

УДК 549+552]:552.313(477.87)

МІНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ВУЛКАНІЧНИХ ПОРІД ВИГОРЛАТ-ГУТИНСЬКОГО ПАСМА (ОКОЛИЦІ смт КОЛЬЧИНО ТА с. КЛЕНОВЕЦЬ ЗАКАРПАТСЬКОЇ ОБЛАСТІ)

І. Побережська, Н. Білик, В. Степанов, І. Яценко, Н. Давидович

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, 79005 м. Львів, Україна
E-mail: irina_pober@ukr.net*

Наведено результати геолого-структурних, петрографічних, мінералогічних та геохімічних досліджень пліоценових андезибазальтів Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма. З'ясовано, що андезибазальтами складений типовий лавовий потік з характерною стовпчастою окремістю. Структура порід порфірова. Фенокристали представлені, головню, плагіоклазом (андезин, лабрадор, бітовніт), значно рідше – піроксенами – ромбічними (гіперстен, ферогіперстен) та моноклінними (діопсид, авгіт). Структура основної маси гіалоплітова, сформована зернами плагіоклазу, піроксену та інтерстиційного вулканічного скла. З використанням геотермометрів Д. Ліндслея та Л. Перчука визначено, що андезибазальти формувалися за температури від 1 100 до 700 °С.

Ключові слова: андезибазальт, плагіоклаз, ортопіроксен, клінопіроксен, геотермометр, Вигорлат-Гутинське вулканічне пасмо, Закарпаття.

Неогенові вулканічні утворення Закарпатського прогину представлені двома формаціями – міоценовою ріоліт-ігнімбритовою та міоцен-пліоценовою андезибазальтовою. Ріоліт-ігнімбритовий вулканізм (продукт магм палінгенно-корового походження) виявився під час ранньої стадії розвитку прогину, андезибазальтовий (зумовлений підкорюваними осередками) – на пізній стадії. Центри вивержень кислого вулканізму були розташовані, головню, у північній частині Панонського серединного масиву, тоді як прояви андезибазальтового вулканізму приурочені до його центрального ядра, де сформувався дугоподібний вулканічний пояс. Розрізняють внутрішню та зовнішню вулканічні дуги [5]. Становлення внутрішньої дуги приурочене до міоценового часу і пов'язане з виверженням лав основного й середнього складу та вкоріненням гіпабісальних інтрузій. Водночас тут є прояви ріоліт-ігнімбритової формації – пірокласти, лави, екструзії. Обидві формації контрольовані Припанонським глибинним розломом. Зовнішня вулканічна дуга формувалась у пліоцені – відбувалися потужні виверження лав і пірокластів основного й середнього складу. Нині це ланцюг тектоновулканічних структур Вигорлат-Гутинського пасма, які контрольовані Закарпатським, Оаським та Припанонським глибинними розломами [2].

Вулканічні структури Вигорлат-Гутинського пасма загалом утворюють великий (близько 15 км у поперечнику) і складний багатокореневий покрив, більша частина якого залягає на неогеновому вулканогенно-моласовому комплексі, а зовнішня, незнач-

на частина – на складчастих структурах Зовнішніх Карпат. Вулканіти центральної частини Вигорлат-Гутинського пасма зачислено до матеківського, синяцького й обавського вулканогенного комплексів, які за структурним положенням та, частково, набором порід відповідають стратотипам для синяцької групи вулканів [3]. Загальний характер пасма визначений значним переважанням лав над пірокластичним матеріалом, суттєво середньо-основним складом ефузивних порід і значним різноманіттям вулканоструктур різного порядку. Серед вулканічних утворень домінують андезити й андезибазальти.

Андезибазальтові лавові породи неогенового віку (верхній сармат–панон, абсолютний вік – 10,3–10,7 млн років [7]) відслонені у закинутій каменоломні на правому березі р. Визниця між смт Кольчино та с. Кленовець (Мукачівський р-н Закарпатської обл.); довжина відслонення – до 100 м, висота уступу – 7–8 м. Привертають увагу дивовижні форми стовпчастої окремісті, які сформувалися завдяки особливостям руху лавових потоків (рис. 1, *а*). Виявлено два потоки: один – у нижній частині каменоломні, другий – у середній та верхній. Зазвичай, стовпи шестигранні, їхній розмір у поперечнику становить 30–50 см (див. рис. 1, *б*). Орієнтування стовпів андезибазальтів у межах відслонення змінне: у західній частині вони розташовані горизонтально й орієнтовані на північний захід, у центральній – нахилені на північ і північний захід під кутом 30–60°. Кут падіння стовпів збільшується в напрямі до низів товщі. Змінні й структурні особливості кожного стовпа: вміст вкраплень у породі зростає від периферії (де їхня кількість не перевищує 50 % породи) до центральної частини стовпа, у цьому ж напрямі збільшується розмір вкраплень – до 5–8 мм.



а



б

Рис. 1. Стовпчаста окремість андезибазальтів:

а – загальний вигляд; *б* – фрагмент.

Стовпчаста окремість до верхів відслоненої товщі поступово (через зону неправильних блоків і стовпів, часто розташованих віялоподібно) переходить у плитчасту (рис. 2). Знизу догори зменшуються товщина плиток (від 10 до 3–1 см) та розмір вкраплень у породах (від 1,5–1,0 до 0,5 мм).

Ми досліджували мінералогічні й петрографічні особливості відслонених вулканічних порід, хімічний та мікроелементний склад їхніх породоутворювальних і акцесорних мінералів, умови формування вулканітів. Мінеральний склад і структурні особливості порід вивчали у шліфах за допомогою поляризаційного мікроскопа, склад окремих мінералів та особливості мікроструктури порід – в аншліфах під сканувальним електрон-



Рис. 2. Перехід стовпчастої окремості андезибазальтів у плитчасту.

ним мікроскопом РЕММА-102-02, обладнаним енергодисперсійним аналізатором EDAR (лабораторія фізичного факультету ЛНУ імені Івана Франка, аналітик Р. Серкіз). Умови аналізу: прискорювальна напруга – 20 кВ, струм зонда – 1 нА, діаметр зонда – 0,1 мкм. Марка еталона, використаного для калібрування приладу, – НЭРМА. ГЕО1.25. 10.74 ГТ фірми “Geotechnology” (Україна). Для калібрування окремих елементів використано такі стандарти: Na – альбіт, Mg – периклаз, Al, Si, Ca – анортит, P – фтор-апатит, S – пірит, K – мікроклін, Ti – македоніт, Cr – есколаїт, Mn – манганіт, Fe – гематит, As – GaAs (синтетичний), Ba – барит, Sc, Co, Ni, Cu, Zr, Ag, Au – чисті елементи. Для опрацювання отриманих даних використано програмне забезпечення “Magallanes 3.2”.

Андезибазальти – темно-сірі до чорних породи, які мають порфірову структуру і масивну текстуру, однак деінде простежується смугастість (рис. 3, а). Макроскопічно в окремих взірцях помітні смуги чорного кольору, у відслоненні вони трапляються як по периферії стовпів, так і за простяганням порід. Під час мікроскопічних досліджень з’ясовано, що їхньою особливістю є наявність оксидів і гідроксидів заліза. У породах є ксеноліти осадових порід розміром до 4 см, їхня структура пелітова або алевро-пелітова (див. рис. 3, б). Часто навколо ксенолітів наявні облямівки, складені вторинними мінералами. У породах інтенсивно виявлені процеси звітрювання, завдяки яким породи яснішають і перетворюються на пухку глинисту масу. На звітрілій поверхні поширені дендрити гідроксидів заліза й мангану.

Серед вкраплень переважає плагіоклаз, який утворює видовжені таблички і лейсти (рис. 4, 5). Мінерал іноді зональний. Його склад у фенокристалах відповідає лабрадору й бітовніту, а в основній масі – лабрадору й андезину. У підпорядкованій кількості наявні фемічні мінерали: орто- і клінопіроксени (див. рис. 5, 6). Моноклінного піроксену значно менше (до 10 %), і розмір його кристалів теж менший. Виявлено вrostки клінопіроксену в ортопіроксені (див. рис. 6). Трапляються поодинокі зерна апатиту, а також рудний мінерал – ільменіт (разом становлять до 5 % породи).

Основна маса андезибазальтів складена лейстами плагіоклазу, зернами піроксену та вулканічним склом. Структура основної маси гіалопілітова (див. рис. 5).

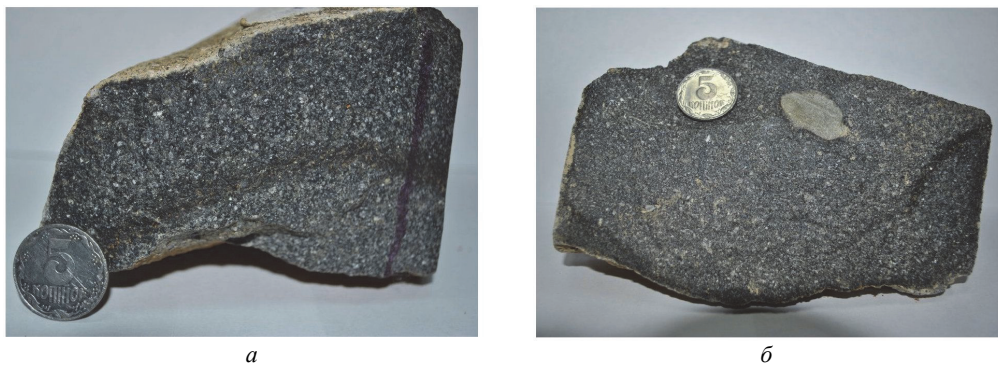


Рис. 3. Чорні смуги (а) та ксеноліт осадової породи (б) в андезибазальті.

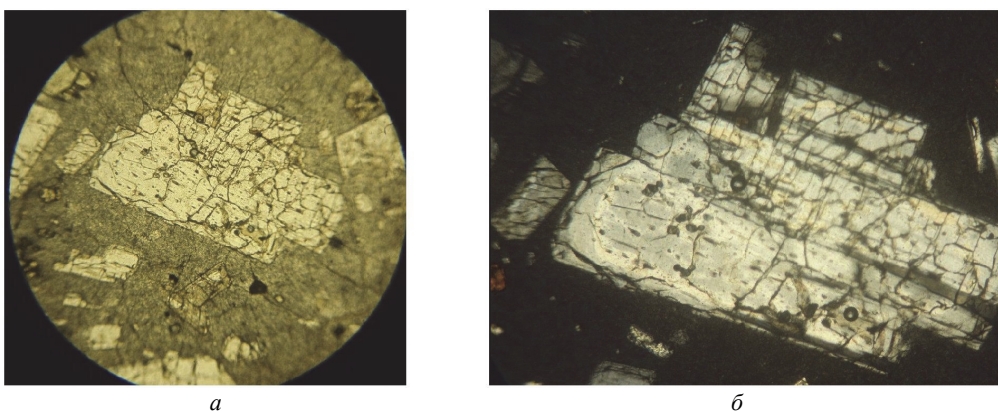


Рис. 4. Фенокристал плагіоклазу в андезибазальті:
а – без аналізатора, $\times 64$; б – з аналізатором.

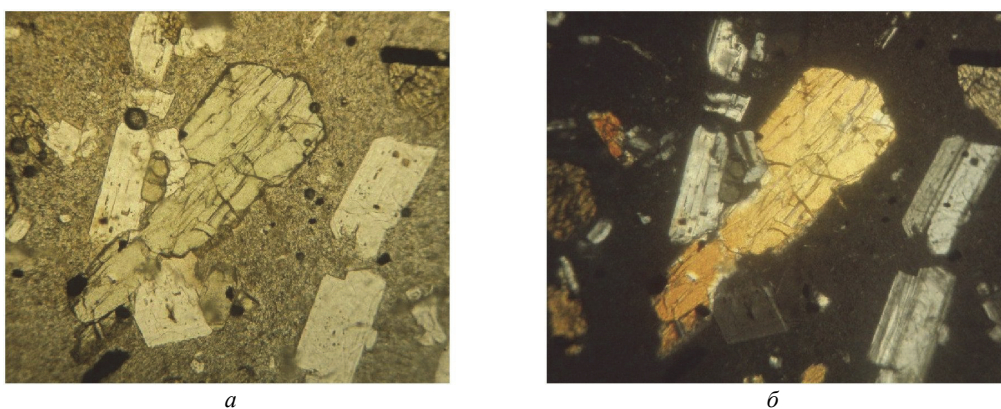


Рис. 5. Фенокристали плагіоклазу і ромбічного піроксену в гіалопілітовій основній масі андезибазальту, чорний – ільменіт; $\times 64$:
а – без аналізатора; б – з аналізатором.

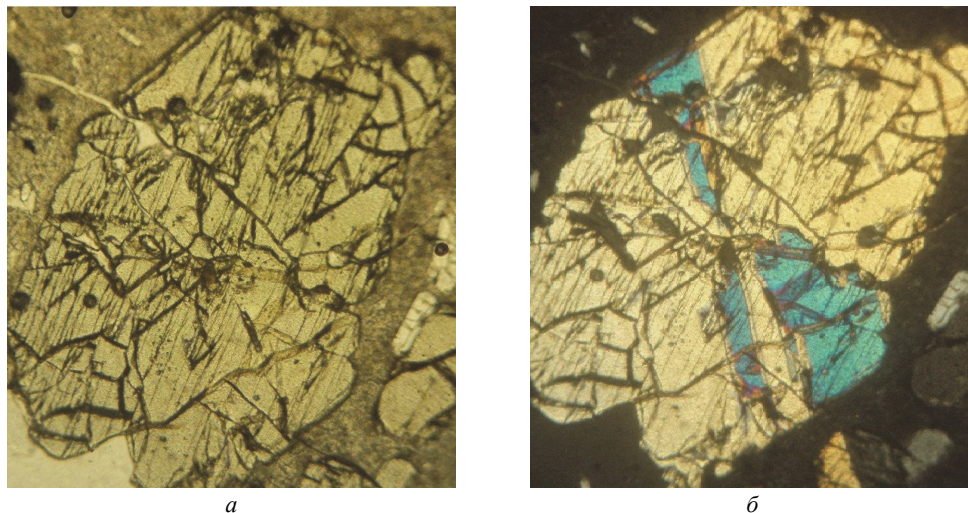


Рис. 6. Вростки моноклінного піроксену в ромбічному, $\times 64$:
 а – без аналізатора; б – з аналізатором.

Мікрозондовим аналізом у досліджуваних породах визначено такі мінерали: плагіоклази – андезин, лабрадор, бітовніт; ромбічні піроксени – гіперстен, ферогіперстен; моноклінні піроксени – діопсид, авгіт, а також ільменіт і апатит.

Піроксени формують таблитчасті виділення розміром 0,3–1,5 мм (рис. 7, 8). Досить часті різноманітні зростки орто- і клінопіроксену (див. рис. 8, 9). У табл. 1 наведено результати мікрозондового аналізу піроксенів, а на рис. 10 – положення фігуративних точок складу мінералів у трикомпонентній системі Mg–Ca–Fe²⁺.

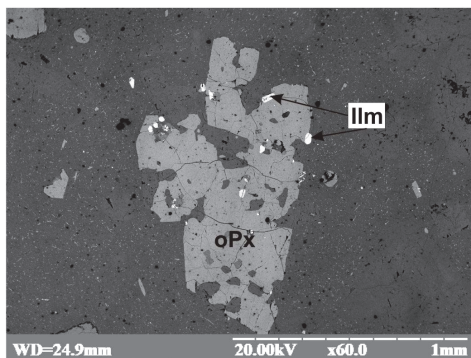


Рис. 7. Фенокристал ортопіроксену (oPx) з вростками ільменіту (Ilm). BSE-зображення.

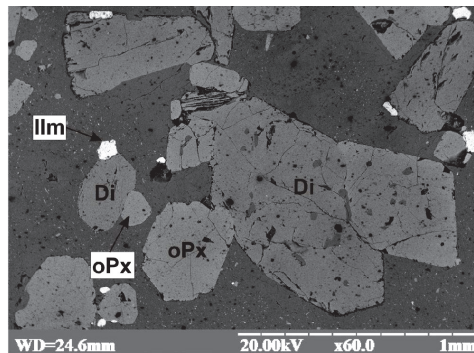
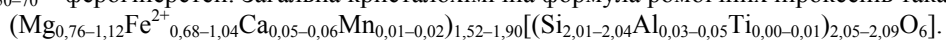


Рис. 8. Зросток фенокристалів ортопіроксену та діопсиду (Di). BSE-зображення.

Виявилось, що більшість ортопіроксенів потрапила в поле енстатиту: це мінерал складу Fs_{30–50} – гіперстен. Один аналіз потрапив у поле феросиліту: це мінерал складу Fs_{50–70} – ферогіперстен. Загальна кристалохімічна формула ромбічних піроксенів така:



Стосовно клінопіроксенів визначено, що одна частина фігуративних точок потрапила в поле діопсиду, а друга – в поле авгіту (див. рис. 10).

Таблиця 1

Хімічний склад (мас. %) та формульні коефіцієнти піроксенів
 за результатами мікрозондового аналізу

Компоненти	Ромбічні піроксени, номер проби				
	5	7	9	13	15
SiO ₂	51,48	54,16	52,87	54,51	55,15
TiO ₂	0,18	0,46	0,17	0,29	0,35
Al ₂ O ₃	1,06	0,94	0,96	0,69	0,84
FeO	31,63	22,92	27,12	22,32	21,86
MnO	0,73	0,22	0,58	0,23	0,32
MgO	12,96	20,00	16,83	20,15	19,92
CaO	1,24	1,31	1,40	1,49	1,56
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,09	0,01	0,08	0,32	0,00
Сума	99,37	100,02	100,01	100,00	100,00
Формульні коефіцієнти					
Si	2,02	2,02	2,01	2,03	2,04
Al	0,05	0,04	0,04	0,03	0,04
Ti	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Сума	2,08	2,07	2,05	2,07	2,09
Fe ²⁺	1,04	0,71	0,86	0,69	0,68
Mg	0,76	1,11	0,96	1,12	1,10
Mn ²⁺	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01
Ca	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06

Компоненти	Моноклінні піроксени, номер проби					
	8	10	14	16	35	43
SiO ₂	52,22	53,70	53,53	51,38	51,23	51,30
TiO ₂	0,56	0,19	0,32	0,44	0,13	0,60
Al ₂ O ₃	2,46	1,91	2,36	1,67	1,60	2,02
FeO	10,38	9,50	8,38	10,27	12,61	10,70
MnO	0,00	0,00	0,14	0,33	0,00	0,07
MgO	13,18	14,19	15,33	14,19	12,21	13,30
CaO	20,50	20,47	19,72	21,43	21,40	21,28
Na ₂ O	0,51	0,03	0,18	0,14	0,82	0,72
K ₂ O	0,19	0,00	0,06	0,16	0,00	0,00
Сума	100,00	99,99	100,02	100,01	100,00	99,99
Формульні коефіцієнти						
Si	1,95	1,99	1,97	1,93	1,95	1,93
Al	0,11	0,08	0,10	0,07	0,07	0,09
Ti	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02
Сума	2,08	2,08	2,08	2,01	2,02	2,04
Fe ²⁺	0,32	0,29	0,26	0,32	0,40	0,34
Mg	0,73	0,78	0,84	0,80	0,69	0,75
Mn ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ca	0,82	0,81	0,78	0,86	0,87	0,86

Одна точка потрапила в поле, яке не відповідає хімічному складу жодного піроксену. Це може бути пов'язано або з похибкою аналізу, або з тим, що аналізували якусь нерозкристалізовану фазу.

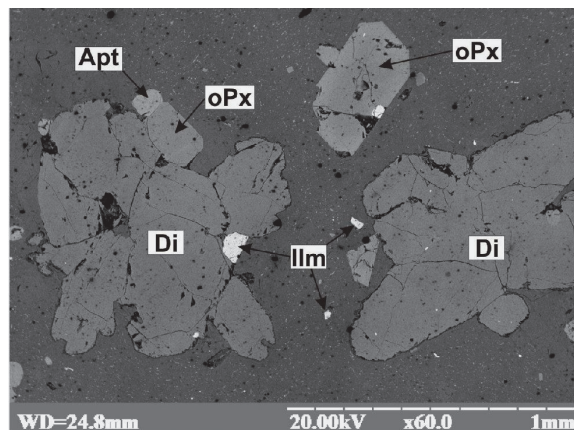
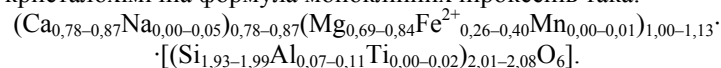
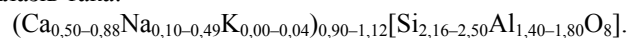


Рис. 9. Зростки ортопіроксену й діопсиду, наявні зерна ільменіту й апатиту (Apt). BSE-зображення.

Загальна кристалохімічна формула моноклінних піроксенів така:



Плагіоклази в андезібазальтах, за результатами мікрозондових досліджень, представлені андезином, лабрадором і бітовнітом (табл. 2, рис. 11). Загальна кристалохімічна формула плагіоклазів така:



Рудний мінерал в андезібазальтах – це ільменіт (табл. 3) у вигляді ізометричних зерен розміром 0,1–0,5 мм (див. рис. 7–9). Звичайно він утворює включення в піроксенах, зрідка – у вулканічному склі. Кристалохімічна формула ільменіту, за даними мікрозондового аналізу, така:

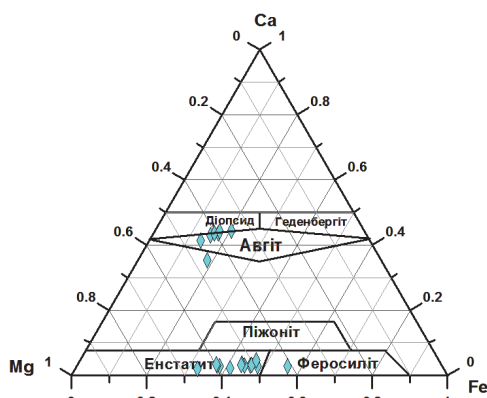
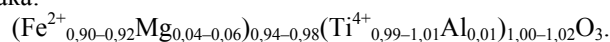


Рис. 10. Положення фігуративних точок складу піроксенів на трикомпонентній діаграмі Mg–Ca–Fe²⁺.

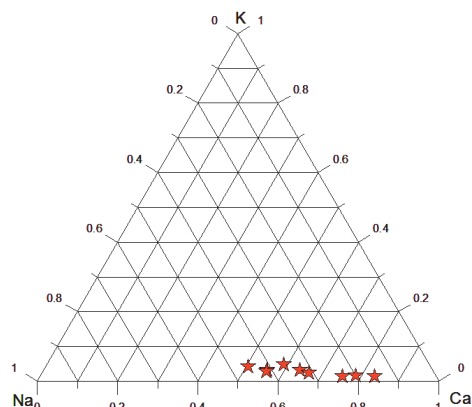


Рис. 11. Положення фігуративних точок складу плагіоклазів на трикомпонентній діаграмі Na–K–Ca.

Таблиця 2

Хімічний склад (мас. %) та формульні коефіцієнти плагіоклазів

Компо- ненти	Номер проби								
	1	6	7	8	12	18	19	39	41
SiO ₂	45,66	55,05	54,72	47,91	51,36	45,97	53,94	53,04	48,80
Al ₂ O ₃	30,64	29,58	26,20	31,28	27,81	31,53	27,54	26,07	29,39
FeO	0,38	0,63	0,61	0,08	0,57	0,64	0,97	0,62	0,92
MnO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00
MgO	0,33	0,31	0,43	0,47	0,42	0,56	0,55	0,33	0,48
CaO	15,70	12,14	10,30	16,26	13,12	17,43	11,87	10,76	13,95
Na ₂ O	1,59	4,12	4,20	2,79	3,76	2,44	4,91	5,36	3,61
K ₂ O	0,23	0,82	0,51	0,25	0,54	0,29	0,51	0,75	0,44
Сума	94,53	102,67	96,97	99,04	97,58	98,86	100,43	96,93	97,59
Формульні коефіцієнти									
Ca	0,80	0,60	0,50	0,81	0,66	0,88	0,58	0,54	0,70
Na	0,10	0,40	0,40	0,25	0,34	0,22	0,43	0,49	0,33
K	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03
Сума	1,00	1,00	0,90	1,07	1,03	1,12	1,04	1,07	1,06
Si	2,20	2,40	2,50	2,23	2,40	2,16	2,45	2,49	2,30
Al	1,80	1,50	1,40	1,71	1,53	1,75	1,47	1,44	1,63
Вміст мінералів									
Альбіт	0,20	0,40	0,40	0,23	0,33	0,20	0,42	0,45	0,31
Анортит	0,80	0,60	0,60	0,75	0,64	0,79	0,56	0,50	0,66
Калішпат	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02	0,03	0,04	0,02

Акцесорний апатит трапляється в поодиноких зернах розміром близько 0,1 мм (див. рис. 9).

За допомогою піроксенового геотермометра Д. Ліндслея [6] визначено, що першими в породі кристалізувалися ромбічні піроксени ряду енстатит–феросиліт (гіперстен і ферогіперстен), температура кристалізації становила 1 100–1 000 °С (рис. 12).

Зі зниженням температури до 900–700 °С кристалізувалися моноклінні піроксени.

Перерахунки, виконані за методикою Л. Перчука [1], засвідчили, що температурний інтервал формування андезибазальтів становить 1 070–1 050 °С.

Отже, вулканічні породи з каменоломні в правому борті р. Визниця між смт Кольчино та с. Кленовець (Закарпатська обл.) представлені андезибазальтами. Переважним мінералом у фенокристалах є плагіоклаз андезин-лабрадор-бітовнітового складу. У меншій кількості наявні орто- та клінопіроксени, серед яких визначено гіперстен, феро-

Таблиця 3

Хімічний склад (мас. %) та формульні коефіцієнти ільменіту

Компоненти	Номер проби	
	4	18
SiO ₂	0,54	0,33
TiO ₂	54,15	52,80
Al ₂ O ₃	0,35	0,39
FeO	43,43	44,47
MnO	0,53	0,37
MgO	1,02	1,64
CaO	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00
Сума	100,00	100,00
Формульні коефіцієнти		
Ti ⁴⁺	1,01	0,99
Al	0,01	0,01
Сума	1,02	1,00
Mg	0,04	0,06
Fe ²⁺	0,90	0,92
Сума	0,94	0,98

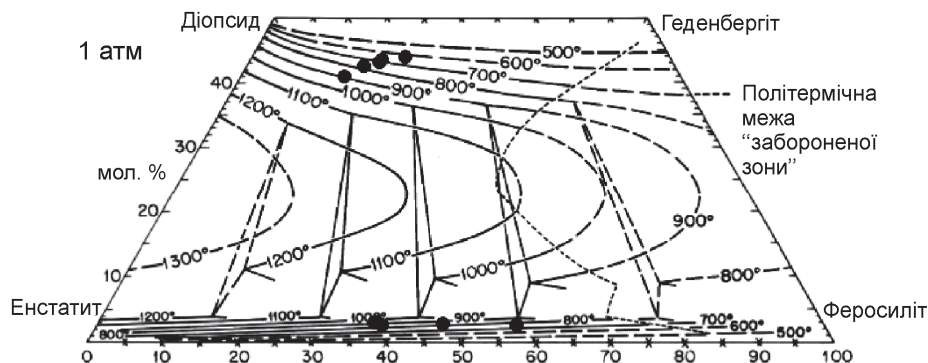


Рис. 12. Температура формування андезибазальтів за піроксеновим геотермометром Д. Ліндслея [6] (чорні кружечки – наші дані).

гіперстен, діопсид і авгіт. Основна маса в породах має гіалопілітову структуру і складає на лейстами плагіоклазу, зернами піроксену та вулканічним склом. Рудний мінерал – ільменіт, зрідка трапляється акцесорний апатит. Температура формування андезибазальтів, визначена за двома геотермометрами, становить 1 100–700 °С.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Грицюк А. Н. Петрохимические особенности и рудоносность Таловского габбро-гипербазитового массива / А. Н. Грицюк. – М. : Наука, 2003. – 148 с.
2. Зайцева В. Металогенія Закарпаття / В. Зайцева // Мінерал. зб. – 2009. – № 59, вип. 1. – С. 20–30.
3. Короновский Н. В. Геология и история формирования стратовулканов Синяк / Н. В. Короновский, Н. А. Солодкова // Тр. Лаб. палеовулканологии. – Алма-Ата, 1964. – Вып. 3. – С. 115–135.
4. Костюк В. П. Геолого-петрографічний нарис магматизму Карпат / В. П. Костюк. – К. : Вид-во АН УРСР, 1961. – 158 с.
5. Науменко В. В. Рудоконтролирующие факторы золото-полиметаллических и ртутных месторождений Советских Карпат / В. В. Науменко, А. Ф. Гончарук, Ю. М. Коптюх. – Киев : Наук. думка, 1978. – 152 с.
6. Lindsley D. H. Pyroxene thermometry / D. H. Lindsley // Amer. Mineral. – 1983. – Vol. 68. – P. 477–493.
7. Pecskaĵ Z. K-Ar dating of Neogene calc-alkaline volcanic rocks from Transcarpathian Ukraine / Z. Pecskaĵ, I. Seghedi, H. Downes [et al.] // Geologica Carpathica. – 2000. – Vol. 51, N 2. – P. 83–89.

*Стаття: надійшла до редакції 20.10.2017
 прийнята до друку 28.11.2017*

MINERALOGICAL AND PETROGRAPHIC FEATURES OF VOLCANIC ROCKS FROM THE VYHORLAT-HUTYNSKE VOLCANIC RIDGE (IN THE OUTSKIRTS OF THE KOLCHYNO AND KLENOVETS VILLAGES, TRANSCARPATIA)

I. Poberezhska, N. Bilyk, V. Stepanov, I. Yatsenko, N. Davydovych

*Ivan Franko National University of Lviv,
4, Hrushevskiyi St., 79005 Lviv, Ukraine
E-mail: irina_pober@ukr.net*

Neogenic volcanic rocks of the Transcarpathian trough are represented by two formations: rhyolite-ignimbritic (Miocene) and andesite-basaltic (Miocene–Pliocene). During Pliocene, in the central core of the Panonskyi Middle Massif an external volcanic arch has been formed – powerful eruptions of lavas and pyroclastic material of the basic and intermediate composition have been occurred. Today it is a chain of tectonovolcanic structures of the Vyhorlat-Hutynske ridge, which have been controlled by Zakarpatskyi, Oasky and Prypanonskyi deep faults.

We studied andesite-basaltic lava rocks of the Neogene age (Upper Sarmatian–Panon, absolute age – 10.3–10.7 million years), which are exposed in the abandoned quarry on the right bank of the Vyznytsia River between the villages of Kolchyno and Klenovets (Mukachevo district). The rocks are dark gray to black, have a porphyry structure and a massive texture, which sometimes turns into striped (black strips enriched with iron oxides and hydroxides), contain xenoliths of sedimentary rocks up to 4 cm in size. Amazing forms of columnar jointing, which have been formed due to the peculiarities of lava flows movement, are characteristic for andesite-basalts. The columns are usually hexagonal; their size in the width is 30–50 cm. To the top of the exposed strata, columnar jointing gradually passes into the slab parting.

We studied the mineralogical and petrographic features of exposed volcanic rocks, the chemical and microelement composition of their rock forming and accessory minerals, the conditions for the formation of volcanites. The groundmass of andesite-basalts has a hyalopilitic structure and is composed by laths of plagioclase, grains of pyroxene and volcanic glass. Plagioclase prevails among the impregnation; its composition in phenocrysts corresponds to the labradorite and bytownite, and in the groundmass of the rocks – to labradorite and andesine. Dark-coloured minerals in phenocrysts are represented by orthorhombic pyroxenes (hypersthene, ferrohypersthene) and clinopyroxenes (diopside, augite). Accessory apatite and ilmenite make no more than 5 % of the rock.

Using the pyroxene geothermometer of D. Lindsley, it was determined that the orthorhombic pyroxenes were the first to crystallize in the rock, the crystallization temperature was 1 100–1 000 °C. As the temperature dropped to 900–700 °C, clinopyroxenes crystallized. The calculations carried out according to L. Perchuk's method showed that the temperature interval of andesite-basalts formation was 1 070–1 050 °C.

Key words: andesite-basalt, plagioclase, orthorhombic pyroxene, clinopyroxene, geothermometer, Vyhorlat-Hutynske volcanic ridge, Transcarpathia.