

ТИПІЗАЦІЯ ГРАНІТОЇДНИХ УТВОРЕНЬ ТА ЇХ РУДОНОСНІСТЬ

О.В. Грінченко¹, С.М. Бондаренко², В.С. Сидорчук³

(Рекомендовано д-ром геол.-мінерал. наук С.Г. Кривдіком)

¹ Київський національний університет імені Тараса Шевченка, ННІ «Інститут геології», Київ, Україна, E-mail: alexgrin@univ.kiev.ua
Кандидат геологічних наук, доцент.

² Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення НАН України, Київ, Україна, E-mail: sbond@igmof.gov.ua
Кандидат геологічних наук, старший науковий співробітник.

³ Київський національний університет імені Тараса Шевченка, ННІ «Інститут геології», Київ, Україна, E-mail: sydvit@gmail.com
Аспірант.

У статті надаються відомості про проблеми типізації гранітоїдних утворень та їх можливого металогенічного навантаження. Серед існуючих принципів класифікації найбільш прийнятною з погляду металогенії залишається міжнародна типізація гранітів з виділенням І- та S-типів, що була запропонована австралійськими вченими В.В. Chappell, А.Д.Р. White [Chappell, White, 2001]. Вона певним чином відповідає принципам регіональної класифікації, що була запропонована І.Б. Щербаковим [Щербаков, 2005] для типізації гранітоїдів Українського щита з виділенням апобазитової та апопелітової серій гранітів.

Згідно з класифікацією В.В. Chappell, А.Д.Р. White, орогенні граніти можуть бути розподілені на підставі складу протоліту на продукти плавлення переважно вивержених (І-тип) або осадових (S-тип) материнських порід. До гранітоїдів І-типу відносяться відміни, які змінюються за складом від тоналітів (кварц-діоритів) до гранодіоритів та характеризуються присутністю біотиту, сфену, амфіболу, клінопіроксену в якості залізо-магнезійних мінералів та магнетиту. Гранітоїдні утворення S-типу відповідають за складом різновидам від адамелітів (кварц-монзонітів) до гранітів і характеризуються присутністю мусковіту і червоно-коричневого (багатого на Ti) біотиту та зазвичай гранату, кордіериту. Акцесорні фази представлені монацитом, уранінітом та ільменітом.

Серед найважливіших параметрів, які можуть впливати на металогенічну спеціалізацію гранітоїдних комплексів, визначаються: тип гранітного протоліту; можливий тренд еволюції складу; ступінь фракціювання; стан окиснення.

Ключові слова: граніти, типізація, мінералізація.

TYPIFICATION OF GRANITIC FORMATIONS AND THEIR ORE CONTENT

O.V. Grinchenko¹, S.M. Bondarenko², V.S. Sydorchuk³

(Recommended by doctor of geological-mineralogical sciences S.G. Kryvdik)

¹ Taras Shevchenko National University of Kyiv, Institute of Geology, Kyiv, Ukraine, E-mail: alexgrin@univ.kiev.ua
Candidate of geological-mineralogical sciences, associate professor.

² Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine, E-mail: sbond@igmof.gov.ua
Candidate of geological sciences, senior research scientist.

³ Taras Shevchenko National University of Kyiv, Institute of Geology, Kyiv, Ukraine, E-mail: sydvit@gmail.com
Post-graduate student.

© О.В. Грінченко, С.М. Бондаренко, В.С. Сидорчук, 2016

This paper discusses the data on problems of typification of granitic formations and their possible metallogenic content. Among existing principles of classification the most useful as to metallogenic point of view is an international typification of granites with distinguishing I- and S-types which has been offered by Australian scientists B.W. Chappell and A.J.R. White [Chappell, White, 2001]. It definitely corresponds to the principles of regional classification proposed by I.B. Shcherbakov [Shcherbakov, 2005] for typification of granitoids of the Ukrainian Shield with distinguishing apobasitic and apopelitic suites of granites.

According to classification of B.W. Chappell, A.J.R. White, orogenic granites can be subdivided on the basis of protolytith composition into melt products of predominantly igneous (I-type) or sedimentary (S-type) parent rocks. I-type granitoids comprise varieties ranging in composition from tonalites (quartz-diorites) to granodiorites and are characterized by the presence of biotite, sphene, amphibole, clinopyroxene as iron-magnezian mineral, and magnetite. Granitic formations of S-type correspond in composition to varieties from adamellites (quartz-monzonites) to granites and are characterized by presence of muscovite and red-brown (Ti-rich) biotite and commonly garnet and cordierite. Accessory phases are presented by monazite, uraninite and ilmenite.

Among the major parameters which can influence metallogenic specialization of granitic complexes are following: type of granite protolytith; possible trend of evolution of composition; fractionation degree; oxidation state.

Key words: granites, typification, mineralization.

ТИПИЗАЦИЯ ГРАНИТОИДНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

А.В. Гринченко¹, С.Н. Бондаренко², В.С. Сидорчук³

(Рекомендовано д-ром геол.-минерал. наук С.Г. Кривдиком)

¹ *Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, УНИ «Институт геологии», Киев, Украина, E-mail: alexgrin@univ.kiev.ua
Кандидат геологических наук, доцент.*

² *Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, Киев, Украина, E-mail: sbond@igmof.gov.ua
Кандидат геологических наук, старший научный сотрудник.*

³ *Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, УНИ «Институт геологии», Киев, Украина, E-mail: sydvit@gmail.com
Аспирант.*

В статье приводятся сведения о проблемах типизации гранитоидных образований и их возможной металлогенической нагрузки. Среди существующих принципов классификации наиболее приемлемой с точки зрения металлогении остается международная типизация гранитов с выделением I- и S-типов, которая была предложена австралийскими учеными B.W. Chappell, A.J.R. White [Chappell, White, 2001]. Она определенным образом отвечает принципам региональной классификации, которая была предложена И.Б. Щербаковым [Щербаков, 2005] для типизации гранитоидов Украинского щита с выделением апобазитовой и апопелитовой серий гранитов.

Согласно классификации B.W. Chappell, A.J.R. White, орогенные граниты могут быть подразделены на основе состава протолита на продукты плавления преимущественно изверженных (I-тип) или осадочных (S-тип) материнских пород. К гранитоидам I-типа относятся разновидности, которые изменяются по составу от тоналитов (кварц-диоритов) до гранодиоритов и характеризуются присутствием биотита, сфена, амфибола, клинопироксена в качестве железомagneзиальных минералов и магнетита. Гранитоидные образования S-типа соответствуют по составу разновидностям от адамелитов (кварц-монзонитов) до гранитов и характеризуются присутствием мусковита и красно-коричневого (богатого на Ti) биотита и часто граната и кордиерита. Акцессорные фазы представлены монацитом, уранинитом и ильменитом.

Среди важнейших параметров, которые могут влиять на металлогеническую специализацию гранитоидных комплексов, выделяются такие: тип гранитного протолита; возможный тренд эволюции состава; степень фракционирования; состояние окисления.

Ключевые слова: граниты, типизация, минерализация.

Гранітні утворення розглядаються багатьма дослідниками як унікальні утворення Землі. Присутність їх у складі континентів істотно відрізняє Землю від інших планет Сонячної системи [Махлаев, 1999; Bonin et al., 2002]. Така ж різноманітність спостерігається і для вікових характеристик гранітів – події гранітоутворення встановлюються починаючи з раннього архею (і навіть хадею) до фанерозою. Вважається, що гранітоїди можуть формуватися у широкому діапазоні геодинамічних обстановок – від умов орогенезу (акреційно-колізійних орогенів) до внутрішньоплітних (внутрішньокорових та анорогенних) обстановок. Кислі магми можуть кристалізуватися на глибині з формуванням цілого спектра гірських порід – від натрієвих тоналітів до калієвих гранітів, а також вилитися на земну поверхню з генерацією вулканічних утворень кислого складу – від дацитів до ріолітів. Більшість гранітних утворень просторово розташована в межах континентальної кори Землі. Проте незначна кількість гранітоїдів була встановлена у складі окремих структур океанічної кори (океанічні плато), де гранітні розплави розглядаються як найбільш кінцеві продукти кристалізаційної диференціації мафітових магм. Деякі відміни кислих порід були встановлені навіть у складі офіолітових комплексів, які розглядаються в якості збережених утворень древньої океанічної кори.

Гранітоїдні магми, які просторово розташовані переважно в межах верхнього та середнього шарів континентальної кори, не можуть бути безпосередньо продуковані з перидотитової речовини верхньої мантії. Тому формування континентальної кори розглядається як процес, який відбувається у декілька стадій. На першій стадії здійснюється генерація базальтової магми при плавленні перидотитової речовини верхньої мантії. На другій – внаслідок процесів фракційної кристалізації або безпосереднього плавлення основних порід відбувається формування більш диференційованих відмін (андезитів, ріолітів та ін.), з яких переважно й складається континентальна кора Землі (валовий склад кори відповідає андезитовому – 61% Si₂O) [Hawkesworth et al., 2010]. Продукти другої стадії можуть згодом зазнавати подальшу диференціацію в ході

одного або декількох циклів «внутрішньокорового плавлення», що в кінцевому результаті призводить до формування найбільш кислих відмін порід та стабілізації (кратонізації) ділянок континентальної кори.

Незважаючи на те, що саме гранітоїди є найбільш «характерним» типом серед порід континентальної кори, питання про можливий генезис гранітних утворень все ще залишаються актуальними серед геологічних досліджень. Так, починаючи ще з публікації класичної праці Н.Н. Read «Granites and Granites» [Read, 1948], було сформульовано та все ще залишається актуальним (особливо на територіях країн, що входили до складу колишнього Радянського Союзу) уявлення про існування двох можливих процесів гранітоутворення – магматичного та метасоматичного (гранітизація) генезису гранітів.

Гіпотеза магматичного генезису гранітоїдів була вперше обґрунтована та набула широкого визнання після проведення експериментальних досліджень, які підтвердили можливість формування гранітного розплаву при процесах часткового (інконгруентного) плавлення. Ранні гіпотези формування гранітної магми, особливо для магм, які генеруються у межах кори (умови внутрішньокорового плавлення), ґрунтувалися на загальній концепції метаморфізму, відповідно до якої корові породи зазнавали послідовне занурення (поховання) зі збільшенням температури середовища гранітоутворення. Додаткове привнесення водного флюїду (модель водонасиченого плавлення) призводило до формування магматичного розплаву за рахунок зниження температури ліквідусу. Проте пізніше було встановлено, що формування гранітного розплаву може відбуватися й за відсутності вільного водного флюїду при процесах дегідративного плавлення [Patino Douce, 1999]. Відповідно до моделі дегідратаційного (безфлюїдного) плавлення, процеси вивільнення водного флюїду відбуваються при руйнуванні гідроксилвміщуючих мінералів (амфібол, біотит, мусковіт). Осадкові (переважно пелітові) породи можуть містити значну кількість гідроксилвміщуючих мінералів (до 30-50% від загального об'єму порід), які в умовах перевищення температур інконгруентного плавлення (зазвичай

~720°C та ~820°C, відповідно для мусковіту і біотиту) можуть призвести до формування значних об'ємів анатектичних гранітоїдних розплавів. Інші різновиди порід також можуть зазнавати процесів інконгруентного плавлення. Метаандезити починають плавитися в інтервалі температур від 750°C до 800°C, в той час як амфіболіти зазнають процесів плавлення на рубежі ~850°C з формуванням розплавів переважно тоналітового складу. При підвищенні температури до межі близько ~925°C (в умовах загального вичерпання більшості гідроксилвміщуючих мінералів) швидкість генерації розплаву суттєво знижується, до того ж склад магматичного розплаву більше не буде відповідати гранітному. Варто зазначити, що для можливого прояву процесів дегідратаційного плавлення вирішальна роль надається присутності гідроксилвміщуючих мінералів, дуже поширених у межах осадово-вулканогенних товщ зрілої континентальної кори.

Згідно з альтернативною концепцією, процес формування гранітоїдних розплавів може бути результатом перетворення порід океанічної кори під дією фільтруючих високотемпературних кременисто-лужних флюїдів в умовах відкритої системи. Модель «гранітизації як магматичного заміщення» у найбільш повному її вигляді була розроблена Д.С. Коржинським ще у 1952 р. Відповідно до моделі гранітизації, формування гранітоїдів відбувається при інфільтраційному впливі флюїдів, які привносять у вміщуючі породи луги, кремнезем та виносять Ca, Mg, Fe, які в подальшому розсіюються або перевідкладаються далеко за межами зон гранітизації, формуючи зони базифікації. Вважається, що гранітизація відбувається при температурних параметрах 650-900°C та тисках 5-10 кбар на піковій стадії метаморфізму й на початку регресивної стадії [Ходоревская, 2004]. В той же час варто зазначити, що модель гранітизації Д.С. Коржинського й дотепер не отримала світового визнання. Практично немає переконливих даних про можливі джерела гранітизуючих флюїдів, їх вік та еволюцію складу гранітизуючих флюїдів. Слабо вивчена проблема походження базифікатів та можливого взаємозв'язку між процесами гранітизації та проявами базифікації.

Еволюційний розвиток Землі у часі, який визначався головним чином шляхом поступового зниження загального геотермального градієнта, повинен був призводити до змін геодинамічних умов та переважних процесів формування гранітів. Зміна теплових і геодинамічних умов Землі мала безпосередній вплив на тип первинної (материнської) речовини, яка зазнавала плавлення, склад похідних магматичних розплавів та інтенсивність процесів відокремлення розплавів від материнського джерела [Herzberg et al., 2010]. Так, для архейського періоду є характерним формування тоналіт-тронд'еміт-гранодіоритових (ТТГ) асоціацій. Серед різних гіпотез генезису ТТГ-асоціацій на даний час особливу популярність набула гіпотеза часткового (інконгруентного) плавлення метабазитів. Відповідно до неї, вода, яка зв'язана у водомістких мінералах океанічної кори, таких як серпентин, амфібол, хлорит, епідот, біотит та ін., вивільняється при реакціях дегідратації і, знижуючи температури плавлення порід, стимулює утворення розплаву ТТГ-складу. В подальшому може відбуватися відокремлення розплаву від тугоплавкого реститу та його підйом на верхні рівні кори з формуванням гранітоїдних масивів, або розплав може залишатися «in situ» у вигляді лейкосоми мігматитів.

Протерозойський період еволюції Землі характеризувався суттєвим зменшенням загального температурного градієнта (після границі архей – протерозой), збільшенням площі стабільних ділянок континентальної кори з накопиченням потужних осадових товщ. Процеси гранітоутворення могли відбуватися як на границях літосферних плит (стабілізованих архейських мікроконтинентів), так і в умовах внутрішньоплитних обстановок – при процесах внутрішньокорового плавлення або закладання структур розтягування рифтогенного типу. Прояви внутрішньокорового плавлення в межах континентальної кори були обумовлені проявами процесів базальтового андерплейтінгу (від англ. «underplating» – підстеляння) – накопичення продуктів плавлення мантії речовини в подошві кори. Процеси андерплейтінгу базальтів, в свою чергу, могли призводити до локального підвищення геотермального градієнта у вищезалігаючих

товщах, створення умов, сприятливих для інконгруентного плавлення за участю гідроксилвміщуючих мінералів. Вивільнення водного флюїду спричиняло процеси часткового плавлення вміщуючих осадово-вулканогенних товщ з формуванням переважно двопольовошпатових відмін гранітоїдів (калієвий тренд протерозойських гранітів) [Taylor, McLennan, 2009]. В свою чергу, на границях архейських літосферних плит (архейських мікроконтинентів) також могли проявлятися процеси гранітоутворення. Формування гранітів відбувалося при процесах латерального нарощування континентальної кори в геодинамічних умовах акреційного та колізійного орогенезу.

Різноманітність геодинамічних умов формування гранітних утворень як у просторі, так і у часі призвела до створення численних схем класифікацій. До того ж той факт, що в процесі своєї еволюції гранітна магма своєрідним чином «очищує» свій склад при процесах кристалізаційного фракціонування і відокремлення залишкових розплавів, наближаючись до загального термального мінімуму або евтектики у системі $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – KAlSi_3O_8 – SiO_2 , накладає додаткові обмеження на спроби встановлення ймовірного першоджерела та геодинамічних умов формування гранітоїдних комплексів. Проте загальне збереження деяких типоморфних мінералого-петрохімічних ознак все ж таки дає можливість проведення типізації гранітоїдних утворень та її використання при прогнозі металогенічного навантаження гранітоїдних комплексів.

Варто зазначити, що спроби класифікації гранітів Українського щита (УЩ) на підставі різноманітних петрологічних та генетичних побудов наведені в численних роботах – І.Б. Щербакова із співавторами [Щербаков и др., 1984]; К.Ю. Єсипчука [Єсипчук, 1988]; М.І. Толстого із співавторами [Толстой та ін., 2003] та ін. Деякі публікації висвітлюють питання про металогенічну спеціалізацію гранітоїдних комплексів щита [Єсипчук и др., 1990, 1993]. В той же час інформації, яка б вказувала на певні загальні особливості поведінки рудогенних елементів у різних типах гранітоїдних утворень УЩ, обмаль. Саме застосування принципів типізації кислих відмін порід для можливого

прогнозу металогенічного навантаження гранітоїдних комплексів все ще залишається актуальним питанням сьогодення.

Серед багатьох схем класифікації, що були запропоновані для гранітних порід, найбільш прийнятною з погляду металогенічного прогнозу є схема розподілу гранітів на І- та S-типи, яка була надана у роботі В.В. Chappell, A.J.R. White [Chappell, White, 2001] і певним чином відповідає класифікації з виділенням апобазитової та апопелітової серій гранітоїдів за мінералого-геохімічною типізацією І.Б. Щербакова, запропонованою для гранітоїдів УЩ [Щербаков, 2005]. Відповідно до класифікації В.В. Chappell, A.J.R. White, орогенні граніти можуть бути розподілені на основі складу протоліту – продукту плавлення переважно вивержених (І-тип) або осадових (S-тип) материнських порід. Загалом, граніти І-типу відповідають за складом різновидам від тоналітів (або кварц-діоритів) до гранодіоритів, тоді як гранітоїди S-типу за складом відповідають різновидам порід від адамелітів (або кварц-монзонітів) до гранітів. Граніти І-типу мають тенденцію бути більше окисненими (високі значення фугітивності кисню $f\text{O}_2$) у порівнянні з гранітами S-типу, магми яких характеризуються переважанням відновних умов при їх формуванні завдяки присутності вуглецевої (графітової) речовини в материнських для них породах. Приблизне значення стану окиснення гранітних магм може бути отримане на підставі визначення $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ по гірській породі в цілому, яке ефективно реєструє значення співвідношення окисне/закисне залізо.

Загалом, граніти І-типу, що були сформовані з метамагматичного джерела, характеризуються присутністю залізо-магнезіальних мінералів – біотиту, сфену, амфіболу, клінопіроксену та акцесорного магнетиту. За міжнародною класифікацією вони відносяться до метаглиноземистих ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < \text{Al}_2\text{O}_3 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$) або слабо перглиноземистих утворень, є відносно натрієвими і характеризуються широким діапазоном вмісту кремнезему (56-77% SiO_2). Для гранітів S-типу, які були сформовані з осадового субстрату, характерними ознаками є присутність мусковіту і червоно-коричневого (багатого на Ti) біотиту та

зазвичай гранату, кордієриту в якості залізо-магnezіальних мінералів. Акцесорні фази представлені монацитом, уранінітом та ільменітом. Ці граніти є суттєво перглиноземистими ($Al_2O_3 > Na_2O + K_2O + CaO$) і відносно калієвими, з більшими значеннями вмісту кремнезему (64-77% SiO_2). В подальшому були спроби дещо вдосконалити запропоновану класифікацію шляхом розширення переліку різновидів гранітоїдів – граніти М-типу (від англ. mantle – мантійний) та А-типу (анорогенні граніти) та граніти С-типу (чарнокіти). Проте тільки граніти А-типу, які є відносно калієвими, характеризуються високими значеннями $Fe/(Fe+Mg)$ та підвищеною концентрацією високовалентних елементів – Zr, Ta-Nb, TRR (навіть до формування родовищ), набули широкої популярності у використанні поряд із раніше запропонованими різновидами гранітів І- та S-типів.

Варто зазначити, що, загалом, у докембрійській історії еволюції Землі були надійно встановлені прояви принаймні семи вікових етапів гранітоутворення (3300, 2700, 2680, 2500, 2100, 1900 и 1100 Ma), що були визначені з використанням класичних методів геохронологічного датування (метод TIMS – Thermal ionization mass spectrometry) [Condie et al., 2009]. На УЩ, загалом, виділяються принаймні три епохи/етапи гранітоутворення з віковими межами 3,0-2,6 Ga; 2,1-2,0 Ga та 1,8-1,75 Ga. Гранітоїди першої архейської епохи найбільше представлені (найбільш збережені) на території типової граніт-зеленокам'яної області Середнього Придніпров'я. Ця епоха характеризується великим поширенням натрієвих відмін гранітоїдів (плагіограніти дніпропетровського та саксаганського комплексів). Формування калієвошпатових гранітів (калієві граніти мокромосковського та токівського комплексів), відбувалося, як вважається, внаслідок переробки речовини первинних плагіогранітів [Щербаков, 2005].

Загалом, гранітоїдні утворення І-типу (апобазитова серія) зіставляються з плагіогранітними комплексами архейського віку, дуже поширеними у межах граніт-зеленокам'яних областей. Калієві відміни також трапляються в межах архейських областей, але, судячи з результатів аналізу складу

архейських осадових порід, площа їх поширення становила менше ніж 10% від площі поверхні, яка зазнала ерозії в цей час (більша частина площі поверхні була складена ТТГ-комплексами) [Taylor, McLennan, 2009].

Гранітоїдні утворення другої епохи (2,1-2,0 Ga) набули широкого поширення як у глобальному аспекті, так і в межах УЩ. Переважання калієвих відмін гранітоїдів є характерною ознакою цієї епохи гранітоутворення. Після вікової границі 2500 Ma, яка приймається в якості межі між археем та протерозоем, зміна геотермального режиму Землі (зменшення магматичної активності) та сприятливі умови накопичення потужних товщ осадових порід обумовили широке розповсюдження калієвих відмін порід (гранітоїди S-типу, апопелітова серія), які формувалися при процесах ультраметаморфічних перетворень первинно-осадових товщ.

Рапаківігранітні комплекси УЩ можуть бути віднесені до проявів третьої епохи гранітоутворення (1,8-1,75 Ga). Вважається, що формування цих гранітоїдних утворень сублужного складу могло відбуватися в анорогенних умовах при процесах взаємодії базитових розплавів мантійно-нижньокорового походження з верхньокоровою речовиною [Митрохин, 2011]. Варто зазначити, що деякі дослідники відносять породи сублужного складу до гранітоїдів А-типу, характеризуючи їх як такі, що були сформовані по безводному субстрату (anhydrous) підвищеної лужності (alkaline) анорогенні (anorogenic) утворення.

Слід також відмітити, що серед гранітоїдних утворень УЩ найбільш поширені автохтонні утворення, формування яких відбувалося при процесах ультраметаморфічних перетворень в умовах амфіболітової та гранулітової фацій метаморфізму. За класифікацією І.Б. Щербакова, серед гранітоїдних утворень ультраметаморфогенного генезису можуть бути виділені як прогресивні, так і регресивні відміни. Прогресивне гранітоутворення відбувається за умов прогресивного метаморфізму вулканогенно-осадових товщ з формуванням гранітоїдних утворень на стадії ультраметаморфічних перетворень. Тому серед прогресивних утворень можуть бути виділені не тільки апопелітові, а й апобазитові відміни, які відповідають

гранітам S- та I-типів. Можливість застосування генетичної класифікації (S- та I-типів) до гранітоїдних утворень ультраметаморфогенного генезису були обґрунтовані як у роботах закордонних [White, Chappell, 1977], так і українських дослідників [Щербаков, 2005]. В межах УЩ типовими регіонами поширення прогресивних гранітів можуть вважатися Інгульський та Волинський мегаблоки.

Регресивні граніти, як вважається, формувалися шляхом діафоринної переробки більш високометаморфізованих відмін порід в умовах зниження значень p, t -параметрів. Проте залишається відкритим питання про можливе джерело «флюсувального» компонента, необхідного для протікання процесів гранітоутворення (зниження температури ліквідусу). За уявленнями І.Б. Щербакова, формування регресивних відмін гранітів відбувається в умовах декомпресії – виходу гранулітових відмін порід на рівень амфіболітової фації. В той же час існує й альтернативна гіпотеза формування гранітів по породах, збіднених на флюсувальні компоненти – гіпотеза гранітоутворення при процесах «водного нагнітання» [Sawyer, 2010]. Регресивні відміни гранітоїдних порід найбільше представлені у межах Росинсько-Тикицького та Дністровсько-Бузького мегаблоків УЩ.

Принцип розподілу гранітів на типи (або серії) дозволяє використовувати його для встановлення можливого металогенічного навантаження гранітоїдних утворень. Серед найважливіших параметрів, які можуть суттєво впливати на металогенічну спеціалізацію гранітоїдних комплексів, визначаються такі: 1) тип гранітного протоліту (S-, I-, A-типи); 2) можливий тренд еволюції складу; 3) ступінь фракціонування; 4) стан окиснення [Blevin, Chappel, 1992]. Слід зауважити, що самі граніти здебільшого є безрудними, а рудоносними слугують утворення, які формувалися на постмагматичних стадіях еволюції гранітоїдної системи: пегматити, різноманітні метасоматити (грейзени, вторинні кварцити, пропіліти). Самі ж процеси, які призводять до накопичення промислових концентрацій корисних елементів у гранітоїдах та асоційованих з ними утвореннях, обумовлені головним чином узагальненою роллю легких компонентів і гідротермальних

розчинів, що накопичуються та активізуються на пізніх стадіях диференціації магматичної системи [Sial et al., 2011].

Було встановлено, що з серіями гранітів I-типу тісно пов'язані прояви мідної мінералізації, в той час як граніти S-типу характеризуються поширенням проявів олововольфрамової мінералізації. Переважний зв'язок оловорудних родовищ із гранітами серій S-типу був приписаний підвищеному вмісту Sn в осадових материнських породах. Приуроченість проявів мідної мінералізації до гранітів I-типу, як вважається, може бути обумовлена більш високими значеннями вмісту Cu у джерелах для цих гранітів – метаморфізованих океанічних базальтах або нижньокорових амфіболітах. Загалом, саме халькофільні елементи (Pb, Zn, Cu, Mo, Co, Ni) мають більшу спорідненість з метабазитовим джерелом гранітоїдів I-типу. Граніти S-типу формуються при процесах анатектичних перетворень метаморфізованих первинно-осадових товщ, а успадкований підвищений вміст таких флюсувальних компонентів, як B, P і F, робить ці граніти особливо схильними до формування пегматитогенеруючих розплавів, збагачених на літофільні рідкісні і рідкісноземельні елементи (Li, Cs, Ta та ін.).

Гранітоїди різних типів характеризуються присутністю в їх складі певних типоморфних акцесоріїв. Можливість використання акцесорних оксидів (магнетиту та ільменіту) в якості мінералогічного критерію металогенічної спеціалізації гранітоїдів на певні елементи було обґрунтовано в роботах [Shihara, 2004] з виділенням магнетитових та ільменітових серій гранітів. Вищезгадані серії деякою мірою відповідають гранітам I- та S-типів за класифікацією [Chappell, White, 2001], або апобазитовим та апопелітовим гранітам за мінералого-геохімічною типізацією І.Б. Щербакова із співавторами [Щербаков и др., 1984]. Ільменітові серії гранітів, які зіставляються із гранітами S-типу, характеризуються переважанням відновних умов при їх формуванні завдяки входженню в магматичний розплав графітової речовини від первинного осадового субстрату. Граніти магнетитової серії можуть бути зіставлені з гранітами I-типу, субсольвусна природа польових шпатів яких вказує

на умови водонасиченості внаслідок їх кристалізації. Саме процеси дисоціації H_2O призводять до збагачення системи киснем, присутність якого обумовлює формування на ранніх стадіях збагаченого на залізо амфіболу та магнетиту.

В межах УЩ, у його західній та центральній частинах можуть бути виділені цілі області, що характеризуються поширенням суттєво ільменітових або магнетитових серій гранітів. Доречно відмітити, що в магнетитових гранітах досить часто присутній сингенетичний ільменіт. Натомість, в ільменітових гранітах Fe^{+2} часто входить до складу арсеніду заліза – льолінгіту $FeAs_2$. Присутність магнетиту та ільменіту в гранітах вказує на певний окисно-відновний режим формування цих гранітоїдів, що може мати важливе значення для визначення їх потенційної рудоносності та встановлення мінералого-геохімічних особливостей поведінки багатьох металів, чутливих до окисно-відновних умов середовища.

Центральноукраїнська металогенічна провінція, яка просторово тягнє до Кіровоградського орогенного поясу [Клочков та ін., 2006], визначається полями поширення рідкіснометальних гранітів та асоційованих з ними пегматитів (родовища Полохівське, Мостове, Липнязьке, Північностанкуватське, Надія та ін.). Більшість гранітних комплексів (ярошівські, полохівські, липнязькі) належать до ільменітової серії гранітів S-типу, збагачених на калій і перенасичених глиноземом. Ці граніти геохімічно спеціалізовані на Li, Rb, Cs. В мінеральному складі цих гранітів домінує ільменіт у присутності графіту та антроксоліту, що вказує на переважання відновних умов їх формування. Для більшості рідкіснометальних пегматитів світу [Cerny, Ercit, 2005] спостерігається просторова та генетична спорідненість із гранітами «седиментогенного» походження. Граніти S-типу формуються в результаті анатектичних перетворень метаморфізованих первинно-осадових товщ, а саме успадкований підвищений вміст таких флюсувальних компонентів, як B, P, і F, робить ці утворення найбільш схильними до формування пегматитгенеруючих розплавів.

Більшість гранітів I-типу, як вважається, пов'язані з проявами процесів магматизму

в зонах субдукції (на границях плит), але вони також можуть бути сформовані з продуктів метаморфічного перетворення магматичних основних порід або вулканогенно-осадових відкладів. Типові граніти I-типу є водонасиченими (вапнисто-лужний тренд), характеризуються великим поширенням проявів мінералізації кольорових металів та значною мірою позбавлені флюсувальних компонентів, а тому виявляють тенденцію до відсутності значних пегматитових ореолів навколо їх границь. У межах Волинського мегаблока до гранітів магнетитової серії I-типу можуть бути віднесені утворення осницького та фастівського комплексів. Гранітоїдні утворення осницького комплексу входять до складу єдиної вулканоплутонічної асоціації, що складається з клеєвської вулканогенної серії та осницького інтрузивного комплексу, який просторово тягнє до Поліського (Осницько-Микашевицького) орогенного поясу. З палеопротерозойськими габро-діорит-гранітними інтрузіями осницького та фастівського комплексів пов'язані рудопрояви молібдену (Віровський, Вербинський та Ярошівський), які були віднесені до утворень плутоно-гідротермального, порфірового типів [Галий и др., 2000].

Висновки

Вважалося, що можливе розходження в геодинамічних умовах формування докембрійських та фанерозойських гранітоїдів повинно було відобразитися на їх металогенічній продуктивності [Есипчук, 1988]. Разом з тим вказується на те, що між відомими типами рудних родовищ, пов'язаних із гранітоїдами докембрію та фанерозою, практично не спостерігається суттєвих відмін [Металлогения..., 1983]. В той же час нами було встановлено, що головні особливості проявів рудної мінералізації мають певний генетичний зв'язок з певними типами материнських гранітів. А поведінка рудних елементів у магнетитових та ільменітових серіях, які деякою мірою відповідають гранітам I- та S-типів або апобазитовим та апопелітовим відмінам, суттєво відрізняється. В магнетитових серіях (граніти I-типу), що мають природу бути більш окисненими (високі значення fO_2), переважає тенденція до накопичення елементів халь-

кофільної групи, а для гранітів ільменітової серії (граніти S-типу) спостерігається тенденція до формування рудопроявів та родовищ з накопиченням елементів літофільної групи (рідкісні елементи) на пізніх постмагматичних стадіях розвитку гранітоїдної системи (пегматити). Саме це дає можливість використовувати принципи типізації гранітів

для оптимізації пошукових робіт. Ступінь інформативності ільменітових та магнетитових серій гранітів у вирішенні вищезгаданих металогенічних задач може бути значно підвищена, якщо до цього долучити інформацію про типоморфізм деяких акцесорних (тантало-ніобати) та породоутворюючих мінералів (амфібол, біотит).

Список літератури / References

1. Галий С.А., Есипчук К.Е., Когут К.В., Кондратенко П.А. Вербинское месторождение молибдена (северо-запад Украинского щита): петрография, минералогия, условия формирования. *Минерал. журн.* 2000. № 4. С. 73-84.

Galiy S.A., Esipchuk K.E., Kogut K.V., Kondratenko P.A., 2000. Verbinsky deposit of molybdenum (northwest of the Ukrainian Shield): petrography, mineralogy, formation conditions. *Mineralogicheskii zhurnal*, № 4, p. 73-84 (in Russian).

2. Есипчук К.Е. Петролого-геохимические основы формационного анализа гранитоидов докембрия. Киев: Наук. думка, 1988. 264 с.

Esipchuk K.E., 1988. Petrologo-geochemical principles of formation analysis of granitoids of precambrian. Kiev: Naukova Dumka, 264 p. (in Russian).

3. Есипчук К.Е. и др. Гранитоиды Украинского щита. Петрохимия, геохимия, рудоносность (справочник). Киев: Наук. думка, 1993. 302 с.

Esipchuk K.E. et al. Granitoids of the Ukrainian Shield. Petrochemistry, geochemistry, ore content (reference book). Kiev: Naukova Dumka, 1993, 302 p. (in Russian).

4. Есипчук К.Е., Шеремет Е.М., Зинченко О.В. и др. Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1990. 234 с.

Esipchuk K.E., Sheremet E.M., Zinchenko O.V. et al., 1990. Petrology, geochemistry and ore content of intrusive granitoids of the Ukrainian Shield. Kiev: Naukova Dumka, 234 p. (in Russian).

5. Клочков В.М., Пийяр Ю.К., Шевченко О.М., Клочков С.В., Пилипчук О.М. Кировоградський орогенний пояс. Будова та еволюція. *Мінер. ресурси України*. 2006. № 2. С. 18-22.

Klotchkov V.M., Piyar Yu.K., Shevchenko O.M., Klochkov S.V., Pilipchuk O.M., 2006. Kirovograd orogenic belt. A structure and evolution. *Mineralni resursy Ukrainy*, № 2, p. 18-22 (in Ukrainian).

6. Махлаев Л.В. Граниты – визитная карточка Земли (почему их нет на других планетах). *Сороковский образовательный журнал*. 1999. № 3. С. 93-102.

Mahlaev L.V., 1999. Granites – business card of the Earth (why they are not present on other pla-

nets). *Sorosovsky obrazovatelnyy zhurnal*, № 3, p. 93-102 (in Russian).

7. *Металлогения докембрийских гранитоидов* / под ред. Лучицкого И.В. Москва: Наука, 1983. 296 с.

Metallogeny of Precambrian granitoids / Ed. Luchitskiy I.V. Moscow: Nauka, 1983, 296 p. (in Russian)

8. Митрохин О.В. Анортозит-рапаківі-гранітна формація Українського щита (геологія, речовинний склад та умови формування): Автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Київ, 2011. 36 с.

Mitrohin O.V., 2011. Anortosite-rapakivi-granite formation of the Ukrainian Shield (geology, mineral composition and conditions of formation). Abstract of thesis, Doctor of Science in Geology. Kyiv, 36 p. (in Ukrainian).

9. Толстой М.И., Гасанов Ю.Л., Костенко Н.В. та ін. Петрогеохімія і петрофізика гранітоїдів Українського щита та деякі аспекти їх практичного використання. Київ: Вид. центр «Київ. ун-т», 2003. 329 с.

Tolstoy M.I., Gasanov Yu.L., Kostenko N.V. et al., 2003. Petrochemistry and petrophysics of granitoids of the Ukrainian Shield and some aspects of their practical usage. Kyiv: Vydavnychyy tseuter «Kyivskiy Universitet», 329 p. (in Ukrainian).

10. Ходоревская Л.И. Гранитизация амфиболитов. Ч. 2. Основные закономерности физических и химических явлений при процессах фильтрации флюидов через породу. *Петрология*. Т. 12, № 3. С. 321-336.

Hodorevskaya L.I., 2004. Granitisation of amphibolites. Part 2. The basic patterns of physical and chemical phenomena at processes of filtration of fluids through rock. *Petrologiya*, vol. 12, № 3, p. 321-336 (in Russian).

11. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗУКЦ, 2005. 364 с.

Shcherbakov I.B., 2005. Petrology of the Ukrainian Shield. Lvov: ZUKC, 364 p. (in Russian).

12. Щербаков И.Б., Есипчук К.Е., Орса В.И. Гранитоидные формации Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1984. 192 с.

Shcherbakov I.B., Esipchuk K.E., Orsa V.I. 1984. Granitic formations of the Ukrainian Shield. Kiev: Naukova Dumka, 192 p. (in Russian).

13. Blevin P.L., Chappell B.W., 1992. The role of magma sources, oxidation states and fractionation in determining the granite metallogeny of eastern Australia. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83, p. 305-316.

Blevin P.L., Chappell B.W., 1992. The role of magma sources, oxidation states and fractionation in determining the granite metallogeny of eastern Australia. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83, p. 305-316 (in English).

14. Cerny P., Ercit T.S., 2005. Classification of granitic pegmatites revisited. *Canadian Mineralogist*, 43, 2005-2026.

Cerny P., Ercit T.S., 2005. Classification of granitic pegmatites revisited. *Canadian Mineralogist*, 43, 2005-2026 (in English).

15. Chappell B.W., White A.J.R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48, 4, p. 489-499.

Chappell B.W., White A.J.R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48, 4, p. 489-499 (in English).

16. Condie K.C., Belousova E., Griffin W.L., Sircombe K.N., 2009. Granitoid events in space and time: Constraints from igneous and detrital zircon age spectra. *Gondwana Research*, Vol. 15. P. 228-242.

Condie K.C., Belousova E., Griffin W.L., Sircombe K.N., 2009. Granitoid events in space and time: Constraints from igneous and detrital zircon age spectra. *Gondwana Research*, vol. 15, p. 228-242 (in English).

17. Hawkesworth C.J., Dhuime B., Pietranik A.B., Cawood P.A., Kemp A.I.S., Storey C.D. The generation and evolution of the continental crust. *Journal of the Geological Society*. 2010. Vol. 167. P. 229-248.

Hawkesworth C.J., Dhuime B., Pietranik A.B., Cawood P.A., Kemp A.I.S., Storey C.D., 2010. The generation and evolution of the continental crust. *Journal of the Geological Society*, vol. 167, p. 229-248 (in English).

18. Herzberg C., Condie K., Korenaga J. Thermal history of the earth and its petrological expression. *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. Vol. 292. P. 79-88.

Herzberg C., Condie K., Korenaga J., 2010. Thermal history of the earth and its petrological expression. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 292, p. 79-88 (in English).

19. Ishihara S. The redox state of granitoids relative to tectonic setting and earth history: The magnetite-ilmenite series 30 years later. *Geological Society of America Special Papers*. Vol. 389. P. 23-33.

Ishihara S., 2004. The redox state of granitoids relative to tectonic setting and earth history: The

magnetite-ilmenite series 30 years later. *Geological Society of America Special Papers*, vol. 389, p. 23-33 (in English).

20. Patino Douce A.E. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas. In: Castro, A., Fern6ndez, C. & Vigneresse, J. L. (eds.) *Understanding Granites. Integrating New and Classical Techniques. Special Publications, Geological Society*. London. Vol. 168. P. 55-75.

Patino Douce A.E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas. In: Castro, A., Fern6ndez, C. & Vigneresse, J. L. (eds.) *Understanding Granites. Integrating New and Classical Techniques. Special Publications, Geological Society*. London, vol. 168, p. 55-75 (in English).

21. Read H.H. Granites and granites. *Geological Society of America Memoir*. 1948. Vol. 28. P. 1-20.

Read H.H., 1948. Granites and granites. *Geological Society of America Memoir*, vol. 28, p. 1-20 (in English).

22. Sawyer E.W. Migmatites formed by water-fluxed partial melting of a leucogranodiorite protolith: Microstructures in the residual rocks and source of the fluids. *Lithos*. Vol. 116. P. 273-286.

Sawyer E.W., 2010. Migmatites formed by water-fluxed partial melting of a leucogranodiorite protolith: Microstructures in the residual rocks and source of the fluids. *Lithos*, vol. 116, p. 273-286 (in English).

23. Sial A.N., Bettencourt J.S., De Campos C.P., Ferreira V.P. Granite-related ore deposits: an introduction. *Geological Society, Special Publications*. London. Vol. 350. P. 1-5.

Sial A.N., Bettencourt J.S., De Campos C.P., Ferreira V.P., 2011. Granite-related ore deposits: an introduction. *Geological Society, Special Publications*. London, vol. 350, p. 1-5 (in English).

24. Taylor S.R., McLennan S.M. Planetary crusts: their composition, origin and evolution. New York: Cambridge University Press, 2009. 378 p.

Taylor S.R., McLennan S.M., 2009. Planetary crusts: their composition, origin and evolution. New York: Cambridge University Press, 378 p. (in English).

25. White A.J.R., Chappell B.W. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*. 1977. Vol. 43. P. 7-22.

White A.J.R., Chappell B.W., 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, vol. 43, p. 7-22 (in English).

Стаття надійшла
27.10.2015