

УДК 552.12.122(477)

МАГМАТИЧНА КРИСТАЛІЗАЦІЯ І СТАНОВЛЕННЯ ТЕКСТУР ЛАВОВИХ ПОТОКІВ ЛУЧИЧІВСЬКИХ ТА ЯКУШІВСЬКИХ ВЕРСТВ ВОЛИНСЬКОЇ СЕРІЇ

І. Мисяк¹, Л. Скакун¹, В. Мельничук²

¹Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, 79005 Львів, Україна
E-mail: mineral@franko.lviv.ua

²Національний університет водного господарства та природокористування,
вул. Соборна, 11, 33001 Рівне, Україна

Мінералогія базальтів лучичівських та якушівських верств волинської серії нижнього венду має індивідуальні особливості. Петрохімічним аналізом виявлено різний характер диференціації магми: диференціація лучичівської магми виражена слабо, що зумовлено безперервною подачею нового матеріалу з магматичної камери; у якушівський час відбувалась магматична диференціація, зумовлена фракціонуванням плагіоклазу й олівіну. Мікросондовим рентгеноспектральним аналізом та оптичними методами визначено склад мінералів, з'ясовано їхні просторові взаємовідношення і порядок кристалізації в ході магматичного процесу. Під час кристалізації лучичівської лави мінерали кристалізувались у такій послідовності: титаномагнетит → титаномагнетит + авгіт → титаномагнетит + авгіт ± піжоніт + плагіоклаз. Для якушівських базальтів порядок кристалізації мінералів такий: плагіоклаз → плагіоклаз + олівін → плагіоклаз ± олівін + авгіт + піжоніт → плагіоклаз + магнетит + авгіт + піжоніт → ільменіт. Виявлено різний тип вистигання лавових потоків на підставі різного прояву структур розпаду твердих розчинів у титаномагнетиті. За текстурно-структурними особливостями базальтів оцінено ступінь перегрівості магми, особливості гідродинаміки лавового потоку та поведінку газової фази в ході його становлення. З'ясовано механізм формування газових порожнин у масивних та флюїдально-смугастих базальтах.

Ключові слова: базальт, магма, лавовий потік, текстура, плагіоклаз, піжоніт, авгіт, титаномагнетит, ільменіт, газова порожнина, волинська серія, Україна.

Величезні території всіх континентів Землі покриті виливами базальтових лав. Ці території зачисляють до континентальних провінцій платобазальтів (трапові товщі). Особливістю трапових товщ є їхня спеціалізація на самородну мідь. Найвідоміші родовища самородної міді в трапах – це група родовищ системи Ківіно (шт. Мічіган, США) [28], родовища типу Кенекут (Аляска) [15], родовище Арилаське (Сибір) [1], родовища трапової формації Емейшань (Китай) [13] та ін.

Трапова товща Волині є частиною великої Волино-Брестської магматичної провінції, що також охоплює південно-західну частину Білорусі, захід Польщі, частину Молдови й Румунії. Важливою проблемою української геології останнього десятиліття є зрудення самородної міді у волинських трапах. Нині набула популярності “магматична” гіпотеза утворення самородної міді [2, 3]. Проблема полягає в тому, що самородна мідь тяжіє до

центральної частини лавового потоку, складених масивними або флюїдально-смугастими базальтами. Низькопористі масивні і флюїдально-смугасті базальти вважають слабо проникними і не сприятливими для проходження гідротермальних розчинів. Відсутність видимих вторинних змін таких базальтів і асоціація самородної міді з основними породоутворювальними мінералами стали причиною виникнення гіпотези про магматичний генезис самородної міді.

Щоб об'єктивно судити про походження самородної міді, необхідно виявити залежність між поширенням самородної міді в окремому лавовому потоці й текстурно-структурними особливостями базальту та визначити місце самородної міді в послідовності кристалізації головних породоутворювальних мінералів базальту.

Виявити головні закономірності розміщення самородної міді в усьому лавовому потоці й у базальті, де низька пористість можна, зокрема, на підставі вивчення текстурно-структурних особливостей базальту. Інформацію про позицію самородної міді в магматичному процесі можна отримати, проаналізувавши послідовність кристалізації мінералів. Ми наведемо результати досліджень з вивчення магматичної кристалізації і текстур базальтів лучичівських і якушівських верств, використовуючи онтогенічні методи та ідеї механізму формування текстури і структури базальту, запропоновані в праці [23].

Особливості становлення лавових потоків платобазальтів. Трапові товщі мають складну архітектуру. Тут термін архітектура використано в розумінні складної побудованої структури лавового поля, що охоплює особливості нашарувань лавових послідовностей і внутрішньої будови лав [27].

У межах одного лавового поля різні морфологічні типи потоків нерідко змінюють один одного. У вертикальному розрізі такого лавового поля [27] виділяють три головні архітектурні послідовності. Нижню частину утворюють потоки різної морфології, серед яких молодші лави заповнюють простір між старшими, раніше сформованими потоками лав, створюючи своєрідну складно сплетену архітектурну систему. Вище складно сплетені лави переходять у так звані транзитні, які є проміжним типом лав між нижніми зі складно побудованою архітектурою і верхніми лавами, простішими з архітектурного погляду. Верхня архітектурна послідовність представлена плоским нашаруванням лав.

Головною одиницею трапової товщі є лавовий потік. Морфологія і внутрішня будова лавового потоку визначені рельєфом підстильної поверхні, реологічними властивостями [11, 12, 24] і динамікою вистигання [16, 17] лави. Залежно від механізму становлення лавового потоку, який визначений названими вище чинниками, формуються вже згадані застійні базальтові потоки, трубчасті або плоскі [27]. Застійні лавові потоки виконують зниження у рельєфі. Трубчасті лавові потоки (лавові труби [14, 20, 21]) виникають на крутих схилах. Особливістю лавових труб є ізолювальна кірка [7], яка утворюється в процесі вистигання потоку і наявність якої значно сповільнює процеси тепловіддачі лавової складової. На відміну від них, плоскі лави формуються на рівнинному рельєфі. Кірка, яка утворюється внаслідок вистигання, у разі переміщення лави деформується й ламається, через що плоскі лави вирізняються швидкою тепловіддачею.

Динаміка тепловіддачі лави відображена в структурі лавового потоку. Виділяють два крайні структурні види лавового потоку з різним типом тріщинуватості – стовпчасті базальти (відомі в англійській літературі як *colonnade*) з вертикальними тріщинами й антаблементні базальти (*entablature*) з поперечними тріщинами. Ці структурні види базальту відрізняються за внутрішніми структурно-текстурними ознаками [18, 19, 23].

Головна текстурно-структурна відмінність між стовпчастими й антаблементними базальтами – це характер поєднання мінеральних зростків (кластерів) між собою. Якщо в базальтах зі стовпчастою окремістю піроксен-плагіоклазові кластери зв'язані в з'єднання, які формують тривимірний каркас, то в антаблементних базальтах піроксен-плагіоклазові кластери утворюють ланцюжки, які перешаровані з залишковим мезостазисом, складеним скелетними кристалами магнетиту й розсіяними краплями вулканічного скла, що збагачене Fe і Si.

Тектурно-структурні особливості базальту мають важливе генетичне значення, оскільки зберігають інформацію про механізм становлення лавового потоку. На підставі взаємовідношень між мінералами можна визначити послідовність їхньої кристалізації. Тектурно-структурні особливості відображають ступінь перегрітості магми, гідродинаміку багатофазового потоку, поведінку газової фази в ході становлення лавового потоку.

Вивчено взірці базальтових порід з лучичівських і якушівських верств волинської серії. Взірці з керна свердловин відібрані з різних горизонтів так, щоб максимально детально з'ясувати характер процесу кристалізації окремих лавових потоків.

Дослідження спрямовані на з'ясування ступеня однорідності магматичного джерела, особливостей лавової кристалізації, зокрема, механізму формування текстурних особливостей базальту. Обстежено розріз вулканогенної товщі, розкритої десятима свердловинами. У ході мікроскопічних досліджень використано 60 шліфів, 45 полірованих пластинок, виготовлених зі взірців базальту. Склад головних породоутворювальних мінералів визначали енергодисперсним методом на растровому електронному мікроскопі-мікроаналізаторі РЕММА–102-02 в лабораторії науково-технічного і навчального центру низькотемпературних досліджень Львівського національного університету імені Івана Франка. Послідовність формування мінералів з'ясовували під час мікроскопічних досліджень у відбитому й прохідному світлі та під час детального аналізу BSE-зображень. Для петрохімічного аналізу базальтів використано базу даних, що охоплює 82 аналізи.

Особливості лав волинської серії. Волинська серія нижнього венду складена потоками лав і пірокластичними породами різної потужності, які багаторазово перешаровані в розрізі. В його основі є теригенні породи поліської серії середнього–верхнього рифею з силами долеритів у верхній частині. Волинська серія стратифікована на чотири світи (знизу вгору): горбашівська гравеліто-пісковикова з домішками пірокластики (15–60 м); заболотівська базальтова з прошарками туфів (0–345 м); бабинська туфова з окремими потоками базальтів (90–235 м); ратненська базальтова зі шлейфами лавокластичних брекчій, горизонтами туфів, туфитів і туфоконгломератів (50–195 м). Ратненська світа, відповідно, розділена на такі верстви (знизу догори): лучичівські, зорянські й якушівські.

У межах ефузивного комплексу Волині лавові потоки в вертикальному розрізі виділяють за принципом чергування лавокластична брекчія–лава–лавокластична брекчія.

Об'єктом наших досліджень є лави лучичівських і якушівських верств. Архітектурно лави лучичівських верств виповнюють нерівності в рельєфі, морфологія потоків неправильна або трубчаста. Для лавових потоків якушівських верств характерна плоска морфологія.

У ході розгляду внутрішньої будови лавових потоків трапів Волині для більшості з них виявлено структурно-текстурну зональність [4]. Від центру до подошви й до покрівлі потоків виділяють:

– фанеритові флюїдально-смугасті базальти;

- афанітові масивні базальти;
- мигдалекам'яні базальти;
- лавокластичні брекчії з лавовим, туфовим і гідротермальним цементом.

Петрохімічні особливості базальтових порід лучичівських і якушівських верств.
Нині хімічний склад трапових комплексів Волині достатньо вивчений. Кожна зі світ волинської серії має свою петрохімічну специфіку [4]. Зокрема, базальтам заболотівської світи притаманний високий вміст MgO і низький – TiO_2 , що властиво олівіновим базальтам. Базальти бабинської світи – олівінові толеїтові з високим вмістом Al_2O_3 . Петрохімічний склад базальтів ратненської світи неоднорідний. Базальти нижніх горизонтів ратненської світи (лучичівські верстви) вирізняються підвищеним вмістом CaO . Базальтові породи верхніх горизонтів ратненської світи (якушівські верстви) мають підвищений вміст Ti й високий вміст Fe .

Базальтові лави трапових товщ виявляють два тренди за вмістом титану – низько- і високо- Ti типи базальтів [9, 22]. У породах волинської серії поділ на високо- й низько- Ti базальти найбільше виявлений у базальтах заболотівської і бабинської світи (рис. 1). Виділяють окремі диференційні ряди – високо- і низько- Ti базальти та проміжні різновиди. Зокрема, базальти лучичівських верств є проміжними за вмістом титану, у базальтах якушівських верств невідомо виявляються тренди високо- й низько- Ti базальтів.

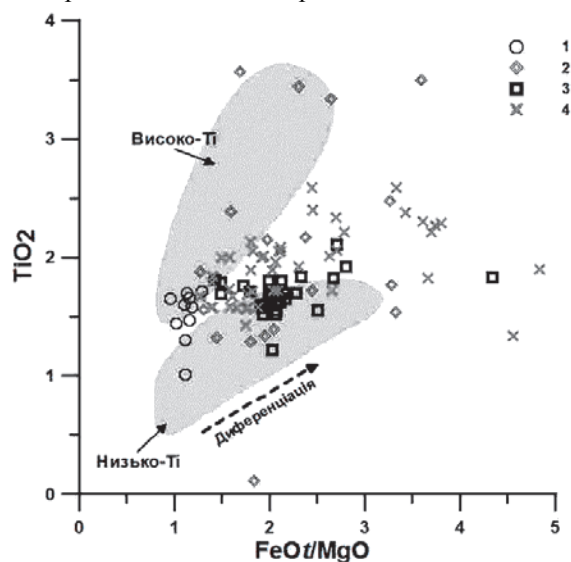


Рис. 1. Положення базальтів на діаграмі $FeO/MgO-TiO_2$ (поля низько- й високо- Ti базальтів за [8]):

1 – заболотівська світа; 2 – бабинська світа; 3 – лучичівські верстви; 4 – якушівські верстви.

Петрохімічний аналіз базальтів лучичівських і якушівських верств дав змогу оцінити ступінь диференціації магми в магматичній камері. Для цього побудовано Феннер-діаграми, які відображають еволюцію магми. Ці діаграми виявляють виразні відмінності у ступені диференціації магми в лучичівській та якушівській часи.

Характерною особливістю базальтової магми *лучичівських верств* є вузький інтервал значень MgO (рис. 2, а-г) і підвищений вміст CaO (див. рис. 2, б) порівняно з базаль-

товою магмою якушівських верств. Крім того, магма лучичівських верств має незначні варіації індексу диференціації, її склад порівняно однорідний (сталий) (див. рис. 2, а–г).

Базальти *якушівських верств* виявляють широкий інтервал значень MgO і містять дещо менше CaO порівняно з лучичівськими (див. рис. 2, б). Магма якушівського часу відображає тренд диференціації в магматичній камері. Виразна диференціація якушівської магми пов'язана з кристалізацією олівіну та плагіоклазу в магматичній камері.

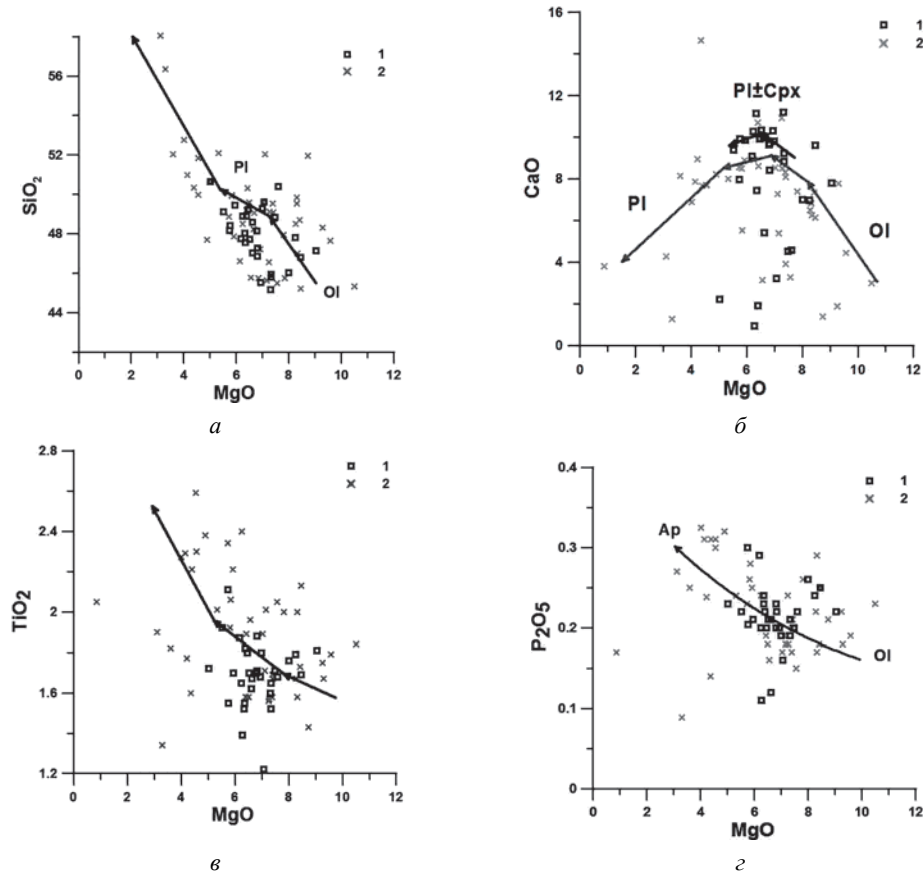


Рис. 2. Феннер-діаграми, що відображають перебіг диференціації магм лучичівського і якушівського часу:

1 – базальти лучичівських верств; 2 – базальти якушівських верств; мінеральні фази, що фіксують настання пересичення в розплаві: Ol – олівін, Cpx – клінопіроксен, Pl – плагіоклаз.

Тренд зростання SiO₂ зі зниженням MgO (див. рис. 2, а) відображає еволюцію від збагачених Mg магм до продуктів диференціації, близьких до андезитів. Тренд інверсійної зміни CaO щодо MgO зумовлений фракціонуванням плагіоклазу та менше – піроксенів. Максимальний вміст CaO в системі сприяє появі плагіоклазу, що змінює тренд до зниження вмісту кальцію. У магматичній камері не відбувалося фракціонування Ті- та Р-вмісних мінералів (титаномагнетит, ільменіт, апатит), що супроводжувалось зростанням вмісту титану й фосфору в кінцевих диференціатах (див. рис. 2, в, г).

Мінералогічна характеристика базальтів лучичівських і якушівських верств. Мінеральний склад базальтів Волині переважно досить одноманітний: головними породоутворювальними мінералами є плагіоклаз (лабрадор, бітовніт), клінопіроксен (авгіт) і титаномагнетит [5].

Унаслідок виконаних мінералогічних досліджень ми зафіксували певні відмінності в мінеральному складі базальтів якушівських і лучичівських верств ратненської світи.

Плагіоклаз обох різновидів базальтів за складом не відрізняється. Мінерал у вкрапленнях (рис. 3) відповідає лабрадору-бітовніту An_{65-72} , плагіоклаз основної маси – лабрадору (An_{51-61}). *Олівін* виявлено у вигляді реліктів (рис. 4) тільки в базальтах якушівських верств, у лучичівських його нема.

Піроксен базальтів лучичівських верств представлений головно авгітом (склад варіює від $En_{44}Wo_{38}Fs_{16}$ до $Fs_{34}Wo_{33}En_{32}$), піжоніту $Fs_{46}En_{44}Wo_{10}$ значно менше; у базальтах якушівських верств наявні і піжоніт (склад змінюється від $Fs_{56}En_{34}Wo_{10}$ до $Fs_{56}En_{32}Wo_{12}$), і авгіт (від $Wo_{44}En_{38}Fs_{18}$ до $En_{40}Wo_{34}Fs_{26}$) (див. рис. 4).

Титаномагнетит базальтів з лучичівських і якушівських верств вирізняється високим вмістом ульвошпінелевого міналу – до 76 %. Виразні відмінності цих базальтів простежують за проявами структур розпаду твердих розчинів у титаномагнетиті.

Мінерал базальтів лучичівських верств у центральних зонах потоку і крайових зонах (часто це скелетні індивіди) має ознаки структур розпаду твердих розчинів (рис. 5). Титаномагнетит лучичівських базальтів зональний. Найчастіше центральна частина зонального індивіда представлена власне титаномагнетитом (рис. 6) зі структурами розпаду твердих розчинів, який відбувався у кілька стадій (за результатами даних рентгеноспектрального мікрозондового аналізу продукт розпаду титаномагнетиту першої стадії відповідає ільменіту), а крайова зона за складом відповідає чистому магнетиту (див. рис. 6).

У титаномагнетиті базальтів якушівських верств ознак розпаду твердих розчинів не виявлено (рис. 7).

Ільменіт у лучичівських базальтах наявний тільки як продукт розпаду твердих розчинів титаномагнетит–ільменіт та магнетит–ільменіт. Ільменіт якушівських базальтів утворює самостійні індивіди у вулканічному склі (рис. 8).

Вулканічне скло містить, ат. %: Si – 60–70, Na – 5–7, K – 1–5 [6]. У розкристалізованому вулканічному склі є футлярподібні кристали апатиту (див. рис. 8).

Детальний аналіз просторових взаємовідношень мінералів дав змогу з'ясувати хід кристалізації магм лучичівських і якушівських верств.

Кристалізація лучичівської лави розпочиналася з появи кристалів титаномагнетиту, які разом з піроксеном і плагіоклазом формували кластери. Аналіз будови цих кластерів (рис. 9) засвідчує, що спочатку титаномагнетит ріс з піроксеном, далі відбувалась одночасна кристалізація титаномагнетиту, піроксену і плагіоклазу. У міру росту піроксену дещо змінювався його хімічний склад: вміст MgO знижувався, натомість зростав вміст CaO і FeO , склад мінералу змінювався від $En_{48}Wo_{37}Fs_{15}$ (т. 1) через $En_{45}Wo_{38}Fs_{17}$ (т. 2) до $En_{41}Wo_{41}Fs_{18}$ (т. 3) (див. рис. 9).

Під час росту титаномагнетит-піроксен-плагіоклазового кластера зменшення швидкості росту піроксену супроводжувалося збільшенням швидкості росту плагіоклазу. Як наслідок, у проміжках між кластерами домінує плагіоклаз, лейсти якого “обтікають” титаномагнетит-піроксенові кластери (рис. 10), засвідчуючи ефект в'язкої течії.

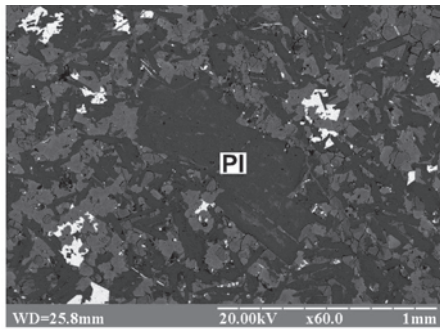


Рис. 3. Гломеропорфірове вкраплення
плагіоклазу; св. 8 143, гл. 330 м
(базальт якушівських верств).

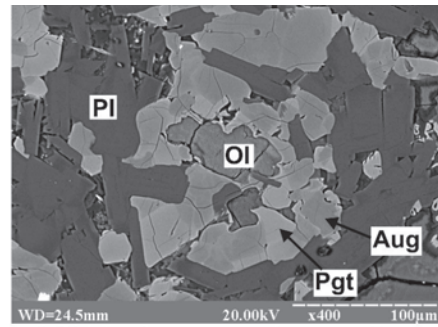


Рис. 4. Олівін-піроксен-плагіоклазовий кластер.
У центрі – релікт олівіну, далі – авгіт і піжоніт;
плагіоклаз “обтікає” олівін-піроксеновий
кластер; св. 8 281, гл. 192,8 м
(базальт якушівських верств).

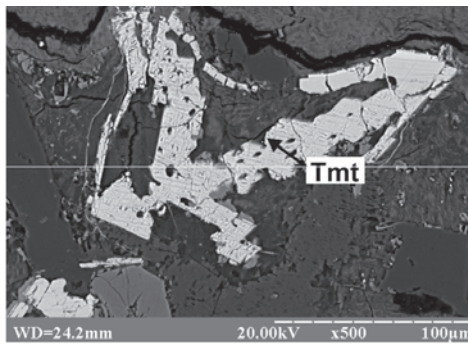


Рис. 5. Скелетний індивід титаномagnetиту;
св. 8 143, гл. 352,5 м
(базальт лучичівських верств).

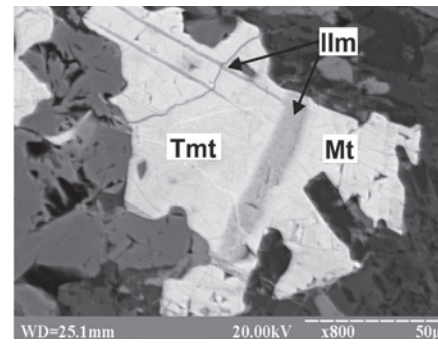


Рис. 6. Зональний індивід залістної шпінелі
зі структурами розпаду твердих розчинів;
св. 8 281, гл. 251,5 м
(базальт лучичівських верств).

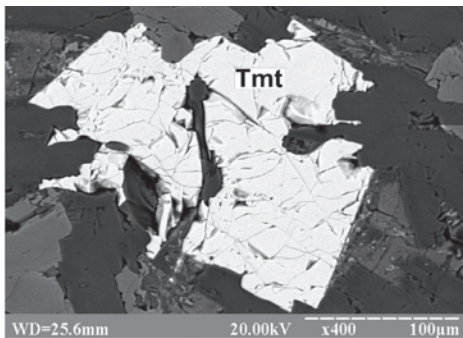


Рис. 7. Зерно однорідного титаномagnetиту
без структур розпаду твердих розчинів;
св. 8 143, гл. 330 м
(базальт якушівських верств).

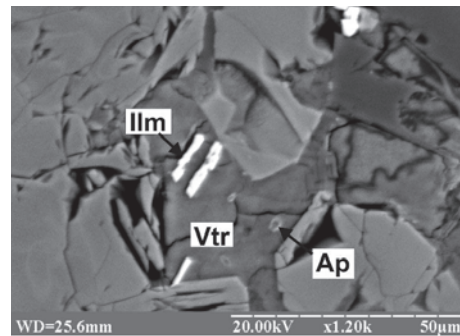


Рис. 8. Ільменіт у вулканічному склі
з футляроподібними індивідами апатиту;
св. 8 143, гл. 330 м
(базальт якушівських верств).

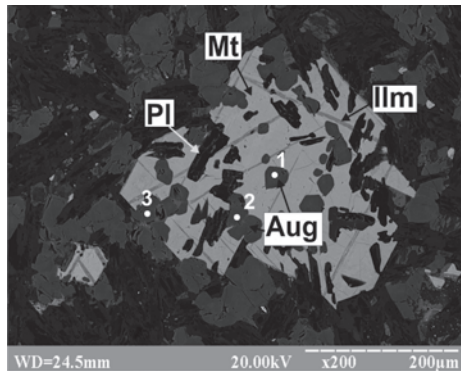


Рис. 9. Сумісне зародження піроксену і титаномагнетиту зі структурами розпаду твердих розчинів; плагіоклаз “обтікає” зерна титаномагнетиту і клінопіроксену; св. 8 281, гл. 251,5 м (базальт лучичівських верств).

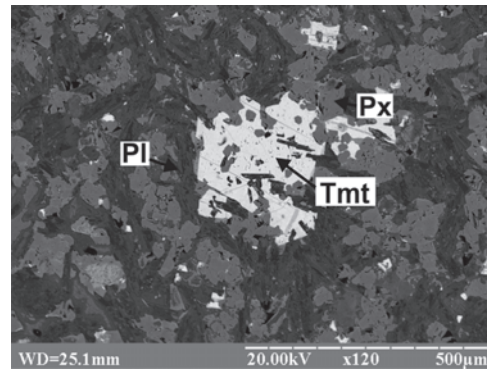


Рис. 10. Структури обтікання плагіоклазу навколо пойкилокристала магнетиту (структури типу снігової кулі); св. 8 281, гл. 251,5 м (базальт лучичівських верств).

Порядок кристалізації мінералів якушівської лави відрізняється від послідовності кристалізації лучичівської лави. На момент вилу на земну поверхню якушівська лава вже містила незначну кількість фенокристалів плагіоклазу й олівіну. Вкраплення олівіну слугували центрами формування піроксен-плагіоклазових кластерів.

Характерною особливістю якушівської лави є наявність двох піроксенів: піжоніту й авгіту. Піжоніт і авгіт росли одночасно, далі процес супроводжувався кристалізацією плагіоклазу і титаномагнетиту без ознак структур розпаду твердих розчинів. На завершальному етапі кристалізації лави у вулканічному склі формувались дрібні зерна ільменіту (див. рис. 8).

Текстурно-структурні особливості базальтів. Для базальтів характерні три основні текстурні відміни – масивні, мигдалекам’яні та смугасті. Відмінності між текстурами визначені будовою і взаємним розміщенням мінеральних зростків (кластерів) та об’ємом газових порожнин.

Дослідження засвідчують, що в базальтах за *особливостями будови* переважають два типи кластерів – пойкилітові та радіальні.

У пойкилітових кластерах один кристал домінує, інші йому підпорядковані. На рис. 7 зображено пойкилітовий кристал титаномагнетиту з включеннями піроксену (центральна частина зерна) і плагіоклазу (по периферії титаномагнетиту). Такі пойкилітові зерна свідчать про одночасний ріст титаномагнетиту й піроксену, плагіоклаз ріс дещо пізніше.

Радіальні кластери – це зростки мінералів, що росли одночасно. Зокрема, на рис. 11 у нижній частині зображення простежено олівін-піроксен-плагіоклазовий кластер, у центрі якого – релікт зерна олівіну, оточений піроксенами і плагіоклазом. Лейсти плагіоклазу радіально розходяться від центру кластера.

Формування такого кластера відбувалось послідовним зародженням і ростом мінералів – спочатку олівіну, далі піроксену піжоніт-авгітового складу, з яким одночасно ріс плагіоклаз.

Вище на цьому ж зображенні є радіальні магнетит-плагіоклазові кластери, сформовані зернами магнетиту, від яких радіально розходяться лейсти плагіоклазу. Така будова радіальних кластерів зумовлена сингенним ростом магнетиту і плагіоклазу.

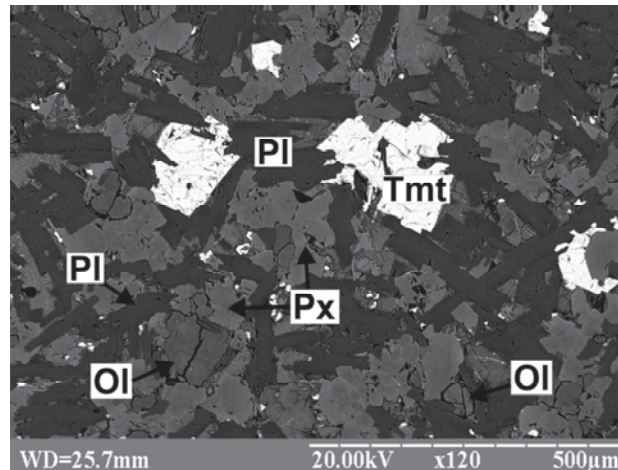


Рис. 11. Олівін-піроксен-плагіоклазові та магнетит-плагіоклазові кластери; св. 8 143, гл. 330 м (базальт якушівських верств).

Серед усього різноманіття зростків мінералів у базальті пойкилітові й радіальні кластери є крайніми типами зростків. В основній масі базальту можливі поєднання пойкилітових і радіальних агрегатів. Нерідко трапляються пойкилітові кластери, які переростають у радіальні.

Характерна особливість базальтів лучичівських верств – переважання в них пойкилітових кластерів. Відповідно, базальтам якушівських верств більше властивий радіальний тип зростків.

У формуванні текстури визначальним є *взаємне розміщення зростків*. Масивним і мигдалекам'яним відмінам базальту притаманне хаотичне, невпорядковане розташування зростків. Кластери, що беруть участь у будові текстури, формують тривимірний каркас. Смугасту текстуру зумовлює директивне (напрявлене) розташування зростків або окремих зерен мінералів. У будові смугастої текстури кластери згруповані в ланцюжки, на відміну від будови масивної чи мигдалекам'яної текстури.

Не менш важливий елемент текстури – *газові порожнини*, що наявні в усіх текстурних відмінах базальту. Базальти відрізняються лише за кількістю порожнин, їхнім розміром та формою.

Мигдалекам'яні відміни базальтів, які формують периферійні частини лавового потоку, містять велику кількість газових порожнин (до 70 % породи). Їхня форма сферична або близька до сферичної, еліпсоїдальна. Діаметр таких порожнин – до кількох десятків сантиметрів. Часто овальні (еліпсоїдальні) порожнини орієнтовані видовженням в одному напрямі, вказуючи на напрям переміщення лави.

Масивні та флюїдально-смугасті відміни базальтів, які формують центральну частину лавового потоку, мають невелику кількість (до 10 % породи) дрібних (від 10 мкм до 1 см у діаметрі або за видовженням) газових порожнин. Тут треба розрізняти інтерстиційні пори, що визначені морфологією індивідів, які їх оточують, та інтерстиційні газові порожнини, неправильна, часто кута форма яких зумовлена силою поверхневого натягу між розплавом і кристалами (рис. 12). Інтерстиційні пори та інтерстиційні газові порожнини неправильної форми відрізняються за складом речовини, яка їх виповнює.

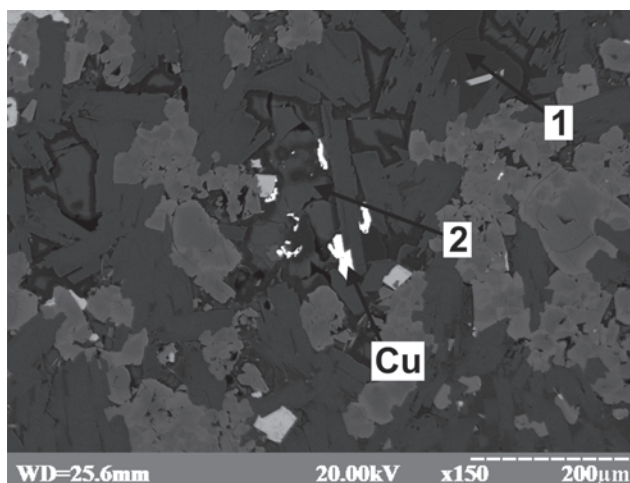


Рис. 12. Інтерстиційні пори, виповнені вулканічним склом (1), та інтерстиційні газові порожнини неправильної кутастої форми, виповнені палагонітом з самородною міддю (2).

Інтерстиційні пори виповнені гідратизованим вулканічним склом, у складі якого зафіксовано високий вміст Si (60–70 ат. %), Na (7–15), K (1–5 ат. %); відповідно, газові порожнини неправильної форми виповнені палагонітом, що має високий вміст Fe (до 35 ат. %), Mg (до 15 ат. %), вміст Si становить 40–56 ат. % [6].

У базальтах з масивною текстурою такі неправильної форми газові порожнини, що виповнені палагонітом, не пов'язані між собою, розміщені хаотично в каркасі породи. У базальтах з флюїдально-смугастою текстурою ці порожнини згруповані у ланцюжки.

Флюїдально-смугасті базальти становлять особливий інтерес, оскільки саме в них наявна самородна мідь. Смугастість визначена орієнтованим розміщенням мінеральних кластерів і відображена палагонітом, що виповнює газові порожнини неправильної форми, згруповані в ланцюжки. Саме в таких дрібних газових порожнинах в основній масі породи зосереджена самородна мідь (див. рис. 12).

Петрохімічні особливості базальтових порід ратненської світи як відображення еволюції магматичної камери. Ступінь диференціації магми в лучичівський і якушівський час відрізнявся. Як засвідчують дослідження, індекс диференціації лучичівської магми коливається у вузькому інтервалі, а це означає, що початкових і залишкових продуктів диференціації у вибірці базальтів нема.

Процес формування магматичного вогнища розпочався ще в бабинський час. Наявність низько- і високо-Ті відмін базальтів у бабинській товщі свідчить про те, що магма формувалась на різних глибинах [10]. У лучичівський час утворилась єдина камера, яка акумулювала різні за вмістом Ті магми. Відсутність трендів у лучичівських базальтах є ознакою сталого характеру змішування магм і високої активності камери, а саме: високої частоти надходження нового матеріалу, як наслідок – диференціація магми виражена слабо.

У якушівський час з'явилися нові магматичні камери. Періодичність заповнення камер новими порціями магми була значно нижча, тому якушівська магма встигала диференціювати. Магматична диференціація якушівського часу зумовлена фракціонуванням олівіну і плагіоклазу в магматичній камері.

Різний режим функціонування магматичних камер лучичівського та якушівського часу, деякі відмінності в хімічному складі магм спричинили різний хід кристалізації лучичівської та якушівської лав.

Мінералогічна характеристика базальтів як відображення процесу кристалізації лави. Незначна кількість фенокристалів у базальтах лучичівських і якушівських верств свідчить про те, що на момент вилуви магми вони перебували в надсолідусному стані, тобто були перегріті. Масова кристалізація відбувалась після вилуви магми на земну поверхню.

Порядок кристалізації лучичівської та якушівської лав відрізнявся. Як уже зазначено, відмінності кристалізації зумовлені хімічним складом магм і характером диференціації у магматичній камері. У ході кристалізації лучичівської лави мінерали кристалізувались у такій послідовності: титаномагнетит → титаномагнетит + авгіт → титаномагнетит + авгіт ± піжоніт + плагіоклаз. Для якушівської товщі порядок кристалізації мінералів такий: плагіоклаз → плагіоклаз + олівін → плагіоклаз ± олівін + авгіт + піжоніт → плагіоклаз + титаномагнетит + авгіт + піжоніт → ільменіт.

Головна відмінність у порядку кристалізації лучичівської і якушівської лави – різночасова поява фази титаномагнетиту. Титаномагнетит базальтів лучичівської товщі сформувався на початку кристалізації лави, натомість, титаномагнетит якушівських базальтів – наприкінці магматичної кристалізації. Для титаномагнетиту лучичівських базальтів характерні кількастадійні структури розпаду твердих розчинів з утворенням нової фази – ільменіту. Відповідно, титаномагнетит якушівських базальтів не виявляє ознак розпаду твердих розчинів і має однорідну будову, а ільменіт у якушівських базальтах формує окремі дрібні індивіди. Відмінності в структурі розпаду титаномагнетиту в лучичівській та якушівській лавах є показниками різної швидкості вистигання лавових потоків.

Структури розпаду твердого розчину виникають у разі його перенасичення. За таких умов в об'ємі твердого розчину титаномагнетит–ільменіт виникають зародки розчиненого ільменітового міналу. Завдяки дифузійним процесам відбувається надходження компонентів (Ti) до зародка, який розростається у вигляді видовжених зерен (ламелей) ільменіту. Ширина ламелей ільменіту залежить від швидкості дифузії атомів титану. Ця швидкість визначена тепловими коливаннями в структурі [25], тобто формування зародків ільменіту і ширина ільменітових ламелей прямо залежить від тривалості вистигання лавових потоків (рис. 13). У разі тривалого вистигання лав (що сприяє швидкій дифузії атомів Ti) формуються широкі ламелі новоутвореної фази ільменіту. За умов швидкого вистигання лави переміщення атомів уповільнюється, формуються вузькі ільменітові ламелі. За різкого зниження температури нижче критичної зародки ільменіту не виникають, як не відбувається і розпад твердих розчинів.

Наявність кількастадійних структур розпаду твердих розчинів залізистої шпінелі у базальті лучичівських верств свідчить про повільне зниження температури лави. Тривале вистигання лави зумовлене особливостями трубчастої будови потоків і частим перекриттям лавових потоків (див. нижче), що спричинило термоізоляцію лавових потоків. Як доводять експериментальні дослідження з вивчення твердих розчинів у титаномагнетитах [25, 26], термоізоляція (перегрітість) лучичівських лав могла тривати в температурному інтервалі від 600 до нижче 400 °С. Причому прояви структур розпаду твердих розчинів і в скелетних індивідах крайових зон потоку свідчать про тривале вистигання крайових ділянок потоку.

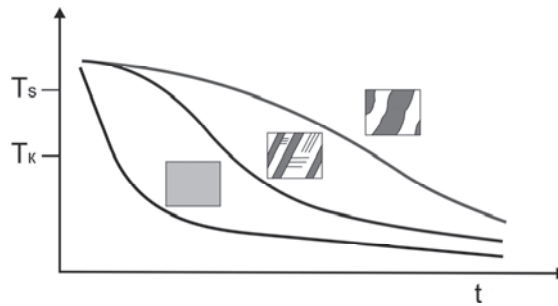


Рис. 13. Схема залежності формування структур розпаду твердих розчинів залізістої шпінелі від часу і температури кристалізації лави (T_s – температура солідусу; T_k – критична температура; t – час).

Однорідні зерна титаномагнетиту та окремі ільменітові зерна в базальті якушівських верств є ознакою порівняно швидкого вистигання лавового потоку, що не сприяє утворенню зародків нової фази (ільменіту), а оскільки якушівська магма збагачена титаном (див. рис. 2, в), то формуються самостійні ільменітові індивіди.

Отже, наведені мінералогічні характеристики свідчать про різні умови становлення лавових потоків.

Реконструкція механізму становлення базальту за текстурно-структурними ознаками. Структурно-текстурні взаємовідношення мінералів у базальті є наслідком взаємопов'язаних процесів: послідовної кристалізації мінералів, гідродинаміки багатозафазового потоку (розплав + газ + кристали) всередині лавового тіла та дегазації лави. Реально в базальті це виявляється в типах зростків мінералів, їхньому взаємному розміщенні та формі й об'ємі газових порожнин.

Як уже зазначено, для базальтів характерні два крайні типи зростків – пойкилітові та радіальні. Пойкілітові кластери засвідчують сингенний ріст мінералів, який змінюється послідовним. Радіальні кластери є ознакою сингенного росту мінералів. Взаємне розміщення кластерів дає інформацію про умови переміщення лави. Хаотичне, невпорядковане розташування мінеральних кластерів є показником турбулентного руху лави. Орієнтоване розміщення кластерів або окремих мінералів відображає кристалізацію лави за умов ламінарного руху.

За формою і кількістю газових порожнин можна судити про процеси дегазації лави, тобто про характер її вистигання. Мигдалекам'яні базальти з великою кількістю газових порожнин є наслідком інтенсивних процесів дегазації, тоді як масивні й флюїдальні базальти відображають повільне вистигання лави. Проте зазначимо, що в масивних і флюїдально-смугастих базальтах газові порожнини наявні, тільки вирізняються неправильною формою. Зміна форми газових порожнин зумовлена процесами кристалізації лави та особливостями її переміщення (рис. 14). Процеси дегазації в магмі відбуваються в ході підймання її до земної поверхні, тобто ще до виливу магми на земну поверхню в магматичному розплаві, нерідко гомогенному, формуються газові пухирці.

У гомогенному розплаві або розплаві з невеликою кількістю кристалів газові пухирці мають сферичну форму. Під час виливання лави на земну поверхню швидке охолодження сприяє масовій кристалізації лави і процесам дегазації. У розкристалізованому розплаві форма газових пухирців підпорядкована інтерстиційним порожнинам, що утворені каркасом зерен плагіоклазу, піроксену й титаномагнетиту. Під час руху розкристалізо-

ваного розплаву мінерали несуть сліди переміщення (плину) лави, що відображене в напрямленій орієнтації зерен мінералів. За умов в'язкого лавового потоку залишкові газові фази не мають змоги покинути каркас, утворений головними породоутворювальними мінералами. Тому форма газових пухирців і їхнє розміщення в лавовому потоці підпорядковані каркасу, складеному зернами мінералів. За умов в'язкого переміщення лави і під тиском головних породоутворювальних мінералів формуються ланцюжки газових порожнин неправильної форми (див. рис. 14), які притаманні флюїдально-смугастим відмінам базальтів. Надалі система ланцюжків газових порожнин контролювала осадження самородної міді в центральних частинах лавових потоків.

Отже, результати досліджень свідчать, що у формуванні лавової товщі було два етапи. Перший етап охоплював період від заболотівського до лучичівського часу. Другий етап тривав протягом якушівського часу. Характерною особливістю цих етапів є наявність двох типів магм – низько- і високо-Ті, що формувались на різній глибині. Склад магми, що надходив на поверхню, визначений різним ступенем диференціації магми у проміжних вогнищах і змішуванням магм. У лучичівський час існували великі вогнища, у яких диференціація відбувалася на тлі постійного надходження нових порцій низько- і високотитанистих магм за домінування низькотитанистих. Частота вивержень того часу була досить високою. Домінування процесів змішування магм призвело до незначних варіацій індексу диференціації лучичівської магми.

У якушівський час сформувалась нова система різних за глибиною магматичних камер. Значні варіації індексу диференціації свідчать про те, що для магматичної камери була характерна закритість. Частота надходження нових порцій магм була нижчою.

Відмінності між лучичівськими та якушівськими лавами полягають у їхній різній архітектурі. Лави лучичівських верств формувалися за значної розчленованості рельєфу, вони мають неправильну або трубчасту будову лавових потоків. Трубчасті потоки нерідко перенаповнювались. Вони формувались часто, що сприяло термоізоляції нижніх потоків верхніми. Якушівські лави утворювалися на рівнинному рельєфі, вони вирізняються плоскою морфологією потоків.

Вистигання лавових потоків лучичівських і якушівських верств відбувалось по-різному, що підтверджене мінералогічними ознаками (структури розпаду в титаномagnetиті). Висока термоізоляція потоків лучичівських верств виявилась у значному поширенні структур розпаду твердих розчинів у титаномagnetиті, що є ознакою повільного вистигання лави. Відсутність структур розпаду в титаномagnetиті з базальтів якушівських верств засвідчує швидке вистигання лавових потоків.

У лучичівській і якушівській лавках послідовність кристалізації мінералів різна, що можна простежити за різночасовою появою титаномagnetиту.

Різний порядок кристалізації мінералів, особливості гідродинаміки лави та процеси дегазації закарбувались у текстурно-структурних ознаках базальту. Відмінності в порядку кристалізації мінералів відобразились у різній будові кластерів у структурі базальту.

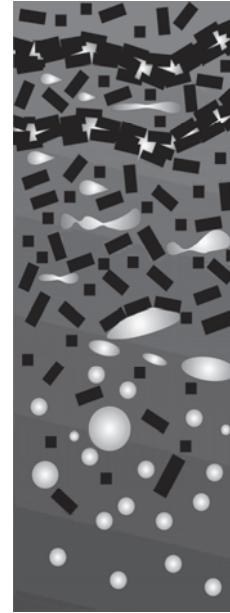


Рис. 14. Схема механізму зміни форми газових порожнин за умов ламінарного переміщення лави.

Якщо в базальті лучичівських верств переважають пойкилітові кластери, то базальту якушівських верств більше притаманні радіальні кластери. У всіх текстурних відмінах базальту зафіксовано газові порожнини. В напрямі мигдалекам'яний – флюїдально-смугастих – масивний базальт зменшується кількість порожнин, їхній розмір, ускладнюється форма. Деформація газових пухирців під час ламінарного руху лави призводить до формування ланцюжків порожнин у базальті. Система ланцюжків газових порожнин сприяла проникненню гідротермальних розчинів у центральні частини потоків. Взаємодія гідротермальних розчинів з базальтом спричинила заповнення порожнин палагонітом, який слугував субстратом для осадження самородної міді.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Геология и рудоносность Норильского района / О. А. Дюжиков, В. В. Дистлер, Б. М. Струнин [и др.]. – М. : Наука, 1988. – 279 с.
2. Геолого-генетична модель рудоутворюючої системи і пошукові ознаки самородно-мідного зруденіння в трапах Волині / К. І. Деревська, В. О. Шумлянський, Л. С. Галецький [та ін.] // Наук. праці Ін-ту фундамент. досліджень. – К., 2006. – С. 46–55.
3. Квасниця І. В. Самородна мідь України. Геологічна позиція, мінералогія і кристалогенезис / І. В. Квасниця, В. І. Павлишин, Я. О. Косовський. – К. : Логос, 2009. – 171 с.
4. Мельничук В. Г. Геологія та міденосність нижньовендських трапових комплексів південно-західної частини Східноєвропейської платформи : автореф. дис. ... д-ра геол. наук / Віктор Григорович Мельничук. – К., 2010. – 36 с.
5. Мінералогія вивержених комплексів Західної Волині / [Є. К. Лазаренко, О. І. Матковський, О. М. Винар та ін.]. – Львів : Вид-во Львів. ун-ту, 1960. – 509 с.
6. Скакун Л. Місце самородної міді в процесах гідротермального перетворення базальтів волинської серії / Л. Скакун, І. Мисяк // Мінерал. зб. – 2010. – № 60, вип. 2. – С. 75–88.
7. A new model for the emplacement of Columbia River basalts as large, inflated pahoehoe lava flow fields / S. Self, T. Thordarson, L. Keszthelyi [et al.] // *Geophys. Res. Lett.* – 1996. – N 23. – P. 2689–2692.
8. Albarède F. How deep do common basaltic magmas form and differentiate? / F. Albarède // *J. Geophys. Res.* – 1992. – N 97. – P. 10997–11009.
9. Cox K. G. Geochemical and petrographic provinces in the Karoo basalts of Southern Africa / K. G. Cox, R. MacDonald, G. Hornung // *Amer. Mineral.* – 1967. – Vol. 52. – P. 1451–1474.
10. Distinct mantle sources of low-Ti and high-Ti basalts from the western Emeishan large igneous province, SW China: implications for plume–lithosphere interaction / Xiaoa L., Xua Y. G., Meia H. J., Zhengc Y. F., Hea B., Pirajno F. // *Earth and Planet. Sci. Lett.* – 2004. – N 228. – P. 525–546.
11. Dragoni M. A. A dynamical model of lava flows cooling by radiation / M. A. Dragoni // *Bull. Volcanol.* – 1989. – N 51. – P. 88–95.
12. Dragoni M. Downslope flow models of a bingham liquid: implications for lava flows / M. Dragoni, M. Bonafede, E. Boschi // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* – 1986. – N 30. – P. 305–325.

13. Epigenetic hydrothermal features of the Emeishan basalt copper mineralization in NE Yunnan, SW China / Li H., Mao J., Chen Yu., Wang D., Zhang Ch., Xu H. // *Mineral Deposit Research*. – Berlin; Heidelberg; New York : Springer, 2005. – P. 149–152.
14. Greeley R. Lava tubes of Cave Basalt, Mount St. Helens, Washington / R. Greeley, J. H. Hyde // *Geol. Soc. Amer. Bull.* – 1972. – N 83. – P. 2397–2418.
15. Kennecott-type deposits in the Wrangell Mountains, Alaska: high-grade copper ores near a basalt-limestone contact / E. M. MacKevett, P. C. Dennis, R. W. Potter II, M. L. Silberman // *Econ. Geol. : Monograph 9*, 1997. – P. 66–89.
16. Keszthelyi L. A preliminary thermal budget for lava tubes on the Earth and planets / L. Keszthelyi // *J. Geophys. Res.* – 1995. – N 100. – P. 20411–20420.
17. Keszthelyi L. Some physical requirements for the emplacement of long basaltic lava flows / L. Keszthelyi, S. Self // *J. Geophys. Res.* – 1998. – N 103. – P. 27447–27464.
18. Long P. Structures, textures, and cooling histories of Columbia River basalt flows / P. Long, B. Wood // *Geol. Soc. Amer. Bull.* – 1986. – Vol. 97. – P. 1144–1155.
19. Lyle P. The eruption environment of multi-tiered columnar basalt lava flows / P. Lyle // *J. Geol. Soc.* – 2000. – Vol. 157. – P. 715–722.
20. Misra K.S. Arterial system of lava tubes and channels within Deccan volcanics of western India / K. S. Misra // *J. Geol. Soc. India.* – 2002. – N 59. – P. 115–124.
21. Peterson D. W. Observed formation of lava tubes during 1970–71 at Kilauea Volcano, Hawaii / D. W. Peterson, D. A. Swanson // *Studies in Speleology.* – 1974. – N 2. – P. 209–223.
22. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian–Triassic Emeishan flood basalts in southern China / Xu Y. G., Chung S. L., Jahn B. M., Wu G. // *Lithos.* – 2001. – N 58. – P. 145–168.
23. Philpotts A. Millimeter-scale modal layering and the nature of the upper solidification zone in thick flood-basalt flows and other sheets of magma / A. Philpotts, L. Dickson // *Amer. J. Struct. Geol.* – 2002. – Vol. 24. – P. 1171–1177.
24. Pinkerton H. Methods of determining the rheological properties of magmas at sub-liquidus temperatures / H. Pinkerton, R. J. Stevenson // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* – 1992. – N 53. – P. 47–66.
25. Price G. D. Diffusion in the titanomagnetite solid solution series / G. D. Price // *Mineral. Mag.* – 1981. – N 44. – P. 195–200.
26. Price G. D. Subsolidus phase relations in the titanomagnetite solid solution series / G. D. Price // *Amer. Mineral.* – 1981. – Vol. 66. – P. 751–758.
27. Single R. The 3D facies architecture of flood basalt provinces and their internal heterogeneity: examples from Palaeogene Skye Lava Field / R. Single, D. Jerram // *J. Geol. Soc.* – 2004. – Vol. 161, N 6. – P. 911–926.
28. White W. S. The native copper deposits of northern Michigan / W. S. White // *Ore deposits of the United States.* – New York, 1968. – Vol. 1. – P. 303–325.

*Стаття: надійшла до редакції 10.05.2012
прийнята до друку 29.05.2012*

MAGMATIC CRYSTALLIZATION AND STRUCTURE FORMATION IN LAVA FLOWS OF THE LUCHYCHI AND YACOUSHI LAYERS OF VOLYNIAN SERIES

I. Mysyak¹, L. Skakun¹, V. Melnychuk²

¹*Ivan Franko National University of Lviv,
4, Hrushevskiy St., 79005 Lviv, Ukraine
E-mail: mineral@franko.lviv.ua*

²*National University of Water Management and Nature Resource Use,
11, Soborna St., 33001 Rivne, Ukraine*

Mineralogy of basalts in Luchychi and Yakyschi layers of Lower Vendian Volynian series is determined by the individual features. Different character of magma differentiation has been deduced by petrochemical analysis: differentiation of Luchychi magma was expressed poorly, that predefined by the continuous serve of new material from a magmatic chamber; at Yacoushi time there was the magmatic differentiation caused by fractionating of plagioclase and olivine. Mineral composition has been determined by X-ray spectrometry analysis and optical methods, their relations and sequence of mineral crystallization during a magmatic process has been set. Crystallization of Luchychi lava minerals were in such sequence: titanomagnetite → titanomagnetite + augite → titanomagnetite + augite ± pigeonite + plagioclase. For the basalt of Yacoushi layers the sequence of minerals crystallization was following: plagioclase → plagioclase + olivine → plagioclase ± olivine + augite + pigeonite → plagioclase + titanomagnetite + augite + pigeonite → ilmenite. The different type of lava flows cooling has been deduced on the basis of different exsolution features in titanomagnetite. Degree of overheat of magma, features of hydrodynamics of lava flow and behavior of gas phase after the texture-structural features of basalt entrance of becoming of lava flow. The mechanism of gas cavities forming in massive and stripe basalt was found out.

Key words: basalt, magma, lava flow, texture, plagioclase, pigeonite, augite, titanomagnetite, ilmenite, gas cavities, Volynian series, Ukraine.

МАГМАТИЧЕСКАЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ И СТАНОВЛЕНИЕ ТЕКСТУР ЛАВОВЫХ ПОТОКОВ ЛУЧИЧЕВСКИХ И ЯКУШЕВСКИХ СЛОЕВ ВОЛЫНСКОЙ СЕРИИ

И. Мысяк¹, Л. Скакун¹, В. Мельничук²

¹*Львовский национальный университет имени Ивана Франко,
ул. Грушевского, 4, 79005 Львов, Украина
E-mail: mineral@franko.lviv.ua*

²*Национальный университет водного хозяйства и природопользования,
ул. Соборная, 11, 33001 Ривне, Украина*

Минералогия базальтов лучичевских и якушевских слоёв волынской серии (нижний венд) определена индивидуальными особенностями. Петрохимическим анализом выявлено разный характер дифференциации магмы: дифференциация лучичевской магмы выражена

слабо, что предопределено непрерывной подачей нового материала из магматической камеры; в якушевское время происходила магматическая дифференциация, вызванная фракционированием плагиоклаза и оливина. Микрондовым рентгеноспектральным анализом и оптическими методами определено состав минералов, установлено их пространственные взаимоотношения и порядок кристаллизации в ходе магматического процесса. В ходе кристаллизации лучичевской лавы минералы формировались в такой последовательности: титаномагнетит → титаномагнетит + авгит → титаномагнетит + авгит ± пижонит + плагиоклаз. Для базальтов якушевских слоёв порядок кристаллизации минералов такой: плагиоклаз → плагиоклаз + оливин → плагиоклаз ± оливин + авгит + пижонит → плагиоклаз + магнетит + авгит + пижонит → ильменит. Выявлено разный тип остывания лавовых потоков на основании разного проявления структур распада твердых растворов в титаномагнетите. Тектурно-структурные особенности базальтов дают возможность оценить степень перегрева магмы, особенности гидродинамики лавового потока и поведение газовой фазы в ходе его становления. Выяснено механизм формирования газовых полостей в массивных и флюидально-полосчатых разновидностях базальтов.

Ключевые слова: базальт, магма, лавовый поток, текстура, плагиоклаз, пижонит, авгит, титаномагнетит, ильменит, газовая полость, волынская серия, Украина.