

ГЕОТЕКТОНІЧНА ПРИРОДА АНОМАЛЬНИХ ГРАВИМАГНІТНИХ ПОЛІВ БОРИСЛАВСЬКО-ПОКУТСЬКОГО ПОКРИВУ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

Актуальність. Важливу роль у формуванні Карпатського регіону відіграють глибинні розломи. Ці розломи та підняття, що їх розділяють, перекриті насувами з амплітудами горизонтального переміщення до сотень кілометрів [1, 2]. Проте Бориславсько-Покутський покрив (БПП) і його основу (внутрішню зону ложа Передкарпатського прогину [2, 3]) є підстави розглядати у співвідношенні з Передкарпатським розломом, Сколівським та Славським глибинними розломами (рис. 1).

Поміж Передкарпатським та Славським розломами за даними регіональних сейсмічних досліджень слідкується максимальне занурення земної кори. Поверхня поділу Мохоровичича тут досягає глибини 55–60 км, утворюючи коромантійну суміш (В.Б. Соллогуб). Глибинна будова Карпат

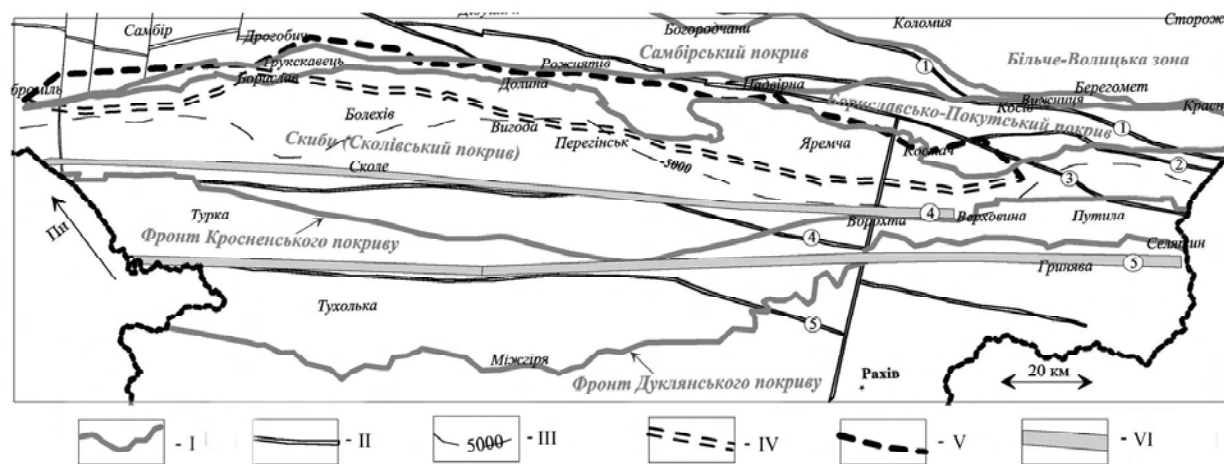


Рис. 1. Елементи тектоніки основи Бориславсько-Покутського покриву і прилеглих зон: I – фронти покривів; II – глибинні розломи 1–5: 1 – Калуський, 2 – Шепітський, 3 – Стрийський, 4 – Сколівський, 5 – Славський; III – глибина підшови Скибового покриву за ізогіпсою – 5000 м (елементи з тектонічної карти під ред. Глушка В.В., Круглова С.С.); IV – Вигодський розлом; V – Передкарпатський розлом (Передкарпатський грабен за картою рельєфу доальпійського підложа Українських Карпат (Біліченко В.Я.)); VI – трасування розломів за гравіметричними матеріалами: 4 – Сколівський, 5 – Славський

і система розломів земної кори в їх межах відповідають [4] виявленому Г.Ю. Бойком Підкарпатському рифтогену [5, 1], з яким пов'язують глибинні (абіогермні) джерела вуглеводнів.

Такі позиції та факт, що глибинні розломи та їх перетини слугують каналами припливу глибинних вуглеводнів і контролюють площове розміщення родовищ, зумовлюють потребу вивчення характеру відображення глибинних розломів у гравімагнітних полях для можливості прогнозування цих родовищ у складних сейсмогеологічних умовах.

Перспективи відкриття нових родовищ вуглеводнів пов'язують також з глибинними складками у зонах піднасуву з боку Складчастих Карпат, з глибинними структурами в мезозойських відкладах автохтона Більче-Волицької зони під насупом флішових відкладів БПП і в основі власне БПП [1, 3 та ін.].

Ця робота є дослідженням прояву БПП і структурно-тектонічних елементів його автохтонної основи в гравімагнітних полях та спробою спрогнозувати контури цих елементів у глиб Карпат і, в усякому разі, сформулювати низку геологічних питань.

Достовірність. Усі глибинні розломи є розломами піднасувної платформної частини [1], але суттєво вплинули на формування флішових і моласових утворень Карпатського регіону, та структур, перспективних на родовища вуглеводнів. Ми виходимо з того, що загальні риси покриву відображають регіональну тектоніку; їх вплив на потенціальні поля часто одного знаку (яскравий приклад – Передкарпатський гравітаційний мінімум [6, 7]). Інакше кажучи, є підґрунтя достовірності прогнозу елементів глибинної тектонічної будови регіону за потенціальними полями і їх трансформантами, згідно з загальноприйнятими ознаками з теорії тектонічного районування, а також за сформульованими нами у публікації [6] і нижче наведеними доповненнями.

Карти розподілу локальних аномалій гравітаційного і магнітного поля, що використані в статті, отримані за різницею спостереженого поля і осередненого з радіусами 2500, 5000 і 10000 м. Радіуси трансформацій співрозмірні з глибиною залягання основних структурних одиниць БПП: гравіактивних горизонтів, поверхні занурення покриву під Скиби, які у статті [1] закономірно називають Сколівським покривом, і доальпійської основи Складчастих Карпат. Рельєфно-тіньове зображення трансформант поля сили тяжіння аналізовано лише у варіантах “нормального” освітлювання (по нормалі до площини) і “у негативі” (або “оберненого”).

Ознаки прояву розломів і локальних структур у трансформантах полів у рельєфно-тіньовому зображенні (*shaded relief map*) викладено нижче.

1. Протяжні поздовжні глибинні розломи, насуви із значною і субвертикальною амплітудою фронту відображені протяжними затемненими

смугами (градієнтними зонами), ланцюгом темних видовжених ділянок (“у негативі” – світлих смуг, ділянок). Смуги поперечного спрямування відображають поперечні розломи будь-якої природи.

2. Блоки фундаменту, групи складок або їхніх крил, зі спокійним субгоризонтальним заляганням товщ гірських порід відрізняються освітленими (у негативі – затемненими) ізометричними, неправильної форми ділянками відносно спокійного поля.
3. Осі склепінь складок, брахіантиклінальних чи синклінальних структур та палеодолин у полі проявляються досить вузькими світлими (у негативі – темними) лініями (по осі додатних або від’ємних аномалій) на фоні темних (світлих) смужок. Яскраві малі за розмірами ділянки (до точки) – центри ізометричних додатних або від’ємних аномалій (структур).
4. Скидо-насуви в осадовому комплексі можуть відображатися складними формами розгалужень вузьких смужок (зон розмежування аномалій одного знаку). Слід очікувати, що групи складок покриву, які виходять на поверхню під великим кутом, мають чітке відображення в аномальному полі у вигляді складного сполучення (лусок) градієнтних зон і осьових ліній.
5. Глибинні яруси покриву, структури автохтона, виступи фундаменту, глибинні розломи впливають на формування покривних структур. Отже, можуть проявлятися у полях прямо та опосередковано, тобто і через вплив (того ж знаку) певного сполучення приповерхневих одиниць, які їх облямовують.

Для підвищення достовірності прогноз структур, тектонічних порушень будь-якої глибинності виконується на основі порівняння різних трансформант гравімагнітних полів і на основі передбачень, сформованих із залученням геолого-геофізичних матеріалів.

Користь від використання різних трансформант очевидна. Наприклад, зміна радіуса трансформації з 10 000 до 5000 м спричинює такі зміни у полі локальних аномалій у рельєфно-тіньовому зображенні:

- 1) певні форми ускладнюються, регіональні елементи розкладаються на декілька;
- 2) деякі градієнтні зони стають чіткішими;
- 3) у межах деяких “плям” чіткіше промальовується (поліпшується “фокус”) вплив локальних структур.

Бориславсько-Покутський покрив і глибинні поздовжні розломи. Фронт покриву (від Доброміля до Надвірної) пов’язують з північно-східною межею його автохтонної основи, якою є, очевидно, Передкарпатський розлом. На північний схід від розлому поширені мезозойські відклади чохла

Східно- і Західноєвропейської платформи; на південний захід до зони Славського (Ужоцького) розлому – автохтонні відклади флішу, тобто цей розлом є південно-західним закінченням так званої внутрішньої зони Передкарпатського прогину [2, 3].

Славський і Сколівський розломи обмежують блок фундаменту, де очікуються потужні товщі автохтонного мезозой-палеозойського флішу БПП [2]. За О.С. Вяловим, глибинні розломи є межами серединних внутрішньо-флішових піднять басейну. За останніми даними регіональних профілів МСГТ доальпійська поверхня Карпат занурюється від Передкарпатського до Славського розломів на глибину 5–8 до 10–15 км. Крім того, за цими даними у глибинній будові покривів Карпат найяскравіше вирисовується занурений на максимальні глибини автохтонної основи параавтохтонний структурний елемент, який, очевидно, утворився внаслідок заповнення прогнутої доальпійської основи на першому етапі формування покривів (Х.Б. Заєць, 2002 р). За відбиттями поверхня цього похованого (Ясенського) останця (крейдяно-палеогенового комплексу) є опуклою і простягається вздовж Славського розлому [1]. В Покутському січенні (розріз Гринява–Давидени) породи параавтохтонного елемента відсутні, що узгоджується із закінченням тут Передкарпатського грабена [8].

За результатами аналізу аномального поля сили тяжіння у рельєфно-тіньовому зображенні БПП, зірваний зі своєї основи, починається переважно із зони Сколівського розлому і простягається через грабен до Передкарпатського, облямовуючи тектонічні вузли. Дані дослідження у комплексі з аналізом аномалій магнітного поля, наведені нижче у відповідному підрозділі. Усі ці матеріали, на наш погляд, є узгодженими і, наприклад, дають змогу спрогнозувати межу між Ясенським тілом і південно-західним простяганням Делятинського резервуара [1] у зоні Сколівського розлому.

Поздовжній глибинний Передкарпатський розлом. Величезний вплив на картування розломів за потенціальними полями мають передбачення щодо їх геотектонічного значення. Отже, у подібних дослідженнях надають перевагу одному з перелічених нижче варіантів, якщо відомі нам погляди на природу Славського і Сколівського розломів практично не різняться.

Передкарпатський розлом вирізняється за низкою ґрунтовних визначень (можливо тому, що до складної зони його розвитку приурочено більшість розвіданих нафтових родовищ), відповідно до яких він є:

- 1) межею Внутрішньою і Зовнішньою зон ложа Передкарпатського прогину, яка одночасно є північно-східною межею поширення автохтонного флішу і яка пов'язана з Передкарпатським гравітаційним мінімумом [3];

- 2) межею між крутим схилом платформи та глибоко зануреною геосинклінальною основою; у частині Українських Карпат – це північно-східний край Передкарпатського грабена [8];
- 3) північною бортовою частиною Підкарпатського рифтогену [1, 5], принаймні поміж Бориславським і Верховинським перетинами;
- 4) відносно широкою лінійно-ламанною тектонічною структурою, уздовж якої спостерігаються відгалуження меншого порядку і різного спрямування та окремі ускладнені ділянки тектонічних вузлів [6].

Визначенням Передкарпатського розлому, за В.Я. Біліченко, пояснюються особливості руху покривів флішових відкладів алохтона: “... в Українських Карпатах їх насуви повинні були спочатку підніматися, щоб перетнути підняття, а потім занурюватися в Передкарпатський грабен, що сприяло утворенню декількох ярусів насуву та структурних поверхів типу Бориславсько-Долинських” [8]. Південно-західний контур грабена добре картується зчленуванням смуг додатних і від’ємних аномалій (Вигодський розлом, рис. 2).

На південний схід від Покутських складок є так званий Буковинський профіль параметричних свердловин: Давиденівська-1 – Плоска-1. Свердловина Шепот-1, що по профілю у декількох кілометрах від південно-західного закінчення БПП, під покривом Скиб розкрила породи БПП, а св. Сергії-1, розташована посередині вузької смуги Скиб, не зустріла такі породи, але увійшла в мезозойські відклади Більче-Волицької зони (автохтона) [9], які простягаються, можливо, через усі Скиби до Чорногорського покриву [10]. Це принципово відповідає замиканню Передкарпатського грабена на південному сході, за побудовами В.Я. Біліченко. Замикання грабена, на нашу думку, має відбуватися на перетині з глибинним поперечним розломом, на південний схід від якого уже не було перешкод до насуву і тому ярусність

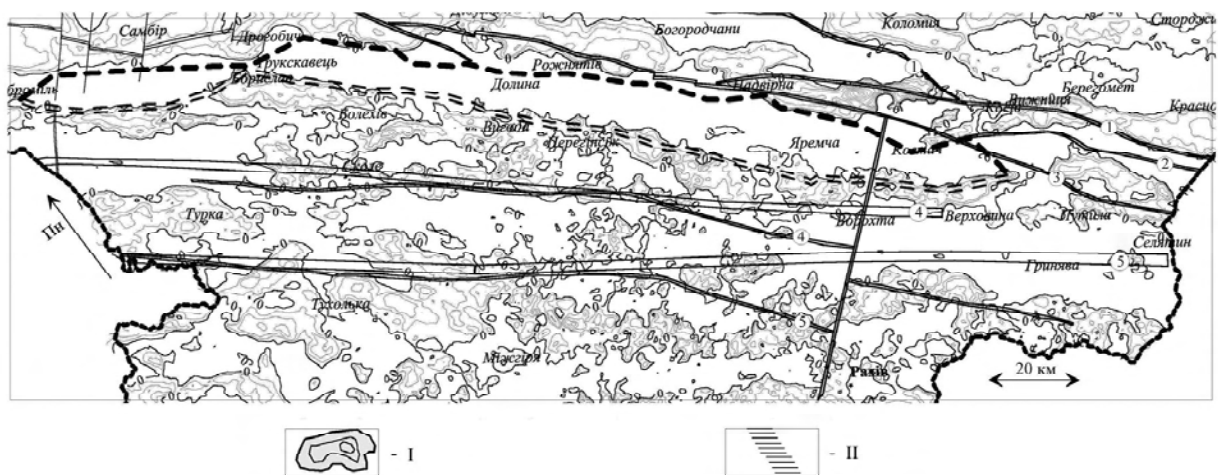


Рис. 2. Додатні локальні аномалії поля сили тяжіння (радіус осереднення – 10000 м): I – додатні аномалії поля сили тяжіння; II – градієнти зони на ділянці південно-східного замикання Передкарпатського грабена. Умовні позначення щодо елементів тектоніки див. на рис. 1

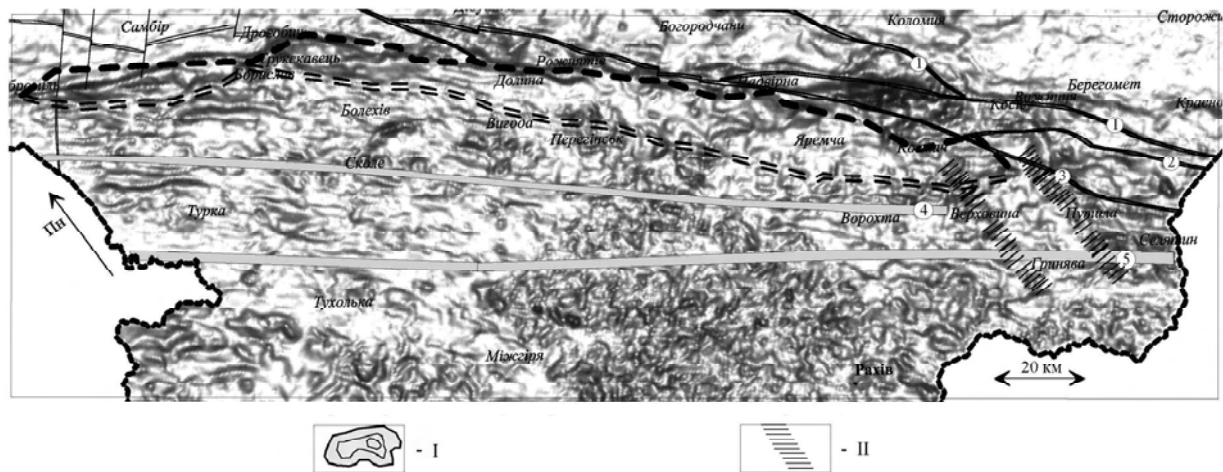


Рис. 3. Локальні аномалії поля сили тяжіння (радіус осереднення – 5000 м) у рельєфно-тіньовому зображенні (“підсвітка по нормалі”): I – додатні аномалії поля сили тяжіння; II – градієнти зони на ділянці південно-східного замикання Передкарпатського грабена. Умовні позначення щодо елементів тектоніки див. на рис. 1

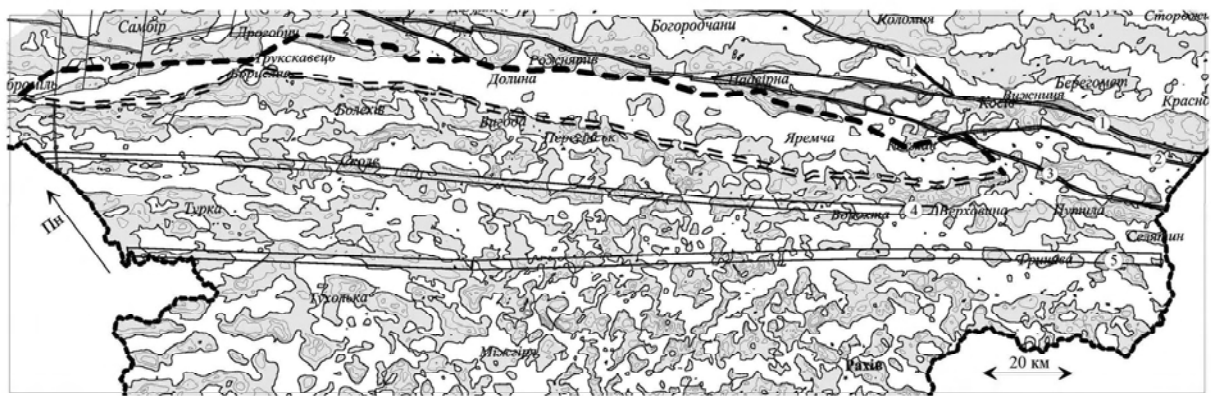
складок у цій частини Покут відсутня. Тут за різних радіусів трансформацій в аномальному полі сили тяжіння простежуються субпаралельні градієнтні зони майже південного простягання, але для узгодженості з позицією В.Я.Біліченка південно-східною межею розвитку грабена має бути поперечний розлом, відображений другою, більш східнішою градієнтною зоною (рис. 3). Слід зауважити, що за П.Ю. Лозиняком [1], Передкарпатський розлом продовжується на південний схід саме там, де виділяється на тектонічній карті [11] Стрийський розлом. Ю.З. Крупський за його продовження приймає Верховинський розлом [3], а на структурно-тектонічній карті [12] це південно-східне продовження Калуського розлому. Вочевидь упевнено визначати Передкарпатський розлом як межу Зовнішньої і Внутрішньої зон можна у частині глибокзануреної геосинклінальної основи і саме у межах розвитку грабена. Останнє, на нашу думку, узгоджується з позицією П.Ю. Лозиняка: “...пограничний розлом, що передбачався між Зовнішньою і Внутрішньою зонами, не знаходить свого підтвердження. Адже породи платформи розкриті рядом свердловин у піднасуві Карпат на віддалі 20–60 км від його північної межі” (перетин Покутських складок).

За умов достовірного визначення північно-східної частини Передкарпатського грабена і Передкарпатського розлому аналіз співвідношення у плані цього розлому і фронту БПП дає нам змогу передбачити потужності моласових відкладів під БПП у різних перетинах.

Передкарпатський розлом і фронт Бориславсько-Покутського покриву. За варіантом статті [2], породи верхніх молас поширюються до Сколівського розлому, з яким автори пов’язують визначення південно-західної межі зовнішньої зони Передкарпатського прогину. На нашу думку, маси

моласових товщ Самбірського покриву практично повністю зняті зі своєї основи в зоні перепони насуву, яка має починатися зі Сколівського (О.С. Вялов) та по Верховинському розлому межує з Передкарпатським грабенем і простежується у вигляді лінійного ланцюга згладжених піднять (за В.Я. Біліченко). І якщо занурення грабена відбувалося синхронно до насуву, то у межах інтенсивного розвитку грабену слід очікувати автохтонні моласи. Також очікуємо, що уздовж інтенсивного занурення грабена по Передкарпатському розлому, де фронт Бориславсько-Покутського покриву в плані практично збігається з цим розломом (Долинський перетин), під фронтом мають бути незначні алохтонні відклади молас з виклинюванням. В інших варіантах (Бориславський перетин, зона Покутсько-Буковинських складок) вони мають бути потужнішими.

Відображення у полях поздовжніх Сколівського і Славського розломів. Ці глибинні розломи перекриті потужним флішовим покривом (> 5000–7000 м) і вочевидь можуть проявлятися у полях опосередковано через їх вплив на формування структур флішових відкладів та, можливо меншою мірою, за амплітудою самих розломів. Слід очікувати уздовж розломів (точніше, уздовж простягання ймовірної прирозломної зони) наявність градієнтної зони, пов'язаної з ланцюгом досить протяжних локальних додатних (коли на шляху насуву блоки фундаменту підняті) або від'ємних аномалій магнітного і гравітаційного полів. На основі аналізу морфології трансформант поля сили тяжіння нами запропонований варіант Сколівського розлому [6]. Зауважимо, що за простяганням він близький до положення розлому поданого у статті [2], ніж на тектонічній карті [11]. Для вірогідного картування другого розлому розглянемо поведінку дофлішової поверхні [11] і так званої різновікової домезозойської поверхні Карпат [8] уздовж розлому. Блок фундаменту з боку Сколівського розлому (так званий Турківський блок, за визначенням В.В. Глушка [2]) поступово занурюється з північного заходу до Долинського перетину і потім піднімається до Космач-Покутського. Амплітуда дофлішової основи приблизно становить 9000 – 10 500 – 8000 м; різновікової домезозойської поверхні: 6500 – 7500 – 6000 м, тобто амплітуди подібні. З боку внутрішньої зони Українських Карпат (у тому ж напрямку): 14000 – 11000 – 7000 м та 6000 – 5500 (Тухолька) – 6200 – 8000 (Майданський напрямок) – 6250 м відповідно. Інакше кажучи, на фоні підняття кристалічного фундаменту (особливо значного на північному сході) різновікова поверхня (за В.Я.Біліченко) має різнознакові амплітуди. Амплітуда підняття (у напрямку насуву) по поверхні дофлішової основи змінюється від +4500 до 0 м (у Майданському перетині) і скиду від 0 до –1000 м (Космач-Покутському); по різновіковій домезозойській поверхні це скид до –1000 м (Майданський перетин), а далі підняття по розлому на +1000 м.



- I
 - II

Рис. 4. Додатні локальні аномалії поля сили тяжіння (радіус осереднення – 5000 м): I – додатні аномалії поля сили тяжіння; II – додатні аномалії магнітного поля, переріз ізоліній – 2 нТл. Умовні позначення щодо елементів тектоніки див. на рис. 1

Отже, прирозломна зона (з боку Турківського блоку) має слідкуватися градієнтною зоною (можливо не чітко вираженою) і ланцюгом протяжних переважно додатних аномалій, лише у районі Долинського і частково Майданського перетину відображення розлому має бути складнішим. Певна нелінійність аномалій зумовлена формою лусок насуву [13], на яку крім геодинамічних факторів вплинула і змінна амплітуда розлому. Також, на нашу думку, перепони на шляху насуву приводили і до скорочення ширини лусок. В основу картування Славського розлому за трансформантами поля сили тяжіння були покладені саме ці ознаки (рис. 4). На картах локальних аномалій, отриманих за більших радіусів осереднення, Славський розлом на північному заході, навпаки, проходить майже по осі протяжної від'ємної аномалії (рис. 3), тим самим обмежуючи з північного сходу зону додатних аномалій, яка може бути спричинена ущільненням флішових відкладів бар'єром перед насувом (глибина понад 5000 м), або і ущільненими породами (рифєю [2]) кристалічного фундаменту.

Якщо Сколівський розлом на південному сході може мати практично лінійне продовження (це видно по картах аномалій поля сили тяжіння, див. рис. 2–4), то для Славського є два варіанти. Перший – продовження по розлому, показаному на карті [11], що відповідає відносно інтенсивній зоні додатних аномалій, другий – за ланцюгом локальних додатних аномалій, який простягається східніше, ближче до фронту Дуклянського покриву (рис. 4). Другий варіант прийнятніший, за ним розлом більш прямолінійний і якнайліпше відповідає визначенню за Ю.З.Крупським [3, рис. 2.9].

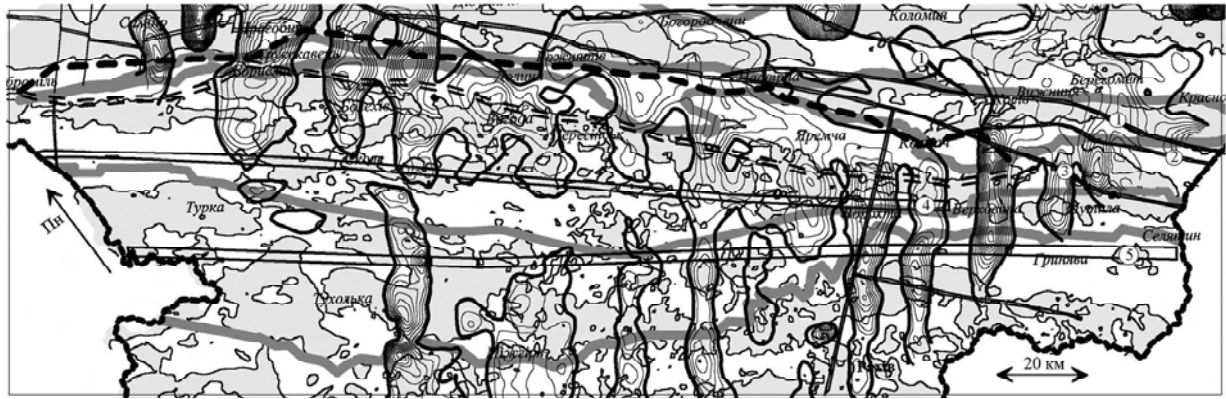
Сколівський розлом у полі локальних магнітних аномалій (радіус осереднення 10 000 м) від Бориславського і до Покутсько-Буковинського перетинів обмежує з південного заходу зону поширення додатних аномалій (у

межах останнього перетину дещо їх перекиває), а Славський розлом є їх межею з північного сходу в межах тих самих перетинів (крім аномалій чіткого поперечного простягання). Такий розподіл аномалій можна пояснити швидше не гіпсометрією поверхні фундаменту, а зміною петрофізичних властивостей порід, які його складають.

Поперечні розломи. “Северо-восточная граница зоны представляется не как единый, протягивающийся вдоль всего прогиба надвиг, а как совокупность фронтальных частей надвигов выделяемых групп складок. Она неровная, скорее фестончатая, но замаскирована (особенно в местах сочленения кулис) миоценовыми отложениями Самборской зоны” [14]. Така позиція прийнятна, оскільки надає ключ до пошуку поперечних розломів, деякі з яких можуть бути пов’язані з вузлами фронтальних частин БПП і певним чином проявитися в аномальному полі сили тяжіння. Отже, це один з критеріїв картування поперечних розломів [6]. Деякі з них (Долинський, Перегінський, Надвірнянський, Говерляньський та ін.) тяжіють до напрямку поперечних розломів, сітка яких виявлена за даними дешифрування космічних матеріалів [3, с. 40] і корелюють з простяганням поперечно витягнутих локальних аномалій магнітного поля [15].

Простягання глибинних розломів розглядається у зв’язку з будовою ложа БПП, але очевидний їх вплив і на розвиток покриву. Зазначимо, що за результатами вивчення аномальних гравімагнітних полів нам прийнятніша думка П.Ю. Лозиняка [1, 14], відповідно до якої внутрішня зона Передкарпатського прогину (Більче-Волицька зона – зовнішня, Самбірська і Бориславо-Покутська – внутрішня, за В.С. Буровим, В.В. Глушком, В.О. Шакіним, П.Ф. Шпаком, 1969) належить до Складчастих Карпат, тобто є глибинним фронтом флішових Карпат.

Бориславсько-Покутський покрив і його південно-західне простягання. Це питання розглянемо за проявом у полях Бориславського (Трускавецького), Майданського і Покутсько-Буковинського (Верховинський перетин) вузлів. Вони нам уявляються як підняті блоки фундаменту типу поперечних структур. Поперечні структури пов’язані із зонами розломів у земній корі, які не можуть бути похідними від рухів по основних поздовжніх розривах геосинклінальних зон, оскільки простежуються через ослаблені ділянки в межі платформ, що оточують. Услід за В.В. Глушком і П.Ю. Лозиняком [14] і виходячи з геодинамічних особливостей їх прояву [17] ці тектонічні одиниці ми називаємо “вузлами” на відміну від поширеного терміна “піввікно”, яке підкреслює форми виходу відповідних складок БПП на земну поверхню. Підняття цих блоків підтверджується контуром ізогіпс підосви Скибового покриву у тилівій частині цих структур [11] (див. рис. 1). Також вузли відображаються ділянками локальних максимумів на фоні від’ємних



- I



- II

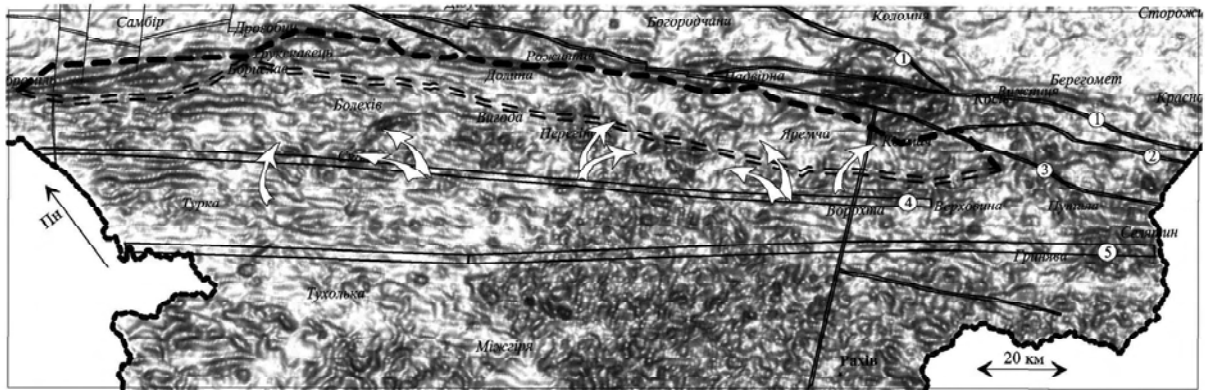
Рис. 5. Додатні локальні аномалії магнітного поля і поля сили тяжіння (радіус осереднення – 10 000 м): I – додатні аномалії поля сили тяжіння; II – додатні аномалії магнітного поля, переріз ізоліній – 2 нТл. Умовні позначення щодо елементів тектоніки див. на рис. 1

аномалій у полі сили тяжіння, більш широкою є ділянка Покутсько-Буковинського вузла, найменшою – Бориславського. У магнітному полі вони мають “відлуння” у вигляді чітких додатних аномалій у межах схилу платформи (рис. 5), а південно-східне закінчення грабена межує із зоною поширення додатних аномалій у Верховинському перетині. Інші локальні аномалії магнітного поля, переважно поперечного простягання, як уже вказано, пов’язані з сіткою поперечних розломів.

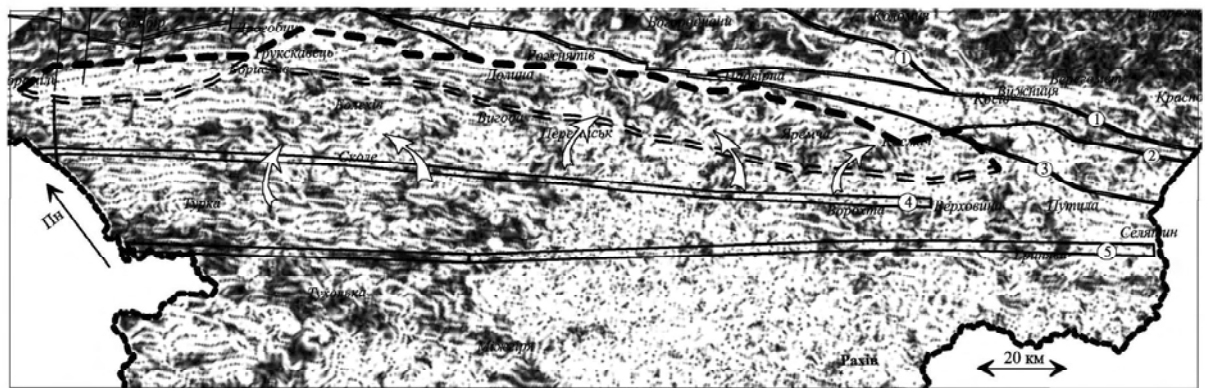
Аналіз морфології аномальних зон поля сили тяжіння щодо південно-західного простягання БПП ґрунтується на умові існування і прояву у полі облямування цих поперечних структур локальними структурами покриву.

Так, на карті локальних аномалій у рельєфно-тіньовому зображенні (рис. 6) у Бориславському перетині спостерігається облямування цієї структури локальними аномаліями (різного знаку), чіткою межею якого є Сколівський розлом. Облямування не лише локальними аномаліями, а й світло-затемненими зонами досягають Майданського вузла. Можна пересвідчитися, що за Сколівським розломом подібні зони мають інше простягання та іншу кривизну. Широка освітлена зона локальних аномалій, що облямовує Майданський вузол з південного сходу, замикається на південно-західній частині контуру Покутсько-Буковинського піввікна (практично у межах грабена). Тут характер простягання аномалій інший, зони аномалій перекривають його південно-східну частину, облямування як таке відсутнє.

На картах локальних аномалій, отриманих за більших радіусів осереднення (див. рис. 3), загальна картина зберігається, що засвідчує глибоке коріння такого облямування, у якому беруть участь складки БПП, Скиб, а



а



б

Рис. 6. Локальні аномалії поля сили тяжіння (радіус осереднення – 2500 м) в рельєфно-тіньовому зображенні: а – “підсвітка по нормалі” до площини; б – те саме “негатив”. Стрілки вказують на зони облямування поперечних підняття локальними структурами. Умовні позначення щодо елементів тектоніки див. на рис. 1

можливо і складки автохтона, ймовірно утворені під дією насуву на нерівному схилі поперечних структур.

Отже, виявлену морфологію аномального поля сили тяжіння пояснюємо так:

- поперечні підняття розвинуті через схил платформи до Сколівського розлому;
- основні товщі БПП занурені під Скиби у південно-західному напрямку від Сколівського розлому до Передкарпатського розлому-упора, але найімовірніше виклинюються між Славським і Сколівським розломами (локальні аномалії облямування у Бориславському і Майданському перетині дещо перебивають Сколівський розлом, що на користь цієї тези – див. рис. б);
- виступи поперечних структур були бар'єром для насувного процесу, але Покутський вузол є дотичним упором з північного сходу, де відбулося швидке замикання грабена по Передкарпатському і Вигодському розломах, і тому з південного сходу грабен не був перепорою насуву, який зупинився далеко за Передкарпатський розломом на схилі плат-

форми; у перетині Майданського вузла фронт БПП у плані зупинений Передкарпатським розломом; Бориславський тектонічний елемент утворений у зоні різкої зміни напрямку Передкарпатського розлому і досить великої його амплітуди, що, можливо, сприяло накопиченню моласових товщ та стримало насув флішу, який не досяг Передкарпатського розлому;

- схили поперечних структур є зонами розвитку підвищеної складчастості у покриві і, можливо, в автохтоні у межах Складчастих Карпат і на схилі платформ.

Відображення основних структур БПП у полі локальних аномалій належить до теми, виголошеної у назві статті, але виходить за межі її формату.

Висновки. Підвищення детальності і достовірності прогнозу структурно-тектонічних елементів Бориславсько-Покутського покриву та його карпатського ложа відбувається за результатами новітніх даних буріння і результатами геофізичних досліджень. Це насамперед високоінформативні гравіметричні дослідження масштабу 1:50 000, виконані силами ЗУГРЕ під керівництвом В.Я. Біліченка у 1980–1990-х роках. Бориславсько-Покутський покрив відомий родовищами нафти і як перспективний нафтоносний регіон у цілому. Аналіз трансформант граві- і магнітометричних матеріалів дає змогу ліпше зрозуміти геодинаміку цього регіону і більш спрямовано вести пошуки вуглеводнів у глиб Карпат та на більших глибинах, зокрема на схилах поперечних структур.

1. Бойко Г.Ю., Лозиняк П.Ю., Заяць Х.Б., Анікеєв С.Г., Петрашкевич М.Й., Колодій В.В., Гайванович О.П. Глибинна геологічна будова Карпатського регіону // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2003. – № 2. – С. 52–62.
2. Глушко В. В., Самойлюк О. П., Трушкевич Р. Т. Тектоніка фундаменту Передкарпатського прогину // Геол. журн. – 1970. – **30**, № 6. – С. 3–9.
3. Крупський Ю.З. Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України. – К.: УкрДГРІ, 2001. – 144 с.
4. Заяц Х. Б. Основные поверхности земной коры Карпатского региона и прилегающего склона Украинского щита // Геофиз. журн. – 1980. – **2**, № 3. – С. 29–34.
5. Бойко Г. Е., Аникеев С. Г. Структура Карпатского поднадвига (по данным решения обратной гравиметрической задачи) // Тектоника и нефтегазоносность поднадвиговых зон. – М.: Наука, 1990. – С. 53–61.
6. Анікеєв С.Г., Бабюк С.Г., Степанюк В.П. Елементи розломної тектоніки Український Карпат за гравітаційними матеріалами // Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. – К., 2005. – С. 85–93. – (Зб. наук. праць)
7. Анікеєв С.Г., Бабюк С.Г., Степанюк В.П. Гравітаційне моделювання на Східно-Долинській площі // Там само. – С.75–84.
8. Біліченко В.Я. Структурно-тектонічні особливості параавтохтона Українських Карпат та прилеглих територій за матеріалами детальної гравіметрії // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1999. – № 3 (108). – С.131–138.

9. Буров В.С., Вуль М.А., Глушко В.В. и др. Буковинский профиль параметрических скважин (Карпаты и Предкарпатский прогиб) // Геология и геохимия горючих ископаемых. – 1980. – № 55. – С. 3–10.
10. Бударкевич М.Н., Буров М.Н., Шакин В.А. и др. Перспективы нефтегазоносности покутско-буковинской части Карпат и Предкарпатского прогиба // Геология нефти и газа. – 1973. – №3. – С. 28–34.
11. Тектоническая карта Украинских Карпат. М-б 1:200 000. / Под ред. В.В. Глушко, С.С. Круглова. – Киев: УкрНИГРИ, 1986.
12. Структурно-тектонічна карта західних областей України. М-б 1:200 000. / За ред. Н.Д. Бударкевича і Є.С. Дворянина. – К.: УкрГеофізика, 1991.
13. Геологическая карта Украинских Карпат и прилегающих прогибов. М-б 1:200 000. / Гл. ред. В.А. Шакин. – Киев: УкрНИГРИ, 1976.
14. Глушко В.В., Лозыняк П.Ю., Петрашкевич М.И. Новые представления о строении и районировании Предкарпатского прогиба // Геология и геохимия горючих ископаемых. – 1982. – № 58. – С. 19–31.
15. Бабюк С.Г., Степанюк В.П., Анікеєв С.Г. Нові елементи тектоніки складчастих Карпат за гравімагнітними даними // Розвідка та розробка нафт. і газ. родовищ. – 2003. – №3 (8). – С. 26–31.
16. Чекунов А.В. Паноно-Волынский поперечный прогиб в Восточных Карпатах // Геофиз. сб. / АН УССР. – 1970. – № 37. – С 3–14.
17. Бабюк С.Г., Степанюк В.П., Анікеєв С.Г. Про геологічну природу аномалій поля сили тяжіння у районі Майданського тектонічного вузла Українських Карпат // Розвідка та розробка нафт. і газ. родовищ. – 2004. – № 2 (11). – С. 63–69.