

УДК [551.243+553.43] (477:292.452)

## СТРУКТУРНІ КРИТЕРІЇ МІДЕНОСНОСТІ ПАЛЕОЦЕН-ЕОЦЕНОВИХ ТОВЩ СКИБОВИХ КАРПАТ

**М.І. Богданова, Л.В. Генералова, О.В. Костюк, Л.М. Хом'як**  
*Львівський національний університет імені Івана Франка*  
*79005, м. Львів, вул. Грушевського, 4*  
*E-mail: zaggeol@franko.lviv.ua*

Розглянуто вплив структурного контролю на локалізацію мідевмісного зруденіння в строкатоколірних горизонтах крейдово-палеогенових флішоїдних товщ Скибової зони Українських Карпат. На думку авторів, воно контролюване структурами розтягу, які є результатом зсувної кінематики.

*Ключові слова:* Скибова зона, Українські Карпати, міденосні крейдово-палеогенові флішоїдні товщі, турбідити, зсув, структури розсуву.

Характеристика міденосних відкладів Передкарпатської міденосної зони наведена у працях Д.П. Хрущова, Ю.А. Нечасва, В.Г. Кардаша, Г.Д. Досіна, О.О. Щербака, В.О. Хмелівського, І.П. Мудрика, М.Д. Петруняка [14, 15, 22–24]. Ці дослідники ретельно проаналізували речовинний склад мінералів міді, літолого-фаціальні умови рудовмісних відкладів, геохімічну обстановку середовища мідного мінералоутворення й одноставно висловили думку про стратиформний тип родовищ мідистих пісковиків і сланців, за Наркелюном [14]. Однак, незважаючи на велику роботу, яку провели ці геологи, деякі сторони проблеми залишилися поза їхньою увагою. Вони майже не розглядали групу структурно-тектонічних критеріїв, сприятливих для проявів стратиформних мідистих пісковиків та сланців Передкарпатської міденосної зони. Хоча б для часткового вирішення цього питання ми спрямували наші зусилля на вивчення структурної позиції стратиформних мідистих пісковиків та сланців крейдово-палеогенових верств Скибової зони Українських Карпат.

Верхньокрейдково-еоценові ритмічно-циклічні флішоїдні товщі Скибової зони Українських Карпат мають загальну потужність понад 2 000–2 500 м [2, 20]. Вони представлені дрібно-, середньо- і крупнозернистими турбідитами та (або) грейнітами.

Мідисте зруденіння трапляється на різних стратиграфічних рівнях розрізу Скибової зони у строкатоколірних горизонтах дрібнозернистих турбідитів та контуритів стрийської, яменської (яремчанський горизонт), манявської та бистрицької світ. Просторово воно тяжіє до межиріччя Стрий–Дністер та середньої течії р. Прут (див. рисунок). Найліпше вивчена мідна мінералізація яремчанського строкатоколірного горизонту [15, 23]. Його літолого-фаціальні особливості та речовинний склад руд є типовими для строкатоколірних горизонтів Скибової зони, які мають характерні загальні риси мідепроявів:

- мідисте зруденіння локалізоване у червоно-зелених строкатоколірних горизонтах. Седиментологічні риси зелених дрібнозернистих пісковиків, алевролі-

тів, аргілітів відповідають елементарному цикліту Боума [25], який охоплює інтервали  $(AB)CD$  та (або)  $CDE$  і є турбідитом. Червоні дрібнозернисті алевроліти та аргіліти мають ознаки контуритів і пелагітів;

- максимальний вміст мідевмісних мінералів простежено на межі елементів  $(AB)CD$  зелених дрібнозернистих турбідитів та червоних пелагітів (контуритів);
- на кількість міді у проявах мідної мінералізації впливає сортованість порід. Чим ліпше сортована порода, тим менше вона містить міді;
- характер чергування турбідитів та пелагітів (контуритів) має бути дуже тонким і, ліпше, лінзоподібним;
- широке площинне поширення червоно-зелених строкатоколірних горизонтів з мідною мінералізацією свідчить про приуроченість її до певних стратиграфічних горизонтів і про стратиформність зруденіння;
- переважна локалізація халькопіриту у цементі кластогенних елементів цикліту Боума не унеможлиблює позаосадового, вірогідніше, ексгальційного (гідротермального) його генезису, який вніс свою частку у полігенний процес формування міді;
- крім стратиформності, мідна мінералізація має лінійні зони вторинного окиснення (малахіт, азурит, окиси мангану). Вони приурочені до зон розломів (у тому числі до субзгідних тріщин часто з дзеркалами ковзання). Сюди треба зачислити мідне зруденіння стрімкоспадних верств (аргілітів). Чим більша дислокованість потенційно міденосних порід, тим більший вміст у них мідевмісних мінералів;
- карбонатність і мідевмісність мають обернено пропорційну залежність. Зі збільшенням карбонатності зменшується вміст мідистих мінералів;
- вмісти органічних речовин і мідистих мінералів мають прямо пропорційну залежність. Органічна речовина в разі діагенезу зумовлює вірогідність редукції сульфатів на сульфіди, що консолідує мідь (і свинець, і цинк, і залізо) у сульфідній формі. Хоча є інші тлумачення;
- седиментологічні риси літотипів, у яких простежено максимальні концентрації мідевмісних мінералів, дають змогу проаналізувати батіальні умови палеобасейну. Глибини палеобасейну були більшими від критичної межі карбонатонагромадження і наближались до глибин підніжжя континентального схилу;
- серед мідних мінералів строкатоколірних горизонтів Скибової зони зафіксовано послідовне виділення таких мінералів: (пірит) + халькопірит  $\rightarrow$  борніт  $\rightarrow$  халькозин  $\rightarrow$  ковелін [15]. Серед вторинних мінералів переважають малахіт та азурит. Пірит, халькопірит і халькозин трапляються у цементі уламкових вапняків, пісковиків та алевролітів у вигляді рудного пилу, який може бути рівномірно поширеним по усій породі або утворює сфероїдні виділення і (або) розсіяні вкраплення. Концентрації мідистих мінералів залежить від типу цементації. Максимальний вміст їх характерний для пористого типу (прикладом є мідне зруденіння у пористих слабкоцементованих алевролітах на потоці Річка). Крім вкрапленого мідистого зруденіння, є прожилкове (по тріщинах, поблизу тектонічних порушень). Трапляються псевдоморфози халькопіриту за органічними рештками [15];
- загальна позиція мідистого зруденіння не унеможлиблює полігенно-поліхромного генезису мідистих мінералів.

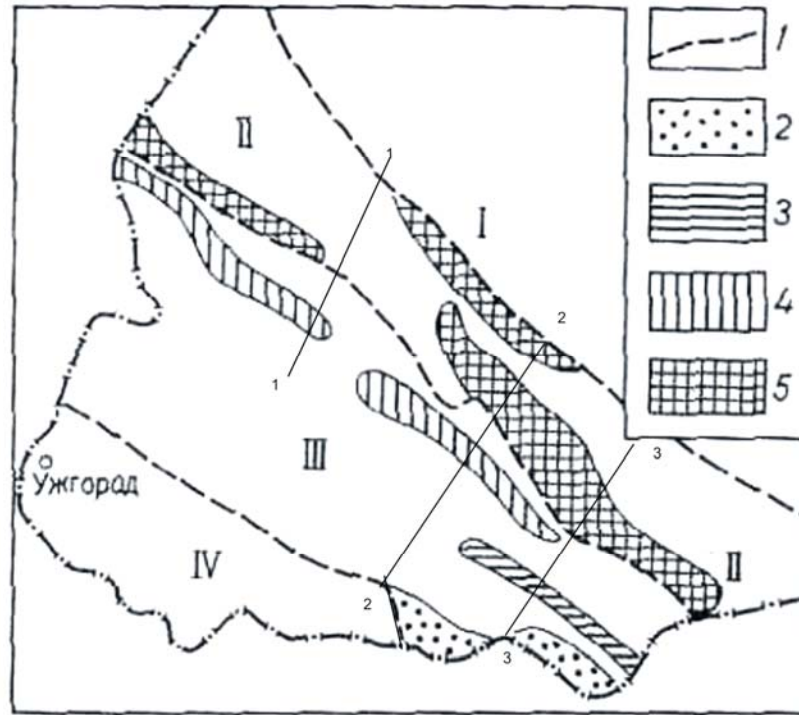


Схема розміщення міденосних відкладів Українських Карпат за Л.Ф. Наркелюном та ін. [14], з доповненнями [10–12]:

*I* – межі головних тектонічних зон; *2* – докрейдові мідно-колчеданові прояви; *3–5* – мідисті пісковики і сланці: *3* – крейдові, *4* – палеогенові, *5* – неогенові; *I* – Східноєвропейська платформа; *II* – Передкарпатський крайовий прогин; *III* – Складчасті Карпати; *IV* – Закарпатський внутрішній прогин. Розломні структури: 1–1 – Стрийський; 2–2 – Тячівсько-Надвірнянський; 3–3 – Трансільвансько-Чернігівський (Рахівсько-Тисенський).

Розглянемо вплив структурного чинника на локалізацію мідистого зруденіння.

Для цього проаналізовано геологічні карти та структурно-тектонічні схеми Українських Карпат [1, 3, 4, 10–12, 16, 19]. Нашу увагу привернули дані про дві великі поперечні розривні структури (Стрийський і Тячівсько-Надвірнянський розломи [10]) у фундаменті Українських Карпат, які зумовлюють поділ Карпат на блоки (з північного заходу на південний схід): Бойківський, Лемківський і Гуцульський. Тячівсько-Надвірнянський розлом за просторовим розміщенням тяжіє до Трансільвансько-Чернігівської (Рахівсько-Тисенської) наскрізної структури [18]. Отже, польові роботи останніх років були зосереджені в районах імовірного впливу названих вище розривних структур, а саме: у верхів'ях та середній течії р. Стрий і в середній течії Пруту й Чорної Тиси.

Мета досліджень – реконструкція палеотектонічних полів напружень на

окремих доменах, які перебувають у зоні впливу Стрийської та Трансільвансько-Чернігівської розломних структур. Результати замірів тріщин опрацьовано методом кінематичних побудов М.В. Гзовського та за класифікаціями деформаційних режимів Е.М. Андерсона, С.І. Шермана, О.Б. Гінтова, які дали змогу визначити типи полів напружень [5–9, 17, 21]. Під час досліджень увагу звертали на ступінь компетентності порід розрізу. Різні за компетентністю породи стратиграфічних одиниць відрізняються способом консервації палеополя напруження. Наприклад, у некомпетентних шарах ямненської світи або середньострийської підсвіти ліпше зберігаються диз'юнктивні порушення, тоді як у компетентніших (верхньострийська підсвіта), крім диз'юнктивних, є змога вивчати плікативні та ін'єктивні порушення.

Деякі з результатів визначення деформаційних режимів на окремих доменах р. Прутець-Чемеговський – правої притоки Пруту – наведені в табл. 1, 2.

Таблиця 1

Типи полів локальних тектонічних напружень у принасувній частині Південної луски Орівської скиби. Стрийська світа

Тип поля напружень	Домен	$\delta_1$	$\delta_2$	$\delta_3$	Морфолого-генетичний тип порушення [21]
Розсувний	Рокетна	308 $\angle$ 4	37 $\angle$ 8	182 $\angle$ 80	Скид
Підкидовий	Рокетна	280 $\angle$ 64	60 $\angle$ 30	182 $\angle$ 18	Підкид
Розсувний	Ферещанка	338 $\angle$ 49	194 $\angle$ 32	94 $\angle$ 19	Скид
Зсуво-підкидовий	Левущик	121 $\angle$ 15	222 $\angle$ 28	0 $\angle$ 58	Зсуво-підкид
Розсувний	Пічний	110 $\angle$ 20	292 $\angle$ 60	200 $\angle$ 0	Скид
Розсувно-зсувний	Пічний	326 $\angle$ 40	204 $\angle$ 32	90 $\angle$ 32	Скидо-зсув
Розсувно-зсувний	Південніше Пічного	274 $\angle$ 9	153 $\angle$ 47	290 $\angle$ 28	Скидо-зсув

На підставі зіставлення картографічних і отриманих матеріалів можна зробити деякі висновки щодо морфогенетичних типів порушень і типів полів напруження, які визначено у різних частинах лусок, скиб, стратиграфічних одиниць Скибового покриву. Зокрема, для стрийської (особливо середньої підсвіти) і ямненської світ зафіксовано дещо відмінні структурні парагенезиси тилкових і фронтальних частин лусок Орівської скиби та парагенезиси тилкових і фронтальних частин Орівської і Сколівської скиб загалом.

У тиловій частині лусок (і скиб), зазвичай, виявлені розсувні, розсуво-зсувні, зсуво-скидові і скидові типи диз'юнктивних порушень.

Ближче до середньої (щитової) та фронтальної частин лусок (скиб) виявлено підкиди, підкидо-зсуви і тільки епізодично скиди та скидо-зсуви. Відповідно до розривних деформацій цим ділянкам притаманні підкидове і підкидово-зсувне поля напружень.

Таблиця 2

Типи полів локальних тектонічних напружень у фронтальній частині Сколівської скиби. Стрийська світа

Тип поля напружень	Домен	$\delta_1$	$\delta_2$	$\delta_3$	Морфолого-генетичний тип порушення
Підкидовий	Безіменний, лівий борт р. Прут	310/74	40/18	172/30	Підкид
Зсуво-підкидовий	Поблизу г. Свинянка	250/54	30/40	152/18	Зсуво-підкид
Зсувний	Прут, південніше смт Микуличин	110/20	292/60	200/10	Зсув
Підкидовий	Там же	164/51	66/25	268/24	Підкид
Зсувний	– " –	270/22	90/72	180/2	Зсув
Зсуво-підкидовий	р. Женець	225/50	264/41	153/10	Зсуво-підкид

Однак відмінними є не лише структурні парагенезиси тилових і фронтальних частин лусок та скиб Скибового покриву, а й структурні парагенезиси полів локальних напружень, наближених до зон поперечних розломів і віддалених від них. Зокрема, у разі наближення до Тячівсько-Надвірнянського розлому часто фіксують чергування скидо-зсувів та підкидо-зсувів з відповідними зсувним і підкидо-зсувним полями напружень. Хоча саме тут частіше трапляються розсувні та розсуво-зсувні морфогенетичні типи порушень і відповідні поля напружень.

Крім структурних парагенезисів тріщин, детально вивчали складки, складки в'язкої течії (загортки-роли), флексури та флексуроподібні вигини, кінкбанди, які простежували у зоні впливу Стрийської та Трансільвансько-Чернігівської розломних структур.

Складки в'язкої течії (загортки-роли) характерні для пластичних і в'язких середовищ [17]. Ми їх вивчали у верхньострийських відкладах лівих і правих приток р. Прут. Найдетальніші спостереження виконані у басейні р. Прутець-Чемеговський в околицях хутора Полумистий.

За 3 км від гирла яру Рокетна, біля розвилки з великим правим складовим виявлено скупчення складок-загортки. Вони приурочені до межі верхньо- та середньострийської підсвіт, які утворюють південне крило південної антиклінальної складки (однієї з двох, які зафіксовані у фронті Яворницької луски Орівської скиби). Протяжність складок-ролів становить перші метри (3,0–5,0 м), іноді більше – 8,0–10,0 м. Ширина складок різна, найчастіше – 1,0–2,0 м. Однак є складки меншої (0,2–0,5 м) та більшої (2,5–4,5 м) ширини. Морфологія їхня різна. За морфологією склепіння виявлено ізоклінальні, сильно стиснуті, високі складки з перекинutoю, нахиленою та лежачою осьовими поверхнями. Реестрували роли з

закрученою Z- або S-подібною осью поверхнею. Наші спроби з'ясувати орієнтування складок-загорток дали такі усереднені результати: азимут падіння осьових поверхонь –  $200 \angle 10-20$ . Для крил виявлені такі елементи залягання: нормальне крило – азимут падіння  $110 \angle 5-10$ ; перекинута крило – азимут падіння  $140 \angle 60-70$ .

Складки-загортки описані в середній частині р. Пічний. У цьому ярку вони простежені не лише в дрібнозернистих алевроаргілітових турбідитах строкатоколірних горизонтів верхньострийської підсвіти, а й у псамітових і гравелітових шарах середньо- та великозернистих турбідитів середньострийської підсвіти. Азимут падіння осьових поверхонь складок-загорток –  $200 \angle 10$ ;  $210 \angle 30$ ;  $220 \angle 20$ . З наближенням до р. Прут вони набувають Z- або (та) S-подібної форми. За осьовими поверхнями розвивалися розривні порушення типу підкиду та підкидо-зсуву з амплітудою у перші десятки сантиметрів.

Складки-загортки супроводжували доволі часті кулісоподібними роздувами та перетисками крил і замків. Усі складки-загортки зберігали простягання, субпаралельне до головного карпатського для цієї ділянки, однак з наближенням до р. Прут у їхніх периклінальних частинах формувалися лускуваті віяла стискування, а в центриклінальних закінченнях – лускуваті віяла розтягу.

Кінкбанди (смуги зламу, кінк-структури) виявлено у верхньострийській підсвіті стрийської світи. Вони мають такі складові: 1) пари субпаралельних тріщин, по яких відбувся злам: азимут падіння  $210 \angle 10$ ; 2) внутрішнє крило повернутих шарів між парою тріщин: азимут падіння  $210 \angle 40$ ; 3) два зовнішні крила – шари, що притуляються до тріщин зовні: азимут падіння  $220 \angle 20-30$ . Злам має такі значення: кут обертання  $\alpha$  (на який повернуто внутрішнє крило) –  $30-40^\circ$ , кут зламу  $\beta$  (кут між внутрішнім і зовнішнім крилами); амплітуда зламу  $A$  (відстань між зовнішніми крилами вздовж тріщин) – від 2–3 до 7–8 м. В правому борті р. Прут кінкбанди утворюють зближений ансамбль структур (шевронні складки), що виник за умов субгоризонтального стиснення.

Крім кінк-структур, з правого борту р. Прут на північній околиці м. Яремча виявлено флексури, флексуроподібні вигини і складчасті форми, пов'язані або ускладнені флексурами. Флексурою називають коліноподібні вигини шарів. Вони є похідними стосовно пластичного поперечного вигину шарів. Медіанна поверхня флексури у згаданому вище відслоненні має такі азимути падіння та кути:  $220 \angle 30$ ;  $245 \angle 55$ ;  $220 \angle 70$ . Для них характерні Z- або (та) S-подібний вигини внутрішнього крила.

У потічку Пічному в стрийських відкладах виявлено серію флексуроподібних вигинів. Досліджені флексури зачислено до субзгідних. Їхня амплітуда коливається в межах 150–200 м. Медіанна поверхня флексури має мінливі елементи залягання: азимути падіння  $210 \angle 80$ ;  $120 \angle 15$ ;  $220 \angle 70$ ;  $30 \angle 80$ ;  $315 \angle 50$ ;  $220 \angle 70$ . У зоні медіанної поверхні зафіксовані дрібні складки-загортки в алевроаргілітових шарах дрібнозернистих турбідитів. Їхня ширина змінюється від перших сантиметрів до перших десятків сантиметрів. Флексури потоку Пічний належать до горизонтальних і вертикальних. Можливі комбіновані варіанти крил, вертикальні, як звичайно, нахилені. В верхів'ях потоку нахилені флексури ускладнені малоамплітудними підкидами і підкидо-насувами й набувають вигляду прирозломних складок (слайд-складок). Ці явища переважають у верхньострийських породах. Крім названих деформацій, для тонкоритмічних порід

верхньої крейди дуже характерні крихко-пластичні вигини шарів, у яких відбувалися міжшарове проковзування, вибірковий розвиток тріщин кліважу та крихке будикування.

Серед плікативних структур зон впливу Стрийського та Трансільвансько-Чернігівського розломів зафіксовано складки різної морфології. За нашими матеріалами виявлено два різновиди складок високих порядків: 1) складки з горизонтальними і полого нахиленими шарнірами; 2) складки з вертикальними і стрімко нахиленими шарнірами.

У тилкових частинах Південної луски Орівської скиби (потік Ферещанка, Рокетна, Левущик, Цапулець) складки з горизонтальними і полого нахиленими шарнірами аркоподібні або навіть коробчасті; у фронтальних – нормальні, нахилені, перекинені, лежачі ізоклінальні. Складки з вертикальними і стрімко нахиленими шарнірами (аксинокліналі) є по обидва береги р. Прут між м. Яремча–с. Дора–с. Делятин. Їхні осеві площини мають Z- або S-подібну форму.

Отже, в тилкових структурних парагенезисах лусок Орівської скиби найчастіше виявлені кінк-структури, складки-загортки, складки високих порядків з горизонтальними і полого нахиленими шарнірами. Для фронтальних парагенезисів лусок Орівської скиби характерні вертикальні флексури в комбінації з підкидами, підкидо-зсувами, насувами малої амплітуди, природзломними складками з вертикальними і стрімко нахиленими шарнірами.

Статистичний аналіз осей головних нормальних напружень, отриманий за аналізом розривів, орієнтуванням осей складок, осей складок-загорток, флексур та кінк-структур для району середньої течії р. Прут (сmt Микуличин–с. Дора) дав такі результати:  $\sigma_1$  – 168–164  $\angle$ 4–8;  $\sigma_2$  – 272–330  $\angle$ 72;  $\sigma_3$  – 286–280  $\angle$ 22–20, і засвідчив зсувний тип поля напружень. Субмеридіональне стискання орієнтоване субпаралельно до напрямку головного зсуву. Субширотний розтяг близький, але орієнтований під кутом 15–30° до простягання стратифікованих порід лусок Орівської скиби й осей складок. За О.Б. Гінтовим, у до-, зі- та постскладчасті епохи осадові породи регіону зазнали почергово змінних напружень горизонтального та ортогонального орієнтувань і лише головна фаза формування Складчастих Карпат супроводжувалася стиском по азимуту 40° за коефіцієнта Лоде–Надаї, близького до –1 [5].

Аналіз замірів шаруватості, шарнірів складок (у тому числі складок-загорток), елементів розривної тектоніки та структурний аналіз геологічних карт масштабу 1:100 000 і 1:50 000 дає змогу зазначити, що зсувний тип поля напруження переважає на ділянці дослідження по обидва береги р. Прут між сmt Микуличин–м. Яремча–с. Дора–с. Делятин. Приуроченість до цієї ділянки Трансільвансько-Чернігівської наскрізної структури не виключає, що вона принаймні з крейдового часу виявляла себе як зсувна зона, яка значно впливала на формування складчасто-покривних ансамблів Скибової зони і Складчастих Карпат загалом.

У межах Стрийської розломної структури також виявлено мезоструктурні парагенезиси зсуву.

Як відомо, зсувні зони в процесі становлення супроводжує формування структур розтягу (дуплексів [7]), які мають лінійну, Z-, S-подібну форму й орієнтовані косо до них. Структури розтягу охоплюють значні ромбоєдричної форми ділянки, у межах яких виявляються плікативні зсувні дислокації у вигляді флексурних або аксиноклінальних форм.

У басейні р. Прут дуплекси Трансільвансько-Чернігівської наскрізної структури за просторовим розміщенням збігаються (або конформні) з ділянками локалізації мідевмісних відкладів Скибової зони (див. рисунок). Така ж структурна закономірність очевидна для межиріччя Стрий і Дністер, де структури розтягу є похідними локальних полів напруження Стрийської зсувної зони.

Ми припускаємо, що структури розтягу контролювали локалізацію (і надходження) мідевмісних мінералів. У палеогеографічному аспекті вони виявились депресійними ділянками рельєфу, куди були спрямовані турбідитні та контурні палеопотоки. Нагадаємо, що літологічним (і фаціальним – “зеброві фація” [13]) чинником мідевмісного зрудення є тонке (за типом ритмітів) чергування зелених тонкозернистих теригенних турбідитів і червоних контуритів, які мають (гемі)пелагічний вигляд. Незважаючи на тонкий матеріал, нашарування вирізняється високою щільністю. Ці дані свідчать про наявність прируслових валів на фоні схилових контурних течій [13].

Наявність складок-загорток є вагомою ознакою на користь того, що середовище седиментогенезу перебувало у постійно напруженому деформаційному стані. Цей стан сприяв хорошій проникності структур розтягу і надходженню ексгалаційних рудних розчинів, які тут же консервувалися. Самі структури розтягу в цьому разі відігравали роль пасток, які перешкоджали розсіюванню рудної речовини. До цього приводили повільні темпи акумуляції (гемі)пелагічних осадів, особливо за наявності контурних течій. Можливо, однак, що за умов епізодичного швидкого осадоагромадження гідротерми розвантажувалися в товщі осадів, зумовлюючи випадіння в них сульфідів і їхню збереженість у відновному середовищі.

Важливим свідченням локалізації зрудення в дуплексах є ступінь дислокованості розрізу та його карбонатність. З'ясовано, що чим більше дислоковані породи, тим менша їхня карбонатність і тим вищий вміст мідистих мінералів. Дислокованість порід відображає їхню приуроченість до розривних зон вищих порядків, які ускладнювали і супроводжували великі диз'юнктивні структури. Карбонатність є функцією палеобатальних умов седиментогенезу і діагенезу.

Отже, структурно-тектонічний чинник, імовірно, є одним з вирішальних чинників мідистої мінералізації. Його вплив відчутний в усіх строкатоколірних горизонтах крейдово-палеогенового розрізу Скибової зони Українських Карпат.

1. *Архипова Е.В.* Корреляция сейсмичности регионов в составе Альпийского Средиземноморского пояса // Материалы 7-й междунар. конф. по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна. М.: Научный мир, 2001. С. 379.
2. *Афанасьева И.М.* Основные черты процессов литогенеза в породах карпатського фліша // Геология Советских Карпат. Тр. УкрНИГРИ. 1984. Вып. 36. С. 11–19.
3. *Баженов М.Л., Буртман В.С.* Структурные дуги Альпийского пояса Карпаты–Кавказ–Памир. М.: Наука, 1990. 167 с.
4. *Бондаренко П.М.* Физические модели флексуно-сбросовых дислокаций и их флюидоконтролирующая роль в пассивных окраинах // Материалы



- 7-й междунар. конф. по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна. М.: Научный мир, 2001. С. 295.
5. *Гинтов О.Б.* Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформации земной коры Украины. К.:Феникс, 2005. 572 с.
  6. *Гинтов О.Б., Корчемагин В.А., Сим Л.А.* Украинские Карпаты и Горный Крым – сходство и различие кинематических характеристик тектонических движений (тектонофизический анализ) // *Геофиз. журн.* 2002. Т. 24. № 6. С. 75–92.
  7. *Диагностика и картирование чешуйчато-надвиговых структур: Метод. пособие / Под ред. А.С. Киреева, Е.С. Кутейникова.* СПб., 1994. 191 с.
  8. *Заика-Новацкий В.С., Казаков А.Н.* Структурный анализ и основы структурной геологии. К.: Вища школа, 1989. 279 с.
  9. *Казаков А.Н.* Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. М.: Наука, 1988. 282 с.
  10. *Карпатська нафтогазоносна провінція / Колодій В.В., Бойко Г.Ю., Бойчевська Л.Е. та ін.* Львів; К., 2004. 390 с.
  11. *Круглов С.С., Смирнов С.Е., Спитковская С.М.* и др. Геодинамика Карпат. К.: Наук. думка, 1985. 127 с.
  12. *Круглов С.С.* Проблемы тектоники и палеогеодинамики запада Украины (критический обзор новых публикаций). Львов, 2001. 83 с.
  13. *Мурдма И.О.* Фации океанов. М.: Наука, 1987. 304 с.
  14. *Наркелюн Л.Ф., Салихов В.С., Трубочев А.И.* Медистые песчаники и сланцы мира. М.: Недра, 1983. 414 с.
  15. *Хмельвський В.О., Костюк О.В., Мазур А.А., Мудрик І.П.* Нові дані щодо геохімії мідного зруденіння флішу Скибової зони Карпат // *Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол.* 2002. Вип. 16. С. 137–143.
  16. *Тектоника Украинских Карпат: Объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1:200 000 / Буров В.С., Вишняков И.В., Глушко В.В., Круглов С.С. и др.* Киев, 1986. 156 с.
  17. *Лукієнко О.І.* Структурна геологія з основами структурно-парагенетичного аналізу. К.: Наук. думка, 2002. 368 с.
  18. *Семенюк М.П.* Трансільвансько-Чернігівська наскрізна структура // *Вісн. Київ. ун-ту. Сер. геол.* 2004. Вип. 31, 32. С. 48–49.
  19. *Совчик Я.В.* О тектоническом районировании и формировании структуры Украинских Карпат // *Геотектоніка.* 1984. № 5. С. 47–60.
  20. *Стратотипы меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат / Вялов О.С. и др.* К.: Наук. думка, 1988. 204 с.
  21. *Шерман С.И., Днепровский Ю.С.* Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 158 с.
  22. *Щербак А.А.* Геохимия микроэлементов в меденосных мел-неогеновых пестроцветных отложениях юго-восточной части Украинских Карпат и Предкарпатья: Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Львов, 1988. 24 с.
  23. *Хмелевский В.А., Мудрык И.П., Петруняк М.Д.* О медной минерализации в яремчанском горизонте нижнего палеоцена Оровской скибы // *Минералогия осадочных образований.* 1969. Вып. 2. С. 40–50.

24. Хрущов Д.П., Нечаев Ю.А., Кардаш В.Т. Медное оруденение стратифицированного типа в отложениях, парагенетически связанных с соленосными формациями. К., 1977. 47 с.
25. Bouma A. Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. Amsterdam, New York: Elsevier publ. Comp., 1962. 168 p.

**STRUCTURAL CRITERIONS OF COPPER MINERALIZATION OF THE  
UPPER-CRETACEOUS-PALEOGENE SERIES OF SCYBA CARPATHIAN**

**M.I.Bogdanova, L.V.Generalova, O.V.Kostiuk, I.M.Khomyak**

*Ivan Franko National University of Lviv, Hrushevskij Str. 4, UA –79005 Lviv.*

*E-mail: zaggeol@franko.lviv.ua*

Influence of structural control on localization of the copper mineralization within variegated-coloured horizons of cretaceous-paleogene flysch series of Ukrainian Carpathian Scaly zone was considered. Copper mineralization is connected with stretching structures caused by kinematics of the shift.

*Key words:* Scyba zone, Ukrainian Carpathian, copper mineralization of cretaceous-paleogene flysch series, the shift, structure of stretching.

Стаття надійшла до редколегії 11.09.2007

Прийнята до друку 03.12.2008