенсивні деформації і розколювалися глибинними

розломами. Тектонічні процеси супроводжувалися проявами субаерального вулканізму, а сформовані структури характеризувалися потужними процесами осадконакопичення. Вдоль розломних структур також відбувалося укорінення гігантських інтрузій ультраосновно-основного (Бушвельд та Велика Дайка, Південна Африка), лужного та кислого складу з формуванням інтенсивних проявів ендегенної мінералізації. Типоморфні родовища цих областей представлені: магматичними покладами мідно-нікелевих, хромітових, платіноїдних та титанових руд в асоціації з базит-гіпербазитами; метаморфогенними рідкіснометальними і слюдяними пегматитами; широким спектром гідротермальних родовищ; родовищами алмазоносних кімберлітів та лампроїтів.

Контрольні питання.

1. Концепція «фіксизму». Глобальні структури – геосинклиналі, платформи та області тектономагматичної активізації.
2. Геосинклиналі, стадії їх формування, породні формації та асоційовані з ними родовища.
3. Геологічні структури платформ та родовища асоційовані з ними.
4. Области протоактивізації та асоційовані з ними родовища.

Рекомендована література

1. Вольфсон Ф.И., Некрасов Е.М. Основы образования рудных месторождений – М. Недра, 1986, 202 с. (стор 184-196)
2. Котляр В.Н. Основы теории рудообразования – М. Недра, 1970, 460 с. (стор 424-455)
3. Синяков В.И. Основы теории рудогенеза – М.Недра, 1987, 190 с. (стор 5-16)
4. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых – М. Недра, 1982, 590 с. (стор 56-88)
5. Старостин В.И., Игнатов П.А. Геология полезных ископаемых – М. Академпроект, 2004, 510 с. (стор 429-445)
6. Старостин В.И., Игнатов П.А. Геология полезных ископаемых – М. Изд-во МГУ, 1997, 304 с. (стор 33-46)

Розділ 4. Геологічні умови утворення родовищ корисних копалин з точки зору концепції тектоніки плит.

В основу мобілістської концепції (тектоніки літосферних плит) покладене поняття орогенічного циклу Уілсона, в межах якого віділяють п'ять стадій розвитку земної кори: внутрішньоконтинентального та міжконтинентального рифтингу; розширення (спредінгу) океанічного дна; поглинання (субдукції) океанічної кори; зіткнення (колізії) літосферних плит; заключну стадію стабілізації.

1. Стадія внутрішньоконтинентального та міжконтинентального рифтингу. Згідно з конвективною моделлю розвитку землі, в ділянках прояву висхідних мантійних плюмів відбувається нагрівання літосферних плит. Над ділянками проявів мантійного апвелінгу спочатку формуються купольні підняття, у ядрах яких генеруються кислі, рідше основні та лужні магми. У результаті формування купольного підняття у межах платформених континентальних блоків виникають системи радіальних рифтів (структури потрійного зчленування), які в подальшому можуть розвинути у лінійні рифти (з формуванням авлакогену, при затуханні одного з рукавів радіальних рифтів). В подальшому внутрішньоконтинентальний рифт (підстадія Східно-Африканського рифту) може еволюціонувати з формуванням міжконтинентальної рифтової структури (підстадія Червоного моря).

У стадію рифтоутворення формуються наступні типи родовищ корисних копалин: 1) у зонах прояву горячий крапок (формування структур потрійного зчленування) можуть формуватися: алмазоносні кимберлітові і лампроїтові трубки (Південна Африка, Австралія); ультрабазит-лужні інтрузії з карбонатитами, з якими асоціюють апатит-магнетитові (Ковдор, Росія) та рідкісноземельно-уранові родовища (Палабора, ПАР; Маунтин Пас, США); 2) у рифтових зонах континентів формуються базит-ультрабазитові розшаровані інтрузії з мідно-нікелевими, платиновими, хромітовими і титаномангнетитовими родовищами (Бушвельд, ПАР; Велика Дайка, Зімбабве); стратиформні поліметалеві руди у теригенних товщах (Салліван, Канада; Маунт-Айза, Австралія); та уранові родовища ролового типу (Канада); 3) у міжматерикових рифтах накопичуються розсоли та металоносні осадки з міддю, цинком, сріблом і іншими елементами (западина Червоного моря).

2. Стадія розширення (спредінгу) океанічного дна. У процесі подальшого прогріву ослаблених ділянок континенту (в зонах прояву висхідних мантійних плюмів) єдиний континент розпадається на декілька частин з формуванням міжконтинентальних морських басейнів. Подальше розширення міжконтинентального басейну призводить до формування більш широкого океанічного басейну (Атлантичний тип) з типовою базальтовою океанічною корою, чітко проявленими зонами спредінгу та центральним підняттям (серединно-океанічним хребтом). Серединно-океанічні хребти представляють собою глибинні розколи літосфери, по яких у придонні області океану надходять продукти часткового плавлення мантійної речовини (толеїтові базальти), які й формують океанічну кору.

У стадію океанічного спредінгу формуються наступні типи родовищ корисних копалин: 1) у межах серединно-океанічних хребтів формуються вулканогенно-осадкові колчеданно-поліметалеві та оксидні залізо-марганцеві родовища; 2) у глибинних зонах океанічних хребтів (у складі офіолітів) формуються лінзи хромітів в дунітових комплексах (родовища Куби) та нікель, титаномангнетитові руди з платиноїдами у перидотитах (верхньомезозойські родовища Філіппін, Італії, Греції); 3) у зонах трансформних розломів формуються стратиформні баритові і вулканогенно-осадкові колчеданно-поліметалеві поклади; 4) на пасивних окраїнах континентів накопичується осадова серія, яка вміщує стратиформні мідні руди, товщі евапоритів та фосфоритові поклади.

3. Стадія поглинання (субдукції) океанічної плити. У міру збільшення розміру океанічного басейну (Тихоокеанський тип) океанічна кора, що утворюється у серединно-

океанічному хребті, набуває усе більшої зрілості при просуванні її до континентальної окраїни. Це сприяє формуванню зон субдукції – зон підсуву океанічної кори під більш легку континентальну з утворенням зони Беньйофа. В залежності від географічного положення виникаючих зон виділяють два основних тектономагматичних типа – західний Андійський та східний Японський.

Андійський тип утворюється при русі океанічної плити на схід, характеризується пологим зануренням зони Беньйофа й утворенням внаслідок латерального стиснення системи магматичних дуг, видовжених уздовж континентальної окраїни. В межах активної континентальної окраїни Андійського виділяють декілько структурно-металогенічних регіонів (із заходу на схід): зовнішню дугу і глибоководний жолоб, вулканоплутонічну дугу, тиловодужний магматичний пояс та крайовий басейн стиснення.

У межах зовнішньої дуги морські осадки тектонічно нарощуються над зоною субдукції формуючи зовнішню дугу, де виводяться на поверхню (ексгумуються) рудні поклади офіолітової асоціації, які були сформовані раніше у зонах срединно-океанічних хребтів (колчеданні в основних ефузивах, хромітові у гіпербазитах). Вулканоплутонічна дуга характеризується широким розвитком вапняково-лужних лав середнього та кислого складу, розташуванням гранодіоритових та гранітних плутонів у ядерній частині дуги. З цими породами асоціюють мідно-молібден-порфірові та олово-вольфрамові родовища. Тиловодужний магматичний пояс формується внаслідок стиснення континентальної плити в тилівій частині дуги з формуванням систем насувів, що занурюються на схід. Формування насувних структур призводить до стовщення континентальної кори та виплавлення інтрузій анатектичних гранітів з асоційованими родовищами олова. Крайовий басейн стиснення виповнений теригенними осадками, які містять уранове зруденіння інфільтраційного типу у пісковиках та поклади солей у евапоритових товщах та вугільних шарах.

Японський тип виникає при переміщенні океанічної плити на захід та характеризується крутим зануренням зони Беньйофа, що призводить до формування крайового басейну розтягу та проявів тиловодужного спредінгу в тилівій частині дуги. Рудоносність як зовнішньої, так і вулканоплутонічної дуги в цілому відповідає подібним структурам андійського типу. Відмінність полягає тільки у більш інтенсивних проявах вулканічних процесів, переважно ріолітовому складі лав і широкому поширенню колчеданно-поліметалевих родовищ типу Куроко з високими вмістами золота і срібла. Крім того, у базальтах які асоціюють з ріолітами, зустрічаються родовища сірки, ртуті та золота. Міднопорфірові руди що асоціюються з діоритовими інтрузіями, збіднені на молібден та збагачені на золото.

4. Стадія колізії літосферних плит. Стадія колізії характеризується проявами двох режимів – пасивного та активного. Для пасивного режиму є характерним поступове згасання тектонічної активності – ситуація подібна до тої, що спостерігає у регіоні Середземного моря – де зближення окраїн континентів (Африканського та Європейського) відбувається у тектонічно спокійній обстановці аж до їх повного змикання. При колізії другого типу спостерігається активне зіткнення континентів з формуванням міжконтинентального орогенного поясу (ситуація, що є подібною до сучасної гірської системі Паміру та Гімалаїв). Зближення континентів призводить до повного закриття океану, зникненню залишкового басейну між ними, формуванням насувного поясу форланду та суміжного з ним форландового басейну. Місце зчленування плит маркується сутурною зоною.

Серед родовищ корисних копалин, що можуть формуватися в колізійній геодинамічній обстановці відмічаються: 1) у насувному поясі форланду – анатектичні граніти з олово-вольфрамовими родовищами (третинні інтрузії Гімалаїв) та лейкократові синтектонічні граніти з урановим зруденінням (герцинські граніти Центрального масиву Франції); 2) у форландових басейнах – теригенні товщі з інфільтраційними родовищами

міді та урану (третинні моласи Індії та Пакистану); 3) у сутурних зонах – колчеданні родовища офіолітової асоціації, які були ексгумовані тектонічними процесами на денну поверхню (ордовикські офіоліти Ньюфаундленду); у глибинних частинах сутурних зон формуються родовища жадеїту, нефриту та ювелірних корундів (крейдові комплекси Бірми).

5. *Стадія стабілізації* завершує цикл Уілсона, загальна тривалість якого становить ~ 200-250 млн років. Для цієї стадії є характерним згасання інтенсивності тектонічних і магматичних процесів, формування систем амагматичних рифтів, виповнених мілководними теригенно-карбонатними відкладами з асоційованими родовищами седиментогенного типу, епітермальними поліметалевими родовищами та інфільтраційними родовищами уранових руд.

Контрольні питання.

1. Концепція тектоніки плит та орогенний цикл Уілсона.
2. Стадія внутрішньоконтинентального та міжконтинентального рифтингу та характерні типи родовищ корисних копалин.
3. Стадія спредінгу океанічного дна та характерні родовища корисних копалин.
4. Стадія субдукції океанічної кори та характерні родовища корисних копалин;
5. Стадія колізії літосферних плит та характерні родовища корисних копалин
6. Стадія стабілізації та характерні типи родовищ корисних копалин

Рекомендована література

1. Вольфсон Ф.И., Некрасов Е.М. Основы образования рудных меторождений – М. Недра, 1986, 202 с. (стор 184-196)
2. Котляр В.Н. Основы теории рудообразования – М. Недра, 1970, 460 с. (стор 424-455)
3. Синяков В.И. Основы теории рудогенеза – М.Недра, 1987, 190 с. (стор 5-16)
4. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых – М. Недра, 1982, 590 с. (стор 56-88)
5. Старостин В.И., Игнатов П.А. Геология полезных ископаемых – М. Академпроект, 2004, 510 с. (стор 446-456)
6. Старостин В.И., Игнатов П.А. Геология полезных ископаемых – М. Изд-во МГУ, 1997, 304 с. (стор 47-55)

Розділ 5. Періодичність утворення родовищ корисних копалин.

Періодичність відповідно до геосинклінальної концепції. Відповідно до уявлень прихильників геосинклінальної концепції (В.І.Смірнова, Ю.А.Білібіна та їх послідовників) в історії розвитку землі можна виділити відрізки часу, протягом яких відбувалося накопичення корисних копалин у земній корі. Ці відрізки представлені геолого-металогенічним рядом: період – етап (епоха) – підетап – стадія. Було виділено шість періодів: місячний, нуклеарний, протогоосинклінальний, інтрагеосинклінальний; неогоосинклінальний та рифтовий. Періоди фіксують інтервали з однорідним геологічним режимом проявленим у масштабі всієї землі.

Етапи у свою чергу розподіляються на підетапи або геолого-металогенічні цикли. У загальному вигляді кожний період завжди представлений трьома підетапами: 1) раннім підетапом, який співпадає з першою стадією розвитку геосинкліналей та для якого типоморфними є базальтофільні родовища (родовища, які асоціюють з базит-гіпербазитовими комплексами); 2) орогенний підетап, що поєднує середню і пізню стадію геосинклінального розвитку з характерним гранітофільним типом мінералізації, родовища якого представлені пегматитовими, альбітитовими, грейзеновими та гідротермальними типами; 3) платформений підетап характеризується переважним поширенням екзогенних типів зруденіння і ендегенними родовищами процесів тектоно-магматичної активізації.

Місячний період (4,5-3,8 млрд років) представлений одним Гренландським етапом, протягом якого не формувалися або не збереглося жодного родовища.

Нуклеарний період (3,8-2,8 млрд років) також складається тільки з одного Кольського етапу, протягом якого формувалися ядра кратонів з базальтофільними і гранітофільними родовищами, розвиненими в архейських зеленокам'яних поясах (золоторудні у Калгурлі, мідно-нікелеві у Камбалда, хромітові, залізородні у Пілбара, Австралія).

Протогоосинклінальний період (2,8-1,8 млрд років) складається з двох етапів – Біломорського (2,8-2,3 млрд років) та Карельського (2,3-1,8 млрд років). З біломорським етапом пов'язують появу перших геосинкліналей, які розчленовували перші протоплатформи. Протягом перших двох підетапів формувалися незначні родовища, але з третім платформним підетапом біломорського етапу пов'язане утворення унікальних родовищ – золото-уранових конгломератів Вітватерсранду (Південна Африка) та хромітів Великої Дайки (Зімбабве). На протязі ж карельського етапу рудоносними були усі три підетапи. У перший підетап формувалися родовища залістих кварцитів (Кривий Ріг, КМА), колчеданні родовища (Брокен-Хілл, Австралія), метаморфізовані марганцеві руди (Індія). У другий орогенний підетап формувалися мусковітові та рідкіснометальні пегматити (Забайкалля, Росія) та прояви золоторудної мінералізації у чорносланцевих товщах (Хоумстейк, США). Третій підетап платформної протоактивізації призвів до утворення гігантських родовищ (хроміти і платиноїди – Бушвельд, ПАР; мідно-нікелеві руди – Садбері, Канада; Печенга, Росія та ін.).

Інтрагеосинклінальний період (1,8-1,5 млрд років) представлений одним Готським етапом, який характеризується відсутністю масштабних проявів ендегенного та екзогенного зруденіння.

Неогоосинклінальний період (1,5-0,1 млрд років) є одним з найбільших в історії землі, в межах якого було виділено п'ять етапів: гренвільський, байкальський, каледонський, герцинський та кіммерійський. У Гренвільський етап (1,5-1,0 млрд років) значні родовища не утворювалися. Байкальський етап (1,0-0,6 млрд років) був більш продуктивний у порівнянні з гренвільським. На протязі його ранньогоосинклінального підетапу утворювалися колчеданні (Холоднинське, Росія) та титаномангнетитові (Норвегія, Канада) родовища. З орогенним підетапом пов'язані олово-вольфрамові та рідкіснометальні пегматити і грейзени, які асоціюють з гранітоїдами на усіх древніх платформах. З третім платформної підетапом асоціюють свинцево-цинкові руди в

карбонатних товщах (на півночі Канади). Каледонський етап (0,6-0,4 млрд років), як і попередній, має виразну тричленну будову. У перший підетап утворювалися численні колчеданні родовища Піренеїв, Аппалачів, Скандинавії, Уралу (Ріо Тінто, Іспанія; Озерне, Росія). На протязі другого підетапу формувалися родовища рідкіснометальних пегматитів, альбітитів та грейзенів (Алтай-Саянський регіон, Росія). У третій підетап формувати рідкіснометальні карбонатити (Норвегія, Бразилія). Герцинський етап (0,4-0,25 млрд років) найбільш яскраво проявився в межах складчастих областей Західної Європи й Урало-Монгольського складчастого поясу. З ним, подібно до каледонського етапу, асоціюють родовища усіх трьох підетапів: колчеданні, хромітові і титаномагнетитові з геосинклінальними базальтоїдами; рідкіснометальні пегматитові, альбітитові та грейзенові з орогенними гранітами; рідкіснометально-лужні інтрузії, мідно-нікелеві руди в траппах Сибіру (Норильськ); алмазонасні кімберліти і рідкіснометальні карбонатити на активізованих ділянках платформ. Кіммерійський етап (0,25-0,10 млрд років) характеризувався переважанням гранітофільного типу мінералізації, з характерними родовищами рідкісних, благородних та радіоактивних елементів.

Рифтогенний період (0,1-0,0 млрд років) тільки розпочався і представлений поки що одним Альпійським етапом. Йому відповідають деякі колчеданні родовища сформовані у субмаринних базальтоїдах Японії, Кіпру, Малого Кавказу, сучасних океанів. З другим орогенним підетапом пов'язують мідно-порфірові родовища Тихоокеанського кільця. Третій підетап характеризується формуванням континентальних поясів третинного віку з проявами благороднометальної та олово-вольфрамової мінералізації, а також проявами алмазонасного кімберлітового та рідкіснометального карбонатитового магматизму.

Періодичність відповідно до теорії мобілізму. Відповідно до уявлень прихильників теорії тектоніки плит (В.Е. Хаїна, О.Г. Сорохтіна та інших дослідників) в історії землі виділяють п'ять основних металогенічних періодів: тонких літосферних плит (3,8-3,0 млрд. років); високої тектонічної активності та формування потужної континентальної кори (3,0-2,7 млрд років); виникнення перших суперконтинентів (2,7-1,8 млрд років); слабкої тектоно-магматичної активності (1,8-0,6 млрд років); функціонування механізму тектоніки літосферних плит (1,8-0,6 млрд років).

На протязі *періоду тонких літосферних плит* (3,8–3,0 млрд років) активно формувалася первинна континентальна кора (15% від сучасної) та масиви гранітоїдів, що характеризувалися натрієвим профілем. Однією з характерних особливостей цього періоду були епохи складчастості та тісно пов'язані з ними (передуючі) граніт-зеленокам'яні пояси. На цей період також припадає перший пік утворення пегматитових провінцій у 3,38-3,42 млрд років. З базальтоїдними комплексами зеленокам'яних поясів пов'язані родовища: хромітів в анортозитах (3,5 млрд років); мідно-нікелевих руд в коматітах (3,0; 3,4 млрд років); колчеданів Австралії та Канади (3,4 млрд років); золота (Калгурлі, Австралія 2,8-3,2 млрд років)

Період високої тектонічної активності (3,0-2,7 млрд років) характеризувався формуванням потужної континентальної кори. В цілому на протязі цього періоду сформувалося більше ніж 50% від сучасного обсягу континентальної кори. Однією з найголовніших особливостей еволюції гранітного магматизму даного періоду була зміна натрієвого профілю калієвим. Найважливішою металогенічними подіями були процеси формування: крупних та унікальних екзогенних розсипних, гідротермально-осадових та осадових родовищ золота й урану у конгломератах провінції Вітватерсранд (2,75 млрд років); епіконтинентальних залізистих кварцитів КМА; гідротермальних золоторудних полів Австралії (Калгурлі), Індії (Колар) та Канади.

Період виникнення перших суперконтинентів (2,7-1,8 млрд років). На протязі даного періоду сформувалися перші найбільші глобальні структури землі – суперконтиненти Моногея (2,60-2,30 млрд років) і Пангея (2,30-1,90 млрд років).

Суперконтиненти Моногея і Пангея, які проіснували послідовно один за одним на протязі тривалого періоду часу (300 і 380 млн років) термодинамічно ізолювали мантію, що сприяло підтримці в її верхній частині високих температур і формуванню проявів лужного магматизму (плутони анортозитів та рапаківі-гранітів). З анортозитовим поясом Квебеку (Канада) пов'язані найбільші в світі родовища титану (Лав Тіо). Наприкінці періоду (1,8-2,0 млрд років) проявився другий в історії Землі пік процесів пегматитоутворення.

Формування значних континентальних просторів, руйнування орогенних поясів, формування мілководних епіконтинентальних морських палеобасейнів, зміна складу атмосфери та прояви ендегенних флюїдних потоків – все це сприяло виникненню унікальних рудоносних провінцій: з осадовими залізними формаціями на Україні (Кривий Ріг), в Росії (КМА, Костомукша), в Австралії (Хаммерслі); з родовищами мідистих пісковиків Удокану (1,8-2,1 млрд років), ураноносних конгломератів Еліот-Лейку (2,2 млрд років); марганцевих родовищ Індії (1,7-2,3 млрд років) та інших рудних об'єктів.

Період слабкої тектономагматичної активності (1,8-0,6 млрд років) характеризувався відносно стабільним геотектонічним режимом і практично повною відсутністю на протязі 800 млн років процесів формування крупних родовищ. Пожвавлення ендегенної металогенічної активності проявилось наприкінці періоду (1,0-0,6 млрд років), що призвело до формування колчедано-поліметалевих родовищ, які асоціюють з базальтоїдним магматизмом в Північній Америці та на Сибірській платформі (Холоднинське), а також формувалися магматичні титаномagnetитові руди Норвегії (Егерзунд), Канади (Лауренс Рівер) і Росії (Кусинське, Урал).

Період функціонування механізму тектоніки літосферних плит (0,6-0,0 млрд років) характеризувався посиленням тектоно-магматичної активності і прискоренням циклічного розвитку мобільних поясів. В ранньому палеозої почав формуватися єдиний суперконтинент Пангея, який проіснував до початку мезозою. Починаючи з середньої юри Пангея була розколота на декілька континентів, між якими утворилися сучасні молоді океани: Атлантичний, Індійський та Північний Льодовитий. Кіммерійська і альпійська металогенія вже повністю контролювалася механізмами тектоніки літосферних плит, а зони субдукції перетворилися на головні генератори ендегенного рудоутворення.

Контрольні питання.

1. Концепція тектоніки плит та орогенний цикл Уілсона.
2. Стадія внутрішньоконтинентального та міжконтинентального рифтингу та характерні типи родовищ корисних копалин.
3. Стадія спредінгу океанічного дна та характерні типи родовищ корисних копалин.
4. Стадія субдукції океанічної кори та характерні типи родовищ корисних копалин;
5. Стадія колізії літосферних плит та характерні типи родовищ корисних копалин
6. Стадія стабілізації та характерні типи родовищ корисних копалин

Рекомендована література

1. Вольфсон Ф.И., Некрасов Е.М. Основы образования рудных меторождений – М. Недра, 1986, 202 с. (стор 184-196)
2. Котляр В.Н. Основы теории рудообразования – М. Недра, 1970, 460 с. (стор 424-455)
3. Синяков В.И. Основы теории рудогенеза – М.Недра, 1987, 190 с. (стор 5-16)
4. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых – М. Недра, 1982, 590 с. (стор 630-664)
5. Старостин В.И., Игнатов П.А. Геология полезных ископаемых – М. Академпроект, 2004, 510 с. (стор 457-474)
6. Старостин В.И., Игнатов П.А. Геология полезных ископаемых – М. Изд-во МГУ, 1997, 304 с. (стор 56-69)

Розділ 6. Принципи класифікації родовищ корисних копалин.

Велика різноманітність процесів та геологічних умов утворення родовищ корисних копалин родовищ призводить до того, що в природі спостерігаються досить різні родовища за механізмами їх утворення, складом, формі, умовам залягання й геологічному положенню в різних структурах.

Перші класифікації родовищ ґрунтувалися переважно на їхньому складі й формі. До цих класифікацій можна віднести найдревнішу класифікацію Г. Аґріколи (1556), та більше пізні класифікації Б. Котти (1859 р.) та А. Бетмана (1925 р.).

У міру розвитку вчення про мінеральні родовища, поряд з морфологічними класифікаційними ознаками поступово починають використовуватися також й генетичні ознаки. Виділяються первинні, або корінні родовища та вторинні, або уламкові. Трози згодом були виділені метаморфічні й магматичні, сингенетичні та епігенетичні типи родовищ (Ф.Пошепний, Л. Де-Лоне та інш.).

В подальшому розвиток теорії рудоутворення призвів до визнання першочергового значення генетичних основ класифікації родовищ як тих, які можуть найбільш повно визначити умови локалізації родовищ корисних копалин. У зв'язку із цим почали з'являтися вже виключно генетичні різновиди класифікацій родовищ корисних копалин. Особливу популярність набула класифікація В. Лінгрена (1906 і 1926 р.), відповідно до якої усі родовища були спочатку розподілені на дві головні групи: 1) утворені механічними процесами концентрації; 2) утворені хімічними процесами концентрації. У другій групі, що охоплювала головну масу родовищ, надалі було виділено декілька підгруп, з визначенням характерних ознак, що вказували на умови утворення родовищ корисних копалин (напр. підгрупа родовищ, які пов'язані з магматичною діяльністю). Генетична класифікація В. Лінгрена, яка увійшла у численні підручники з рудних родовищ, в міру накопичення фактичних даних і розвитку теорії рудоутворення прийшла в деяке протиріччя з новітніми даними.

Починаючи з кінця XIX століття, декілька нових рудогенетичних класифікацій були запропоновані у працях провідних світових учених. Найбільш відомими були фундаментальні роботи К.І. Богдановича (1912), Л. Де Лоне (1913), В. Емонса (1918), А.Н. Заварицького (1926), В. Лінгрена (1932), В.А. Обручева (1934), Г. Шнейдерхена (1958), Ш. Парка (1963), В.І. Смірнова (1965, 1969, 1976, 1982), І.Ф. Романовича (1986), та інших.

Була встановлена існуюча закономірність, що в еволюційному розвитку Землі, у процесі постійного колообігу мінеральних мас, можуть формуватися усі відомі типи родовищ корисних копалин. Відповідно до елементів цього циклічного круговороту виділяють три серії гірських порід, що формуються у певних геологічних структурах і з якими пов'язані певні стипи рудних родовищ – ендегенні, екзогенні й метаморфогенні.

Найбільшу популярність на сьогоднішній день зберігає класифікація В.І. Смірнова (що була вдосконалена його послідовниками), яка також побудована на генетичному принципі. Згідно до неї усі родовища корисних копалин умовно розподіляються на три серії – ендегенну, екзогенну та метаморфогенну. Кожна серія у свою чергу розділяється на групи, а групи – на класи.

Ендегенні родовища називаються також гіпогенними, а їх формування пов'язують з внутрішньою енергією Землі. В цій серії виділяють шість груп. Дві групи – магматична і карбонатитова включають родовища, що утворюються з розплавів в процесах їх диференціації і ліквіації і які пов'язані з середньою, основною та ультраосновною магмами. Інші чотири групи – пегматитова, альбітит-грейзенова, скарнова та гідротермальна включають родовища, що асоціюють з кислими, середніми і лужними магматичними комплексами і які формувалися на пізньоінтрузивній та постінтрузивній стадіях їх становлення. Групи родовищ підрозділяються на класи: магматична група – на 3 класи (ліквіаційні, ранньомагматичні, пізньомагматичні); пегматитова – на 3 класи (магматогенний, флюїдно-анатектичний та флюїдно-метаморфогенний); альбітит-

грейзенова – на 2 класи (альбітитовий, грейзеновий); скарнова – на 2 класи (вапняковий, магнезіальний); гідротермальна – на 3 класи (плутоногенний, вулканогенний андезитовий, вулканогенний базальтоїдний).

Екзогенні (поверхневі, гіпергенні) родовища формувалися унаслідок механічної, хімічної і біохімічної диференціації речовини земної кори під впливом сонячної енергії. Тут виділяються три групи родовищ: група вивітрювання, родовища якої пов'язані із древньою і сучасною корама вивітрювання; осадова група, руди якої виникли при механічній, хімічній, біохімічній і вулканічній диференціації мінеральної речовини в басейнах седиментації, включаючи й розсипи; та епігенетична група, рудоутворення в якій відбувалося в осадово-породних басейнах у зв'язку з діяльністю ґрунтових або артезіанських підземних вод. Групи також підрозділяються на класи. Група вивітрювання на 2 класи (залишкові та перевідкладені). Осадова група на 3 класи (механічні розсипи, хемогенні, біохімічні). Епігенетична група на 3 класи (ґрунтових вод, інфільтраційні, ексфільтраційні).

Метаморфогенні родовища формуються в глибинних зонах земної кори під впливом пануючого там високого тиску і температур. В цій серії виділяють дві групи рудних утворень: метаморфізовані, що включає перетворені в новій термодинамічній обстановці раніш сформовані родовища будь-якого генезису; власне метаморфічні, що утворилися вперше в результаті метаморфогенного перетворення мінеральної речовини або обумовлені процесами гідротермально-метаморфогенної концентрації розсіяних рудних елементів та їх сполук. Групи також підрозділяються на класи. Метаморфізовані родовища на 2 класи (регіонально метаморфізовані та контактово-метмаофрізовані. Родовища метаморфічної групи на 4 класи (зеленосланцеві, амфіболітові, грануліт-еклогітові, імпактітові).

Контрольні питання.

1. Історія (розвиток основ) класифікації родовищ корисних копалин.
2. Родовища ендогенної серії та їх класифікація.
3. Родовища екзогенної серії та їх класифікація.
4. Родовища метаморфогенної серії та їх класифікація.

Рекомендована література:

1. Авдонин В.В., Старостин В.И. Геология полезных ископаемых – М. «Академия», 2010 – 384 с. (стор 11-15)
2. Вольфсон Ф.И., Некрасов Е.М. Основы образования рудных месторождений – М. Недра, 1986, 202 с. (стор 69-71)
3. Котляр В.Н. Основы теории рудообразования – М. Недра, 1970, 460 с. (стор 71-74)
4. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых – М. Недра, 1982, 668 с.
5. Старостин В.И., Игнатов П.А. Геология полезных ископаемых – М. Академпроект, 2004, 510 с. (стор 52-58)
6. Старостин В.И., Игнатов П.А. Геология полезных ископаемых – М. Изд-во МГУ, 1997, 304 с. (стор 28-32)

Розділ 7. Магматогенні родовища.

Магматогенні родовища формуються в процесі диференціації металоносної магми безпосередньо з розплаву ультраосновного, основного або лужного складу. При остиганні такого розплаву накопичення рудоутворюючих мінералів може відбуватися трьома шляхами. По-перше, рудосилікатна магма при охолодженні може розподілятися на дві рідини, що не змішуються – сульфідну й силікатну, роздільна кристалізація яких призводить до утворення ліквіційних родовищ. По-друге, у силікатних магмах метали, ще до повного затвердіння розплаву, можуть входити до складу мінералів ранніх стадій кристалізації, формуючи ранньомагматичні (сегрегаційні, кумулятивні) родовища. По-третє, у силікатних магмах, які містять підвищену кількість летких сполук, рудні мінерали кристалізуються при більш низьких температурах із залишкових розплавів вже після затвердіння основної маси породоутворюючих силікатів. В результаті утворюються пізньомагматичні (гістеромагматичні, фузивні) родовища. Таким чином, родовища магматичної групи можуть бути розподілені на три класи: 1) ліквіційний, 2) ранньомагматичний, 3) пізньомагматичний.

Склад руд магматичних родовищ відповідним чином пов'язаний зі складом материнських порід. Так наприклад, руди Cr, Ti, Ni, Co, Cu, Fe, Pt та платиноїдів формуються при кристалізації розплавів основних і ультраосновних порід, збагачених на Mg і Fe. Титаномагнетитові руди, які складені ільменітом (FeTiO_3) і магнетитом (FeFe_2O_4), а також частково сульфідні руди Cu-Ni виникають із розплавів, які при застиганні дають початок основним породам. У порівнянні з раніше згаданими ці розплави характеризуються більш високою концентрацією іонів Ca, Na, Al, та SiO_2 (до 50 %). Руди P, REE, Ta-Mb, Zr і ін. утворюються при кристалізації розплавів, збагачених лужними металами (особливо Na). Апатит-магнетитові та апатит-рідкісноземельні руди формуються переважно в породах лужного складу. Від розглянутих раніше вони відрізняються підвищеним вмістом K і Na, відносно помірними значеннями вмісту Fe і Mg і низьким вмістом Ca. Вміст SiO_2 становить 45-50 %.

Формування власне магматогенних родовищ відбувається при проникненні у верхні горизонти земної кори металоносних силікатних розплавів. Метали, розчинені в силікатному розплаві, можуть перебувати або в атомарному стані або у вигляді сульфідів типу $\text{Me}_a\text{S}-\text{Me}_b\text{S}$, або навіть окислів Me_nO_m . Крім того, частина металів може формувати сполуки з леткими компонентами магми. У такому металоносному розплаві також можуть бути розчинені гази й вода, яка перебуває у надкритичному стані. У той же час металоносні сполуки в магматичних розплавах складають невелику частку. Дуже часто після їх розкристалізації вони залишаються в породах у розсіяному вигляді.

Головна умова для виникнення рудних покладів – це протікання процесів розшарування металоносних силікатних розплавів на силікатно-алюмосилікатні та рудні компоненти. Процеси розшарування магматичного розплаву можуть відбуватися як глибоко в надрах під час підйому магматичного розплаву, так і в стабільній обстановці вже після виверження, на етапі розкристалізації розплаву.

Розшарування розплаву може бути обумовлене наступними причинами: 1) випадінням крапель або затверділих кристалів більш тугоплавких та важких рудних мінералів з більш легкоплавкої силікатної магми – *кристалізація й гравітація*; 2) зниження розчинності сульфідів з відокремленням їх крапель від силікатного розплаву – *ліквіція*; 3) проникнення катіонів металів через розплав, «злипання» і об'єднання їх у вигляді крапель – *дифузія*; 4) перенесення металів леткими компонентами у верхню частину магматичної камери – *еманація*; 5) винесення легкорухливих сполук з розплаву більш нагрітими потоками магми – *конвекція*. До розшарування розплавів призводить сумісна дія більшості з перерахованих факторів, але головними з них виступають ліквіція, гравітація та сили кристалізації.

Ранньомагматичні родовища формуються в процесі консолідації магматичного розплаву основного й ультраосновного складу у більшості геодинамічних обстановок

(геосинклінальних поясах, платформах, зонах тектоно-магматичної активізації). Корисні компоненти ранньомагматичних родовищ входять до складу раних мінералів, або самі кристалізуються на раних стадіях консолідації масиву і представлені: 1) породами масиву, які можуть використовуватися у якості сировини будівельної промисловості; 2) алмазонасними кімберлітами й лампроїтами (родовища Південної Африки, Австралії та Росії).

Умови формування ранньомагматичних родовищ. У ранньомагматичних родовищах рудні мінерали кристалізуються ще до або одночасно з процесами виділення (розкристалізації) породоутворюючих мінералів з силікатного розплаву. Найважливішу роль у формуванні ранньомагматичних руд відіграють такі процеси розшарування як *кристалізація та гравітації*. Виходячи з температури плавлення (олівін, $\sim 1800^{\circ}\text{C}$ та хроміт, $\sim 1900^{\circ}\text{C}$) а також значень щільності (хроміт $(\text{Mg,Fe})\text{Cr}_2\text{O}_4$, магнетит FeFe_2O_4 , лопарит $(\text{Na,Fe,Ca})(\text{Nb,Ti})\text{O}_3$, ніобійова руда; щільність $\sim 5 \text{ г/см}^3$) рудні мінерали повинні відокремлюватися з розплаву раніше породоутворюючих силікатів (щільність $3,2\text{--}4,2 \text{ г/см}^3$). В результаті формується розсіяна украленність з утворенням гнізд й лінз (шлірів) бідних вкраплених руд. Формування ж потужних шарів вкраплених руд може відбуватися якщо у розплавах були проявлені конвекційні потоки, які могли захоплювати рудні мінерали й накопичувати їх у певних ділянках масиву.

Для ранньомагматичних родовищ є характерним: 1) відсутність границь й поступовий перехід від рудних тіл до вмшуючих порід; 2) виразний ідіоморфізм раних рудних мінералів, зцементованих більш пізніми породоутворюючими; 3) розосереджений характер зруденіння. Тому суттєве практичне значення має тільки єдиний тип ранньомагматичних родовищ – родовища алмазів.

Родовища алмазів: Виділяють два геолого-промислових типи. Провідним геолого-промисловим типом родовищ алмазів залишається власне магматичний тип (кімберлітові й лампроїтові трубки, рідше дайки). Другий типом представлений сучасними й древніми розсипами різного генезису (алювіальні та морські). Інші генетичні типи алмазної сировини, які розглядаються як можливі джерела видобутку у майбутньому, представлені – ударно-метаморфічним (у метеоритних кратерах) та динамометаморфічним (у лінійних зонах дислокації серед гнейсів та метасоматитів; Кокчетавський масив, Казахстан).

Незважаючи на ряд дискусійних питань щодо проблеми генезису кімберлітів і лампроїтів, вважається встановленим той факт, що відповідні магми надходили із глибинних мантійних джерел, про що свідчать ксеноліти еклогітового й перидотитового шарів верхньої мантії, які були зафіксовані у кімберлітах. За експериментальними й теоретичними даними інверсійна крива графіт-алмаз сягає значень 35 кбар та 800°C , що відповідає глибинам $\sim 100\text{--}110 \text{ км}$ на континентах; це приймається за верхню границю кристалізації алмаза. Оскільки в алмазі встановлюються включення коеситу, а не більш глибинного стішовіту (дві високотемпературні й високобаричні модифікації кремнезему), нижньою границею кристалізації алмаза вважається глибина у майже 300 км.

Більшість геологів пов'язують утворення алмазів з мантійними умовами: 1) за рахунок вуглеводнів мантійного походження ($\text{CH}_4 \rightarrow \text{C} + 2\text{H}_2$); 2) за рахунок генерації й подальшої еволюції збагаченої на H_2O та CO_2 флюїдизованої кімберлітової магми; 3) утворення алмазів серед мантійних піропових перидотитів та еклогітів, які були пізніше захоплені та винесені на поверхню більш молодію кімберлітовою магмою. Але існують й інші погляди. Деякі геологи (В.С.Трофімов і інш.) вважають, що кімберліти могли формуватися на глибині 3-5 км у проміжних магматичних камерах лужно-ультраосновного вулканізму, а алмази в них кристалізувалися за рахунок вільного вуглецю або вуглекислоти за участю сульфідів як каталізаторів ($\text{CO}_2 + 2\text{FeS} \rightarrow 2\text{Fe} + \text{S}_2 + \text{C}$). Окремі дослідники (А.І. Боткунов і ін.), посилаючись на присутність піропу й інших мінералів-супутників у породах, що вмшують кімберлітові утворення, припускають навіть постмагматичний генезис алмазу з гідротермально-газових флюїдів.

Піздньомагматичні родовища утворюються в магмах, збагачених на летки сполуки. Таке збагачення призводить до того, що рудні мінерали кристалізуються або безпосередньо за породоутворюючими (виділяючись між решіткою вже затверділих силікатів) або після затвердіння головних породоутворюючих силікатів, кристалізуючись із залишкових рудних розплавів. Відповідно до цього розрізняють піздньомагматичні родовища двох головних типів – *сингенетичні* (непереміщені), які залягають серед материнських порід та *ін'єкційні* (переміщені), що формуються з залишкових розплавів, які можуть частково або повністю залишати материнську інтрузію.

Родовища *сингенетичного типу* представлені порівняно вбогими вкрапленими рудами. Рудні тіла завжди розміщуються у межах самих інтрузій. Відокремлення руд з розплавів відбувається головним чином під дією кристалізаційних та гравітаційних сил. Першими з розплаву кристалізуються (у зв'язку з наявністю летких компонентів) породоутворюючі мінерали – олівіни та піроксени, які формують своєрідну решітку. При цьому кристалізаційні сили «вштовхують» у ділянки решітки крапельки важкого рудного розплаву. У результаті формуються смуги, зони й шліри вкраплених та прожилкових руд.

Родовища *ін'єкційного типу* утворюються з розплавів, які частково або повністю залишають материнську інтрузію. До цього типу належать найбільш багаті рудні родовища: 1) хромітів, які асоційовані з перidotитовою формацією (Кемпірсайське у Казахстані; Саранівське в Росії; Булькіза в Албанії); 2) титаномagnetитові, пов'язані з габроїдними комплексами (Лав-Тіо в Канаді; Тегавус у США); 3) апатит-нефелінових руд, іноді з магнетитом, які приурочені до лужних масивів (Хібіни в Росії).

Для родовищ ін'єкційного типу є характерним: епігенетичний характер рудних тіл (як правило жили, лінзи й трубки); ксеноморфний вигляд рудних мінералів, які цементують ранні породоутворюючі силікати (сидеронітова структура); значно більші запаси багатих руд.

Ліквацийні родовища. Ліквацийний тип рудних утворень асоціює з розшарованими інтрузіями й включає такі родовища: 1) сульфідні Cu-Ni родовища в основних і ультраосновних комплексах (родовища Садбері, Дулут у Канаді; Норильськ-Талнах у Росії); 2) хромітові та Ті-magnetитові родовища а також елементи платинової групи, які формуються в розшарованих ультраосновних комплексах (Бушвельд у ПАР; Велика дайка в Зімбабве; Печенга в Росії; Камбалда в Австралії); 3) родовища рідкісних, рідкісноземельних і розсіяних елементів, які асоціюють з лужними платформеними комплексами, що приурочені до зон накладеної тектономагматичної активізації (дрібні прояви).

Процеси ліквачії особливо чітко проявляються при утворенні мідно-нікелевих родовищ, які розміщуються в материнських масивах основного складу (габро, габродіабазах, олівінових діабазах). Основними рудними мінералами є: пірротин $[\text{Fe}_{1-x}\text{S}]$, де $x = 0,1-0,2$, пентландит $[(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8]$ та халькопірит $[\text{CuFeS}_2]$. Мідно-нікелеві сульфідні родовища пов'язані із двома основними геотектонічними обстановками – областями тектоно-магматичної активізації та зеленокам'яними поясами докембрію.

Умови формування ліквацийних родовищ. Аналіз рудної мінералізації ліквацийних мідно-нікелевих родовищ показав, що зруденіння у основних породах більше збагачено міддю, а в ультраосновних – нікелем. У силікатних магматичних розплавах Cu і Ni перебувають, очевидно, у формі рідких сульфідів. Разом з ними в ньому розчинені й сульфіди Fe, Co і деяких інших металів, а також Au, Pt і метали платинової групи. У розплавах спостерігаються підвищені значення Ca, Mg, Fe, Al_2O_3 і близько 50 % кремнезему.

За дослідженнях Й. Фогта, у таких розплавах сульфіди Fe, Cu, Ni, Co розчиняються без залишку тільки при температурі вище 1500°C . При зниженні температури розчинність сульфідів у силікатному розплаві зменшується й частина їх відокремлюється у вигляді розсіяних дрібних крапель. При зниженні температури до 1170°C із розплаву виділяються усі розчинені у ньому сульфіди. Тому в сульфідно-силікатній магмі, що охолоджується,

ще задовго до початку кристалізації породоутворюючих мінералів (900-1200 °С), відбувається процес розподілу розплаву на дві незмішувані рідини (ліквація). Температура ліквації може коливається залежно від складу рудоносної магми, але при будь-яких умовах ліквація відбувається ще до початку затвердіння розплаву. Сульфіди можуть довго залишатися рідкими, тому що температура їх кристалізації є набагато нижчою ніж у силікатів. Було встановлено, що сульфіди Норильська кристалізувалися після розпаду титаномагнетиту, температура кристалізації якого (по П. Рамдору) становить 600-700° С.

Відокремлення сульфідів може бути викликано й іншими причинами. Головними факторами, що впливають на ліквацію сульфідного розплаву в магмі, є: 1) загальний склад силікатної магми, й особливо вміст у ній заліза, магнію й кремнію; 2) концентрація сірки, 3) вміст халькофільних елементів у рідкій силікатній фазі; 4) глибина ліквації.

Первісний склад металоносної магми сильно впливає на склад сульфідної рідини та хід ліквації. Так іноді, процеси охолодження рудоносних розплавів призводить до кристалізації силікатів, що містять Mg. У зв'язку із цим залишкові розплави істотно збагачуються на Ca, Al₂O₃ і частково SiO₂. Подібні зміни складу істотно знижують розчинність сульфідів і слідом за кристалами магnezіальних силікатів відокремлюються краплі сульфідної рідини. Проведені дослідження показали, що ліквація відбувається значно швидше й повніше в магматичних розплавах, які характеризуються перевагою Fe над Mg.

Сірка, як відомо, має різну спорідненість відносно різних металів. У магмах з невеликим вмістом сірки утворюється лише розплав сульфиду міді, тому що між цими елементами спостерігається найбільша спорідненість. Залізо при цьому залишається в розплаві, підвищує його розчинність і таким чином гальмує формування на цьому етапі великих родовищ. В результаті відбувається утворення украленості халькопірита, яка є типовою для більшості габроїдних порід. У магмах з підвищеною концентрацією сірки формується розплав заліза, до складу якого входять у вигляді розчинених компонентів сульфіди міді, нікелю й інших металів. У цих умовах можуть формуватися значні поклади комплексних мідно-нікелевих руд.

Асиміляція магмою бічних порід, збагачених на Al₂O₃ і SiO₂ призводить до порушення стану хімічної рівноваги, що може бути поштовхом для початку процесу ліквації силікатного й сульфідного розплаву.

Ліквація також особливо інтенсивно відбувається у приповерхневих магматичних тілах. У той же час в залежності від тривалості процесу остигання силікатного розплаву, яка також у відповідній мірі пов'язана із глибиною укорінення інтрузії, може відбуватися локалізація сульфідних рудних тіл на різних рівнях масиву. При відносно швидкому застиганні на невеликій глибині, сегреговані крапельки сульфідів можуть не дійти до дна інтрузиву й утворити висячі поклади вкраплених руд. При більш повільному остиганні сульфідний розплав може сконцентруватися в нижній частині інтрузиву, утворивши придонні поклади суцільних руд. Їх нижня частина буде складена більше важким пірротином (питома вага 4,6-4,7), а верхня – більш легким халькопіритом (питома вага 4,1-4,3).

Згідно до сучасної генетичної концепції (А. Налдрет), рудоносні магми зароджуються на глибинах більше ніж 100 км в умовах фракційного плавлення збагаченого на сульфіди первинного мантийного субстрату. Підйом сформованих магматичних розплавів здійснюється у вигляді сульфідної рідини диспергованої у окисно-силікатному розплаві. Рудна речовина транспортувалася у формі сульфідних крапель. Кристалізація розплаву відбувалася з послідовним відокремленням пірротину, потім пентландиту й на завершенні халькопіриту. У передкристалізаційний період сульфідний розплав розпадався на три незмішувані рідини – збагачені залізом, нікелем і міддю, які різняться за температурами кристалізації. Халькопіритова рідина могла мігрувати на значні відстані.

У заключну стадію еволюції розплавна сульфідна система переходить у гідротермальну стадію з утворенням вторинних фаз – мілериту (NiS), піриту (FeS₂), халькопіриту (CuFeS₂), пірротину Fe_{1-x}S(де x = 0,1-0,2), борніту (Cu₅FeS₄), халькозину (Cu₂S), ковелліну (CuS). У такий спосіб на Норильському родовищі формувалися унікальні мілеритові руди.

Контрольні питання.

1. Класифікація родовищ магматогенної групи.
2. Ранньомагматичні родовища, умови утворення.
3. Пізньомагматичні родовища, умови утворення.
4. Ліквідаційні родовища, умови утворення.

Рекомендована література:

1. Авдонин В.В., Старостин В.И. Геология полезных ископаемых – М. «Академия», 2010 – 384 с. (стор 15-34)
2. Вольфсон Ф.И., Некрасов Е.М. Основы образования рудных месторождений – М. Недра, 1986, 202 с. (стор 72-82)
3. Генезис эндогенных рудных месторождений – М. Недра, 1968, 718 с. (стор 7-83)
4. Котляр В.Н. Основы теории рудообразования – М. Недра, 1970, 460 с. (стор 90-119)
5. Синяков В.И. Основы теории рудогенеза – М.Недра, 1987, 190 с. (стор 17-31)
6. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых – М. Недра, 1982, 668 с. (стор 89-117)
7. Старостин В.И., Игнатов П.А. Геология полезных ископаемых – М. Академпроект, 2004, 510 с. (стор 59-81)

Розділ 8. Пегматитові родовища.

Пегматити й пов'язані з ними родовища відносяться до продуктів пізніх стадій розкристалізації силікатних розплавів, насичених флюїдними компонентами. Для них є характерним крупнокристалічна будова, наявність скупчень ідіоморфних та великих кристалів багатьох породоутворюючих, а також рідкісних та акцесорних мінералів.

Виділяють два різновиди пегматитів – магматогенні та метаморфогенні.

Магматогенні пегматити й корисні копалини, які вони вміщують, належать до групи піздньомагматичних утворень, що формувалися на самих завершальних стадіях консолідації інтрузивних масивів і які розташовуються біля їх покрівлі. Вони пов'язані з материнськими інтрузивами подібністю складу, але відрізняються від них меншими розмірами тіл, зональною внутрішньою будовою, нерівномірністю розмірів зерен і наявністю продуктів метасоматичної переробки первинних асоціацій магматичного походження. Найбільшою здатністю до формування пегматитів володіють інтрузії з підвищеною кислотністю або лужністю, повною диференціацією й багатофазністю укорінення. Серед магматогенних пегматитів розрізняють п'ять мінералого-геохімічних типів: гранітний, гібридний, десилікований, лужний і ультраосновний.

Гранітні пегматити, за А. Ферсманом можливо розподілити на пегматити чистої лінії й пегматити лінії схрещення. *Пегматити чистої лінії*, що не випробовували ускладнення складу в процесі формування, залягають у гранітах або тотожних їм породах. *Пегматити лінії схрещення* утворюються серед інших формацій, що відображається на їхньому складі. У цих умовах виникають *гібридні пегматити*, що і асимілювали речовину бічних порід та *десиліковані пегматити*, які віддали частину свого кремнезему вміщуючим породам, що були недонасичені цією сполукою.

У мінеральному складі пегматитів переважають силікати й окисли. Гранітні пегматити чистої лінії складені калієвим польовим шпатом (ортоклаз, мікроклін), кварцем, плагіоклазом (альбіт, олігоклаз) та біотитом. Крім головних пегматитоутворюючих мінералів, у них концентруються в різному ступені мусковіт, турмалін, гранат, топаз, берил, лепідоліт, флюорит, апатит, мінерали рідкісних та радіоактивних елементів а також рідкісних земель. Гібридні пегматити, які були сформовані при асиміляції глиноземистих порід (наприклад, глинистих сланців або основних порід), збагачуються такими мінералами як андалузит, кіаніт, силліманіт. Пегматити, що були контаміновані карбонатами кальцію, магнію й заліза містять рогову обманку, піроксени, титаніт, скаполіт та інші мінерали. Десиліковані пегматити формуються при впливі гранітного розплаву на ультраосновні й карбонатні породи й представлені, як правило, плагіоклазитами зі складом від альбітитів до анортитів. При пересиченні глиноземом формуються корундові плагіоклазити.

Лужні пегматити зустрічаються в лужних магматичних комплексах і складаються з мікрокліну або ортоклазу, нефеліну або содаліту, егірину, арфведсоніту з домішкою апатиту, анальциму а також мінералів цирконію, титану, ніобію й рідкісних земель.

Пегматити ультраосновних і основних магм (габбро-пегматити, бронзитити) складені основним плагіоклазом (анортит-бітовніт), середнім плагіоклазом (лабрадор-андезин), ромбічним піроксеном (бронзит), у меншому ступені олівіном, амфіболом, біотитом з домішкою апатиту, гранату, сфену, циркону, титаномангнетиту, магнетиту та іноді сульфідів (пірротин, пентландит, халькопірит).

Гранітні пегматити також підрозділяють на дві групи: 1) прості недиференційовані пегматити, складені майже винятково мікрокліном і кварцом та 2) складні диференційовані відміни. Прості гранітні пегматити складаються переважно з калієвого польового шпату й кварцу. Складні пегматити мають більш різноманітний мінеральний склад і, як правило, зональні. Чим більша ступінь диференціації, тим більше число зон утворюється. У будові таких зональних гранітних пегматитів виділяються п'ять головних зон. Першою самою зовнішньою зоною є тонкозерниста аплітова облямівка мусковіт-кварц-польовошпатового складу, яка за шириною рідко перевищує декілька сантиметрів.

Друга зона складена кварц-польовошпатовою масою письмової (графічної) структури. Третя зона складається з мономінеральної маси або блоків мікрокліну. Четверту зону формує кварцове ядро пегматитових жил. П'ята зона не завжди проявлена й менш виразна. Вона представлена неправильними скупченнями кварцу, альбіту, мусковіту, сподумену та мінералів рідкісних металів які тяжіють переважно до границі кварцового ядра й мікроклінової зони.

Магматогенні пегматити, відповідно до особливостей їх генезису, також підрозділяються на дві групи – сингенетичні та епігенетичні. Сингенетичні (шлірові, камерні) пегматити розташовані завжди усередині інтрузій і формуються одночасно з останніми. Для них характерна відсутність різких контактів і аплітових облямівок, овальна форма й велика кількість міаролових порожнин. Епігенетичні пегматити формувалися після затвердіння зовнішнього каркасу інтрузій. Їх тіла розміщуються як у материнській породі так і за її межами, мають жильні форми, різкі контакти, чіткі аплітові облямівки, контролюються тектонічними порушеннями.

Пегматити характеризуються наявністю типоморфної пегматитової структури. Під *пегматитовою структурою* (або інакше графічною, письмовою) розуміють таке характерне взаємовідношення мінеральних видів, при якому великі кристали якого-небудь одного (або декількох) мінералів виявляються пророслими однаково орієнтованими більше дрібними кристалами іншого мінералу. Наприклад, у гранітних пегматитах – мікрокліну або ортоклазу (74% від маси породи) кварцем (26%), у лужних пегматитах – ортоклазу та нефеліну $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ егірином $\text{NaFe}(\text{SiO}_3)_2$ та арфведсонітом $\text{Na}_3\text{Fe}_4(\text{Al,Fe})[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$, в основних – спостерігається проростання Са плагіоклазів (лабрадору, бітовніта й анортиту) піроксеном $(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3$.

Метаморфогенні пегматити формувалися на регресивній стадії високих фацій регіонального метаморфізму. Вони не пов'язані з магматичними комплексами, розвиваються в межах граніто-гнейсових блоків древніх кратонів і контролюються розривними структурами зон протоактивізації. У їхньому складі присутні типоморфні метаморфічні мінерали - дистен, силліманіт, андалузит і інш.

Умови формування та гіпотези пегматитоутворення.

За геологічним даними, пегматити формуються в широкому інтервалі глибин від 1,5 до 20 км, що відповідає літостатичному тиску 120-800 Мпа. А. Гінзбург виділяє чотири формації пегматитів по глибині їх утворення: 1) 1,5-3,5 км – малих глибин (хрусталеносні); 2) 3,5-7 км – помірних глибин (рідкіснометальні); 3) від 7-8 до 10-11 км – великих глибин (слюдоносні); 4) більше 10-11 км – досить великих глибин (керамічні). На менших глибинах, що відповідають верхній частині гіпабісальної та приповерхневої зон, пегматитові поля не утворюються.

В залежності від точки зору на умови формування пегматитів існують різні думки щодо початкової температури пегматитоутворення. Про температурний режим дозволяють судити наступні дані: 1) рання кристалізація в магматичному розплаві відбувається при температурі 1200-900°C; 2) застигання нормального граніту відбувається трохи нижче 1000 °C (до 800°C). У присутності мінералізаторів ця температура може знизитися до 730-640° C. З іншої сторони: 1) кінцева гранітна евтектика, яка властива раннім мінеральним відокремленням пегматитів, відповідає температурі 700-650°C; 2) температура кристалізації найпоширеніших пегматитових мінералів становить: біотиту – 760-435° C, мусковіту – 500-435° C, берилу – 500-400° C, кварцу – 600-300° C, топазу – 510-300° C, моріону й аметисту – 300-130° C, халцедону – 90-55° C. З урахування сукупності наявних даних, припускається що температурний діапазон формування пегматитів може становити 800-50°C.

Пегматити як правило не супроводжуються потужними проявами змін вміщуючих порід. Метасоматоз розвивається тільки в тілі самих пегматитів, обумовлюючи характерні риси їхньої внутрішньої будови. Саме ці риси і слугували основою для побудови гіпотез

можливого генезису пегматитів. Питання походження пегматитів відноситься до однієї з найбільш дискусійних проблем у рудній геології. На сьогодні існує декілька гіпотез пегматитоутворення.

1. *Магматогенно-гідротермальна гіпотеза*, що була розроблена А. Ферсманом, припускає що пегматити є продуктом розкристалізації своерідної залишкової магми. У якості опорних пунктів температурної еволюції процесу розкристалізації пегматитів А. Ферсман використовував: 1) початок процесу пегматитоутворення 800-700° С; 2) точку переходу бета-кварцу у альфа-кварц, що розміщується у межах від 573 до 644° С (залежно від тиску); 3) критичну температуру води, що змінюється у межах 374 і 425° С (залежно від тиску й складу розчинених речовин); 4) мінімальну температуру гідротермального мінералоутворення у 50° С.

Загальний розвиток процесу пегматитоутворення, згідно до гіпотези А. Ферсмана, був описаний на основі розгляду двохкомпонентної системи, що складається із важколеткої речовини (силікату) і легколеткого компонента (води). Процес відбувався безупинно і розподілявся на п'ять етапів: магматичний (900-800 °С), епімагматичний (800-700 °С), пневматолітовий (700-400 °С), гідротермальний (400-50°С) та гіпергенний (50°С). Етапи у свою чергу були підрозділені на 11 фаз і стадій. На ранніх етапах формувалися плагіоклази, середніх – мікроклін і заключних – альбіт. Відповідно до запропонованої гіпотези формування пегматитів було неможливим без існування специфічного залишкового високомінералізованого леткими сполуками магматичного розплаву, повна еволюція якого відбувається в обстановці закритої фізико-хімічної системи, при необмеженій розчинності води у силікатному розплаві.

Серед недоліків магматогенно-гідротермальна гіпотези були: невраховування факту обмеженої розчинності води в розплаві; проблема простору (потрібні більш відкриті порожнини); не пояснена зміна калієвих польових шпатів натрієвими за рахунок автометасоматозу.

2. *Двустадійная магматогенно-пневматолітово гідротермальна гіпотеза* була розроблена американськими геологами Р. Джонсом та Е. Камероном. На їхню думку, структурні характеристики пегматитів дозволяють розподілити їх на дві самостійні групи: 1) зональні пегматитові тіла, які формуються при заповненні порожнини розплавом; 2) метасоматичні утворення, які накладаються на більш ранню зональну будову пегматитових тіл. Отже, процес формування пегматитів розподілявся на два самостійних етапи – ранній магматичний та пізній пневматоліто-гідротермальний.

На першому, магматичному етапі відбувалося заповнення порожнини розплавом, з якого за схемою фракційної кристалізації утворювались зональні пегматити. Система на цьому етапі була напівзакритою, оскільки привнесення нових речовин не відбувалося, а видалення частини речовини за межі пегматиту було можливим. На другому, метасоматичному етапі система повністю розкривалася. Під впливом газоводних мінералізованих розчинів, які надходили з глибини, відбувалася метасоматична переробка раніш сформованих простих пегматитів з виносом продуктів обмінних реакцій за межі пегматитів та формуванням складних пегматитових тіл. У другий етап формувалися метасоматичні частини пегматитів, які як правило складаються із кварцу, альбіту, мусковіту а також мінералів рідкісних елементів.

До недоліків цієї гіпотези відносять незначні за масштабами прояви процесів винесення та привнесення речовини за межі пегматитових тіл – тільки деяка частина пегматитових тіл облямовується ореолами метасоматично змінених порід, що може свідчити про наявність процесів гідротермального винесення пегматит утворюючих речовин за межі цих тіл.

3. *Метасоматична двоетапна гіпотеза* була розроблена А. Заварицьким. Він вважав, що пегматити можуть утворюватися з будь-якої вихідної породи близької за складом до гранітів. Увесь процес пегматитоутворення, за його поглядами, розподіляється на два етапи, які поступово переходять один в інший. На першому етапі залишкові гарячі

газоводні розчини, які перебували у стані хімічної рівноваги з вміщуючими породами, створювали умови для перекристалізації цих порід. В результаті формувалися крупно- і гігантокристалічні прості пегматити, які не відрізнялися за мінеральним складом від порід по яких вони утворювалися. Ці пегматити відрізняються від похідних порід тільки за розміром складаючих їх мінералів та мінеральних агрегатів. Такого роду збірна кристалізація вимагає певного часу й могла відбуватися тільки у закритій системі.

На другому етапі внаслідок дифузії газоводного розчину через вміщуючі породи система стає відкритою, склад розчину змінюється й він перестає бути хімічно врівноваженим по відношенню до мінералів простих пегматитів. Починається розчинення мінералів простих пегматитів і заміщення їх новими мінеральними асоціаціями з утворенням метасоматичних пегматитових тіл.

Серед недоліків гіпотези А. Заварицького перераховують наступні: неможливість її використання для пояснення формування пегматитів у негранітних породах та відсутність потужних зон гідротермальної переробки, які повинні були б формуватися у вміщуючих породах.

4. *Ліквіаційна гіпотеза*, яка була запропонована А. Маракушевим використовується для пояснення генезису тільки гранітних пегматитів. Пегматитоносність гранітних масивів пов'язується із процесами розшарування. Так наприклад, шлірові пегматити концентруються переважно в присклепінневих частинах масивів. Сам процес пегматитоутворення, згідно до ідей А. Маракушева, представляє собою окремий петрогенетичний процес сутність якого полягає у відщепленні від залишкової магми особливого флюїдного розплаву згідно з механізмами рідинної незмішуваності й розшарування гранітоїдного плутона.

5. *Метаморфогенна гіпотеза*, яка була розроблена В. Мораховським, використовувалася для пояснення численних пегматитових провінцій і полів, які широко розвинені у фундаментах древніх платформ та для яких не спостерігається наявність просторово-генетичного зв'язку з інтрузивними комплексами. Вважається, що утворення цих пегматитів тісно пов'язане з виникненням й розвитком очагових структур, що формуються на регресивних стадіях метаморфізму на фоні падіння температури і тиску.

Слід зазначити, що однієї універсальної концепції, яка б могла пояснити усю існуючу різноманітність природних пегматитів не існує. У кожній окремій геологічній ситуації актуальність зберігають окремі положення усіх перерахованих вище гіпотез.

Можливість формування корисних копалин, пов'язаних з пегматитами, залежить головним чином від двох факторів – ступеня диференціації магматичної речовини й масштабів метасоматичного перетворення ранніх фацій пегматитів. Із цих позицій пегматити, що вміщують корисні копалини підрозділяються (В.І. Смірнов) на три класи родовищ: прості, перекристалізовані й метасоматично заміщені. Однак існує й класифікація родовищ пегматитів по провідному типу корисного компонента, який вони вміщують. Згідно до неї виділяють чотири класи пегматитових родовищ – керамічні, мусковітоносні, рідкіснометальні та хрусталеносні.

Керамічні родовища складені винятково калінатровими польовими шпатами й кварцем, володіють письмовою, гранітною й гігантозернистою структурою. Можуть використовуватися у якості керамічної сировини, при значеннях відношення кварцу й польових шпатів у промислових сортах 1:3.

Мусковітоносні родовища зустрічаються у магматогенних та метаморфогенних (дистен-силліманитова фація) перекристалізованих пегматитах. Запаси великих родовищ можуть сягати значень у декілька тисяч тон.

Рідкіснометальні родовища асоціюють із магматогенними й метаморфогенними метасоматично заміщеними пегматитами. Магматогенні родовища характеризуються більшою різноманітністю наявних рудних елементів. Крім найбільш важливих у промисловому відношенні танталу й ніобію, з них видобувають у невеликих кількостях

олово, вольфрам, уран, торій, рідкісні землі. У метаморфогенних пегматитах, що утворилися в умовах андалузит-силліманитової фації, часто розташовуються складні тантал-ніобієві та рідкісноземельні родовища.

Хрусталеності родовища кольорових каменів пов'язані з магматогенними метасоматично заміщеними пегматитами. Особливо перспективними серед них є гранітні пегматити. Типовим для них є присутність великих до 200 м відкритих порожнин із друзами кристалічної сировини. Із цих родовищ видобувають переважну частину гірського кришталю, оптичного флюориту, топазів, аквамаринів, аметистів та інших дорогоцінних каменів.

Контрольні питання.

1. Пегматити, їх характерні особливості та існуючі різновиди.
2. Магматогенно-гідротермальна гіпотеза пегматитоутворення.
3. Двустадійна магматогенно-пневматолітово гідротермальна гіпотеза.
4. Метасоматична двохетапна гіпотеза пегматитоутворення.
5. Ліквіаційна та метаморфогенна гіпотези пегматитоутворення.

Рекомендована література:

1. Авдонин В.В., Старостин В.И. Геология полезных ископаемых – М. «Академия», 2010 – 384 с. (стор 40-44)
2. Вольфсон Ф.И., Некрасов Е.М. Основы образования рудных месторождений – М. Недра, 1986, 202 с. (стор 83-88)
3. Генезис эндогенных рудных месторождений – М. Недра, 1968, 718 с. (стор 84-148)
4. Котляр В.Н. Основы теории рудообразования – М. Недра, 1970, 460 с. (стор 120-134)
5. Синяков В.И. Основы теории рудогенеза – М.Недра, 1987, 190 с. (стор 32-44)
6. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых – М. Недра, 1982, 668 с. (стор 118-139)
7. Старостин В.И., Игнатов П.А. Геология полезных ископаемых – М. Академпроект, 2004, 510 с. (стор 91-102)

Розділ 9. Карбонатитові родовища.

Карбонатитами називають ендегенні скупчення карбонатів, які просторово й генетично пов'язані з формаціями ультраосновно-лужних порід і нефелінових сієнітів. Найголовнішою особливістю карбонатитових родовищ, є тісний зв'язок рудоносних карбонатитів із зазначеними магматичними породами, поза проявами яких карбонатитові родовища не зустрічаються. Іншою особливістю карбонатитових родовищ є складний вулканогенно-інтрузивний характер магматичних комплексів, які еволюціонували від ультраосновних до лужних порід і формували структури центрального типу. Ці структури представлені центральним масивом, оточеним конічними або кільцевими інтрузивами й дайками. Центральний інтрузив має, як правило, у плані округлі або еліпсоподібні обриси і сягає у діаметрі декількох, іноді 5-6, кілометрів і більше. Конічні й кільцеві тіла й дайки, що підкреслюють концентрично-зональну будову комплексу, складені ультраосновними й лужними породами.

На теперішній час цей час у світі відомо більше 400 масивів інтрузивних порід, з якими асоціюють карбонатитові родовища. Серед найбільш великих – родовища флогопіту й вермикуліту (Ковдор, Гулінський масив, Росія), заліза (Ковдор; Палабора у ПАР), фосфору (Палабора; Сукулу в Уганді), багаті родовища руд ніобію (Араша, Бразилія; Луеш, Заїр; Ока, Канада), родовища танталу (Нкомбва, Замбія), цирконію (Палабора), рідкісних земель (Мрима, Кенія), міді (Палабора), флюориту (Тагна, Росія), цементної й вапнякової сировини (Тороро й Сукулу, Уганда). Крім того, деякі родовища вміщують поклади бариту й стронціаніту. В умовах гіпергенезу на карбонатитах формується кора вивітрювання, вміст корисних компонентів у якій (апатиту, пірохлору, бастнезиту й інш.) підвищується на 3-5 разів у порівнянні з корінними породами.

Рудоносні карбонатити, як і магматичні комплекси з якими вони зв'язані утворюються винятково в межах древніх платформ і суміжних до них складчастих зон, що завершили свій розвиток, в інтервалі часу від пізнього докембрію до третинного періоду включно. Ще однією характерною рисою карбонатитових родовищ є приуроченість їх до глибинних розломів (гарячих крапок та рифтів), які розбивають платформи в крайових і центральних частинах. При цьому дуже часто локалізація рудоносних магматичних комплексів спостерігається в ділянках перетину таких розломів.

Рудоносні масиви є, як правило, багатофазними й формувалися протягом 10-100 млн років у два етапи – ранньомагматичний та пізньомагматичний. Ранньомагматичний етап підрозділяється на чотири стадії, які розділені періодами відносної стабільності. У першу, гіпербазитову стадію утворюються ультраосновні породи, які представлені дуніт-перідотитами, перідотитами та піроксенітами. У другу, лужно-гіпербазитову стадію формуються біотитові перідотити й піроксеніти та меліліт-вміщуючі породи. У третю, ійоліт-мельтейгітову стадію формуються породи з перемінним складом від якупірангітів до уртитів. У четверту стадію укорінюються нефелінові й лужні сієніти.

Пізньомагматичний, або власне карбонатитовий етап також розподіляється на чотири стадії: кальцитову, магнезіо-кальцитову, доломіт-кальцитову та доломіт-анкеритову, із чітко встановленою послідовністю мінералоутворення кальцит-доломіт-анкерит.

Тривалий розвиток ультраосновно-лужних порід і супровідних їм карбонатитів відбувався в широкому діапазоні температур на тлі поступового її зниження. Відмічаються наступні етапи температурної еволюції: 1) ультрабазити, 1350-1100°C; 2) лужні породи ійоліт-мельтейгітового етапу по біотит-піроксеновому геотермометру й по термометрії склуватих включень, 1100-630°C; 3) породи етапу нефелінових сієнітов, за аналогічними даними, 750-620°C. За даними аналізу полів стабільності, пірротин-піритового геотермометра, розпаду твердих розчинів, люмінесценції й термометрії (гомогенізація й декрепітація): 1) карбонатити першої стадії 630-520°C; 5) карбонатити другої стадії 520-400°C; 6) карбонатити третьої стадії 400-300°C; 7) карбонатити четвертої стадії 300-200°C.

Сам карбонатитовий комплекс представляє собою просторово-генетичну сукупність карбонатитів і сингенетичних їм карбонатитоїдів – порід, у складі яких карбонати розчленовуються на три групи.

- 1) карбонатвміщуючі породи – для яких середній вміс CO_2 становить 4 %. Це силікатні (з олівіном, мелілітом), алюмосилікатні (з нефеліном, калішпатом, альбітом, біотитом, канкринітом, хлоритом), фосфатні (з апатитом), оксидні (з магнетитом, гематитом) і сульфідні (з пірроотином, халькопіритом, піритом і іншими сульфідами) породи.
- 2) карбонатитоїди – значення вмісту CO_2 для яких в середньому сягає 15 %. Це карбонатно-силікатні, карбонат-апатитові й карбонат-магнетитові породи.
- 3) власне карбонатити – це породи із середніми значеннями концентрацій CO_2 35%, що відповідає концентраціям карбонатів 50% і більше.

Мінеральний склад карбонатитів визначається карбонатами, які складають 80-99% об'єму карбонатитових покладів. Найпоширенішими є кальцитові карбонатити (або сьовіти), рідше зустрічаються доломітові, ще рідше анкеритові й зовсім рідко сидеритові марганецьвміщуючі карбонатити. При формуванні карбонатитів спостерігається певна послідовність – спочатку накопичується кальцит, потім доломіт і вже потім анкерит. Інші мінерали є, власне кажучи, акцесорними, загальна кількість яких сягає 150. Серед акцесорних мінералів карбонатитів зустрічаються досить специфічні, які розглядаються у якості типоморфних. До таких мінералів належать флогопіт і апатит, та більш рідкісні: 1) бадделеїт – ZrO_2 , 2) пірохлор – $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{Ce})_2(\text{Nb}, \text{Ti}, \text{Ta})_2\text{O}_6(\text{O}, \text{OH}, \text{F})$, 3) гачеттоліт – уранвміщуючий пірохлор, 4) перовскіт – кнопіт – дизаналіт $(\text{Ca}, \text{Ce})(\text{Ti}, \text{Fe}^{3+}, \text{Nb})\text{O}_3$, 5) карбонати рідкісних земель: синхізит $\text{Ca}(\text{Ce}, \text{La})(\text{CO}_3)_2\text{F}$, паризит $\text{Ca}(\text{Ce}, \text{La})_2(\text{CO}_3)_3\text{F}_2$, та бастнезит $(\text{Ce}, \text{La})(\text{CO}_3)\text{F}$.

Найпоширенішими формами карбонатитових тіл є: 1) штоки, 2) конічні дайки, що спадають до центра масиву, 3) кільцеві дайки, які спадають від центра масиву, 4) радіальні дайки. Вони, як правило, мають різкі контакти з вміщуючими породами й різні розміри. Серед них відомі штоки з поперечним перетином від декількох сотень метрів до 7-8 км (Південна Африка) та дайки потужністю до 10 м при довжині у кілька сотень метрів й навіть до 1-2 км (Ально, Швеція).

Латеральна зональність карбонатитових масивів представлена двома типами – доцентровим та відцентровим. Доцентровий тип формується коли в центрі масиву розташовуються найбільш молоді відміни, тобто у напрямку подібному до зміни порід інтрузивного комплексу. Відцентровий тип характеризується зворотнім співвідношенням.

З інтрузивними комплексами широко пов'язані також ореоли екзо- та ендоконтактового метасоматозу. У тих випадках, коли карбонатитоносні лужні інтрузії укорінюються серед гранітів, гнейсів або сланців, останні випробовують лужний метасоматоз із утворенням надзвичайно характерних порід – фенітів. У процесі фенітизації відбувається привнесення калію й натрію (або одного із цих елементів) й винос кремнезему. В результаті утворюються породи, що нагадують за складом лужні граніти або сієніти. Ореоли фенітизованих порід поширюються по периферії лужних комплексів на сотні метрів і навіть до 10 км. Ендоконтактовий метасоматоз призводить до формування нефелін-піроксенових, піроксен-флогопітових та піроксен-амфіболових асоціацій у раніш сформованих гіпербазитах. Зони фенітизації, флогопітизації й інших типів контактового метаморфізму розташовуються концентрично навколо границь карбонатитвміщуючого масиву додатково підкреслюючи його концентрично-зональну будову.

За даними дослідження карбонатитових родовищ різного рівня формування й ерозійного зрізу (А. Фролов) спостерігається наявність вертикальної зональності. На значних глибинах переважають ультраосновні породи, з якими асоційована перовскіт-титано-магнетитова, флогопітова й доломит-кальцитова мінералізація. На середніх глибинах розташовуються переважно йоліт-мельтейгітові формації з кальцитовими

карбонатитами. На малих субвулканічних рівнях розвинені сієнітові породи з найрізноманітнішими карбонатитами. Для ефузивної фації характерні лужні лави й туфи з барит-апатитовою мінералізацією.

Умови формування.

Карбонатити за умовами локалізації є типовими приповерхневими утвореннями. Разом з тим, вони також тісно пов'язані з ультраосновно-лужними породами, що розглядаються як похідні глибинних підкорових джерел. На основі аналізу геологічних, геофізичних і експериментальних даних було встановлено, що магма яка формувала карбонатити могла підніматися із глибини 100-150 км. Первинні магматичні розплави були збагачені на Са та сполуки С. Збагачення відбувалося під дією висхідних теплових потоків, які надходили із астеносфери або навіть з більш глибоких геосфер землі, та привнесення перегрітих вуглецьвміщуючих флюїдів. Розплавлена речовина перебувала в умовах високого тиску 1500-2500 Мпа, а її підйом наверх міг відбуватися в періоди активізації глибинних розломів в межах платформ і щитів. Розплав, насичений перегрітими флюїдами, проникав у базальтовий шар континентальної кори й змішувався тут з виплавленою з кори магмою.

Масштаб підйому карбонатитвміщуючої магми сягали сотень кілометрів по вертикалі, обумовлюючи таким чином її тривалий шлях наверх, ймовірно з зупинками у проміжних магматичних камерах, що було необхідною умовою диференціації розплаву – від ультраосновного до лужного складу. Найбільші суттєві зміни розплав міг випробувати на глибині 5-10 км від поверхні, де могло відбуватися різке падіння тиску й надходження у зони розломів кисню. При цьому вуглецьвміщуючі флюїди окислювалися з формування CO_2 , що сприяло протіканню процесів вилучення іонів Са з розплаву. Це, в свою чергу, призводило до інтенсивного розшарування розплаву на дві незмішувані рідини, одна з яких мала істотно карбонатний, а інша – силікатний склад та була насичена К, Na і Al_2O_3 . Так при дослідженні розплавних включень у мінералах мелітових порід були встановлені прояви ліквіації – розподіл силікатних та карбонатних компонентів.

Порції магматичного розплаву могли кристалізуватися на місці або переміщуватися на більш високі горизонти земної кори, де вони й застигали. У випадках коли розплави досягали древньої поверхні утворювалися *карбонатитові масиви «відкритого»* типу. У випадках, коли верхні частини розплавів консолидувалися па глибині 1,5 до 5 км від древньої денної поверхні, формувалися *карбонатитові масиви «закритого»* типу.

Укорінення розплаву відбувалося послідовними порціями різного складу. Першими наверх проникали більш тугоплавкі та більш теплоємні розплави, які містили близько 40-45 % SiO_2 . Одні з них характеризувалися підвищеним концентраціями Mg і Fe, інші – К, Na, Fe і Al_2O_3 . При застиганні перших порцій розплавів формувалися ультраосновні породи, при кристалізації других – лужні породи основного складу. Ще більш пізні та порівняно легкоплавкі розплави були збагачені на Na, K, Al_2O_3 та недонасичені SiO_2 , при кристалації яких формувалися світло-забарвлені кристалічні породи – нефелінові сієніти.

Після розкристалізації тугоплавких фракцій й видалення з розплаву переважної кількості Na, K, Fe, Al у залишковій магматичній камері, окрім CO_2 та Са накопичувалися також металоносні газово-рідинні компоненти, що в результаті призводило до формування легкоплавких карбонатних металоносних розплавів (насичених Са та CO_2).

На протязі тривалого часу питання про можливість існування окремого карбонатного розплаву ставилося під сумнів. Це базувалося на високих значеннях температури плавлення карбонатів (кальцит плавиться при температурі 1339°C й тиску 102,5 МПа). Однак у 1960-х роках американські експериментатори П. Уайлі та О. Таттл встановили, що при температурі близькій до $650\text{-}700^\circ\text{C}$ може існувати розплав карбонатів і $\text{Ca}(\text{OH})_2$, насичений водою. Розплав залишається стійким на досить широкому діапазоні

тисків, від невеликих, характерних для приповерхніх частин земної кори, до суттєвих значень тиску, які відповідають глибинам 3,5 км.

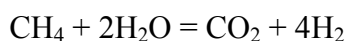
Подальші дослідження, які були проведені А. Купером, Дж. Гітінсом та О. Таттлом (1975 р.), дозволили встановити, що при тиску у 100 МПа: 1) кальцит плавиться інконгруентно при 1310°C; 2) у присутності води він починає плавитися приблизно при 740°C (при високому відношенні H₂O до CaCO₃), 3) у чотирьохфазній системі кальцит – портландит Ca(OH)₂ – рідина – пар мінімальна температура плавлення сягає 675°C. До того ж в Африці був відкритий вулкан (Олдоніо-Ленгаї, Танзанія) у якому відбуваються регулярні виверження натрокарбонатитів з температурою 520-580° С.

Карбонатний розплав найчастіше проникає в центральні частини кільцеподібних тіл, складених ультраосновними, основними породами та нефеліновими сієнітами. При температурі 550-600 °С починається виділення карбонатів. Поступово вони накопичуються у верхніх частинах магматичної камери, де й затвердівають. У цей час глибинні частини магматичної камери постійно збагачуються леткими компонентами води й вуглекислоти, які надходять з глибини а також металоноснимп газами – F, Cl, P, B. Збагачуючи таким чином розплав, вони поступово у міру зниження температури, перетворюють його у насичений газами водяний розчин. За даними геологічних і експериментальних досліджень, цей розчин може представляти собою складну низков'язку висококонцентровану водну систему (200-600 г/л), яка є близькою за характеристиками до розплаву або важкого флюїду.

Переважна частина карбонатів, що складає верхні й середні частини карбонатитових тіл, формується з цих розплавів. Насичені газами розплави мають велику хімічну активність і вступають у обмінні хімічні реакції з магматичними мінералами раніше сформованих порід. У результаті таких реакцій виникають нові природні мінеральні сполуки подібні до утворень метасоматичного походження.

У поясненні походження покладів карбонатитів, які на 90 % складені кальцитом CaCO₃, доломітом Ca,Mg(CO₃)₂, анкеритом Ca(Mg,Fe)[CO₃]₂ і сидеритом FeCO₃, на сьогодні існують дві конкуруючі гіпотези – магматична й гідротермальна. На підтвердження кожної з них наводяться об'єктивні геологічні й експериментальні дані.

Була також розроблена загальна генетична модель карбонатитового рудоутворення, відповідно до якої перенесення вуглецю з мантійних джерел здійснюється відновними флюїдами, що складаються з CH₄, CO, H₂ і інших газових компонентів. Утворення карбонатів відбувалося в обстановці падіння флюїдного тиску згідно до реакцій:



або



З карбонатитами пов'язані значні ресурси танталу, ніобію й рідкісних земель, суттєві запаси залізних руд, титану, флюориту, флогопіту, апатиту, міді й у меншій мірі свинцю й цинку. Родовища ніобію містять іноді до декількох мільйонів тон Nb₂O₅ із середніми концентраціями 0,1-1,0%, які підвищуються в корі вивітрювання до 4,5 %. Запаси танталу сягають декількох тисяч тонн при вмісті Ta₂O₅ 0,01-0,3 %. Особливо важливу роль відіграють бастнезит-паризит-монзонітові карбонатити, що акумулюють левову частину світових запасів рідкісноземельних елементів. Найбільшим родовищем цих елементів є Маунтін Пас (США), де значення концентрації Ta₂O₅ становлять від десятих до одиниць відсотка, досягаючи в корі вивітрювання 20 %. Важливу роль також відіграють апатит-магнетитові родовища з форстеритом і флогопитом, прояви яких відомі на всіх древніх платформах.

Контрольні питання.

1. Головні характеристики утрасновно-лужних комплексів та карбонатитів.
2. Стадії формування карбонатитоносних масивів.
3. Умови формування карбонатитів.
4. Корисні компоненти (родовища) карбонатитів.

Рекомендована література:

1. Авдонин В.В., Старостин В.И. Геология полезных ископаемых – М. «Академия», 2010 – 384 с. (стор 35-39)
2. Вольфсон Ф.И., Некрасов Е.М. Основы образования рудных месторождений – М. Недра, 1986, 202 с. (стор 89-94)
3. Генезис эндогенных рудных месторождений – М. Недра, 1968, 718 с. (стор 152-219)
4. Котляр В.Н. Основы теории рудообразования – М. Недра, 1970, 460 с. (стор 266-280)
5. Синяков В.И. Основы теории рудогенеза – М.Недра, 1987, 190 с. (стор 44-49)
6. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых – М. Недра, 1982, 668 с. (стор 140-158)
7. Старостин В.И., Игнатов П.А. Геология полезных ископаемых – М. Академпроект, 2004, 510 с. (стор 82-90)

Розділ 10. Скарнові родовища.

Поняття «скарн» було запропоновано ще у 1880 р. А.Тернебомом для позначення родовищ залізних руд Швеції. З того часу скарнові родовища виділяються в самостійну генетичну групу родовищ. Скарновими або контактово-метасоматичними називаються родовища, рудні тіла яких локалізуються в геологічних утвореннях, що формуються на контакті алюмосилікатних та карбонатних порід.

Більша частина скарнів відноситься до екзоскарнових утворень, які розташовуються у вміщуючих породах. Деяка частина екзоскарнів відступає від контакту на десятки й навіть сотню метрів. Значно рідше скарнові поклади віддалені від інтрузивів на відстань до 1000 м, а у поодиноких випадках навіть до 2000 м. Істотно менша частина скарнів відноситься до ендоскарнових утворень, які приурочені до вузької приконтактової зони інтрузиву, але іноді локалізуються на деякій відстані від контакту.

За складом вихідних порід скарни підрозділяються на три різновиди – вапнякові, магнезійні та силікатні. Вапнякові скарни утворюються при заміщенні вапняків і є найпоширенішим різновидом скарнів. До числа головних скарноутворюючих мінералів вапнякових скарнів належать гранат (ряду гроссуляр $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ – андрадит $\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$) та піроксен (ряду діопсид $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ – геденбергіт $\text{CaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$). Істотний розвиток іноді отримують везувіан, воластоніт, скаполіт, амфіболи, епідот, магнетит, карбонати й кварц. Магнезійні скарни формуються при заміщенні доломітів або доломітизованих вапняків. Вони зустрічаються рідше вапнякових різновидів. Типоморфні мінерали магнезійних скарнів представлені діопсидом, форстеритом, шпінеллю, флогопітом, гумітом, серпентином, паргаситом, людвігітом, магнетитом, доломітом, кальцитом. Силікатні скарни формуються по породам силікатної складу – гранітоїдам, порфірам та їх туфам, траппам, аркозовим пісковикам та алевролітам. Найбільш характерним мінералом для силікатних скарнів є скаполіт. В іншому їх склад мало відрізняється від вапнякових скарнів.

У взаємовідношеннях скарноутворюючих мінералів відзначаються дві особливості. По-перше – чітко виражений метасоматичний характер мінералоутворення, з формуванням псевдоморфоз по раніш сформованим мінералам. По-друге – фаціальна зміна скарноутворюючих мінералів залежить від фактору зростання кислотності, що регулює хімічні потенціали кальцію, магнію й заліза (В. Жаріков). Типова зміна фацій характеризується витисненням кальцію магнієм, а потім залізом, та формуванням типового мінерального ряду волластоніт $\text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$ → діопсид $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ → саліт → геденбергіт $\text{CaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ → андрадит $\text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$. У зв'язку із цим говорять про волластонітовий, діопсидовий, гранатовий та інші скарни.

Узагальнена модель скарнового зонального покладу має наступний вигляд: 1) незмінені гранітоїди, 2) освітлені мусковітизовані гранітоїди; 3) ендоскарни гранатового складу з епідотом і плагіоклазом; 4) екзоскарни піроксен-гранатові; 5) скарни гранатові, 6) скарни піроксенові; 7) вапняки мраморизовані й 8) незмінені вапняки. Скарнові породи характеризуються плямистою, смугастою, масивною текстурами й гранобластовими, порфіробластовими, волокнистими структурами.

Серед скарнових тіл спостерігається велика морфологічна розмаїтість. За ступенем ускладнення форм виділяються: 1) пластові й шароподібні, 2) лінзоподібні, 3) штоки, 4) труби, 5) жили й жиліоподібні тіла, 6) гнізда, 7) складні розгалужені тіла.

Скарнові утворення відомі з раннього докембрію й характерні для платформ, мобільних поясів і областей тектономагматичної активізації, де вони асоціюють із плагіогранітами, плагіосієнітами й траппами – похідними базальтової магми; та з гранодіоритами батолітів і гранітоїдам малих інтрузій – похідними гранітної магми.

Умови утворення скарнів.

Скарни формуються в результаті комбінованої дії тепла інтрузій і гарячих мінералізованих газово-рідинних розчинів. При укоріненні інтрузивного тіла вміщуючи

породи випробовують термальний ізохімічний метаморфізм. При цьому за рахунок сланців виникають контактні роговики, по пісковиках – кварцити, по вапняках – мармури. Зони цих перетворень суцільним ореолом розвиваються навколо інтрузій на будь-якій глибині й при будь-якому тиску.

З іншого боку, при виділенні з інтрузиву летких сполук відбуваються аллохімічні метасоматичні процеси з утворенням локальних скарнових тіл, розміщення яких контролюється тектонічними деформаціями. Ці процеси можуть відбуватися на гіпабісальних глибинах, де внутрішній флюїдний тиск перевищував зовнішнє літостатичне навантаження. Оптимальний діапазон глибин скарноутворення становить 0,5-2,5 км. У той же час В. Жаріков, виходячи з розрахункових даних про граничні температури стійкості кальцієвих силікатів, висунув припущення про можливість утворення вапнякових скарнів до глибини 12-15 км, а магнезійних – до глибини 30-40 км.

Більшість скарнових родовищ формувалося в широкому інтервалі температур. Вважається що скарни почали формуватися при температурі близько 900°С, а завершувався процес скарноутворення при гідротермальному режимі середніх температур (близько 300°С). Температури синтезу найголовніших скарноутворюючих мінералів розміщуються у межах: 1) андрадит і гроссуляр 950-225°С, 2) діопсид, тремоліт і волластоніт 350°С, 3) геденбергіт 320°С. Експерименти по нагріванню гранатів обмежують верхню температуру їхнього виділення у 850-750°С. На основі зведених діаграм, побудованих В. Жаріковим виділяються чотири температурні фації скарнів: 1) волластоніт-плагіоклазова (900–750°С); 2) піроксен-гранатова (800-500°С); 3) гранат-епідотова (500-450°С); 4) піроксен-епідотова (близько 400°С). У скарнах деяких родовищ відомий самородний вісмут, який формується при температурі нижче 270°С.

Відносно генезису скарнів та скарнових родовищ існують дві головні гіпотези – інфільтраційно-дифузійна, розроблена Д. Коржинським та стадійна, запропонована П. Пилипенко.

Інфільтраційно-дифузійна гіпотеза була розроблена при вивченні скарнів Тур'їнських рудників Уралу, де для пояснення умов скарноутворення Д. Коржинський висунув ідею біметасоматозу. По обидві сторони розігрітого контакту силікатних порід - гранітоїдів та карбонатних порід – вапняків, у гарячому водяному розчині, який просочує ці породи, виникає різко неврівноважена хімічна система. З однієї сторони в розчині перебувають елементи властиві карбонатному середовищу, а з іншого боку – елементи силікатних порід. У зв'язку із цим відбувається вирівнювання складу розчину із зустрічним дифузійним потоком елементів з області високої в зону низької концентрацій. На фронтах такого дифузійного проникнення протікають обмінні реакції як між сполуками розчину так і з породоутворюючими мінералами. При цьому формуються нові мінеральні сполуки, до складу яких входять елементи як силікатних так і карбонатних порід, тобто вапняково-силікатні скарни.

Завдяки різних ступенів рухливості дифундуючих елементів, зниження їх концентрації у розчині в напрямку до фронту дифузії буде відбуватися з різною швидкістю. За ступенем рухливості всі елементи розподіляються на чотири групи. До першої групи найбільш рухливих сполук відносяться вода, рухливість якої не залежить від складу наповнюваних нею порід і зростає зі збільшенням температури. До цієї ж групи належить й вуглекислота, рухливість якої зростає із глибиною (зі збільшенням тиску). До другої групи елементів, цілком рухливих при усіх умовах, відносяться сірка, хлор, калій і натрій. До третьої групи елементів, що є цілком рухливі лише при інтенсивному метасоматозі, відносяться кисень, кремній, кальцій, магній і залізо. Їх відносна рухливість залежить від умов температури, тиску й складу порід. До четвертої групи відносяться найменш рухливі, інертні елементи – фосфор, титан та алюміній.

Зональна структура скарнів формується у зв'язку з поступовим розростанням зон у напрямку дифузійного потоку при наступанні тилкових зон на фронтальні. Відповідно до

законів кінетики метасоматозу між зонами утворюються різкі границі (спереду відсутній мінерал що заміщує, а позаду – мінерал, який заміщується). При переході від авангардних до тилових зон зменшується кількість мінералів аж до утворення мономінеральної зони.

Однак концепція біметасоматозу мала й деякі недоліки, що виявилися при проведенні досліджень балансу речовин. Було встановлено, що об'єм кремнезему який привносився із гранітоїдів й був необхідний для формування скарнів, не може бути забезпечений тільки процесами біметасоматозу (потрібне привнесення кремнезему ззовні). В той же час для утворення деяких ендоскарнів не вистачає окиси кальцію, що переміщується з вапняків, й її дефіцит також компенсується зовнішнім привнесенням. До того ж за концепцією біметасоматозу є неможливим утворення скарнів, які залягають винятково серед силікатних або карбонатних порід.

Тому концепція біметасоматозу надалі була модернізована Д. Коржинським у інфільтраційно-дифузійну гіпотезу. Згідно до нової моделі скарнового процесу передбачалося, що родовища можуть формуватися за рахунок хімічних сполук, які можуть як виносяться із глибинних магматичних вогнищ так й вилучатися з порід на шляху руху скарнуючих розчинів. У пункті входу в систему переважали привнесені сполуки. Надалі їх роль знижується й процес скарноутворення відбувається за рахунок зустрічної дифузії елементів. Згідно запропонованої моделі вважалося, що основна маса скарнів утворилася біметасоматичним способом, а рудні поклади пов'язані з потужним впливом постмагматичних розчинів, які циркулювали по тріщинним зонах. Проте й цей удосконалений варіант гіпотези не пояснював наявну розмаїтості рудних мінералів скарнів і не враховував широко поширені явища стадійності скарнового процесу.

Стадійна гіпотеза, яка була розроблена П. Пилипенко, припускала, що переважна маса речовини скарнів і руд привносилася ззовні специфічними скарноутворюючими розчинами. При цьому склад речовин, які привносяться поступово змінювався. Це обумовлювало, з одного боку, формування зональної будови скарнів, а з іншого боку – утворення їх мінеральної різноманітності. На основі емпіричних даних П. Пилипенко увесь процес скарноутворення розподілив на шість стадій (фаз) метасоматозу.

Перша фаза кремневого метасоматозу характеризується привнесенням кремнію, відбувається в умовах високої температури й призводить до формування діопсидової породи (світлі роговики). Друга фаза алюмосилікатного метасоматозу обумовлена привнесенням кремнію й алюмінію, що створює умови для формування гранатів і піроксенів. Третя фаза галоїдного метасоматозу пов'язана із привнесенням хлору, що призводить до накопичення скаполіту. Четверта фаза залізного метасоматозу характеризується виділенням закисного й окисного заліза, що призводить, з одного боку, до накопичення магнетиту й гематиту, а з іншого боку – до збагачення скарнів залізистими алюмосилікатами (геденбергітом, луевритом, залізистим гранатом). Протягом перших чотирьох стадій формуються «сухі-скарни», мінерали яких не містять води. Надалі флюїдний режим різко змінюється. П'ята фаза флюїдно-водного метасоматозу протікає при участі таких мінералізаторів, як вода, вуглекислота й хлор, і призводить до утворення «водних скарнів», до складу яких входять рогові обманки, епідот, а також шееліт та кальцит. Шоста фаза сульфідного метасоматозу, найбільш низькотемпературна, обумовлена привнесенням води, сірки (у вигляді сірководню) і металів, при участі яких формуються сульфіди й сульфосоли. Цю фазу П. Пилипенко розподіляв на три підфази: 1) арсено-сірчистого метасоматозу, 2) залізо-мідного метасоматозу й 3) свинцево-цинкового метасоматозу.

Скарнові родовища досить різноманітні за складом наявних корисних копалин. Найбільш широкий спектр металевих родовищ є характерним для вапнякових скарнів. У них відомі родовища майже усіх металів, за винятком хрому, сурьми й ртуті. Для магнезійних скарнів є типовими родовища бору, деякі родовища залізних, залізо-цинкових руд та флогопіту.

Асоціації рудних мінералів виділяються в одну зі стадій скарноутворення. За характером співвідношення зруденіння з породними асоціаціями скарнів виділяються три типи зруденіння скарнових родовищ.

1. Тип одночасного зруденіння, що характеризується накопиченням цінних мінералів у період формування піроксен-гранатової асоціації. До нього відноситься частина магнетитових, боратових та графітових родовищ. У цьому випадку контури рудних тіл співпадають або є близькими до контурів скарнових тіл.
2. Тип супутнього зруденіння формується, коли процес відкладання рудних мінералів безпосередньо змінює процес формування вапняково-силікатних скарнів. До цього типу відносяться деякі магнетитові, боратові й вольфрамові родовища. Рудні тіла можуть займати лише частину об'єму скарнованих порід.
3. Тип накладеного зруденіння формується, коли накопичення цінних мінералів пов'язане з більш пізньою стадією, продукти якої накладаються на вапняково-силікатні скарни. До цього типу належить більшість родовищ кобальту, міді, молібдену, свинцю, цинку, золота, олова, торію, урану, а також частина родовищ вольфраму. Скарни в такому разі виступають переважно у ролі вміщуючих порід. Контури рудних покладів при цьому не співпадають з контурами скарнових тіл, перекривають їх лише частково й можуть виходити у породи, які вміщують скарни.

Контрольні питання.

1. Загальні характеристики та умови утворення скарнових родовищ.
2. Інфільтраційно-дифузійна гіпотеза скарноутворення Д. Коржинського.
3. Стадійна гіпотеза скарноутворення П. Пилипенко.
4. Типи зруденіння скарнових родовищ.

Рекомендована література:

1. Авдонин В.В., Старостин В.И. Геология полезных ископаемых – М. «Академия», 2010 – 384 с. (стор 45-52)
2. Вольфсон Ф.И., Некрасов Е.М. Основы образования рудных месторождений – М. Недра, 1986, 202 с. (стор 95-104)
3. Генезис эндогенных рудных месторождений – М. Недра, 1968, 718 с. (стор 220-302)
4. Котляр В.Н. Основы теории рудообразования – М. Недра, 1970, 460 с. (стор 213-224)
5. Синяков В.И. Основы теории рудогенеза – М.Недра, 1987, 190 с. (стор 50-67)
6. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых – М. Недра, 1982, 668 с. (стор 159-199)
7. Старостин В.И., Игнатов П.А. Геология полезных ископаемых – М. Академпроект, 2004, 510 с. (стор 103-119)

Розділ 11. Альбітит-грейзенові родовища.

Альбітити та грейзени представляють собою лужні метасоматити, що були утворені постмагматичними або метаморфічними пневматоліто-гідротермальними флюїдами. Їх поєднує спільність походження, розміщення та джерел речовини. Грейзенові родовища відомі ще з середньовічних часів, а альбітитові отримали практичний інтерес тільки з другої половини минулого століття. Й саме тоді був помічений тісний генетичний зв'язок між ними, що дозволив поєднати ці типи родовищ в одну генетичну групу.

Як правило, зони альбітизації та грейзенізації пов'язані з апікальними виступами масивів кислих і лужних гіпабісальних вивержених порід. Флюїдні потоки, фільтруючись через граніти нормальної й підвищеної лужності й просто лужні породи, альбітизують апікальні частини інтрузій (особливо інтенсивно виступи й апофізи), а надлишок калію виноситься і зв'язується у грейзенах, що формуються на границях альбітизованих гранітоїдів з вмшуючими породами та серед останніх. При цьому відбувається рафінування породи від рудних елементів-домішок і перевідкладання частини з них в альбітитах, а інших елементів частини в грейзенах. Типоморфні рудні елементи альбітитів – це цирконій, ніобій та торій, грейзенів – берилій, літій, олово та вольфрам.

Єдність процесу формування альбітитів та грейзенів не завжди призводить до їх одночасного й сумісного утворення. По-перше, формування продуктів постмагматичного лужного перетворення як правило починається з калієвого метасоматозу, що зводиться до ранньої мікроклінізації, а потім, при інверсії процесу, розвивається натровий метасоматоз, що призводить до альбітизації порід. У тих випадках, коли зміни обмежуються тільки калієвим метасоматозом, виникають лише грейзени у приконтактних частинах мікроклінізованих гранітів. По-друге, описувані метасоматити пов'язані з перетворенням серії порід, до якої входять нормальні граніти, граніти підвищеної лужності, лужні граніти й лужні породи. При переході від нормальних гранітів до усе більше лужних відмін об'єм альбітизованих порід зростає, а грейзенізованих знижується. У зв'язку із чим у породі як правило зустрічаються грейзени без альбітитів і, навпаки, альбітити без грейзенів.

Формування альбітит-грейзенових метасоматитів розпочалося з появою на Землі значних мас гранітоїдів (2,5 млрд років тому) і зростало аж до кіммерійського часу. Серед альбітит-грейзенових родовищ відомі докембрійські (Африка, Бразилія, Австралія, Україна), каледонські (Австралія), потужні герцинські (Африка, Австралія, Європа, Казахстан, Урал, Далекий Схід), численні кіммерійські (Тихоокеанський архіпелаг, Китай, Забайкалля, Монголія) і порівняно рідко зустрічаються альпійські (Болівія, Кавказ).

Умови формування:

Формування альбітит-грейзенових родовищ відбувалося в обстановці впливу гарячих хімічно активних постмагматичних розчинів на консолидовану інтрузивну породу. За результатами вивчення зональної будови виступів вивержених порід, які піддалися лужному метасоматозу, була встановлена наступна схема процесу їх перетворення (по А. Беусу). Спочатку розвивався калієвий метасоматоз, що фіксується ранньою мікроклінізацією, утворення якого локалізуються в ядерних частинах масивів в обстановці підвищених тисків. У цих же інтрузіях уздовж верхньої периферичної частини масивів в умовах падіння тиску відбувалася рання альбітизація.

Надалі, на фоні падіння температури з 620 до 450 °С та збільшення кислотності розчину відбувалася зміна раннього калієвого метасоматозу натрієвим, що призвело до формування ранньої альбітизації переважно в периферійних зонах масивів в умовах знижених тисків. Ця прогресивна стадія розвивалася на фоні підвищення кислотності розчинів, при якій сильна основа (калій) замінювалась на більш слабку (натрій).

Максимальне збільшення кислотності відбувалося в момент переходу флюїду з надкритичного (пневматолітового) у гідротермальний стан – у стадію грейзенізації, коли в умовах високої активності фтору й бору з порід виносилися луѓи, алюміній й елементи-домішки. Перехід розчинів з надкритичного в гідротермальний стан супроводжувався

збільшенням їх кислотності у зв'язку з появою вільних кислотних аніонів за рахунок розвитку процесів дисоціації нестійких ацидокомплексів у новоутвореній водній фазі. Після стадії грейзенізації, розпочинався регресивний етап розвитку системи з зворотнім напрямком розвитку процесів – у міру накопичення лугів і подальшого падіння температури кислотність розчину знижувалася й система проходила через стадію пізньої альбітизації й кінцеву стадію мікроклінізації. Пізня мікроклінізація та альбітизація могли бути за масштабами прояву значно меншими і іноді це призводило до формування лише тонких прожилків адуляру та альбіту.

Повний ряд максимальної активності основ при процессах постмагматичних змін (метасоматозу) гранітоїдів може бути представлений наступною послідовністю:

1. Прогресивний етап збільшення кислотності постмагматичних розчинів

K	→	Na	→	Al	→	Si	→
Рання мікроклінізація плагіоклазу; винесення Na та Ca		Рання альбітизація мікрокліну; винесення K		Мусковітизація біотиту; винесення Mg та Fe		високотемпературне окварцювання – грейзенізація; винесення Na, K та Al	

2. Регресивний етап зменшення кислотності постмагматичних розчинів

→	Al	→	Na	→	K
	Осліуденіння топазизація		Піздня альбітизація		Піздня мікроклінізація

В умовах високої активності сильних основ (K, Na), які пригнічують активність алюмінію, повний ряд спрощується. В цих умовах, що є характерними для гранітів підвищеної лужності та лужних порід, процеси мусковітизації біотиту та більш пізньої стадії топазизації та осліуденіння не проявляються.

Альбітитові родовища представляють собою тіла й зони, які складені альбітитами – лейкократовими породами, у яких на фоні дрібнозернистої основної альбітитової маси відмічаються порфірові виділення кварцу й мікрокліну, а також слюд, лужного амфіболу (рібекіт), рідше піроксену. Різні альбітити характеризуються стійким парагенезисом головних мінералів – альбіту, мікрокліну й кварцу. Мінеральний склад альбітитів залежить від складу материнських порід і суттєво змінюється відповідно до значень їх лужності. Відповідно до цього змінюється й склад корисних копалин присутніх у альбітитах різного походження. В альбітитах апогранітів нормального ряду ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \leq 8.1$ мас. %) провідним корисним копонентом є берилій; в альбітитах апогранітів сублужного ряду ($8.1 \leq \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \leq 10.5$) – літій, рубідій, тантал та ніобій; в альбітитах апогранітів лужного ряду ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \geq 10.5$) – цирконій, ніобій та іттрієві рідкісні землі; в альбітитах апонєфелінових порід – цирконій, ніобій і церієві рідкісні землі.

Виділяють два типи родовищ альбітитів: 1) пов'язані з інтрузивними масивами; 2) без видимого зв'язку з магматичними комплексами.

Родовища першого типу розміщуються у метасоматично перероблених куполах і апофізах масивів нормальних та сублужних гранітів. У результаті утворюються штокоподібні маси мінералізованих альбітизованих порід, що мають площі горизонтального перетину у декільна квадратних кілометрів і протяжність на глибину до 600 м. По нормальних гранітах розвиваються мусковіт-мікроклін-кварц-альбітові породи з берилієвим зруденінням, а по сублужних гранітах: 1) літій-мікроклін-кварц-альбітові метасоматити з літійєвими, ніобієвими й танталовими рудами; 2) біотит-кварц-альбітові породи із цирконієм, ніобієм та іттрієвими рідкісними землями.

Родовища другого типу (лінійні альбітити) формувалися уздовж зон регіональних глибинних розломів, які розсікають кристалічний фундамент древніх платформ та

характеризуються відсутністю будь-якого видимого зв'язку з магматичними комплексами. Існує дві точки зору на походження цих альбітитів. Одні дослідники вважають, що вони представляють собою продукти діяльності флюїдів, які є похідними з розміщених на глибині інтрузивних масивів. Інші припускають метаморфогенну природу розчинів.

Згідно до метаморфогенної гіпотези, альбітити виникали під впливом хімічно активних розчинів, що вивільнялися при процесах ультраметаморфізму. Ці розчини відрізнялися цілком рухливою поведінкою води, вуглекислоти, кремнезему й лугів, при особливо високій активності останніх. Зменшення тиску й температури розчинів у міру їхнього переміщення в напрямку до денної поверхні призводило до розпаду високотемпературних комплексних сполук та дисоціації сильних кислот, раніше зв'язаних у цих сполуках. У результаті взаємодії розчинів стадії раннього калієвого метасоматозу з вміщуючими породами знижувалася лужність розчинів, що призводило до збільшення активності більше слабких основ і до зміни істотно калієвого метасоматозу на натровий.

Серед лінійних альбітитів головне значення мають три рудні формації: 1) калієва (мікроклінова) з берилієвими рудами; 2) калій-натрова (альбіт-мікроклінова) з тантал-ніобієвим зруденінням; 3) натрова (егірин-рібекітова та епідот-хлоритова) з урановою мінералізацією. Калієві метасоматити формувалися на значній глибині (8-10 км), калій-натрієві – на середній (6-8 км) і натрієві – найбільш високо (4-6 км). У лінійних альбітитах сконцентровані істотні запаси урану, торію й берилію, у меншій мірі танталу, ніобію та рідкісних земель.

Грейзенові родовища формуються в апікальних виступах гранітних масивів і в алюмосилікатних породах їх покрівлі (пісковики, сланці, ефузиви та туфи). Рідше грейзени формувалися в основних і карбонатних породах покрівлі. Грейзен представляє собою агрегат слюди (мусковіт, біотит, цинвальдит) і кварцу з домішкою турмаліну, топазу, флюориту та асоційованих рудних мінералів (каситериту, вольфраміту, молібденіту, берилу, літієвих слюд).

У зв'язку з тим що грейзени локалізуються як в магматичних породах так і в породах покрівлі, серед них виділяються *ендогрейзени та екзогрейзени*, з суттєвим переважанням першого типу (більше 80 % об'єму). Грейзени формують штоки й жили, що розвиваються на 300-500 м углиб від покрівлі масиву. Екзогрейзени утворюють штокверки, які поширюються по вертикалі до 1500 м від контакту інтрузії.

Початкова стадія грейзеноутворення пов'язана з процесом наростаючого кислотного вилуговування аж до формування мономінеральних метасоматитів. Наступна стадія обумовлена підвищенням лужності й перевідкладанням надлишкових компонентів попередньої стадії вилуговування. Привнесення рудних елементів і формування родовищ відбувалося наприкінці тривалого й переривчастого процесу грейзеноутворення, синхронно з розвитком рудоконтролюючих структур.

Різними авторами виділяються від 8 до 13 стадій рудоутворення, що можуть бути поділені на три групи: 1) ранню – відкладаються мінерали молібдену, вольфраму й олова; 2) середню – виділяються мінерали танталу, ніобію, берилію та літію; 3) пізню – утворення сульфідів, флюориту й карбонатів.

Із грейзенами пов'язані наступні родовища: 1) олова у формі каситериту – SnO_2 ; 2) вольфраму, головним чином у вигляді вольфраміту – $(\text{Mn}, \text{Fe})\text{WO}_4$; 3) літію в літієвих слюдах – лепідоліт $\text{KLi}_2\text{Al}(\text{Al}, \text{Si})_3\text{O}_{10}(\text{F}, \text{OH})_2$, цинвальдит – $\text{KLiFe}^{2+}\text{Al}[\text{Si}_2\text{AlO}_{10}][\text{F}, \text{OH}]_2$; 4) берилію – у формі берилу $(\text{Al}_2[\text{Be}_3(\text{Si}_6\text{O}_{18})])$, в силікатних грейзенах, у формі фенакіту $(\text{Be}_2[\text{SiO}_4])$, бертрандиту $(\text{Be}_4[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2)$ та гелвіну $(\text{Mn}_8[\text{BeSiO}_4]_6\text{S}_2)$ у карбонатних грейзенах і у вигляді хризоберилу $(\text{BeAl}_2\text{O}_4)$ й смарагду $(\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_3]_6)$ в грейзенах, що розвиваються по основних породах. Відомі родовища як прості, однометальні, так і комплексні: олово-вольфрамові, вольфрам-молібденові, молібден-берилієві, літієво-берилієві й вольфрам-молібден-берилієві. Серед грейзенових родовищ рідко зустрічаються дуже великі родовища з значними запасами, але дуже часто в них зосереджені багаті руди.

Контрольні питання.

1. Загальні характеристики альбітитів та грейзенів.
2. Альбітитові родовища, умови утворення та типи родовищ.
3. Грейзенові родовища, умови утворення та типи родовищ.

Рекомендована література:

1. Авдонин В.В., Старостин В.И. Геология полезных ископаемых – М. «Академия», 2010 – 384 с. (стор 53-59)
2. Генезис эндогенных рудных месторождений – М. Недра, 1968, 718 с. (стор 303-439)
3. Котляр В.Н. Основы теории рудообразования – М. Недра, 1970, 460 с. (стор 225-241)
4. Синяков В.И. Основы теории рудогенеза – М.Недра, 1987, 190 с. (стор 68-75)
5. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых – М. Недра, 1982, 668 с. (стор 200-215)
6. Старостин В.И., Игнатов П.А. Геология полезных ископаемых – М. Академпроект, 2004, 510 с. (стор 120-127)

Розділ 12. Гідротермальні родовища.

Термін «гідротермальні родовища» уперше був запропонований французьким геологом Л. Де Лоне у 1897 році. Гідротермальні родовища представляють промислові мінеральні скупчення, які створюються циркулюючими під поверхнею землі гарячими мінералізованими газиво-рідкими розчинами. Скупчення корисних копалин гідротермального походження виникають як внаслідок відкладання мінеральних мас у привідкритих порожнинах гірських порід, так і у зв'язку із метасоматичним заміщенням цих порід. Найбільш типовий тип рудних тіл гідротермальних родовищ представлений жилами. Часто зустрічаються штоки, гнізда, штокверки, лінзи, шароподібні поклади й складні комбіновані тіла.

Гідротермальні родовища мають велике значення для видобутку багатьох найважливіших корисних копалин, особливо кольорових, рідкісних, благородних та радіоактивних металів. Переважну частину міді, свинцю, цинку, сурьми, молібдену, ртуті, срібла, кадмію й літію, а також значну частину золота, кобальту, урану, олова й вольфраму видобувають з руд гідротермального походження. Подібний генезис має більшість родовищ хризотил-азбесту, магнезиту, флюориту, бариту, а також деякі значні родовища гірського кришталю, ісландського шпату, флогопіту, графіту й апатиту.

Умови утворення.

Рух рудоносних гідротермальних розчинів контролюється такими параметрами як пористість, проникненість, температура та тиск середовища рудоутворення. *Пористість* гірських порід обумовлюється різними типами порожнин, але для локалізації гідротермального зруденіння найбільш важливими є тектонічні порожнини. Розрізняють загальну й ефективну пористість. Загальна, або абсолютна, пористість представляє собою відношення об'єму всіх порожнин до об'єму породи й виражається у відсотках. Значення її змінюється від 0 до 55 %. Загальна пористість залежить від форм зерен, їх взаєморозміщення й ступеня сортування за розмірами. Однак для процесів циркуляції гідротермальних розчинів крізь гірські породи важливою є не загальна, а ефективна пористість. Вона визначається як відношення об'єму сполучених пор, які забезпечують протікання рідини, до загального об'єму породи. Ефективна пористість порід як правило збільшується на ранньої передрудній стадії процесу у зв'язку з явищами вилуговування, а потім знову зменшується у рудну стадію при заповненні пор рудними мінералами.

Проникненість визначається як властивість породи пропускати через пори рідину або газ при наявності різниці тиску й виражається в одиницях дарсі (Д) або мілідарсі (мД). За одиницю Дарсі приймають таку проникненість, при якій через поперечний перетин (1 см^2) при перепаді тиску $1 \text{ атм}/1 \text{ см}$ за 1 секунду протікає 1 см^3 рідини з в'язкістю 1 сантипуаз ($1 \text{ мПа}\cdot\text{с}$). Проникненість залежить від декількох причин: розміру зерен (збільшується з їх укрупненням), конфігурації пор, їх взаєморозміщення, напрямком руху розчину відносно до структури породи. Проникненість не залежить від пористості; так, наприклад, високопористі глини є слабо проникнені, а більш низькопористі піски – добре проникнені. До високопроникнених відносяться породи, що мають значення проникненості більше 1Д, а до непроникнених – менше 0,1 мД. Проникненість знижується зі збільшенням геостатичного тиску й зі збільшенням концентрації розчинів. В той же час при протіканні процесів гідротермального метасоматозу та нагріванні значення пористості та проникненості порід збільшуються.

Температура гідротермального процесу може бути визначена з урахуванням наступних даних. Завершення розкристалізації гранітної магми на глибині відбувається при температурі $1000\text{-}800^\circ\text{C}$, а початкова температура гранітного пегматитового розплаву становить $800\text{-}700^\circ\text{C}$. Безпосереднє вимірювання температури газових струменів сучасних вулканів показало, що їх температура як правило не перевищує 700°C . Результати ж визначення температури осадження мінералів з деяких гідротермальних жил по газиво-рідких включеннях показали максимальні значення $540\text{-}560^\circ\text{C}$. Все це дозволяє

припустити, що початкова температура гідротермального рудоутворення є близькою до 700-600°C. Надалі, поступово знижуючись, вона опускається до 50-25°C. Найбільш ж продуктивне гідротермальне рудоутворення відбувається в інтервалі температур 400-100°C. Для визначення температур гідротермального процесу найбільше широко використовуються методи досліджень: 1) флюїдних включень; 2) типоморфних елементів-домішок, 3) ізотопних відношень і 4) діаграм рівноважних мінеральних асоціацій.

Тиск, що характеризує гідротермальне мінералоутворення, до деякої міри відповідає глибині формування гідротермальних родовищ. Гідростатичний тиск на рівні 15 км досягає 150 МПа, а тиск стовпа порід (літостатичне навантаження) на цій глибині у 2,5-3 рази більше й наближається до значень 400 МПа. Однак ці цифри не визначають справжніх значень тиску, що може створюватися гідротермальним розчином на зазначеній глибині. Фактично він може бути менше або більше. Тиск гідротермального процесу може бути оцінено двома способами – гідростатичним по стовпу води від передбачуваного рівня рудоутворення до поверхні океану та літостатичним по вазі гірських порід у цьому ж інтервалі глибин, а також за термобарогеохімічними даним дослідженні газovorідинних включень. Отриманні емпіричні данні визначень тиску ендегенних флюїдів дозволили дійти висновку про те, що гідротермальне мінералоутворення відбувається при високому літостатичному тиску – від перших десятків до 400-500 Мпа. А найбільш продуктивній стадії гідротермального процесу рудоутворення відповідають менші значення тиску, що звичайно не перевищують 150-200 Мпа.

Джерела води гідротермальних розчинів. Серед можливих джерел гідротермальних розчинів розрізняють п'ять різновидів: 1) магматична, або ювенільна вода; 2) вода метаморфічного походження; 3) похована, або формаційна вода осадових відкладів; 4) атмосферна, або вадозна вода глибокої циркуляції; 5) вода морів і океанів.

Магматична вода відокремлюється від магматичних розплавів у процесі консолідації вивержених порід. Кількість води в магмі може бути приблизно оцінене по значеннях її вмісту у лавах, які швидко застигали після виливу на поверхню. За різними розрахунками (А. Кадіка, Е. Лебедева, Н. Хітарова) кислі магми можуть містити не менш 2%, а у деяких випадках до 10% води; основні – не менш 1%, а іноді до 5-6%. Вивільнення води з магматичного розплаву, що укорінюється у верхні частини земної кори, відбувається по-різному для базальтових і гранітних порід. Основна магма вивільняє більшу частину води на глибині й надходить у верхні поверхи в істотно зневодненому стані. Кисла ж магма, навпаки, віддає воду переважно у верхніх горизонтах земної кори.

Метаморфічна вода формується внаслідок метаморфізму гірських порід на глибині під впливом зростаючого тиску й температури. У слабкометаморфізованих породах може бути присутня порова, плівкова, капілярна, інтермінеральна й конституційна (хімічно зв'язана) вода. Кількість всіх цих форм води може досягати 30% і більше від маси породи. Під впливом метаморфізму вода вивільняється з гірських порід, причому вже при низьких ступенях метаморфізму різко скорочується кількість вільної води, а при високих (температурі понад 300°C) розпочинається вивільнення води інших форм.

Похована вода розміщується в пористому просторі осадових відкладів занурених на глибину. Похована вода є подібною до вод морського походження і характеризується високою первинною мінералізацією хлор-калій-магнієвого типу. Загальна кількість такої води може сягати перших десятків відсотків від маси гірської породи. Під впливом інтенсивних геологічних процесів похована вода може вивільнятися з гірської породи, з формуванням підземних гідротермальних потоків, які рухаються уздовж водопроникнених структур.

Атмосферна вода, при відповідних гідрогеологічних умовах, може проникати в глибинні частини земної кори, нагріватися, мінералізуватися й набувати властивостей гідротермальних розчинів.

Морська вода може бути залучена в гідротермальний процес у тих випадках, коли в придонні частини моря або океану впроваджуються магматичні маси, які створюють

локальні ділянки розігріву. Під їх впливом формуються висхідні теплові потоки, що призводить до фільтрації морської води у гірські порода на глибину й залучення її у систему гідротермальної циркуляції.

Природа (джерела) води гідротермальних родовищ може бути визначена за відношеннями ізотопів кисню ($^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ або $\delta^{18}\text{O}$) та водню (H/D або δD) включень у мінералах та за їх хімічним складом. Важливим також показником є значення коефіцієнта $K_c = \text{H}_2\text{O}/(\text{CO}_2 + \text{CO})$. Для магматичних мантієвих вод він становить 0,1-5,0; атмосферних – значно більше 100; порових – перші десятки; морських – 400 і вище; метаморфогенних – 15-50.

Джерела мінеральної речовини. Джерела мінеральних речовин гідротермальних розчинів можуть мати потрійне походження. Вони можуть бути ювенільними (базальтоїдними, підкоровими, мантієвими); 2) асиміляційними (гранітоїдними, коровими); 3) фільтраційними (амагматичними).

Ювенільні магматичні джерела рудоутворюючих речовин є похідними первинної підкорової базальтоїдної магми, які відокремлюються при підйомі й остиганні магми у верхніх зонах земної кори. Ці магматичні комплекси можуть бути джерелами заліза, марганцю, титану, ванадію, хрому, нікелю, міді й платиноїдів. Продукти підкорової базальтової магми характеризуються низькими значеннями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (менше 0.706) на відміну від продуктів гранітної магми у яких $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ більше 0.71.

Асиміляційні магматичні джерела пов'язані із гранітоїдною магмою, що формується при переплавленні нижньої частини осадової оболонки Землі. Оскільки така магма має палінгенно-анатектичне походження, склад рудних родовищ до певної міри залежить від хімізму переплавлених порід. Однак формування постмагматичних рудних родовищ, асоційованих із гранітоїдами, контролюється не тільки складом вихідної речовини, що йде на утворення гранітної магми, але й фізико-хімічними закономірностями її кристалізації, процесами відокремлення від неї летких сполук і зв'язування їх у рудних мінералах. При цьому відбувається природне збагачення на несумісні елементи, найбільш типовими з яких є олово, вольфрам, берилій, літій, ніобій та тантал. Ці та інші елементи виносяться леткими сполуками з консолидованих гранітних масивів і можуть переноситися гідротермальними розчинами з подальшим формуванням гідротермальних родовищ.

Фільтраційні амагматичні джерела обумовлені запозиченням рудоутворюючих речовин з вміщуючих порід на етапі циркуляції гідротермальних розчинів. Прихильники «латеральсекретарійної гіпотези» вважають, що амагматичні джерела є універсальними для гідротермального рудоутворення, а вміщуючі породи, по яких циркулюють гідротермальні розчини є джерелами кремнію, кальцію, магнію, калію, хлору, заліза, марганцю, цинку, свинцю, золота, нікелю й інших елементів.

Механізми перенесення мінеральних сполук. Перенесення мінеральних сполук у гідротермальних розчинах може здійснюватися справжніми розчинами у вигляді простих іонів, колоїдами та комплексними йонно-молекулярними сполуками. У природі на різних стадіях рудного процесу й у різних геологічних умовах можуть бути поширені усі три механізми перенесення. Однак провідною формою переносу для переважної маси рудної речовини залишаються комплексні йонно-молекулярні сполуки.

Перенесення у справжніх розчинах, передбачає можливість кристалізації мінералів з цих розчинів у міру падіння температури й зростання концентрації. Однак ця гіпотеза натрапляє на непереборну перешкоду, пов'язану з надзвичайно низькою розчинністю переважної більшості гідротермальних мінералів у розчинах даного типу. Так, наприклад, розчинність сульфідів становить від $n \cdot 10^{-5}$ до $n \cdot 10^{-8}$, що підтверджується також термодинамічними розрахунками. Внаслідок надзвичайно низької розчинності природних сульфідів у справжніх водних розчинах для формування сульфідних рудних тіл була б потрібна неймовірна кількість води, яка мала б пройти через привідкриту порожнину гідротермальної жили.

Тому згодом була запропонована модифікована гіпотеза (Ф. Сміт), відповідно до якої перенесення металів у справжніх розчинах могло б здійснюватися у вигляді розчинених подвійних сірчистих сполук типу $\text{HgS} \cdot 2\text{Na}_2\text{S}$, $\text{CuS} \cdot \text{Na}_2\text{S}$ та ін. Так наприклад, за значеннями розчинності сульфідів важких металів у сірчистому натрії виділяються три групи: 1) погано розчинні в розплавах сірчистого натрію (залізо, молібден); 2) добре розчинні у розплавах, але погано розчинні у розчинах сірчистого натрію (цинк, свинець, мідь, срібло, вісмут, кадмій і ін.); 3) добре розчинні як у розплавах, так і в розчинах сірчистого натрію (ртуть, арсеніум, сурьма).

Перенесення в колоїдних розчинах. Розчинність мінеральних сполук у колоїдній формі перевершує розчинність у формі справжніх розчинів у мільйони разів. Разом з тим ця гіпотеза отримала й ряд заперечень, сутність яких зводиться до наступного: 1) малоймовірне виникнення колоїдних розчинів у розплавленій магматичній камері; 2) неможливість тривалого переносу мінеральних речовин у колоїдному розчині без коагуляції від магматичного джерела до місця відкладання руди; 3) неможливість розвитку із в'язких колоїдних розчинів інтенсивного дифузійного й інфільтраційного метасоматозу, характерного для гідротермальних родовищ.

В той же час широка поширеність коломорфних метаколоїдних утворень у гідротермальних рудах вказує на можливість участі колоїдних розчинів у гідротермальному рудоутворенні. Перенесення мінеральної речовини може здійснюватися у справжніх іонних розчинах, які при наближенні до місця рудовідкладання могли перетворюватися в колоїдні. Виникаючі при цьому гідрозолі могли формуватися із справжніх розчинів як внаслідок процесів різкого перенасичення при охолодженні так і як результат протікання хімічних реакцій у розчині. При цьому з колоїдної дисперсної фази відкладалися мінеральні речовини у вигляді гелю з виповненням відкритої порожнини. Дисперсійне ж середовище, представлене справжнім розчином, було відповідальним за формування проявів навколорудного інфільтраційного та дифузійного метасоматозу.

Перенесення у комплексних іонно-молекулярних сполуках. Комплексні іонно-молекулярні сполуки складаються з ядра й оточуючих його лігандів. Ядро комплексу представлено катіоном, що може складатися з одного або декількох елементів. Ліганди формуються негативно зарядженими іонами або молекулами. Комплекси класифікуються переважно за складом лігандів – хлоридні, сульфідні, уран-карбонат-фосфатні та інш.

Привабливість гіпотези переносу мінеральних речовин у комплексних розчинах пов'язана з тим, що з одного боку розчинність комплексних сполук металів перевершує розчинність їх у іонній формі в мільйони разів. З іншого боку, комплексні розчини є досить чутливими до змін фізико-хімічних параметрів розчинів, у зв'язку із чим комплекси порівняно легко розпадаються на прості іони, формуючи важкорозчинні сполуки, які й випадають в осад.

Сучасний стан уявлень про форми переносу й причини відкладання рудної речовини базується на даних вивчення газОВО-рідинних включень у мінералах, експериментальних визначеннях і теоретичних розрахунках. За результатами цих досліджень було встановлено, що перенесення рудних елементів переважно відбувається у флюїдах, насичених хлоридами лужних металів, вуглекислою та вуглеводнями. Важливим параметром, який контролює процеси перенесення та відкладання рудної речовини є кислотність розчинів.

Механізми відкладання мінеральної речовини. Відкладання мінеральних мас з гідротермальних розчинів може бути обумовлено різними причинами: обмінними окислювально-відновними реакціями, змінами значень рН середовища, коагуляцією колоїдів, розпадом іонно-молекулярних сполук, фільтраційним ефектом, сорбцією, природними електричними полями, зміною температури й тиску та іншими менш дослідженими причинами (сейсмічні явища, магнітні поля й інш.).

Обмінні реакції, у тому числі окислювально-відновні, як між сполуками, що перебувають в розчині, так і між ними й вміщуючими породами мають суттєве значення для процесів відкладання гідротермальних мінералів. Значно частіше відбуваються обмінні реакції між розчинами, які змішуються – зокрема ювенільних розчинів які надходять із глибини з водами атмосферного походження. Досить широко поширеними є обмінні реакції між рудною речовиною розчинів й вміщуючими породами, що відбуваються при процесах метасоматичних змін бічних порід.

Зміна водневого показника (pH) розчину має важливе значення для відкладання мінеральних мас. Прості й комплексні іони різних металів можуть існувати в гідротермальному розчині тільки в межах певних границь значень pH, за межами яких вони випадають в осад. Особливо чутливими до змін pH розчину є комплексні іони, які руйнуються при досягненні як верхнього так і нижнього граничного значення водневого показника, й випадають в осад.

Коагуляція колоїдів з гідротермальних золів може відбуватися: внаслідок різкого пересичення або переохолодження розчинів; при розпаді комплексних іонів; під впливом електролітів, що виникають при обмінних реакціях з бічними породами або при змішуванні розчинів.

Фільтраційний ефект проявляється у підвищенні концентрації розчинених речовин при просочуванні гідротермальних розчинів через напівпроникнені породи. При фільтрації гідротермальних розчинів через слабкопроникнені гірські породи в них накопичуються рудні компоненти з наступним відкладанням їх у вигляді рудних покладів.

Сорбція при гідротермальному рудоутворенні проявляється у всіх трьох різновидах – адсорбції, абсорбції та хемосорбції. Але масштаби прояву цих процесів є незначними.

Природні електричні поля розглядаються деякими геологами як фактор можливої полярної сепарації по-різному заряджених іонів гідротермальних розчинів і як причина їхнього відкладання.

Зміна температури гідротермальних розчинів має прямий й опосередкований вплив на процеси осадження розчинених речовин. Прямий вплив проявляється у зменшенні констант розчинності більшості мінеральних сполук у міру охолодження розчинів, що призводить до їх насичення й випадіння в осад рудних елементів. Непрямий вплив проявляється у зміні значень електролітичної дисоціації водних розчинів зі зміною їх температури. За даними досліджень (Г. Наумов і ін.), кислотність гідротермальний розчинів зі зниженням температури від 500 до 300°C зменшується, а в діапазоні температур нижче 300°C знову зростає. Це приводить до зміни pH розчину, що контролює ступінь розчинності рудної речовини.

Зміна тиску може призвести до скипання гідротермального розчину, підвищення концентрації розчиненої речовини в залишковій рідкій фазі та її відкладання. Непрямий вплив на розчинність у гідротермах визначається тим, що з падінням тиску знижується електролітична дисоціація розчинів, підвищується їх лужність, збільшується pH, що також впливає на процеси осадження рудної речовини.

В той же час для відкладання мінеральної маси з гідротерм найбільше значення має не плавні й повільні зміни температури й тиску а явища різкого їх перепаду, які здатні призводити до суттєвого збільшення значень концентрації рудної речовини у розчині.

Режим сірки й кисню. Особливу роль у гідротермальному процесі відіграє режим сірки й кисню. При високому потенціалі сірки й мінімальному вмісті кисню формуються сульфіди, а при підвищених значеннях вмісту кисню – легкорозчинні сульфати.

У ході еволюції гідротермального процесу концентрація хімічно активних аніонів сірки поступово збільшується. Тому малосірчані сполуки, що є характерними для початкових високотемпературних стадій рудовідкладання, надалі змінюються на високосірчані. На завершальних низькотемпературних стадіях гідротермального діяльності хімічний потенціал сірки в розчинах знову спадає й відносна кількість

сульфідів скорочується. Тому максимум формування сульфідів припадає на середні стадії гідротермального процесу.

Якщо зміна режиму сірки при гідротермальному рудоутворенні відбувається в часі, то режим кисню змінюється також і у просторі. Концентрація кисню, або значення парціального тиску, сильно збільшується знизу нагору на шляху висхідного руху гідротермальних розчинів, у зв'язку із чим відбувається окислювання іонів S^{2-} до $[SO_4]^{2-}$. Тому у верхніх частинах родовищ створюються умови, що є більш сприятливішими для відкладання не сульфідів а сульфатів, наприклад бариту ($BaSO_4$) – характерного мінералу приповерхневих гідротермальних утворень. У верхніх частинах гідротермальних родовищ сульфідні сполуки можуть бути витеснені окисними.

Метали мають різну спорідненість до сірки та кисню. Тому в ході гідротермального рудоутворення метали з більш високою спорідненістю випадають у складі відповідних сполук за інших рівних умов раніше, а у випадку їх більш пізнього формування ці сполуки здатні витіснити метали з меншою спорідненістю з раніше сформованих мінералів. Спорідненість металів до сірки утворює закономірний ряд: Zn, Mo, Sn, Fe, Pb, Cu... Sb, Hg. Подібний ряд спорідненості до кисню був встановлений для металів у вигляді: Be, Mg, Li, Nb, Mn, Cr... Sb, Pb, Hg, Ag.

Кінцеві співвідношення металів, сірки, кисню й інших елементів, що виникають при різних фізико-хімічних умовах гідротермального рудоутворення, відображаються у складі мінералів, що випадають із розчинів і формують природні парагенетичні асоціації.

Класифікація гідротермальних родовищ.

Найпоширенішою класифікацією є систематика В. Лінгрена, згідно якої усі гідротермальні родовища розподіляються за температурою та глибиною їх утворення на три класи: 1) гіпотермальні – великі глибини, високі тиски й температури ($500-300^\circ C$); 2) мезотермальні – середні глибина та температури ($300-200^\circ C$); 3) епітермальні – невеликі глибини й низькі температури ($200-50^\circ C$). В подальшому американські геологи доповнили цю класифікацію ще трьома класами: 4) лептотермальні – середні глибини й низькі температури; 5) телетермальні – малі глибини, низька температура; 6) ксенотермальні – малі глибини й висока температура.

У другій половині ХХ в. почала розроблятися нова класифікація, яка може використовуватися більшістю геологів. Вона повинна враховувати чотири головних ознаки гідротермальних родовищ: зв'язок з магматичними формаціями, склад руд, фізико-хімічні умови утворення, геолого-геохімічні параметри. У найбільш загальному вигляді ця систематика була запропонована у працях В. Смірнова, який розподілив усі гідротермальні родовища на три класи – плутоногенні, вулканогенні та амагматогенні.

Плутоногенні родовища. Плутоногенні гідротермальні родовища тісно пов'язані з гранітоїдним магматизмом і формувалися від архею до неогену у різних геотектонічних обстановках, але завжди на корі континентального типу. Загальноприйнятої класифікації даних родовищ поки що остаточно не розроблено, але пропонується (Старостін В.І. і ін.) їх поділ на три підкласи: високо-, середньо- та низькотемпературні. Високотемпературні родовища формувалися на гіпабісальних глибинах (1-5 км) при температурах $500-300^\circ C$. Провідним мінералом виповнення жил був кварц. Середньотемпературні родовища містять у собі головним чином жильні родовища, провідними компонентів яких, окрім кварцу, є сульфіди й сульфосоли. Продуктивні асоціації цих родовищ формувалися при температурах $350-200^\circ C$. Низькотемпературні родовища представлені рудними формаціями, які асоціюють із різноманітними магматичними комплексами й утворилися при температурах $200-50^\circ C$.

Вулканогенні родовища. Вулканогенні гідротермальні родовища можуть бути підрозділені на два класи – базальтоїдні субмаринні (колчеданні) та андезитоїдні родовища. Базальтоїдні гідротермальні родовища сульфідних руд асоціюють із субмаринною базальт-ріолітовою формацією. Родовища утворювалися безперервно на

протязі усєї геологічної історії землі починаючи з раннього архею й закінчуючи сучасними колчеданними родовищами, що формуються в океанічних структурах з мантійних джерел. Рудні провінції родовищ цього типу формувалися на різних стадіях розвитку земної кори, але завжди в умовах розтягу. Серед них виділяють чотири підкласи: Кіпрський, Уральський, Куроко та Бесші. Андезитоїдні гідротермальні родовища формуються в регіонах прояву андезито-дацитового вулканізму – субаеральних окраїно-континентальних магматичних поясах.

Амагматогенні гідротермальні родовища розміщуються на площах розвитку осадових формацій, там де відсутні прояви вивержених порід, гідротермальними дериватами яких ці родовища могли б бути. Раніше передбачалося, що вони пов'язані з розташованими на глибині й ще не розкритими ерозією масивами магматичних порід і тому називалися *телетермальними*, тобто віддаленими від рудовміщуючих інтрузій. Пізніше, коли з'явилися сумніви в можливості віднесення частини із цих родовищ (у першу чергу шароподібних покладів мідних руд у піськово-сланцевих комплексах та свинцево-цинкових руд у карбонатних товщах) до амагматогенних утворень, їх стали називати *стратиформними родовищами*. Генезис амагматогенних родовищ являє собою одну з гостро дискусійних проблем рудоутворення.

Контрольні питання.

1. Гідротермальні родовища, умови утворення та загальні характеристики.
2. Джерела води гідротермальних розчинів.
3. Джерела мінеральної речовин гідротермальних розчинів.
4. Механізми перенесення мінеральних сполук у розчинах.
5. Механізми відкладання мінеральної речовини.
6. Режим сірки та кисню гідротермальних розчинів.
7. Класифікація гідротермальних родовищ.

Рекомендована література:

1. Авдонин В.В., Старостин В.И. Геология полезных ископаемых – М. «Академия», 2010 – 384 с. (стор 59-75)
2. Вольфсон Ф.И., Некрасов Е.М. Основы образования рудных месторождений – М. Недра, 1986, 202 с. (стор 105-143)
3. Генезис эндогенных рудных месторождений – М. Недра, 1968, 718 с. (стор 443-585)
4. Котляр В.Н. Основы теории рудообразования – М. Недра, 1970, 460 с. (стор 135-212)
5. Синяков В.И. Основы теории рудогенеза – М.Недра, 1987, 190 с. (стор 76-108)
6. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых – М. Недра, 1982, 668 с. (стор 216-344)
7. Старостин В.И., Игнатов П.А. Геология полезных ископаемых – М. Академпроект, 2004, 510 с. (стор 129-172)