

Міністерство освіти і науки України  
Львівський національний університет імені Івана Франка

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ

до лабораторних занять із курсів "Аналіз петрохімічних даних" і

"Геодинамічні реконструкції"

Петрохімічні коефіцієнти, індекси, модулі, параметри.

Частина 2

Львів

2014

**Методичні вказівки** до лабораторних занять із курсів «Аналіз петрохімічних даних» і «Геодинамічні реконструкції». Петрохімічні коефіцієнти, індекси, модулі, параметри. Частина 2 / укл.: В.Б. Степанов, Л.В. Генералова, Т.С. Дворжак – Львівський національний університет імені Івана Франка, 2014. – с.

**Укладачі:** кандидат геолого-мінералогічних наук, доцент  
*В.Б. Степанов,*  
кандидат геологічних наук, доцент *Л.В. Генералова,*  
інженер *Т.С. Дворжак.*

**Рецензент:** кандидат геолого-мінералогічних наук, доцент  
*С.М. Бекеша*  
(Львівський національний університет  
імені Івана Франка).

**Відповідальний за випуск:** завідувач кафедри  
загальної та регіональної геології, професор *А.О. Сіворонов.*

**Редактор:** *Лариса Сідлович*

**Відповідальний за друк:** *Олена Старунько.*

*Затверджено*  
*на засіданні Вченої ради*  
*(протокол № 5/10 від 29.10.2013 р.)*

## ВСТУП

Для з'ясування геодинамічних обстановок нерідко використовують петрохімічні відношення, які тією чи іншою мірою відображають умови утворення різних порід і їхні перетворення у процесі осадконакопичення, магматизму, метаморфізму та метасоматозу. Одиницями вимірювання петрохімічних відношень найчастіше є масові частки петрогенних елементів, атомні-молекулярні кількості, співвідношення нормативних мінералів або числові характеристики.

Для магматичних порід найпоширеніші відношення, які відображають кислотність-основність порід і враховують співвідношення салічних і фемічних мінералів. Також використовують співвідношення лугів і алюмінію, лугів і кальцію, лугів і кремнезему. Велику увагу приділяють розподілу в породі заліза, магнію, титана та ін.

Хімічний склад гірських порід не може бути вираженим конкретною формулою, співвідношення мінералів у породах непостійне і залежить від багатьох умов. У породах хімічний склад виражається головними оксидами  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ , сума яких становить більше 98 мас. %. Сума другорядних оксидів  $\text{MnO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  – близько 1,5 мас.%, сірка і хлор – 0,2 мас. %. Усі інші елементи таблиці Д.І. Менделєєва (елементи-домішки) разом становлять менше 0,5 мас. %. Зміна у складі головних оксидів має певні закономірності. Наприклад, зі зменшенням кількості  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  і  $\text{K}_2\text{O}$  в породах збільшується вміст  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ; з підвищенням лужності магм у породах збільшується вміст  $\text{TiO}_2$  та ступінь окислюваності заліза (відношення дво- і тривалентного заліза). Це відбувається тому, що гірські породи складаються з мінералів, які мають певний хімічний склад.

## ДЕЯКІ ПЕТРОХІМІЧНІ КОЕФІЦІЄНТИ, ІНДЕКСИ, МОДУЛІ, ПАРАМЕТРИ, ЯКІ ВИКОРИСТОВУЮТЬ ДЛЯ ДОСЛІДЖЕННЯ МАГМАТИЧНИХ ПОРІД

1) Коефіцієнт агпайтності –  $K_{\text{агп}} = \text{Al} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3$  (в молекулярних кількостях) введений В.М. Гольдшмідтом для характеристики загальної лужності і розчленування гірських порід. Синонім коефіцієнта агпайтності – лужний модуль.

За коефіцієнтом агпайтності магматичні породи поділяють на ряди:

- нормальний, або вапнисто-лужний  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3 < 1$ ; якщо  $\text{Al}_2\text{O}_3 > > \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$  – ряд називають пересичений алюмінієм, або плюмазитовий.
- сублужний  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3 = 1$ ;
- лужний, або агпайтний  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3 > 1$ .

2) Коефіцієнт глиноземистості –  $al = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$  (у молекулярних кількостях) [5]. Коефіцієнт добре корелюється з відносною кількістю кольорових і лейкократових мінералів у гірських породах. Гірські породи з  $al = 0,75 - 1,0$  належать до помірно глиноземистих, з  $al$  менше ніж  $0,75$  – до низькоглиноземистих, з  $al = 1,0 - 2,0$  – до високоглиноземистих, з  $al = 2,0 - 10,0$  – до вельми глиноземистих, з  $al$  більше ніж  $10,0$  – до крайньо високоглиноземистих.

3) Коефіцієнт залізистості (фракціонування) –  $F = K_{\text{ф}} = 100 \times (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$  (в молекулярних кількостях) широко використовується при аналізі основних порід [5]. Варіації коефіцієнта дають змогу розділяти вапнисто-лужні й толейтові серії (Osborn, 1959) [9].

4) Коефіцієнт залізистості  $f = (\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3}) / \text{Mg}$  (в атомних кількостях) відображає лужність середовища мінералоутворення [3, 4]. У загальному випадку коефіцієнт залізистості фемічних мінералів із підвищенням лужності середовища підвищується у прогресивну стадію і з пониження лужності середовища понижується в регресивну стадію процесів мінерало- і породоутворення. Інтенсивне збагачення більш пізніх магматичних

диференціатів залізом (наприклад, у Скергаарському плутоні) характерно для толейтових серій (тренд Феннера), тоді як відсутність тренду збагачення залізом притаманна вапнисто-лужним породам (тренд Боуена).

5) Коефіцієнт залізистості відносний  $M:F=MgO/(FeO+2Fe_2O_3+MnO+NiO)$  (у молекулярних кількостях) використовується для дослідження ультраосновних порід і їхньої формаційної приналежності.

б) Коефіцієнт окисленості заліза – відображає величину парціального тиску кисню в магмі під час кристалізації залізовмісних мінералів:

а)  $F = FeO/Fe_2O_3$ ;

б)  $F = Fe_2O_3/FeO$ ;

в)  $F = 100 \times Fe_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3)$  (в масових частках).

Використовується для вивчення магматичних порід [16].

Відношення  $Fe_2O_3/FeO$  може бути використане для вирішення питання про окислювально-відновний режим формування магм [1].

Коефіцієнт окислення  $F = Fe_2O_3/FeO$  (у вагових відсотках) дає змогу розділяти вулканогенні породи на пірокластичну ( $F > 1,5$ ), ефузивну ( $F = 0,5-1,0$ ) і субвулканічну фації, тобто простежити зміну геодинамічного режиму, при якому формувалися утворення [2, 3].

7) Коефіцієнт титанистості –  $100 \times TiO_2 / (FeO + 2Fe_2O_3)$  (у масових відсотках) – використовується для вікового і формаційного розділення гірських порід [3].

8) Індекс диференціації Е.С. Ларсена –  $(1/3SiO_2 + K_2O) / (MgO + CaO + FeO)$  (у процентах масових вмістів). Пропонується для габро-гранітних і базальтових серій порід. Параметр ефективний для аналізу як вапнисто-лужних, так і лужних серій гірських порід. При цьому  $FeO = FeO + 0,9Fe_2O_3 + MnO$  [3].

9) Індекс затвердіння (SI) Х.Куно – величина відношення  $100 \times MgO / (MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O)$  (у процентах масових вмістів), яке для більшості первинних магм коливається біля 40, постійно зменшуючись при кристалізаційному фракціонуванні [7, 9]. Аналіз запропонований для аналізу базальтових серій гірських порід [3, 7, 9].

10) Індекс А. Рітмана серіальний, лужний – петрохімічна величина, яка визначає різницю серій вулканічних порід на основі емпіричного рівняння параболи  $\sigma = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2 / (\text{SiO}_2 - 43)$ , в масових частках. Найкращі результати отримуються при порівнянні різних серій кислих і середніх порід [3, 9, 18].

11) Індекс серіальний А. Сугімури –  $\theta = [\text{SiO}_2 - 47(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] / \text{Al}_2\text{O}_3$ , де  $\text{SiO}_2$  – у процентах масових вмістів, інші оксиди – в молекулярних кількостях. Введений для кількісної характеристики серій вулканічних порід і заснований на уявленнях про збільшення в базальтовій магмі у процесі її фракційної кристалізації і (або) контамінації відношення  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3$ . Індекс дає змогу розрізнити толейтові та лужні серії.

12) Індекс салічний (фельзичний) В.С. Сімпсона – величина відношення  $100 \times (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  (в молекулярних кількостях). Індекс ефективний для вивчення спрямованості диференціації основних магм на пізніх стадіях. Дозволяє розрізнити толейтові та вапнисто-лужні тренди [3, 4].

13) Індекс лужно-вапнистий М.А. Пікока (індекс Пікока) – масовий вміст  $\text{SiO}_2$ , при якому вміст  $\text{CaO}$  та  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  стає однаковим (вміст оксидів у масових процентах). Індекс Пікока – це вміст  $\text{SiO}_2$ , при якому перетнуться тренди накопичення суми лугів  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  і  $\text{CaO}$ . Індекс введений для класифікації магматичних порід на лужні та вапнисто-лужні:

- 51 – лужні серії (атлантичний тип),
- 51–56 – лужно-вапнисті,
- 56–61 – вапнисто-лужні (тихоокеанський тип),
- 61 – вапнисті [3,19].

14) Параметр мафічний М.Д. Соболева використовується для формаційного розділення ультраосновних порід:  $M/F = \Delta\text{MgO} / \Delta\text{FeO}$ ,  $\Delta\text{MgO} = \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\Delta\text{FeO} = 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + (\text{FeO} - \text{Cr}_2\text{O}_3) + \text{MnO} + \text{NiO}$  (у вагових процентах). Ультраосновні породи відповідають:

- з  $M/F = 2-7$  – ультрабазитовому комплексу,
- з  $M/F = 8-13$  – гіпербазитовому комплексу.

Для аналізу геодинамічних змін і пов'язаних з ними петрохімічних особливостей магматичних порід можна використовувати також основні та додаткові числові характеристики О.М. Заварицького, А.С.Марфуніна та інших авторів. Велика кількість індексів, які пропонують дослідники, не мають власної назви або подаються літерними позначеннями. У зв'язку з цим треба чітко уявляти, що ви хочете проаналізувати і що отримати, вибираючи для досліджень ті чи інші коефіцієнти, параметри, індекси, модулі тощо.

15) Коефіцієнт  $K_1=(Na+K)/Ca$  (в атомних кількостях) відображає специфіку вихідних магм і геодинамічні умови їхньої поступової диференціації [3].

16) Для оцінки геодинамічного режиму утворення порід андезитового складу використовується коефіцієнт  $K=MgO/(FeO+Fe_2O_3)$  (у вагових відсотках), який дає змогу розділити:

- континентально-морські вапнисто-лузні серії  $K \approx 1,0$ ;
- островодужні вапнисто-лузні серії  $K \approx 0,6$ ;
- толейтові серії  $K \approx 0,5$ ;
- лузні серії  $K \approx 0,4$  [3,11].

17) Індекс  $Na_2O/K_2O$  рекомендований Термінологічною комісією Петрографічного комітету для виділення порід нормальної та сублузної серій [3, 9]:

- $< 0,4$  – калієві;
- $0,4-4,0$  – калієво-натрієві;
- $4,0$  – натрієві.

Для гірських порід лузного ряду з фельдшпатоїдами:

- до  $1,0$  – калієві;
- $1,0-4,0$  – калієво-натрієві;
- $>4,0$  – натрієві.

## ДЕЯКІ ПЕТРОХІМІЧНІ МОДУЛІ ТА КОЕФІЦІЄНТИ ДЛЯ ДОСЛІДЖЕННЯ ОСАДОВИХ ПОРІД

Для вивчення осадових порід, у тому числі для аналізу геодинамічних реконструкцій, використовуються численні петрохімічні модулі. Для розрахунків цих модулів використовуються або масові вмісти оксидів (у процентах), або їхні молекулярні й атомні кількості.

1) Гідролізний модуль (ГМ) –  $(Al_2O_3+TiO_2+Fe_2O_3+FeO)/SiO_2$  (у вагових процентах). Призначення модуля – виявляти головні тенденції хімічного звітрювання: відділити продукти гідролізу від скрем'яніння. Його вважають універсальним для різних теригенних і кременистих порід, за винятком порід із високим вмістом порід FeO в карбонатній і сульфідній формі. За значеннями ГМ теригенні та кременисті породи класифікуються так:

- менше ніж 0,10 – силіцити (кремені, фтаніти, яшми, лідити), мономінеральні кварцові пісковики, кварцити;
- 0,10–0,20 – слабоглинисті силіцити (глинисто-кременисті сланці), олігоміктові кварцові пісковики й алевроліти;
- 0,20–0,30 – глинисті силіцити (кременисто-глинисті сланці), мезоміктові та поліміктові кварцові пісковики й алевроліти;
- 0,30–0,50 – глинисті породи, деякі основні грауваки;
- >0,50 – гідролізатні глинисті породи, які містять або каолінит, або вільні оксиди алюмінію, заліза, мангану (Al, Fe, Mn).

2) Фемічний модуль (ФМ або F) –  $(FeO+Fe_2O_3+MgO)/SiO_2$  (у молекулярних кількостях) межі коливань його в різних породах різні від 0,001–0,007 у суттєво кварцових породах до 0,250–0,600 – в інших (табл.1).

Таблиця 1

Значення фемічного модуля для різних типів осадових порід [3,13]

Клас порід	Значення F
Кварцовий	0,001–0,007
Польовошпат-кварцовий, слюдисто-кварцовий	0,007–0,015
Аркозовий	0,015–0,045



Субаркозовий	0,045– 0,080
Грауваковий	0,080–0,250
Мелановаковий	0,250–0,600

3) Титановий модуль (ТМ) –  $TiO_2/Al_2O_3$  (у вагових відсотках). Використовується ТМ головню для двох протилежних тенденцій поведінки Ti й Al у процесі хімічного звітрювання, осадконакопичення і діагенезу (Ti – стійкий, Al – нестійкий). Максимальні значення ТМ відмічаються для добре сортованих кварцових пісків, а мінімальні – для аргілітів флішу, які виникають шляхом періодичного відмучування глинистих сумішей [3,4].

З одного боку при руйнуванні кристалічної ґратки алюмосилікатів алюміній і титан гідролізуються та мігрують у вигляді колоїдних розчинів і зависей (суспензій). У цьому випадку вони разом збагачують глинисту складову кори звітрювання. З іншого боку, мінерали титану (рутил та ільменіт) належать до найбільш стабільних мінералів і нагромаджуються у грубих фракціях кори звітрювання, тоді як алюміній губиться у процесі хімічного розкладання силікатних мінералів. Однак не слід забувати про те, що є імовірність поглинання титану губками й іншими організмами. Таким чином, його підвищені значення можуть відмічатися для кременистих органігенних порід (наприклад, спонґолітів). На величину ТМ впливають два фактори: вміст титану в матеріалі, який надходить в осад, і ступінь механічного сортування осадового матеріалу. Тобто максимальні значення ТМ характерні для зрілих осадових порід, таких як кварцові пісковики, а мінімальні - для аргілітів флішових товщ. Унаслідок цього високі значення ТМ будуть спостерігатись в прибережних відкладах, а мінімальні – у глибоководних. За значеннями ТМ піскуваті і глинисті породи класифікуються залежно від фаціальних і кліматичних умов (табл. 2). ТМ використовують для вивчення процесу утворення бокситів; залежно від коливань цієї величини у групах порід виділяють упорядкований і строкатий типи титанового модуля.

Значення титанового модуля для теригенних відкладів із різних фаціальних обстановок [3]

Фаціальні обстановки	Кліматичні умови	Глинисті породи	Пісковики алевроліти -
Континентальні та лагунні	Аридні	0,048	0,058
	Гумідні	0,051	0,070
Прибережно-морські	Аридні	0,052	0,052
	Гумідні	0,057	0,078
Пелагічні (відкрите море)	Аридні	0,053	0,060
	Гумідні	0,048	0,055

4) Натрієвий модуль (НМ) –  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  (у вагових відсотках) відображає процес хімічного звітрювання породи та визрівання осадового матеріалу, який надходить у басейн седиментації, при якому руйнуються плагіоклази. Цей модуль ефективний при виділенні граувак, де він має найвищі значення. За значеннями НМ теригенні і кременисті породи класифікуються так:

- $< 0,010$  – тільки гідролізатні відклади;
- $0,010\text{--}0,050$  – кременисті відклади;
- $0,050\text{--}0,20$  – теригенні відклади. У пісках НМ, як правило, більший, ніж у глинах;
- $> 0,20$  – тільки граувакові пісковики.

5) Загальна нормативна лужність –  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$  (у вагових відсотках). Цей параметр є високоінформативним при діагностиці вулканогенного матеріалу в породі. Для звичайних уламкових і глинистих теригенних порід величина цього показника не перевищує  $0,20\text{--}0,40$ . Збільшення вмісту польових шпатів у породі призводить до росту загальної нормативної лужності. Показник підвищується також тоді, коли луги входять до складу малоглиноземистих силікатів: лужних амфіболів, залізистих гідролуд тощо. Обидві тенденції – збільшення вмісту польових шпатів у породі та збільшення залізистих силікатів – характерні для вулканогенного

матеріалу основного складу. За величиною цього показника породи поділяють на:

- гіполужні ( $< 0,20$ ),
- нормально-лужні ( $0,20-0,40$ ),
- підвищено-лужні ( $0,40-0,70$ ),
- високолужні ( $0,70-1,00$ )
- гіперлужні ( $>1,00$ ).

6) Залізний модуль  $ZM = (FeO + 2Fe_2O_3 + MnO) / (Al_2O_3 + TiO_2)$  (у вагових відсотках). Пропонується для характеристики пелітових продуктів гідролізу. За значеннями  $ZM$  теригенні та кременисті породи класифікуються:

- $<0,20$ —гіпозалістисті;
- $0,20-0,60$  — нормальнозалістисті;
- $0,60-1,00$ —підвищенозалістисті,
- $1,00-3,00$ —високозалістисті;
- $>3,00$ —гіперзалістисті.

Значення цього модуля у більшості теригенних порід значно менші за одиницю ( $0,20-0,60$ ). Значення  $<0,20$  характеризують глиноземистий склад пелітів,  $>0,60$  – залістистий. Варіації цього модуля можуть бути пов'язані з постседиментаційними змінами. Зокрема, на цей параметр можуть впливати залізо або манган, які містяться в породі у сульфідній або карбонатній формі. Однак слід звернути увагу на епігенетичні процеси піритизації та утворення конкрецій.

7) Плагіоклазовий модуль  $PM = (Na_2O + CaO) / K_2O$  (у вагових відсотках) – дає змогу розрізняти приховано-кристалічні породи, де складно розрізнити глинисту або вапняковисту складові. Глинисті породи характеризуються низьким значенням модуля, тоді як у карбонатних порід ця величина висока, завдячуючи збагаченню  $CaO$  та низькому вмісту  $K_2O$ .

Трансформований  $Pm$  – це індекс хімічного звітрювання (CIA) –  $[Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \times 100$  [3, 4].

Цей індекс використовують як показник клімату в ділянці розмиву. Він розраховується за молекулярними кількостями петрогенних оксидів. Інтенсивність хімічного звітрювання в ділянці розмиву напряду корелюється з палеокліматом. Для осадових басейнів гумідних обстановок характерний винос із польових шпатів кальцію, натрію, калію. Це призводить до збільшення співвідношення алюмінію і лугів у продуктах звітрювання. В аридних і гляціальних обстановках в області акумуляції надходить тонкозернистий слабо перероблений матеріал. Він головню представлений глинистими мінералами та значною кількістю незмінених або ледь звітрілих польових шпатів [1, 3].

Як критерій для розмежування відкладів, котрі формуються в обстановках теплого і холодного клімату, прийнято вважати значення індексу хімічного звітрювання, що дорівнює 70:

- Незвітрілі породи мають значення CIA порядку 50.
- Дуже сильнозвітрілі відміни характеризуються CIA майже 100.

8) Показник зрілості Ф. Петіджона –  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  (у вагових відсотках). Велике значення показника характерне для "зрілих", багатих на кварц пісковиків, у яких незначна кількість глини або уламків алюмосилікатів [3]. Низьке значення вказує на "незрілі" пісковики, які містять глини й уламкові алюмосилікати. "Зрілість" осадових порід визначається в кінцевому підсумку відносною стійкістю мінералів в умовах звітрювання, яка збільшується в напрямку: олівін → піроксен → рогові обманки → анортит → альбіт → калієвий польовий шпат → мусковіт (гідромусковіт) → кварц. Остаточним результатом цього процесу є повне перетворення вихідного матеріалу і відкладання чисто кварцових пісків в асоціації з глинистими і карбонатними породами. Ці кінцеві члени ряду "визрівання" пов'язані поступовими переходами з відкладами невисокого ступеня "зрілості", які містять уламки не лише мінералів, але й різноманітних порід (гранітоїдів, ефузивних і метаморфічних сланців) у різних співвідношеннях зі зрілими осадами залежно від складу області розмиву, рельєфу, інтенсивності звітрювання тощо.

9) Для дослідження вапняків використовують такі коефіцієнти: MgO/CaO; FeO/CaO; MnO/CaO.

За магнезійністю –  $M = \text{MgO}/\text{CaO}$  (в молекулярних відсотках) виділяються:

- вапняки з мінімальним вмістом магнезії ( $M=0,005-0,009$ );
- вапняки звичайні ( $M=0,009-0,050$ );
- вапняки слабوماгнезійні ( $M=0,05-0,10$ );
- вапняки доломітові ( $M=0,1-0,4$ );
- доломіти вапняковисті ( $M=0,4-0,7$ );
- доломіти ( $M=0,7-2,0$ );
- доломіти з домішкою магнезиту ( $M>2$ ) [13].

**КОЕФІЦІЄНТИ І ПАРАМЕТРИ,  
ЯКІ ВИКОРИСТОВУЮТЬСЯ ПРИ ПЕТРОХІМІЧНИХ ДОСЛІДЖЕННЯХ  
МЕТАМОРФІЧНИХ ПОРІД**

Петрохімічні коефіцієнти Н.П.Семененка [3,12] використовуються для класифікації залізо-кременистих метаморфічних порід. Виділяються коефіцієнти залізистості F, глиноземистості A, магнезійності й вапнистолужності C (табл.3)

Таблиця 3

Петрохімічні коефіцієнти Н.П.Семененка

Породи	F	A	M	C	FM
Залізо-кременисті	61–99	0–14	0–17	0–17	72–99
Глиноземисто-залізісто-кременисті	42–66	15–42	9–28	0–6 (14–30)	37–81
Глиноземисто-магнезійно-залізісто-кременисті	27–39	8–33	24–43	2–10	60–75

Величини молекулярних вмістів оксидів беруться у відсотках [3,12]:

$$F=100 \times (\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3) / [\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{CaO} + (\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3)],$$

$$A=100 \times \text{Al}_2\text{O}_3 / [\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{CaO} + (\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3)],$$

$$M=100 \times \text{MgO} / [\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{CaO} + (\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3)],$$

$$C=100 \times \text{CaO} / [\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{CaO} + (\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3)].$$

Також визначається коефіцієнт окислення  $O = \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$ .

Для систематики метаморфічних порід використовуються відношення основних петрогенних елементів (у атомних кількостях) [10]. Na:K, Ca:Mg, Fe<sub>зар.</sub>:(Ca+Mg), Si:Al. Виділяються петрохімічні ряди:

- натрієвий Na:K>1;
- калієвий Na:K<1;
- кальцієвий Ca:Mg>1;
- магнезійний Ca:Mg<1;

- залізистий  $Fe_{заг.}:(Ca+Mg) > 1$ .

Для встановлення первинної природи метаморфічних порід використовуються індекс Е. Ларсена –  $\frac{1}{3}SiO_2+K_2O-(FeO+MgO+CaO)$ . Петрохімічні характеристики Предовського (F, A, K) та петрохімічні характеристики Маракушева ( $Al'$ ,  $K'$ ,  $Fe'$ ).

Індекс кременистості А.Хашимита – для метаморфічних порід основного складу Q:  $Q=SiO_2-47 \times (Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$  (у вагових відсотках).

Коефіцієнт А. Озанна використовується для розділення пара- (метаосадових) і орто- (метамагматичних) порід:

- $SAIF=SiO_2:Al_2O_3:(Fe,Mg,Ca)O$ ;
- $AlCAIk=Al_2O_3:CaO:(Na,K)_2O$ ;
- $NK=10 \times Na_2O/(Na_2O+K_2O)$  (у вагових відсотках);
- $MC=10 \times MgO/(MgO+CaO)$  (у вагових відсотках).

Для метамагматичних порід  $NK < 4$ ,  $MC < 8$ ,

для метаосадових  $NK > 4$ ,  $MC > 8$ .

ДЕЯКІ ПЕТРОХІМІЧНІ КОЕФІЦІЄНТИ,  
ЯКІ ВИКОРИСТОВУЮТЬ ДЛЯ ДОСЛІДЖЕННЯ  
МЕТАСОМАТИЧНИХ ПОРІД

Для метасоматичних порід найчастіше використовують:

1) Коефіцієнт альбітизації:  $K_1 = 100 \times \text{Na}_2\text{O} / (\text{SiO}_2 - 6,6 \times \text{Na}_2\text{O})$  (у вагових відсотках).

2) Коефіцієнт грейзенізації:  $K_2 = \text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$  (у вагових відсотках).

3) Коефіцієнт агпайтності:  $\text{Na}_2\text{O} / (\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O})$ .

Ці коефіцієнти підкреслюють різницю в геодинамічних умовах утворення магматичних і метасоматичних порід.

Для гранітів коефіцієнти альбітизації коливаються в межах  $K_1 = 3,56 - 8,80$ , тоді як коефіцієнт грейзенізації  $K_2 = 6,6 - 12,6$ .

Для метасоматично змінених гранітів коефіцієнти відповідно коливаються  $K_1 = 26,32 - 64,00$  та  $K_2 = 24,2 - 45,8$ .

Слід зазначити, що останнім часом для аналізу геодинамічних умов утворення метаморфічних і метасоматичних порід нині дедалі частіше використовуються кристалохімічні, геохімічні, термодинамічні коефіцієнти, що базуються на дослідженні мінералів, які утворюють ізоморфні суміші, такі як: олівіни, піроксени, амфіболи, слюди, плагіоклази тощо.



## ПРИКЛАДИ ВИКОРИСТАННЯ ПЕТРОХІМІЧНИХ КОЕФІЦІЄНТІВ, ІНДЕКСІВ, МОДУЛІВ, ПАРАМЕТРІВ МАГМАТИЧНИХ ПОРІД

Простір складів магматичних порід зазвичай розділяють за вмістом  $\text{SiO}_2$  на кислі ( $\text{SiO}_2$  64–78 мас. %), середні ( $\text{SiO}_2$  53–64 мас. %), основні ( $\text{SiO}_2$  44–53 мас. %) та ультраосновні ( $\text{SiO}_2$  менше за 44 мас. %).

Типізація магматичних комплексів необхідна для діагностики геодинамічного середовища, виявлення геохімічної спеціалізації та оцінки металогенічного потенціалу.

Для класифікації порід необхідно виділити серії, які характеризуються різними петрохімічними особливостями. Абстрактна серія ґрунтується на загальних петрохімічних ознаках магматичних порід, тому її називають петрографічною серією. Петрографічна серія є конкретною, серед її назв переважають назви петрографічних видів магматичних порід. Петрографічна серія – це сукупність магматичних гірських порід, склад яких визначений петрографічними параметрами, що займають визначене положення на класифікаційних петрохімічних діаграмах і характеризують той чи інший тип геодинамічної обстановки.

Праці Х.Куно, А.Рітмана, А.Міаширо та інших виділяють петрохімічні серії: толеїтову, вапнисто-лужну, лужну (лужно-базальтоїдна і шошоніт-латитова). Толеїтові й лужні магматичні серії було виділено спочатку для основних порід. Вапнисто-лужні та лужні серії розділяли за М.Пікоком (індекс Пікока). Важливо підкреслити використання класифікаційної діаграми  $\text{SiO}_2$ – $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  [7] й індексу А.Сигімури для розділення порід на толеїтову і лужну серії, але не на толеїтову і вапнисто-лужну [7, 9]. Толеїтову і вапнисто-лужну серії розділяють на основі відмінностей у трендах збагачення послідовних членів серій залізом. Інтенсивне збагачення пізніх магматичних диференціатів залізом (наприклад, Скергаардський плутон) характерне для толеїтової серії (тренд Фенера), відсутність тренда збагачення залізом – для вапнисто-лужної

серії (тренд Боуена). Для кількісного розмежування порід, які належать до толейтової і вапнисто-лужної серій, часто використовують діаграму залізистість–кременекислотність А.Міаширо.

Для виділення серій важливе аранжування (порядок використання) головних петрохімічних параметрів за їхньою індикаторною значущістю. Вибірка хімічних складів магматичних порід аналізується за такою процедурою: 1) виділення рядів лужності; 2) розділення порід нормальної лужності на толейтові й вапнисто-лужні та порід підвищеної лужності – на сублужні й лужні; 3) розподіл усіх сукупностей порід за величиною відношення  $K_2O/Na_2O$  (рис.1).

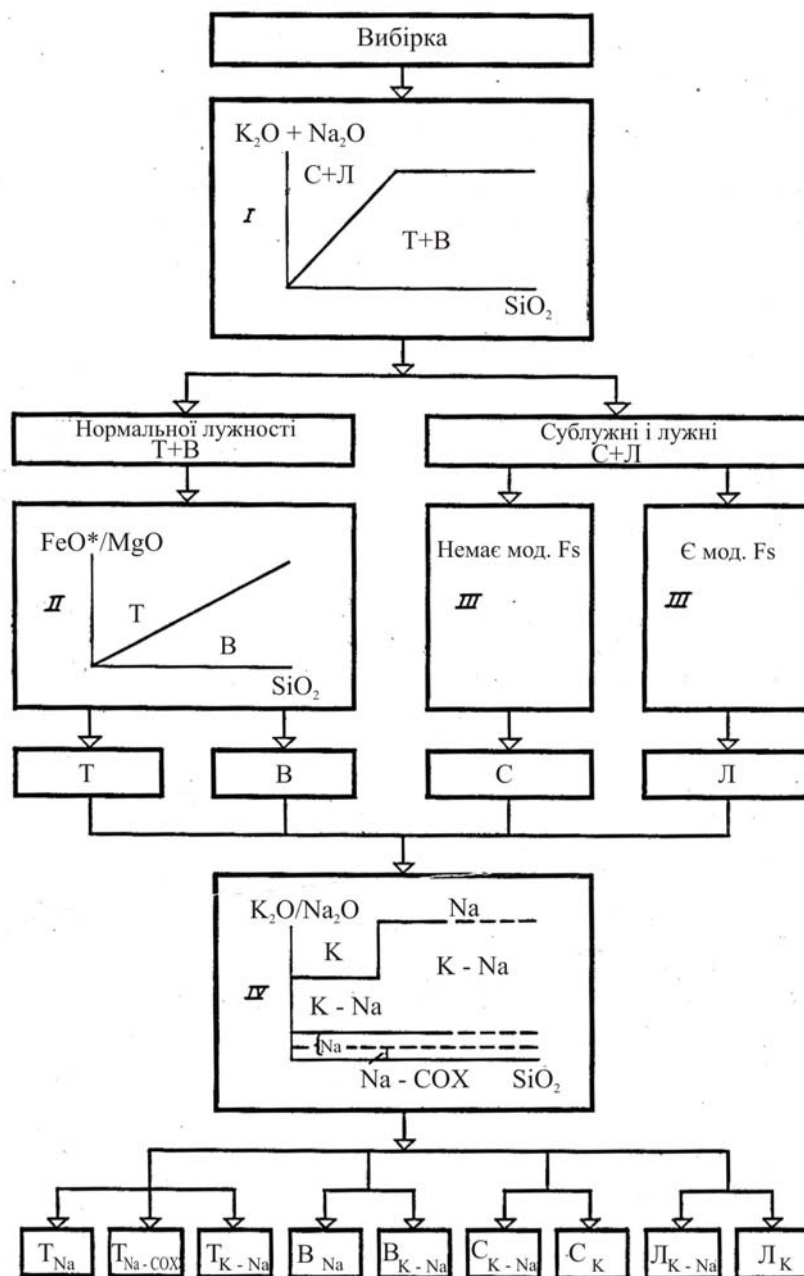


Рис. 1 Схема послідовності операцій при дискримінації петрохімічних серій із вибірки петрохімічних аналізів вивержених гірських порід конкретних геодинамічних обстановок: I–IV– послідовність операцій і петрохімічні критерії, що використовуються [9]

Положення різних за лужністю серій на діаграмі  $K_2O/Na_2O-SiO_2$  таке:  $K_2O/Na_2O < 0,25$  – натрієва серія;  $K_2O/Na_2O < 1,0$  (для основних і середніх за складом порід) та  $K_2O/Na_2O < 2,5$  (для кислих за складом порід) – калієво-натрова сублужна серія;  $K_2O/Na_2O > 1,0$  (для основних і середніх за складом порід) та  $K_2O/Na_2O > 2,5$  (для кислих за складом порід) – калієва серія. У складі натрієвої серії необхідно виокремити дрібнішу величину – натрієву серію серединно-океанічних хребтів (Na-COX). У результаті виділяють петрохімічні

серії: натрієва толеїтова ( $T_{Na}$ ), натрієва серединно-океанічних хребтів і калій-натрова толеїтова ( $T_{Na-COX}$ ,  $T_{K-Na}$ ); натрієва та калієво-натрієва вапнисто-лужна ( $B_{Na, K-Na}$ ); калієво-натрієва і калієва сублужна ( $C_{K-Na, K}$ ), калієво-натрієва і калієва лужна ( $L_{K-Na, K}$ ).

*Толеїтова* ( $T_{Na}$ ,  $Na-COX$ ,  $K-Na$ ) серія включає базальти, андезибазальти, андезити (ісландити) й невеликі обсяги дацитів і ріолітів. Вміст  $SiO_2$  у більшості випадків перебуває в межах 48–63% (середній модальний вміст  $SiO_2$  – 53%). Характерний тренд збагачення залізом (рис. 2, 3) (табл. 4).

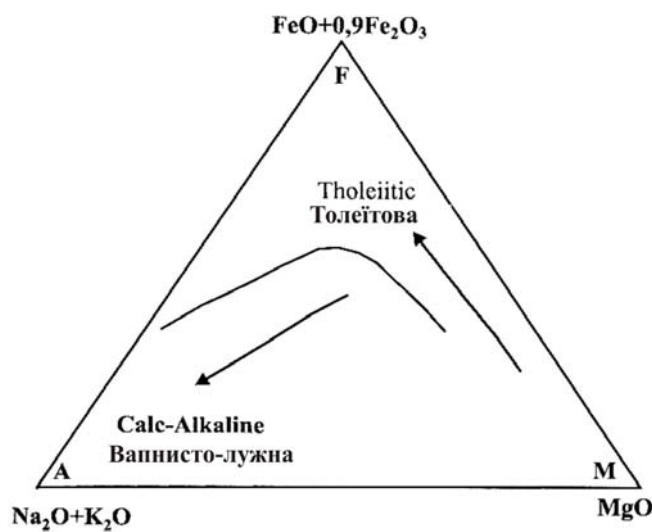


Рис. 2 Положення кривих ліній, які відповідають різним петрохімічним серіям на діаграмі AFM [6].

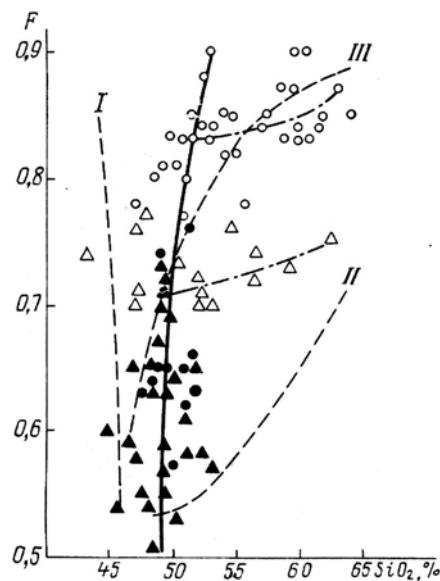


Рис. 3 Діаграма  $F-SiO_2$  порід мугоджарського комплексу Уралу.  $F=100 \times (FeO+Fe_2O_3)/(FeO+Fe_2O_3+MgO)$  (в молекулярних кількостях). Умовні позначення: 1–4 – породи чотирьох послідовних пачок мугоджарської світи (знизу догори); 5 – головний тренд

диференціації; 6 – тренди всередині двох верхніх пачок; 7 – тренди диференціації в серіях скердгаардської (I), Каскадних гір (II), гавайської (III), за Е.Ф. Осборном [8].

Таблиця 4

Петрохімічні параметри магматичних асоціацій океанічних рифтових зон  
(конструктивна геодинамічна обстановка) [9]

Морфоструктура	Серединно-океанічні хребти			Острови і серединно-океанічні хребти			Асейсмічні хребти	
	повільного спредингу	швидкого спредингу						
Петрохімічна серія	T <sub>Na-COX</sub>			T <sub>Na, K-Na</sub>			T <sub>Na, K-Na</sub>	
Головна формація	Базальтова			Базальт-ісландит-ріолітова			Базальт-ісландитова	
Головні породи	Базальти			Базальти, ісландити, ріоліти			Базальти, ісландити	
	N-тип	(P)E-тип	T-тип					
Група порід	I	I	I	I	II	III	I	II
TiO <sub>2</sub>	0,80-0,87	0,85-0,95	1,20-1,77	1,0-3,0	1,45-2,5	0,4-0,7	2,21-2,65	1,43-1,65
K <sub>2</sub> O	0,07-0,22	0,20-0,30	0,09-0,16	0,1-0,55	0,93-2,66	2,85-2,87	0,35-0,87	1,40-1,49
K <sub>57,5</sub>					2,56	5,6-8,2		1,49
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	2,12-2,53	2,20-2,50	2,51-2,82	2,50-2,87	3,98-6,48	0,35		4,80-5,40
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,03-0,11	0,11-0,15	0,03-0,06	0,17-0,20	0,41-0,80	0,75	2,94-3,34	0,22-0,38
FeO*/MgO	0,99-1,21	1,05-1,20	1,14-1,59	1,25-1,47	1,38-1,95	1,88-2,15	0,13-0,36	2,50-4,50
FeO*/Mg <sub>57,5</sub>					1,86		2,192,33	4,50

**Примітки:** у цій і наступних таблицях величини K<sub>57,5</sub> і MgO<sub>57,5</sub> – вміст K<sub>2</sub>O та MgO (в %) при SiO<sub>2</sub>=57,5. Цифри I–IV відповідають групам порід: I – основні, II – середні, III – кислі та IV – ультраосновні. Серії магматичних порід: T – толейтова, B – вапнисто-лужна, C – сублужна, L – лужна, відповідно натрієві (T<sub>Na</sub>), калієво-натрієві (T<sub>K-Na</sub>), калієві (C<sub>K</sub>).

*Вапнисто-лужна (B<sub>Na, K-Na</sub>) серія* включає великі обсяги андезитів, дацитів і ріолітів при підлеглій ролі базальтів і андезибазальтів. Вміст SiO<sub>2</sub> коливається від 52 до 70% (середній модальний вміст SiO<sub>2</sub> – 59%). Відсутній тренд збагачення залізом (табл. 5–6).

*Сублужна калієво-натрієва (C<sub>K-Na</sub>) серія* об'єднує сублужні олівінові базальти, гавайїти, муджерити, трахіти, трахіандезити, трахідацити і трахіріоліти. Зі збільшенням вмісту в породах SiO<sub>2</sub> спостерігається закономірне збільшення їхньої залізистості (табл. 5–10).

*Сублужна калієва (C<sub>K</sub>) серія* має петрографічний еквівалент – шошонітову серію, яку утворюють породи від абсарокитів та шошонітів до латитів і калієвих ріолітів. Усі породи характеризуються відсутністю тренду збагачення порід залізом. Шошонітова серія складається головно з базитів (50%), середніх порід (40%), дацитів (10%). Ця серія притаманна рухомим

областям з віком основи давнішим за мезозой (Японія, Анди, Нова Гвінея) (табл.6–8).

*Лужна* ( $L_{K-Na, K}$ ) серія містить фельдшпатоїди (нефелін, лейцит) і лужні темноколірні мінерали. Від сублужних серій лужна відрізняється високим вмістом лугів і середнім нижчим вмістом кремнезему (зазвичай  $SiO_2$  – 44–47%) (табл. 9–10).

Сучасні прояви магматизму поділяють на дві групи за геодинамічними обстановками: приурочені до меж літосферних плит і внутрішньоплитні. За обсягом та інтенсивністю проявів переважає магматизм меж плит. Він розділяється на магматизм конструктивних (конвергентних) і деструктивних (дивергентних) меж плит.

Серед геодинамічних обстановок конструктивних меж плит виділяють океанський і континентальний рифтовий магматизм (див. табл. 4–5, 11). Серед геодинамічних обстановок деструктивних меж плит виділяють магматизм внутрішньоокеанських острівних дуг (див. табл. 6, 11), периферійно-океанічних острівних дуг, активних континентальних околиць (андійського і каліфорнійського типів) (див. табл. 7, 11), зіткнення або колізії континентів, континентів з острівними дугами і острівних дуг (див. табл. 6–8, 11)

Таблиця 5

Петрохімічні параметри магматичних асоціацій континентальних рифтових зон [9]

Петрохімічна серія	$T_{Na, K-Na}$	$S_{K-Na}$			$L_{K-Na}$
Головна формація	Базальтова	Трахібазальтова, трахібазальт-пантелерит-комендитова, трахібазальт-трахіандезит-трахіт-фонолітова, трахібазальт-трахіандезит-латитова			Трахібазальт-пантелерит-комендитова, меланефеліт-фонолітова з карбонатами
Головні породи	Базальти	Сублужні олівінові базальти, гавайї	Трахіандезит-базальти, трахіти	Трахіандезити, латити, трахіти	Меланефеліти, нефеленіти, мелілітити
Група порід	I	I	II	II	IV
$TiO_2$	1,09-2,04	0,92-4,62	0,70-2,72	0,45-2,2	1,00-4,56
$K_2O$	0,05-0,85	0,4-2,5	1,71-3,96	3,90-5,75	0,78-4,70
$K_2O+Na_2O$	2,33-3,37	1,9-6,8	5,44-11,01	6,5-9,65	3,30-14,80
$K_2O/Na_2O$	0,02-0,12	0,18-0,77	0,4-0,79	1,0-1,44	0,23-0,92
$FeO^*/MgO$	1,5-2,7	0,64-3,1	2,6-24		

Петрохімічні параметри магматичних асоціацій островних дуг (деструктивна обстановка) [9]

Морфо-структура	Молоді островні дуги						Розвинуті і зрілі островні дуги		
	T <sub>Na, K-Na</sub>			V <sub>Na, K-Na</sub>			C <sub>K-Na, K</sub>		
Петрохімічна серія	Базальтова, базальт-плагіоріолітова, базальт-андезит-ріолітова			Маріаніт-бонінітова, базальт-андезибазальт-андезитова			Шошонітова, шошоніт-латитова, висококалієвих трахіріолітів		
Головні породи	Базальти, андезибазальти, плагіоріоліти			Маріаніти, бонініти, базальти, андезибазальт, андезити			Шошоніти, латити, висококалієві трахіріоліти		
Група порід	I	II	III	I	II	III	I	II	III
TiO <sub>2</sub>	0,57-0,80	0,44-0,63	0,23-0,52	0,09-0,14	0,10-0,86	0,69-0,89	0,65-0,80	0,48-0,8	0,19-0,48
K <sub>2</sub> O	0,14-0,23	0,38-0,97	0,95-1,58	0,23-0,93	0,30-1,56	0,77-1,07	2,80-3,93	3,22-4,71	4,73-4,95
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	2,62-3,90	4,16-5,20	4,64-5,35	0,54-2,30	1,45-3,70	3,45-4,36	4,70-6,55	6,69-8,90	7,95-9,11
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,03-0,07	0,10-0,23	0,46-0,55	0,35-0,43	0,10-0,63	0,28-0,35	1,01-1,27	1,12-1,36	1,19-1,46
FeO*/MgO	2,09	2,18-2,66	3,5-3,88	0,5-0,6	1,6-2,0	1,58-2,2	1,1-1,4	1,66-2,00	2,1-2,2
FeO*/MgO <sub>57,5</sub>		2,58		0,58	1,17	1,93		2,21	
H <sub>2</sub> O у склі				1,87-4,20	0,4-2,5				

Таблиця 7

Петрохімічні параметри магматичних асоціацій активних континентальних околиць (деструктивна обстановка) [9]

Морфоструктура	Активні континентальні околиці андійського типу						
	V <sub>Na, K-Na</sub>			C <sub>K-Na</sub>		C <sub>K, K-Na</sub>	
Петрохімічна серія	Базальт-андезит-ріолітова, габро-гранітна			Трахібазальт-трахіандезит-трахіріолітова		Шошоніт-латитова, висококалієвих трахіріолітів	
Головна формація	Базальти, андезити, ріоліти, гранодіорити			Трахібазальти, трахіандезити		Шошоніти, латити, трахіти	
Головні породи							
Група порід	I	II	III	I	II	I	II
TiO <sub>2</sub>	0,89-1,11	0,35-1,11	0,17-0,55	0,5-2,4	1,06	1,37-1,80	1,39-1,72
K <sub>2</sub> O	0,44-1,35	0,8-3,5	2,5-4,8	0,5-3,0	3,71	2,90-3,57	2,01-4,09
K <sub>57,5</sub>		1,1					
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	3,76-4,35	4,9-7,2	5,5-8,3		9,71	5,90-6,32	5,45-7,50
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,13-0,35	0,19-1,00	0,83-1,28		0,62	1,00-1,29	1,00-1,55
FeO*/MgO	1,27-	1,8-3,3	2,12-		3,90	0,85-	0,58-

	1,45		3,33			1,07	1,64
FeO*/Mg <sub>57.5</sub>		1,48					1,57

Таблиця 7 (закінчення)

Морфоструктура	Активні континентальні околиці андійського типу						
Петрохімічна серія	C <sub>K-Na</sub>		C <sub>K, K-Na</sub>		Л <sub>K, K-Na</sub>	Л <sub>K-Na, K</sub>	
Головна формація	Контрастна трахібазальт-трахіріолітова, комендитова, іноді з онгонітами		Шошоніт-латитова		Нефелінітова, тефритова	Лейцитова, лейцит-тефритова, лужно-трахітова	
Головні породи	Трахібазальти, трахіріоліти, комендити		Абсарокіти, шошоніти, латити, трахіти		Нефелініти, тефрити	Лейцитові тефрити, лужні трахіти	
Група порід	I	III	I	II	I	I	II
TiO <sub>2</sub>	2,34-2,36	0,3-0,16	0,84-0,98	0,73-0,82	0,14-0,28	1,39-2,11	0,24-0,40
K <sub>2</sub> O	1,47-1,87	3,65-4,40	3,84-3,95	3,75-5,16	4,2-6,0	5,30-7,37	5,15-5,95
K <sub>57.5</sub>							
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	4,54-5,60	7,8-8,80	6,07-7,25	6,87-9,55	8,1-11,4	6,60-9,30	13,65-14,15
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,45-0,50	0,8-1,7	1,24-1,45	1,11-1,80	0,6-1,5	3,89-2,17	0,77-0,96
FeO*/MgO							
FeO*/Mg <sub>57.5</sub>	1,36-1,43		0,80-2,3	1,2-3,0		0,94-1,01	12,0-14,3

Таблиця 8

Петрохімічні параметри магматичних асоціацій зон колізій (деструктивна обстановка) [9]

Типи колізій	ПКО – АКО (дуги Середземного моря)						
Петрохімічна серія	В <sub>K-Na, K</sub>			C <sub>K-Na, K</sub>			Л <sub>K-Na, K</sub>
Головна формація	Базальт-андезит-ріолітова, андезитова, андезит-ріолітова			Шошоніт-латитова з трахітами і ріолітами			Фонолітова
Головні породи	Базальти, андезити, дацити і ріоліти			Шошоніти, латити, трахіти і ріоліти			Анальциміти, фоноліти
Група порід	I	II	III	I	II	III	I
TiO <sub>2</sub>	0,70-1,28	0,66-0,74	0,46-0,70	0,86-1,15	0,69-0,80	0,07-1,03	0,39-1,03
K <sub>2</sub> O	0,89-2,69	1,57-3,14	2,30-5,10	2,15-4,89	4,25-4,99	4,38-7,86	1,19-6,78
K <sub>57.5</sub>		1,53			4,73		
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	3,69-5,97	5,17-6,31	6,39-8,80	6,98-8,01	7,65-8,50	7,90-11,10	2,95-11,50
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,31-0,56	0,43-0,87	0,58-1,32	2,30-1,57	1,43-1,70	0,91-3,65	0,28-1,43
FeO*/MgO	1,14-1,31	1,43-1,90	2,06-2,02	1,20-1,38	1,38-1,66	2,90-3,38	1,90-2,01

**Примітки:** ПКО – пасивна континентальна околиця, АКО – активна континентальна околиця.

Таблиця 9



Петрохімічні параметри магматичних асоціацій океанічних островів [9]  
типу «гаряча точка» (внутрішньоплитна обстановка)

Петрохімічна серія	T <sub>Na, K-Na</sub>			C <sub>K-Na</sub>			L <sub>K-Na</sub>	
Головна формація	Базальт-ісландит-ріолітова			Гавайт-трахітова, гавайт-муджіерит-ріолітова, трахіт-фонолітова, базальт-пантелеритова, базальт-комендитова			Нефелініт-тефритова	
Головні породи	Базальти, ісландити, ріоліти			Сублужні олівінові базальти, гавайти, муджіерити, трахіти, пантелерити			Нефелініти, тефрити, комендити, пантелерити, фоноліти	
Група порід	I	II	III	I	II	III	I	II
TiO <sub>2</sub>	2,0-3,57	1,90-4,20	0,08-0,60	2,4-3,0	0,5-1,2	0,09-0,30	2,3-5,3	1,67-1,74
K <sub>2</sub> O	1,92-4,51	0,84-5,50	3,62-4,70	1,0-2,1	2,8-4,2	3,80-4,96	0,9-2,69	2,91-2,96
K <sub>57,5</sub>		2,64			2,79			2,90
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	4,85-8,78	4,44-6,89	8,33-9,05	4,0-7,6	8,7-11,6	8,98-9,01	3,6-5,1	8,25-9,15
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,18-0,36	0,47-0,98	0,76-1,00	0,33-0,43	0,47-0,56	0,79-1,00	0,27-0,44	0,50-0,54
FeO*/MgO	0,61-1,62	1,72-1,95	1,55-1,82	1,74-3,12	4,87-12,00	4,9-5,8	1,09-1,55	2,1-2,0
FeO*/Mg <sub>57,5</sub>		1,89			4,87			2,21

Таблиця 10

Петрохімічні параметри магматичних асоціацій внутрішньоконтинентальних областей типу «гарячих точок» (внутрішньоплитна обстановка) [9]

Петрохімічна серія	T <sub>Na, K-Na</sub>	C <sub>Na, K-Na</sub>			L <sub>Na, K-Na</sub>		
Головна формація	Базальто-ва	Трахіт-трахіріоліт-комендитова, контрастна трахібазальт-трахіт-трахіріолітова			Трахібазальтова, нефрит-фонолітова, трахібазальт-пантелерит-комендитова		
Головні породи	Базальти	Сублужні базальти, гавайти, муджіерити	Трахіандезити, трахіти	Трахідацити, трахіріоліти	Нефелініти, олівінові тефрити, нефелінові трахібазальти	Фоноліти, лужні трахіти	Лужні трахіти, дацити, комендити, пантелерити
Група порід	I	I	II	III	I	II	III
TiO <sub>2</sub>	1,65-2,5	1,85-2,95	0,45-2,09	0,07-0,50	1,85-3,82	0,20-1,05	0,06-0,60
K <sub>2</sub> O	0,42-1,39	0,47-1,89	2,93-5,31	4,45-5,75	0,47-2,40	3,61-5,98	4,35-4,92
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	3,20-4,60	3,80-5,89	6,93-10,36	8,47-11,2	3,80-6,85	8,73-14,34	8,44-11,77
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,13-0,42	0,18-0,50	0,34-0,90	0,76-1,6	0,14-0,70	0,44-1,30	0,61-1,1
FeO*/MgO	1,6-5,7	3,2-4,6			0,9-2,4		

Вулканічні породи *ванністо-лужної* серії розвинуті в сучасних острівних дугах, на активних континентальних околицях континентів андійського та каліфорнійського типів і їхніх давніх аналогів. Характерними петрохімічними

особливостями є підвищена глиноземистість ( $Al_2O_3$  до 16–18%), недосиченість залізом, підвищений порівняно з толеїтами сумарний вміст заліза – коефіцієнт залізистості ( $f = 0,8–1,6 = (Fe_2O_3 + FeO) \times 100 / (Fe_2O_3 + FeO + MgO)$ ).

Вулканічні породи *лужнобазальтоїдної* серії характеризуються більш високим вмістом лугів. У серії виділяють два геохімічних типи: *власне лужнобазальтовий* і *шошонітовий*. Перший тип притаманний внутрішньоплитному магматизму (океанічні острови, трапи), континентальним рифтовим зонам та геодинамічним обстановкам каліфорнійського типу. Другий (шошонітовий) тип формується в тилу острівних дуг. В окрему *латитову серію* виділені середні ефузивні породи підвищеної лужності, які формуються в геодинамічних обстановках каліфорнійського типу і на активних континентальних околицях [14]. Від подібних порід інших серій вони відрізняються високим вмістом елементів групи заліза.

Вулканічні породи *лужної серії* відомі в континентальних рифтових зонах, в областях прояву внутрішньоплитного магматизму, а також у розвинених і зрілих острівних дугах. До них належать породи зі сумарною лужністю 6–7%.

Таблиця 11

Магматичні серії головних геодинамічних режимів океанів і континентів [9]

Серія	Геодинамічний режим	
	Розтяг	Стиск
Толейтова	Серединно-океанічні хребти Континентальні рифти Океанічні острови Трапи	Острівні дуги Активні континентальні окраїни
Вапнисто-лужна	–	Так само
К-На сублужна	Континентальні рифти Океанічні острови Трапи	Так само
Шошонітова К-На, К сублужна	Континентальні рифти Океанічні острови Трапи	Так само
Шошоніт- латитова К-лужна	Континентальні рифти	Острівні дуги Активні континентальні окраїни

Характерні відмінності геодинамічних обстановок за розповсюдження калію (табл. 12).

Таблиця 12

Класифікація островодужних магм за вмістом SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O [17]

Діапазон SiO <sub>2</sub>	Низькокалієві	Помірнокалієві	Висококалієві	Шошонітові
48	<0,3	0,3 - 1,2	1,2 - 1,6	>1,6
53	<0,6	0,6 - 1,6	1,6 - 2,5	>2,5
57	<0,8	0,8 - 1,9	1,9 - 3,3	>3,3
63	<1,0	1,0 - 2,4	2,4 - 4,0	>4,0

Породи *висококалієвих* серій переважають у комплексах гарячих точок континентів і океанів, у континентальних рифтах, у тилкових зонах активних околиць континентів та в колізійних поясах, тобто в породах початкових і завершальних фаз циклу Вільсона. *Низькокалієві* породи домінують у комплексах океанського та задугового спредингу, юних острівних дуг і океанічних плато. У комплексах трапів і зрілих дуг, у фронтальних поясах активних околиць континентів розповсюджені помірнокалієві вулканіти.

*Агпайтові* відміни найчастіше трапляються серед континентальних вулканітів гарячих точок, внутрішньоплитних рифтових зон і в тилкових поясах активних околиць континентів. *Ванністо-лужний* і *плюмазитові* типи розповсюджені в комплексах надсубдукційних обстановок. Плюмазитові типи переважно фіксуються серед ріолітів і ріодацитів.

Аналіз порід основного та середнього складу пов'язують із фракціонуванням кольорових мінералів і польових шпатів. Особливо це впливає на концентрації магнію та калію. В асоціаціях гарячих точок континентів і тилкових зон активних околиць уособлюються породи високої лужності, агпайтовості й ультрамагнезійності, які належать до *лампроїтової* асоціації.

Внутрішня неоднорідність асоціації юних острівних дуг має бімодальний розподіл серій ультрамагнезійних бонінітів і високомагнезійних низько- та помірнокалієвих порід.

Залежно від вмісту лугів *островодужні вулканіти* поділяють на три серії: толеїтову, вапнисто-лужну та шошонітову. Т.І. Фролова та І.О. Бурикова [6] пропонують таку класифікацію вулканічних серій, яка представлена на рис. 4.

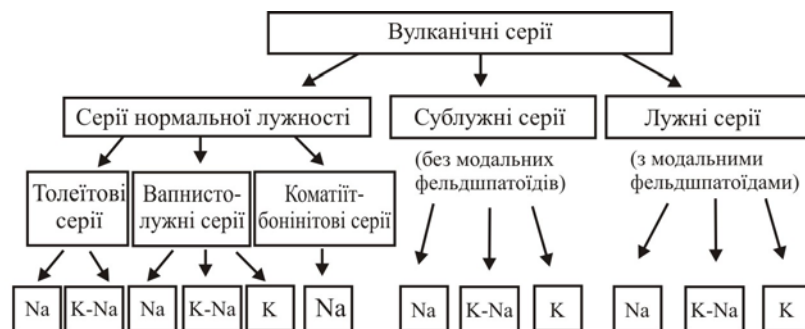


Рис. 4. Класифікаційна петрохімічна діаграма вулканічних серій [6, 15], зі спрощеннями. Умовні позначення: підтипи серій Na – натрієва, K-Na – калієво-натрієва, K – калієва.

Вулканіти цих серій утворюють в просторі ряди, які повторюються закономірно: на мінімальній відстані від осі глибоководного жолоба формуються породи толеїтової серії, вони поступово заміщуються вапнисто-лужними вулканітами, на максимальній відстані від жолоба з'являються сублужні, лужні та власне шошонітові вулканіти. За ступенем зрілості й характеру кори прийнято виділяти три типи острівних дуг: юні, розвинені, зрілі. Юні дуги – це внутрішньоокеанічні дуги, які закладаються на корі океанічного типу. Вони характеризуються розвитком толеїтового, вапнисто-лужного, сублужного натрієвого і калієво-натрієвого магматизму. Розвинені острівні дуги – це периферійні до континентів острівні дуги зі субконтинентальним і континентальним типами кори. Вони репрезентовані толеїтовими, вапнисто-лужними і сублужними серіями. *Зрілі острівні дуги* мають в основі зрілу континентальну кору. В цих дугах невідомі породи толеїтової серії. Широкий розвиток мають вапнисто-лужні, сублужні, лужні серії. Вапнисто-лужна серія характерна для острівних дуг (Японські, Алеутські, Ліпарські острови). *Сублужна серія* трапляється на океанічних островах (острів Св. Олени), на острівних дугах поблизу континентів (Курильські острови, Камчатка), в зонах континентальних рифтів (Байкальсько-Монгольська рифтова зона), в зонах океанічних рифтів (Серединно-Атлантичний рифт). *Лужна серія* репрезентує

внутрішньоплитні вулканічні обстановки в океанах і на континентах, у рифтах на континентах, у тилкових розсувних зонах острівних дуг і окраїнно-континентальних поясів.

Петрохімічні параметри магматичних порід детально проаналізовано для деяких типів порід, зокрема для базальтів і гранітоїдів. Типові петрохімічні характеристики базальтів наведені в табл.13 [5, 9].

Таблиця 13

Типові петрохімічні характеристики для класифікації базальтів [5, 9]

Характеристика	Значення
$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (ваг.%)	>4 Натрієва серія 1–4 Калієво-натрієва серія <1 калієвая серія
$\text{al}' = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$ (ваг.%) коефіцієнт глиноземистості	<0,75 низькоглиноземисті 0,75–1 - помірно-глиноземисті 1–2 – високоглиноземисті
$\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$	<0,8 >0,8
$f' = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ фемічність	<16 лейкократові 16–21 мезократові 21–23 меланократові
$A = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	
$S = \text{SiO}_2 - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2)$	

Вулканіти толейтової серії розповсюджені в серединноокеанічних хребтах на дні океанів (див. табл. 4), у давніх офіолітових комплексах, у фронтальних частинах острівних дуг (див. табл. 6), у континентальних рифтових зонах (див. табл. 5), в областях внутрішньоплитного магматизму (див. табл. 9–10) [9]. Толейтові базальти океанічних рифтів неоднорідні в петрохімічному аспекті. Відповідно до цього виділено два типи толейтових базальтів (N- і (P)E-типи). Відомі також базальти з проміжними між N- і (P)E-типами петрохімічними характеристиками. Вони отримали назву T-тип. Базальти N-типу є найпримітивніші деплітовані. Вони мають найнижчий вміст калію (до 0,2%). Базальти T-типу (перехідного), порівняно з деплітованими, містять у 2–3 рази більше калію. Базальти (P)E-типу найбільш збагачені породи океанічних рифтів. У них калію в 5–7 разів більше, ніж у базальтах N-типу. Низькі

концентрації елементів групи заліза є провідною ознакою толеїтових базальтів. М.І. Кузьмін [4, 9] назвав їх низько-хромисто-нікелевими толеїтовими базальтами.

Співвідношення обсягів вказаних вище типів базальтів в океанічних рифтах поки що невідомі. За результатами опробування можна зробити висновки про їхнє площадне розповсюдження. У Східно-Тихоокеанському хребті перевагу мають базальти N-типу. У Серединно-Атлантичному хребті ситуація інша: в одних сегментах розвинуті в основному базальти N-типу (хребти Америко-Антарктичний та Рейк'янес), в інших – базальти T-типу (Африко-Антарктичний хребет), у третій кількості базальтів N- і T-типів приблизно однакові, в четвертих – трапляються всі три типи (хребти Мона й Африко-Антарктичний).

Результати петрохімічного і, в цілому, петрологічного вивчення магматичних порід дають змогу дослідити такі важливі характеристики магматичного процесу, як моделювання магматичного вогнища і глибина магмогенерації, ступінь часткового плавлення й інтенсивність теплового потоку, P-T-умови диференціації. Ці параметри характеризують генезис магматичних утворень і геодинаміку їхнього становлення. У зв'язку з цим у сучасній геології однією з фундаментальних складових є виділення генетичних типів гранітоїдів і їхня геодинамічна інтерпретація.

Серед гранітоїдів виділяють різні типи.

Гранітоїди *толеїтового* ряду (O-гранітоїди) є кислими похідними (O<sub>1</sub>-плагіогранітами) толеїтової мантії. Зазвичай масиви цього типу мають маленькі розміри і локалізуються в породах офіолітових комплексів. Головна їх петрохімічна особливість – низький вміст K<sub>2</sub>O, CaO, нерідко високий вміст Na<sub>2</sub>O.

Гранітоїди *андезитового* ряду (O<sub>2</sub>-плагіограніти) формуються в зонах субдукції в тилкових частинах острівних дуг на континентальній околиці. Вони характеризуються більш низькими вмістами і вищими – CaO. Їм притаманна швидше вапнисто-лужна серіальність, ніж толеїтова.

Гранітоїди *енсиматичних острівних дуг* (М-плагіограніти) мають нижчий, ніж О-тип,  $\text{Na}_2\text{O}$  та помітно вищий вміст  $\text{K}_2\text{O}$ . У М-гранітах і в кислих вулканітах океанічних острівних дуг часто фіксується високий вміст  $\text{CaO}$ . Протерозойський габро-тоналіт-трондьємітовий комплекс Каланті є світовим стандартом вапнисто-лужної плутонічної асоціації.

Гранітоїди *енсіалічних острівних дуг* і активних континентальних околиць мають найбільше різноманіття. Найпотужніший гранітоїдний магматизм проявлений у областях взаємодії океан–континент і континент–континент. Для цих зон характерні протяжні ланцюги батолітових інтрузій, складених гранітоїдами І- та S-типу. І-гранітоїди пов'язані зі субдукцією океанічних плит під континентальні. S-гранітоїди розвиваються в зонах колізії континентальних плит. І-гранітоїди зазвичай розвиваються до S-гранітоїдів. S-гранітоїди – коровими утвореннями, які виникли при анатексисі парапорід (*S-sedimentary*) переважно глинистого складу. І-гранітоїди також утворилися при частковому плавленні кори, але джерелом магм були в цьому випадку вивержені (*I-igneons*) породи основного або середнього складу. S-гранітоїди – це пересичені глиноземом корунднормативні породи. І-гранітоїди належать до нормального ряду порід і мають вміст нормативного діопсиду. S-гранітоїди – це малокальцієві породи, І-гранітоїди характеризуються нормальним або підвищеним вмістом  $\text{CaO}$ . S-гранітоїди мають різке перевищення калію над натрієм. І-гранітоїди належать до серій порід із нижчим відношенням  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ . У S-гранітоїдах встановлюється нижчий ступінь окисленості заліза, ніж у І-гранітоїдах.

Гранітоїди *анорогенні* (А-типу, тобто внутрішньоплитні, які сформувалися в умовах стабілізованої континентальної кори) виділені в Австралії. Ці граніти мають сталі особливості хімічного складу. Вони мають високу відносну залізистість, яка рідко опускається нижче 0,8. Вони характеризуються високим вмістом лугів при порівняно низькій глиноземистості. Слід відзначити низький вміст  $\text{CaO}$ . А-гранітоїди поділяють на два підтипи: агпайтові, тобто лужні, та сублужні породи. Прикладом

сублужних А-гранітів є рапаківі Балтійського щита. Від лужних гранітів рапаківі відрізняються яскраво вираженою калієвою спеціалізацією при дещо низькому (на 0,5–1,0%) сумарному вмісті лугів. Середній коефіцієнт  $K/Na+K$  у гранітах рапаківі становить 0,53, а в лужних гранітах – 0,40. За іншими петрохімічними особливостями граніти рапаківі близькі до лужних гранітів.

Вивчення петрохімічних параметрів магматичних порід дає змогу вирішити такі завдання: 1) Класифікація магматичних порід. На основі співвідношень головних елементів можна класифікувати групи порід загалом і окремі групи порід (гранітоїди, вулканіти основного складу). 2) Виділення магматичних серій. Найчастіше виділяють толейтову, вапнисто-лужну та лужну серії, кожна з яких має свій спектр геодинамічних обстановок. 3) Вивчення особливостей еволюції магматичних порід. Для наочного відображення змін складу породних серій часто використовують бінарні варіаційні діаграми та мультиелементні діаграми. 4) Визначення геодинамічних обстановок магматичних порід. Особливості розподілу петрогенних елементів у деяких групах порід (базальтоїди, гранітоїди) дає змогу виділити геодинамічні обстановки їхнього формування. Для цього часто використовують низку подвійних і потрійних діаграм.

#### Список використаної літератури

1. *Вистелиус А.Б., Иванов Д.Н., Романова М.А.* О региональном окислительно-восстановительном режиме кристаллизации мезозойских гранитоидов севера Восточной Азии. Докл. АН СССР. 1983. Т.268, № 1. С.147–151.
2. Вопросы петрохимии. Материалы к совещанию. Л.:Изд-во. ВСЕГЕИ и НТО Горное, 1969.
3. *Ефремова С.В., Стафеев К.Г.* Петрохимические методы исследования горных пород: справ. пособие. М.: Недра, 1985. 511 с.
4. Интерпретация геохимических данных: учеб. пособие / В. Складов и др.; под ред. Е. В. Складова. М: Интернет Инжиниринг, 2001. 288 с.



5. Классификация и номенклатура магматических горных пород: справ. пособие / О.А. Богатиков, В.И. Гоньшакова, С.В. Ефремова и др. М.: Недра 1981.160 с.
6. *Короновский Н.В. Демина Л.И.* Магматизм как индикатор геодинамических обстановок: учебн. пособие. М.: КДУ, 2011. 234 с.
7. *Куно Ч.* Серии изверженных пород /в кн.: Химия земной коры. Т.2. М., 1964. С.107–121.
8. Магматические формации СССР. Т.1/ В.Л. Масайтис, В.Н. Москалева, Н.А. Румянцева и др. Л.: Недра, 1979. 318 с.
9. Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли / отв. ред. В.И.Коваленко. Т.6. М.: Наука, 1987. 438 с.
10. *Машкин М.А.* К вопросу петрохимии и первичного состава метаморфических комплексов Алданского щита / В кн.: Метаморфизм раннего докембрия. Апатиты, 1979. С.58–60.
11. Методика геодинамического анализа при геологическом картировании / под ред. Н.В.Межеловского. М.: Недра, 1991. 204 с.
12. Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР / Н.П.Семененко, Н.И. Головкин, Г.В.Жуков и др. К.: Изд-во АН УССР, 1956. 536 с.
13. *Предовский А.А.* Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
14. *Таусон Л. В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
15. *Фролова Т.И.Бурикова И.А.* Магматические формации современных тектонических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 319 с.
16. *Щукин С.И.* О возможности применения коэффициента окисленности железа для классификации вулканогенных пород // Геохимия. 1963. №8. С. 759–766.
17. *Gill J.B.* Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin; N.Y.: Springer, 1981. 389 p.

18. *Rittmann A.* Note the serial character of igneous rocks. Egyptian Journ. Geol, 1957. Vol.1. P.23–48.

19. *Peacock M.A.* Classification of igneous rock series // J.Geol. 1931. Vol.39. №1. P. 54–67.