

ГЕОЛОГІЧНІ УМОВИ КОМПЛЕКСУВАННЯ І СЕПАРАЦІЇ РІДКІСНОМЕТАЛЕВОГО, РІДКІСНОЗЕМЕЛЬНОГО ТА БЛАГОРОДНОГО ЗРУДЕНІННЯ В ПРИАЗОВСЬКОМУ БЛОЦІ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Найбільш перспективні корінні комплексні рідкіснометалеві, рідкісноземельні родовища і рудопрояви Приазовського геоблоку УЩ мають унікальну комплексність зруденіння: Zr-Hf, Nb, Ta, TR, Y, Ce, La, Th та інші – вони пов'язані з проникненням перегрітих мантійних плюмів (діапірів) в проміжок часу 1,9-1,6 млрд. років тому. Родовища золота (Au-Ag, Cu, Zn, Pb, W, Mo-Re, Bi, Te) локалізовані в тектонічних зонах геоблоку.

Ключові слова: комплексні родовища, рудо прояви, комплексування, сепарація, рідкісні метали, рідкісні землі, благородна мінералізація.

В.В. Андреев, А.В. Чуенко. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ КОМПЛЕКСИРОВАНИЯ И СЕПАРАЦИИ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО, РЕДКО ЗЕМЕЛЬНОГО И БЛАГОРОДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ПРИАЗОВСКОМ БЛОКЕ УКРАИНСКОГО ЩИТА. Наиболее перспективные коренные комплексные редкометальные, редкоземельные месторождения и рудопоявления Приазовского геоблока УЩ имеют уникальную комплексность оруденения: Zr-Hf, Nb, Ta, TR, Y, Ce, La, Th и другие - они связаны с проникновением перегретых мантійных плюмов (диапиров) в промежутки времени 1,9-1,6 млрд. лет назад. Месторождения золота (Au-Ag, Cu, Zn, Pb, W, Mo-Re, Bi, Te) локализованы в тектонических зонах геоблока.

Ключевые слова: комплексные месторождения, рудопоявления, комплексирование, сепарация, редкие металлы, редкие земли, благородная минерализация.

V.V. Andreev, A.V. Chuenko. GEOLOGICAL CONDITIONS THE COLLECTIONS AND SEPARATION OF RARE METAL, RARE EARTHS AND NOBLE MINERALIZATION IN PRIAZOVSKI BLOCK UKRAINIAN SHIELD.

The most promising indigenous complex rare-metal, rare earth deposits and ore Priazovsky geoblock Ukrainian shield have the unique complexity of the mineralization: Zr-Hf, Nb, Ta, TR, Y, Ce, La, Th and others - they are linked to the penetration of superheated mantle plumes (diapirs) in the interval time 1,9-1,6 billion years ago. Deposits of gold (Au-Ag, Cu, Zn, Pb, W, Mo-Re, Bi, Te) localized in the tectonic zones geoblock.

Keywords: complex deposits, ore, complexing, separation, rare metals, rare earths, noble mineralization.

Геологічні умови комплексування й сепарації благородного, рідкіснометалевого та рідкісноземельного зруденіння, так саме, як і інших корисних копалин, в різних родовищах під час формування земної кори змінювались разом з геологічною еволюцією Землі.

За сучасними поглядами, що ґрунтуються на ідеях О.Ю. Шмідта, В.Г. Фесенкова, В.А. Амбарцумяна, Г.В. Войткевича, Земля та інші планети Сонячної системи виникли з холодної газово-пилової матерії завдяки акреції. Новітні досягнення космохімії підтверджують очевидну генетичну єдність речовинного складу всієї Сонячної системи.

Коротко розглянемо проблему еволюції корисних копалин у часі з погляду найбільш загальної теорії глобальної еволюції Землі. В основі цієї теорії лежить уявлення, що головним енергетичним процесом, що управляє розвитком Землі в цілому, є процес утворення й росту земного ядра.

Земля утворилася завдяки «холодній» акреції газопилової протопланетної хмари. Через цю причину молода Земля відразу ж після утворення була «холодною», тектонічно пасивною й однорідною за складом і будовою планетою. У результаті всі рудні й інші елементи були більш-менш рівномірно розподілені по всьому обсягу тільки що утвореної Землі зі своїми «кларковими» вмістами й не утворювали скупчень, які можна було б віднести до покладів корисних копалин.

У геологічній історії Землі треба виділяти три великих еони: катархей (від 4,6 до 4,0-3,8 млрд. років тому), архей (від 4,0-3,8 до 2,6 млрд. років тому) і протерозой разом з фанерозоем (від 2,6 млрд. років тому до теперішнього часу). Всі три еони по-своєму унікальні й тісно пов'язані із трьома етапами процесу формування земного ядра. Спочатку Земля розігрівалася тільки за рахунок виділення в її надрах радіогенної (радіоактивний розпад спочатку Pu²⁴⁴, Cm²⁴⁸, а пізніше U²³⁵, U²³⁸, Th²³², K⁴⁰ [5]) й приливної енергії.

У результаті близько 4,0 млрд. років тому в екваторіальному поясі Землі, у якому приливні деформації досягали максимального значення, на глибинах близько 200-400 км почалося плавлення речовини верхньої мантії. Після цього моменту почало діяти найбільш потужне джерело ендегенної енергії – процес хіміко-щільнісної диференціації земної речовини. При цьому хіміко-щільнісна диференціація земної речовини відбувалася шляхом сепарації розплавів заліза і його окислів від силікатів мантії. В архей цей процес розвивався за механізмом зонної диференціації речовини, і до кінця архею він привів до утворення земного ядра (близько 2,6 млрд. років тому). У наступні епохи ріст ядра відбувався вже по більше спокійному бародифузійному механізму диференціації мантії речовини. Він же грав (і продовжує грати) головну роль у збудженні великомасштабної мантії конвекції – головного фактора тектонічної активності Землі.

На рубежі архею й протерозою, під час виділення земного ядра, склад мантії радикально змінився. Зв'язано це з тим, що тоді відбулося додавання в конвектуючу мантію речовини колишньої серцевини Землі з первозданими концентраціями в ньому заліза (близько 13-14%), його окислів (біля 23-24%), а також сидерофільних елементів, сульфідів халькофільних металів і інших рудних елементів, у тому числі платиноїдів та золота. У результаті цього наприкінці архею у ранньому протерозої виникли найбільш сприятливі умови для формування унікальних родовищ ендегенних рудних корисних копалин, а сама епоха раннього протерозою стала найбільш видатним періодом ендегенного рудоутворення.

У ранньопротерозойських ультраосновних і габбро-норітових інтрузіях Бушвельдського розшарованого магматичного масиву (ПАР) високих концентрацій досягають залізо, титан, хром і ванадій, а в шароподібних покладах мідно-нікелевих сульфідів промислової концентрації досягають платиноїди.

Іншими прикладами мантії інтрузій розглянутого типу можуть служити впровадження норітів Садбері в гуронську осадовчо-вулканогенну товщу раннього протерозою в Канаді (сульфіди міді, кобаль-

ту, нікелю, платина, золото; так І.С. Рожков [16] наводить дані по родовищу Садбері, де при вмісті Au 0,35 г/т було попутно видобуто до 1946р. 33 т цього металу.), родовище Стилутер у Канаді (хром, титаномагнетит, платиноїди) і родовище Камбалда в Австралії (нікель, мідь, платиноїди). У Росії це Бураковський інтрузив у південно-східній частині Балтійського щита із хромітової, нікелевою, ванадієвою, платиновою й, можливо, золотою металогенією. До близького типу утворень, очевидно, варто віднести габбро-норітові інтрузивні комплекси Печенги й Мончегорська з їх сульфідної мідно-нікелевою і кобальтовою мінералізацією, а також Панську інтрузію на Кольському півострові та магматичні утворення Олонгської групи в Карелії з платиновою мінералізацією [17,18].

На території Українського щита геолого-геофізичними методами детально вивчена низка масивів габро- та граносієнітів у Приазовському геоблоці (Октябрьський, Кальчикський, Південно-Кальчикський та Кальміус-Єлагінський, які розглядаються як індикатори докембрійських мантіїних плюмів (діапірів) [21]. Ці плутони проривають архейські та ранньопротерозойські гнейси, мігматити та інші супракристалеві породи рами. Структурно-геологічні та геохронологічні дані свідчать, що вони сформувалися у проміжку часу 1,9-1,6 млрд. років, у найтіснішому зв'язку з мантіїними плюмами під впливом космогенних і ендегенних процесів, пов'язаних між собою. Мантіїні плюми відривалися вочевидь від межі ядро-мантія [21]. За геофізичними даними (Сологуб В.Б., Чекунов А.В., Оровецький Ю.П. та інші) під плутонами УЩ знаходяться транскорові геофізичні аномалії, які ототожнюються з глибинними інтрузіями, що перетинають літосферу та безпосередньо пов'язані з температурно-активізованими ділянками мантії.

Проникнення перегрітих мантіїних діапірів та формування радіально-кільцевих розламів та склепінь визначили металогенічну спеціалізацію Приазовського геоблоку щита. З мантіїними діапірами пов'язані родовища флюориту, цирконію, урану, рідкісних металів та рідкісних земель. З більш пізнішими магматичними ін'єкціями (штоки, дайки, трубки), мантіїними розламами (ка-

налами виводу глибинних магм) та гідротермально-метасоматичними процесами пов'язані кімберліти, карбонатити та родовища золота, флюориту, рідкісних металів та рідкісних земель [20].

Найбільш перспективні корінні комплекси родовища і рудопрояви рідкіснометалічного і рідкісноземельного зруденіння розташовані на Приазовському кристалічному масиві УЩ: це Мазуровське циркон-тантал-ніобієве, Азовське цирконій-ітрії-рідкісноземельне родовища, що належать відповідно до Октябрського та Азовського рудних полів [3,7,8].

Октябрський масив належить до найбільш древніх платформних проявів нефелінового магматизму на Українському щиті, що датується абсолютним віком 1,8-1,4 млрд. років. До складу Октябрського комплексу, формування якого проходило в цілому в діапазоні 1 850-1 700 млрд. років, входять породи основного і ультраосновного складу (1 850-1 800 млрд. р.) (габро, піроксеніти, перидотити, олівініти, серпентиніти) та різноманітні лужні та нефеліновмісні породи (фойяїти, пуласкіти) (1 800-1 750 млрд. р.), жильні похідні та породи продуктивної стадії (1 750-1 700 млрд. р.).

Мазуровське родовище у геолого-структурному плані знаходиться у великому блоці основних-ультраосновних порід Октябрського лужного масиву та представлене пологозалягаючими тілами (17-30м) в маріуполітах, мікроклін-нефелінових пегматитах, польовошпатових метасоматитах [10,11]. Основними рудними мінералами є пірохлор, циркон, нефелін, мікроклін. В невеликій кількості в рудах присутні конкрит, содаліт, егірін, біотит, лепідомелан, бритоїт, ортит, флюорит, кальцит, ільменіт, титаномагнетит та інші.

Пірохлор відноситься до кальцій-ніобієвого типу і в середньому він містить: Nb₂O₅ - 57-67,5%; Ta₂O₅ - 1,5-6,6%; TiO₂ - 0,7-9,0%; UO₂ - до 1,4%; ThO₂ - 0,58%; TR₂O₃ - 4,6-21,4% (переважають елементи церієвої групи); ZrO₂ - 0,2-4,0%. З пірохлором пов'язано 96-98% Nb₂O₅.

У цирконі кількість ZrO₂ не перевищує 63-64% через домішку гафнію (0,8-0,9% HfO₂) та рідких земель (0,7-0,9% TR₂O₃), серед яких переважають елементи ітрієвої

групи. З цирконом пов'язано 93,2-99,4% ZrO₂.

Нефелін містить: Al₂O₃ - 32-34%, Na₂O - 13-17%, K₂O - 4,5-7,0%, Nb₂O₅ - 0,002-0,003%. Присутні рідкісні та розсіяні елементи (в %): Ga 0,01; TR₂O₃ 0,02; Cs 0,002-0,003 [7,11]. Нефелін є цінною сировиною для глиноземної і содової промисловості.

Мікроклін-пертит містить: Al₂O₃ 17,8-18,5%; SiO₂ 64-66,5%; Na₂O 2,4-3,2%; K₂O 11,6-12,8%. Співвідношення K₂O/Na₂O досягає 3-4. Мікроклін є високоякісною сировиною для порцелянової промисловості.

Середній вміст у лужно-метасоматичних рудах Мазуровського родовища (%): Nb₂O₅ - 0,118; Ta₂O₅ - 0,0065; ZrO₂ - 0,501; Ta/Nb 1:18. Промисловий інтерес мають хвости-відходи минулих розробок (>800 тис. т), що містять (%): ZrO₂ - 0,18; Nb₂O₅ - 0,09; Ta₂O₅ - 0,0045; польові шпати, нефелін - до 90% [6].

Вміщуючи рудні тіла, ультраосновні породи родовища мають підвищений вміст заліза, титану, платиноїдів (перидотити (в г/т) Pt - 0,04-0,06; Pd - 0,01-0,02, піроксеніти з титаномагнетитом (в г/т) Pt - 0,02-0,03; Pd - 0,01) - потребують своєї оцінки.

Крім Мазуровського родовища в межах Октябрського лужного масиву виділяються перспективні рудопрояви: Калініно-Шевченківський (Південний); Південно-Східний; Східний; Західний (Валі-Тарамський), які надалі під час проведення геологорозвідувальних робіт, можуть перейти в розряд родовищ [14].

Азовське цирконій-ітрії-рідкісноземельне родовище належить до Азовського рудного поля, яке розташоване на сході Приазовського геоблоку, у північно-західній частині ендоконтактової зони Володарського габро-сієнітового масиву. Родовище розташоване в південній і південно-східній частинах Азовської зонально-кальцієвої рудної структури (Азовський сієнітовий шток), де виділяються центральна її частина, внутрішня і крайова зона [12,14].

Центральна частина штоку складена біотитовими кварцовими сієнітами.

Внутрішню дугову зону перетинання конічних і глибинних розламів складають

олівін-амфіболіві лужньопольовошпатові пегматоїдні породи нефелінового складу такситової структури, які є головною продуктивною зоною.

Цирконій-ітрій-рідкісноземельні руди і рудоносні породи мають такий мінеральний склад: рудні – циркон, бритоліт, ортит, бастнезит, паризит, монацит та інші; нерудні – лужній польовий шпат, фаяліт, ферогеденбергіт, ферогастингіт, лепідомелан, флюорит та інші; другорядні – магнетит, ільменіт, TR-титаніт, графіт, сидерит, кальцит, сульфід та інші.

Циркон – основний носій цирконію в рудах. Містить такі ізоморфні домішки: Hf, Th, Y, P, TR, Nb, Fe, Ti, Cu та інші. Вміст гафнію досягає 2%, середні відношення $Zr : Hf = 81,6$; $TR_{Ce} : TR_Y = 0,7$ [13,14].

Бритоліт є головним мінералом-концентратом рідкісноземельних елементів. Незмінений бритоліт – селективно церієвий мінерал, частка лантанодів (La, Ce, Nd, Pr) у їхній загальній сумі в ньому складає 85-90%. У середньому частка оксидів ітрію в сумі $TR_2O_3 + Y_2O_3$ складає 6-7%. За середніми даними Марченка Є.Я. бритоліт має такий склад (%): $SiO_2 - 18,90$; $Y_2O_3 - 5,14$; $TR_2O_3 - 48,26$; $Al_2O_3 - 0,15$; $Fe_2O_3 - 0,93$; $CaO - 16,10$; $Sr - 0,10$; $P_2O_5 - 7,00$; $CO_2 - 1,28$; $F - 3,10$; $F_2 - 1,30$; сума - 99,960.

Вміст рідкісних земель в пробах основних рідкісноземельновміщуючих мінералів в середньому складає (в %) (PЗЕ_Y, PЗЕ_{Ce}, PЗЕ_{Y/Ce}): циркон $Zr[SiO_4]$ (0,83; 0,74; 1,12), бритоліт $(Ce,Ca)_5[SiO_4,PO_4]_3(OH,F)$ (10,7; 51,0; 0,21), бастнезит $(Ce,La)[F/CO_3]$ (12,5; 56,1; 0,22), ортит $(Ca,Ce,Th)(Fe^{3+},Mg,Fe^{2+})Al_2[O/OH/SiO_4][Si_2O_7]$ (0,83; 28,2; 0,03).

В межах продуктивної зони виділено Головне рудне тіло з численними апофізами серед альбітитових і флюоритизованих кварцових біотитових сієнітів і такситових лужньопольовошпатових пегматоїдних порід. Головне рудне тіло має дугоподібну, серповидну форму в плані і конусоподібну в розрізі із загальним падінням ($\approx 50^\circ$) до центру Азовської структури, довжиною за простяганням 1640м, за падінням 60,4 - 461,6м (середня 382,6м), потужністю 4-67м (середня 32м) [6].

Приазовською експедицією перспективні ресурси Азовського родовища до глиби-

ни 300м оцінюються в 56 млн. т руди із середнім вмістом $TR_2O_3 - 1,27\%$ (при бортовому 0,4%) і $ZrO_2 - 1,5\%$. Ресурси родовища дуже великі: 710 тис. т TR_2O_3 , з яких 20% становлять Y і Y-ві лантанодиди, а також 840 тис. т ZrO_2 [14].

Родовище є комплексним цирконій-ітрій-рідкісноземельним, при розробці зможуть вилучатися Zr, Hf, Th, Y, TR, Sc, польовошпатовий концентрат, що й буде визначати рівень рентабельності розробки родовища [6]. Напевно, попутно можна буде одержувати й інші корисні концентрати (олівін, флюорит тощо).

Азовське родовище відносять до магматично-метасоматичних об'єктів, що утворилися в дві послідовні стадії [19]. Воно сформувалося в ранньому і середньому протерозої в проміжку часу 1800-1650 млн. років у зв'язку з мантійними плюмами (діапірами), що відривалися вочевидь від межі ядро-мантія [21]. У геологічному, речовинному і генетичному аспектам у світі немає відповідних аналогів.

Для рідкіснометалевого і рідкісноземельного зруденіння родовища характерна деяка специфіка, що відображає його первинно-мантієне магматичне походження. Це досить простий (примітивний) набір рудотворюючих елементів – Zr, TR і Y та одночасне формування всієї маси рудоносних порід (лужний польовий шпат, ферогастингіт, лепідомелан) і зруденіння (циркон, бритоліт, ортит та інші).

Початкова температура кристалізації циркону та бритоліту була дуже високою (для першої генерації циркону 1200-1100°C). Оскільки температура ліквідусу розплаву сієнітового складу набагато нижче, на перший погляд здається незрозумілим походження розплаву, перегрітого на 300-400°C. Однак додаткова теплова енергія могла надходити з температурно-активізованих ділянок мантії. З іншими мантійними флюїдами (F, CO_2) зв'язана кристалізація первинного (магматичного) флюориту, карбонатів і, і можливо, карбонатів TR. Флюорит кристалізується при температурі не нижче 800°C.

Руди родовища утворилися в синтетонічних умовах, зруденіння приурочене до порід з такситовими текстурами (різновид магматичних брекчій) локалізоване в кіль-

цевій конусоподібній структурі на контакті між центральною і середньою зонами Азовської структури. За Є.О. Кулішем [14] формування такситових порід, укорінення лужних рудоносних розплавів-розчинів здійснювалося в кумулятивних вибухових умовах при істотній вертикальній рухливості блоків по кінцевим розламам, зумовила пульсаційне надходження по них, насичених флюїдами диференціалів. Раніше сформовані руди і сієніти були метасоматично перекристалізовані, створені їхні пегматоїдні різновиди з такситовою текстурою, біотитизовані, альбітизовані, флюоритизовані.

Азовське родовище і цей рудний район мають перспективи розширення відповідної рудної бази. В масиві сієнітів виявлено низку нових в тому числі жил і «сліпих» центральних структур, що не виходять на поверхню, а також вузьких зон рудоносних порід з підвищеними концентраціями Zr і TR [12]. Комплексне Азовське цирконій-ітрієво-рідкісноземельне родовище та нові центральні структури району пов'язані з проникненням перегрітих мантійних діапїрів, сформованих у проміжок часу 1,9-1,6 млрд. років, є перспективним і найбільшим серед корінних родовищ.

Золоторудна мінералізація в Сорокінській тектонічній зоні Приазовського геоблоку УЩ. **Сурозьке золоторудне родовище** (Західне Приазов'я).

Геологічна позиція родовища визначається Сорокінською тектонічною зоною північно-західного простягання на стику Салтичанського антиклінорію і Мангуського синклінорію. Структура родовища трактується як грабен-синкліналь і порівнюється з троговими золотоносними структурами Українського щита [4].

Склад порід родовища неоднорідний: це переважно metabaziti, залізисто-кремністі породи і вапнякові скарни та метапеліти і кислі метавулканіти. До тектонітів приурочені основні рудоносні зони і золоторудні тіла родовища [9,14]. По Г.Л. Кравченку метаморфізм і метасоматоз вміщуючи золоторудну мінералізацію порід проявлялися в такій послідовності: амфіболітова фація з параметрами $T = 560-620^{\circ}\text{C}$ і $P = (5,6-8,9) \cdot 10^8 \text{Па}$ → діафторез епідот-амфіболової фації з параметрами $T = 500-$

540°C і $P = 5,9 \cdot 10^8 \text{Па}$. Золото родовища зосереджено головним чином у сульфідизованих метасоматитах.

Основна частина золота в рудних тілах (60-70%) пов'язана з кварцом (до 114 г/т Au), меншою мірою (20-30%) з піротином, халькопіритом і піритом (до 41 г/т Au в сульфідному концентраті). Серед видимого золота (15-20% від кількості в породі) переважають зерна розміром 0,01-0,02мм (пиллоподібне золото), рідше золотини до 0,1-0,5 мм і ще рідше до 1-2 мм.

Золото родовища двох генерацій: Раннє золото-1 асоціює з піротином-2, халькопіритом-2, сфалеритом, галенітом, піритом-2, молібденітом, вісмутином, самородним вісмутом. У самородному золоті-1, пов'язаному з колчеданною мінералізацією відзначається підвищений вміст Ag (7,72-12,78%). Температура утворення золота-1 оцінюється близько 300°C . Пізнє самородне золото-2 асоціює з кварцом, іноді халцедоновидним, телуровісмутином. В золоті-2, приуроченому до кварцу, вміст Ag (5,10-6,72%). Верхня межа температури утворення $205-200^{\circ}\text{C}$ і нижня $120-100^{\circ}\text{C}$.

Тиск в процесі золоторудної мінералізації змінювався в межах 350-48МПа [14].

Пробність золота висока і дуже висока 926-983, рідко в ділянках приуроченості до колчеданної мінералізації вона знижується до 865-ї проби. Якісний і кількісний склад елементів домішок у самородному золоті (до 1,5мм) досить стійкий: Cu (0,05-0,24%), Bi (0,4-1,0%), Fe (до 2%). А присутність Ni і Co (соті частки %) може вказувати на тісний генетичний зв'язок золоторудної мінералізації з ультраосновними породами.

Особливості золоторудної мінералізації Сурозького родовища свідчать про його метаморфогенно-гідротермальне (мобілізаційне) походження за рахунок первинного золота, розсіяного в амфіболітах і ультрабазитах. У ролі мобілізуючого фактора розглядається зона ультраметаморфізму, яка продукувала гранодіорити і плагіограніти за межами Сорокінської зони [9].

За геологічною будовою та мінеральним складом Сурозького родовища не можна також виключати його гідротермальнометасоматичне походження: багатоактне надходження розчинів з мантійних глибин,

тобто багато стадійність зруденіння характерного для деяких типів контактово-метасоматичних сульфідизованих родовищ з благородно-рідкіснометалево-поліметалічним зруденінням [1,2].

При довивченні Сурозького золоторудного родовища з метою підготовки його до

експлуатації необхідно параметризувати відомі зони золото-поліметалічного зруденіння [6] та розробити оптимальні технологічні схеми для вилучення корисних компонентів (Au-Ag, Cu, Zn, Pb, Mo-Re, Se, Te, Bi).

Література

1. Андреев В.В. Утворення та природне асоціювання мінералів в земній корі / Навчальне видання. – Харків: вид-во ХНУ імені В.Н. Каразіна, 2009. –92с.
2. Андреев В.В., Воеводин В.Н. Новый тип благородно-редкометалло-полиметаллического оруденения // Научный вестник НГА Украины. –Дніпропетровськ, 2000. –№3. –С. 8-9.
3. Бочай Л.В., Покидько В.Е., Кулиш Е.А. и др. Карта редкометаллового оруденения Украинского щита. М-б 1:1500000. Объяснительная записка. –Киев: Геоинформ, 1999. –100с.
4. Геологічна будова та золотоносність Сорокинської зеленокам'ної структури (Західне Приазов'я) // Бобров О.Б., Сіворонов А.О., Гурський Д.С., Лисенко О.А. –Дніпропетровськ: «Арт-Прес», 2000. –148с.
5. Геологія з основами мінералогії. Підручник / Заріцький П.В., Тихоненко Д.Г., Горін М.О., Андреев В.В., Дегтярьов В.В. –Харків: «Майдан», 2009. –584с.
6. Гурський Д.С. Концептуальні засади державної мінерально-сировинної політики щодо використання стратегічно важливих для економіки країни корисних копалин. Монографія. –Львів: ЗУКЦ, 2008. –190с.
7. Донской А.Н. Нефелиновый комплекс Октябрьского щелочного массива. –К.: Наукова думка, 1988. –152с.
8. Елисеев Н.А., Кушев В.Г., Виноградов Д.П. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. –М.: Наука, 1965. –С. 5-10, 176-180.
9. Кравченко Г.Л. Сурожское золоторудное месторождение (Западное Приазовье) // Мінералогічний журнал, 1999. –Т. 21. –№ 4. –С. 7-19.
10. Калайгорода А.К. Особенности минерального состава редкометалльных продуктивных пород (на примере Мазуровского комплексного Zr-Nb-Ta месторождения, Украина) // Металлогения древних и современных океанов. Модели рудообразования и оценка месторождений. –Миасс: ИМин.УрОРАН, 2009. –С. 165-167.
11. Лазаренко Е.К., Лавриненко Л.Ф., Бучинская Н.И. и др. Минералогия Приазовья. –К.: Наукова думка, 1980. –432с.
12. Марченко Е.Я., Стрекозов С.М. Азовська рудоносна структура докембрію Приазов'я // Мінеральні ресурси України, 1999. –№ 1. –С. 34-36.
13. Мельников В.С., Возняк Д.К., Гречановская, Е.Е. и др. Азовское цирконий-редкоземельное месторождение: минералогические и генетические особенности // Минералогический журнал, 2000. –№1. –С. 42-61.
14. Металічні і неметалічні корисні копалини України. Том 1. Металічні корисні копалини // Гурський Д.С., Єсипчук К.Ю., Калінін В.І. та ін. –Київ-Львів: «Центр Європи», 2006. –739с.
15. Нечаев С.В. Минералогическая зональность Украинского щита с позиций мобилизма // Мінералогічний журнал, 1998. –№ 2. –С. 87-97.
16. Рожков И.С. Основные проблемы геологии золота // Тр. ЦНИГРИ, 1967. –Вып. 76. –С. 5-21.
17. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. –М.: Недра, 1982. –669с.
18. Смирнов В.И., Гинзбург А.И., Григорьев В.М., Яковлев Г.Ф. курс рудных месторождений. –М.: Недра, 1986. –360с.
19. Стрекозов С.Н., Васильченко В.В., Гурський Д.С. и др. Геологическое строение и характер оруденения Азовского месторождения // Мінеральні ресурси України, 1998. –№ 3. –С. 6-9.
20. Шаталов Н.Н. Дайки Приазовья. –Киев: Наукова думка, 1986. –223с.
21. Шаталов Н.Н., Радзивил В.Я., Потапчик И.С., Шаталов А.Н. Докембрийские мантийные плюмы и металлогения Украинского щита. Материалы международного симпозиума Мантийные плюмы и металлогения. –Петрозаводск-Москва, 2002. –С. 295-296.