

Сергій АНІКЕЄВ¹, Валентин МАКСИМЧУК², Наталія ПИРІЖОК³

¹⁻³ Карпатське відділення Інституту геофізики ім. С. І. Субботіна Національної академії наук України, вул. Наукова, 3-б, Львів, 79060, Україна; ¹ anikeyevsergiy@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-7377-7326>,
² valmaksymchuk@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0003-3954-6521>, ³ natala.pirizok@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-3976-234X>

ГУСТИННА МОДЕЛЬ ЗЕМНОЇ КОРИ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ ПО ПРОФІЛЮ PANCAKE

Цілі роботи – аналіз та геолого-тектонічна інтерпретація аномального гравітаційного поля Українських Карпат та прилеглих територій, побудова густинної моделі земної кори та верхньої мантії по міжнародному сейсмічному профілю PANCAKE. Потреба побудови густинної моделі вздовж профілю PANCAKE зумовлена значним інтересом широких кіл геологів та геофізиків до результатів сейсмічних досліджень по цьому профілю, а також певними розбіжностями у сейсмологічних моделях різних авторів. Методика гравітаційного моделювання, яка використана в роботі, передбачає аналіз геолого-геофізичних карт та моделей, які стосуються геолого-тектонічної будови регіону досліджень, створення початкової структурної частини моделі та визначення густин товщ та блоків моделі. Геометрію та густини моделі уточнено методом підбору, який ґрунтується на інтерактивному розв'язанні прямої задачі гравіметрії та аналізі причин невідповідності розрахованого поля сили тяжіння і аномалій Буге. Методами гравітаційного моделювання досягнуто якісної відповідності густинної моделі тектонічній інтерпретації сейсмічного розрізу уздовж профілю PANCAKE. Результати моделювання підтверджують чотиришарову будову земної кори – осадовий покрив, верхня, середня та нижня частини кори, які істотно відрізняються за густиною, а також відмінність у будові земної кори та верхньої мантії літосферної плити ALCAPA, Флішових Карпат та докембрійського кратона. Плита ALCAPA характеризується малою товщиною (до 29 км) та низькою густиною земної кори. Густина верхньої мантії ALCAPA менша ($3,20\text{--}3,21 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$), порівняно із верхньою мантією під Українськими Карпатами та Східноєвропейським кратоном ($3,28\text{--}3,30 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$), що може бути пов'язано зі зміною складу та підвищеним тепловим потоком під ALCAPA. Український фрагмент Східноєвропейського кратона у зоні простягання профілю PANCAKE має типову товщину кори (~41–45 км). Верхня частина кристалічної кори на відміну від середньої ($2,86\text{--}2,90 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$) і нижньої частин ($2,98\text{--}3,10 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$) характеризується меншою густиною і більшою диференціацією у горизонтальному напрямку та з глибиною (від $2,66 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$ до $2,86 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$). Складна перехідна зона (зона субдукції, Карпатський ороген) між мікроплитою ALCAPA та Східноєвропейським кратоном спричиняють інтенсивну від'ємну аномалію гравітаційного поля – Карпатський гравітаційний мінімум, який сягає $-90 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$. Його природа комплексна: розуцільнені породи неогену та палеоген-крейдовий фліш ($\leq 2,50 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$) Бориславсько-Покутського покриву, основний величезний скид Передкарпатського розлому (>4 км) на крайньому південно-західному схилі платформи (порівняно локальні фактори) та істотне заглиблення поверхні МОХО під Карпатською спорудою (регіональний фактор). Глибина залягання границі МОХО під фронтом Карпатського насуву за нашою густинною моделлю сягає 56 км.

Ключові слова: Українські Карпати; земна кора; верхня мантія; поверхня МОХО; гравітаційні аномалії; сейсмічна модель; гравітаційне моделювання; густинна модель.

Вступ

Побудова густинних моделей як результат інтерпретації аномалій гравітаційного поля є важливим етапом у створенні комплексних геолого-геофізичних моделей земної кори.

Особлива увага до геолого-геофізичних досліджень на території Українських Карпат зумовлена гострою необхідністю розширення ресурсної енергетичної бази України та високою перспективою відкриття нових глибинних родовищ нафти і газу у піднасуві Карпат [Заяць, 2013; Маєвський та ін., 2012; Мончак, Анікеєв, 2022].

Міжнародний профіль PANCAKE завдовжки 650 км (рис. 1), на якому у 2008 р. виконано сейсмічні дослідження методом ширококутного гли-

бинного сейсмічного зондування (ШГСЗ), починається у центральній частині Паннонського басейну (Pannonian Basin) в Угорщині, проходить через українську частину Східних Карпат, південно-західний схил Східноєвропейської платформи та виходить на Український щит (УЩ) (рис. 2).

Виконані по профілю PANCAKE сейсмічні дослідження дали змогу побудувати глибинні швидкісні моделі земної кори і верхньої мантії [Starostenko et al., 2013]. За результатами цих робіт по всьому профілю вивчено рельєф фундаменту та розділу Мохоровичича (зазвичай його називають МОХО). У межах Паннонського басейну товщина земної кори становить 22–23 км разом із осадовим шаром. Верхня частина фундаменту, утворена породами, ймовірно, палеозойського віку, розташо-

вана на глибинах близько 8 км і піднімається у Закарпатському прогині до 3–4 км. У північно-східному напрямі товщина земної кори різко збільшується, досягаючи максимальних глибин

під південно-західною частиною Передкарпатського прогину. На схилі Східноєвропейської платформи фундамент залягає на глибинах до 4 км (Львівський палеозойський прогин).

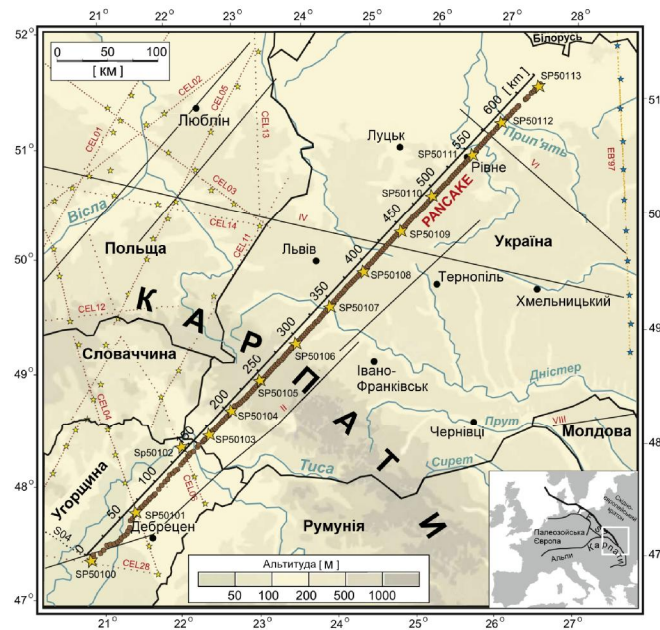


Рис. 1. Розташування основних регіональних сейсмічних профілів та профілю PANCEAKE на досліджуваній території [Starostenko et al., 2013]

Зірочки вказують на точки вибухів; червоно-жовті крапки – станції запису WARR CELEBRATION 2000 профілів та PANCEAKE; чорні лінії – старіші профілі. Карта-вставка показує розташування цільової території в Європі.

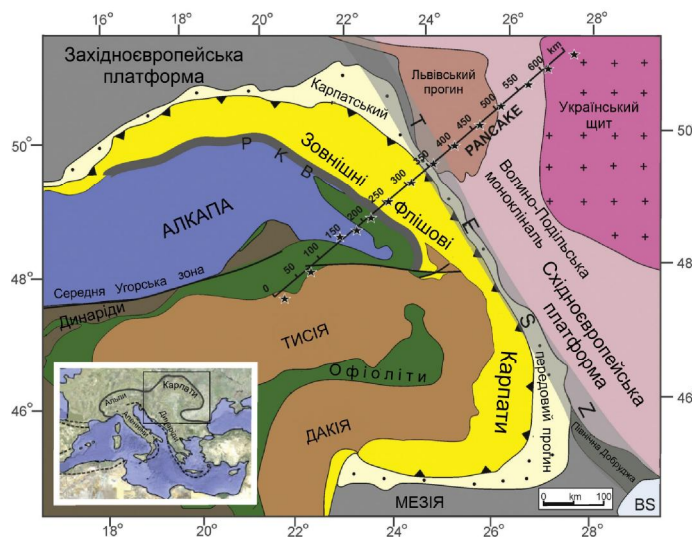


Рис. 2. Тектонічна карта Карпато-Паннонської системи із розташуванням профілю PANCEAKE [Verpakhovska et al., 2018; Schmid et al., 2008; Gağala et al., 2012]

На карті-врізці показано Альпійсько-Середземноморський пояс із зазначенням місця дослідження (прямокутник). BS – Чорне море; РКВ – Пеннінський кліповий пояс; TESZ – Транс'європейська шовна зона. Зірочки позначають точки вибуху (SP) на профілі PANCEAKE.

Цікаво, що за результатами цих досліджень під Українськими Карпатами не виявлено яскраво виражених коренів земної кори, як у роботах мето-

дами КМЗХ та ГСЗ за геотраверсом II [Соллогуб та ін., 1987, 1993; Заяць та ін., 1987; Заяць, 2013]. Межа МОХО прогнозується тут на глибинах 45–

55 км. Подальші сейсмічні побудови по профілю PANCAKE [Verpakhovska et al., 2018] з використанням методу різночасової міграції даних WARR (wide-angle reflection and refraction) підтвердили отримані результати стосовно глибини залягання зони MOXO [Starostenko et al., 2013], проте були виявлені певні відмінності у будові верхньої частини (до 22 км) земної кори.

Згаданих розбіжностей у сейсмогеологічних моделях на ділянці Складчастих Карпат можна позбутись, залучивши додаткові геофізичні матеріали. Наприклад, додаткову інформацію стосовно будови та речовинного складу земної кори можна отримати за результатами інтерпретації аномалій гравітаційного поля та побудови густинної моделі земної кори. Наявність глибинного сейсмологічного розрізу по профілю PANCAKE, а також детальних карт гравітаційного поля для заходу України відкриває можливість для побудови густинної моделі, узгодженої із геометрією сейсмічного розрізу та розподілом швидкостей сейсмічних хвиль з глибиною.

Під густинною моделлю будови земної кори і верхньої мантії розуміємо їх апроксимацію сукупністю геологічних тіл, обмежених границями розділу та розломами із притаманними їм густинними характеристиками, сумарний гравітаційний ефект від яких відповідає гравітаційному полю, спостереженому на денній поверхні.

Густинні моделі ґрунтуються на аналізі та інтерпретації аномалій гравітаційного поля з урахуванням даних інших геофізичних методів досліджень геологічного середовища. Методи побудови густинних моделей основані на алгоритмах розв'язання прямих і обернених задач гравіметрії.

Методи моделювання розподілу гірських порід із глибиною за результатами інтерпретації аномального гравітаційного поля та побудови густинних моделей геологічного середовища активно розвивали в Україні у 70–90-ті роки минулого сторіччя Є. Г. Булах, Г. Я. Голіздра, С. С. Красовський, В. І. Старostenko та інші.

Застосування гравіметрії у комплексі із сейморозвідкою істотно підвищує достовірність побудови комплексних геолого-геофізичних моделей, що важливо як під час вивчення природи глибинних неоднорідностей у земній корі, так і під час розв'язання прикладних задач геофізики. Зокрема, в нещодавній роботі [Besutiu et al., 2021] завдяки використанню високоточних гравіметричних даних отримано просторову модель розгалуженої системи каналів вулкана Ciomadul, який розташований у внутрішній частині Східних Карпат на території Румунії.

Прикладами високої ефективності комплексної інтерпретації геофізичних матеріалів із застосуванням гравіметричних матеріалів є роботи [Tašárová et al., 2009, 2016, Grabowska et al., 2011, Godová et al., 2021, etc.], в яких подано густинні моделі структури літосфери Карпат-Паннонського басейну для низки профілів CELEBRATION 2000 (див. рис. 1), які побудовано за допомогою гравіметричного моделювання з використанням сейсмічних моделей та інших геофізичних даних. Гра-

вітаційне моделювання також ефективно під час вивчення структури і геодинаміки сейсмоактивних зон Карпат [Besutiu et al., 2018].

Потреба в побудові густинної моделі вздовж профілю PANCAKE зумовлена тим, що результати сейсмічних досліджень по цьому профілю [Starostenko et al., 2013; Verpakhovska et al., 2018] зацікавили широкі кола геологів та геофізиків, а також певними розбіжностями у сейсмологічних моделях різних авторів.

Отже, цілі роботи – аналіз та геолого-тектонічна інтерпретація аномального гравітаційного поля Українських Карпат та прилеглих прогинів, побудова густинної моделі земної кори та уточнення глибинної будови по профілю PANCAKE.

Загальні риси відображення геолого-тектонічної будови регіону в аномаліях гравітаційного поля

Для аналізу аномального поля сили тяжіння (Bouguer gravity anomalies) Українських Карпат ми використали новітні карти гравітаційного поля західних областей України [Схема гравітаційного поля України, 2002; Біліченко, 1999].

Аномальне гравітаційне поле Українських Карпат та прилеглих територій характеризується значною диференціацією та контрастністю. Основна його особливість – характерний регіональний від'ємний Карпатський гравітаційний мінімум ($\sim 100 \cdot 10^{-5}$) у фронтальній частині Зовнішніх Українських Карпат (ОУС), а також лінійне простягання ізоаномал із поступовим зростанням поля до додатного рівня у Львівському прогині та мозаїчними гравітаційними аномаліями на Українському щиті.

Загалом морфологія, напрямок простягання, розміри та інтенсивність аномалій гравітаційного поля відображають будову осадового чохла, розломну тектоніку, ускладнення у заляганні поверхні фундаменту та границі MOXO, а також густинні неоднорідності у гірських породах земної кори та в субстраті верхньої мантії Карпатського регіону.

Профіль PANCAKE із Паннонського басейну заходить у внутрішні та зовнішні Українські Карпати (Inner and Outer Ukrainian Carpathians – IUC and OUC), перетинає Передкарпатський прогин, Волино-Подільську окраїну Східноєвропейської платформи та виходить на Волино-Поліський вулканоплутонічний пояс УЩ (USh) (див. рис. 2, рис. 3).

Високою просторовою контрастністю аномалій поля сили тяжіння виділяється Закарпатський прогин (додатний рівень аномалій). Флішовим Українським Карпатам (ОУС) притаманні практично лінійні, північно-західного простягання, аномальні зони (від'ємний рівень аномалій Буге) та характерний регіональний Карпатський гравітаційний мінімум (у фронтальній частині ОУС). У межах схилу Східноєвропейської платформи (Eastern European Craton – EEC) частково зберігається лінійне простягання ізоаномал із поступовим зростанням поля до додатного рівня (нульовий ізоаномал на межі між внутрішньою та зовнішньою зонами Львівського прогину); інтенсивність великих мозаїчних аномалій зростає до УЩ включно (рис. 4).

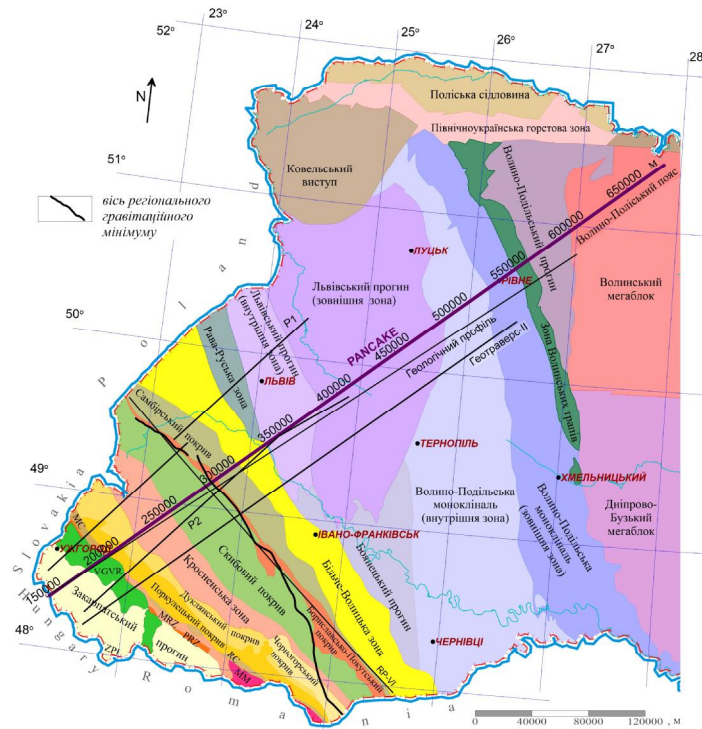


Рис. 3. Розташування профілю PANCACHE та регіональних сейсмічних профілів на тектонічній карті України (західний фрагмент модифіковано на основі [Тектонічна карта України, 2004])

Тектонічні зони: ZPI – Паннонська міжгірська зона; MC – *Магурський покрив*; MM – Мармароський масив; RC – Рахівський покрив; PRZ – зона Пеннінських скель; MRZ – зона Мармарських скель; VGVR – Вигорлат-Гутинська вулканічна гряда.

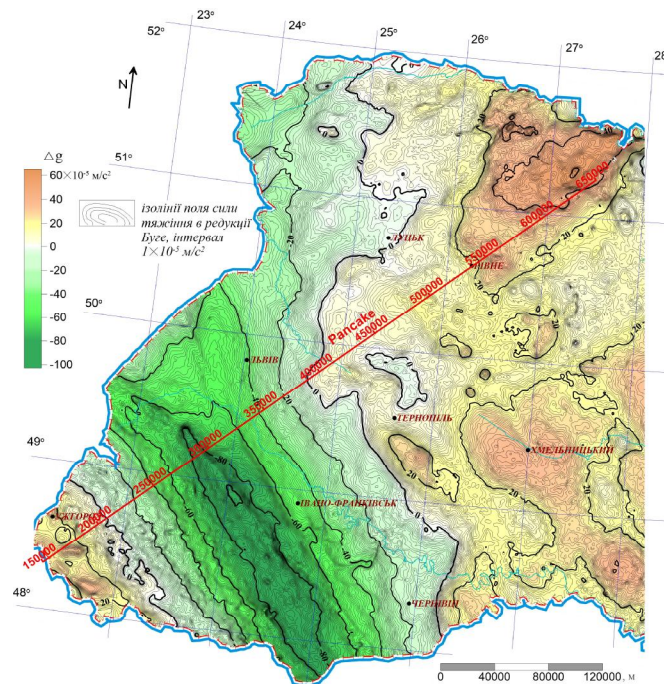


Рис. 4. Профіль PANCACHE на схемі гравітаційного поля західних областей України [Схема гравітаційного поля України, 2002]

Нижче зупинимося на основних тектонічних одиницях уздовж профілю PANCACHE, які мають характерні ознаки у гравітаційному полі. Ці ознаки часто яскравіше простежуються у локальних аномаліях, градієнтних смугах (рис. 5), виокремлених трансформацією: поле сили тяжіння мінус результат його осереднення. Методи трансформації та методика аналізу аномальних складових поля наведено у роботі [Анікеєв, Максимчук, Пилип'як, 2019].

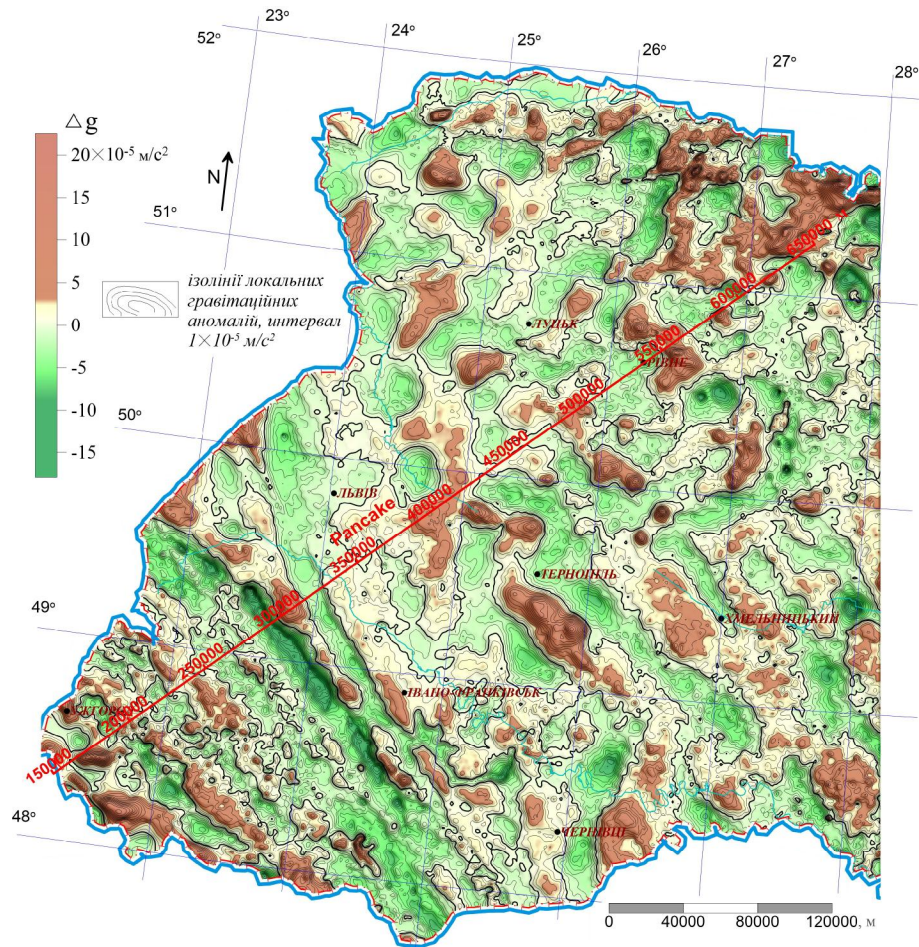


Рис. 5. Профіль PANCAKE на схемі локальних аномалій гравітаційного поля західних областей України (радіус трансформації осереднення – 20000 м)

У межах Паннонського басейну (у координатах по профілю PANCAKE: 0–155000 м) гравітаційне поле додатне, що зумовлено порівняно неглибоким заляганням границі МОХО. Його інтенсивність змінюється у невеликому інтервалі значень від 0 до $+5 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$ (after Bouguer gravity anomaly map of the Carpathian–Pannonian Basin System [Bielik et al., 2004]). Основним чинником порівняно високої диференційованості поля (after Bouguer gravity anomaly map of the CELEBRATION 2000 region [Bielik et al., 2006]), на нашу думку, є вплив геометрії поверхні фундаменту та густинних границь в осадовому чохлі.

Гравітаційне поле Українських Карпат (155000–340000 м) смугасте; його інтенсивність зменшується у північно-східному напрямку від Закарпатського прогину (Transcarpathian Trough) через Складчасті Карпати (Folded Carpathians) до Передкарпатського прогину (Prescarpathians Trough). Тектоніка земної кори та глибинні неоднорідності на межі ОУС and ЕЕС є причиною існування регіонального інтенсивного Карпатського гравітаційного мінімуму (до $-101 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$) із великими градієнтними смугами (див. рис. 4).

Закарпатський прогин (155000–201000 м) разом із Вигорлат-Гутинським вулканічним пасмом

є частиною внутрішніх Українських Карпат (ІУС). В будові Закарпатського прогину беруть участь моласові відклади неогену (глини, аргіліти, пісковики), які містять пірокластичні та ефузивні породи, найрозвиненіші у тілі Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма. Загальна товщина неогенових порід сягає 2500–3000 м. Неогенові відклади залягають на дислокованих породах мезозою. Найглибше залягання фундаменту виявлено у північно-східній частині Закарпатського прогину під Вигорлат-Гутинським пасмом, де поверхня палеозою міститься на глибині 4000 м.

Гравітаційне поле Закарпатського прогину високої інтенсивності (до $+40 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$, безпосередньо по профілю – $+30 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$), додатне та брилоподібне. На фоні регіональних ізоаномал, переважно північно-західного простягання, виділяються доволі великі за розміром інтенсивні аномалії, здебільшого пов'язані з магматичною діяльністю – розломною та вулканічною. У межах Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма інтенсивність поля знижується до рівня $+10 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$.

Вигорлат-Гутинське пасмо (184000–201000 м) – ефузивно-пірокластична серія неогенових вулканічних утворень, що простягаються у північній та північно-східній частинах Чоп-Мукачівської запа-

дини та частково перекривають Магурський і Поркулецький покриви (див. рис. 3). Встановлено, що Вигорлат-Гутинське пасмо сформоване в результаті низки вулканічних стадій виверження протягом пізнього сармату-паннону. Воно являє собою єдине складнобудоване геологічне тіло, представлене перешаруванням лав і пірокластів, подекуди з пачками осадових (переважно вулканоміткових) і туфогенно-осадових порід. У межах поступового зменшення додатного рівня гравітаційного поля пасмо починається із градієнтної смуги, де інтенсивність поля зменшується з $16 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$ до $12 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$ (близько 184000 м), та завершується у другій градієнтній смузі ($7 \times 10^{-5} - 5 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$) (близько 201000 м) (див. рис. 4). На схемі гравітаційних аномалій (див. рис. 5) над південно-західною частиною пасма спостерігається велика від'ємна аномалія (до $-3 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$), яка після 194000 м переходить у додатну аномалію ($3,5 - 4 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$) складної морфології.

Уздовж *Закарпатського глибинного розлому* широко розвинений магматизм: у північно-західній частині – неогеновий андезитовий, а в південно-східній частині – мезозойський діабазового і навіть ультраосновного складу. До розлому приурочені вогнища більшості землетрусів [Максимчук та ін., 2014]. Дослідники Закарпатського розлому [Соллогуб та ін., 1987; Максимчук та ін., 2014; та ін.] вважають, що він є основною сейсмотектонічною лінією Карпатського регіону. Із Закарпатським розломом пов'язують різке збільшення товщини земної кори (більше ніж на 10000 м) у бік Складчастих Карпат, причому МОХО тут має певний нахил у бік Східноєвропейського кратона.

Пеннінські та Мармароські скелі (195000–200000 м) – зона, яка разом із Закарпатським розломом є межею між внутрішніми та зовнішніми Карпатами. Особливістю цього покриву є “скелі” тріасових та юрських вапняків, які залягають у вигляді безкореневих брил серед червоного пуховського мергелю. Сучасні геологи, услід за В. В. Глушком та С. С. Кругловим, розглядають крейдовий розріз покриву як *олістострому*, а величезні вапнякові глиби – як олістоліти [Гинтов та ін., 2014; Тектонічна карта України, 2007]. В районі профілю PANCAKE брили тріасових та юрських вапняків перекриті вулканогенними породами Вигорлат-Гутинського пасма [Тектоніка Українських Карпат, 1986; Кендзера та ін., 2019].

Закарпатський глибинний розлом та Пеннінський й Мармароські скелі дуже складно відокремити за ознаками їх прояву в аномальному гравітаційному полі (див. рис. 4). Ймовірно, що на півночі за Чоп-Мукачівською западиною простягання Закарпатського розлому (201000–204000 м) відображено нечіткою градієнтною смугою, якою завершується зона додатних гравітаційних аномалій; їх інтенсивність місцями сягає $+5 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$ (див. рис. 5).

Складчасті Карпати (Зовнішні Українські Карпати; Українські Флішові Карпати) (200000–

292000 м) – геосинклінальна споруда, у якій структурами першого порядку є великі тектонічні насувні осадові пластини-покриви зі значними горизонтальними переміщеннями (до 60000 м і більше) навхрест простягання Карпатської дуги, тобто у північно-східному напрямку. Загальна товщина покривів – до 10000–15000 м. За сейсмічними даними ГСЗ та КМЗХ, під насувом підшола земної кори сягає максимальних глибин (понад 50000 м [Заяць, 2013]). Карпатська споруда обмежена глибинними Закарпатським та Передкарпатським розломами.

Тектонічні покриви Карпатської споруди утворені складнодислокованими осадовими породами крейди, палеогену, нижнього неогену. З південного заходу на північний схід профіль PANCAKE перетинає Поркулецький, Дуклянський, Кросненський та Скибовий покриви.

Покриви формують значні за розмірами та інтенсивністю гравітаційні градієнтні смуги (див. рис. 4) та великі протяжні зони додатних або від'ємних аномалій (див. рис. 5), які корелюють із простяганням фронтів покривів. Інтенсивність гравітаційного поля зменшується у північно-східному напрямку від Закарпатського розлому із нульового рівня до великих від'ємних значень у зоні простягання Передкарпатського розлому. Зменшення інтенсивності гравітаційного поля пов'язане із різким збільшенням глибини залягання поверхні фундаменту з 5000 м до максимальних глибин у 13000 м під Скибами, а також різким заглибленням границі МОХО з 25000–29000 м (Паннонський басейн) до 35000–40000 м (зона Закарпатського розлому) та до 50000 м і більше у фронті Складчастих Карпат, де відомий Карпатський гравітаційний мінімум у $-101 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$ (в зоні профілю PANCAKE він сягає $-90 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$) має узгоджене простягання із фронтом Складчастих Карпат та Передкарпатським розломом.

Передкарпатський глибинний розлом на ділянці перетину з профілем PANCAKE практично збігається із північно-східним крилом регіонального гравітаційного мінімуму (292000÷300000 м), що простягається над Бориславсько-Покутським покривом (див. рис. 3, 4). Передкарпатський розлом є великою, порівняно широкою лінійно-ламанною, тектонічною структурою, уздовж якої спостерігаються відгалуження меншого порядку та окремі ускладнені ділянки тектонічних вузлів. За сейсмічними та гравітаційними даними, у межах Українських Карпат розлом сформований системою основних і підпорядкованих їм скидів (по два – три скиди), які відображені в гравітаційному полі локалізованими зонами підвищених градієнтів. На ділянці Борислав – Ворохта середня амплітуда групового скиду становить 3000–4000 м. Висяче крило скиду розвернуте у бік платформи, лежаче – у бік Складчастих Карпат. Лежаче крило ускладнене грабеном [Анікеєв та ін., 2005а]. За структурно-тектонічними побудовами грабен розвинений у межах від м. Добромилів до м. Верхови-

на; середня ширина грабена до 10000 м; глибина – 8000–10000 м [Біліченко, 1999]. У межах скидів Передкарпатського розлому глибина залягання фундаменту в північно-східному напрямку різко зменшується від 8000–10000 м до 3000–4000 м.

Передкарпатський прогин (292000–340000 м), до складу якого, як прийнято вважати сьогодні, входять Бориславсько-Покутський і Самбірський покриви та Більче-Волицька автохтонна зона (див. рис. 3), характеризується нерівномірним зануренням фундаменту з північного сходу у південно-західному напрямку, що відображено зростанням смугастості аномалій та істотним зниженням рівня інтенсивності поля до регіонального гравітаційного мінімуму. Загальне зниження інтенсивності гравітаційного поля ускладнене гравітаційними сходинками, які спричинені глибинними скидами північно-західного простягання, головним з яких є Передкарпатський розлом, на що вказано у фундаментальній роботі С. І. Субботіна [Субботин, 1955].

Карпатський гравітаційний мінімум регіонального північно-західного простягання спричинений значним зростанням товщини земної кори (заглиблення границі МОХО оцінюють до 50000–60000 м [Бойко та ін., 2003; Заяць, 2013; та ін.]), різким скидом поверхні фундаменту з південно-західного боку глибинного Передкарпатського розлому (у смузі профілю PANCAKE амплітуда основного скиду близько 4000 м) та загальним заглибленням поверхні фундаменту до 10000 м і більше. У формування гравітаційного мінімуму свою частку вносить і прирозломний насув потужних флішових і моласових комплексів. Так, за результатами геолого-гравітаційного моделювання уздовж сейсмічних профілів на Східно-Долинській площі локальну частину мінімуму вдалося пояснити лише наявністю розуцільнених порід палеогену першого ярусу складок та приповерхневими засоленними породами неогену [Анікеєв та ін., 2005b]. У роботах [Гонтовой, 1968; Доленко та ін., 1980; Заяць, 2013] також зазначено, що зміщення осі регіонального мінімуму до Передкарпатського прогину пов'язане зі зростанням у ньому товщини легких моласових та соленосних порід. Такої думки й автори роботи [Starostenko, et al., 2013]: “гравітаційний мінімум (близько $-90 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$) над Карпатським орогеном має загострену форму, яка вказує на вузьку зону розуцільнених (та низькошвидкісних) гірських порід у верхніх шарах потужної осадової товщі земної кори”. [“The gravity low (about $-90 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$) over the Carpathian orogen has a pointed shape that indicates a narrow zone of low density (and low-velocity) rocks in the upper layers of the crust, which must be associated with a thick sedimentary sequence”.] Загальне зміщення Карпатського гравітаційного мінімуму на північний схід від висотної системи Карпат (лише на південному сході, в районі Верховини, вісь наближена до найвищих хребтів) є свідченням насувного характеру Складчастих Карпат.

Волино-Подільська плита (340000–552000 м) у тектонічному плані поділена на Львівський палео-

зойський прогин та Волино-Подільську монокліналь. Кристалічний фундамент плити складається із магматичних і метаморфічних порід архейського й ранньопротерозойського віку, розчленованих розломами на окремі блоки. Його поверхня з глибини близько 8000 м (на початку плити) поступово піднімається до 1500–800 м. Уздовж профілю PANCAKE товщина земної кори платформи біля Рава-Руського розлому становить 49000–46000 м, ближче до Радехівсько-Рогатинського розлому зменшується до 41000–43000 м, далі, ймовірно, 42000–46000 м.

У межах Львівського палеозойського прогину інтенсивність гравітаційного поля поступово збільшується у північно-східному напрямі від $-45 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$ до $12-18 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$ на межі з Волино-Подільською монокліналлю, що пояснюється загальним підняттям поверхні кристалічного фундаменту. До покриву Волинських Трапів інтенсивність поля зберігається на рівні $14-18 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$.

Покрив Волинських трапів (552000–565000 м) – серія магматичних порід (туфи, туфобрекчії). До складу трапової товщі входять базальти, діабазити тощо [Геологічна карта України, 2007]. Над покривом трапів поле різко зростає до $35 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$, а за його межами, у північно-східному напрямі, зменшується до $25 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$ (див. рис. 3, 4). Трапи розвинені у приповерхневій частині розрізу, завтовшки 200 м, можливо, й більше, якщо інтенсивна додатна аномалія (до $10 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$, див. рис. 5), яка на цій ділянці профілю зіставляється з контуром покриву, зумовлена трапами.

Волино-Подільський прогин (565000–600000 м) – початок західного схилу Українського щита. Тут поширені пластові інтрузії, дайки та покриви базальтів, пов'язані з існуванням глибинних розломів [Кендзера та ін., 2019]. У розрізі малопотужного осадового чохла (близько 500–1000 м) є пісковики, мергель, вапняк, крейда.

Заглиблення поверхні фундаменту на початку Волино-Подільського прогину (565000–580000 м) відображено від'ємними гравітаційними аномаліями (до $-3 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$, див. рис. 5). В інтервалі профілю (580000–592000 м) інтенсивна додатна гравітаційна аномалія (до $+7 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$) спричинена різким підняттям фундаменту. Наступна по профілю (592000–610000 м) зона від'ємних локальних гравітаційних аномалій (до $-5 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$, див. рис. 5) зумовлена западиною у поверхні фундаменту та зміною складу і відповідно фізичних властивостей порід на межі між Волино-Подільським прогином та Волино-Поліським вулканоплутонічним поясом; зона відображає плавний перехід між цими двома тектонічними одиницями.

Волино-Поліський вулканоплутонічний пояс (600000–650000 м) входить до північно-західної частини УЩ. Докембрійські породи кристалічного фундаменту фактично виходять на земну поверхню. Фундамент представлений переважно лептитовою, діорит-гранодіоритовою та гранітовою фо-

рмациями та гранітоїдами нижнього протерозою, серед яких у вигляді ксенолітів виявлені метаморфізовані осадові та осадово-вулканогенні утворення [Геологічна карта України, 2007].

Із Волино-Подільського прогину до завершення профілю PANCAKE інтенсивність істотно диференційованого гравітаційного поля зростає від $+28 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$ до $+44 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$. Складна морфологія, зрізаність та висока інтенсивність локальних гравітаційних аномалій у межах Волино-Подільського прогину та Волино-Поліського вулканоплутонічного поясу зумовлена близькістю фундаменту до денної поверхні та високою диференційованістю фізичних властивостей кристалічних порід.

На платформній частині профілю PANCAKE гравітаційні аномалії та високоградієнтні зони (див. рис. 5) зумовлені блоками фундаменту та розломами, переважно північно-західного простягання, а також успадкованими структурами осадового чохла: “Різностямовані рухи блоків фундаменту зумовили утворення в осадовому чохлі зон міжблокових розломів і серії штапових підняттів і прогинів” [Поліщук, 2011]. Зазначимо, що підняття поверхні фундаменту у межах Східноєвропейського кратона (ЕЕС) у бік УЩ є регіональним, тому це не відображено в локальному гравітаційному полі (див. рис. 5), а є регіональною частиною спостереженого поля (див. рис. 4).

Вихідні дані та методика моделювання

Вихідні дані, використовувані під час гравітаційного моделювання будови земної кори, можна розділити на три групи: перша – матеріали геофізичних спостережень та тектонічна інтерпретація сейсмічних моделей; друга – геологічні й тектонічні карти, сейсмогеологічні та геогустинні розрізи за близько розташованими профілями та третя – обмежувальні дані з попередніх досліджень різних авторів щодо геометрії та густин осадового чохла, фундаменту та верхньої мантії.

Тектонічні інтерпретації сейсмічної моделі будови земної кори і верхньої мантії за профілем PANCAKE [Starostenko et al., 2013; Verpakhovska et al., 2018] є структурно-тектонічною основою продовження геофізичних досліджень. Додаткові геофізичні поля, передусім аномалії гравітаційного поля, переводять опрацювання та тлумачення геофізичних даних у площину комплексної інтерпретації. Метою комплексної інтерпретації є побудова обґрунтованішої моделі, узгодженої із геофізичними полями та, вочевидь, адекватнішої реальній будові цього складного за тектонікою регіону.

Під час побудови густинної моделі по профілю PANCAKE ми аналізували такі матеріали:

- тектонічні карти західних областей України [Тектонічна карта України, 2007, Заяць, 2013];
- схема гравітаційного поля західних областей України [Схема гравітаційного поля України, 2002];

- сейсмічна модель будови земної кори і верхньої мантії та її тектонічні інтерпретації за профілем PANCAKE [Starostenko et al., 2013; Verpakhovska et al., 2018];

- геологічна модель за сейсмотраверсом Славське – Стрий – Перемишляни (R2) [Заяць, 2013];

- сейсмічна модель літосфери уздовж геотравверса II [Соллогуб та ін., 1987; Заяць та ін., 1987];

- густинна модель літосфери за геотравверсом II [Starostenko et al., 1987];

- схематичний геологічний розріз за лінією A1–A2 (schematic geological cross-section on the line A1–A2 [Геологічна карта України, 2007]);

- модель геометрії MOXO під Карпатами відповідно до гіпотези ізостації у варіанті Ейрі–Хейсканена [Марченко, Максимчук, 2013].

Тектонічна інтерпретація мігрованого сейсмічного зображення по профілю PANCAKE (рис. 6) демонструє добру узгодженість з геологічними даними, а також із даними сейсмічного знімання в Україні вздовж профілів R1 і R2, розташованих на відстані 20–30 км паралельно на півночі та півдні від профілю PANCAKE (див. рис. 3).

Сейсмічний профіль R2 з південного заходу на північний схід перетинає центральну частину Зовнішніх Українських Карпат (Кросненський, Скибовий покриви), Передкарпатський прогин (Бориславсько-Покутський флішовий покрив, Самбірський моласовий насув, Більче-Волицька автохтонна зона) та Львівський палеозойський прогин на південно-західній окраїні Східноєвропейського кратона. За геологічною моделлю сейсмічного профілю R2 [Заяць, 2013] (рис. 7) покривний флішовий комплекс досягає максимальної товщини (13 км) під Скибами. Нижня частина флішу (глибини 7–13 км) представлена параавтохтонною товщею крейди та, ймовірно, палеогену. Мезозой-палеозойська автохтонна основа Українських Карпат залягає на рифейському фундаменті (поверхня K_0) на глибинах від 8 км до 15 км під зоною Скиб.

Поверхні дорифейського кристалічного фундаменту (K_1) та протофундаменту (K_2) уздовж профілю занурюються із північного сходу на південний захід і досягають глибини близько 23 км під Скибовим покривом. Занурення кристалічного фундаменту на південний захід пов’язане із утворенням Карпатського орогену та ускладнене низкою розломів (Рава-Руський, Передкарпатський, Краковецький, Шевченківський, Ужоцький та інші). Під Передкарпатським прогином у межах похованих тектонічних зон прогноуються глибинні інтрузії, які можуть досягати підшви осадового чохла. Ці зони виявлено на підставі зміни динамічних особливостей хвильової картини [Заяць, 2013]. За місцезонами та розмірами геологічна модель Карпатської споруди по профілю R2 дуже добре вписується у тектонічну інтерпретацію уздовж профілю PANCAKE (див. рис. 6) та в сейсмічну модель по геотравверсу II (рис. 8).

Геологічну модель будови Карпатської споруди (див. рис. 7) покладено в основу геометрії густинної моделі у цій частині профілю PANCAKE.

Для формування геометрії вихідної густинної моделі земної кори по профілю PANCAKE за межами OUC (на південному заході у межах Паннонського басейну і Закарпатського прогину та на північному сході у межах ЕЕС) використано тектонічну інтерпретацію (див. рис. 6) та сейсмічний розріз літосфери на ділянці Берегове – Корець (див. рис. 8). У визначенні геометрії осадочо-

вого чохла на південно-західному схилі ЕЕС враховано також геологічний профіль по лінії А1-А2 [Геологічна карта України, 2007]. Розташування зазначених профілів показано на рис. 3.

У межах зони OUC геометрію поверхонь K_0 та K_{1-2} відтворено за сейсмогеологічним розрізом по профілю R2; за межами OUC поверхні K_0 , K_1 та K_3 – за сейсмічною моделлю по геотраверсу II з урахуванням тектонічної інтерпретації по профілю PANCAKE.

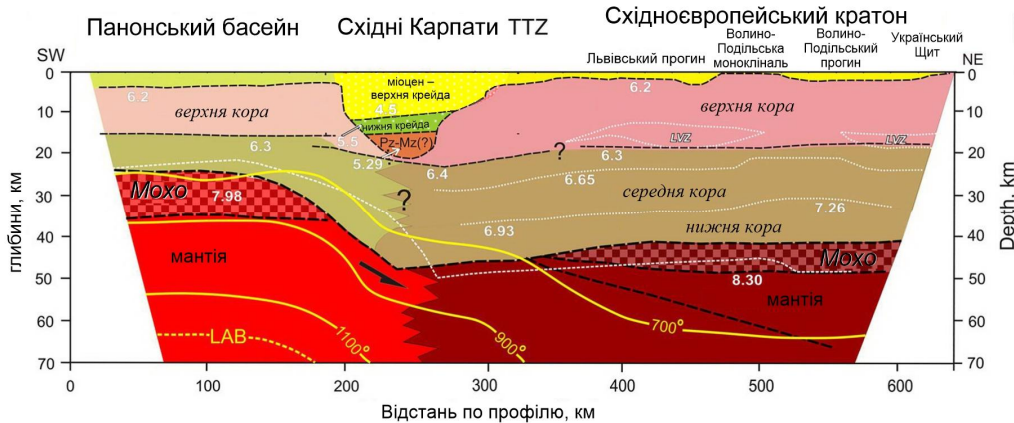


Рис. 6. Тектонічна інтерпретація від переходу між Східноєвропейським кратоном (ЕЕС) та Східними Карпатами у районі зони Тейссере – Торнквіста (ТТЗ) до мікроплити ALCAPA (Паннонський басейн) уздовж профілю PANCAKE (змінено після [Verpakhovska et al., 2018])

Чорні штрихові лінії відповідають мігрованим сейсмічним границям фундаменту, в Карпатському прогині та у верхній частині земної кори (тонкі штрихові лінії), а у зоні MOHO – глибини верхньої мантії (товсті штрихові лінії); шахове затінення окреслює товсту перехідну зону на MOHO від нижньої кори до верхньої мантії. Товщі земної кори (білі пунктирні лінії) та швидкості в км/с (числа білого кольору) взято зі швидкісної моделі [Starostenko et al., 2013], ізотерми верхньої мантії (жовті контурні лінії) – із [Кутас, 2014]. LAB – межа літосфери та астеносфери під Паннонським басейном [Horváth, 1993].

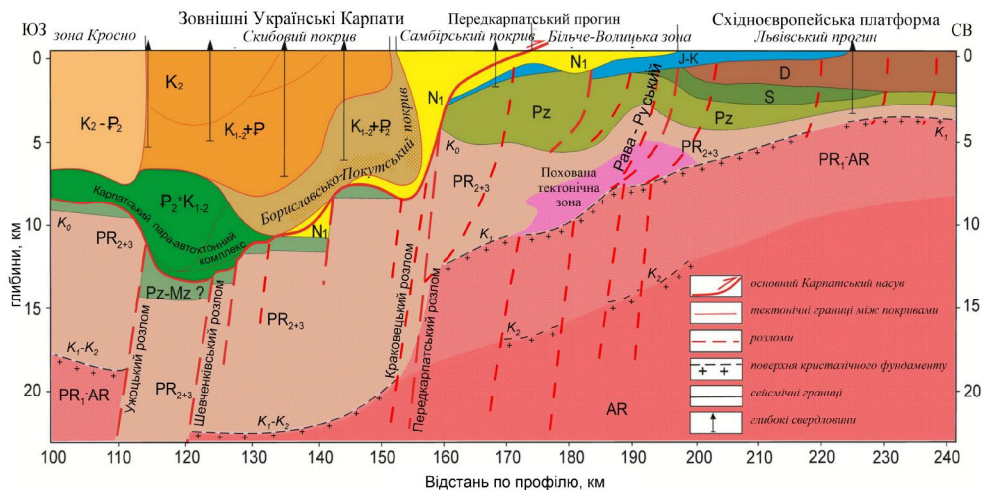


Рис. 7. Геологічна модель вздовж сейсмічного профілю Славське – Стрий – Перемишляни (P2) (за [Зяць, 2013])

K_0 – поверхня складчастого рифейського фундаменту – доальпійська основа Карпат (над PR_{2+3}); K_1 – поверхня дорифейського кристалічного фундаменту (над PR_1+AR); K_2 – поверхня протофундаменту (відбивний горизонт у межах гранітного шару). Похована тектонічна зона – зона ендегенних інтрузивних процесів, ймовірно, пов’язана із розвитком протофундаменту і ТТЗ.

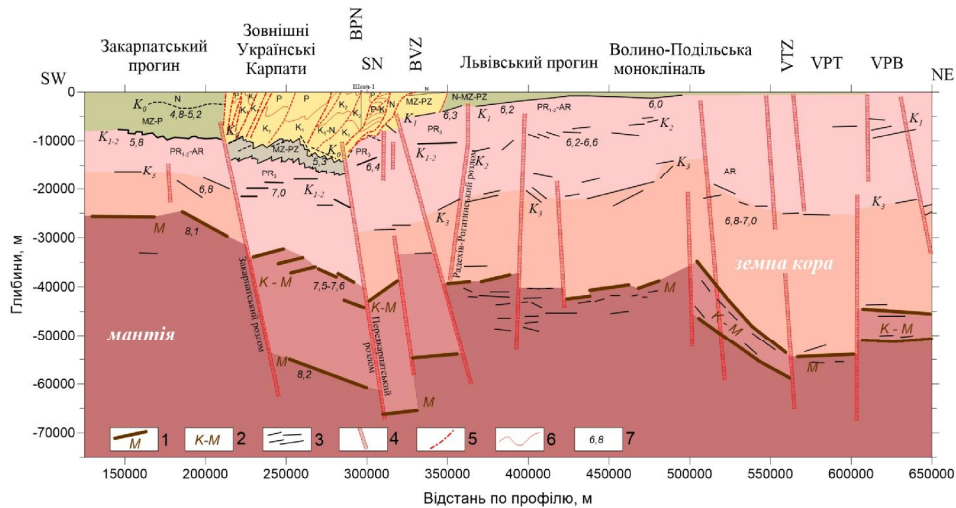


Рис. 8. Сейсмічний розріз літосфери на ділянці Берегове – Корець геотраверсу II [Соллогуб та ін., 1987, Заяць та ін., 1987]

1 – розділ МОХО; 2 – коромантійна суміш; 3 – відбивні площинки (горизонти K_0, K_1, K_2, K_3 та хвилевід – mantle waveguide or deep seismic waveguide); 4 – глибинні розломи; 5 – головні розломи в осадовому чохлі; 6 – лінії неузгодженого залягання осадових порід; 7 – швидкості заломлених хвиль, км/с. Геотраверс паралельний до профілю PANCAKE, тому для зручності аналізування його подано у проєкції координат PANCAKE.

У районі Складчастих Карпат, за даними ГСЗ, уздовж геотраверса II простежено горизонт K_0 на глибинах 4–12 км (граничні швидкості змінюються від 5,4 км/с до 5,6 км/с). Він є поверхнею верхнього протерозою (риффею). Можливо, цей геотраверс має продовження на південний захід у Закарпатський прогин. Найпротяжнішою, фактично вздовж усього геотраверсу II, є поверхня дорифейського кристалічного фундаменту (поверхня гранітного шару – горизонт K_1). Її глибина змінюється від 0 до 23 км (5,6–6,5 км/с): від Українського щита горизонт K_1 заглиблюється від 0,6 км до 3,6 км (біля Радехово-Рогатинського розлому, 6,0–6,2 км/с), де починається різке заглиблення його до 10–12 км, а під Складчастими Карпатами – до 23 км. Горизонт K_2 ототожнюють із давньою поверхнею консолідованої кори на ранніх стадіях її розвитку. На схилі USh та у межах Волино-Подільської плити він залягає на глибинах 6–12 км. Під ОУС горизонт простежується невпевнено, його глибини приблизно такі самі, як і K_1 , тому прийнято вважати, що тут простягається складна границя K_{1+2} . На глибинах від 14 км до 23–25 км за даними ГСЗ простежено горизонт K_3 (6,8–7,0 км/с). Можливо, це поверхня базальтового шару, але він не може бути поверхнею Конрада внаслідок високого (9–20 км) рівня залягання у земній корі [Заяць, 2013]. Під Паннонською западиною він залягає на глибинах 14–16 км; під Передкарпатським прогином заглиблюється до 28–30 км (Бориславсько-Покутський та Самбірський покриви) та до 23 км (Більче-Волицька зона). На схилі ЕЕС горизонт K_3 впевнено простежується: на глибинах 20–21 км у Львівському прогині, далі на північний схід у межах ЕЕС може трохи заглиблюватись, а ближче до УЩ дещо піднімається [Соллогуб та ін., 1987;

Заяць та ін., 1987; Соллогуб, Чекунов, 1993]. Під Карпатами горизонт K_3 відсутній.

Для формування геометрії густинної моделі важливо виявити розломи в земній корі, передусім глибинні, що розділяють великі структурні блоки літосфери. За результатами інтерпретації сейсмічних даних (характерними змінами хвильової картини низки профілів КМЗХ та винятково великою амплітудою до 5 км), найчіткіше вздовж фронту Бориславсько-Покутського покриву простежується Передкарпатський розлом (див. рис. 7). Так само яскраво виражений Ужоцький розлом, який виділено за ознакою підйому поверхні кристалічного фундаменту. Чотири значних за амплітудою глибинні розломи (Передкарпатський, Ужоцький, Черногородський та Закарпатський) утворюють блоково-глибову структуру земної кори під Карпатською спорудою [Заяць, 2013]. Перші два утворюють від’ємну структуру, яку Г. Ю. Бойко назвав Підкарпатським грабеном [Бойко, Аникеев, 1990; Бойко та ін., 2003].

За геотраверсом II під Карпатами глибше від горизонту K_{1+2} зареєстровано горизонти К-М (7,5–7,6 км/с) та М (до 8,2 км/с). У межах Карпат простежується тенденція до заглиблення цих горизонтів у північно-східному напрямку більш ніж на 10 км (див. рис. 8). Коромантійний горизонт характерний для активних рифтових геоструктур. Мінімальну товщину земної кори зареєстровано під Закарпатським прогином та Паннонською западиною – 25–30 км. Ця зона відділена від ОУС Закарпатським розломом. Він є основною сейсмотектонічною зоною Карпат [Максимчук та ін., 2014], а також із ним пов’язано різке зростання товщини кори у північно-східному напрямку під Складчасті Карпати до 50 км й більше [Соллогуб

та ін., 1987; Марченко, Максимчук, 2013, та ін.]. За поздовжнім сейсмічним профілем RP-VI (див. рис. 3) границя МОХО залягає на глибинах 52–56 км [Заяць, 2013]. Далі на північний схід від Львівського прогину до Волино-Подільської моноклінали за геотраверсом II МОХО залягає на глибинах 38–40 км. Для вихідної густинної моделі під ЕЕС ми вибрали інтервал глибин МОХО від 40 км до 45 км, максимальні глибини – 45 км під зовнішньою частиною Волино-Подільської моноклінали. Загалом ці варіації глибин вкладаються у межі значної за товщиною зони МОХО за тектонічною інтерпретацією [Verpakhovska et al., 2018].

Для густинної моделі за профілем PANCAKE оцінювання вихідних значень густини осадового чохла, кори та верхньої мантії виконано за даними густинної моделі за геотраверсом II (рис. 9) із

використанням значень густини, розрахованих у роботі [Tašárová et al., 2016] для основних тектонічних одиниць: ALCAPA, EEC and Eastern Alps за сейсмічними профілями експерименту CELEBRATION 2000 (див. рис. 1); враховано також дані з [Антипов та ін., 1969; Масвський та ін., 2012; Анікеєв та ін., 2021; Макаренко, 2021]. Так, для нижньої частини кори у межах Паннонського басейну вибрано $2,99 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$ (у роботі [Tašárová et al., 2016] надано інтервал від $2,78 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$ до $3,00 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$). Також проаналізовано густинну модель за профілем CEL09 [Godová, 2021] у частині Паннонського басейну. Визначаючи тенденції зміни густини верхньої мантії уздовж профілю PANCAKE, ми враховували поведінку швидкостей поздовжніх хвиль (the P-wave velocity) у сейсмічних моделях [Starostenko et al., 2013; Verpakhovska et al., 2018].

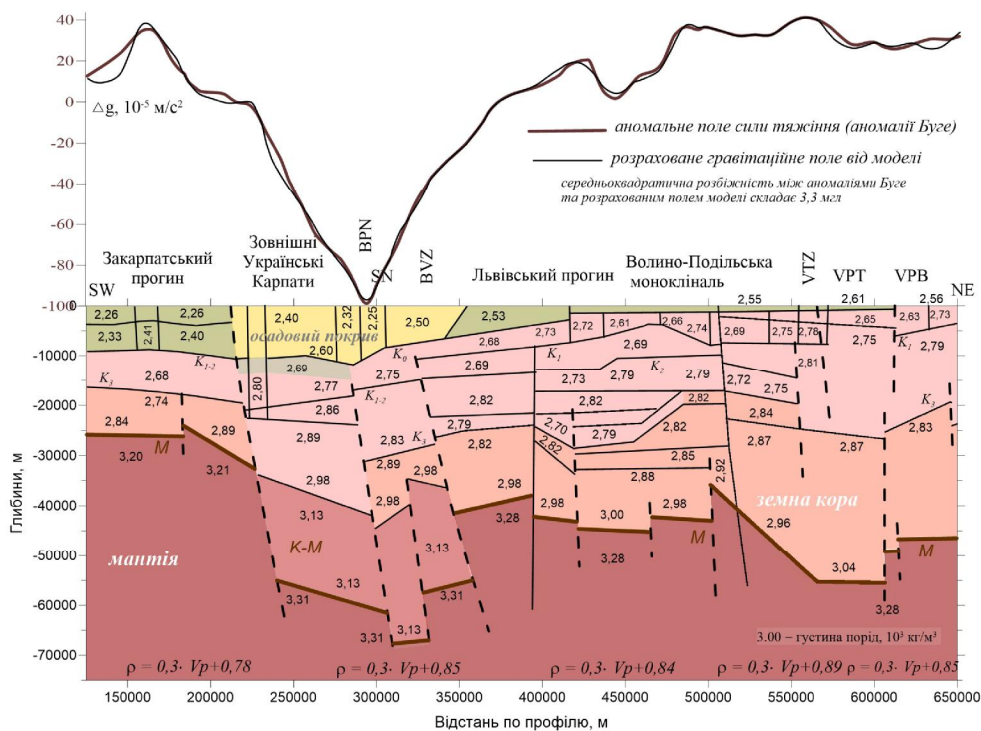


Рис. 9. Густинна модель літосфери на ділянці Берегове – Корець геотраверса II [Starostenko et al., 1987]

Чорними тонкими лініями позначено густинні границі; чорними пунктирними лініями – розломи; границя МОХО – товста коричнева лінія. Під розрізом по окремих ділянках профілю наведено рівняння кореляційного зв’язку між швидкістю поздовжніх хвиль та густинами, для яких коефіцієнти уточнили, розв’язавши обернену задачу гравіметрії. Інші пояснення на рис. 8.

Подальше уточнення (підбір) параметрів вихідної густинної моделі здійснювали методом гравітаційного моделювання, спрямованим на мінімізацію розбіжностей між модельним полем (гравітаційними аномаліями, розрахованими для моделі) та спостереженим гравітаційним полем у редукції Буге. Параметри густинної моделі (геометрію та густини осадових товщ, блоків фундаменту і верхньої мантії) уточнено у межах, які визначені за вищенаведеними вихідними матеріалами. Ми послідовно використовували методи

уточнення двох напрямів: метод простого підбору, оснований на розв’язанні прямих задач, та автоматизоване розв’язання оберненої задачі гравіметрії.

Методологічним принципом кількісної інтерпретації гравіметричних матеріалів, з огляду на широку еквівалентність розв’язання обернених задач гравіметрії, є обов’язкове попереднє формування та досягнення під час моделювання “оптимальних” геолого-тектонічних та фізичних властивостей єдиного розв’язку. Результативна густинна модель повинна відповідати спостережено-

му гравітаційному полю (із прогнозованою похибкою) та мінімально ухилятися (бути “оптимальною”) від апіорі відомого комплексу геолого-геофізичних матеріалів. Обидва критерії рівнозначні за важливістю.

Автори роботи [Старостенко та ін., 1987] виконували побудову густинних моделей за геотраверсом II на основі постулатів про експериментально встановлені статистичні залежності між густиною та швидкістю поздовжніх хвиль, а також про тождність положення швидкісних та густинних границь. Первинну густинну модель визначено за загальним статистичним зв'язком між густиною та швидкістю. За результатами регресійного аналізу залишкового поля (різницею спостереженого і модельного полів) за кожною тектонічною зоною у розрізі виокремлено блоки зі зв'язками, відмінними від загального. Для цих блоків розв'язано обернену задачу гравіметрії для уточнення коефіцієнтів рівнянь регресії між густиною і швидкістю. Відповідно до викладеної методики кількісної інтерпретації гравітаційного поля, мета розв'язання оберненої задачі гравіметрії така: на основі вихідної інформації, а саме сейсмошвидкісної моделі, апіорних відомостей про кореляційні зв'язки швидкості поздовжніх хвиль і густини порід по розрізу та спостереженого гравітаційного поля, побудувати густинну модель, розраховане гравітаційне поле якої у певному наближенні збігатиметься зі спостереженим. Результативна густинна модель із уточненими кореляційними зв'язками для різних блоків у цілому відповідає сейсмічній моделі за геотраверсом II (див. рис. 8, 9).

2D гравітаційне моделювання реалізується відповідно до методологічних принципів кількісної інтерпретації гравіметричних матеріалів, тому, подібно до інших методів моделювання, наприклад, описаних у роботі [Grabowska et al., 2011], складається із кількох етапів.

Перший етап передбачає аналіз геолого-геофізичних даних та побудову вихідної (початкової) моделі геометрії товщ та блоків земної кори.

Другий етап передбачає визначення початкової густинної моделі мантиї, кристалічної частини земної кори та осадового покриву.

На третьому етапі інтерактивним гравіметричним моделюванням, оснований на методах простого підбору, уточнюють значення густини мантиї або геометрії МОХО.

На четвертому етапі для наближення модельного поля до спостереженого поля вносять правки до початкових значень густин кори та осадового покриву або їхньої геометрії.

На п'ятому етапі методами автоматизованого розв'язання оберненої задачі гравіметрії деталізують густини у верхній частині моделі земної кори та осадового покриву.

Автоматизоване розв'язання оберненої задачі гравіметрії (ОЗГ) основане на теорії критеріально-го підходу [Кобрунов, 1985, 1995; Анিকেєв, 1999],

математичні засоби якого спрямовані на забезпечення “оптимальних” властивостей розв'язків ОЗГ: результативна густинна модель повинна максимально корелювати з апіорі побудованою первинною густинною моделлю за обґрунтованих обмежень, а модельне поле відхилятися від спостереженого із заданою похибкою. Методика моделювання [Аникеєв, 1999; Анিকেєв та ін., 2017, 2019] підпорядкована меті розв'язання ОЗГ. Обмеження на складність геометрії густинної моделі у методах розв'язання прямої та оберненої задач, які застосовано у цій роботі, крім звичайного кроку, з яким задано спостережене поле, та вибраної практично довільної дискретизації моделі за глибиною, відсутні. Параметри дискретизації (апроксимаційної конструкції) моделі за профілем PANCAKE такі: крок, за яким задане спостережене поле та дискретизація моделі за профілем – 250 м; довжина профілю – 650 км; дискретизація моделі за глибиною – 100 м на перших 0–4000 м; до глибини 10000–200 м, далі кроки дискретизації збільшуються в інтервалах: 10000–20000 м – 250 м, 20000–40000 м – 500 м, 40000–80000 м – 1000 м.

За глибиною модель обмежено площиною на рівні 80 км, нижче від якої у першому наближенні розподіл густини вважається сферично симетричним та збігається зі стандартною густинною моделлю Землі (неоднорідностями нижньої частини літосфери та астеносфери нехтують). Також програмно передбачено підбір константи для рівня модельного поля, такої, за якої модельне поле максимально наближене до спостереженого. Поняття стандартної моделі Землі та константи є умовними [Старостенко та ін., 1987]. Розрахунки виконано для моделі надлишкових мас, визначених відносно стандартної моделі Землі. На відміну від моделювання [Старостенко та ін., 1987], у якому для визначення надлишкових мас використовують “достатньо” тонкі шари, для цього моделювання необхідний єдиний шар, у якому “розташована” густинна модель. Товщина цього шару дорівнює вибраній максимальній глибині моделювання – 80 км. Густину шару підбирають за принципом мінімального відхилення модельного поля від спостереженого (тобто підбір константи рівня модельного поля є необов'язковим). Для моделювання за профілем PANCAKE ця густина (густина середовища, яке його вміщує) дорівнює $3,05 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$.

Результати моделювання

Результативну густинну модель глибинного розрізу земної кори і верхньої мантиї по профілю PANCAKE наведено на рис. 10. Модель відповідає аномальному гравітаційному полю та ґрунтується на вищенаведених геолого-геофізичних матеріалах. Середньоквадратична розбіжність між спостереженим полем сили тяжіння та гравітаційними аномаліями, розрахованими за моделлю, дорівнює $1,2 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$.

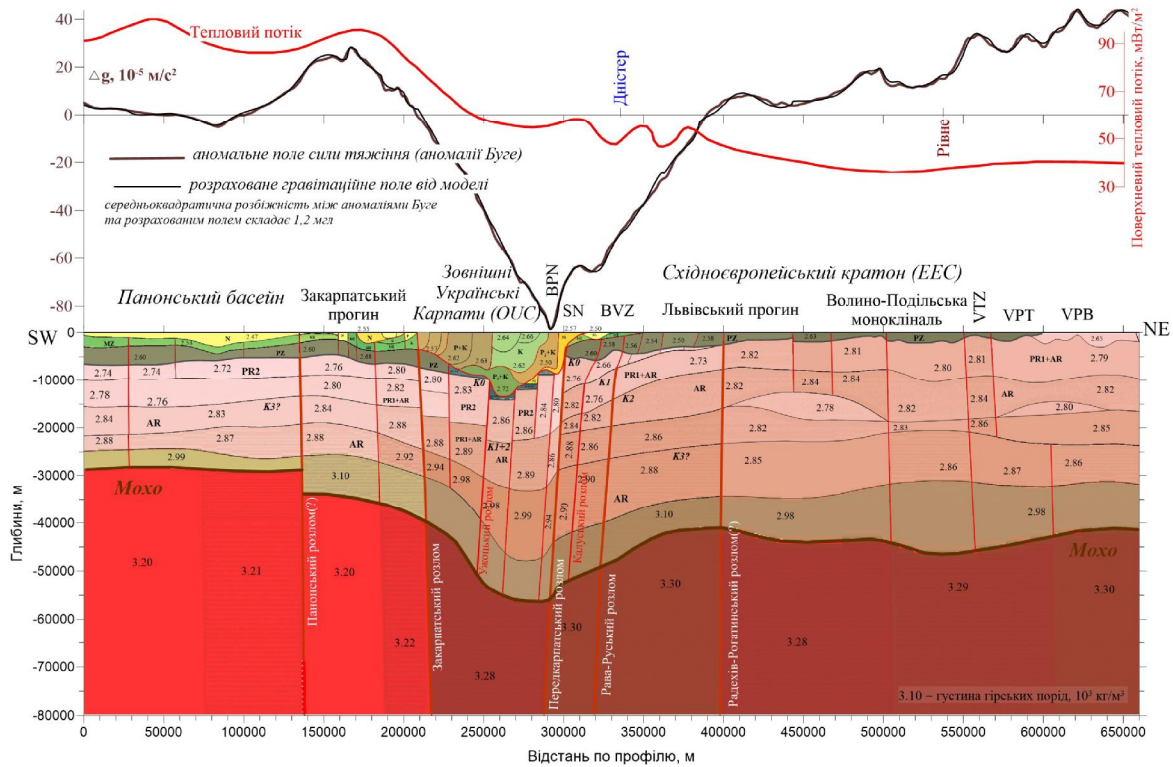


Рис. 10. Густинна модель земної кори та верхньої мантії по профілю PANCAKE

Чорні тонкі лінії відповідають густинным границям в осадовому чохла й фундаменті, в Карпатському прогині та в земній корі; на MOXO – глибини верхньої мантії (товста коричнева лінія). Червона лінія над границею K_0 поміж Закарпатським та Передкарпатським розломами – гетерогенна мезозой-палеозойська автохтонна основа Карпатського насуву. [Червоними тонкими лініями окреслено конфігурацію складчато-насувного поясу OUC за геологічним розрізом уздовж профілю P2 [Заяць, 2013]. Червоні лінії за межами OUC – розломи. Поверхні в фундаменті: K_0 – поверхня складчастого рифейського фундаменту – доальпійська основа Карпат (над PR₂); K_1 – поверхня дорифейського кристалічного фундаменту (над PR₁+AR); K_2 – поверхня протопідфундаменту (відбивний горизонт у гранітному шарі); K_3 – ймовірна межа, визначена як поверхня “базальтового” шару [Sollogub et al., 1987; Zayats et al., 1987]. Дані наземного теплового потоку взято з [Kutas, 2014]. Умовні позначення тектонічних зон (зліва направо): BPN – Бориславсько-Покутський покрив; SN – Самбірський покрив; BVZ – Більче-Волицька зона; VTZ – Волинська трапова зона; VPT – Волино-Подільський прогин; VPB – Вулкано-Плутонічний пояс.

Інтенсивність і морфологія локальних гравітаційних аномалій переважно залежать від параметрів осадового чохла та геометрії поверхні фундаменту, якщо вона на невеликих глибинах (3–5 км або ще менше). Так, на північному сході профілю PANCAKE у межах ЕЕС гравіаактивну геометрію поверхні фундаменту підібрано під параметри локальних аномалій. Її геометрія повністю відповідає геологічним побудовам, що у межах профілю R2 (див. рис. 7), а її глибини на північному сході за межами R2 загалом узгоджуються із геологічним розрізом [Геологічна карта України, 2007], поступово зменшуються до 800 м у межах Волино-Подільської монокліналі; далі, ближче до УЩ, глибина поверхні фундаменту збільшується до 2 км, а на УЩ фундамент виходить на поверхню. Регіональне зростання інтенсивності поля у межах ЕЕС пояснюється наближенням до земної поверхні ущільнених архей-протерозойських порід; воно ускладнене впливом товщі палеозою, геометрії

поверхні фундаменту та зон малих швидкостей (*low velocity zone – LVZ* – див. рис. 6; у роботі [Starostenko et al., 2013] зони позначено як *low velocity layer – LVL*).

На південному заході у межах Закарпатського прогину велика додатна аномалія зумовлена загальним підняттям глибинних ущільнених блоків палеозою ($2,60\text{--}2,68 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$) та протерозою і архею ($2,76\text{--}3,10 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$), різким підйомом границі MOXO до глибини у 33 км. Її простягання у бік Паннонського басейну обмежене впливом товщі неогену із низькою густиною ($2,47 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$) та мезозою ($2,53 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$), консолідованої кори ($2,72\text{--}2,99 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$) та верхньої мантії ($3,20 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$).

У межах Паннонського басейну глибини залягання палеозою змінюються від 2 км (біля Закарпатського прогину) до 4,5 км (у западині, близько 80000 м по профілю); фундаменту – в інтервалі від 5 км до 6,5 км. За результатами гравітаційного моделювання глибина залягання границі MOXO

під Паннонським басейном досягає 28–29 км. В інтервалі профілю 50000–100000 м від’ємна локальна аномалія (до $-4,5 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$) пояснюється заглибленням поверхні мезозою та впливом нещільних товщ неогену.

Поза межами ОУС границі від поверхні рифейського фундаменту (K_0) до нижньої частини земної кори загалом відповідають побудовам тектонічних інтерпретацій [Starostenko et al., 2013; Verpakhovska et al., 2018] та сейсмічній [Соллогуб та ін., 1987; Заяць та ін., 1987] і густинній [Старостенко та ін., 1987] моделям за геотраверсом П.

Результати гравітаційного моделювання не суперечать існуванню зон (лінз) LVL (відповідно і знижених значень густин), наявних у сейсмічній моделі [Starostenko et al., 2013].

Карпатський гравітаційний мінімум та ОУС. Будова насупного флішового комплексу ОУС та блокова будова рифейського фундаменту та протофундаменту, що на рис. 7, дуже добре вписуються у Карпатський гравітаційний мінімум. У нашій моделі невеликі зміни є лише у геометрії Бориславсько-Покутського покриву (розширено вихід під денну поверхню покриву в південно-західному напрямку).

На морфологію та інтенсивність локальної частини гравітаційного мінімуму насамперед впливає потужний насупний флішовий комплекс та параавтохтонний комплекс, що над автохтонною мезозой-палеозойською основою. Зміщення гравітаційного мінімуму ближче до фронтальної частини Передкарпатського прогину (Бориславсько-Покутського покриву), тобто у північно-східному напрямку від проєкції центральної осі зони глибокого залягання МОХО, пов’язане зі зростанням у ньому товщини легких моласових та соленосних порід, а його звуження (загострення) зумовлено бічним впливом порід більшої густини порівняно із товщами порід Бориславсько-Покутського

покриву [Анікеєв та ін., 2005а; Анікеєв та ін., 2005b; Заяць, 2013].

Геометрія земної кори та глибини залягання МОХО під ОУС спричиняють регіональну складову Карпатського гравітаційного мінімуму. Максимальні глибини поверхні дорифейського кристалічного фундаменту (протофундаменту?) до 23 км відповідають і найглибшому зануренню поверхні МОХО (до 54–56 км) під ОУС.

Товщина земної кори (глибини границі МОХО). Для початкової густинної моделі ми вибрали максимальну глибину залягання МОХО під ОУС у 62 км. Однак за різних ймовірних значень густини для кори (також потрібно враховувати деяке підвищення швидкостей у сейсмічній моделі [Starostenko et al., 2013] під ОУС) розрахований мінімум аномалій Буге не перевищував $-100 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$. Найімовірнішою, на наш погляд, максимальною глибиною МОХО, яка узгоджується з Карпатським гравітаційним регіональним мінімумом (до $-90 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$) та з ймовірною густиною для нижньої частини кори $3.10 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$ (вибрано за [Tašárová et al., 2016]), є глибина 54–56 км.

У густинній моделі під Закарпатським прогином та Східноєвропейською платформою (ЕЕС) глибинні границі та МОХО загалом корелюють із побудовами у тектонічній інтерпретації [Verpakhovska et al., 2018] та із сейсмічними моделями [Соллогуб та ін., 1987; Starostenko et al., 2013]. Під Паннонським басейном границя МОХО залягає на більших глибинах – 27–30 км; значення густин основних товщ кори та осадового чохла близькі до даних [Tašárová et al., 2016; Hrubcová et al., 2010].

У таблиці наведено узагальнені результати гравітаційного моделювання розрізу земної кори для основних тектонічних одиниць. Ці результати добре узгоджуються із табличними матеріалами статті [Tašárová et al., 2016]. Окремо для порід осадового покриву на рис. 11 подано їхню стратиграфію та межі зміни густини.

Узагальнення результатів гравітаційного моделювання розрізу земної кори вздовж сейсмічного профілю PANCAKE: глибини (м) та густини (10^3 кг/м^3) основних тектонічних одиниць

Тектонічні одиниці (Unit)	Осадовий покрив (над K_0)/глибини та густини	Верхня кора (K_0 – K_3)/глибини та густини	Середня кора (K_3 ? – ?)/глибини та густини	Нижня кора (?–МОХО)/глибини та густини	Верхня мантія/ густини
PB (ALCAPA)	5000–7000 2,47–2,61	13000–16000 2,72–2,78	24000–27000 2,83–2,88	28000–29000 2,99	3,20–3,21
IUC	4000–6000 2,47–2,68	13000–16000 2,76–2,82	26000–30000 2,84–2,92	34000–40000 3,10	3,20–3,22
OUC	5000–15000 2,50–2,72	17000–23000 2,80–2,86	30000–48000 2,86–2,99	40000–56000 3,10	3,28
PT+TESZ	3000–4000 2,50–2,60	17000–21000 2,64–2,84	35000–43000 2,86–2,90	41000–54000 3,10	3,30
EES	500–3000 2,50–2,66	16000–19000 2,78–2,84	31000–35000 2,82–2,88	41000–46000 2,98–3,10	3,28–3,30

PB – Паннонський басейн; ALCAPA – Альпи – Карпати – Паннонія; IUC – Внутрішні Українські Карпати (Закарпатський прогин); OUC – Зовнішні Українські Карпати; PT – Передкарпатський прогин; TESZ – Транс’європейська шовна зона; EES – Східноєвропейський кратон.

Тектонічна інтерпретація густинної моделі. У густинній моделі під ОУС у нижній частині земної кори густина дорівнює $3,10 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$, що може свідчити про наявність значних мас еклігиту [Mjelde et al, 2013], які деякі дослідники відносять до коріння земної кори або до проміжного коромантійного шару. Також у цій роботі зазначено, що фації еклігиту розвинені, як правило, у зонах субдукції. Їхня густина може сягати $3,30 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$.

Під ОУС границю між гранітним та базальтовим шаром (границю Конрада) не ідентифіковано: або гранітний шар поступово переходить у базальтовий, або він дуже тонкий. Поза межами ОУС ймовірно поверхню базальтового шару позначено як границю K_3 (відповідно до [Соллогуб та ін., 1987; Заяць та ін., 1987]). Ми вибрали її умовною границею між середньою та верхньою корою. Перехід від середньої до нижньої кори ідентифіковано різким зростанням густини порід більше ніж на $0,1 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$, зокрема до $2,98\text{--}2,99 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$ за межами ОУС, а під ОУС – до $3,10 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$.

Глибинні розломи, деякі з яких, ймовірно, проникають у верхню мантію, у формуванні тектоніки регіону відіграють важливу роль [Заяць, 2013], тому їх відображено у тектонічній інтерпретації густинної моделі (рис. 12).

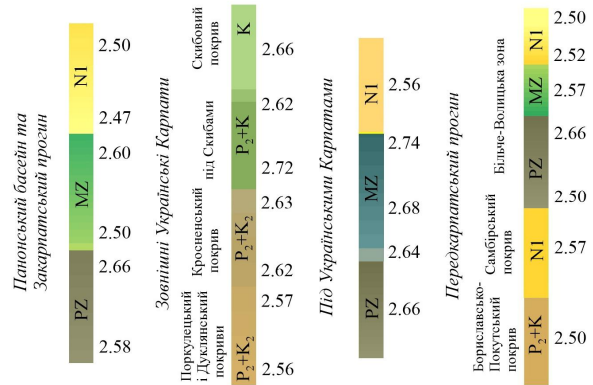


Рис. 11. Стратиграфія порід осадового чохла (над межею K_0) та густина, 10^3 кг/м^3 , по профілю PANCAKE

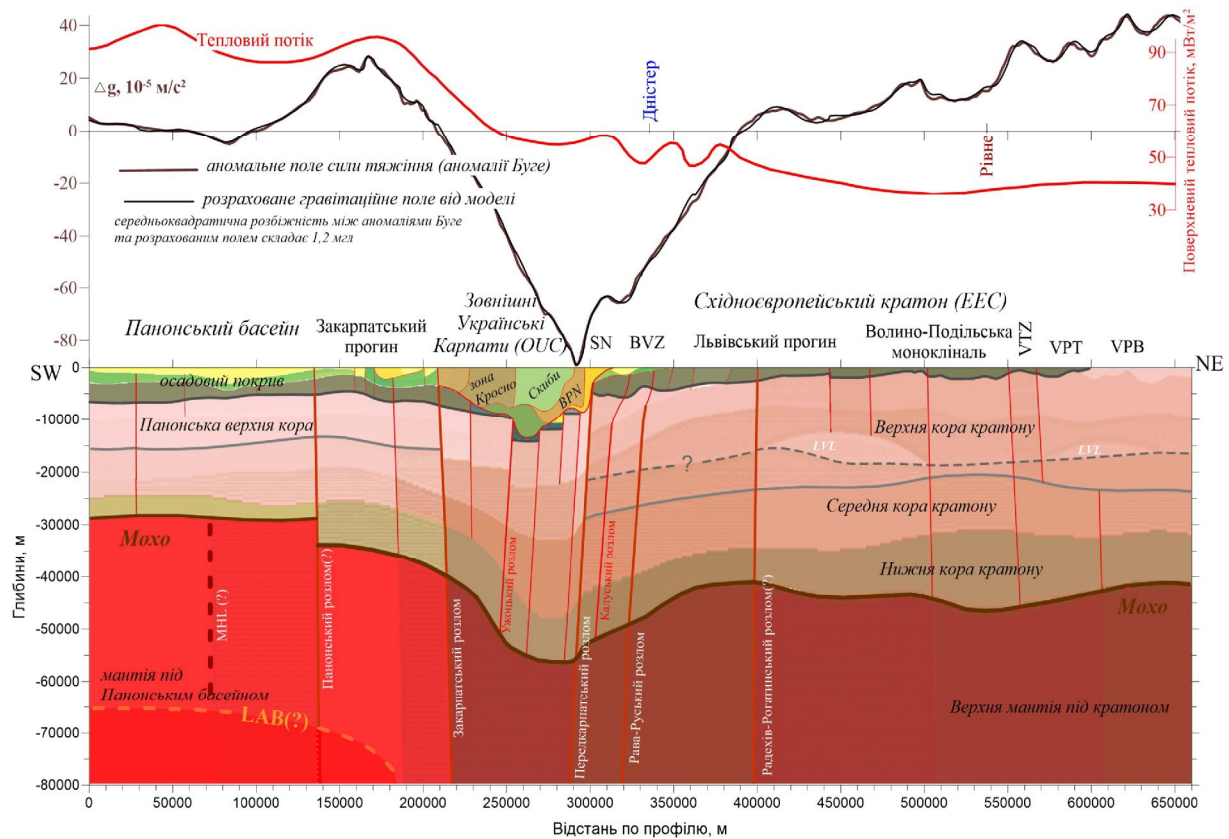


Рис. 12. Тектонічна інтерпретація густинної моделі вздовж профілю PANCAKE

Товста сіра лінія – умовна границя між верхньою та середньою земною корою. Інші позначення: LVL — низькошвидкісний шар [Starostenko et al., 2013]; MHL – Середня угорська лінія – ймовірна межа між терейнами Tisza-Dacia та ALCAPA; LAB – границя між літосферою та астеносферою під Панонським басейном [Horváth, 1993; Verpakhovska et al., 2018].

Дискусія

Результативна густинна модель за профілем PANCAKE дає змогу отримати нову інформацію щодо структури верхньої частини земної кори, топографії фундаменту та поверхні MOXO. Особливо це стосується Українських Карпат, оскільки найбільші розбіжності в оцінці глибини MOXO саме там.

Глибина залягання MOXO та густини у межах ALCAPA. За сейсмічною моделлю [Starostenko et al., 2013] товщина земної кори становить 22–25 км. У тектонічній інтерпретації сейсмічної моделі [Verpakhovska et al., 2018] вказано глибини перехідної зони MOXO в інтервалі 24–35 км. У густинній моделі [Hrubcová et al., 2010] уздовж профілю S04 (профіль південно-східного простягання; див. рис. 1) глибини MOXO під ALCAPA визначено в інтервалі 25–30 км, густини: верхня мантія – $3,20 \times 10^3$ кг/м³, нижня кора – $2,9–3,05 \times 10^3$ кг/м³, середня кора – $>2,80 \times 10^3$ кг/м³, верхня – $>2,60 \times 10^3$ кг/м³. За профілем CEL01 границя MOXO залягає у інтервалі 28–30 км [Janik et al., 2011]. За результатами досліджень [Tašárová et al., 2016] глибини MOXO від 25 км, густини мантії – $3,25 \times 10^3$ кг/м³ і більше.

У нашій густинній моделі по профілю PANCAKE товщина земної кори ALCAPA 28–29 км; густина нижньої кори – $2,99 \times 10^3$ кг/м³; густина верхньої мантії – $3,20–3,21 \times 10^3$ кг/м³. Певні відмінності у товщині земної кори та густині верхньої мантії під Паннонським басейном, можливо, зумовлені тим, що район досліджень CELEBRATION 2000 розташований західніше від кордону України.

Глибина залягання MOXO та густини у межах Карпатського орогену. Густина в розрізі із глибиною від осадового покриву до верхньої мантії, як і швидкості, зростають значно більше порівняно із їх змінами уздовж профілю від однієї тектонічної одиниці до наступної. Це головна причина істотної регіональної залежності інтенсивності аномального гравітаційного поля від заглиблення фундаменту та MOXO. Ця залежність явно переважає вплив зростання густини блоків земної кори під та по обидві сторони від OUC, тобто під Карпатською акреційною призмою. Зростання густини, найбільше з боку Закарпатського прогину – до $0,1 \times 10^3$ кг/м³ (а також швидкостей [Starostenko et al., 2013]), можливо, пов'язане із процесами субдукції, а її певна симетрія щодо найбільшого заглиблення MOXO, яка відображена і у гравітаційному полі, потребує пояснення.

Давня флішово-моласова акреційна призма, до якої належать Флішові Карпати (зовнішні Українські Карпати), сформована унаслідок зближення пізньоальпійських терейнів ALCAPA, TISZA-DACIA

із Євразією [Csontos & Vörös, 2004] та субдукції (суб)океанічної кори Карпатського флішового басейну під ці терейни [Гнилко, 2011]. З іншого боку, однією із основних особливостей досліджень WARR у Західних Карпатах за сейсмічними профілями експерименту CELEBRATION 2000 [Grad et al., 2006; Janik et al., 2009; Guterch et al., 2015, etc.] та PANCAKE [Verpakhovska et al., 2018] є виявлення нахилених сейсмічних границь у верхній мантії, які заглиблюються у північному та північно-східному напрямку, протилежному до південно-західного напрямку міоценової субдукції, та інтерпретуються як сучасне зіткнення та піднасув (вторгнення) терейнів або їхніх крайових сегментів під кратон. У густинних моделях земної кори і верхньої мантії в зоні зчленування OUC та ЕЕС дуже складно передбачити простягання основних глибинних розломів у верхню мантію. Але, якщо звернути увагу на геометрію границі MOXO, то нахил її заглиблення у зоні OUC у північно-східному напрямку за профілем PANCAKE, який визначено гравітаційним моделюванням незалежно, на нашу думку, узгоджується із поглядами на сучасну субдукцію.

Згаданий вище поздовжній сейсмічний профіль РР-VI, на якому границю MOXO у перетині з профілем PANCAKE позначено на глибинах 52–56 км, розташований на південному заході від осі Карпатського гравітаційного мінімуму на відстані 5–6 км (див. рис. 3), тому глибини залягання MOXO під OUC у зоні простягання профілю PANCAKE, ймовірно, не менші. Важливим аргументом на користь таких глибин MOXO (близько 55 км) є змодельована геометрія MOXO, відповідно до теорії ізоастазії за Ейрі – Хейсканеном, як поверхня ізоастатичної компенсації. За цією моделлю під Закарпатським прогином поверхня MOXO залягає на глибині 27–30 км, яка різко збільшується у зоні Закарпатського розлому та Вигорлат-Гутинського хребта; для Складчастих Карпат прогнозована глибина MOXO у межах 55–65 км, для Східноєвропейської платформи – 40–48 км (рис. 13).

В огляді геофізичних моделей літосфери Європи [Artemieva et al., 2006] за низкою сейсмічних профілів CELEBRATION 2000 наведено інтервали глибин земної кори для основних тектонічних одиниць, зокрема Паннонського басейну – 25–30 км, OUC – 32–60 км, ЕЕС – 38–52 км. Ці дані ми використали для оцінювання глибин залягання MOXO у густинній моделі PANCAKE. Окремо зупинимось на гравіметричному обґрунтуванні її глибини 55–56 км під OUC. У зоні перетину OUC профілем PANCAKE відомий Карпатський гравітаційний мінімум близький до свого екстремального значення (-101×10^{-5} м/с²). Це свідчить про ймовірне збільшення глибини залягання MOXO під OUC, порівняно з визначеними її глибинами у

Західних Карпатах. Субширотний сейсмічний профіль CEL12 розташований на відстані близько 10 км від Карпатського передового прогину (Carpathian Foredeep) та завершується на поперечному профілі CEL11 у місці, найближчому до території України (див. рис. 1). У сейсмічній моделі кори та верхньої мантії уздовж профілю CEL12 глибина залягання границі MOXO досягає 38–40 км, по профілю CEL11 – 42 км. За картою глибин MOXO, наближаючись до кордону України, вона має тенденцію до заглиблення (сягає понад 42 км) [Janik et al, 2009; Janik et al, 2011]. У цій зоні Карпатський гравітаційний мінімум тільки починає проявля-

тись [Bielik et al, 2004]; його інтенсивність тут близько $-70 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$, а по профілю PANCAKE досягає $-90 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$. З порівняння карти глибин MOXO [Janik et al, 2011] та карти аномалій Буге [Bielik et al, 2006]: на південний схід від Варшави глибини MOXO сягають 52 км, а інтенсивність північного відгалуження Карпатського гравітаційного мінімуму (зона LL – Lublin Low) досягає лише $-60 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$. Отже, у зоні перетину профілем PANCAKE гравітаційного мінімуму цілком можливі глибини залягання MOXO близько 54–56 км.

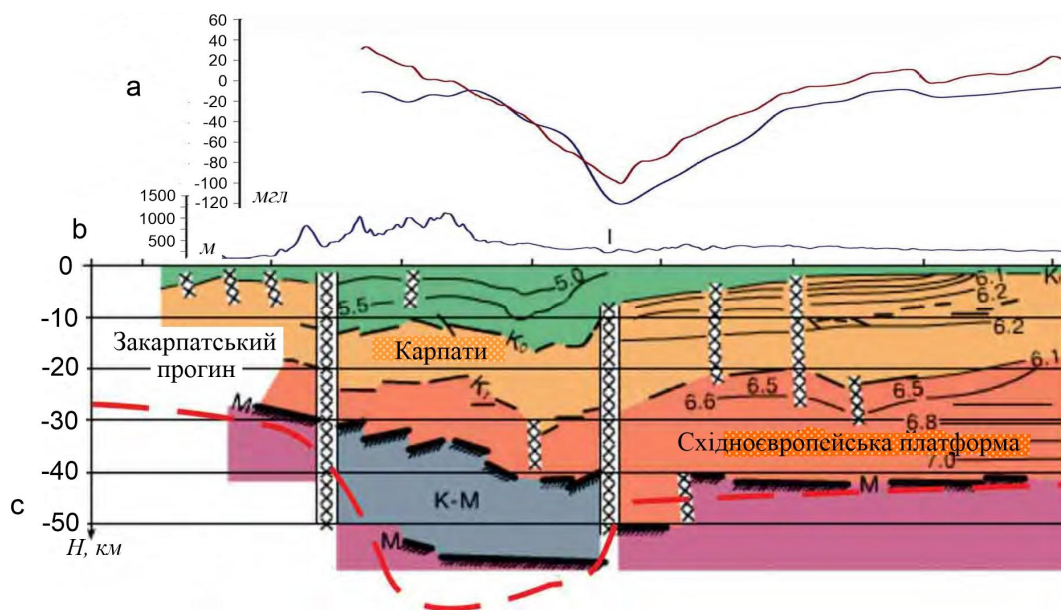


Рис. 13. Модельовані значення границі MOXO, відповідно до моделі Ейрі–Хейсканена (товста червона пунктирна лінія), на фрагменті моделі земної кори за геотраверсом II [Marchenko & Maksymchuk, 2013]

На графіках: а – аномалії Буге (коричнева лінія) та ізостатичні аномалії (чорна лінія); б – топографія за моделлю ETOPO1. У розрізі (с): 6,0 – швидкості сейсмічних хвиль; K_0 , K_1 – поверхні фундаменту; М – границя MOXO; К-М – коромантіїний шар.

Густинна модель у межах ЕЕС. Густина нижньої кори ($3,10 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$) та верхньої мантії (близько $3,29\text{--}3,32 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$) узгоджуються із даними [Tašárová et al., 2016]. Геометрія земної кори ЕЕС загалом вкладається у межі тектонічної інтерпретації [Verpakhovska et al., 2018].

Інтерпретація зон (лінз) малих швидкостей (LVL), виокремлених у сейсмічній моделі [Starostenko et al., 2013], а отже, і зони малих густин, неоднозначна. На думку авторів роботи [Verpakhovska et al., 2018], це можуть бути зони ослаблення, в усякому разі, частково, під впливом насунутих палеозойських комплексів Західноєвропейської платформи на ЕЕС.

Про коромантіїну перехідну зону. Перехідна зона під Карпатами в тектонічній інтерпретації

сейсмічної моделі уздовж профілю PANCAKE (рис. 6), на відміну від сейсмічної моделі за геотраверсом II (рис. 8), відсутня. У густигній моделі для нижньої кори та верхньої мантії вибрано усереднені значення густини, які враховують можливий вплив коромантіїного субстрату. Уведення у густигнну модель перехідної зони під Паннонським басейном та під кратоном (відповідно до моделі [Verpakhovska et al., 2018]) призведе до підняття коромантіїної поверхні та, можливо, збільшення значень густини верхньої мантії або кори, тобто потребує додаткових модельних досліджень.

Про глибини LAB (Lithosphere-Asthenosphere Boundary). За низкою сейсмічних профілів CELEBRATION 2000 на ділянці ALCAPA – Carpathians глибини залягання LAB визначено в інтер-

валі 75–100 км (за Artemieva, 2019). За 3D моделлю LitMod [Tašárová et al., 2016] під Паннонським басейном у частині, прилеглий до Закарпатського прогину, глибини LAB становлять від 90 км до 100 км. У статті [Starostenko et al., 2013] для цього регіону за матеріалами [Artemieva et al., 2006; Horváth, 1993; Кутас, 1993] для LAB вказано глибини 60–70 км; у тектонічній інтерпретації [Verpakhovska et al., 2018] використано дані [Horváth, 1993] – 65 км. Тобто питання товщини літосфери під Паннонським басейном сьогодні є дискусійним. Під ALCAPA густину астеносфери оцінюють в $3,30 \times 10^3$ кг/м³ [Tašárová et al., 2016], вона близька до густини мантії. В моделях [Grabowska, et al., 2011] густина астеносфери $3,33 \times 10^3$ кг/м³, а густина мантії більша – $3,37 \times 10^3$ кг/м³. За профілем CEL09 [Godová et al., 2021] глибина LAB – 90 км, густина астеносфери – $3,27 \times 10^3$ кг/м³, а густина мантії – $3,30 \times 10^3$ кг/м³. Урахування границі LAB потребує додаткових досліджень щодо глибини її залягання та оцінювання густини астеносфери. Тому в тектонічній інтерпретації густинної моделі глибину LAB у 65 км лише позначено.

Висновки

У статті викладено геолого-тектонічний аналіз аномального гравітаційного поля та подано 2D густинну модель розрізу земної кори і верхньої мантії Українських Карпат, прилеглих прогинів та південно-західного схилу Східноєвропейської платформи уздовж сейсмічного профілю PANCAKE.

Наведемо підсумкові результати.

1. Результати моделювання підтверджують відмінність у будові земної кори та верхньої мантії літосферної плити ALCAPA та докембрійського кратона. Плита ALCAPA молодша, характеризується малою товщиною та низькою густиною земної кори. Густина верхньої мантії під ALCAPA також менша ($3,20$ – $3,21 \times 10^3$ кг/м³) порівняно із верхньою мантією під Зовнішніми Українськими Карпатами та Східноєвропейським кратоном ($3,28$ – $3,30 \times 10^3$ кг/м³), що може бути пов'язано зі зміною складу та підвищенням тепловим потоком під ALCAPA.

2. Український фрагмент Східноєвропейського кратона у зоні простягання профілю PANCAKE характеризується типовою товщиною кори (~41–45 км). Верхня частина кристалічної кори, на відміну від середньої ($2,86$ – $2,90 \times 10^3$ кг/м³) та нижньої частин ($2,98$ – $3,10 \times 10^3$ кг/м³), характеризується меншою густиною та більшою її диференціацією у горизонтальному напрямку та із глибиною (від $2,66 \times 10^3$ кг/м³ до $2,86 \times 10^3$ кг/м³).

3. Складна перехідна зона (зона субдукції, Карпатський ороген) між мікроплитою ALCAPA та Східноєвропейським кратоном спричиняє інтенсивну від'ємну аномалію гравітаційного поля –

Карпатський гравітаційний мінімум, який сягає -90×10^{-5} м/с².

4. Карпатський гравітаційний мінімум має комплексну природу: розущільнені породи неогену та палеоген-крейдовий фліш ($\leq 2,50 \times 10^3$ кг/м³) Бориславсько-Покутського покриву, основний величезний скид Передкарпатського розлому (≥ 4 км) на крайньому південно-західному схилі платформи (порівняно локальні фактори), істотне заглиблення поверхні МОХО під Карпатською спорудою (регіональний фактор).

5. Глибина МОХО під фронтом Карпатського насуву за нашою густинною моделлю сягає 56 км.

6. Дослідження на основі інтерпретації аномального гравітаційного поля із використанням даних сейсмічних методів дали змогу побудувати геогустинну модель земної кори по регіональному профілю PANCAKE.

7. Результати досліджень підтвердили основні риси будови земної кори, а також дали можливість отримати нові дані про глибину залягання та морфологію границі МОХО по профілю PANCAKE.

8. Наші дослідження ще раз підтверджують, що геогустинне моделювання є ефективним інструментом та необхідним компонентом під час побудови комплексних геофізичних моделей земної кори і верхньої мантії.

Подяки

Дослідження виконано в межах науково-дослідної теми “Дослідження просторово-часових аномалій геомагнітних полів у Карпатському регіоні та їх зв'язків із сучасною динамікою літосфери” та за фінансової підтримки Карпатського відділення Інституту геофізики ім. С. І. Субботіна. Автори дякують двом анонімним рецензентам за цінні пропозиції, які покращили статтю.

Список літератури

- Анікеєв С. Г. (1999). Методика інтерпретації гравіметричних матеріалів при произвольном строении геологических сред: дис. ... канд. геол. наук. Киев: Институт геофизики им. С. И. Субботина НАНУ, 242 с.
- Анікеєв С. Г., Бабюк С. Г., Мончак Л. С., Степанюк В. П. (2005a). Особливості будови зони Передкарпатського гравітаційного мінімуму. *Геоінформатика*. № 2. С. 36–40.
- Анікеєв С. Г., Бабюк С. Г., Степанюк В. П. Гравітаційне моделювання на Східно-Долинській площі. *Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики: зб. наук. праць*. Київ, 2005б. С. 75–84.
- Анікеєв С. Г., Максимчук В. Ю., Мельник М. М. (2017). Густинна модель Коломийської палеодолини за геотраверсом СГ-І (67) Надвірна-

- Отинія-Івано-Франківськ. *Геодинаміка*. № 1(22). С. 74–84. <https://doi.org/10.23939/jgd2017.01.074>
- Анікеєв С. Г., Максимчук В. Ю., Пилип'як М. М. (2019). Гравімагнітна модель Коломийської палеодолини уздовж геотраверсу Надвірна – Отинія – Івано-Франківськ. *Геофизический журнал*. 41, 6. С. 73–92. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i6.2019.190067>
- Анікеєв С., Максимчук В., Пиріжок Н. (2021). Відображення Закарпатського глибинного розлому у гравімагнітних полях. *Геофізика і геодинаміка: прогнозування та моніторинг геологічного середовища: зб. наук. праць / під заг. ред. В. Ю. Максимчука*. Львів: Растр-7. 249 с., С. 47–50.
- Антипов В. И., Мельничук М. И., Лизанец В. Г. (1969). Взаимозависимость и обусловленность основных физических параметров горных пород. Львов: Университет, 118 с.
- Біліченко В. Я. (1999). Структурно-тектонічні особливості параавтохтона Українських Карпат та прилеглих територій за матеріалами детальної гравіметрії. *Геологія і геохімія горючих копалин*. № 3, 108. С. 131–138.
- Бойко Г. Е., Анікеєв С. Г. (1990). Структура Карпатского поднадвига (по данным решения обратной гравиметрической задачи). Тектоника и нефтегазоносность поднадвиговых зон. Москва: Наука. С. 53–60.
- Бойко Г. Ю., Лозиняк П. Ю., Заяць Х. Б., Анікеєв С. Г., Петрашкевич М. Й., Колодій В. В., Гайванович О. П. (2003). Глибинна геологічна будова Карпатського регіону. *Геологія і геохімія горючих копалин*. Львів, № 2. С. 52–62.
- Геологічна карта України. М 1:1000000 (2007) / Г. І. Педанюк, В. А. Колосовська, Л. О. Демехін, В. М. Соловицький, Д. А. Сидорова, ред. В. Я. Великанов. Державна геологічна служба України, УкрДГРІ, Київ.
- Гинтов О. Б., Бубняк И. Н., Вихоть Ю. М., Муровская А. В., Накапелюх М. В., Шлапинский В. Е. (2014). Тектонофизический и палинспастический разрезы Украинских Карпат вдоль геотраверса DOBRE-3 (PANCAKE). *Геофизический журнал*, № 3, Т. 36, С. 3–33. <http://www.igph.kiev.ua/FullVersion/2014/gj3/art3114.pdf>.
- Гнилко О. М. (2011). Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Частина 1. Основні елементи Карпатської споруди. *Геодинаміка*, 1(10). С. 47–57.
- Гонтовой И. З. (1968). Палеотектоническое значение Украинской части Карпатского минимума силы тяжести. В сб. Вопросы геологии Карпат. Львов: Изд-во Львов. ун-та. С. 28–34.
- Доленко Г. Н., Ризун Б. П., Сеньковский Ю. Н. (1980). Геология и нефтегазоносность Вольно-Подольской плиты. Київ: Наук. думка. 106 с.
- Заяць Х. Б. (2013). Глибинна будова надр Західного регіону України на основі сейсмічних досліджень і напрямки пошукових робіт на нафту та газ. Львів: ЛВ УкрДГРІ. 136 с.
- Заяц Х. Б., Круглов С. С., Хижняков А. В. (1987). Глубинное строение зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Украинских Карпат. Строение литосферы вдоль Геотраверса II. Литосфера Центральной и Восточной Европы: Геотраверсы I, II, V (ред. В. Б. Соллогуб). Киев: Наукова думка. С. 97–101.
- Кендзера О. В., Омельченко В. Д., Лисинчук Д. В. (2019). Глибинна будова літосфери та сейсмічна небезпека території України. Наукова думка, 199 с.
- Кобрунов А. И. (1985). Теоретические основы критерияльного подхода к анализу геофизических данных (на примере задач гравиметрии). ИФИНГ. Ивано-Франковск, 269 с. Деп. в УкрНИИТИ 18.02.86 Т. 1280-УК86.
- Кобрунов А. И. (1995). Теория интерпретации данных гравиметрии для сложно-построенных сред. *Геофизический журнал*. Т. 17. № 1. С. 3–12.
- Кутас Р. И. (1993). Анализ теплового поля и его неоднородностей. В: Чекунов А. (ред.). Литосфера Центральной и Восточной Европы. Краткое изложение исследований. Киев: Наукова думка, 129–135.
- Кутас Р. И. (2014). Тепловой поток и геотермические модели земной коры Украинских Карпат. *Геофизический журнал*, № 6, Т. 36, 3–27. <http://www.igph.kiev.ua/FullVersion/2014/gj6/art6114.pdf>.
- Макаренко И. Б. (2021). Плотность пород осадочных комплексов Украинских Карпат (обобщение). *Геофизический журнал*, № 6, Т. 43, С. 120–161. <http://dx.doi.org/10.24028/gzh.v43i6.251556>.
- Максимчук В. Ю., Пиріжок Н. Б., Пронишин Р. С., Тимошук В. Р. (2014). Деякі особливості сейсмічності Закарпаття. *Геодинаміка*. № 2 (17). С. 139–149. <https://doi.org/10.23939/jgd2014.02.139>.
- Маєвський Б. Й., Анікеєв С. Г., Мончак Л. С., Степанюк В. П., Хомин В. Р., Куровець С. С., Здерка Т. В., Манюк М. І. (2012). Новітні дослідження геологічної будови і перспектив нафтогазоносності глибокостанурених горизонтів Українських Карпат (ред. Б. Й. Маєвський). Івано-Франківськ: ІФНТУНГ. 208 с.
- Марченко Д. О., Максимчук В. Ю. (2013). Ізостазія Українських Карпат. *Геодинаміка*. 1(14). С. 21–28. <https://doi.org/10.23939/jgd2013.01.021>.
- Мончак Л. С., Анікеєв С. Г. (2022). Піднасувні підняття в Карпатському регіоні та перспек-

- тиви їхньої нафтогазоносності. *Мінеральні ресурси України*. (1). С. 34–42. <https://doi.org/10.31996/mru.2022.1.34-42>.
- Поліщук А. М. (2011). Геологічна будова північно-західної частини Волино-Подільської монокліналі за новими даними. *Збірник наук. праць Інституту геологічних наук НАН України*. Вип. 4. С. 135–140.
- Схема гравітаційного поля України (2002) / Т. С. Нечасва, Л. М. Шимків, В. А. Єнтін і ін. К.: ПДРГП “Північукргеологія”.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Калюжная Л. Т. (1987). Сейсмический разрез литосферы на участке Чернигов-Берегово. Строение литосферы вдоль Геотраверса II. Литосфера Центральной и Восточной Европы: Геотраверсы I, II, V (ред. В. Б. Соллогуб). Київ: Наукова думка. 168 с., С. 63–67.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. и др. (1993). Комплексные геофизические исследования Карпат. Геофизические исследования литосферы. Київ: Наукова думка. С. 11–42.
- Старостенко В. И., Койфман Л. И., Костюкевич А. С. (1987). Плотностная модель литосферы на участке Чернигов-Берегово. Строение литосферы вдоль Геотраверса II. Литосфера Центральной и Восточной Европы: Геотраверсы I, II, V (ред. В. Б. Соллогуб). Київ: Наукова думка. 168 с., С. 67–74.
- Субботин С. И. (1955). Глубинное строение Советских Карпат и прилегающих территорий по данным геофизических исследований. Киев: Изд. АН УССР. 260 с.
- Тектонічна карта України (2004). М 1:1000000. Головні редактори Д. С. Гурський, С. С. Круглов. Державна геологічна служба України.
- Тектонічна карта України (2007). 1:1000000. Ч. 1. Пояснювальна записка. Відп. ред. Д. С. Гурський, С. С. Круглов. Київ: УкрДГРІ. 96 с.
- Тектоника Украинских Карпат (1986). Объяснительная записка к тектонической карте Украинских Карпат. М 1:200000. Авторы: В. С. Буров, И. Б. Вишняков, В. В. Глушко и др. Под ред. С. С. Круглова. Киев, УкрНИГРИ. 152 с.
- Artemieva, I. M. (2019). Lithosphere structure in Europe from thermal isostasy. *Earth-Science Reviews*, 188, 454–468. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.11.004>.
- Artemieva, I. M., Thybo, H., & Kaban, M. K. (2006). Deep Europe today: geophysical synthesis of the upper mantle structure and lithospheric processes over 3.5 Ga. Geological Society of London. London, *Memoirs*, 32, 11, 11–41. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.02>.
- Besutiu Lucian, Diaconescu Mihail, Zlăgnea Luminita, Craiu Andreea. (2018). Structural and Geodynamic Ideas on the Galati-Izvoarele Seismic-Prone Area (Eastern Romania). *Pure and Applied Geophysics*, 176, 65–95. <https://doi.org/10.1007/s00024-018-1956-0>.
- Besutiu Lucian, Szakács Alexandru, Zlăgnea Luminita, Isac Anca, Romanescu Dragomir. (2021). On the uncertainty of geophysical data interpretation in volcanic areas through a case study: Ciomadul Volcano. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 319, 106781. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2021.106781>.
- Bielik, M., Šefara, J., Kováč, M., Bezák, V., & Plašienka, D. (2004). The Western Carpathians – interaction of Hercynian and Alpine processes. *Tectonophysics*, 393(1-4), 63-86. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.044>.
- Bielik, M., Kloska, K., Meurers, B., Švancara, J., Wybraniec, S., Fancsik, T., ... & Vozar, J. (2006). Gravity anomaly map of the CELEBRATION 2000 seismic experiment region. *Geologica Carpathica*, (3), 145–156.
- Csontos, L., & Vörös, A. (2004). Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210(1), 1–56. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.02.033>.
- Gagała, Ł., Vergés, J., Saura, E., Malata, T., Ringenbach, J. C., Werner, P., & Krzywiec, P. (2012). Architecture and orogenic evolution of the northeastern Outer Carpathians from cross-section balancing and forward modeling. *Tectonophysics*, 532, 223–241. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.02.014>.
- Godova, D., Bielik, M., Hrubcova, P., Šimonová, B., Dererova, J., & Pašteka, R. (2021). Lithospheric density model along the CEL09 profile and its geological implications. *Geologica Carpathica*, 72(6). <https://doi.org/10.31577/GeolCarp.72.6.1>.
- Grabowska, T., Bojdys, G., Bielik, M., & Csicsay, K. (2011). Density and magnetic models of the lithosphere along CELEBRATION 2000 profile CEL01. *Acta Geophysica*, 59(3), 526–560. <http://dx.doi.org/10.2478/s11600-011-0007-3>.
- Grad, M., Guterch, A., Keller, G. R., Janik, T., Hegedűs, E., Vozár, J., ... & Yliniemi, J. (2006). Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin: CELEBRATION 2000 seismic profile CEL05. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B3). <https://doi.org/10.1029/2005JB003647>.
- Guterch, A., Grad, M., Keller, G. R., & Brückl, E. (2015). Crustal and Lithospheric Structures Between the Alps and East European Craton from Long-Range Controlled Source Seismic Experiments. *Treatise on Geophysics (Second Edition)* Vol. 1, 557–586. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00015-4>.

- Horváth, F. (1993). Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics*, 226(1–4), 333–357. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90126-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90126-5).
- Hrubcová, P., Šroda, P., Grad, M., Geissler, W. H., Guterch, A., Vozár, J., & Hegedűs, E. (2010). From the Variscan to the Alpine Orogeny: crustal structure of the Bohemian Massif and the Western Carpathians in the light of the SUDETES 2003 seismic data. *Geophysical Journal International*, 183(2), 611–633. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04766.x>.
- Janik, T., Grad, M., & Guterch, A. (2009). Seismic structure of the lithosphere between the East European Craton and the Carpathians from the net of CELEBRATION 2000 profiles in SE Poland. *Geological Quarterly*, 53, 141–158. <https://yadda.icm.edu.pl/baztech/element/bwmeta1.element.baztech-article-BUS6-0018-0048>.
- Janik, T., Grad, M., Guterch, A., Vozár, J., Bielik, M., Vozárova, A., ... & CELEBRATION 2000 Working Group. (2011). Crustal structure of the Western Carpathians and Pannonian Basin: Seismic models from CELEBRATION 2000 data and geological implications. *Journal of Geodynamics*, 52(2), 97–113. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2010.12.002>.
- Mjelde, R., Goncharov, A., & Müller, R. D. (2013). The Moho: boundary above upper mantle peridotites or lower crustal eclogites? A global review and new interpretations for passive margins. *Tectonophysics*, 609, 636–650. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.03.001>.
- Schmid, S. M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer S. Schuster R., Tischler, M., Ustaszewski, K. (2008). The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss J. Geosci.*, 101, 139–183.
- Starostenko, V., Janik, T., Kolomiyets, K., Czuba, W., Šroda, P., Grad, M., ... & Tolkunov, A. (2013). Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, 608, 1049–1072. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.08.004>.
- Taşárová, A., Afonso, J. C., Bielik, M., Götze, H. J., & Hók, J. (2009). The lithospheric structure of the Western Carpathian–Pannonian Basin region based on the CELEBRATION 2000 seismic experiment and gravity modelling. *Tectonophysics*, 475(3–4), 454–469. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2009.06.003>.
- Alasonati Tašárová, Z., Fullea, J., Bielik, M., & Šroda, P. (2016). Lithospheric structure of Central Europe: Puzzle pieces from Pannonian Basin to Trans-European Suture Zone resolved by geophysical-petrological modeling. *Tectonics*, 35(3), 722–753. <https://doi.org/10.1002/2015TC003935>.
- Verpakhovska, A., Pylypenko, V., Yegorova, T., & Murovskaya, A. (2018). Seismic image of the crust on the PANCAKE profile across the UKRAINIAN CARPATHIANS from the migration method. *Journal of Geodynamics*, 121, 76–87. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.07.006>.

Sergiy ANIKEYEV¹, Valentyn MAKSYMCHUK², Natalia PYRIZHOK³

¹⁻³ Carpathian Branch of Subbotin Institute of Geophysics of NAS of Ukraine, 3-B, Naukova str., Lviv, 79060, Ukraine; ¹ anikayevsergiy@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-7377-7326>; ² valmaksymchuk@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0003-3954-6521>; ³ natala.pirizok@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-3976-234X>

DENSITY MODEL OF THE EARTH CRUST OF THE UKRAINIAN CARPATHIANS ALONG THE PANCAKE PROFILE

The purpose of the work is the analysis and geological-tectonic interpretation of the anomalous gravity field of the Ukrainian Carpathians and adjacent territories, as well as the construction of a density model of the Earth's crust and upper mantle according to the international PANCAKE seismic profile. The need to build a density model along the PANCAKE profile is due to the significant interest of a number of geologists and geophysicists in the results of seismic research along this profile. It is also caused by certain discrepancies in the seismological models of different authors. The gravity modeling technique, used in the work, includes the analysis of geological-geophysical maps and models. They are related to the geological-tectonic structure of the research region, to the creation of the initial structural part of the model and to the determination of the densities of strata and blocks of the model. The geometry and densities of the model are refined by the selection method, which is based on the interactive solution of the direct problem of gravimetric and the analysis of the reasons for the inconsistency of the calculated gravity field and Bouguer anomalies. A qualitative correspondence of the density model to the tectonic interpretation of the seismic section along the PANCAKE profile was achieved by using the methods of gravity modeling. The modelling results confirm the four-layer structure of the Earth's crust: the sedimentary cover, the upper, middle, and lower parts of the crust, which differ significantly in density.

There is also evidence of the difference of the ALCAPA lithospheric plate, Flysch Carpathians and Precambrian Craton in Earth's crust and upper mantle structure. The ALCAPA plate is characterized by a small thickness (up to 29 km) and a low density of the Earth's crust. The density of the ALCAPA upper mantle is lower ($3.20\text{--}3.21 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$) compared to the upper mantle under the Ukrainian Carpathians and the East European Craton ($3.28\text{--}3.30 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$). This may be related to a change of a mantle composition and increased heat flow under ALCAPA. The Ukrainian fragment of the East European craton in the PANCAKE profile zone is characterized by a typical thickness of the crust ($\sim 41\text{--}45 \text{ km}$). The upper part of the crystalline crust, in contrast to the middle ($2.86\text{--}2.90 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$) and the lower part ($2.98\text{--}3.10 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$), is characterized by a lower density and greater differentiation in horizontal direction and with depth (from $2.66 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ to $2.86 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$). The complex transition zone (subduction zone, Carpathian Orogen) between the ALCAPA microplate and the East European Craton causes an intense negative Bouguer anomaly – the Carpathian gravity minimum, which reaches $-90 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$. It has a complex nature: Neogene and Paleogene-Cretaceous flysch rocks low density ($\leq 2.50 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$) of the Boryslav-Pokuttia cover, the main huge Precarpathian sub-vertical fault ($>4 \text{ km}$) on the extreme southwestern slope of the platform (relatively local factors) and significant deepening of the MOHO surface under the Carpathian structure (regional factor). According to our density model, the depth of the MOHO under the front of the Carpathian thrust reaches 56 km.

Key words: Ukrainian Carpathians; Earth's crust; upper mantle; Moho surface; Bouguer gravity anomalies; seismic model; gravity modelling; density model.

Надійшла 15.09.2021 р.