

УДК (551.35:543.9):551.782(477.8)

**Г.С. Компанець**

**ОРГАНІЧНА РЕЧОВИНА У ВІДКЛАДАХ НЕОГЕНОВОЇ МОРСЬКОЇ ЧЕРВОНОКОЛІРНО-ТЕРИГЕННОЇ СУБФОРМАЦІЇ (СТЕБНИЦЬКА СВІТА) ПЕРЕДКАРПАТСЬКОГО ПРОГИНУ**

**G.S. Kompanets**

**THE ORGANIC SUBSTANCE IN THE NEOGENE MARINE SEDIMENTS OF THE RED-COLOUR TERRIGENOUS SUBFORMATION (THE STEBNIC SUITE) OF THE PRE-CARPATIAN SAG**

Встановлені закономірності та масштабність накопичення органічної речовини в стебницькому седиментаційному палеобасейні. Прослідкований зв'язок накопичення органіки з циклічністю осадконакопичення, фаціальними обставинами. Визначено вплив геотектонічного фактору.

*Ключові слова:* формація, органічна речовина, фація, циклічність осадконакопичення.

Установлены закономерности и масштабность накопления органического вещества в стебникском седиментационном палеобассейне. Прослежена связь накопления органики с цикличностью осадконакопления, фаціальными обставинами. Определено влияние геотектонического фактора.

*Ключевые слова:* формація, органическое вещество, фація, цикличность осадконакопления.

The consistent patterns and scope of the organic substance accumulation in the Stebnik palaeobasin of sedimentation are determined. The linkage of accumulation of organic substance with sedimentation cycles and facial conditions is retraced. The influence of tectonical factors in this process is determined.

*Keywords:* formation, organic substance, facies, sedimentation cycle.

**ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМИ**

Уявлення про умови формування стратиформних зруденінь міді в червоноколірно-теригенних формаційних одиницях дуже різноманітні і час-то суперечливі. До теперішнього часу розробляються нові генетичні моделі, які в утворенні мідних рудопроявів рівною мірою враховують седиментаційно-діагенетичні, метаморфічні і гідротермальні процеси (осадово-гідротермальні родовища), а також припускають значну участь у формуванні зруденінь підземних вод різного походження (гідрогенні родовища). Навіть серед прихильників седиментаційно-діагенетичного генезису нема однастайності у визначенні основних факторів, які привели до формування рудопроявів міді цього типу. Тому оцінка впливу тих чи інших факторів на локалізацію стратиформних зруденінь міді в червоноколірних відкладах і сьогодні залишається актуальною.

Об'єкт досліджень автора — неогенова морська червоноколірно-теригенна субформація (стебницька світа) Передкарпатського прогину, яку у різні роки вивчали В.І. Колтун, Є.К. Лазаренко, О.С. В'ялов, Д.В. Гуржій, Д.П. Хрущов, Г.С. Компанець, І.С. Дзюба, М.С. Ковальчук, Л.І. Константиненко та ін.

Мета даної статті — встановлення закономірностей розподілу і масштабу накопичення

органічної речовини (ОР) у стебницькому седиментаційному палеобасейні, яка відігравала важливу роль у первинному накопиченні міді та інших мікроелементів в осадах цього басейну, а також у формуванні стратиформних рудопроявів міді у відкладах субформації, що досліджується. Досягнення цієї мети базується на мінералого-петрографічних дослідженнях порід різного типу, які формувалися в прибережно- і мілководно-морських та дельтових (підводна частина) зонах значної за розмірами морської затоки [9] в різних фізико-хімічних умовах (відновних чи окисних), та на основі даних значень вмісту ОР у породах стебницької світи, які визначено хімічним аналізом (аналітик Кадочніков В.М.).

При цьому враховувалося те, що ОР у формі рослинних решток і решток організмів, які накопичувались в осадах седиментаційного басейну, мала сильні відновні властивості. Це сприяло утворенню того чи іншого фізико-хімічного середовища в період діагенезу, в даному випадку стебницьких осадків, де відбувалося накопичення і міграція різних мікроелементів, зокрема міді, та їх перехід з одних мінеральних форм в інші. Ще більш важливе значення має активний вплив ОР на геохімічні процеси: міграцію та сорбцію мікроелементів, що приводило до

концентрації або розсіювання тих чи інших елементів або їх сполук. Було взято до уваги і те, що основну масу ОР в осадах басейнів седиментації складають її розчини (істинно- і колоїдно-розчинена ОР) та ОР завису, які є продуктами біохімічного розкладення різного ступеня ОР переважно рослинного походження [8].

#### ВИКЛАД РЕЗУЛЬТАТІВ ДОСЛІДЖЕНЬ

Дослідження мінералого-петрографічних і геохімічних особливостей порід стебницької світи дали можливість за морфологічними ознаками і характером контакту з мінеральною масою порід виділити два типи ОР в них. Перший тип — це ОР, яка присутня в сіроколірних уламкових і глинистих породах у вигляді вуглефікованих рослинних решток різних розмірів: від крупних (0,1–2,0 мм) до тонкодрібних (0,001–0,1 мм). Вуглефіковані частинки розподілені в породах як хаотично (тонкодрібні), так і орієнтовані паралельно шаруватості (крупні), мають кутасті обриси і чітку межу з вміщуючою мінеральною масою порід.

Вуглефіковані рослинні рештки не містять гумінових кислот, які перейшли в процесі вуглефікації в нерозчинні в лугах гуміни. Перетворення цього типу органічної речовини у відкладах не супроводжувалось зміною присутніх у них мінералів, зокрема, глинистих, як на стадії седименту-, так і діагенезу.

До другого типу ОР належить істинно- і колоїдно-розчинена ОР — продукт дуже сильного біохімічного розкладення решток рослин (переважно) і відмерлого планктону, нектону і бентосу. Цей тип (різноманітні високомолекулярні органічні кислоти складного і непостійного складу — гумінові кислоти і фульвокислоти) найбільш поширений в осадових породах. Накопичення в осадах ОР другого типу, яке потім успадковувалося породами, зумовлене здатністю глинистих мінералів (в даному випадку групи гідрослюд, монтморилоніту, каолініту і хлориту) легко сорбувати розчинену ОР. При цьому виявлено вибірковість такої сорбції: при наявності в морській воді ОР глинисті мінерали не тільки не сорбують з морської води неорганічні катіони, але й легко обмінюють катіони, які знаходяться в їх обмінних позиціях, на катіони ОР. Завдяки особливостям кристалічної ґратки глинистих мінералів останні можуть сорбувати ОР тільки в тому випадку, якщо вона знаходиться у вигляді колоїдних або істинних розчинів. ОР, сорбована глинистими мінералами, підвищує стійкість

останніх: глинисті мінерали залишаються незмінними навіть в обстановках, які значно відрізняються за фізико-хімічними параметрами від первинної. Глинисті мінерали, в свою чергу, захищають ОР, яку сорбували, від бактеріального і хімічного руйнування [4].

Породи червоноколірно-теригенної субформації бідні на ОР (вміст  $C_{\text{орг}}$  коливається від 0,12–0,33 %), лише окремі літотиби дещо збагачені нею: вміст  $C_{\text{орг}}$  — 0,47–0,57 %, іноді сягає 3,17 % (для порівняння, в переважній масі осадових порід вміст ОР не перевищує 1–2 %). Ці значення дещо відрізняються в породах нижньої, середньої і верхньої товщ стебницької світи, що формувалися на ранньому, середньому і пізньому етапах розвитку седиментаційного басейну [9]. Для раннього і пізнього етапів розвитку басейну седиментації характерне накопичення більш тонкозернистих і більш глибоководних осаdkів прибережно- і мілководно-морських фацій субліторалі, які відображали етап відносної стабілізації тектонічних рухів в області основного джерела зносу — Карпатах при розширенні акваторії басейну і відносній його глибоководності з некомпенсованим осадконагромадженням. Для середнього етапу характерне нагромадження більш крупнозернистих осаdkів прибережно-морських і дельтових фацій; осаdки мілководно-морських фацій менш розвинуті. Осадконагромадження на цьому етапі відбувалося на фоні пульсуючих підняття в області зносу при скороченні акваторії басейну і значному його обміліні.

В дельтових і прибережно-морських відкладах нижньої товщі вміст ОР другого типу ( $C_{\text{орг}}$ ) становить 0,12–0,30 %; дещо збагачені ОР червоноколірні мілководно-морські глини (до 0,46 %  $C_{\text{орг}}$ ). Суттєво збагачені ОР прибережно-морські (вміщують 0,9 %  $C_{\text{орг}}$ ), а також мілководно-морські чорні глини ( $C_{\text{орг}}$  досягає 3,20 %).

У відкладах верхньої товщі, що формувалися в таких же фізико-географічних і фізико-хімічних умовах, як і відклади нижньої товщі, вміст ОР, в цілому, нижчий ( $C_{\text{орг}}$  становить 0,14–0,24 %), ніж у відкладах нижньої товщі.

Вуглефіковані частинки у відкладах нижньої і верхньої товщ практично відсутні. ОР, яку вміщують відклади цих товщ, належить до органіки другого типу, тобто це розчинена ОР, що була сорбована глинистими (головним чином) та карбонатними мінералами.

Характер розподілу ОР першого і другого (переважно) типів у породах середньої товщі

дещо інший, ніж в утвореннях нижньої і верхньої товщ. Органічний матеріал розподілявся в басейні седиментації (на середньому етапі розвитку він був значно менших розмірів і досить мілководний) доволі рівномірно, тобто характер розподілу органіки в басейні суттєво не залежав від типу і фаціальної належності відкладів. Вміст органічного матеріалу ( $C_{\text{орг}}$ ) в утвореннях цієї товщі коливається від 0,12 до 0,33 %. Накопичення більш значних мас органіки ( $C_{\text{орг}}$  становить 0,47–0,57 %) в осадах відбувалось на локальних ділянках палеобасейну, переважно в підводній частині дельт. При цьому вміст вуглефікованих рослинних решток у відкладах середньої товщі значно вищий, ніж в утвореннях нижньої і верхньої товщ.

Таким чином, простежується певний зв'язок накопичення ОР з циклічністю осадконакопичення.

Під час формування стебницьких відкладів (оттанг, ранній міоцен) існували досить сприятливі умови — семиаридний клімат і геотектонічні умови — для розвитку рослинності в областях зносу, особливо в межах північно-східного джерела зносу — Волино-Подільського мегаблока. З кінця раннього і до кінця середнього міоцену цей мегаблок залучався до опускання, з яким пов'язане накопичення [1, 2, 3, 6] міоценових відкладів. Сумарні амплітуди диференційованих рухів у північно-східній частині цього мегаблока не перевищували 25 м; у південно-західній становили 25–50 м; у центральній та південно-східній досягали 50–120 м і більше. В цей час на фоні регіональних опускань виділялись локальні ділянки підняття в районах найбільш активних брахіантиклінальних структур. З опусканням Волино-Подільського мегаблока пов'язане формування акумулятивної рівнини з незначними коливаннями висот, з досить розвинутою гідросіткою. Рівнинно-низинний рельєф спричиняв ріст і накопичення рослинних залишків в областях пониженого рельєфу із заболоченими площами. Такі фізико-географічні умови сприяли інтенсивному біохімічному розкладенню залишків рослинної речовини з утворенням гумусових речовин (процес гуміфікації) та продуктів глибокого розкладення (процес гелефікації): колоїдної речовини і істинних розчинів.

З точки зору ландшафту карпатське джерело зносу являло собою височину, що мала хвилясту поверхню, помірно розчленовану долинами, балками, ярами, з осередково розви-

нутою деревною рослинністю теплолюбивого та помірного характеру на підвищених ділянках і повсюдним поширенням трав'янистої рослинності. Геодинамічні умови в області карпатського джерела зносу (від кінця палеогену — початку неогену до бадену відбувалось підняття Карпат) не створювали сприятливі фізико-географічні умови для накопичення рослинних решток.

Таким чином, основна маса ОР (колоїдні або істинні розчини — переважно, а також ОР завису), що відкладалась в басейні седиментації, транспортувалась ріками з повільною течією з боку схилу Східно-Європейської платформи. Вміст ОР був значно нижчим у річках із швидкою течією і змінними руслами, а також у тимчасових водотоках, які текли з боку Карпат. ОР, що переносилась річками, на ділянках з уповільненою течією (в заводях, широких гирлах рік і дельтах) затримувалась і при осіданні на дно накопичувалась. Легкі рослинні рештки у вигляді пилку, спор та насіння переносились вітром на значні відстані. Із зони дельт частина ОР розносилась течіями як вздовж берега, так і в поперечному до берегової лінії напрямку (тобто в глиб басейну).

Визначальним фактором накопичення ОР в осадах стебницького седиментаційного басейну є геотектонічний фактор при найсприятливішому при цьому поєднанні клімату, рельєфу і наявності ОР.

Паралельно з процесами сорбції глинистими і карбонатними мінералами розчиненої ОР рослинного походження в басейні седиментації відбувалось і накопичення в муловій воді розчинених або високодисперсних органічних сполук, що утворилися в результаті біохімічного розкладення переважно автохтонного органічного матеріалу (загиблій планктон, нектон, бентос) бактеріями, які населяли мул, та їх ферментами.

Про масштабність накопичення органічного матеріалу (як алохтонного, так і автохтонного) в стебницькому басейні седиментації побічно свідчить розвиток тих чи інших фізико-хімічних обстановок (лужно-кислотного —  $pH$  і окисно-відновного  $Eh$  режимів) у ньому, на формування яких активно впливала ОР, захоронена в осадах цього басейну.

Лужно-кислотне середовище в наддонній морській воді визначається головним чином вмістом і формою знаходження карбонату кальцію, що тісно пов'язані з режимом  $CO_2$ , насамперед з тим, що виділяється в результаті

мінералізації ОР в басейні седиментації, а також життєдіяльності організмів. При цьому при збільшенні у морській воді концентрації вільної  $\text{CO}_2$  більша частина  $\text{CaCO}_3$  переходить в бікарбонатну форму  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ ,  $pH$  наддонної морської води падає. При пониженні концентрації  $\text{CO}_2$  бікарбонати кальцію руйнуються, переходять в карбонат кальцію, який частково осаджується у вигляді твердої фази: загальна концентрація  $\text{CaCO}_3$  у морській воді при цьому зменшується, а  $pH$  зростає.

В стебницькому седиментаційному басейні наддонна морська вода мала підвищену лужність. Про це свідчить підвищений вміст карбонатів у породах стебницької світи.

Карбонатний матеріал надходив в басейн седиментації трьома шляхами: у розчиненому стані (бікарбонати) переносився переважно рівнинними ріками з боку Східно-Європейської платформи; у складі завису — поверхневими водотоками (переважно) з боку Карпат; у розчиненому стані — з припливом морської води. Осадження карбонатів у басейні седиментації у вигляді кальциту та інколи доломіту являє собою досить закономірний процес, який накладався на значно переважаючу уламкову седиментацію і був пов'язаний з концентрацією морської води в умовах семиаридного клімату.

Розподіл карбонатів у стебницькому басейні мав свої особливості і залежав від типу осаду, фаціальних умов їх накопичення і від кількості ОР у них.

Відклади мілководно-морської зони збагачені карбонатами: вміст  $\text{CaO}$  в цих утвореннях становить 7,35–11,98 %. Виняток: глини чорного кольору зі значним вмістом органіки (до 3,2 % об'єму породи) збіднені карбонатами (вміст  $\text{CaO}$  не перевищує 3,17 %).

Вміст  $\text{CaO}$  в утвореннях прибережно-морської зони коливається від 7,5 до 13,04 %.

Таким чином, величина  $pH$  наддонної морської води в мілководно-морській і прибережно-морській зонах седиментаційного басейну практично не змінювалася при їх загальній підвищеній лужності. Виняток: на ділянках палеобасейну, де накопичувалися глинисті відклади, збагачені ОР, величина  $pH$  знижувалась.

Характер розподілу карбонатів у підводній частині дельт більш диференційований: вміст  $\text{CaO}$  коливається в більших межах (від 4,98 до 11,34 %), що свідчить про зміну величини  $pH$  на окремих ділянках басейну в цій зоні. Величина  $pH$  наддонної води знижувалась на тих ділянках

у підводній частині дельт, де відбувалось значне накопичення ОР, в результаті мінералізації якої у морській воді надходила значна кількість  $\text{CO}_2$  і відповідно зростала загальна концентрація карбонатів в ній, що, в свою чергу, приводило до зниження  $pH$ . Біля дна на цих ділянках морської води ставали слабокислими ( $pH < 7$ ).

Свідчення про окисно-відновний режим осаdkів стебницького басейну були одержані лише непрямо на основі вивчення діагенетичних мінералів. За мінерали-індикатори слугували ті мінерали, для утворення яких окисно-відновний режим відігравав суттєву роль. Це насамперед гідроксиди  $\text{Fe}$  і  $\text{Mn}$ , а також ОР.

Залізо надходило в седиментаційний басейн у складі завису, форми надходження його були різні [8]. Частина заліза знаходилась в кристалічній гратці уламкових мінералів, а також у вигляді гідрогетиту різного ступеня гідратації і феригідриту (аморфний  $\text{FeOOH}$ ). Невелика частина заліза у зависі знаходилась у поглинаючому комплексі глинистої речовини в обмінному стані.

Основне джерело заліза — породи флішу Карпат.

Відомо, що формування різних парагенезисів мінералів заліза в осадку знаходиться в тісній залежності від вмісту ОР. При цьому будь-які зміни парагенезисів мінералів заліза свідчать не тільки про загальні зміни окисно-відновного потенціалу середовища, але і про зміни загальної ємкості минулого відновного процесу, який вимірюється затратами  $C_{\text{орг}}$  на редукцію заліза. Необхідно при цьому брати до уваги те, що редукується не тільки  $\text{Fe}$ , але і  $\text{Mn}$  та інші елементи.

Для побічного визначення ємкості минулого відновного процесу і відповідно затрат  $C_{\text{орг}}$  на редукцію заліза, тобто для характеристики окисно-відновного режиму осаdkів палеобасейнів використовувався оксидний коефіцієнт — співвідношення оксидного і закисного заліза ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ).

Значення оксидного коефіцієнта в породах стебницької світи, що формувалися в різних фаціальних зонах, різні. В червоноколірних глинах мілководно-морської зони цей коефіцієнт становить 1–2, що характерно для слабоокисної і окисної геохімічної обстановки. При накопиченні мілководно-морських піщаних осаdkів відбувалась зміна геохімічної обстановки від слабоокисної до слабовідновної, про що свідчить значення оксидного коефіцієнта в сіроколірних мілководно-морських пісковиках — не перевищує 0,5.

Отже, осади, що формувалися в цій зоні, були збагачені оксидами і гідроксидами заліза при присутності закисних форм заліза; сульфідна сірка була відсутня. ОР інтенсивно окислювалась. Окисно-відновний потенціал в осадах мілководно-морської зони палеобасейну був досить високий.

В дельтових відкладах та пісковиках прибережно-морської зони значення оксидного коефіцієнта становить 0,48–0,50, що свідчить про слабовідновне середовище їх формування. Значення оксидного коефіцієнта в прибережно-морських породах змішаного складу, а також в глинистих породах, вказує на те, що при накопиченні цих відкладів також відбувалась зміна геохімічної обстановки від слабоокисної до слабовідновної.

В осадах, що формувались переважно в слабовідновному середовищі, були присутні як окисні, так і закисні форми заліза (останні переважали: в осадах відбувалось відновлення тривалентного заліза до двовалентного), відмічався низький вміст сульфідної сірки (сліди), ОР було відносно мало, що і є причиною слабого розвитку процесів відновлення. Присутність в осадах закисних форм заліза пояснюється їх низьким окисно-відновним потенціалом при нейтральній або лужній реакції середовища [7].

Таким чином, окисно-відновний потенціал в осадах, що утворилися в зонах дельт і прибережно-морській зоні, був нижчим, ніж в осадах, які формувалися в мілководно-морській зоні. Зниженню  $Eh$  в цих осадах відповідало підвищення інтенсивності відновних процесів. В окисних і слабовідновних водах сірководень був відсутній.

В дельтових пісковиках і глинах з видимою мінералізацією міді значення оксидного коефіцієнта зменшується і становить від 0,5 до 0,25, що свідчить про досить сильне відновне середовище формування цих відкладів, для якого характерна присутність сірководню. В осадах, які накопичувались у цьому середовищі, закисні форми заліза значно переважали над оксидними. Розвиток цього типу обстановок був пов'язаний з наявністю на локальних ділянках у зонах підводної частини дельт досить значної кількості ОР. Показники окисно-відновного потенціалу в осадах, збагачених міддю, були найнижчими.

Таким чином, накопичення ОР в осадах мілководно-морської зони було мінімальним;

відповідно вона була практично повністю окиснена киснем як неорганічних сполук, так і киснем, який знаходився в морській воді, з утворенням незначної кількості продуктів окиснення —  $CO_2$  і  $H_2O$ , що підтверджується доволі високим вмістом карбонатів у відкладах цієї зони.

В прибережно-морській і дельтовій (підводна частина) зонах палеобасейну, де ОР накопичувалась в осадах в більш значних кількостях, спочатку відбувалось мікробіологічне окиснення цих речовин, а в подальшому весь процес відбувався в слабо- (без сірководню) або сильновідновному середовищі із сірководнем (там, де накопичувалась значна кількість ОР). Сірководень, ймовірно, утворився при гнитті автотонної ОР (білків). Можливо, незначна його кількість — це продукт відновлення сульфатів, тобто сульфатредукції бактеріальної — анаеробний окисно-відновний процес між сульфатами та ОР, який здійснюється десульфатизуючими бактеріями. Цей процес у стебницькому седиментаційному басейні був слабо розвинутий, так як у морській воді був, вірогідно, дефіцит сульфат-іонів, про що свідчать дані хімічного аналізу порід — вміст  $SO_{3\text{сульф}}$  змінюється від 0,000п до 0,25 %.

Сірководень разом з іншими газами ( $CO_2$ ,  $NH_3$ ,  $CH_4$  та ін.), що накопичувались в осадах, повільно дифундував в наддонну воду. На межі осадоку — морська вода в слабоокисних умовах сірководень окислювався сіркобактеріями до елементарної сірки —  $S^{2-}$  і  $HS^-$  з утворенням сульфідів міді (при формуванні мідепроявів стебницької світи найбільш важливий саме цей момент). Частково сірководень окислювався і без участі бактерій. Монометальність мідистих порід стебницької світи, найімовірніше, свідчить про дефіцит сірководню на відновному бар'єрі.

## ВИСНОВКИ

Аналіз співвідношення сіркоколірних (формувались у відновному середовищі) і червоноколірних (формувались в окисних умовах) порід у розрізі стебницької світи дозволяє стверджувати таке. Накопичення органічної речовини в формі рослинних решток і решток організмів у відкладах нижньої і верхньої товщ стебницької світи було мінімальним: у розрізах цих товщ суттєво переважають червоноколірні породи, що формувалися в слабоокисному й окисному середовищах, локально (сіркоколірні літотипи) — в слабовідновних умовах. Більш масштабне на-

копичення ОР цього генетичного типу характерне для відкладів середньої товщі, в розрізі якої переважають сіроколірні породи, що формувалися у слабовідновному середовищі, локально — у сильновідновному із сірководнем, де мідь, яка енергійно мігрувала у водах морської затоки, осаджувалась на відновному сірководневому бар'єрі.

Проведені автором геохімічні дослідження відкладів середньої товщі червоноколірно-теригенної субформації підтверджують значну роль ОР (рослинні рештки і рештки організмів) у формуванні стратиформних рудопроявів міді, які локалізовані в цій товщі [5].

1. Вялов О.С. Волыно-Подольская плита // Стратиграфия СССР. Неогеновая система. — М.: Недра, 1986. — Т. 1. — С. 88–96.
2. Гофштейн И.Д. Неотектоника і морфогенез Верхнього Придністров'я. — К.: Вид-во АН УССР, 1962. — 132 с.
3. Гофштейн И.Д. Неотектоника Западной Волыно-Подоллии. — Киев: Наук. думка, 1979. — 154 с.
4. Клубова Т.Т. Глинистые минералы и их роль в генезисе, миграции и аккумуляции нефти. — М.: Недра, 1973. — 256 с.
5. Компанець Г.С. Геохімічна характеристика відкладів середньої (продуктивної) товщі неогенової морської червоноколірно-теригенної субформації Передкарпатського прогину // Пошук. та екол. геохімія. — 2010. — № 1(10). — С. 42–52.
6. Кудрин Л.Н. Стратиграфия, фации и экологический анализ фауны палеогеновых и неогеновых отложений Предкарпатья. — Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1966. — 174 с.
7. Манская С.М., Дроздова Т.В. Геохимия органического вещества. — М.: Наука, 1964. — 345 с.
8. Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд / Под ред. В.Н.Холодова. — М.: Наука, 1975. — 344 с.
9. Хрущов Д.П., Компанець Г.С. Литология галогенных и красноцветных формаций Предкарпатья. — Киев: Наук. думка, 1988. — 196 с.

*Інститут геологічних наук НАН України, Київ  
E-mail: info@igs.org.ua*

*Рецензент – д-р геол.-мінерал. наук Д.П. Хрущов*