

МІНЕРАЛОГІЧНА ЗОНАЛЬНІСТЬ ТА ОСОБЛИВОСТІ ФОРМУВАННЯ СМУГ ГРАНАТ-БІОТИТОВИХ ПОРІД У ГРАНУЛІТОВИХ КОМПЛЕКСАХ СЕРЕДЬНОГО ПОБУЖЖЯ

Хашувато-Заваллівська структура має складчасту будову і характеризується широтним простяганням. Вона обмежена з півдня та з півночі граніт-мігматитовими поясами. Первинними породами району є комплекс ультраосновних, основних (перидотити, габро, серпентиніти, піроксеніти, амфіболіти) і карбонатних (мармури, кальцифіри) порід. Вони виповнюють западини між гранітогнейсовими та ендербіт-чарнокітовими куполами. Ядром структури є Гайворонський ендербітовий масив — найдавніший фрагмент земної кори Українського щита. Периферійна зона масиву перетворена в чарнокіти. На контакті ендербіт-чарнокітового масиву та кальцифірів формуються зони діопсид-форстеритових скарнів. Молодші ультраметаморфічні утворення (2,0—1,9 млрд років) [1] представлені гранітогнейсовими та мігматитовими куполами, навколо яких залягають гранат-біотитові сланці та гнейси.

Характерною рисою структури є велике поширення вузьких смуг (до 200 м завширшки) гранат-біотитових тонкосмугастих гнейсів і кристалосланців. Гранат-біотитові (із силіманітом) породи складають зсувні зони в'язкої течії [2], в центральній частині яких залягають тіла кварц-польовошпатових гранітних пегматитів.

Мінеральний склад гранат-біотитової асоціації є стабільним і не залежить від складу деформованого субстрату. Характерна ознака цих порід — асоціація акцесорних мінералів: рутил, ільменіт, апатит, Th-монацит, ксенотим, торіаніт, Th-Se-аланіт, циркон. Сингенність акцесорних мінералів гранату та біотиту підтверджується індукційними межами між ними.

Типовим для зони поширення гранат-біотитових порід є наростання деформацій у напрямку до центру зсувної зони. На рівні порід це простежується як перехід від масивних скарнів та ендербітів із порфіробластами гранату до істотно гранат-біотит-силіманітових тонкосмугастих гнейсів і кристалосланців з будинами або реліктовими зонами масивних порід субстрату. Інтенсивність прояву смугастості корелюється із вмістом біотиту та гранату в породі.

Гранат-біотитовий парагенезис характеризується гранатом складу $alm_{0,6-0,8}grs_{0,05}py_{0,1-0,356}$ та широкими коливаннями вмісту титану в біотиті (від 0,39 до 0,1 ф. о.). Низький вміст grosулярового міналу відрізняє цей гранат від раннього висококальцієвого гранату гранулітового парагенезису. Порфіро-

бласти гранату ростуть в агрегатах рекристалізованих калішпату та ортопіроксену. На межі калішпату і гранату спостерігаються плагіоклаз-кварцові ± біотит симплектити. Мала поширеність симплектитів засвідчує високу швидкість дифузійного потоку в мінералоутворювальній системі, а отже, високу активність флюїду.

Формування парагенезису відбувалось послідовно: гранат + плагіоклаз → → гранат + плагіоклаз + кварц → гранат + плагіоклаз + кварц + біотит → гранат + + біотит + кварц. У цьому ж напрямку зменшується основність плагіоклазу і плагіоклаз заміщується кварцом. У найбільш зрілих агрегатах плагіоклаз може бути відсутній.

Порфіробласти гранату несуть виразні ознаки синкінематичного росту [3]. В тінях тиску формуються закономірно орієнтовані агрегати біотиту в зростках із плагіоклазом, гранатом і силіманітом. Підвищення інтенсивності деформацій в напрямку центральних частин зони проявляється у виразній мінералогічній диференціації речовини, нових зародженнях гранату в тінях тиску ранніх порфіробластів, збільшенні вмісту силіманіту.

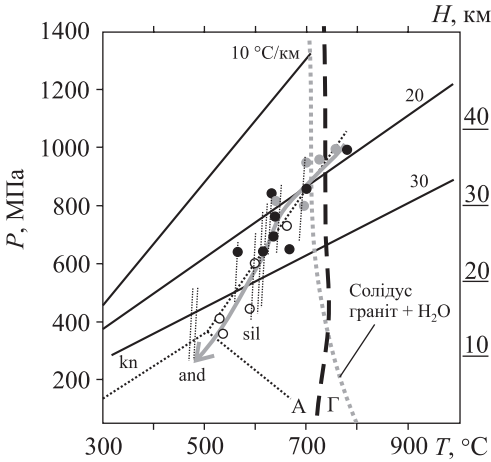
Слід звернути увагу на залежність морфології гранату та його розміщення відносно зсувної зони. На периферії спостерігаємо скелетні кристали гранату із кварцом між окремими гілками. З наближенням до центру у формуванні морфології індивідів починає переважати граневий ріст та утворюються пойкилітові індивіди гранату з кварцовими вrostаннями. Близьче до центру переважають пойкилітові індивіди гранату із вrostаннями біотиту. Фінальний момент метаморфічних перетворень порід проявляється в центральній частині смуги деформацій у вигляді крихкої деформації гранат-біотитових агрегатів, формуванні паралельно-тичкуватих агрегатів біотиту в тріщинах відриву та активному рості порфіробластів андалузиту, що завершує процес формування гранат-біотитового парагенезису.

Смуги поширення гранат-біотитових порід виявляють зональність у розподілі ільменіту та рутилу. У слабдеформованих породах переважає рутил, а по мірі наближення до центральної зони — ільменіт, причому кількість його зростає з підвищенням інтенсивності деформацій, що протирічить залежності від тиску. Проте у пробах, які були відібрані із центральної зони в'язкої течії, не знайдено слідів такого заміщення. Це засвідчує, що в цьому випадку рівновага контролювалась не стільки зміною тиску, скільки градієнтом окисно-відновного потенціалу.

На периферії спостерігаються здебільшого скелетні індивіди рутилу, тоді як з наближенням до центральної зони починають переважати повногранні індивіди рутилу. Ці дані вказують на те, що перенасичення стосовно рутилу зростало від центру до периферії. Зональність у розподілі оксидів титану та їхня морфологія засвідчують високу градієнтність середовища формування гранат-біотитових порід.

Значення температури і тиску для парагенезису гранат-біотит-плагіоклаз-силіманіт розраховано за допомогою програмного пакету WinTWQ 2.34 (Берман, 2007) [4] за перетином ліній гранат-біотитового геотермометру і GASP-геобарометру. Додатково розраховано температуру формування біотиту за мономінеральним Ті-біотитовим геотермометром Генрі [5].

Розрахунок P — T -умов показує велику амплітуду коливань температури і тиску. Найвищі параметри (750—800 °C і ~1ГПа) зафіксовані для ранніх порфіробластів гранату в асоціації із кварцом, основним плагіоклазом і біотитом. Часовий тренд P — T -умов, оцінений з урахуванням позиції парагенезису в системі порфіробласти — тині тиску, генерацій та розмірності порфіробластів гранату, вказує на поступове зниження термодинамічних параметрів у процесі формування агрегату. Найнижчі їх значення встановлені для асоціації гранат—біотит—плагіоклаз у тріщинах відриву у великих порфіробластах гранату: T 530—560 °C, P ~ 400 МПа. Ще нижчі температури і тиски (~ 500 °C і 350 МПа) відповідають моменту формування в таких



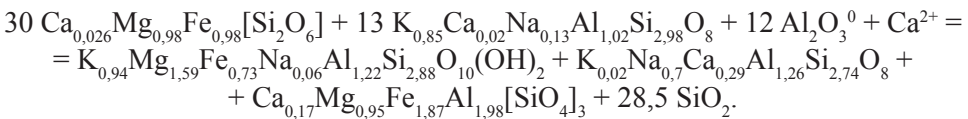
P—T-тренд метаморфічних перетворень, установлений за гранат-біотит-плагіоклаз-силіманітовим парагенезисом у різних породах Хашуваго-Заваллівської структури. Вертикальні пунктирні лінії — температури гранат-біотитової рівноваги за відсутності у пробах плагіоклазу. Показані геотерми ділянок літосфери із різним тепловим потоком. Штрихова лінія — межа між амфіболітовою (А) та гранулітовою (Г) фаціями метаморфізму. Досліджену регресивну гілку тренду метаморфізму показано стрілкою

агрегатах порфіробластів андалузиту. Слід зазначити, що встановлені варіації температури та тиску для окремої проби поступово зменшуються від центральних зон гранат-біотит-силіманітових сланців і гнейсів з дайками пегматитів до периферійних ділянок, де спостерігаються лише поодинокі виділення біотиту. Це є свідченням локалізації деформацій та мінеральних перетворень із часом.

Гранат-біотит-силіманітовий парагенезис формується за умов апліфту блока із глибин ~ 37 до 11 км (рисунок) на фоні зростання теплового потоку, що фіксується переходом часового *P—T*-тренду на вищі геотерми. Найвищі *P—T*-параметри відповідають полю існування гранітного розплаву, що підтверджується вкоріненням гранітних анатектичних пегматитів, часто з ортопіроксенном. У центральних зонах, серед тонкосмугастих кристалічних сланців такі пегматити трапляються у вигляді будин. За нижчих *P—T*-параметрів високий тепловий потік був спричинений флюїдами.

Гранат-біотитові метаморфічні породи формувались у відкритій системі з привнесенням Si, Al, Na, P, REE, Th. Це підтверджується рівняннями хімічних реакцій, розрахованих за фактичними даними для конкретних подій метаморфічного процесу:

Гранат-біотитові метаморфічні породи формувались у відкритій системі з привнесенням Si, Al, Na, P, REE, Th. Це підтверджується рівняннями хімічних реакцій, розрахованих за фактичними даними для конкретних подій метаморфічного процесу:



Потоки флюїду зумовлюють виникнення зональної метасоматичної колонки гранат-біотитових порід зі зменшенням кількості мінеральних фаз у тилкових зонах (кварц-гранатові породи із підпорядкованим біотитом). Зональність рутил—ільменіт фіксує взаємодію відновного флюїду, що рухався із глибинної зони часткового плавлення, з окиснювальним флюїдом, пов'язаним із вмісними породами.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Бобров О.Б., Кирилюк В.П., Гошовский С.В. и др. Гранулитовые структурно-формационные комплексы Украинского щита — европейский эталон // Путеводитель геологических экскурсий. — Львов: ЗУКЦ, 2010.
2. Лукієнко О.І., Кравченко Д.В., Сухорада А.В. Дислокаційна тектоніка та тектонофації докембрію Українського щита. — К.: Вид-во Київ. ун-ту, 2008.
3. Passchier C.W., Trouw R.A.J. Microtectonics. — Springer, 2005. — 366 p.
4. Berman R.G. WinTWQ (version 2.3): A software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations. — Geol. Surv. of Can. — Open File 5462, 2007.
5. Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotite: Implications for Geothermometry and Ti-substitution Mechanisms // Amer. Miner. — 2005. — 90. — P. 316—328.