

ГЕОХІМІЯ МІДІ НА РІЗНИХ ЕТАПАХ ФОРМУВАННЯ ЧЕРВОНОКОЛІРНО-ТЕРИГЕННОЇ СУБФОРМАЦІЇ (СТЕБНИЦЬКА СВІТА) ПЕРЕДКАРПАТСЬКОГО ПРОГИНУ

Г.С. Компанець, М.С. Ковальчук

Інститут геологічних наук НАН України, вул. О. Гончара, 55, б, Київ, Україна

Висвітлено результати досліджень геохімії міді на різних етапах формування червоноколірно-теригенної субформації (стебницька світа) Передкарпатського прогину. Визначено вміст міді в основних типах порід з урахуванням їхньої фаціальної приналежності та фізико-хімічних умов середовища їх утворення в нижній, середній та верхній товщах цієї субформації, які сформувалися на ранньому, середньому й пізньому етапах її розвитку. Це дало можливість установити закономірності розподілу та масштаб накопичення міді, відповідні вказаним етапам. Це дає змогу відтворити процеси розподілу та концентрації міді в цій осадовій формаційній одиниці в динаміці її формування і функціонування як цілісної геологічної системи, що, в свою чергу, дозволяє розглядати концентрацію міді у взаємозв'язку із геологічною будовою, тектонічним режимом Передкарпатського прогину та специфікою процесів літогенезу цієї субформації.

Ключові слова: геохімія, мідь, Передкарпатський прогин, червоноколірно-теригенна субформація, стебницька світа.

Вступ. Промислове значення мідних стратиформних родовищ, пов'язаних з червоноколірно-теригенними відкладами є значущим. За економічною значущістю вони посідають друге місце серед відомих генетично-промислових типів мідних родовищ. У межах території України встановлено численні геохімічні аномалії, точки мінералізації та рудопрояви міді в різновікових та різногенетичних червоноколірно-теригенних осадових формаційних одиницях, які відіграють провідну роль у створенні міденосного потенціалу осадового чохла України. Хоча мідь вважається одним із найвивченіших у природних умовах елементом, багато сторін поведінки цього металу в конкретних природних системах і на різних етапах їх формування були розглянуті недостатньо. Це торкається і відтворення процесів розподілу та концентрації міді в червоноколірно-теригенних осадових формаційних одиницях у динаміці їх формування і функціонування як цілісної геологічної системи, що дозволяє розглядати концентрацію міді у взаємозв'язку із геологічною будовою, тектонічним режимом території, палеогеографічною обстановкою та специфікою процесів літогенезу тієї чи іншої формаційної одиниці.

Об'єкт дослідження – неогенова морська червоноколірно-теригенна субформація (стебницька світа) Передкарпатського прогину, яка має в тій чи іншій мірі розвинену стратиформну міденосність типу мідистих пісковиків. Цю субформацію у різні роки досліджували В.І. Колтун, Є.К. Ла-

заренко, О.С. В'ялов, Д.В. Гуржій, Д.П. Хрущов, Г.С. Компанець, І.С. Дзюба, М.С. Ковальчук та ін.

Мета дослідження – встановлення закономірностей розподілу та масштабу концентрації міді на різних етапах формування червоноколірно-теригенної субформації (стебницька світа) Передкарпатського прогину.

Методологія досліджень. Досягнення поставленої мети базується на геохімічних дослідженнях відкладів нижньої, середньої та верхньої товщ цієї субформації. Авторами було вперше проведено математико-статистичну обробку результатів спектрального аналізу (470 аналізів) порід цих товщ, що включала визначення таких параметрів: середнє значення вмісту елементів (\bar{c}), медіанне значення (Me), середньоквадратичне (стандартне) відхилення величини c (σ), показник асиметрії (A), показник ексцесу (E), коефіцієнт варіації (n , %), верхня межа фону (ВМФ), нижня межа аномалії (НМА) [7]. Попередниками була визначена геохімічна спеціалізація червоноколірно-теригенної субформації (стебницька світа) Передкарпатського прогину [2, 3, 6].

Статистичні параметри розподілу міді розраховано для порід різного типу і фаціальної приналежності, враховуючи також середовище (окиснювальне чи відновне), в якому вони формувалися.

Виклад основного матеріалу. Морська червоноколірно-теригенна субформація (стебницька світа) належить до нижньоміоценової нижньомоласової солоносоно-галогенно-теригенної формації Передкарпатського прогину і виділена у відповідності з принципами виділення формацій, які, в

цілому, наближаються до загальноновизнаних [6]. Ця формація сформувалася в Передкарпатському прогині на ранньорогеному етапі розвитку Карпат, з яким пов'язано формування Внутрішньої зони Передкарпатського прогину, і поширена в різних структурно-тектонічних одиницях Внутрішньої зони: в Бориславсько-Покутській і Самбірській підзонах. У нижньомоласовій формації за речовинним складом і палеогеографічною обстановкою виділено чотири субформації, в тому числі морська міденосна червоноколірно-теригенна (стебницька світа), яка поширена в межах Самбірської підзони.

В утворенні червоноколірно-теригенної субформації головна роль належала теригенній седиментації. На процес теригенного осадконагромадження накладалась хемогенна (карбонатна) седиментація, яка мала підлегле значення. Локальний розвиток мав рудний процес осадконагромадження. Загалом, у стебницькій світі переважають глинисті і змішані алевритопіщано-глинисті породи. Підлегле значення мають пісковики, подекуди трапляються гравеліти і конгломерати. Червоноколірне забарвлення (породи формувалися в окиснювальних умовах) характерне для глин, рідше для порід змішаного складу. Уламкові породи і більша частина порід змішаного складу сформувалися у відновному середовищі і мають сіроколірне забарвлення. Породи в тій чи іншій мірі збагачені карбонатами. Вміст карбонатів коливається в значних межах: від 3 до 19 %.

Червоноколірна товща стебницької світи сформувалась у значній за розмірами мілководній морській затоці – східне відгалуження Центрального Паратетису. В нижній підзоні субліторальної зони цього басейну відкладалися осадки зони морських течій і мілководно-морських фацій (переважно), у верхній підзоні субліторальної зони – осадки прибережно-морських, дельтових (підводної частини) фацій і фацій підводних конусів виносу. Фації літоралі, наземної частини дельт не діагностовано – перекриті відкладами Бориславсько-Покутської підзони. Відклади наземної частини дельт охарактеризовані в працях А.М. Акрамходжаєва, В.А.Бабадагли та ін. [1].

Мілководно-морські фації в розрізі стебницької світи домінують над усіма іншими фаціальними типами (> 50 % об'єму субформації), складені глинами (> 50 %), породами змішаного складу (~ 40 %) і пісковиками (< 10 %).

Товщина цих утворень змінюється в широкіх межах: від 0,5 до 25 м, середня – 4 м.

Серед мілководно-морських відкладів наявні прошарки пісковиків, які ідентифікуються як відклади, сформовані підводними течіями.

Прибережно-морські фації складають 40 % об'єму субформації та представлені глинами, породами змішаного складу, пісковиками. Кількісне співвідношення порід у межах цих фацій змінюється досить суттєво. Товщина цих утворень коливається від 0,2 до 35 м і становить у середньому 2–3 м.

Дельтові фації (підводна частина дельти) складають до 10 % об'єму червоноколірно-теригенної субформації, представлені переважно пісковиками (до 90 %), в незначній кількості (до 10 %) – породами змішаного складу і глинами. Товщина дельтових утворень загалом змінюється від 0,5 до 25 м, і складає в середньому 3–5 м.

Утворення підводної частини конусів виносу розповсюджені спорадично, їхня частка в об'ємі субформації незначна. Виключенням є північно-західна частина Передкарпатського прогину, де сформувалися відклади цього фаціального типу (від 0,5 до 60 м.). Вони представлені конгломератами, гравелітами, пісковиками. Підлеглу роль відіграють змішані породи та глини.

За кількісним співвідношенням фацій і, відповідно, типів порід у червоноколірно-теригенній субформації виокремлено три товщі: нижня, середня і верхня. Нижня і верхня товщі подібні за своїм фаціальним і породним складом та представлені, переважно, мілководно-морськими і прибережно-морськими відкладами. Утворення першого фаціального типу в кожній із виділених товщ у середньому складають 51 % їх об'єму, другого – 45 %. У крайній північно-західній частині прогину в розрізах нижньої та верхньої товщ значну роль відіграють відклади підводної частини конусів виносу. Підводно-дельтові відклади мають незначне розповсюдження – до 4 % об'єму товщ.

Середня товща за своїм фаціальним і породним складом суттєво відрізняється від нижньої та верхньої. У розрізі цієї товщі, загалом, переважають прибережно-морські (до 60 %) відклади; мілководно-морські складають, в середньому, близько 20 %. Широко розповсюджені підводно-дельтові відклади (близько 20 % товщі).

Наявність у розрізі червоноколірно-теригенної субформації трьох товщ з різним кількісним співвідношенням типів порід і фацій свідчить про те, що в еволюції стебницького седиментаційного басейну простежувалося три етапи. Для раннього і пізнього етапів розвитку басейну седиментації

характерне накопичення більш тонкозернистих і глибоководних осадків прибережно- і мілководно-морських фацій, які відображали етап відносної стабілізації тектонічних рухів в області зносу (Карпати) під час розширення акваторії басейну і за відносної його глибоководності з некомпенсованим осадконагромадженням. Для середнього етапу характерне нагромадження більш крупнозернистих осадків прибережно-морських і дельтових фацій; осадки мілководно-морських фацій менш розвинуті. Осадконагромадження на цьому етапі відбувалося на фоні пульсуючих піднять в області зносу за скорочення акваторії басейну і значного його обміління.

Основним джерелом уламкового і глинистого матеріалу були флішові відклади пра-Карпат (крейда – палеоген), нижньомоласові відклади поляницької світи і воротищенської серії Передкарпатського прогину, а також мезо-кайнозойські відклади південно-західного схилу Східно-Європейської платформи. Утворення Західно-Європейської платформи відігравали незначну роль у

постачанні осадового матеріалу. Джерелом міді, вірогідно, були осадові та метаморфічні утворення складчастої споруди Північного Добруджя, прилеглої до північно-східної частини українського сектору басейну осадконагромадження.

Мідні рудопрояви локалізуються у відкладах стебницької світи, які сформувались переважно на середньому етапі розвитку басейну седиментації, незначна частина – наприкінці раннього і на початку пізнього етапів. У розрізах середньої товщі виокремлено переважно по одному міденосному горизонту, іноді – по два, які залягають на різних рівнях. Основна частина мідних рудопоявів відмічена в дельтових фаціях, незначна – в прибережно-мілководних та мілководно-морських. У відкладах дельт мідна мінералізація локалізується здебільшого в сіроколірних дрібнозернистих пісковицях, незначна кількість – у сіроколірних змішаних породах та глинах; у прибережно-морських – у сіроколірних породах змішаного складу (переважно) і в глинах, а в мілководно-морських – у сіроколірних глинах (переважно) і породах змішаного складу.

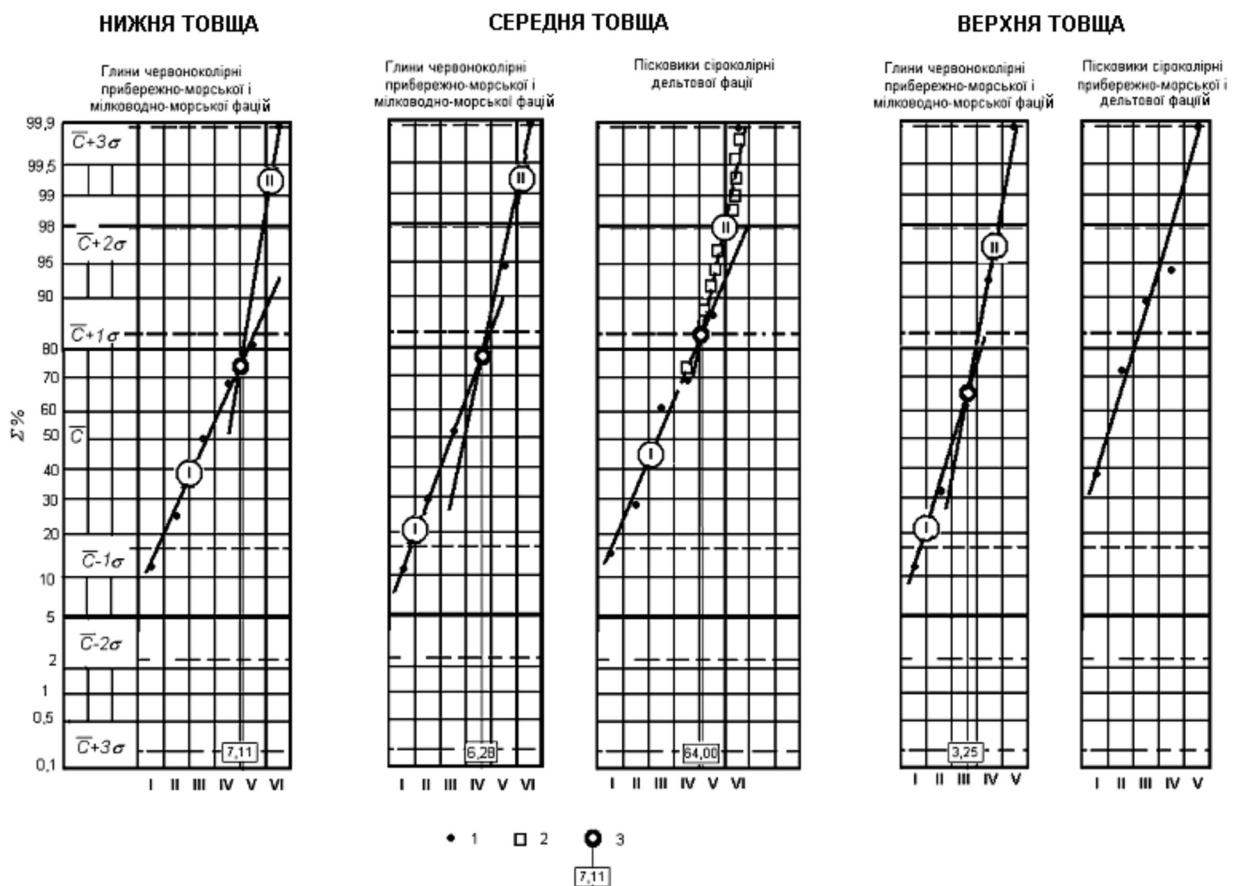


Рис. 1. Кумулятивні графіки статистичного розподілу значень умісту міді (по горизонтальній осі – інтервали групування значень умісту міді, по вертикальній осі – накопичена частота): 1 – точки побудови графіків, відповідні значенням накопиченої частоти; 2 – проби з видимою мінералізацією міді; 3 – точки поділу виборок (у прямокутниках під ними – відповідні їм значення вмістів міді на горизонтальній осі ($n \cdot 10^{-3} \%$)). Римськими цифрами у колах на графіках позначено номери підвиборок

Для рудопроявів характерна незначна товщина рудних тіл (в середньому 0,8 м), розподіл по площі рудних тіл не з'ясований. Основний рудний мінерал – халькозин [6]. Визначено дві його генерації. Халькозин першої генерації утворює вкрапленість у цементі пісковиків, змішаних порід та в основній масі глинистих порід, в яких відмічається підвищений уміст вуглефікованих рослинних решток. Халькозин другої генерації заліковує тріщини, утворює гнізда та лінзочки в органічних рештках. Іноді в халькозині відмічається пірит (глобулярні і ксеноморфні утворення). Часто по халькозину розвивається дигеніт. На контакті дигеніту і халькозину наявні тонкі волосоподібні утворення та вкраплення самородної міді. У незначній кількості трапляються куприт і ковелін, які заміщують халькозин. Встановлено поодинокі зерна халькопіриту, льолінгіту, смальтину, самородного золота. Для порід, які містять мінерали міді, характерні примазки і тонкі плівки малахіту, який утворюється внаслідок їх окиснення.

При проведенні статистичної обробки даних спектрального аналізу відкладів субформації ми визначали закони розподілу значень вмісту міді та перевіряли відповідність їх фактичного розподілу логарифмічно-нормальному закону [7] за допомогою побудови кумулятивних графіків (показують ступінь однорідності розподілу випадкових величин) розподілу значень вмісту міді в основних типах порід різної фаціальної приналежності (на ймовірнісних трафаретах у логарифмічному масштабі з використанням двоїчних логарифмів, рис. 1). При цьому враховано фізико-хімічні умови середовища їх утворення.

На побудованих таким чином кумулятивних графіках точки, що показують відсоток кількостей значень вмісту міді, який потрапляє в той чи інший інтервал групування, знаходяться практично на прямій лінії, що свідчить про логнормальний розподіл міді в породах субформації.

У подальшому були побудовані гістограми (або криві накопичення) статистичного розподілу значень вмісту міді в основних типах порід різної фаціальної приналежності, враховуючи також середовище (окиснювальне чи відновне), в якому вони формувалися, верхньої, середньої та нижньої товщ. Верхня частина контуру побудованих гістограм відображає щільність частотного розподілу вмісту міді в тій чи іншій породі.

Гістограми статистичного розподілу значень вмісту міді в нерудних пісковиках (без видимої мінералізації міді) різної фаціальної приналежності нижньої товщі свідчать про доволі неоднорідний розподіл у них міді. Значення вмісту міді в нерудних прибережно-морських пісковиках змінюється в таких межах: від 0,003 %, що в 3,3 рази перевищує кларковий уміст міді в пісковиках, за [8] – (надалі > в 3,3), до 0,008 % (> в 8,89); середній уміст становить 0,0054 % (> в 6) (табл. 1).

У нерудних мілководно-морських пісковиках максимальний уміст міді не перевищує 0,008 % (в 8,89). Розподіл значень вмісту міді також доволі неоднорідний у нерудних дельтових пісковиках нижньої товщі, формування яких відбувалося в фронтальній, найбільш віддаленій від берегової лінії, частині підводної дельти. Значення вмісту міді в них коливається в межах від 0,001 % (> в 1,1) до 0,004 % (> в 4,4); середній уміст становить 0,0023 % (> в 2,5).

У нижній товщі максимальна концентрація міді відмічається в мідистих мілководно-морських пісковиках з підвищеним умістом вуглефікованих рослинних решток, які зрідка трапляються в розрізі цієї товщі – вміст міді досягає 0,2 % (> в 222,22).

Побудовані гістограми статистичного розподілу значень вмісту міді в пісковиках різної фаціальної приналежності середньої товщі свідчать про неоднорідний розподіл міді в них [4]. При цьому більша неоднорідність у розподілі міді відмічена в дельтових пісковиках (як в нерудних, так і в мідистих, рис. 2).

Таблиця 1. Середній вміст міді в сіроколірних пісковиках різних фацій нижньої (I), середньої (II) та верхньої (III) товщ червоноколірно-теригенної субформації, за даними спектрального аналізу, %

Товща	Д	ДР	ПМ	ПМР	ММ	ММР	КВ
III	0,0056 / >6,22	0,1 / >111,1	0,0072 / >8,0	0,03 / >33,3	0,006 / >6,67		0,003 / >3,33
II	0,00083 / 0,0069 / <1,1 / >7,67	0,014 / 0,32 / >15,55 / >355,55	0,0055 / >6,1	0,15 / >166,67	0,002 / >2,2	0,2 / >222,22	0,003 / >3,33
I	0,0023 / >2,25		0,0054 / >6		0,008 / >8,89	0,2 / >222,22	

Примітка. Пісковики сірі: Д – дельтові, ДР – дельтові рудні, ПМ – прибережно-морські, ПМР – прибережно-морські рудні, ММ – мілководно-морські, ММР – мілководно-морські рудні, КВ – конусів виносу. Середній вміст для пісковиків, за [8], становить 0,000x %.

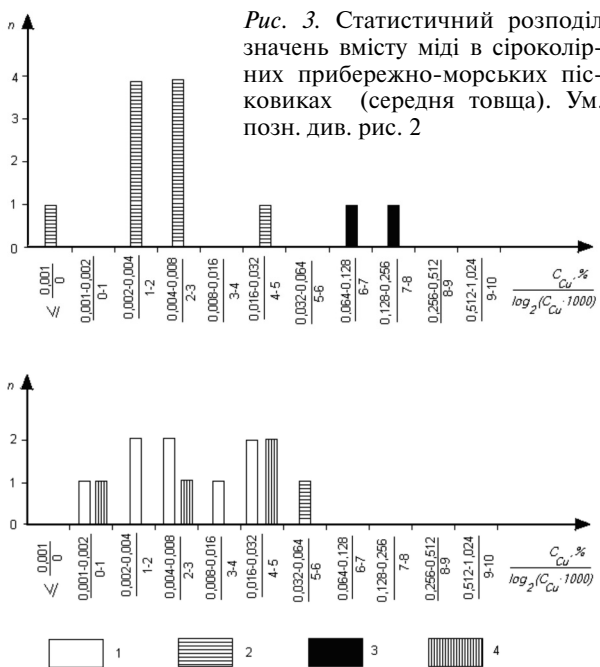
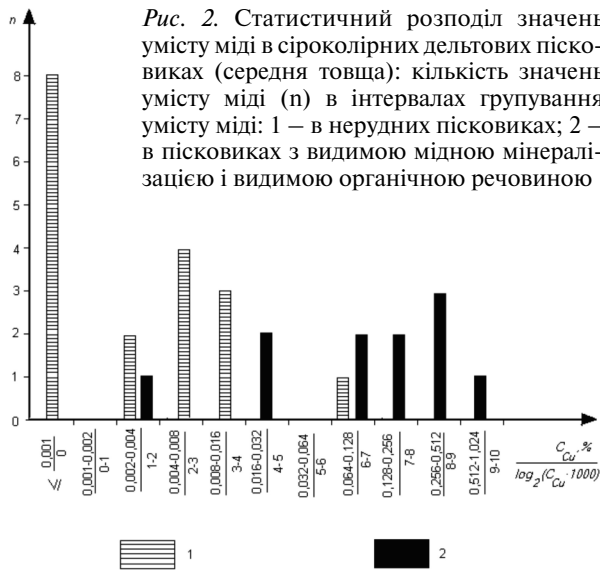


Рис. 4. Статистичний розподіл значень вмісту міді в мілководно-морських глинах (нижня товща): кількість значень вмісту міді (n) в інтервалах групування: 1 – в червоноколірних глинах; 2 – в сіроколірних глинах; 3 – в сіроколірних глинах з видимою мінералізацією міді і видимою органічною речовиною; 4 – в глинах чорного кольору

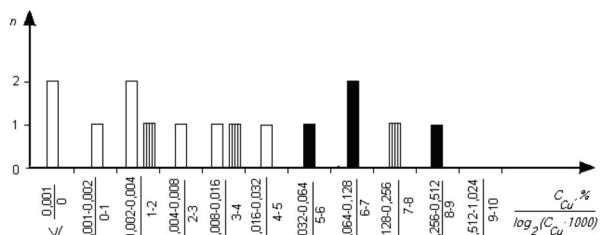


Рис. 5. Статистичний розподіл значень вмісту міді в прибережно-морських глинах (нижня товща). Ум. позн. див. рис. 4

У дельтових нерудних пісковиках значення вмісту міді коливається в широких межах: від 0,0005 % (< 1,8) до 0,01 % (> в 11,1). У цих відкладах у результаті статистичної обробки даних спектрального аналізу виділено за однорідністю значень вмісту міді дві підвибірки. У першій підвибірці (половина значень) середнє значення міді становить 0,00083 %, що практично відповідає кларковому вмісту міді в пісковиках (табл. 1). Це найнижче середнє значення вмісту міді в пісковиках субформації. У другій підвибірці середній вміст міді становить 0,0069 %, що в 7,67 разів перевищує кларк.

У дельтових пісковиках з видимою мінералізацією, які містять доволі значну кількість розсіяної органічної речовини I типу (вуглисті частинки), розподіл міді також неоднорідний, як і в безрудних дельтових пісковиках (див. табл. 1). Значення вмісту міді в цих відкладах коливається в широких межах: від 0,003 % (> в 3,3) до 1,0 % (> в 1111,1).

За однорідністю значень вмісту міді в цих породах виділено дві підвибірки. У першій підвибірці (багато значень) середній вміст міді становить 0,014 %, що в 15,55 разів перевищує значення кларку. У другій підвибірці (більшість значень) середній вміст цього елемента становить 0,32 %, що в 355,55 разів вище значення кларку.

У нерудних прибережно-морських пісковиках відмічається більш однорідний розподіл міді, ніж у дельтових відкладах (рис. 3). За однорідністю значень вмісту міді в цих відкладах (вміст змінюється від 0,003 % (> в 3,3) до 0,008 % (> в 8,88)) виділена лише одна підвибірка. Дуже зрідка в цих пісковиках відмічаються значно нижчі – 0,001 % (> в 1,1) і значно вищі – 0,02 % (> в 22,2) значення вмісту міді. Середній вміст цього елемента в пісковиках становить 0,0055 %, що перевищує кларковий вміст майже в 6 разів (див. табл. 1).

У мідистих прибережно-морських пісковиках вміст міді змінюється від 0,1 % (> в 111,1) до 0,2 % (> в 222,22); середній вміст міді становить 0,15 % (> в 166,67, табл. 1).

Мілководно-морські пісковики бідні на мідь: середній вміст міді 0,002 %, що у 2,2 рази вище від значення кларку (табл. 1). Значна концентрація міді відмічається тільки в мідистих мілководно-морських пісковиках – вміст міді досягає 0,2 %, що в 222,22 рази вище від вмісту кларкового.

Гістограми статистичного розподілу значень вмісту міді в нерудних пісковиках різної фаціальної приналежності верхньої товщі свідчать про доволі неоднорідний розподіл у них міді. При цьому переважна більшість значень вмісту міді в

прибережно-морських пісковиках становить від 0,003 % (> в 3,33) до 0,006 % (> в 6,67), а також (незначна кількість значень) – від 0,01 % (> в 11,1) до 0,018 % (> в 20). Середнє значення вмісту міді в цих відкладах – 0,0072 % (> в 8,0). У мілководно-морських пісковиках значення вмісту міді змінюється від 0,003 % (> в 3,33) до 0,009 % (> в 10,0); середнє значення вмісту міді – 0,006% (> в 6,67).

Значення (переважна більшість) вмісту міді в дельтових пісковиках: від 0,003 % (> в 3,33) до 0,006 % (> в 6,67), в поодиноких випадках – 0,016 % (> в 17,78); середній уміст міді в цих відкладах становить 0,0056 % (> в 6,22). Аномальне значення міді відмічено в мідистих пісковиках цього фаціального типу і досягає 0,1 % (> в 111,1). Це максимальна концентрація міді у відкладах верхньої товщі.

Встановлення основних закономірностей розподілу міді в породах змішаного складу пов'язане з деякими труднощами. Цей тип порід доволі важко ідентифікувати під час проведення польових робіт. Тільки гранулометричний аналіз дає максимальну можливість виокремити цей літотип, тому можливі деякі похибки у ході виявлення закономірностей розподілу міді в ньому.

Аналіз значень вмісту міді в породах змішаного складу різної фаціальної приналежності в кожній із виділених товщ свідчить про доволі неоднорідний розподіл у них цього елемента. При цьому значення вмісту міді в породах цього типу нижньої, середньої та верхньої товщ доволі близькі – в цілому змінюються від 0,001 % (> в 1,1) до 0,005 % (> в 5,5); середній уміст міді становить 0,0027 % (> в 3,05). Аномальний вміст міді (досягає 0,5 % – > в 555,5) зафіксовано в мідистих породах змішаного складу.

Математико-статистична обробка результатів спектрального аналізу гравелітів та конгломе-

ратів дельтової фації, а також пісковиків, гравелітів та конгломератів конусів виносу, що спорадично трапляються в розрізах виділених товщ субформації, не проводилася, оскільки немає необхідної для цього кількості значень умісту міді в них.

Аналіз значень умісту міді в цих породах дає підстави стверджувати про доволі неоднорідний розподіл міді в них, а також про те, що ці значення в них суттєво не відрізняються. Вміст міді в пісковиках змінюється від 0,001 % (> в 1,1) до 0,005 % (> в 5,5) за середнього значення 0,003 % (> в 3,3), максимальний становить 0,02 % (> в 22,22); у гравелітах змінюється від 0,002 % (> в 2,22) до 0,006 % (> в 6,67), середнє значення – 0,0036 % (> в 4,0), зрідка вміст міді в цьому літотипі досягає 0,1 % (> в 111,1); в конгломератах не перевищує 0,003 % (> в 3,3), аномальний досягає 0,01 % (> в 11,1).

Побудовані гістограми статистичного розподілу значень вмісту міді в нерудних глинах різної фаціальної приналежності нижньої товщі свідчать, що неоднорідний її розподіл властивий червоноколірним різновидам глин, які утворилися в окиснювальному середовищі, та чорним, сформованим у відновних умовах; для сіроколірних глин (в тому числі мідистих), які спорадично трапляються в розрізі нижньої товщі, характерний більш однорідний розподіл міді (рис. 4, 5).

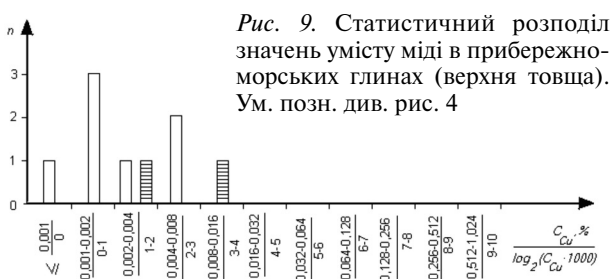
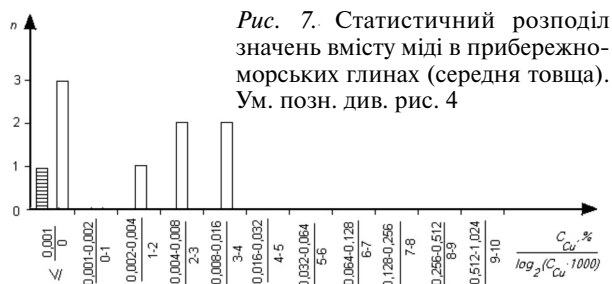
Значення вмісту міді в червоноколірних різновидах глин мілководно-морської фації змінюються від 0,002 % (< в 2,25 – за [8]) до 0,03 % (> в 6,66); середній уміст міді складає 0,0096 % (> в 2,13) – табл. 2.

У мілководно-морських чорних глинах, які також зрідка трапляються в розрізі нижньої товщі, вміст міді коливається в доволі широких межах: від 0,002 % (< в 2,25) до 0,02 % (> в 4,44), середній уміст міді – 0,012 % (> в 2,67).

Таблиця 2. Середній вміст міді в глинах різних фацій, з урахуванням фізико-хімічних умов формування, нижньої (I), середньої (II) та верхньої (III) товщ червоноколірно-теригенної субформації за даними спектрального аналізу, %

Товща	СДР	ЧПМ	СПМ	СПМР	ПМЧ	ММЧ	ЧММ	СММ	СММР	СКВ
III		0,003 / <1,5	0,007 / >1,5			0,005 / >1,1	0,0053 / >1,18	0,007 / >1,5	0,16 / >35,5	
II	0,12 / >26,7	0,001/0,0076 / <4,5 / >1,69			–	–	0,0053 / >1,18	0,005 / >1,1	0,05 / >11,1	0,0045 / 1
I		0,0056 / >1,24		0,15 / >33,33	0,071 / >15,78	0,012 / >2,67	0,0096 / >2,13			

Примітка. Глини: ЧД – червоноколірні дельтові, СДР – сіроколірні дельтові рудні, ЧПМ – червоноколірні прибережно-морські, СПМ – сіроколірні прибережно-морські, СПМР – сіроколірні прибережно-морські рудні, ПМЧ – чорні прибережно-морські, ММЧ – чорні глини мілководно-морські, ЧММ – червоноколірні мілководно-морські, СММ – сіроколірні мілководно-морські, СММР – сіроколірні мілководно-морські рудні, СКВ – сіроколірні конусів виносу. Середній вміст для глин, за [8] – 0,0045 %.



Деяко вища концентрація міді (середній вміст 0,035 % (> в 7,78)) встановлена в сіроколірних різновидах глин цього фаціального типу.

У червоноколірних прибережно-морських глинах (див. табл. 2) вміст міді коливається від 0,001 % (< в 4,5) до 0,02 % (> в 4,44), середнє значення – 0,0056 % (> в 1,24).

Значення вмісту міді в чорних різновидах глин цього фаціального типу змінюється в широких межах: від 0,004 % (< в 0,89) до 0,2 % (> в 44,44); середній вміст складає 0,071 % (> в 15,78).

Максимальна концентрація міді встановлена в мідистих сіроколірних глинах з підвищеним вмістом вуглефікованої речовини. Значення вмісту міді в цих відкладах коливається від 0,06 % (> в

13,33) до 0,3 % (> в 66,66), у середньому становить – 0,15 % (> в 33,33).

Побудовані гістограми статистичного розподілу значень вмісту міді як у нерудних червоноколірних, так і в сіроколірних глинах різних фацій середньої товщі також свідчать про доволі неоднорідний розподіл в них міді (рис. 6, 7).

У нерудних червоноколірних глинах мілководно-морського фаціального типу значення вмісту міді змінюється від 0,002 % (< в 2,25) до 0,02 % (> в 4,44), середнє значення міді становить 0,0053 % (> в 1,18); у сіроколірних різновидах – 0,003 % (< в 1,5) до 0,007 % (> в 1,55), середній вміст міді – 0,005 % (> в 1,1).

Доволі значна концентрація міді встановлена в міденосних сіроколірних глинах цього фаціального типу – вміст міді досягає 0,05 % (> в 11,1).

У нерудних червоноколірних глинах прибережно-морської фації значення вмісту міді коливається в доволі широких межах: від 0,001 % (< в 4,5) до 0,01 % (> в 2,22). За однорідністю значень вмісту міді в цих відкладах виділено дві підвибірки: у першій середнє значення вмісту міді складає 0,001 % (< в 4,5), у другій – 0,0076 % (> в 1,69).

Значна концентрація міді встановлена в міденосних сіроколірних глинах з підвищеним вмістом вуглефікованих рослинних решток, що формувалися в підводній частині дельти: значення вмісту міді в цих відкладах змінюється від 0,015 % (> в 3,33) до 0,3 % (> в 66,66), у середньому складає 0,12 % (> в 26,7).

З урахуванням фізико-хімічних умов утворення побудовані гістограми статистичного розподілу значень вмісту міді в нерудних глинах різної фаціальної приналежності верхньої товщі також свідчать про неоднорідний розподіл у них міді. При цьому, дещо більша неоднорідність у розподілі міді властива мілководно-морським глинам (рис. 8, 9).

Уміст міді в червоноколірних глинах цього фаціального типу змінюється в широких межах: від 0,001 % (< в 4,5) до 0,02 % (> в 4,44), середній вміст міді – 0,0053 % (> в 1,18); у сіроколірних – від 0,005 % (> в 1,1) до 0,01 % (> в 2,22), середній вміст міді – 0,007 % (> в 1,5).

Максимальна концентрація міді встановлена в мідистих мілководно-морських сіроколірних різновидах глин. У цих відкладах значення вмісту міді коливається від 0,02 % (> в 4,44) до 0,3 % (> в 66,66), середній – 0,16 % (> в 35,5).

Значення вмісту міді в нерудних червоноколірних прибережно-морських глинах (на відміну від

мілководно-морських) змінюється у вузких межах: від 0,001 % (< в 4,5) до 0,005 % (> в 1,1), середній вміст міді становить 0,003 % (< в 1,5); у сіроколірних різновидах коливається від 0,004 % (< в 1,1) до 0,01 % (> в 2,22), середній – 0,007 % (> в 1,5).

Висновки. Аналіз значень вмісту міді в породах різного типу, з урахуванням фаціальних та фізико-хімічних умов їх формування, нижньої, середньої та верхньої товщ червоноколірно-теригенної субформації дозволяє стверджувати наступне.

Пісковики без видимої мінералізації міді (безрудні), що формувалися у відновному (без сірководню) середовищі в різних фаціальних зонах на ранньому, середньому та пізньому етапах розвитку стебницького палеобасейну, збагачені міддю, наявною в цих відкладах у розсіяному стані. Розподіл міді в цих відкладах доволі неоднорідний; більша неоднорідність у розподілі міді властива дельтовим пісковикам. Такий розподіл розсіяної міді обумовлений, перш за все, речовинним та гранулометричним складом пісковиків, який змінювався, хоча і не суттєво, в процесі їх формування в різних фаціальних умовах.

Мідисті дельтові пісковики зі значною домішкою вуглефікованої речовини суттєво збагачені міддю. Уміст міді в цих відкладах близький до її вмісту в рудах, з яких цей елемент вилучають з промисловою метою – тобто мідь у цих відкладах знаходиться в концентрованому стані. Зрідка аномальний вміст міді зафіксовано в мідистих пісковиках інших фаціальних типів. При цьому, переважна більшість мідистих пісковиків (в основному дельтових) локалізована в середній товщі, незначна частина – в безпосередній близькості від контакту нижньої товщі із середньою та середньої із верхньою товщею.

Розподіл міді в нерудних породах змішаного складу, дуже близьких за своїм речовинним складом до пісковиків, має такий же характер як і в пісковиках нижньої, середньої та верхньої товщ субформації. Аномальний вміст міді властивий тим породам змішаного складу, що істотно збагачені вуглефікованими частинками.

Аналіз значень вмісту міді в гравелітах та конгломератах дельтової фації, пісковиків, гравелітів та конгломератів конусів виносу, які спорадично трапляються в розрізах виділених товщ субформації, свідчить про доволі неоднорідний розподіл міді в них, а також про те, що середні значення вмісту міді в них суттєво не відрізняються, що обумовлено доволі подібним речовинним складом цих порід за різного гранулометричного складу. Зрідка

в цих відкладах, збагачених вуглефікованою речовиною, також зафіксовано аномальний вміст міді.

Нерудні глинисті відклади, які формувались за різних фаціальних і фізико-хімічних умов, нижньої, середньої та верхньої товщ, збіднені на мідь, що наявна в них у розсіяному стані. Розподіл значень вмісту міді в цих породах доволі неоднорідний. Значення середнього вмісту міді в них практично відповідає кларковому вмісту міді в глинистих породах. Виняток – чорні глини прибережно-морської фації нижньої товщі (> в 15,78) та мідисті сіроколірні глини. Значна концентрація міді встановлена в сірих глинах прибережно-морської фації нижньої товщі (> в 33,33), дельтової фації (> в 26,7) та мілководно-морської фації (> в 11,1) середньої товщі, мілководно-морської фації (> в 35,5) верхньої товщі. Мідисті глини нижньої товщі локалізовані у верхній частині її розрізу, а верхньої товщі – у нижній частині її розрізу.

Уміст міді (абсолютні значення) загалом не підвищується від пісковиків до глин, що свідчить про неупорядкований тип розподілу, а також про вплив низки чинників на її розподіл і концентрацію.

Отже, намічені тенденції розподілу і концентрації міді у відкладах нижньої, середньої та верхньої товщ морської червоноколірно-теригенної субформації значною мірою визначені фаціальним чинником, дещо менше – літологічним, які є відображенням основного чинника – тектонічного.

Необхідною умовою для формування і розвитку субформації є певний взаємозв'язок тектонічного режиму області зносу (пра-Карпат) з морським седиментаційним палеобасейном і, відповідно, з розподілом фацій у ньому, в тому числі продуктивних дельтових фацій. Найбільш оптимальний тектонічний режим для нагромадження в палеобасейні більш крупнозернистих осадків прибережно-морських та дельтових фацій, а також надходження органічної та рудної речовини склався на середньому етапі розвитку басейну седиментації, який проходив на фоні різкої диференційності тектонічних рухів в області зносу – пра-Карпат, що обумовило достатньо інтенсивний розмив різних типів порід області зносу, в тому числі порід, збагачених рудними елементами.

Сприятливим чинником для осадження рудної речовини і постседиментаційної її концентрації, що підтверджується нашими дослідженнями, є прояв ритмічності в надходженні й акумуляції рудної, осадової та органічної речовини, а також зміна умов осадконагромадження, в тому числі фізико-хімічних.

Органічна речовина активно впливала на процеси розподілу та концентрації міді. Аналізуючи співвідношення сіроколірних (які формувалися у відновному середовищі) і червоноколірних (які формувалися за окиснювальних умов) порід у розрізі субформації приходимо до висновків, частково раніше виладених у [5]. Відклади нижньої та верхньої товщ, де суттєво переважають червоноколірні породи, формувалися в окиснювальних умовах, накопичення автохтонної органічної речовини було мінімальним. У розрізі середньої товщі дещо переважали сіроколірні породи, які формувалися у відновному, локально – у відновному із сірководнем середовищах, що свідчить про нагромадження значної кількості автохтонної речовини в басейні седиментації на середньому етапі розвитку басейну.

Найбільш сприятливі для накопичення органічної та рудної речовини форми рельєфу виникали у підводній частині дельт.

Основною формою накопичення міді в осадах стебницького седиментаційного басейну є ізоморфна домішка її в силікатах (понад 50 % від валової кількості міді). Окрім цього, значну роль під час первинного накопичення міді відігравали процеси адсорбції цього металу на вододілах, у річкових водах і басейні седиментації. Сорбентами були гідроксиди заліза, глинисті мінерали, різноманітні органічні речовини та карбонати. Значну роль у первинній концентрації міді відігравали гідроксиди заліза. Це обумовлено тим, що 70–80 % валового вмісту міді у зависі поверхневих водотоків входить до складу гідроксидів заліза і марганцю, а зависла форма міді домінує – на її частку

припадає 65 % від загального вмісту міді в річковому стоці (за Лісциним, 1975).

Дуже важливим для первинного накопичення міді в осадах стебницького палеобасейну є процес відновлення трьохвалентного заліза до двохвалентного, в результаті якого оксиди і гідроксиди заліза руйнувалися, звільнена мідь разом із закисним залізом мігрувала і накопичувалась на геохімічних бар'єрах з утворенням нерозчинних сполук цього металу.

Підтверджено, що мідне рудоутворення в палеобасейні червоноколірно-теригенного осадконагромадження на середньому етапі його розвитку відбувалось у зонах різкої зміни геохімічних параметрів середовища, яким відповідає відновний сірководневий геохімічний бар'єр. Утворення сульфідів міді (переважно халькозину) відбувалось на цьому бар'єрі в ході діагенезу і зміни окиснювально-відновного потенціалу осадків, величина якого визначалась кількістю і якістю захороненої, переважно автохтонної, органічної речовини. При цьому халькозин утворювався в середовищі з достатньо низьким умістом сірководню. Фізико-хімічні умови формування відкладів на ранньому і пізньому етапах розвитку палеобасейну (переважно окиснювальні – в розрізах нижньої та верхньої товщ, які утворилися на цих етапах, суттєво переважають червоноколірні породи) не сприяли концентрації міді в сульфідній формі.

Таким чином, літолого-геохімічні дослідження відкладів нижньої, середньої та верхньої товщ підтверджують первинно-осадочний генезис стратиформних рудопроявів міді червоноколірно-теригенної субформації Передкарпатського прогину.

Література

1. Акрамходжаев А.М., Бабадаглы В.А., Джумагулов А.Д. Геология и методы изучения нефтегазоносности древних дельт. – М. : Недра, 1986. – 216 с.
2. Компанець Г.С., Мороз Л.І. Міденосність формаційних комплексів Волино-Подолії та Українських Карпат // Літологія та корисні копалини. Зб. наук праць ІГН НАН України та ІГНС НАН і МНС України. – Київ, 2006. – С. 89–107.
3. Компанець Г.С., Ковальчук М.С., Константиненко Л.І., Мороз Л.І. Геохімія відкладів стебницької світи Передкарпатського прогину // Мінерал. зб. Львів. нац. ун-ту. – 2009. – № 59, Вип. 2. – С. 114–126.
4. Компанець Г.С. Геохімічна характеристика відкладів середньої (продуктивної) товщі неогенової морської червоноколірно-теригенної субформації Передкарпатського прогину // Пошукова та екологічна геохімія. – 2010. – № 1 (10). – С. 42–52.
5. Компанець Г.С. Органічна речовина у відкладах неогенової морської червоноколірно-теригенної субформації (стебницька світа) Передкарпатського прогину // Зб. наук. пр. Ін-ту геол. наук НАН України. – 2010. – Вип. 3. – С. 57 – 62.
6. Хрущов Д.П., Компанець Г.С. Литология галогенных и красочетных формаций Предкарпатья. – К. : Наук. думка, 1988. – 196 с.
7. Шаранов И.П. Применение математической статистики в геологии. – М. : Недра, 1971. – 248 с.
8. Turekian K., Wedepohl K.N. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust // Bull. Geol. Soc. of the Amer. – 1961. – 72, № 2. – P. 175–190.

Компанец Г.С., Ковальчук М.С. Геохимия меди на разных этапах формирования красноцветно-терригенной субформации (стебникская свита) Предкарпатского прогиба. Изложены результаты изучения геохимии меди на разных этапах формирования красноцветно-терригенной субформации Предкарпатского прогиба (стебникская свита). Определено содержание меди в основных типах пород с учётом их фациальной принадлежности и физико-химических условий среды их формирования в нижней, средней и верхней толщах этой субформации, сформировавшихся на раннем, среднем и позднем этапах её развития. Это дало возможность установить закономерности распределения и масштаб накопления меди, соответствующие указанным этапам. Это позволило воссоздать процессы распределения и концентрации меди в этой осадочной формационной единице соответственно динамике её формирования и функционирования как целостной геологической системы, что в свою очередь, позволяет рассматривать концентрацию меди во взаимосвязи с геологическим строением, тектоническим режимом Предкарпатского прогиба и спецификой процессов литогенеза в этой субформации.

Ключевые слова: геохимия, медь, Предкарпатский прогиб, красноцветно-терригенная субформация, стебникская свита.

Kompanetz G.S., Koval'chuk M.S. Geochemistry of copper at different stages of formation of red-terigenoy subformation (stebnytska suite) Carpathian trough. The results of exploration of copper geochemistry which is coincident with the different stages of forming of Pre-Carpathian sag (Stebnik suite) red-colour terrigenous subformation are expounded. Concentrations of copper in the basic types of rocks are rated in accordance with their belonging to facies and physical and chemical terms of the environment of their forming in the lower, middle and overhead layers of this subformation, formed on the early, middle and late stages of its development. It gave an opportunity to set the consistent patterns of distribution and scale of accumulations of copper, corresponding to the specified stages. This, in turn, gives an opportunity to recreate the processes of distribution and concentration of copper in this sediment unit according to the dynamics of its forming and functioning as an integral geological system, that allows to contemplate the concentration of copper in intercommunications with the geological structure, tectonic regime of the Pre-Carpathian sag and specific of lithogenesis processes of this subformation.

Key words: geochemistry, copper, Pre-Carpathian sag, red-colour terrigenous subformation, Stebnik suite.

Надійшла 01.07.2014.