

**ЗМІСТ**

|                                      |   |   |
|--------------------------------------|---|---|
| Стр.                                 |   |   |
| Інtruзивний магматизм                |   | 3 |
| — згідні і незгідні інtruзиви        |   | 3 |
| # дайки                              |   |   |
| # магматичні жили                    |   |   |
| # неки                               |   |   |
| # сіли                               |   |   |
| # лополіти                           |   |   |
| # лаколіти                           |   |   |
| # факоліти                           |   |   |
| # гарполіти                          |   |   |
| # хонодіти                           |   |   |
| # бісмаліти                          |   |   |
| Батоліти                             | 5 |   |
| Магматичні інtruзивні породи         |   | 7 |
| — Кислі породи                       |   |   |
| — Середні породи                     |   |   |
| — Основні породи                     |   |   |
| — Ультраосновні породи               |   |   |
| — Реакційний ряд утворення мінералів |   |   |

**Інtruзивний магматизм**

Польові спостереження показують, що більша частина магми ( 9/10 або більше ) не виливається на поверхню у вигляді вулканічного матеріалу, а твердне під землею. Первинні магми, утворюючись на різних глибинах, мають тенденцію формуватися у великі маси, які просуваються у верхні горизонти земної кори, де літостатичний тиск менше. За певних геологічних і, в першу чергу, тектонічних умов магма не досягає поверхні Землі і застигає ( кристалізується ) на різній глибині. Тіла, утворені на глибині таким чином, наз. інtruзивами, оскільки вони вторгаються (інтрудують) в інші породи. На поверхню інtruзії виступають після довготривалої ерозії і видалення перекриваючих порід.

Будь-яке інtruзивне тіло оточене вміщуючими породами або рамою і, взаємодіючи з ними, має дві контактні зони. Вплив високотемпературної, багатого на флюїди магми на оточуючі інtruзивне тіло породи призводить до їх змін, що виражаються по-різному — від слабого ущільнення і дегідратації до повної перекристалізації і заміщення первинних порід. Така зона шириною від перших сантиметрів до десятків кілометрів наз. зоною екзоконтакта, тобто зовнішнім контактом ( мал.1 ). З іншого боку, сама магма, яка вторгається, особливо крайові частини магматичного тіла, взаємодіють з вміщуючими породами, швидше охолоджуючись, частково ассимілюючи породи рами, в результаті чого змінюється склад магми, її структура і текстура. Така зона змінених магматичних порід в краєвій частині інtruзиву наз. зоною ендоконтакта, тобто внутрішньою зоною.

Становлення інтрузій може відбуватися на порівняно малих глибинах або у вигляді дуже глибоко залягаючих плутонічних мас (Плутон — бог підземного світу). В залежності від глибини формування інтрузивні масиви поділяються на приповерхневі, або субвулканічні ( це означає, що магма майже підійшла до поверхні, але все-таки не вийшла з неї, тобто утворився ‘майже вулкан’ або субвулкан ) — до перших сотен метрів ; середньоглибинні, або гіпабіссальні, — до 1 — 1,5 км і глибинні, або абіссальні, — глибше 1 — 1,5 км. Подібний поділ не дуже строгий, але в цілому достатньо чіткий. Глибинним породам, які застигли повільно, властива повнокристалічна структура, а приповерхневим, в яких падіння температури було швидким, — порфірова, дуже схожа на структуру вулканічних порід.

По відношенню до вміщуючих порід інтрузиви поділяються на згідні і незгідні. Незгідні інтрузивні тіла перетинають, проривають шари вміщуючих порід, а згідні залягають між шарами гірських порід. Прикладами згідних інтрузивних тіл можуть бути сіли, лаколіти, лополіти і факоліти; незгідні інтрузії — це дайни, неки, жили.

До найбільш розповсюджених незгідних тіл відносяться дайки ( приповерхневі або малоглибинні утвори ), довжина яких у багато разів більше ширини, а площини ендоконтактів практично паралельні (мал. 2). Дайкам властива довжина від десятків метрів до сотен кілометрів і ширина від перших десятків сантиметрів до 5 — 10 км, вони вторгаються по послаблених зонах кори — тріщинах і розломах. Важливу роль відіграє також процес гідравлічного розриву, пов'язаний з тиском піднімаючогося магматичного розплаву, оскільки явище тектонічного розтягу, що супроводжується утворенням тріщин відриву, може мати місце лише на глибинах до 1,5 — 3 км. Глибше, де як раз і зароджуються широко розповсюджені базальтові дайки, наявність пустот виключена, тому тільки гідророзрив може забезпечити розсування порід і вторгнення магми. Дайки можуть бути поодинокими або ж групуватися у кільцеві або радіальні ( мал. 3 ) рої паралельних даек. Радіальні і кільцеві дайки часто приурочені до інтрузивних тіл і вулканів, коли дається взнаки розпираючий тиск магми на вміщуючі породи і останні розтріскуються з утворенням кільцевих і радіальних тріщин. Кільцеві дайки можуть бути не тільки вертикальними, але й конічними, що ніби сходяться до магматичного резервуару на глибині. Комплекси паралельних даек розвинуті у сучасних серединно-океанічних хребтах, в зонах спредінгу, тобто там, де активно відбувається тектонічний розтяг земної кори. Від даек слід відрізняти магматичні жили ( складені породами переважно основного складу ), що мають неправильну гілчасту форму і значно менші розміри.

Ще одним представником незгідних інтрузивів є неки, тіла циліндричної форми, часто виповнені вулканогенно-уламковим матеріалом і застиглою магмою. Це власне канали, що зв'язують магматичні осередки з вулканами. Діаметр їх коливається від декількох метрів до 1-2 км.

Згідним інтрузивам властива різноманітна форма. Найбільше у платформених регіонах розповсюджені серед них сіли, або пластові інтрузиви, залягаючі серед шарів паралельно їх нашаруванню. Широко розвинуті базальтові сіли у Тунгузькій синеклізі Сибірської платформи, де вони утворюють багатоповерхові системи плоских лінзовидних інтрузивів, з'єднаних вузькими і тонкими підводящими каналами. Потужність сілів коливається від перших десятків сантиметрів до сотен метрів. Сіли часто диференційовані, і тоді в їх підшві накопичуються більш тяжкі мінерали ранньої кристалізації. Сіли утворюються в умовах тектонічного розтягу, коли вторгається магма

осного складу вздовж площин нашарування осадових порід, і загальне збільшення потужності шаруватих товщ за рахунок вторгнення в них пластових інтрузивів може досягати багатьох сотен метрів і навіть перших кілометрів. При цьому шари вміщуючих порід не деформуються, а лише переміщуються по вертикалі.

Лополіт — чашеподібний узгоджений інтрузив, що залягає в синкліналях і мульдах. Розміри лополітів в діаметрі можуть досягати десятків кілометрів, а потужність — багатьох сотен метрів. Як правило, лополіти розвинуті в платформених структурах, побудовані породами основного складу і формуються в умовах тектонічного розтягу і опускання. Розподіл у часі подібних плутонів наведено нижче:

| Район розповсюдження  | Вік, млрд. років |
|---|------------------|
| Комплекс Вічита, Оклахома, США                              | 0,55             |
| Габбровський комплекс лополіту, Дулут                       | 1 - 1,1          |
| Лополіт Седбері, Канада                                     | 1,4              |
| Плутони рапаківі, Балтійський щит                           | 1,65             |
| Рапаківі і гранофірові граніти, Україна                     | 1,8              |
| Бушвельдський комплекс норитів і первинних гранітів, Африка | 2                |

Лаколіти являють собою грибовидні тіла, що свідчить про сильний гідростатичний тиск магми, що перевищує літостатичний в момент її вторгнення. Зазвичай лаколіти відносяться до малоглибинних інтрузивів. Багатьом інтрузивним масивам, які описуються як лаколіти, наприклад, в районі Мінеральних Вод на Північному Кавказі, або на Південному узбережжі Криму — Аю - Даг, Кастель та ін., властиві згідні контакти тільки у верхній, антиклинальній частині. Їх більш глибокі контактні зони вже рвані і в цілому форма їх тіла нагадує редьку хвостом донизу, тобто магматичний діапир, а не лаколіт. Існують й інші менш розповсюджені форми інтрузивних тіл. Факоліт — лінзовидні тіла, які розташовуються у склепіннях антиклинальних складок, відповідно до вміщуючих порід. Гарполіт — серпоподібний інтрузив, по суті, різновид факоліту. Хоноліт — інтрузив неправильної форми, що утворився в найбільш послабленій зоні вміщуючих порід, ніби ‘заповнюючий’ пустоти у товщі. Бісмаліт — грибоподібний інтрузив, схожий на лакколіт, але ускладнений циліндричним жменеподібним підняттям, ніби штампом у центральній частині. Всі ці інтрузиви, як правило, малоглибинні і розвинуті у складчатих областях.

Широкого розповсюдження набули штоки, стовпоподібні інтрузиви ізометричної форми з крутими контактами, площею менше 100 — 150 кв. км.

#### Батоліти

Подібні до штоків, але більші за розмірами тіла наз. батолітами. Батоліти — це найбільші глибинні (абіссальні інтрузиви, як і багато штоків), або плутонічні, гранітні масиви, площа яких перевищує 100 кв.км. Вони являють собою тіла крупнозернистих інтрузивних магматичних порід, які приурочені до ядер сучасних гір або уцілівших від розмиву залишків древніх гірських систем. Щодо віку, то батоліти відомі від раннього докембрію (декілька мільярдів років тому) до міоцену (приблизно від 25 до 13 млн. років тому), але можуть існувати й пізніше, як раз через свою молодість ще не розкриті ерозією.

Розміри. Батолітам властиві дуже великі розміри. Система батолітів безперервно простягається, наприклад, по всій довжині Анд від миса Горн до Панамі на відстань близько 8000 км. З них три одиничних масива, один в Перу і два в Чілі, розкриваються на відрізках довжиною більше 1300 км кожний. Батоліт Берегового хребта Британської

Колумбії має близько 2000 км у довжину і від 130 до 200 км в ширину. Батоліти центральних районів шт. Айдахо, С'єрра-Невади і Нижньої Каліфорнії досягають у довжину близько 700 км і в ширину 100 - 130 км кожний (мал.4). Всі вони утворились з багатого на кремнезем матеріалу, що надійшов по зонах субдукції вниз у верхню мантію, де він був розплавлений і у вигляді магми знову піднявся вгору.

Форма. Гравіметричні дані і дані про розповсюдження хвиль від землетрусів показують, що батоліти ( наприклад, батоліт С'єрра-Невади ) мають корені, що йдуть далеко вглиб; їх вертикальні розміри разом з великою площею виходів свідчать про величезні об'єми. Їх покрівля, або верхня поверхня, має форму широкого склепіння, хоча в деталях вона нерівна і хвиляста. Стінки круто нахилені у зовнішній бік, але у багатьох випадках контакт між магматичними породами батолітів і вмещуючими породами не різкий. Замість цього батоліти бувають облямовані зоною жил і щошарових включень магматичних порід, які проникають у змінені вмещуючі породи. Від батолітів, яким властива неправильна форма, часто відходять апофізи — мілкіші гілчасті інтрузиви, які використовують послаблені зони в рамі батолітів. Іноді в краєвих частинах батолітів спостерігаються скупчення включень з матеріалу вмещуючих порід. Одні включення свіжі, мають кутчасту форму, тоді як інші переповнені новоутвореними мінералами, заокруглені в результаті оплавлення по краях або розм'якшення при високій температурі і витягнуті у напрямі руху магми..

Структурні співвідношення. Видовжені батоліти в ядрах гірських систем мають тенденцію розташовуватись паралельно регіональним структурам цих систем, як це спостерігається, наприклад, у Береговому хребті Британської Колумбії в Андах. Проте батоліти можуть перетинати складки і розриви; в таких випадках очевидно, що вони занурилися вже після формування цих порушень під час основної складчатості.

Склад. Батоліти майже повністю складені крупнозернистими, багатими на кремнезем породами, за хімічним складом дуже близькими до середнього складу осадових порід. Це наштовхує на думку, що хоча б частина їх виникла з матеріалу осадових порід. Крупні батоліти мають, як правило, складну будову — вони неоднорідні в різних своїх частинах. Внаслідок змін, що відбуваються в складі магми під час або після її вторгнення, останніми звичайно кристалізуються породи з найвищим вмістом кремнезему і лужних ( K і Na ) польових шпатів. Можливий й інший варіант, коли частина збагаченого кремнеземом і лугами матеріалу, раніше ніж приєднатися у вигляді нової порції до маси батоліту, витискається із земної мантії на глибині декількох десятків кілометрів.

Основний інтрузивний магматизм з'явився у верхньому докембрії і являє собою систематично повторювану особливість всіх більш молодих геологічних епох:

| Район розповсюдження   | Вік, млрд. років |
|--|------------------|
| Основні інтрузії району Осло, Балтійський щит                        | 0,23             |
| Основні інтрузії Хібін і Ловозера, Балтійський щит                   | 0,40             |
| Нефелінові сієсіти, Кишенгарх, Індійський щит                        | 0,58             |
| Інтрузії центрального типу, Асбарстах, Гірське озеро, Алданський щит | 0,65             |
| Маріупольський масив нефелінових сієнітів, Український щит           | 1,75             |
| Масив Гремяхо - Вирмес, Балтійський щит                              | 1,85             |

Утворення. Поки що ще до кінця не з'ясовано, яким чином звільняється простір для таких гігантських об'ємів магми. Одні геологи вважають, що при підйомі сильно нагрітої магми нею поглинаються і потім в ній розчиняються ( ассимілюються ) великі пропорції породи.

При цьому процесі, названому магматичним зруйнуванням, крупні блоки породи відчленовуються від покрівлі, яка дробиться і руйнується. Уламки падають у більш легкий магматичний розплав і там частково розчиняються або опускаються на глибину. За рахунок цього магматичний резервуар, природньо, розширюється, і магма просувається далі вгору в земну кору. Наявність частково ассимільованих порід, у які відбувалося вторгнення, у значно віддалених від країв внутрішніх частинах батолітів доводить, що зруйнування дійсно відбувається; проте кількісна роль цього процесу лишається неясною.

Інші геологи вважають, що батоліти вторгаються подібно до ін'єкції, з силою. Це — підходяще пояснення для випадків згідного залягання батолітів в регіональній структурі. Велика маса магми просто втискується у древніші породи, з силою розсуваючи їх у боки при своєму русі вгору. Якщо легка магма піднімається крізь важчі вміщуючі породи, сила вторгнення може бути зумовлена гравітацією. Взагалі будь-яка магма має меншу густину, ніж вивержені породи того ж складу. Отже, повинна існувати загальна тенденція, яка примушує утворені магматичні розплави пересуватись вгору і займати вище розташування у полі сили тяжіння. Це особливо справедливо для кислих магм (якою є магма батолітів), оскільки середня густина речовини вивержених порід зменшується з підвищенням вмісту кремнезему. Оскільки більшість крупних батолітів пов'язана із зонами деформації земної кори, магматичне тіло може також вижиматися під дією деформуючих сил.

Деякі геологи притримуються думки, що гранітні породи батолітів формуються на місці шляхом 'гранітизації', при якій глибоко занурені осадові породи, вулканічні туфи і лави спочатку підлягають перекристалізації і потім, продовжуючи змінюватися під дією гарячих розчинів і мігруючих іонів, перетворюється, навіть без повного розплавлення, в гранульовану (зернисту) масу, що має форму батоліта і гранітний склад. У м'якому, структурно поступливому стані така маса може вести себе деякою мірою як магма. Смогасті породи біля країв батолітів з поступовими переходами від шару до шару, своєрідні структурні особливості і реліктові текстури свідчать на користь гіпотези гранітизації. Але спостережувані в інших випадках різкі січні контакти, ознаки зруйнування і механічного скучування, відносно масивний характер припустимо інтрузивного тіла, склад і послідовність кристалізації утворюючих його мінералів суперечать цій теорії.

Через суперечливість аргументів питання про відносне значення магми і гранітизації при утворенні батолітів продовжує широко обговорюватись. Якщо гранітна магма утворюється безпосередньо при частковому або повному плавленні порід за участі водяної пари під великим тиском, як у лабораторних експериментах, то відпадає проблема заміщення інших порід. Більше того, можливі обидва процеси — і гранітизація, і вторгнення магми. Граніти, залягаючі на місці генерації магми, наз. автохтонними, а граніти, пов'язані з переміщенням магми, — аллохтонними. Склад автохтонних гранітів залежить від складу вміщуючих порід. Формування аллохтонних гранітів відбувається у декілька етапів — фаз вторгнення. При цьому ранні вторгнення характеризуються більш основним складом.

#### Магматичні інтрузивні породи

Структури інтрузивних порід визначаються умовами їх утворення (повільне охолодження і кристалізація магми при підвищених температурах і тисках) і найчастіше

бувають рівномірнозернистими і нерівномірнозернистими. Серед останніх виділяють породи великозернисті ( розмір зерен мінералів від 1 до 0,3 см ), середньозернисті ( 0,3 - 0,1 см ), дрібнозернисті ( 0,1 - 0,05 см ) і тонкозернисті ( менше 0,05 см ).

Найпоширенішими текстурами інтрузивних порід є масивні і щільні, для яких характерне щільне прилягання мінералів один до одного без будь-якої орієнтації у їх розміщенні.

До складу магматичних порід входять породоутворювальні мінерали і акцесорні.

Основними мінералами магматичних інтрузивів є біотит, кварц, калієвий польовий шпат, рогова обманка, олівін, піроксени, амфіболи, слюди. Акцесорні: циркон, апатит, хроміт, магнетит, рудний мінерал.

Усі магматичні породи за вмістом кремнекислоти розділяються на кислі, середні, основні та ультраосновні.

Кислі породи характеризуються світлим забарвленням, внаслідок переважання у їх складі польових шпатів і кварцу. Найпоширенішими породами є граніт і його ефузивний аналог — ліпарит.

Граніт — інтрузивна порода із зернистою ( рівномірнозернистою чи нерівномірнозернистою ) структурою. Текстура щільна масивна. Основні мінерали — польовий шпат і кварц, у невеликій кількості — мусковіт. Біотит, рогова обманка становлять не більше 10 %.. Акцесорні мінерали — гранат, апатит, циркон, магнетит тощо. Колір обумовлений забарвленням польових шпатів — може бути ясно-сірий, жовтуватий, рожевий, червоний. Залягає у вигляді батолітів, штоків, лаколітів, рідше утворює дайки. Широко використовується як будівельний і облицювальний матеріал. Граніт — дуже поширена в земній корі порода. Великі поклади його відомі в межах Українського щита ( на Житомирщині, Придніпров'ї, Приазов'ї ) та на Кольському півострові. З покладами гранітів часто пов'язані цінні корисні копалини — вольфраміт, молібденіт, рідкоземельні метали тощо.

Середні породи також характеризуються в основному ясным забарвленням. До цієї групи належать пари діорит-андезит і сієніт-трахіт.

Діорит — інтрузивна порода зернистої структури, частіше — дрібнозерниста. Текстура масивна, рідше смугаста. Складений польовим шпатом, роговою обманкою, інколи наявний біотит. У тому випадку, коли містить кварц ( до 10 % ), наз. кварцовим діоритом. Колір сірий, темно-сірий, інколи з зеленуватим діоритом. Складає крайові зони багатьох гранітних масивів. У таких випадках утворюються перехідні до граніту різновидності — гранодіорити. Залягає також у вигляді штоків, лаколітів, жил. Використовуються діорити як облицювальний матеріал, бутовий камінь. Райони залягання: Приазов'я, Побужжя, Волинь, Поділля, Урал. З діоритами часто пов'язані родовища золота, заліза, кольорових металів.

Сієніт — інтрузивна порода із рівномірнозернистою або порфіровидною структурою. Текстура масивна, гнейсоподібна. Основний мінерал — польовий шпат. У невеликій кількості наявні рогова обманка, піроксен, біотит. Відрізняється від граніту відсутністю або дуже малою кількістю ( до 5 % ) кварцу. Колір рожевий, червоний, ясно-сірий. Залягає в крайових зонах гранітних масивів або у вигляді штоків. Використовується в основному як будівельний матеріал. Райони поширення: Приазов'я, Середнє Придніпров'я, Урал, Киргизстан.

Основні породи завдяки наявності в них значної кількості темноколірних мінералів відрізняються темним забарвленням. Породи цієї групи: габро, базальт, лабрадорит.

Габро — інтрузивна порода. Структура переважно середньо- і крупнозерниста. Текстура

масивна. Складена в основному з лабрадору, піроксену, олівіну. Рідко наявні рогова обманка і біотит. Колір від темно-зеленого до чорного. Залягає у вигляді дайок, штоків, лаколітів. Використовується як будівельний та облицювальний матеріал, для виготовлення пам'яників, сходів тощо. Поширена в Приазов'ї, Нижньому Подніпров'ї, Криму, на Уралі, в Карелії.

Лабрадорит — мономінеральна інтрузивна порода. Структура переважно середньо- та великозерниста. Текстура масивна. Складений мінералом лабрадором. Колір темно-сірий, майже чорний з характерним синюватим відливом на площинах спайності (іризація). Залягає у вигляді штоків. Застосовується як облицювальний, декоративний мінерал. Великі родовища лабрадоритів відомі в Житомирській області, а також у Черкаській та Кіровоградській областях.

Ультраосновні породи — це переважно інтрузивні відміни. Темнозбарвлені.

Найпоширенішими серед них є перидотит і дуніт.

Перидотит — інтрузивна порода із дрібно- або середньозернистою структурою. Текстура масивна, щільна. Складений олівіном і піроксеном. З другорядних мінералів можуть бути наявні серпентин, біотит, гранат, титаномагнетит. Колір чорний, темно-зелений, жовто-зелений. В'язкий. Складає штоки. Використовується для виготовлення щебеню, як облицювальний матеріал. Залягає в районах Побужжя, Приазов'я, Нижнього Придніпров'я. З перидотитами часто пов'язані родовища платини, нікелю, кобальту.

Дуніт — інтрузивна порода із зернистою структурою. Текстура масивна, зливна.

Складається в основному з олівіну. Акцесорні мінерали — хроміт, магнетит. Колір темно-зелений або жовтувато-зелений. Застосовується як цінна вогнетривка сировина.

Райони залягання: Побужжя, Придніпров'я (Київська обл.). З дунітами можуть бути пов'язані родовища нікелю, кобальту, платини.

Тепер розглянемо реакційний ряд утворення мінералів. Реакційний принцип, розроблений Боуеном (1928 р.) передбачає реакції між кристалами і рідкою магмою (мал.5). Залізомагнієві мінерали утворюють дискретний реакційний ряд, що починається з олівіну і закінчується біотитом. З магми, багаті на магній і залізо, спочатку кристалізується олівін. Рідка магма, що залишилася, при вистиганні реагує з кристалами олівіну, утворюючи піроксен, з піроксеном — утворюючи амфібол, з амфіболом — утворюючи біотит. Якщо реакції не доходять до кінця, в ядрах більш пізніх кристалів зберігаються залишки олівіну, піроксену або амфіболу.

Мінерали, розташовані на мал. 5 на одному рівні, мають тенденцію кристалізуватися приблизно одночасно, звідси асоціація піроксену і лабрадору в базальті, амфіболів і андезину в андезиті, біотиту і олігоклазу або альбіту (разом з ортоклазом) в граніті. У 1962 р. Барт, відомий норвежський петролог, додав третій ряд, що включає калієві польові шпати, що взаємодіють із мінералами плагіоклазного ряду.

Коли кристалізація мінералів цих реакційних рядів близька до завершення, може кристалізуватися кварц. Залишкові водяна пара і гарячі водні розчини можуть продовжувати взаємодіяти з мінералами, що веде до утворення таких мінералів, як хлорит, серпентин, пеоліти; крім того, ці розчини можуть викликати заміщення раніше утворених порід або проникати у тріщини і формувати пегматитові дайки, кварцеві жили і рудні тіла.

## ВИКОРИСТАНА ЛІТЕРАТУРА

1. Короновский Н.В., Якушова А.Ф. Основы геологии
2. Аллисон А., Палмер Д. Геология — наука о вечно меняющейся Земле
3. Ферхуген Дж. и др. Земля. Введение в общую геологию. Т.1
4. Войткевич Г.В, Бессонов О.А. Химическая эволюция Земли
5. Свинко Й.М., Сивий М.Я. Геологія з основами палеонтології



