

УДК 551. 243; 55 (477. 8)

Олег ГНИЛКО

ПРО ПІВНІЧНО-СХІДНУ ГРАНИЦЮ КРОСНЕНСЬКОЇ ТЕКТОНІЧНОЇ ЗОНИ В УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТАХ

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів,
e-mail: igggk@mail.lviv.ua

Розглянуто структуру північно-східної частини Кросненського (Сілезького) покриву Українських Карпат. Відповідно до проведених автором геологічного картування та структурних досліджень північно-східна границя (фронт) Кросненського покриву простягається від басейну р. Дністер (Розлуцька луска) до басейну р. Ріка (Голятинська структура). Уздовж цієї границі виявлено меланж та олістострому. Меланж представлений тектонітами пластичного та крихкого типів. Перший з них розвивався в обводнених, а другий – у зневоднених літифікованих седиментах. До фронту Кросненського покриву приурочена Голятинська структура, яка визначається як фрагмент Субсілезького покриву.

Ключові слова: Кросненський (Сілезький) покрив, Українські Карпати, тектоніка, розлом, покрив, меланж, насув.

Вступ. Кросненська (Сілезька) тектонічна одиниця належить до Зовнішніх, або Флішових, Карпат – системи покривів, складених, головним чином, крейдово-міоценовим флішем. Покриви відрізняються як внутрішньою будовою, так і речовинним наповненням, особливо літофаціями відкладів сенонського віку. Вони ще називаються тектонічними, або ж структурними чи структурно-фаціальними, одиницями (зонами) – залежно від того, які риси (структурні чи речовинні) враховуються найперше. Ці одиниці є основними елементами, що виділяються на схемах тектонічного районування Зовнішніх Карпат. На нашу думку, як структура, так і речовинний склад є однаково важливими при виділенні таких елементів. Проте літофаціальні відмінності флішу, який заповнює деякі тектонічні одиниці, є, іноді, дуже незначними, а в одноманітному фліші важко визначити “головні” насувні поверхні крупних покривів, що суттєво ускладнює районування та встановлення меж окремих елементів.

Необхідно зазначити, що в польсько-словацькому та румунському сегментах Карпат границі та літофаціальне наповнення основних одиниць-покривів трактуються доволі однозначно. Водночас межі та речовинне наповнення тих самих покривів в Українських Зовнішніх Карпатах різні дослід-

© Олег Гнилко, 2010

ISSN 0869-0774. Геологія і геохімія горючих копалин. 2010. № 2 (151)

ники визначають зі значними, часто принциповими розбіжностями, що відображено на опублікованих і неопублікованих геологічних та тектонічних картах. Це зумовлено як недостатнім вивченням монотонних флішових товщ із використанням сучасних седиментологічних, мікропалеонтологічних, структурних, геолого-картувальних методик, так і специфікою будови Українських Карпат. Фліціонагромадження та формування покривів у західному секторі Карпатського басейну відбувалося перед фронтом метаморфічного масиву Татровепорид (мегаблоку Альпи–Карпати–Паннонія (АЛКАПА)), а в східному – перед чолом Мармароського масиву (мегаблоку Тися–Дакія). Очевидно, що в кожному з цих секторів тектоно-седиментаційні процеси розвивалися автономно, утворюючи свої системи покривів. Як наслідок, у Зовнішніх Карпатах утворилося дві системи тектонічних одиниць – покривних пластин. Одна з них сформувалася в Східних, друга – у Західних Карпатах (The Carpathian-Pannonian Region, 2006). Специфіка Українських Карпат зумовлена тим, що саме тут ці дві системи флішових покривів заміщують одна одну “за простяганням” (рис. 1). Характер цього заміщення та межі геологічних тіл в області зчленування Східних і Західних Флішових Карпат є однією з найважливіших проблем геології регіону, яка була і є дискусійною упродовж його вивчення. У рамках окресленої проблематики виділяється одне з питань, яке розглядається в публікації, – трасування до південного сходу крупної тектонічної одиниці Західних Карпат – Сілезької – дуже давнього нафтовидобувного району.

Геологічне положення та риси будови Кросненського (Сілезького) покриву. За даними дослідників (Rozwój..., 2006; The Carpathian-Pannonian Region, 2006), Сілезька одиниця Зовнішніх Західних Карпат на території Чехії та Польщі є пологим тектонічним покривом зі специфічною істебнянською літофацією верхньокрейдово-палеогенового флішу. Вона тектонічно перекриває розміщену на північ Субсілезьку одиницю (покрив), якій властиві “нефлішові” конденсовані верхньокрейдово-палеогенові венгловецькі мергелі. Ці дві одиниці насунені в північному напрямку або на неогенові моласи Передкарпатського прогину (Чехія, західна Польща), або на Скольський (Скибовий) покрив (східна Польща), якому притаманна наявність у стратиграфічному розрізі іноцерамової (стрийської) літофації сенонсько-палеоценового флішу.

Із Польських Карпат Сілезька тектонічна одиниця безпосередньо продовжується на українську територію, де відома також під назвою “Кросненська”. Будову та границі Кросненського елемента дослідники трактують принципово по-різному. Особливо дискусійними є характер і положення його північно-східної межі, що і буде предметом нашого розгляду.

Поширеною є точка зору, відображена на опублікованих тектонічних картах Українських Карпат і України (Тектоническая..., 1986; Тектонічна..., 2007), за якою Кросненська зона – це єдина в Карпатах одиниця, що не є тектонічним покривом (є неалохтонною). Відповідно до такої думки, вона має депресивний характер будови (відповідає Центральній Карпатській депресії, яку виділяв К. Толвінський) та є опущеним продовженням Сілезького покриву Західних Карпат, а її зовнішня північно-східна межа проводиться умовно в місці занурення крейдово-еоценових відкладів під потужну оліго-

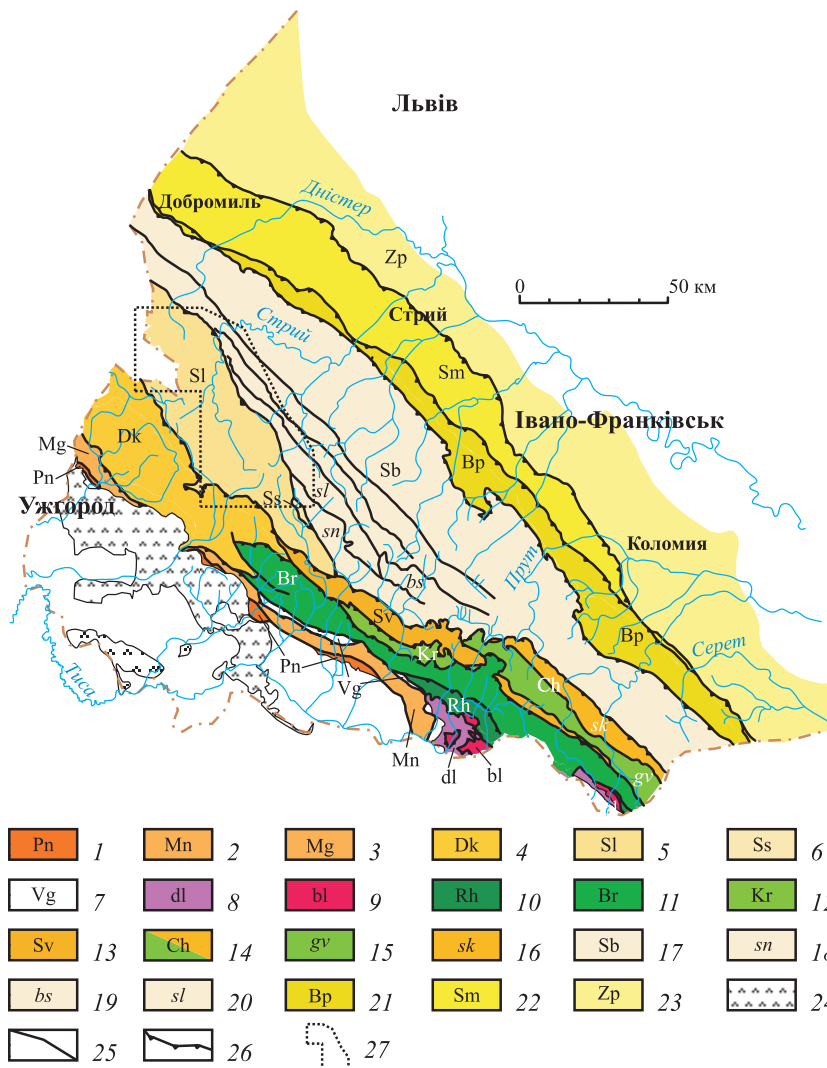


Рис. 1. Тектонічні одиниці Українських Карпат. Склав О. М. Гнилко з урахуванням матеріалів (Геологическая..., 1977; Державна..., 2009; История..., 1981; Изучение..., 1991; Тектоническая..., 1986; Geological..., 2004; The Carpathian-Pannonian Region, 2006).

1–6 – тектонічні одиниці, розвинені перед фронтом мегаблоку АЛКАПА (1–2 – Внутрішні Карпати, 3–6 – Зовнішні Карпати, внутрішні флішові покриви): 1 – Пієнінська зона; покриви: 2 – Монастирський (внутрішньокарпатський фліш), 3 – Магурський, 4 – Дуклянський, 5 – Кросненський (Сілезький), 6 – Субсілезький (Голятинська структура); 7–9 – тектонічні одиниці мегаблоку Тися–Дакія (Внутрішні Карпати): 7 – Вежанський покрив (Мармароські скелі), 8 – Діловецький покрив Мармароського масиву, 9 – Білопотоцький покрив Мармароського масиву; 10–16 – тектонічні одиниці, розвинені перед фронтом мегаблоку Тися–Дакія (Зовнішні Карпати, внутрішні флішові покриви): 10 – Кам’янопотоцький та Рахівський покриви, 11 – Буркутський покрив, 12 – Красношорський покрив, 13 – Свидовецький покрив, 14 – Чорногірський покрив; субпокриви: 15 – Говєрлівський, 16 – Скупівський; 17–21 – тектонічні одиниці, розвинені перед двома мегаблоками (Зовнішні Карпати, зовнішні флішово-моласові покриви): 17 – Скибовий покрив, 18 – скиба Синевиру, 19 – скиба Брустуранки, 20 – скиба Славська, 21 – Бориславсько-Покутська одиниця; 22 – Внутрішня зона Передкарпатського неогенового прогину (Самбірський покрив); 23 – Зовнішня (Більче-Волицька) зона Передкарпатського прогину; 24 – неогенові вулканіти Закарпаття; 25 – розломи; 26 – поверхні крупних насувів; 27 – місцезнаходження тектонічної схеми, зображеної на рис. 2.

ценово-міоценову товщу кросненської світи. За такими уявленнями Сілезький покрив затухає на українській території, а Кросненська зона – це крупна олігоценно-міоценова міжгірська депресія, заповнена потужним, переважно, кросненським флішем. Вона простягається від польського до румунського кордону та включає Славську і Верховинську западини.

Відповідно до другої точки зору, Сілезький покрив не затухає на території Українських Карпат, а продовжується в східному напрямку. Деякі дослідники трасують поверхню його насування на південний схід майже до кордону з Румунією на північний схід від Чорногірського покриву (Изучение..., 1991; Вивчення..., 1995). При цьому до Кросненського покриву приєднують деякі структури Горган – луски (скиби) Синевиру, Славська, Брустуранки, де розвинена сенонсько-палеоценова стрийська світа. Остання, водночас, приаманна і стратиграфічному розрізу порід Скибового покриву. Іншими словами, границі двох структурних одиниць – Кросненської і Скибової, на думку цих дослідників, не збігаються з межами поширення істебнянської та стрийської літофацій. Подібне трасування Кросненського покриву зображено на недавно опублікованій схемі тектонічного районування Українських Карпат (Лозиняк, Петрашкевич, 2007). Зрозуміло, що за першою точкою зору Кросненська зона, яку розглядають як депресивну структуру, також, частково, охоплює область розвитку стрийської літофації.

Інша група дослідників також продовжує Кросненський покрив від західного кордону з Польщею до південного сходу, але вже на південний захід від Чорногірського покриву, поєднуючи його з Голятинською структурою (Бызова, Беэр, 1974; Геология..., 1977; История..., 1981; Карпатська..., 2004). За такого трактування розріз відкладів Кросненської одиниці вже не включає стрийську світу, а містить тільки породи, подібні до істебнянської літофації (лолинська, урдинська, нижня частина сойменської світ), а також сенонсько-палеогенові мергелі Голятинської структури. Проте і в цьому випадку поверхню насування Кросненського покриву проводять на картах по-різному (История..., 1981; Geological..., 2004).

Однією з головних причин виникнення таких розбіжностей є складність трасування поверхні насування Сілезького покриву звичайними для Карпат формаційно-стратиграфічними методами, коли встановлюється налягання більш давніх порід на молодші. В одноманітному, бідному на органічні рештки кросненському фліші така методика не дає бажаних результатів, тут на першому місці повинні бути структурні дослідження. Упродовж 2006–2009 рр. спільно з начальником геолого-зйомочної партії Львівської геологорозвідувальної експедиції В. О. Ващенком проводилося геологічне довивчення території поширення утворень Кросненської тектонічної одиниці в басейнах річок Ріка, Латориця, Опір, Стрий, Дністер з метою підготовки до друку геологічної карти масштабу 1 : 200 000 аркуша “Стрий” Карпатської серії аркушів Державної геологічної карти України. Під час польових робіт для діагностики тектонічних контактів автором застосовувався, насамперед, структурний метод – вивчалися і простежувалися “за простяганням” поверхні, а точніше зони насування, та інші розломи. Така зона, складена тектонічним меланжем, подекуди олістостромою, була протрасована у фронті Кросненського покриву від басейну р. Дністер на південний схід до басейну р. Ріка (до

Голятинської структури). Це дало можливість більш точно провести північно-східну межу Кросненської одиниці і підтвердити, що названий крупний покрив Західних Карпат не затухає на українській території, а продовжується принаймні до Голятинської структури (рис. 2, 3, див. рис. 1). Зазначимо, що для цього покриття краще вживати назву “Сілезький”, а не “Кросненський”, оскільки під поняттям “Кросненська зона”, як уже згадувалося, розуміють міжгірську олігоценово-міоценову депресію. Автор не заперечує наявності такої депресії, проте вона, очевидно, була накладена не тільки на структури Сілезького покриття, але й на тильну частину Скибового елемента. Однак далі в публікації вживається традиційна назва.

Коротко зупинимося на особливостях будови Кросненського покриття. В Українських Карпатах він розділяється на два субпокриття (субодиниці) –

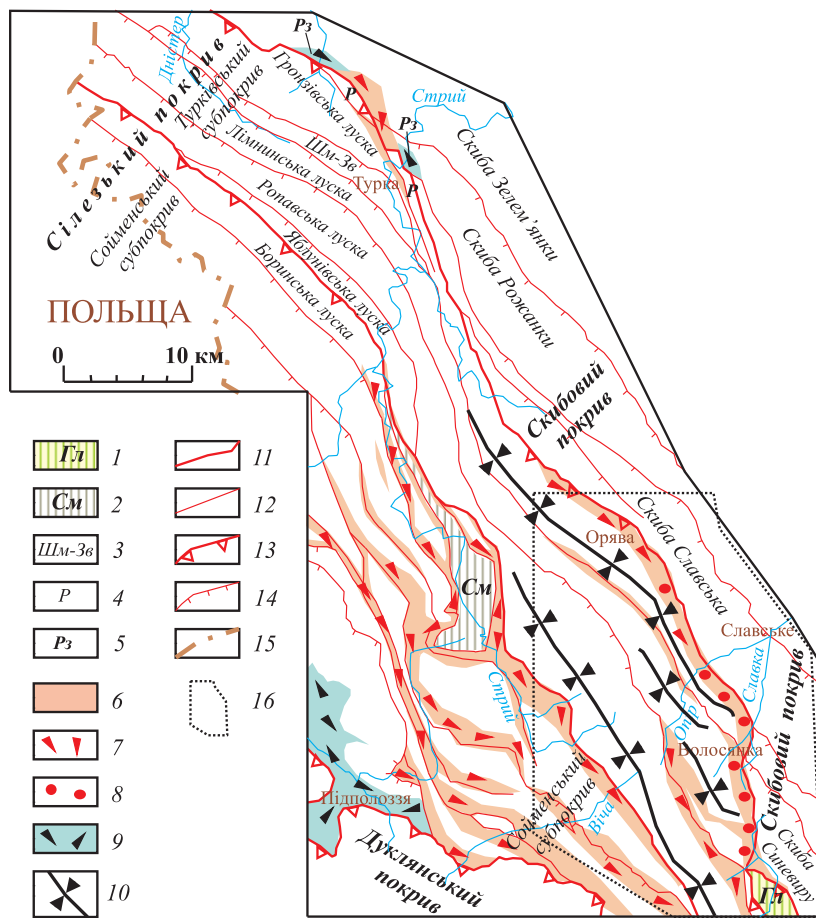


Рис. 2. Тектонічна схема східної частини Кросненського (Сілезького) покриття. Склад О. М. Гнилко з урахуванням матеріалів (Изучение..., 1991).

1 – Голятинська структура Субсілезького покриття; 2 – Сможевська структура Кросненського покриття; 3 – Шум’яч-Завадівська луска; 4 – Розлуцька луска; 5 – Розлуцька (Передсілезька) олістострома; 6 – зони розвитку тектонітів (тектонічних брекчій, меланжу, інтенсивної дрібної складчастості); тектоніти: 7 – крихкого типу, 8 – пластичного типу; 9 – олістостроми; 10 – осі крупних синкліналей; 11–12 – субвертикальні розломи: 11 – головні, 12 – підпорядковані; 13–14 – нахилені та субгоризонтальні розломи: 13 – головні (границі покриттів, субпокриттів), 14 – підпорядковані (границі скиб, лусок і ін.); 15 – державний кордон; 16 – місцезнаходження геологічної карти, зображеної на рис. 3.

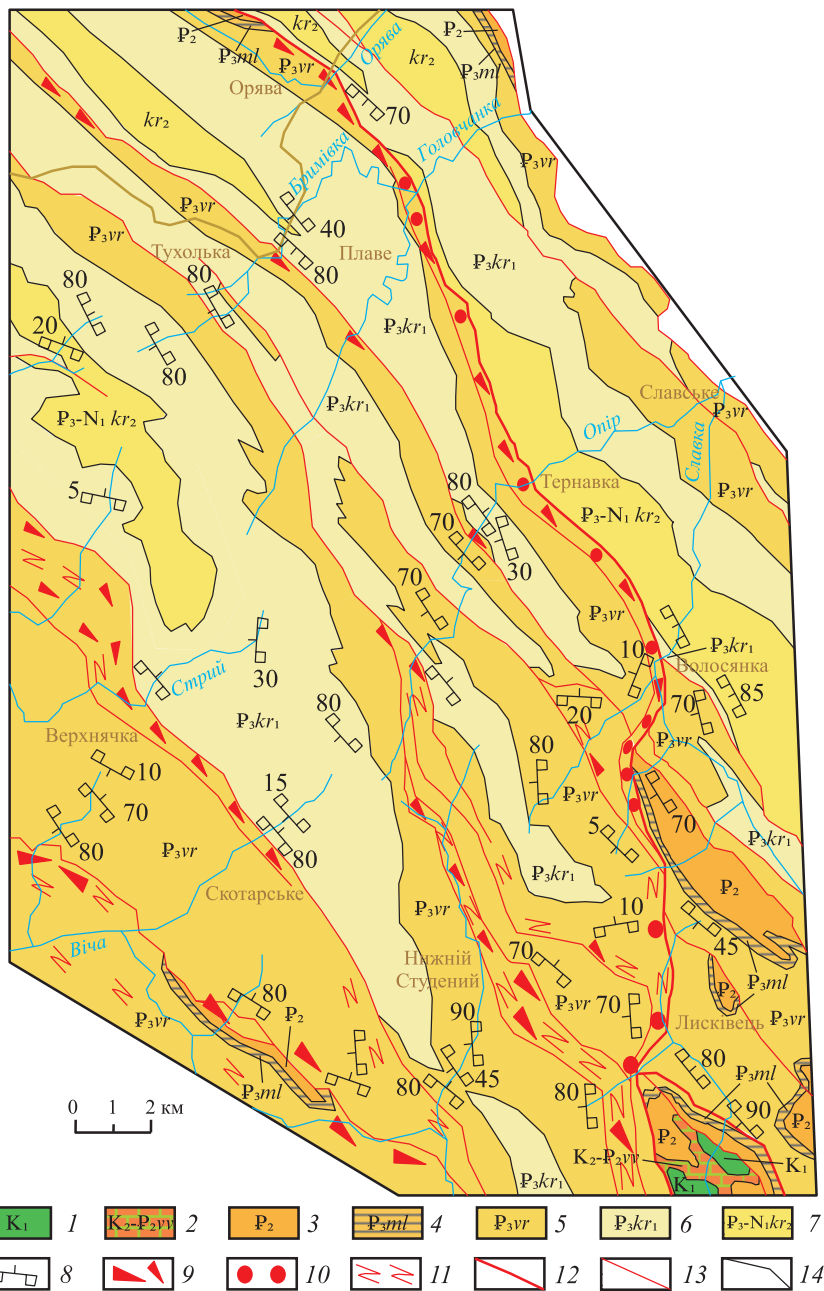


Рис. 3. Геологічна карта східної частини Кросненського покриття та прилеглого сегмента Скибового покриття в басейнах верхньої течії рік Стрий, Опір, Віча, Ріка. Склад О. М. Гнілко за маршрутними спостереженнями та з урахуванням матеріалів (Изучение..., 1991).

1 – нижньокрейдовий темний фліш шипотської світи; 2 – верхньокрейдово-еоценові строкаті мергелі венгловецького типу; 3 – еоценовий фліш; 4 – менілітова світа; 5 – верещка (перехідна) світа; 6 – нижньокросненська підсвіта (товсторитмічний піскуватий фліш); 7 – середньокросненська підсвіта (середньоритмічний сірий фліш); 8 – елементи залягання пластів порід (прямокутниками показано нижню поверхню шарів); 9 – тектонічні брекчії, меланж крихкого типу; 10 – тектонічний меланж пластичного типу; 11 – зони розвитку інтенсивної дрібної складчастості; 12 – розломи головні, границі покриттів; 13 – розломи другорядні; 14 – геологічні границі стратонів.

Сойменський та Турківський, які дещо відрізняються будовою та речовинним заповненням. Їхні назви подані за схемою О. С. Вялова, В. В. Даниша, С. П. Гавури і ін. (История..., 1981). У більш внутрішній, розміщеній на південному заході, Сойменській субодиноці доолігоцені утворення представлені темним флішем сойменської світи, нижню частину якої можна зіставити з істебнянською літофацією, а верхню – з ієрогліфовими верствами та ценжковецькими пісковиками Польських Карпат. Олігоцені породи в ній виражені сірим флішем біглянського типу розрізу. У Сойменському субпокрові породи дислоковані значно інтенсивніше, ніж у Турківському. Тут відслонюються потужні смуги розвитку дрібних складок, тектонічних брекчій та номіктового меланжу.

У розташованій далі на північний схід зовнішній Турківській субодиноці доолігоцені відклади виходять на поверхню тільки в її фронтальному елементі – Розлуцькій лусці, де вони представлені малопотужними палеоценово-еоценовими седиментами. Олігоцені і міоценові відклади заповнюють основну частину Турківського субпокрову і виражені кросненським типом розрізу, основною складовою якого є сірий фліш кросненської світи, яка в найнижчій частині містить горизонт-маркер тонколамінованих “смуғастих” головоцьких вапняків та чітко ділиться на три підсвіти – нижню піскувату, середню піскувато-глинисту та верхню глинисту. Кросненська світа завершує розріз субпокрову. Стратиграфічно нижче лежить верецька світа – своєрідний комплекс порід, що займає проміжне положення між менілітовими і кросненськими утвореннями. У літературі його часто називають “перехідними верствами”, які містять як чорні (менілітові), так і сірі (кросненські) аргіліти.

Турківський субпокров складений низкою тектонічних лусок, основні з яких – Розлуцька, Гронзівська, Шум’яч-Завадівська, Лімнинська, Ропавська, Яблунівська (див. рис. 2). У південно-східному напрямку Гронзівська та Лімнинська луски підіймаються та зрізаються поверхнею насування Кросненського покрову. Ропавська луска трасується аж до басейну р. Ріка, де на південь від Голятинської структури повністю складає Турківський субпокров і стикається зі Свидовецькою тектонічною одиницею. Інші луски тектонічно виклинюються. У східному сегменті субпокрову луски переважно синкліналеподібні, заповнені олігоценово-міоценовими відкладами, зім’ятими у відносно широкі видовжені синкліналі, ядра яких складені кросненськими, а крила – верецькими утвореннями (див. рис. 2, 3). Кожна з таких синкліналей складає окрему луску, вірогідно тому для Кросненської зони раніше вважався типовим розвиток вузьких кілеподібних антикліналей та широких коробчастих синкліналей. Часто тильні частини синкліналей перекриті насувами більш внутрішніх структур, тоді будова лусок виглядає моноклінальною. Моноклінальною є структура лусок у західному сегменті Турківського субпокрову.

Найскладніше побудованою є Розлуцька луска, роздроблена в серію тектонічних лінз, розміром до сотень метрів та кількох кілометрів, розвинених у басейнах річок Дністер та Стрий у фронтальній частині Кросненського покрову і заповнених палеоценово-еоценовими та олігоценовими сильно дислокованими глинистими і глинисто-піскуватими відкладами. Характер

дислокацій до кінця не вивчений, тут розвинені зони дрібних складок, тектонічних брекчій, меланжу, значно поширені розриви зсувного і насувного типів. Вважали, що в Розлуцькому елементі також містяться сенонські строкаті породи венгловецького типу (История..., 1981 та ін.). Це давало підстави припускати, що цей елемент належить до Субсілезького покриву. Проте пізніше дослідники відмовилися від такого припущення, а строкаті породи стали вважати палеогеновими (із перевідкладеною фауною), хоча для остаточного з'ясування цієї проблеми необхідні додаткові (у т. ч. мікрофауністичні) дослідження складнодислокованих товщ у басейнах річок Стрий і Дністер.

До утворень Субсілезького покриву ми відносимо Голятинську структуру в басейні р. Ріка, у розрізі якої встановлена специфічна “нефлішова” верхньокрейдово-еоценова мергелиста літофація венгловецького типу – головна “діагностична ознака” названого покриву (Гнилко, Пономарьова, 2006; Пономарьова, 2007). Раніше таке припущення висловлювали московські дослідники (Бызова, Беэр, 1974). Субсілезький покрив як у Польських, так і в Українських Карпатах, на відміну від інших тектонічних одиниць, не виглядає довгою суцільною широкою смугою, а розвинений у вигляді декількох вузьких тектонічних лінз, що виходять на поверхню з-під насуву Сілезького покриву на Скибову зону. Вірогідно, Голятинська структура є однією з таких лінз. Картувальними роботами при довивченні території чітко встановлено геологічне положення цієї структури – її локалізацію безпосередньо перед фронтом Кросненського покриву (див. рис. 3).

Характер північно-східної границі Кросненського покриву. До його фронту приурочена зона меланжу. Вона простежена автором (спільно з В. О. Ващенком) маршрутними спостереженнями “за простяганням” від Голятинської структури до р. Орява в районі однойменного села в пересіченнях по основних водотоках. Саме ця ділянка північно-східної межі Кросненської одиниці викликала найбільші розбіжності в її трактуванні і зображенні при попередніх геолого-картувальних роботах і, відповідно, на схемах тектонічного районування. Зона меланжу має потужність від перших метрів до десятків і сотень метрів. Вона простягається серед одноманітного сірого флішу кросненської і верецької світ, яким складений як алохтон (Кросненський), так і параавтохтон (Скибовий), тому її правильне встановлення дуже важливе для достовірного картування. Враховуючи усе це, зупинимося на деяких особливостях меланжу та подібних до нього геологічних утворень.

За сучасними уявленнями (Диагностика..., 1994), меланж – це тектоніт, який характеризується наявністю двох компонентів: брил і матриксу. Матрикс представлений повністю тектонічно переробленою породою, зазвичай, глинкою тертя. Брили, які ще називають кластолітами, складені менш зміненими породами, що часто зберігають свій початковий вигляд. Розмір кластолітів може бути розмаїтим – від перших сантиметрів до кілометрів. Важливо зазначити, що геологічні тіла з цими двома компонентами бувають не тільки тектонічної, а й седиментаційної генези. У такому випадку вони називаються олістостромами, а брили – олістолітами. На практиці буває дуже важко розрізнити олістостроми від меланжів, що призводить до суперечливого трактування багатьох ділянок орогенів, у т. ч. і Карпат. Окрім того, олістостроми після нагромадження часто зазнають процесів тектонізації, перетворюючись

у меланж. Проте останній може формуватися і лише тектонічним шляхом у насувних і зсувних зонах. У Зовнішніх Карпатах поширений т. зв. “мономіктовий меланж”, утворений при тектонізації однотипних, зокрема флішових, порід. Особливості, які дають змогу розрізнити меланжі від олістостром, випливають з їхнього походження. У меланжі не можуть проявлятися седиментаційні текстури чи фрагменти цих текстур, натомість у ньому фіксуються сліди тектонічних рухів – деформації, найчастіше крихкого типу (брекчії, глинка тертя тощо), іноді фрагментація на лінзи і ромбоєдричні блоки – дуплекси. Під останніми розуміють тіла, конфігурація яких апроксимується еліпсоїдом деформації (Діагностика..., 1994). Кластоліти часто мають форму тектонічних лінз (будин, дуплексів), які внаслідок тектонічної течії орієнтовані субпаралельно. Хоча грубоізометричні, заокруглені, тектонічно обкатані брили в меланжі також спостерігаються.

У зоні насунання Сілезького покриву, як і в інших розломах Зовнішніх Карпат, були виявлені меланжі двох типів, які розрізняються за характером деформації, насамперед, матриксу. У першому типі тектоніти – це крихкі, а в другому – пластичні утворення. Перший тип виражений темними до чорних міцними, часто прокварцованими тріщинуватими уламками і брилами пісковиків, алевролітів, “закатаних” у тонко-



Рис. 4. Крихкий меланж у зоні насуну Кросненського покриву. Ліва притока потоку Ялинкуватий, басейн р. Опір, с. Волосянка, Львівська обл.



Рис. 5. Невелика брила (кластоліт) темних до чорних прокварцованих розтрісканих, покритих штрихами ковзання, тектонічно обкатаних пісковиків кросненської світи в крихкому меланжі. Зона розлому в Кросненській одиниці. Потік Бахонський – ліва притока р. Сможівка, басейн р. Стрий, околиці с. Сможє, Львівська обл.

розсланцьовані чорні глинисті сланці або глинку тертя (рис. 4, 5). Породи пронизані прожилками кварцу, кальциту, їм притаманні різноспрямовані дзеркала ковзання. Кластоліти – розміром від перших сантиметрів до перших десятків метрів. Вони або грубоізометричні, або мають форму тектонічних лінз (дуплексів чи будин) (рис. 6, див. рис. 4). Лінзоподібні ромбоєдричні форми типу дуплексів часто фіксуються і в матриці меланжу (рис. 7). Структурні ознаки свідчать, що деформації в зонах цього типу меланжу мали крихкий характер, руйнування зазнавали вже повністю літифіковані породи.

У другому типі меланжу матрикс представлений алевро-глинистою масою із флюїдальною, іноді масивною текстурою, дрібними складками течії (рис. 8, 9). Дислокації в матриці виглядають пластичними – у них, на відміну від першого типу, немає крихких брекчій, глинки тертя, кліважу, тріщинуватості, роздробленості порід. Складається враження, що осади зазнавали деформації ще в нелітифікованому чи слабколітифікованому стані – за наявності вже “жорстких” пісковиків та ще “м’яких” водонасичених глин.

Вірогідно, у процесі деформації осади літифікувалися і подальша тектонізація вже мала крихкий характер, унаслідок чого спостерігаються поступові переходи від одного типу меланжу до другого. Пластичний тип найбільш яскраво виражений у зоні насування Кросненського покриву. Його трасування серед поля розвитку суцільного одноманітного сірого кросненського флішу і допомогло значно уточнити та закартувати межу цього покриву. Меланж, зокрема, чітко фіксувався в таких районах (з півдня на північ): на північному умовному продовженні Голятинської структури (потіки Лозянський, Лісковець, біля с. Лісковець, Закарпатська обл.); по потоку Ялинкуватий та його правій притоці і по р. Славка та її притоках (с. Волосянка, Львівська обл.); по руслу р. Опір та її притоках (район с. Тернавка, Львівська обл.); по потоку Плаве, нижче від с. Плаве (басейн р. Опір, Львівська обл.); по р. Орява в с. Орява. Зазначимо, що у фронті Кросненського покриву розвинені і тектоніти крихкого типу. Імовірно, зони пластичного меланжу фіксують перший етап покривоутворення – зародження і початок насування Кросненського



Рис. 6. Лінзоподібна брила (кlastоліт-будина чи дуплекс) темних до чорних прокварцованих пісковиків кросненської світи в глинистому матриці меланжу. Зона насуву Кросненського покриву. Ріка Славка – права притока р. Опір, с. Волосянка, Львівська обл.



Рис. 7. Лінзоподібні ромбоєдричні форми (дуплекси) в матриці меланжу. Зона насуву Кросненського покриву. Ліва притока потоку Ялинкуватий, басейн р. Опір, с. Волосянка, Львівська обл.

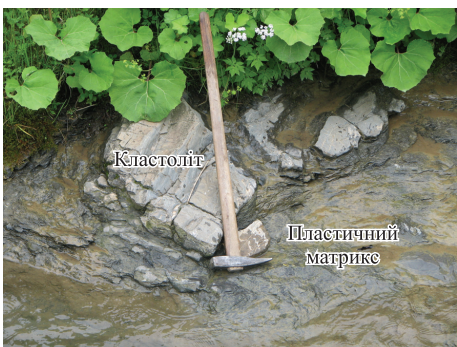


Рис. 8. Пластичний меланж у зоні насування Кросненського покриву. Басейн р. Ріка, права притока р. Голятинка – потік Лозянський, с. Лісковець, Закарпатська обл.



Рис. 9. Пластичний меланж у зоні насування Кросненського покриву. Басейн р. Опір, права притока потоку Ялинкуватий, поблизу с. Волосянка, Львівська обл.

покриву, який розпочався ще в слабколітифікованих осадах. Тектонічні процеси сприяли витисненню води з осадів та їхній літифікації. Більш пізній етап супроводжувався формуванням крихких тектонітів при деформації жорстких літифікованих відкладів.

На північ від описаних тектонітів перед чолом Кросненського насуву була виявлена олістостромовая товща в невеликих відслоненнях по руслу р. Стрий у с. Явора та по р. Ясениця (басейн р. Дністер) біля с. Розлуч (рис. 10, див. рис. 2). Її контакти з навколишнім флішем не відслонені. Вище по цих ріках виходять на поверхню еоценові тектонізовані відклади Кросненського покриву (Розлуцької луски), а нижче – сірий кросненський фліш Скибової тектонічної одиниці. Ця товща раніше не описувалася, пропонується називати її *розлуцькою олістостромою*. Матрикс олістостроми представлений нелітифікованими сіро-зеленими і червоно-бурими глинисто-піскуватими осадами, у яких чітко видно чергування хаотичних гомогенних та седиментаційних шаруватих текстур. Він містить невеликі брили дещо змінених, тріщинуватих, вірогідно, тектонізованих сірих пісковиків та дислокованих глинистих порід. Найімовірніше, розлуцька олістострома утворилася внаслідок розмиву припіднятого рухомого фронту Кросненського покриву, який насувався на Скибовий суббасейн Карпатського седиментаційного палеобасейну. Проте її геологічне положення, склад та умови формування потребують додаткового вивчення.

Дискусія та висновки. Отже, північно-східна границя Кросненської тектонічної одиниці є насувним фронтом покриву і чітко простежується на українській території за структурними ознаками (меланж, олістострома). Останні відображають різні етапи покривоутворення. Як бачимо з побудованої геологічної карти (див. рис. 3), до цього фронту скісно підходять та тектонічно виклинюються деякі структурні елементи: з північного заходу – зовнішні луски Кросненського покриву (Гронзівська, Лімнинська), а з південного сходу – внутрішні скиби Скибового покриву (Синевиру, Славська, Рожанки, Зелем'янки) (див. рис. 2, 3). Це може свідчити або про тектонічне перекриття тильної частини Скибової зони Кросненським покривом, або про наявність правостороннього зсуву між Сілезькою та Скибовою одиницями. Іншими словами, фронт Кросненського покриву може мати не просто насувний, але й зсувний чи, вірогідніше, насуво-зсувний транспресивний характер.



Рис. 10. Розлуцька олістострома (олігоцен?). Скибова тектонічна одиниця перед фронтом Кросненського покриву. Ріка Ясениця, 600 м нижче від мінерального джерела в с. Розлуч (Львівська обл.).

Положення північно-східної границі Кросненської одиниці свідчить, що вона є не тільки структурною, але й збігається з границями літофацій, насамперед, сенонських відкладів. В Українських Карпатах спостерігається така сама закономірність, як і в інших сегментах Західних Карпат: Кросненській одиниці притаманні сенонські відклади, подібні до істебнянської фації (нижня частина сойменської світи), Субсілезькій (Голятинська структура) – мергелі венгловецького типу, а Скибовій – стрийський фліш. Це твердження, а також показана на наших схемах (див. рис. 1–3) локалізація Кросненського покриву, найближчі до уявлень О. С. Вялова, С. П. Гавури, В. В. Даниша та інших дослідників (История..., 1981; Карпатська..., 2004; Geological..., 2004 та ін.). Проте є і відмінності як в зображенні на картах границі між Кросненською і Скибовою одиницями, так і в інтерпретації Голятинської структури, яка відносилася цими дослідниками до Кросненської зони.

Розподіл літофацій в українській частині Карпат добре відповідає ретроспективним побудовам, розробленим для Західних Карпат (Rozwój..., 2006; The Carpathian-Pannonian Region, 2006 та ін.). Відповідно до них, у палеоокеанографічному плані Сілезьку та Скибову зони розглядають як суббасейни Карпатського флішового басейну – сегмента океану Тетис, де відбувалася глибоководна, переважно турбідитова седиментація. Субсілезька одиниця інтерпретується як давнє підняття між цими флішовими суббасейнами, на якому дуже повільно осаджувалися вапнисті геміпелагічні осади. Тектонічні рухи зумовили зрив осадів із седиментаційної основи та їхню трансформацію в покривні тіла. Причому відклади кожного з названих суббасейнів та підводного підняття утворили окремі покриви.

Проведені дослідження дозволяють дійти таких висновків:

1. Сілезький покрив Західних Карпат не затухає на українській території, а продовжується на південний схід, принаймні до басейну р. Ріка, де значно звужується і простежується на південь від Голятинської структури. Його північно-східна межа є фронтом покриву і трасується від Голятинської структури до басейну р. Дністер (див. рис. 1–3) і далі на захід до державного кордону з Польщею.

2. До фронту Кросненського покриву приурочена зона розвитку меланжу, простежена від басейну р. Ріка до р. Орява. Потужність зони – від перших метрів до перших десятків і сотень метрів. Меланж представлений тектонітами пластичного та крихкого типу, які відображають різні етапи покривотворення. На першому відбувалося зародження Кросненського покриву, яке, вірогідно, розпочалося ще в слабколітифікованих “м’яких” водонасичених осадах. Тектонічні процеси сприяли витисненню води з осадів та їхній літифікації. Більш пізній етап супроводжувався формуванням крихких тектонітів при деформації більш жорстких літифікованих відкладів.

3. Перед чолом Кросненського покриву по руслу р. Стрий та в басейні р. Дністер встановлена олістостромовая товща. Імовірно, ця олістострома утворилася при розмиві припіднятого рухомого фронту Кросненського покриву, який конседиментаційно насувався на Скибовий суббасейн.

4. Положення північно-східної границі Кросненської одиниці свідчить, що вона має не тільки структурний характер, але й збігається з границями літофацій, насамперед, сенонських відкладів. В Українських Карпатах спо-

стерігається така сама закономірність, як і в інших сегментах Західних Карпат: Кросненській одиниці притаманні сенонські відклади, подібні до істебнянської фації (нижня частина сойменської світи), Субсілезькій (Голятинська структура) – мергелі венгловецького типу, а Скибовій – стрийський (іноцерамовий) фліш. Голятинська структура – це тектонічна лінза Субсілезької тектонічної одиниці, виведена на поверхню безпосередньо перед чолем Кросненського покриву. У палеоокеанографічному плані Субсілезька одиниця маркує давнє конседиментаційне підняття між Кросненським і Скибовим флішовими суббасейнами.

5. Фронт Кросненського покриву, можливо, на окремих ділянках мав не тільки насувний, але й насуво-зсувний транспресивний характер. До нього скісно підходять та тектонічно виклинюються деякі структурні елементи: з північного заходу – зовнішні луски Кросненського покриву (Гронзівська, Лімнинська), а з південного сходу – внутрішні скиби Скибового покриву (Синевіру, Славська, Рожанки, Зелем'янки).

Автор вдячний начальнику геолого-зйомочної партії Львівської геолого-розвідувальної експедиції В. О. Ващенко за консультації, дискусії та спільні маршрути.

Бызова С. Л., Безр М. А. Основные особенности тектоники Советской части флишевых Карпат // Геотектоника. – 1974. – № 6. – С. 82–94.

Вивчення геологічної будови і перспектив нафтогазоносності зони зчленування Дуклянського, Чорногорського і Кросненського покривів за 1991–1994 рр. : звіт про НДР / В. С. Шлапінський, В. В. Глушко, В. В. Кузовенко і ін. ; ДІГФ України, КЕГП ДГП “Західукргеологія”, Львів. держ. ун-т ім. І. Франка. – Львів, 1995. – 98 с.

Геологическая карта Украинских Карпат и прилегающих прогибов / под. ред. В. А. Шакина. – 1 : 200 000. – Киев : Мингео УССР, 1977. – 6 л.

Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат / под общ. ред. Я. О. Кульчицкого, О. И. Матковского. – Львов : Вища школа, 1977. – Ч. 2. – 220 с.

Гнилко О., Пономарьова Л. Голятинська структура Українських Карпат – аналог Субсілезької структурно-фаціальної одиниці Польських Карпат // Проблеми геології та нафтогазоносності Карпат : тези доп. Міжнар. наук. конф. до 100-річчя від дня народження чл.-кор. НАН України М. Р. Ладженського та 55-річчя Ін-ту геології і геохімії горюч. копалин НАН України (Львів, 26–28 верес. 2006 р.). – Львів, 2006. – С. 58–61.

Державна геологічна карта України. Карпатська серія. Геологічна карта дочетвертинних утворень / Б. В. Мацьків, Б. Д. Пукач, О. М. Гнилко. – 1 : 200 000 ; арк. М 35 XXXI (Надвірна), L 35 I (Вішеу-Де-Сус). – К. : УкрДГРІ, 2009. – 1 л.

Диагностика и картирование чешиучато-надвиговых структур : метод. пособие / под ред. А. С. Киреева, Е. С. Кутейникова. – СПб. : Роскомнедра ; ВСЕГЕИ, 1994. – 191 с.

Изучение геолого-геофизических материалов по Скибовой и Кросненской зонам Складчатых Карпат с целью выявления перспективных на нефть и газ объектов за период 1988–1990 гг. : отчет о НИР / В. В. Кузовенко, В. В. Глушко, Л. П. Мышкин и др. ; Темат. партия ПГО “Запукргеологія” ; Львов. гос. ун-т им. И. Франко. – Инв. № 3114. – Львов, 1991. – 286 с.

История геологического развития Украинских Карпат / О. С. Вялов, С. П. Гавура, В. В. Даныш и др. – Киев : Наук. думка, 1981. – 180 с.

Карпатська нафтогазоносна провінція / В. В. Колодій, Г. Ю. Бойко, Л. Т. Бойчевська та ін. – Львів ; Київ : ТОВ “Український Видавничий центр”, 2004. – 390 с.

Лозиняк П., Петрашкевич М. Основні принципи і схема тектонічного районування Українських Карпат // Праці НТШ. – Львів, 2007. – Т. 19. – С. 50–62.

Пономарьова Л. Форамініфери крейдових відкладів Голятинської структури // Палеонтологічні дослідження в Україні: історія, сучасний стан та перспективи : зб. наук. пр. ІГН НАН України / ред. П. Ф. Гожик та ін. – К. : Нора-прінт, 2007. – С. 192–194.

Тектоническая карта Украинских Карпат / ред. В. В. Глушко, С. С. Круглов. – 1 : 200 000. – Киев : Мингео УССР, 1986.

Тектонічна карта України : пояснювальна записка / С. С. Круглов, Ю. О. Арсірій, В. Я. Великанов і ін. – К. : УкрДГРІ, 2007. – Ч. 1. – 96 с.

Geological map of the Outer Carpathians: Borderlands of Poland, Ukraine and Slovakia / L. Jankowski, R. Korciowski, W. Rylko et al. – 1 : 200 000. – Warsaw : PGI, 2004.

Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego / Red.: N. Oszczypko, A. Uchman & E. Malata. – Kraków, 2006. – 197 s.

The Carpathian-Pannonian Region: A Review of Mesozoic-Cenozoic Stratigraphy and Tectonics / Eds: F. Horvath, A. Galacz. – Budapest : Hantken Press, 2006. – Vol. 1. Stratigraphy. – 331 p. ; Vol. 2. Geophysics, Tectonics, Facies, Paleogeography. – 332–625 p.

Стаття надійшла
17.03.10

Oleh HNYLKO

ON THE NORTH-EASTERN BOUNDARY OF THE KROSNO TECTONIC ZONE IN THE UKRAINIAN CARPATHIANS

The results of investigating tectonic structure from the north-eastern margin of the Krosno (Silesian) Nappe of the Ukrainian Carpathians are presented. The Krosno (Silesian) tectonic unit occupies the central position of the Western Outer (Flysch) Carpathians nappe pile and thrusts onto Skyba unit. In the western Polish sector of the Carpathians, the Krosno Nappe is composed mainly of Upper Cretaceous turbidites (Istebna Formation). Eastward the Ukrainian Carpathians this Nappe (namely Krosno too) is represented chiefly by Oligocene-Miocene deposits (Krosno Formations). The strongly deformed SubSilesian Nappe, composed mainly of Upper Cretaceous–Eocene pelagic variegated marls, is located along the northern and north-eastern margin of the Krosno Nappe.

According to the author's geological mapping and structural research, the north-eastern boundary of the Krosno (Silesian) Nappe of the Ukrainian Carpathians runs from the basin of the Dniester river (Rozluch structural element) towards the Losyanec, Orava, Plave, Ternavka, Volosyanka, Liskovets villages and farther southeast towards the basin of Rika river (Holyatyn structural element). Holyatyn element is recognized as the fragment of the Sub-Silesian Nappe. This boundary is the front of the Silesian Nappe. Along this front the melange and olistostrome zones are discovered. Melange is represented both by plastic and brittle types. The first of them was born in the watering sediment, the second – was formed in the dewatered lithified deposits. In the foreland of Krosno Nappe near Rozluch and Yavora villages olistostrome crops out (basins of the Dniester river and Stryi stream).

Thus, compressive tectonic events caused nappe thrust activity in the Carpathian Basin. Deformation zones propagated into watering sediments. As a result, sediments were dewatered and strengthened, fault and shear-zones thickened. These processes contributed to the intensive formation of the melange in front of the thrust sheets (Krosno and other nappes). Growing the Krosno Nappe, sliding and slumping the frontal part of this Nappe into residual Skiba trough caused forming olistostrome.