

**НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
ІНСТИТУТ ГЕОФІЗИКИ ІМ. С.І. СУББОТІНА**

Кваліфікаційна наукова праця на
правах рукопису

Амашукелі Тетяна Аркадіївна

Прим. № _____

УДК 551.14+550.834

**ДИСЕРТАЦІЯ
СТРУКТУРА ЛІТОСФЕРИ ПІВДЕННО-ЗАХІДНОЇ ОКРАЇНИ
СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ ЗА НОВІТНІМИ
ПРОФІЛЯМИ ГСЗ**

04.00.22 – геофізика (103 – Науки про Землю)

10 Природничі науки

Подається на здобуття наукового ступеня кандидата геологічних наук.

Дисертація містить результати власних досліджень. Використання ідей, результатів і текстів інших авторів мають посилання на відповідне джерело

_____ Т.А. Амашукелі

Науковий керівник: Муровська Ганна Валеріївна, доктор геологічних наук

КИЇВ–2021

АНОТАЦІЯ

Амашукелі Т.А. Структура літосфери південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи за новітніми профілями ГСЗ. – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття наукового ступеня кандидата геологічних наук за спеціальністю 04.00.22–геофізика (103 – Науки про Землю). – Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, 2021.

Дисертаційна робота виконана з метою дослідження структури літосфери південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи (СЄП) на основі даних отриманих методом глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ) за профілем RomUkrSeis. На основі нових експериментальних сейсмічних даних, з використанням узагальненого геологічного розрізу на базі геолого-геофізичної інформації про структуру верхніх шарів земної кори побудовано швидкісну та інтерпретаційну модель за профілем RomUkrSeis.

Важливою особливістю земної кори за профілем RomUkrSeis (320–360 км по профілю) на окраїні СЄП є осадовий прогин, який складається з двох швидкісних шарів; верхній шар до глибини 5 км зі швидкостями ~ 4,9 км/с представляє Карпатську покривно-насувну споруду, нижній шар до глибини 15 км зі швидкостями ~ 5,35 км/с представляє палеозой-мезозойські відклади. Для аналізу осадового прогину на окраїні СЄП використано профіль СГТ Р-5, який розташований субпаралельно профілю RomUkrSeis в 50 км на північний захід. Профіль Р-5 перетинає Покутсько-Буковинську частину Українських Карпат за напрямком Гринява–Чернівці, яка характеризується відносно неглибоким заляганням дофлішевої основи. СЄП та всі перекриваючі його осадові товщі занурюються під Карпатську споруду по системі скидів, найбільш виразним з яких є Передкарпатський розлом. Досить різкий стрибок швидкості (~ 360 км, в діапазоні глибин ~ 8–18 км) збігається з Передкарпатським розломом, та його просторовий зв'язок зі

структурою розділу Мохо, свідчать на користь глибинної природи цього розлому.

Під осадовим прогином на всю потужність кори на окраїні СЄП спостерігаються знижені швидкості поздовжніх хвиль (6,2–6,3 км/с на глибині від 10 до 40 км). На 360 км за профілем швидкість V_p 6,3 км/с спостерігається безпосередньо над границею Мохо. Це приблизно на 30 км глибше, ніж аналогічні швидкості на інших ділянках за профілем. Ізолінія швидкості 6,20 км/с стрибкоподібно поглиблюється на окраїні СЄП.

Швидкісна модель за профілем характеризується значною латеральною неоднорідністю, а також складним рельєфом поверхні Мохо. Характерною рисою поверхні Мохо є наявність його заглиблення до 50 км у формі кільової структури в зоні між Внутрішніми і Зовнішніми Карпатами (340 км по профілю). Кіль на границі Мохо розділяє кору різної потужності: тонша кора (32–35 км) на південному заході відповідає молодому Трансильванському басейну, а потовшена кора (до 42 км) на північному сході відноситься до СЄП.

Особливістю літосфери за профілем RomUkrSeis є нетипово низькі швидкості поздовжніх хвиль ($V_p \sim 8,15\text{--}8,2$ км/с) у верхній мантії. В центральному сегменті профілю, який відповідає окраїні СЄП, в корі безпосередньо над поверхнею Мохо спостерігаються порівняно низькі швидкості, що створює контраст швидкостей на розділі Мохо більший, ніж на інших ділянках профілю. Особливістю структури підкорової мантії в центральній частині профілю (250–320 км), де відбувається зміна її потужності, є наявність на глибині 50–55 км відбиваючої границі, яка повторює форму Мохо.

В рамках дисертаційної роботи проведено порівняння структури літосфери за профілями, що перетинають південно-західну окраїну СЄП на території України, Польщі та Румунії. За архітектурою басейну і будовою земної кори модель за профілем P4 POLONAISE '97 найбільш подібна до моделі за профілем RomUkrSeis. На швидкісній моделі профілю P4

POLONAISE'97 під осадовим комплексом Польського прогину шириною ~ 150 км і потужністю ~ 10 км виділяється зона знижених швидкостей поздовжніх хвиль (5,8 км/с) глибиною до 18 км, що інтерпретується як глибоко поховані відклади неопротерозой-палеозою. Як і за профілем RomUkrSeis, кора зі зниженими швидкостями поздовжніх хвиль виділяється під прогином до глибини ~28 км.

Швидкісну структуру земної кори за профілем PANCAKE (розташований субпаралельно RomUkrSeis на відстані приблизно 220 км) в цілому можна порівняти з профілем RomUkrSeis. За профілем PANCAKE на окраїні ССП також виявлено осадовий прогин аналогічної швидкісної будови, який є ширшим і глибшим (до глибини 25 км у порівнянні з 20 км за RomUkrSeis). Для аналізу осадового прогину використано профіль СГТ Р-2, який проходить паралельно (в 10–15 км на південь) відносно профілю PANCAKE. Передкарпатський розлом також, як і за профілем RomUkrSeis, просторово співпадає з кільовою структурою на поверхні Мохо.

За профілем PANCAKE в верхній корі під осадовими прогином спостерігаються більш високі швидкості у порівнянні з RomUkrSeis, які (на відміну від останнього) відповідають типовим коровим швидкостям докембрійського кратону. За профілем PANCAKE границя Мохо під ССП спостерігається глибше ніж за RomUkrSeis (45–50 км та 35–40 км відповідно). Більш товста кора ССП на PANCAKE є наслідком наявності високошвидкісного нижнього шару ($V_p \sim 7-7,4$ км/с), який, ймовірно, генетично пов'язаний з палеопротерозойським Осницько-Мікашевицьким вулканоплутонічним поясом. На відміну від профілю PANCAKE, RomUkrSeis перетинає більш древній архейський Подільський блок Українського щита, де відсутній високошвидкісний нижній шар.

Профіль VRANCEA-2001 перетинає окраїну ССП в зоні її зчленування з герцинсько-кімерійським орогеном Північної Добруджі. Швидкісна модель за профілем VRANCEA-2001 має схожість зі швидкісними моделями за профілями RomUkrSeis та PANCAKE, особливо подібні між собою осадові

прогини на окраїні СЄП. В центральній частині профілю VRANCEA-2001 в районі Фокшанського басейну осадовий прогин зі швидкостями V_p менше 6 км/с спостерігається до глибин 20–22 км.

Порівняльний аналіз сейсмічних моделей за профілями ГСЗ, які перетинають південно-західну окраїну СЄП показує, що окраїна платформи по простяганню має змінну структуру, ширину і еволюцію. При цьому виділяється ряд спільних рис в її будові: утворення осадових прогинів різного віку; переважно низькошвидкісна кора та значні зміни глибини Мохов на окраїні СЄП та пов'язаної з нею зоною Тейсейра-Торнквіста (ТТЗ). Спільною рисою рельєфу Мохо для усіх профілів є його заглиблення в сегменті ТТЗ від 25–35 км до більш ніж 40 км в межах СЄП. Виразна кільова структура на поверхні Мохо, яка виділяється на швидкісній моделі за профілем RomUkrSeis, зазвичай не спостерігається на інших профілях, які перетинають окраїну СЄП та ТТЗ на північ від Карпат. Проте за профілем CEL11 в зоні контакту Внутрішні/Зовнішні Карпати виділяється подібна ступінчата структура поверхні Мохо.

В рамках дисертаційної роботи представлено просторовий розподіл вогнищ землетрусів з метою дослідження сучасної активності СЄП. Так як СЄП відноситься до регіонів зі слабкою сейсмічною активністю, тому довгий час не була першочерговим об'єктом для сейсмічного моніторингу. За останні роки стрімкий розвиток інструментальних спостережень показав, що давні платформи також зазнають сучасних деформацій, які є більш вираженими саме на їх окраїнах. Дані про локальні землетруси на окраїні СЄП представлено у табличному вигляді у додатку до дисертаційної роботи та винесено на карту досліджуваного регіону. Вогнища землетрусів з магнітудами 2–4 розташовані у верхній частині земної кори, і тектонічно відносяться до Волино-Подільської монокліналі.

Сейсмічність південно-західної окраїни СЄП визначається як глобальною, так і локальною тектонічною активністю. Глобальна складова

пов'язана з близькістю потужного Середземноморсько-Альпійсько-Гімалайського-Трансазійського сейсмоактивного поясу. Втягнення окраїни СЄП у деформаційні процеси, які відбуваються у цьому поясі, являється однією з причин виникнення тектонічних напружень, які можуть спричинити досить потужні землетруси. Роздвібнена внаслідок тривалої історії земна кора виявляє здатність реагувати на локальні зміни напруженого стану між окремими блоками та на глобальні зміни Середземноморсько-Альпійсько-Трансазійського сейсмогенного поясу, чим і пояснюється сейсмічна активність, зокрема в межах Волино-Поділля. Локальна складова сеймотектонічного процесу обумовлена сучасною активністю розломних зон регіонального масштабу.

Для виявлення особливостей структури літосфери окраїни СЄП співставлено будову земної кори за профілем RomUkrSeis з рельєфом покрівлі астеносфери. Потужність літосфери за профілем RomUkrSeis змінюється із заходу на схід від 60 до 200 км. На відстані 220 км по профілю спостерігається поступове потовщення літосфери. В районі 300 км відбувається досить різкий стрибок вниз, після чого літосфера досягає своїх максимальних глибин – до 200 км – під СЄП. У перехідній зоні спостерігаються зміни і у геофізичних полях: різка негативна гравітаційна аномалія (–120 мГал); перехід від спокійного до більш диференційованого магнітного поля; зниження теплового потоку в бік СЄП. Зміна потужності літосфери, що спостерігається в межах ТТЗ, свідчить про визначальну роль цієї літосферної границі у розвитку південно-західної окраїни СЄП та формуванні Українських Карпат.

Структура кори і верхньої мантії, виявлена вздовж профілю RomUkrSeis в районі окраїни СЄП характеризується значною латеральною неоднорідністю та складним рельєфом поверхні Мохо, що відображає багато різновікових геодинамічних процесів, які брали участь в формуванні та деформації цієї частини кратону від архею до наших днів.

Висновки про структуру земної кори і верхньої мантії південно-західної окраїни СЄП на території України та її геологічна інтерпретація можуть використовуватися для побудови глибинних геологічних та геотектонічних моделей; для пояснення геодинамічних процесів обумовлених сучасною сейсмічною активністю з метою захисту населення і економіки країни від небезпечних природних явищ; а також, для деталізації при пошукових роботах для розвитку мінерально-сировинної бази країни. Результати дисертаційної роботи застосовуються у дослідженнях Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України та можуть використовуватись при викладанні геологічних дисциплін у вищих учбових закладах..

Ключові слова: літосфера, земна кора, мантія, Східноєвропейська платформа, профіль глибинного сейсмічного зондування, сейсмічна швидкість.

ABSTRACT

Amashukeli T.A. The structure of the lithosphere of the south-western margin of the East European Platform according to the wide-angle deep seismic soundings profiles. – Manuscript.

The thesis for the degree of Candidate of Geological Sciences, specialty 04.00.22 – Geophysics (103 – Earth Sciences). – Subbotin Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, 2021.

The thesis is performed to obtain the deep structure of the lithosphere of the south-western margin of the Eastern European Platform (EEP) on the basis of seismic data obtained from wide-angle reflection and refraction (WARR) RomUkrSeis profile. Velocity and interpretation model for RomUkrSeis profile were made based on new experimental seismic data and generalized geological section based on geological and geophysical information about the structure of the upper layers of the earth's crust in the area of the profile.

The most striking element of the velocity model along the profile on the margin of the EEP is a sedimentary basin consisting of two velocity layers: the

upper layer – 5 km deep with P-wave velocities of ~ 4.9 km/s takes part in the Carpathian orogeny; the underlying layer – 15 km deep with P-wave velocities of ~ 5.35 km/s represents Paleozoic-Mesozoic sediments.

The seismic reflection profile P-5 was used for the analysis of sedimentary basin on the edge of EEP. Profile P-5 is located parallel to the RomUkrSeis profile in 50 km to the north-west and crosses the Pokutsko-Bukovynska part of the Ukrainian Carpathians in the Hryniava – Chernivtsi direction, which is characterized by a relatively shallow pre-flysch base. Reflection profile P-5 shows that the sedimentary succession underlying the main flysch complex is cut by a normal fault, labelled the Fore-Carpathian Fault. The velocity model has imaged a deeper, fairly steeply dipping velocity discontinuity (\sim km 360, depth range ~ 8 –18 km) that projects upwards to be roughly coincident with the Fore-Carpathian Fault, its spatial connection with the structure of the Moho section testifies in favor of the deep nature of this fault.

The south-western margin of the EEP on the RomUkrSeis velocity profile exhibits reduced P-wave velocities (from 6.2 to 6.3 km/s at a depth of 10 to 40 km), which are observed under the sedimentary basin at the all thickness of the crust. At km 360, V_p 6.3 km/s, occurs immediately above the Moho. This is about 30 km deeper than similar velocities on the other profiles. The 6.20 km/s isoline is also significantly deepened on south-western margin of the EEP.

RomUkrSeis velocity model is characterized by significant lateral heterogeneity, as well as by complex Moho topography. The geometry of the Moho within south-western margin of the EEP of the profile is profoundly variable, displaying a narrow keel. The maximum Moho depth at the apex of this keel is about 50 km and is the greatest Moho depth observed along the RomUkrSeis profile as a whole. The keel structure on the Moho (up to a depth of 50 km) in the area between the Inner and Outer Carpathians divides the crust of different thickness: 32–35 km under the younger area to the south-west and up to 42 km below the platform to the north-east.

On the RomUkrSeis profile, upper mantle velocities are not atypical with V_p 8.2 km/s. However, because crustal velocities immediately above the Moho are comparatively low in this segment of the profile, the velocity contrast at the Moho is higher than elsewhere. A feature of the structure of the subcrust mantle in the central part of the profile (250-320 km), where its thickness changes, is the upper mantle reflector is observed at 50–55 km depth and change in mantle thickness is observed on this part of profile too.

In the framework of the thesis the comparison of the structure of the lithosphere on the profiles crossing the south-western edge of the EEP on the territory of Ukraine, Poland and Romania is carried out. With respect to basin architecture and crustal structure, the POLONAISE'97 profile P4 is particularly comparable to the RomUkrSeis profile, with the sedimentary package of the Polish Trough, ~150 wide and ~ 10 km thick, is underlain by material with low P-wave velocity (5.8 km/s) down to 18 km, interpreted as deeply buried Neoproterozoic-Paleozoic strata. Like RomUkrSeis, relatively low velocity crust is also inferred below the basin to even greater depths (~28 km).

The PANCAKE (located parallel to RomUkrSeis at a distance of about 220 km) crustal velocity structure is broadly comparable with RomUkrSeis, with a Carpathian sedimentary prism displaying similar velocities but broader and deeper (down to 25 km depth compared to 20 km). The seismic reflection profile P-5 was used for the analysis of sedimentary prism on the edge of EEP. Profile P-5 is located parallel to the PANCAKE profile in 10-15 km to the north. The Fore-Carpathian Fault, its spatial connection with the structure of the Moho section testifies in favor of the deep nature of this fault.

In upper crust below the sedimentary prism, generally reduced velocities in the underlying crust compared to either the cratonic or Phanerozoic segments of the profile, though not as marked as seen on RomUkrSeis. More obvious differences occur in the lowermost crust and in the disposition of the Moho. The Moho is shallower deeper beneath the EEP on PANCAKE than on RomUkrSeis (45–50 km versus 35–40). The thicker EEP crust seen on PANCAKE is the

consequence of a high velocity lower crustal layer ($V_p \sim 7-7.4$ km/s) that is not imaged below RomUkrSeis and is most likely genetically linked to the existence of the Osnitsk-Mikashevichi Igneous Belt that formed in this part of the EEC in the Paleoproterozoic and which is younger than the unmodified Podolian Domain crossed by RomUkrSeis.

VRANCEA-2001 crosses the eastern terminus in the North Dobrogea orogen, lying at the southern margin of the EEP. Its velocity structure has similarities to RomUkrSeis, notably the Outer Carpathian-Carpathian foreland basin (Foscani Basin in this area) sedimentary prism displaying V_p less than 6 km/s down to about 20–22 km.

The comparative analysis of seismic models of WARR profiles, crossing southwestern margin of the EEP show that edge platform to strike a variable structure, breadth and evolution. There are a number of common features for velocity models crossing south-western margin of the EEP: sedimentary basins of different ages, depths and widths, located on the margin of the EEP; generally low velocity crust; significant changes in Moho depth beneath the margin of the EEP; profoundly variable geometry of the Moho at the TTZ. A common feature of Moho for all profiles is its depth in the TTZ segment from 25-35 km to more than 40 km within the EEP. A keel structure on the Moho boundary on the RomUkrSeis profile is usually not observed on other profiles that cross the margin of the EEP and TTZ north of the Carpathians. However, similar very abrupt Moho steps situated analogously to the Inner/Outer Carpathians contact were found along CEL11 profile intersecting the western Carpathians.

The thesis presents the spatial distribution of earthquake in order to study current activity of EEP. As EEP is one of the regions with low seismic activity, it has not been a priority for seismic monitoring for a long time. In recent years, the development of instrumental observations has shown that precambrian platforms also undergo modern deformations, which are more pronounced on their margin. Data on local earthquakes on the outskirts of EEP are presented in table in the appendix to the thesis and mapped to the study region. The epicenters of

earthquakes with magnitudes of 2–4 are located in the upper part of the earth's crust, and tectonically belong to the Volyn-Podilsk monocline.

The seismicity of the southwestern margin of the EEP is determined by both global and local tectonic activity. The global component is related to the proximity of the powerful Mediterranean-Alpine-Himalayan-Trans-Asian seismic belt. Involvement of the margin of the EEP in the deformation processes occurring in this zone is one of the causes of tectonic stresses, which can cause quite strong earthquakes. The earth's crust shows the ability to respond to local changes in stress between individual blocks and to global changes in the Mediterranean-Alpine-Trans-Asian seismic zone, which explains the seismic activity, particularly within Volyn-Podilsk monocline. The local component of the seismotectonic process is due to the modern activity of fault zones of regional scale.

The structure of the Earth's crust on the RomUkrSeis profile was compared with the lithosphere-asthenosphere boundary to identify the features of the structure of the lithosphere of the margin of the EEP. The thickness of the lithosphere along RomUkrSeis profile varies from west to east from 60 to 200 km. There is a significant thickening of the lithosphere at the 220 km along the profile. At the 300 km along RomUkrSeis there is a rather sharp jump down, after which the lithosphere reaches its maximum depths – up to 200 km – under the EEP. In this transition zone, which is associated with TTZ, changes are also observed in geophysical fields: strongly negative gravity anomaly (less than -120 mGal); transition from quiescent to more differentiated magnetic field; reduction of heat flow towards EEP. The change in thickness of the lithosphere observed within the TTZ indicates the decisive role of this lithosphere boundary in the development of the southwestern edge of the EPS and the formation of the Ukrainian Carpathians.

The structure of the crust and upper mantle revealed along the RomUkrSeis profile echoes many disparate geodynamic processes involved in its formation and deformation of this part of the EEP from the Archaean through to the present-day.

The thesis complements modern ideas about the structure of the earth's crust and the upper mantle of the southwestern margin of the EPS on the territory of Ukraine. The obtained results can be used to make geological and geotectonic models, as well as to explain geodynamic processes within the study region. The velocity characteristics of rocks and completeness of knowledge about the deep structure of the geological environment and geodynamic processes that occur in it, can be used in exploration for the development of mineral resources of the country. The results of the thesis are used in research of the Subbotin Institute of Geophysics of the NAS of Ukraine and can be used in teaching geological disciplines in higher education.

Key words: lithosphere, Earth's crust, mantle, Eastern European Platform, wide-angle reflection and refraction profile, seismic velocity.

СПИСОК ОПУБЛІКОВАНИХ ПРАЦЬ ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ*Статті в наукових фахових виданнях України*

1. Кендзера О.В., Гурова І.Ю., **Амашукелі Т.А.**, Лісовий Ю.В. Сучасний стан сейсмологічного моніторингу на території України. *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія*. 2003. № 26-27. С. 112–118.
2. Кендзера О.В., Гурова І.Ю., Андрущенко Ю.А., **Амашукелі Т.А.**, Лісовий Ю.В. Землетрус 12.03.2006 року в Житомирській області. *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія*. 2007. № 41-42. С. 66–69.
3. Гинтов О. Б., Муровская А. В., Егорова Т. П., Вольфман Ю. М., Цветкова Т. А., Бугаенко И.В., Колесникова Е.Е., Островной А. М., Бубняк И. Н., Фарфуляк Л. В., **Амашукели Т. А.** Глубинная сейсмогенная зона Вранча как индикатор геодинамического процесса. *Геофізичний журнал*. 2015. № 3. С. 22–49. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i3.2015.111101> (*Web of Science*)
4. Пігулевський П.Г., Кендзера О.В., Щербіна С.В., Вербицький С.Т., Шумлянська Л.А., Калініченко О.О., Гурова І.Ю., Ільєнко В.А., **Амашукелі Т.А.**, Чалий О.О. Природа Криворізького землетрусу 29 липня 2017 року. *Геолого-мінералогічний вісник Криворізького національного університету*. 2017. № 1. С. 92–104.
5. **Амашукели Т.А.**, Муровская А.В., Егорова Т.П., Альохин В. Глубинное строение Добруджи и Преддобруджинского прогиба как отражение развития Транс-Европейской шовной зоны. *Геофізичний журнал*. 2019. № 1. С. 153–171. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i1.2019.158869> (*Web of Science*)
6. Муровська А., **Амашукелі Т.**, Альохін В. Поля напружень та деформаційні режими в межах української частини Східних Карпат за

- тектонофізичними даними. *Геофізичний журнал*. 2019. № 2. С. 84–98.
<https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i2.2019.164455> (*Web of Science*)
7. Михайлик І.Ю., Ганієв А.З., Петренко К.В., **Амашукелі Т.А.** Структура і призначення обладнання сейсмологічної станції IRIS KIEV. Программний інтерфейс доступу к даним, надаваним станцією IRIS KIEV. *Геофізичний журнал*. 2019. № 6. С. 203–212.
<https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i6.2019.190077> (*Web of Science*)
8. Janik T., Starostenko V., Aleksandrowski P., Yegorova T., Czuba W., Środa P., Murovskaya A., Zajats K., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Wójcik D., Mechie J., Głuszyński A., Omelchenko V., Legostaeva O., Tolkunov A., **Amashukeli T.**, Gryn D., Chulkov S.. TTZ-South seismic experiment. *Geofizicheskiy Zhurnal*. 2020. № 3. С. 3–13.
<https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v42i3.2020.204698> (*Web of Science*)
9. Янік Т., Старостенко В., Александровський П., Єгорова Т., Чуба В., Срьода П., Муровська Г., Заяць Х., Коломієць К., Лисинчук Д., Вуйцик Д., Мечі Д., Глушинські А., Омельченко В., Легостаєва О., Толкунов А., **Амашукелі Т.**, Гринь Д., Чулков С. Сейсмічний експеримент TTZ-SOUTH. *Геофізичний журнал*. 2021. № 2. С. 28–44.
<https://doi.org/10.24028/gzh.v43i2.230189> (*Web of Science*)

Статті в закордонних наукових виданнях

10. Starostenko V., Janik T., Mocanu V., Stephenson R., Yegorova T., **Amashukeli T.**, Czuba W., Środa P., Murovskaya A., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Okoń J., Dragut A., Omelchenko V., Legostaieva O., Gryn D., Mechie J., Tolkunov A. RomUkrSeis: Seismic model of the crust and upper mantle across the Eastern Carpathians – From the Apuseni Mountains to the Ukrainian Shield. *Tectonophysics*. 794. 2020. 228620.

<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228620> (Scopus, Web of Science, квартиль Q1)

Тези доповідей і матеріали наукових конференцій

11. Кендзера О.В., Гурова І.Ю., **Амашукелі Т.А.**, Рожок Н.І. Аналіз сучасної сейсмічної активності західної частини Українського щита. *Нові геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища: матеріали наукової конференції до 75-річчя від Дня народження проф. Я.С.Сапужака*, Львів, 4–6 жовтня 2006 р., КВ ІГФ НАНУ, С. 32–34.
12. Кендзера О.В., Гурова І.Ю., **Амашукелі Т.А.**, Лісовий Ю.В. Землетрус 12.03.2006 року в Житомирській області. *Матеріали Всеукраїнської наукової конференції «Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища»*, Київ, 21–24 вересня 2006 р. К.: КНУ ім. Т.Шевченка. 2006. С.42–44.
13. Мироновская Л.В., **Амашукели Т.А.** Геодинамика и сеймотектоника области сочленения Карпат и Восточноевропейской платформы. *Международная научная конференция «Уроки и следствия сильных землетрясений (к 80-летию разрушительных землетрясений в Крыму)»*, Ялта, 25–28 сентября 2007 г.
14. Kendzera A., Lisovoi Yu., Farfuliak L., **Amashukeli T.**, Semenova Y. Lessons for Ukraine about recent strong earthquakes in the world. *International Conference on "Geodynamical Phenomena: From Observations and Experiments to Theory and Modelling"*, Kyiv, September 20-24, 2010. *Геофізичний журнал*. 2010. № 4. С. 60–62.
15. Кендзера А.В., Лесовой Ю.В., **Амашукели Т.А.**, Семенова Ю.В. Сейсмическая защита в Украине. *Материалы XVI международной конференции «Свойства, структура, динамика и минерогения литосферы Восточно-Европейской платформы»*, Воронеж, 20–24 сентября 2010 г. Том I: А-К. Воронеж: Научная книга, 2010. С. 326–331.

16. RomUkrSeis Working Group: **T. Amashukeli**, W. Czuba, J. Grzyb, A. Dragut, D. Gryn, T. Janik, K. Kolomiyets, O. Legostaeva, D. Lysynchuk, J. Mechie, V. Mocanu, J. Okon, V. Omelchenko, V. Starostenko, R. Stephenson, P. Sroda, & M. Trzeciak. The RomUkrSeis wide-angle seismic profile: preliminary results. *Abstract Volume 17 International SEISMIX Symposium «Seismology at the crossroads»*. Aviemore, Scotland, 15–20 May 2016.
17. RomUkrSeis Working_Group: **T. Amashukeli**, W. Czuba, A. Dragut, D. Gryn, T. Janik, K. Kolomiyets, O. Legostaeva, D. Lysynchuk, J. Mechie, V. Mocanu, J. Okoń, V. Omelchenko, T. Skrzynik, V. Starostenko, R. Stephenson, P. Środa, T. Yegorova. RomUkrSeis: the deep structure of the TESZ where it is obscured by the Eastern Carpathians. *Book of abstracts 18 International SEISMIX Symposium «Seismology between the Poles»*. Cracow, Poland, 17–22 June 2018.
18. Starostenko V., Janik T., Mocanu V., Stephenson R., Yegorova T., **Amashukeli T.**, Czuba W., Środa P., Murovskaya A., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Okoń J., Dragut A., Omelchenko V., Legostaeva O., Gryn D., Mechie J., Tolkunov A. Seismic model of the crust and upper mantle across the Eastern Carpathians – from the Apuseni Mountains to the Ukrainian Shield. *The General Assembly 2019 of the European Geosciences Union (EGU)*, Vienna, Austria, 7–12 April 2019. Geophysical Research Abstracts Vol. 21, EGU2019-5419-2, 2019.
19. Murovskaya A., **Amashukeli T.**, Yegorova T., Bezuhlyi R., Verpakhovska A., Nakapelukh M. The main features of the lithosphere structure along the PANCAKE profile in the context of geodynamics of the Carpathian-Pannonian region. *XVIIIth International Conference “Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects”*. Kyiv, Ukraine, 13–16 May 2019. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201902092> (Scopus)
20. Janik T., Starostenko V., Aleksandrowski P, Yegorova T., Czuba W., Środa P., Murovskaya A., Zajats Kh., Głuszyński A., Kolomiyets K., Lysynchuk

- D., Wójcik D., Omelchenko V., Legostaieva O., Mechie J., Tolkunov A., **Amashukeli T.**, Gryn' D., Chulkov S. The transition of the East European cratonic lithosphere to that of the Palaeozoic collage of the Trans-European Suture Zone as depicted on the TTZ-South deep seismic profile (SE Poland to NW Ukraine). *EGU General Assembly 2020*. EGU2020-7687. Online 4–8 May 2020. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-7687>
21. Janik T., Starostenko V., Aleksandrowski P., Yegorova T., Czuba W., Środa P., Murovskaya A., Zajats K., Głuszyński A., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Wójcik D., Omelchenko V., Legostaieva O., Mechie J., Tolkunov A., **Amashukeli T.**, Gryn' D., Chulkov S. TTZ-South seismic profile reveals the lithospheric structure along the SW border of the East European Craton in SE Poland and NW Ukraine. *Abstracts of SEISMIX 2020 – 19th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and their Margins*. Perth, Australia, 15–20 March 2020.

ЗМІСТ

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ СКОРОЧЕНЬ І СИМВОЛІВ	21
ВСТУП.....	22
РОЗДІЛ 1. ГЕОЛОГО-ГЕОФІЗИЧНА ВИВЧЕНІСТЬ ПІВДЕННО-ЗАХІДНОЇ ОКРАЇНИ СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ	30
1.1. Геологічна обстановка на південно-західній окраїні Східноєвропейської платформи	30
1.2. Вивченість окраїни Східноєвропейської платформи за геофізичними даними	36
1.2.1. Потенціальні поля.....	36
1.2.2. Електричне поле та магнітотелуричне зондування.....	40
1.2.3. Теплове поле.....	43
1.2.4. Будова окраїни Східноєвропейської платформи за даними сейсмічних методів	45
1.2.5. Будова окраїни Східноєвропейської платформи за даними сейсмотомографії	48
1.3. Визначення границі південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи на території України за даними попередніх досліджень	52
Висновки до Розділу 1	59
Перелік використаних джерел до розділу 1	60
РОЗДІЛ 2. БУДОВА ЛІТОСФЕРИ ПІВДЕННО-ЗАХІДНОЇ ОКРАЇНИ СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ ЗА СЕЙСМІЧНИМ ПРОФІЛЕМ ROMUKRSEIS	70
2.1. Геологічні та тектонічні умови вздовж профілю RomUkrSeis.....	70
2.2. Дані про потенційні поля та тепловий потік по профілю RomUkrSeis.	76
2.3. Сейсмічні дані та сейсмічне моделювання за профілем RomUkrSeis ...	78
2.4. Будова літосфери південно-західної окраїни СЄП за швидкісною моделлю за профілем RomUkrSeis	88
2.4.1. Осадовий шар	89

2.4.2. Кристалічна кора.....	93
2.4.3. Мохо і верхня мантія	93
Висновки до Розділу 2	94
Перелік використаних джерел до розділу 2	95
РОЗДІЛ 3. ПОРІВНЯЛЬНИЙ АНАЛІЗ СЕЙСМІЧНИХ МОДЕЛЕЙ ЗА ПРОФІЛЯМИ ГСЗ, ЯКІ ПЕРЕТИНАЮТЬ ПІВДЕННО-ЗАХІДНУ ОКРАЇНУ СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ	101
3.1. Дослідження структури літосфери південно-західної окраїни СЄП за швидкісною моделлю за профілем PANCAKE.....	101
Поява нового профілю ГСЗ RomUkrSeis, що пересікає південно-західну окраїну СЄП на території України зробила можливим та актуальним виконати порівняння його з профілем PANCAKE, який проходить також через окраїну СЄП на території України та виявити спільні характерні риси будови літосфери.	101
3.2. Глибинна будова Добруджі і Переддобрудзького прогину як відображення розвитку Транс'європейської шовної зони.....	110
3.3. Порівняльний аналіз швидкісних моделей за профілями ГСЗ, які перетинають південно-західну окраїну Східноєвропейської платформи за межами України	120
Висновки до розділу 3	126
Перелік використаних джерел до розділу 3	127
РОЗДІЛ 4. АНАЛІЗ СЕЙСМІЧНОСТІ ПІВДЕННО-ЗАХІДНОЇ ОКРАЇНИ СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ	135
Висновки до розділу 4	141
Перелік використаних джерел до розділу 4	142
РОЗДІЛ 5. ОСНОВНІ РИСИ ТЕКТОНІЧНОГО РОЗВИТКУ ОКРАЇНИ СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ В РАЙОНІ ПРОФІЛЮ ROMUKRSEIS	145
5.1. Докембрій-ранній палеозой	145
5.2. Пізній палеозой-мезозой	147

5.3. Кайнозой	148
Висновки до розділу 5	153
Перелік використаних джерел до розділу 5	154
ВИСНОВКИ.....	159
ДОДАТОК 1.....	162
ДОДАТОК 2.....	167
ДОДАТОК 3.....	168

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ СКОРОЧЕНЬ І СИМВОЛІВ

Алькапа – (Альпи-Карпати-Панонія) назва композитної мікроплити

ГСЗ – глибинне сейсмічне зондування

Дакія – назва композитної мікроплити

ЗЄП – Західноєвропейська платформа

ЛЛПП – Львівсько-Люблинський палеозойський прогин

ЛПП – Львівський палеозойський прогин

Мохо – границя Мохоровичича

ОМВП – Осницько-Мікашевицький вулканоплутонічний пояс

ПД – Північна Добруджа

ПКР – Передкарпатський розлом

РРЗ – Рава-Руська зона

РРР – Рава-Руський розлом

СГТ – (метод)спільної глибинної точки

СЄП – Східноєвропейська платформа

СЄК – Східноєвропейський кратон

ТЄШЗ – Транс'європейська шовна зона

Тися – назва композитної мікроплити

ТТЗ – Тейсейра-Торнквіста зона

ТТЛ – Тейсейра-Торнквіста лініамент

ПВ – пункт вибуху

V_P (V_S) – швидкість поперечної (поздовжньої) хвиль

ВСТУП

Обґрунтування вибору теми дослідження.

Окраїна Східноєвропейської платформи (СЄП) перекрита потужними різновіковими осадовими відкладами, що виводить геофізичні методи на перший план при її вивченні. На території України південно-західну окраїну СЄП перетинають геотраверс ІІ (Соллогуб и др., 1986), профіль PANCAKE (Starostenko et al., 2013a) та, частково, профіль DOBRE-4 (Starostenko et al., 2013 b). Польові дослідження по геотраверсу ІІ виконані Інститутом геофізики НАНУ у 1968 р. (Літосфера ..., 1988), сучасні міжнародні профілі PANCAKE та DOBRE-4 – у 2008 та 2009 роках відповідно, виконані Інститутом геофізики НАНУ спільно з закордонними установами в рамках міжнародного наукового проєкту. Використання при дослідженнях на цих профілях більш досконалих технологій при проведенні польових спостережень та інтерпретації одержаних даних дали змогу суттєво підвищити кількість та якість одержаної інформації стосовно будови земної кори і верхньої мантії до глибини 60–65 км. У серпні 2014 року Інститутом геофізики НАНУ разом з Інститутом геофізики Польської академії наук виконаний методом глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ) новий профіль RomUkrSeis. Результати досліджень по цьому профілю відкрили можливості для вивчення літосфери південно-західної окраїни СЄП. Геолого-тектонічна інтерпретація даних глибинного сейсмічного зондування вздовж профілю RomUkrSeis і додаткова інтерпретація профілів ГСЗ на території України та поза її межами, що перетинають південно-західну окраїну СЄП, дозволяють отримати новий матеріал, необхідний для дослідження структури літосфери.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами.

Результати досліджень отримано при виконанні державних бюджетних тем Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України: «Моніторинг геофізичних полів з метою зниження ризиків від небезпечних природних

явищ на території України (2007–2011 рр.)» № держ. реєстрації 107U0022195; «Геофізичний моніторинг геодинамічних процесів на території України у зв'язку з вирішенням проблем екологічної та сейсмічної безпеки» (2012–2016) № держ. реєстрації 0112U003046; «Розвиток методів вивчення сейсмічності території України та оцінки параметрів сейсмічної безпеки майданчиків важливих і екологічно небезпечних об'єктів» (2016–2020) № держ. реєстрації 0116U000130; «Інформаційні технології для оцінки сейсмічної безпеки на основі нових лазерних пристроїв: обробка геофізичних даних» (2015–2016) № держ. реєстрації 0115U000882; «Геофізичні дослідження будови і динаміки геологічного середовища для зниження безпеки від загрозливих явищ ендегенного походження на території України та Росії» (2012–2016), № держ. реєстрації 0112U003451; «Сейсмічні дослідження літосфери Центрального та Північного регіонів України для оцінки перспектив нафтогазоносності (GEORIFT)» (2012–2016) № держ. реєстрації 0112U003450; «Геофізичні дослідження літосфери зони зчленування Східноєвропейської та Західноєвропейської платформ у зв'язку з перспективами нафтогазоносності» (2014–2018) № держ. реєстрації 0109U002947; «Розвиток методів вивчення сейсмічності території України та оцінки параметрів сейсмічної безпеки майданчиків важливих і екологічно небезпечних об'єктів» (2018–2019) № держ. реєстрації 0118U001918; «Геофізичні дослідження глибинної будови, еволюції та геодинаміки зони зчленування Східноєвропейської та Західноєвропейської платформ (TESZ – Транс'європейська структурна зона) у зв'язку з прогнозом пошуків корисних копалин» (2019–2023) № держ. реєстрації 0119U000076; «Сейсмічні та геофізичні спостереження на платформній частині території України у 2014–2018 рр.» № держ. реєстрації 0114U000231; «Моніторинг геофізичних полів з метою зниження ризиків виникнення надзвичайних ситуацій від небезпечних природних явищ» (2017–2021) № держ. реєстрації 0117U000374; «Сейсмічні та геофізичні спостереження на платформній частині території України у 2019–2023 рр.» № держ. реєстрації 0119U000078; «Оцінка сейсмічної

небезпеки територій розміщення будівель і споруд значного класу відповідальності» (2021–2025) № держ. реєстрації 0121U107662; «Дослідження сейсмічності території України і параметрів сейсмічної небезпеки будівельних майданчиків» (2020–2021), № держ. реєстрації 0120U000190.

Мета і завдання дослідження.

Мета дисертаційного дослідження полягає у з'ясуванні структури літосфери південно-західної окраїни СЄП на території України за новітніми профілями глибинного сейсмічного зондування.

Для досягнення поставленої мети необхідно було вирішити наступні завдання:

- прийняти участь у польових дослідженнях за профілем RomUkrSeis; зібрати та узагальнити геолого-геофізичні дані;
- побудувати узагальнений геологічний розріз за профілем для використання в якості початкової моделі у процесі моделювання сейсмічного матеріалу;
- побудувати геолого-тектонічну інтерпретаційну модель за швидкісною моделлю за профілем RomUkrSeis;
- виконати співставлення інтерпретаційної моделі за профілем RomUkrSeis із сейсмогеологічними розрізами за профілями СГТ;
- побудувати підшву літосфери за профілями RomUkrSeis та PANCAKE та порівняти структуру кори з потужністю літосфери;
- виконати порівняльний аналіз інтерпретаційної моделі за профілем RomUkrSeis з іншими профілями ГСЗ, які проходять через південно-західну окраїну СЄП на території України, Польщі та Румунії.

Об'єкт досліджень – структура літосфери південно-західної окраїни СЄП.

Предмет досліджень – швидкісні моделі глибинних розрізів земної кори, які перетинають південно-західну окраїну СЄП на території України, Польщі та Румунії.

Методи дослідження. За допомогою глибинних ширококутних сейсмічних досліджень за заломленими та відбитими хвилями отримані експериментальні дані за профілем RomUkrSeis. Метод прямого хвильового моделювання з використанням узагальненого геологічного розрізу про структуру верхніх шарів земної кори застосовано при побудові швидкісної моделі за профілем RomUkrSeis. Геолого-тектонічна інтерпретація швидкісної моделі виконувалась на основі синтезу геолого-геофізичної інформації.

Наукова новизна одержаних результатів.

1) Вперше отримано нові експериментальні дані методом глибинного сейсмічного зондування. Побудовано швидкісну модель за профілем RomUkrSeis з використанням узагальненого геологічного розрізу на основі геолого-геофізичної інформації про структуру верхніх шарів земної кори.

2) Вперше виконано геологічну інтерпретацію швидкісної моделі за профілем RomUkrSeis. Виявлено на південно-західній окраїні СЄП двошаровий осадовий прогин: верхній шар до глибини 5 км зі швидкостями повздовжніх хвиль до $\sim 4,9$ км/с є складовою частиною Карпатської покривно-насувної споруди, нижній – до глибини 15 км зі швидкостями $\sim 5,35$ км/с являє собою палеозойсько-мезозойські відклади.

3) Вперше на швидкісній моделі за профілем RomUkrSeis під осадовим прогином на окраїні СЄП (на глибині від 10 до 40 км) виявлено знижені швидкості повздовжніх хвиль (6,2–6,3 км/с), які розповсюджуються на всю потужність кори. Понижені значення швидкостей повздовжніх хвиль, геофізичні аномалії та структура кори в цій області можуть свідчити на користь її розущільнення та розтягу.

4) Обґрунтовано глибинну природу Передкарпатського розлому (найбільш виразного розлому південно-західної окраїни СЄП) за профілями RomUkrSeis і PANCAKE та встановлено його просторовий зв'язок зі структурою розділу Мохо.

5) Підтверджено, що для швидкісних моделей за профілями ГСЗ, які перетинають південно-західну окраїну СЄП характерні наступні спільні риси: наявність осадових прогинів та зміна потужності кори на окраїні платформи; складний рельєф поверхні Мохо. Крім спільних рис на профілі RomUkrSeis виявлено наявність кіля на границі Мохо, який розділяє кору різної потужності.

Практичне значення одержаних результатів.

Дисертаційна робота доповнює сучасні уявлення про будову земної кори і верхньої мантії південно-західної окраїни СЄП на території України. Отримані результати можуть використовуватися для побудови глибинних геологічних та геотектонічних моделей, а також для пояснення геодинамічних процесів у межах регіону дослідження. Швидкісні характеристики порід та повнота знань про глибинну будову геологічного середовища і геодинамічні процеси, які в ньому відбуваються, можуть бути використані при пошукових роботах для розвитку мінерально-сировинної бази країни. Результати дисертаційної роботи застосовуються у дослідженнях Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України та можуть використовуватись при викладанні геологічних дисциплін у вищих учбових закладах.

Особистий внесок здобувача.

Вихідні сейсмічні дані по профілю RomUkrSeis були отримані при безпосередній участі дисертанта в польових дослідженнях. Із залученням геологічних карт та даних по свердловинам здобувач побудувала геологічний розріз, який було використано для вихідної моделі вздовж профілю RomUkrSeis. Геолого-тектонічна інтерпретація швидкісної моделі по профілю та підготовка до публікації результатів ГСЗ в міжнародному науковому виданні виконувалась за участю здобувача. Автор виконала розширену аргументовану інтерпретацію отриманої швидкісної моделі з урахуванням геолого-геофізичної інформації та інших сейсмічних моделей, які були отримані в межах району досліджень. В результаті виконаного

аналізу дисертантом виділено основні риси, які спостерігаються на швидкісних моделях, що перетинають південно-західну окраїну СЄП, уточнена та узагальнена структура літосфери південно-західної окраїни СЄП.

Особистий внесок здобувача в основні роботи, виконані у співавторстві, визначається наступним чином. Стаття [Кендзера и др., 2003] – систематизація та аналіз землетрусів в районі дослідження. [Кендзера та інш., 2007] – обробка сейсмічних записів землетрусу, інтерпретація отриманих результатів. [Пігулевський та інш., 2017] – систематизація геолого-геофізичної інформації в межах району дослідження, аналіз природи землетрусу. [Гинтов и др., 2015] – збір, систематизація та аналіз землетрусів зони Вранча, участь у інтерпретації отриманих результатів. [Амашукели и др., 2019] – постановка задачі, опис геологічної будови Добруджі та Переддобрудзького прогину, аналіз сейсмічності Добрудзької сейсмогенної зони. [Муровська та інш., 2019] – участь у постановці задачі, дослідження деформаційних режимів в межах Східних Карпат. [Михайлик и др., 2019] – постановка задачі, опис програмного інтерфейсу доступу до сейсмічних даних, аналіз сейсмічних даних. [Janik et al., 2020] – опис тектонічної будови південно-західної окраїни СЄП у межах профілю TTZ-South, участь у інтерпретації отриманих сейсмічних результатів по профілю. [Starostenko et al., 2020] – сейсмічні дані для цієї роботи були отримані при безпосередній участі дисертанта в польових дослідженнях, побудова узагальненого геологічного розрізу за профілем для використання в якості початкової моделі у процесі моделювання сейсмічного матеріалу, участь у геолого-тектонічній інтерпретації сейсмічної моделі по профілю. [Янік та інш., 2021] – участь у експериментальних дослідженнях, аналіз та систематизація геолого-геофізичної інформації за профілем TTZ-South, опис структури літосфери південно-західної окраїни СЄП у межах профілю.

Апробація результатів дисертації.

Основні положення та результати дисертаційної роботи були представлені на міжнародних і регіональних конференціях та семінарах у

формі усних та стендових доповідей: Наукова конференція до 75-річчя від Дня народження проф. Я.С.Сапужака, Львів, 4–6 жовтня 2006 р.; Всеукраїнська наукова конференція «Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища», Київ, 21-24 вересня 2006 р.; Міжнародна наукова конференція «Уроки и следствия сильных землетрясений (к 80-летию разрушительных землетрясений в Крыму)», Ялта, 25–28 вересня 2007 р.; XVI Міжнародна конференція «Свойства, структура, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы», Воронеж: 20–24 вересня 2010 р.; International Conference on "Geodynamical Phenomena: From Observations and Experiments to Theory and Modelling", September 20-24, 2010, Kyiv, Ukraine; 17 International SEISMIX Symposium «Seismology at the crossroads». 15–20 May 2016, Aviemore, Scotland; 18 International SEISMIX Symposium «Seismology between the Poles». 17–22 June 2018 Cracow, Poland; The General Assembly 2019 of the European Geosciences Union (EGU), 7–12 April 2019, Vienna, Austria; XVIIIth International Conference “Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects”. 13–16 May 2019, Kyiv, Ukraine; EGU General Assembly 2020. Online 4–8 May 2020; SEISMIX 2020 – 19th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and their Margins. 15th–20th March 2020, Perth, Australia.

Публікації.

Основні результати та висновки викладені в дисертаційній роботі, одержані автором особисто та опубліковані в журналах, які входять до затвердженого МОН Переліку наукових фахових видань України наук про Землю, та іноземних виданнях. За темою дисертації автором опубліковано 21 наукову працю: 10 статей, із них 7 статей індексується у міжнародній наукометричній базі Web of Sciences, з яких 1 стаття – у базі SCOPUS з квантилем Q1, та 11 матеріалів та тез доповідей на міжнародних конференціях.

Обсяг і структура дисертації.

Дисертаційна робота викладена на 169 сторінках машинописного тексту, складається з анотації, вступу, 5 розділів, загальних висновків, списку використаних джерел та 3 додатків. Обсяг основного тексту дисертації складає 131 сторінки друкованого тексту. Робота ілюстрована 40 рисунками та 1 таблицею. Список використаних джерел містить 178 найменувань.

Подяки. Автор висловлює глибоку подяку науковому керівнику і наставнику доктору геол. наук Муровській Ганні Валеріївні за допомогу у постановці задачі, цінні поради, корисні та цікаві обговорення за темою дослідження. Автор щиро вдячна керівнику відділу сейсмічної небезпеки, член-кореспонденту НАН України, канд. фіз.-мат. наук Кендзері Олександровичу Володимировичу за наукові консультації та підтримку у виконанні наукових досліджень. Дисертаційна робота виконана в Інституті геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, директором якого є академік НАН України, доктор фіз.-мат. наук, професор Старостенко Віталій Іванович, якому автор вдячна за всебічну підтримку при виконанні роботи. Здобувач висловлює подяку усім співробітникам Інституту геофізики та іноземним колегам, які брали участь в польовому експерименті методом ГСЗ за профілем RomUkrSeis.

РОЗДІЛ 1. ГЕОЛОГО-ГЕОФІЗИЧНА ВИВЧЕНІСТЬ ПІВДЕННО-ЗАХІДНОЇ ОКРАЇНИ СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ

1.1. Геологічна обстановка на південно-західній окраїні Східноєвропейської платформи

Ядром Європейського континенту є Східноєвропейський кратон (СЕК), розташований на Східноєвропейській платформі (СЄП). СЕК складається з докембрійських террейнів Сарматії, Фенноскандії і Волго-Уралії. Террейни поступово амальгамували в палеоконтинент Балтика в період пізнього палеопротерозою (до 1.80–1.79 млрд років). Зі сходу платформа обмежена герцинідами Уралу; з північного сходу – байкалідами Тімана; з північного заходу – каледонідами Скандинавії; з півдня – переважно Скіфською плитою, і лише в районі Східних Карпат до платформи примикають складчасті споруди альпід, накладені на байкаліди і герциніди (рис. 1.1) [Bogdanova et al., 2005; Bogdanova et al., 2016].

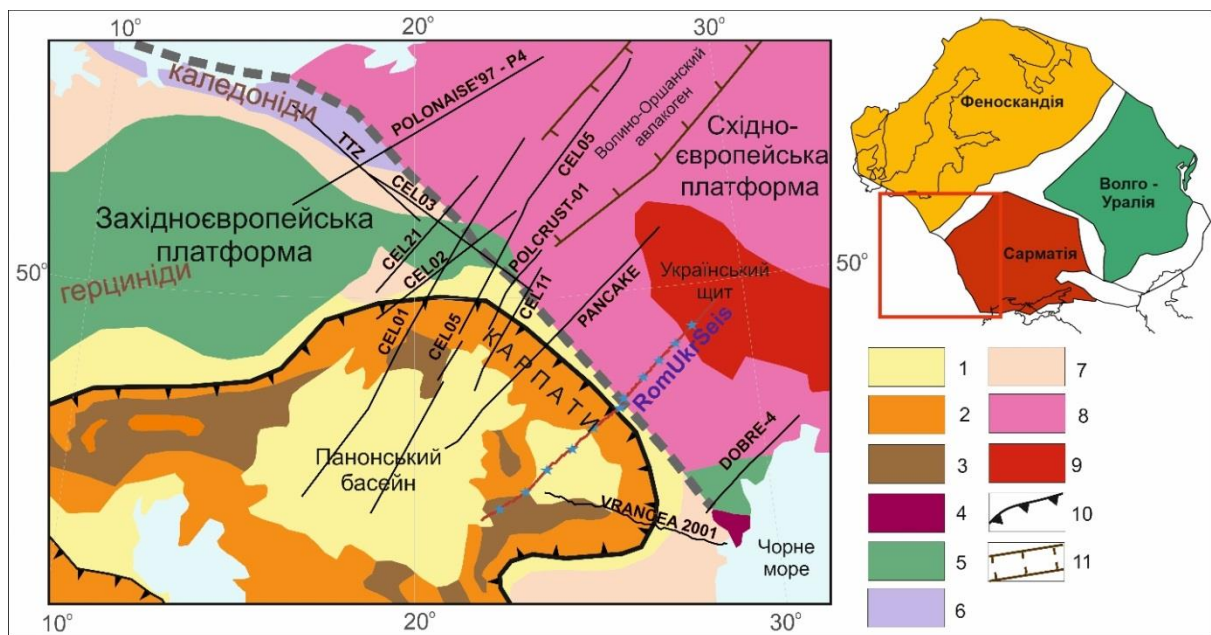


Рис. 1.1 Спрощена тектонічна схема південно-західної окраїні СЄП [за Nawrocki and Becker, 2017]: 1 – Альпійський прогин та внутрішньогірські басейни; 2 – альпійський складчастий пояс; 3 – герцинські та давніші масиви в межах Альпійського поясу; 4 – кімерійський складчастий пояс; 5 – герцинський складчастий пояс, переважно під пермсько-кайнозойським

чохлом; 6 – каледонський складчастий пояс під девон-кайнозойським чохлом; 7 – кадомський (байкальський) фундамент під палеозойсько-кайнозойським чохлом; 8 – архейський і протерозойський кристалічний фундамент під чохлом, від вендського (едіакарського) до кайнозойського віку; 9 – архейський і протерозойський фундамент; 10 — альпійський фронт насуву; 11 – неопротерозойський континентальний рифт (авлакоген); суцільні лінії чорного кольору – профілі ГСЗ; пунктирна лінія сірого кольору – лініамент Тейсейра-Торнквіста.

Вздовж зони зчленування Фенноскандії–Сарматії проходить Осницько-Мікашевицький вулканоплутонічний пояс (ОМВП) віком 2.05–1.95 млрд років [Bogdanova et al. 1996, 2006, 2008]. Він простягається в північно-східному напрямку вздовж північно-західного краю Сарматії. Зону зчленування Фенноскандії–Сарматії просторово успадковує Волино-Оршанський авлакоген (ВОА), який формувався протягом тривалого часу (1.18–0.62 млн. років) в результаті утворення, розвитку і розпаду суперконтиненту Родинії [Poprawa and Paczeńska 2002, Paczeńska and Poprawa 2005, Nawrocki and Poprawa 2006]. Кристалічний фундамент СЄП на території України представлений в Сарматській провінції та частиною ОМВП.

Кристалічний фундамент СЄП перекритий чохлом верхньопротерозойських, нижньопалеозойських і мезокайнозойських відкладів. На окраїні платформи розташовується Волино-Подільська монокліналь. Її фундамент занурюється в південно-західному напрямку під кутом 1–2 градуси доходячи до глибини 1500 км. Будова окраїни СЄП відрізняється в межах України з північного заходу на південний схід. На окраїні СЄП в Західній Україні розташований Львівський палеозойський прогин (ЛПП). Пологий східний борт ЛПП входить до складу Волино-Подільської монокліналі. Тут відклади едіакарія-карбону зростають по потужності від 0,3 км до 6 км біля Львову. Далі на північний захід у бік

Українсько-Польського кордону потужність едіакарія різко зростає, досягаючи до ~8–9 км. По західному борту ЛПП, у відповідності з Тектонічної картою України, 2004 проходить границя СЄП з ЗЄП. У зоні контакту ЗЄП включає Розтоцьку зону и Лежайський масив з байкальським фундаментом та Рава-Руську і Коханівську зони з каледонським фундаментом [Круглов та інш., 2007] (рис. 1.2а). В межах Львівського басейну, який відображає перехід від докембрійської СЄП до палеозойської ЗЄП, присутні сліди герцинської деформації, яка зачіпає едіакарійські-карбонові породи, які, в свою чергу, перекриті зверху недеформованими мезокайнозойськими відкладами [Круглов та інш., 2007].

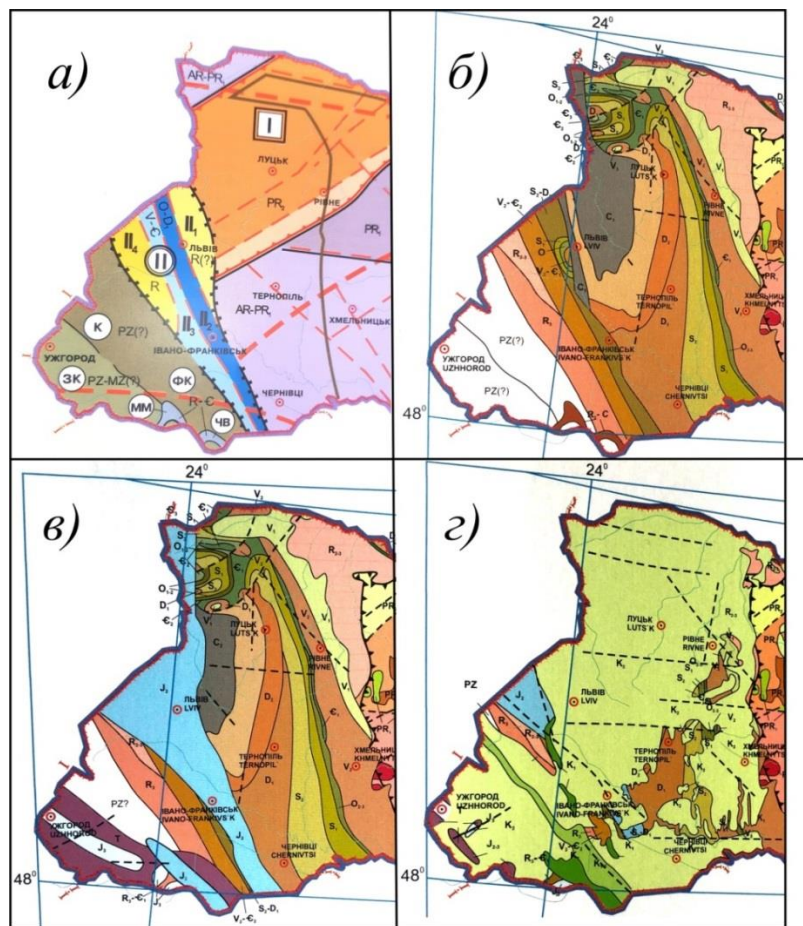


Рис. 1.2 Карти геологічних зрізів південно-західної окраїни СЄП на території України: а) будова платформного фундаменту, за [Круглов та інш., 2007]; б) геологічна карта до-пермських відкладів; в) геологічна карта до-крейдових відкладів; г) геологічна карта до-палеогенових відкладів, за [Атлас: Літосфера..., 2005].

У будові осадового чохла окраїни СЄП виділяється кілька кутових і стратиграфічних неузгоджень, які відображають різні етапи його формування. Геологія окраїни СЄП сильно відрізняється на різних структурних поверхах. Ілюстрацією просторових особливостей будови осадового чохла є геологічні зрізи на різних вікових рівнях (рис. 1.2) [Атлас: Літосфера ..., 2005].

Найнижчий структурний рівень в будові осадового чохла представляє потужна товща едіакарію [Заяц, 2013]. Верхньопротерозойські вулканогенно-осадові відклади формують Волино-Оршанський авлакоген північно-східного простягання, який розвинувся вздовж сутурної зони між тектонічними провінціями СЄП – Фенноскандією та Сарматією. Вулканогенно-осадові відклади верхнього венду і нижнього кембрію відображають формування Дністровського перікратона північно-західного простягання вздовж південно-західної границі СЄП [Круглов та інш., 2007].

Відклади середнього-верхнього кембрію, силуру і нижнього девону, які залягають зверху з кутовим неузгодженням, відображають занурення окраїни платформи, яке досягло свого максимуму в силурі. В межах Подільської височини в басейні р. Дністер і його притоків ерозією розкриті субгоризонтально залягаючи під крейдою палеозой і едіакарій, де вони доступні для безпосереднього вивчення [Круглов та інш., 2007; Атлас: Літосфера ..., 2005].

Верхньопротерозойські-ранньокембрійські відклади інтерпретуються як результат рифтингу в пізньому неопротерозої вздовж південно-західній окраїни Балтики з типовим потрійним рифтовим зчленуванням [Vogdanova et al., 2008]. Дві гілки сформував рифт Торнквіста (на місці Дністровського перікратона), а третю гулку становив Волино-Оршанський рифт. Відклади кембрію і ордовику відображають етап термальної усадки наслідків рифтогенезу. У силурі окраїна СЄП зазнала флексурного вигину, так як на ній заклався передовий прогин каледонід [Poręwa et al., 2006].

На допермському зрізі (рис. 1.2б) виділяються з північного сходу на південний захід: Львівський палеозойський прогин, Рава-Руська і Коханівська зони та Лежайський масив. Відклади середнього девону-карбону присутні тільки в межах Львівського басейну і відображають основну стадію його формування. На них залягають епіконтинентальні мілководні морські юрські, крейдяні і кайнозойські осади із загальною потужністю не більше 1 км [Круглов та інш., 2007].

Середній палеозой посідає особливе місце у геологічній історії формування південно-західної окраїни СЄП. З ним пов'язане формування потужної різнофаціальної товщі силуру і девону, яка різко відрізняється від підстелюючих та перекриваючих відкладів і є відображенням геологічних процесів, що відбувалися на краю платформи при переході від каледонського до герцинського етапу розвитку. Характер та інтенсивність цих процесів визначалися розміщенням регіону, який у тектонічному відношенні належав до зони перикратонних опускань, а в палеогеографічному – був дном шельфового моря [Poręba et al., 2006].

Тектонічний режим на південно-західній окраїні СЄП на початку герцинського етапу її розвитку різко змінився, що зумовило перебудову структурного плану регіону та специфічність будови Львівського прогину. Розвиток південно-західної окраїни СЄП у середньому палеозої можна розділити на два подібні цикли: силурійсько-ранньодевонський і середньодевонський-кам'яновугільний [Paczeńska and Poręba 2005].

На до-крейдяному зрізі чітко виділяється Стрійський басейн, який накладений на край платформи (рис. 1.2в). Верхньоюрські відклади заповнюють також західний борт Львівського прогину. Широкий розвиток крейдяних осадів, що покривають більшу частину краю СЄП, чітко ілюструється картою до-кайнозойського зрізу (рис. 1.2г). Мілководні морські відклади крейди лежать субгоризонтально і на регіональному рівні формують пологі складки [Mazur et al. 2020]. Тектонічні рухи кінця крейди сформували інверсійний вал на краю платформи в результаті чого гетерогенний

(неопротерозойський-ранньопалеозойський) фундамент Лежайської, Коханівської та Рава-Руської зон був виведений на денну поверхню (рис. 1.2г), який пізніше, при формуванні Передкарпатського прогину був перекритий міоценом [Круглов та інш., 2007]. На території Польщі північно-західним продовженням інверсійного валу є Свентокшиські гори (Holy-Cross High) [Mazur et al. 2005].

Передкарпатський прогин почав формуватися на пасивній континентальній окраїні СЄП наприкінці палеогену. Передкарпатський прогин сформувався на різновікових (від пізнього протерозою до еоцену) структурах доальпійської Європи. З врахуванням відмінностей у віці, будові земної кори та історії розвитку донеогенового фундаменту і особливостей формування кайнозойської осадової товщі в прогині виділяють три тектонічні зони – Більче-Волицьку, Самбірську та Бориславсько-Покутську. В основі Передкарпатського прогину і передових складок Карпат бурінням відкрито відклади рифею, венду, кембрію, силуру, девону і мезозою, а інколи й палеогену в платформних фаціях пасивної окраїни СЄП, на яку насунутий покрив Східних Карпат. Зовнішня (автохтонна) частина Передкарпатського прогину – Більче-Волицька зона – є, по суті, підсунена та занурена за системою скидів і флексур окраїна платформи, заповнена потужною карбонатно-теригенною товщею середнього-верхнього міоцену [Державна..., 2005].

Південна границя СЄП. Існує більше десятка варіантів границі СЄП зі Скіфською мікроплитою. Різні варіанти положення південної границі СЄП обумовлені складністю геолого-тектонічної будови зчленування СЄП зі Скіфською мікроплитою та неодноразовою перебудовою тектонічного плану в процесі еволюції літосфери. Найбільш прийнятними варіантами південної границі СЄП є: 1) розломи Азовський та Голіцинський (останній розлом асоціюється з тектонічним розтягом (рифтингом) уздовж південного краю СЄП); 2) Кагул-Ізмаїльський розлом, який розділяє Нижньопрутський виступ Північної Добруджі і Переддобрудзький прогин [Старостенко и др., 2005].

Переддобрудзький прогин локалізований між Добруджею та СЄП. Це визначає складний характер його фундаменту, поверхня якого у морфологічному відношенні занурюється в межах локальних депресій до глибин 7–9 км, тоді як на їх периферії підіймається до відмітки 2,8–4,0 км. Північна частина прогину залягає на древньому фундаменті СЄП, а південна – на фундаменті орогену Північної Добруджі.

Аналіз геологічних карт і розрізів дозволяє виділити ряд яскравих етапів у розвитку південно-західної окраїни СЄП, які будуть використані в даній роботі при подальшій інтерпретації даних отриманих методом ГСЗ.

1.2. Вивченість окраїни Східноєвропейської платформи за геофізичними даними

З окраїною СЄП тісно пов'язані поняття: зона Тейсейра-Торнквіста (ТТЗ), лініамент Тейсейра-Торнквіста (ТТЛ) та Транс'європейська шовна зона (ТЄШЗ). Визначимо ці терміни, так як вони зустрічаються у дисертаційній роботі та мають різні значення. За сучасним визначенням [Grad, 2019] ТТЛ маркує границю СЄП в осадовому чохла на земній поверхні, ТТЗ маркує цю границю на глибині, або по Мохо [Гинтов и др., 2014]. ТТЗ та ТТЛ можуть не збігатися, тому що деформовані герцинські осадові комплекси, які належать до ЗЄП, можуть перекривати кору СЄП. Термін ТЄШЗ був запропонований [Berthelsen, 1993] для об'єднання террейнів, що прилягають до краю СЄП з південного заходу, пізніше концепція ТЄШЗ отримала визначення як зона акреції раннепалеозойських террейнів [Pharaoh, 1996; Dadlez et al., 2005].

1.2.1. Потенціальні поля

Магнітне поле

Окраїна СЄП та ТТЗ добре виділяється у магнітному полі, саме по магнітному полю ТТЗ була виділена у 1908 році німецьким геологом Олександром Торнквістом. Він помітив фундаментальну відмінність геологічної будови платформного чохла жорсткої СЄП та її більш мобільного

південно-західного краю. Свого часу територію Польщі було поділено на дві частини: північно-східну (західну частину СЄП із значними магнітними аномаліями) та південно-західну (із спокійним ходом ізодинам, та відсутністю помітних аномалій).

На карті аномального магнітного поля СЄП [Орлюк, Марченко, 2011], побудованої на основі карти аномального магнітного поля світу [Purucker, 2007], створеної в результаті узагальнення і приведення до одного рівня різночасових і різномасштабних наземних, морських, аеро- і супутникових зйомок, чітко проглядається границя СЄП та границі її великих сегментів [Пашкевич та ін., 1985; Орлюк, 1984; 2000].

Особливості магнітного поля загалом відображають основні характерні ознаки будови земної кори. Визначальною є глибина до підосви фундаменту, який у різних частинах регіону відрізняється також як за складом порід, так і за їх віком. Із зменшенням глибини залягання поверхні кристалічного фундаменту у межах СЄП магнітне поле стає більш контрастним з виразними локальними аномаліями різного знаку. Вони пояснюються як петрографічною неоднорідністю, так і структурно-тектонічними особливостями кристалічної основи СЄП. У магнітному полі (рис. 1.3) занурення поверхні фундаменту відображено загальним зниженням його інтенсивності та диференційованості. Характер магнітного поля в районі Передкарпатського прогину відображає особливості будови осадового чохла прогину [Заяц, 2013]. Для Карпатської споруди характерне спокійне, слабоаномальне магнітне поле внаслідок занурення поверхні кристалічного фундаменту [Орлюк, 2000].

Львівська регіональна аномалія, яка виділяється на багатьох картах магнітних аномалій, належить до класу “шовних” магнітних аномалій, які картують довгоживучі зони зчленування великих тектонічних структур. Вважається, що формування Львівської магнітної неоднорідності пов’язане із збагаченням порід магнетитом на різних етапах розтягу та прогину земної

кори. Деякі дослідники пов'язують цю аномалію з границею СЄП [Орлюк, 1984; Пашкевич и др., 1990].

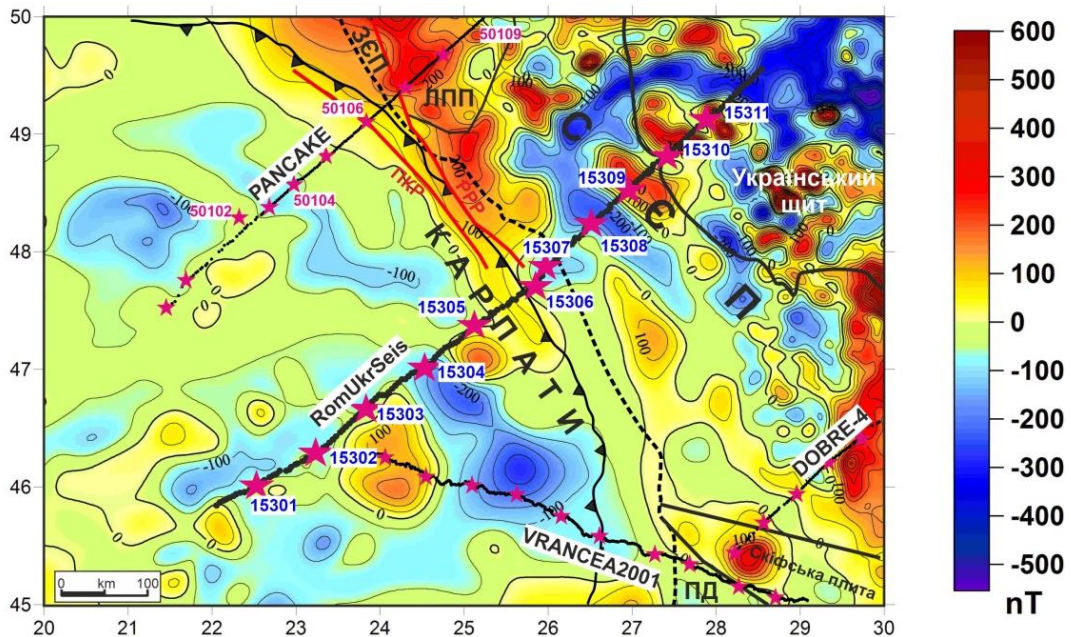


Рис. 1.3 Карта магнітних аномалій та положення профілів ГСЗ [EMAG2, <https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/emag2.html>]. Точки чорного кольору пунктирні спостереження, зірками позначені пункти вибуху по профілях; пунктирна лінія чорного кольору – границя Передкарпатського прогину; суцільні лінії червоного кольору – розломи: ПКП – Передкарпатський, РРР – Рава-Руський. Скорочення на карті: СЄП – Східноєвропейська платформа, ЗЄП – Західноєвропейська платформа, ЛПП – Львівський палеозойський прогин, ПД – Північна Добруджа.

У роботі [Орлюк та Пашкевич, 2012] запропоновано два механізми утворення глибинних джерел регіональних магнітних аномалій: перший – формування їх на стадії переважного розтягу земної кори в зонах рифтів і зонах тектоно-магматичної активізації (такі джерела утворюються на ранніх стадіях великих тектоно-магматичних циклів і являються первинними до джерел, які формуються в результаті другого механізму); другий – субдукційно-обдукційний механізм, з одної сторони це підсув магнітної кори океанічного типу в результаті субдукції під кору континентального типу з можливим «злиттям» магнітоактивних шарів у нижній частині кори, а

з другої – насичення верхньої частини розрізу продуктами плавлення субдукованої кори. Потім на сформовані таким чином глибинні джерела земної кори, які представлені магнітними мінералами первинного (магматичного) походження, накладаються джерела транскорових розломів. Транскорові розломи, при цьому, можуть як успадкувати систему глибинних розломів активних етапів формування розглянутих структур, так і формувати новий структурний план [Орлюк та Пашкевич, 2012].

За характером магнітного поля визначається за [Wybraniec, 1998] положення лініаменту Тейсейра-Торнквіста, який поділяє Центральну Європу на дві області. На північному сході від ТТЛ в межах СЄП магнітне поле характеризується значною неоднорідністю, а амплітуди магнітних аномалій досягають (± 750 нТл). На південному заході від ТТЛ магнітне поле згладжене і досить однорідне, зі слабкими аномаліями амплітудою до ± 100 нТл.

Гравітаційне поле.

Аномальне гравітаційне поле окраїни СЄП змінюється в широких межах в зв'язку з великою різноманітністю розподілу густини порід земної кори і верхньої мантії (рис. 1.4). На окраїні платформи спостерігається поступове зменшення напруженості гравітаційного поля в редукції Буге до -100 мГал під фронтальною частиною споруди Карпат, що узгоджується з гіпсометричним планом поверхні дорифейського кристалічного фундаменту і земної кори, які у цьому напрямку утворюють від'ємну структуру. Регіональний мінімум гравіметричного поля збігається з напрямком Передкарпатського розлому – найбільш високоамплітудного в тектонічній системі. На думку більшості дослідників про відповідність регіонального мінімуму сили тяжіння прогнутій частині Карпатської споруди і збільшеної потужності земної кори, зауважимо, що його зміщення до фронтальної частини Передкарпатського прогину пов'язане із зростанням в ньому потужності легких моласових та соленосних порід [Заяц, 2013]. В

Передкарпатському прогині, де присутня потужна осадова площа і суттєво занурена границя кора–мантія, або розділ Мохо, спостерігається мінімальне значення поля в редукції Буге (до -100 мГал). На захід від Карпат розділ Мохо різко піднімається і поле стає додатнім (до $+30$ мГал). Максимальні глибини (до 20 км) поверхні кристалічного фундаменту під Передкарпатським прогином відповідають найбільш глибокому заляганню поверхні Мохо. Однак на північному заході максимальне занурення останньої поширюється на схил СЄП. Локальні гравітаційні аномалії у межах СЄП зумовлені, як вважає більшість дослідників, особливостями петрографічного складу кристалічного фундаменту [Мончак Л. та Аникеев С., 2017; Красовский, 1981; Степанюк та інш., 2003].

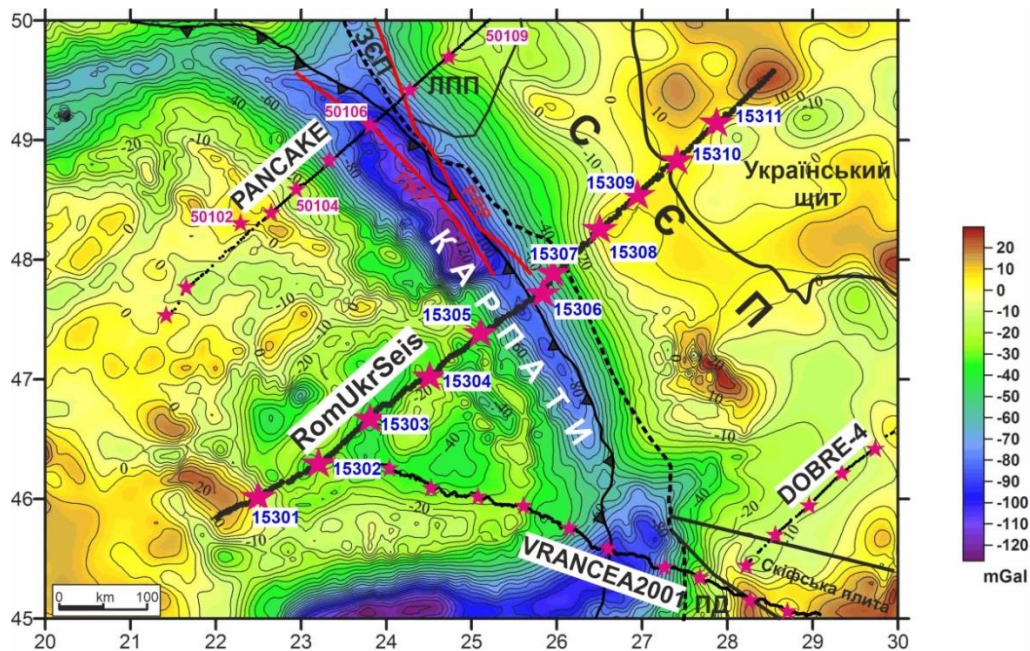


Рис. 1.4 Карта аномалій Буге [Wybraniec et al., 1998) та положення профілів ГСЗ. Умовні позначення на рис. 1.3.

1.2.2. Електричне поле та магніотелуричне зондування

Досить детально окраїна СЄП досліджена електричними методами. Неоднорідний розріз земної кори за магніотелуричним зондуванням (МТЗ) відображається на картах інтегральної провідності та електричного опору або геоелектричних розрізах різних глибин. Одержані аномалії за даними МТЗ

пов'язуються не лише зі структурною будовою регіону. В них здебільшого присутні ефекти неоднорідного складу порід [Kulik, 2002].

Високі опори електромагнітного поля тяжіють до Волино-Подільської монокліналі СЄП, низькі – до Передкарпатського прогину. У північно-західній частині Карпат і частково Передкарпатському прогині розташовуються високоомні Карпатська та Яворівська аномалії електромагнітного поля. Вони наближаються одна до одної, звужуючи низькоомний простір Передкарпатського прогину, очевидно, за рахунок розвитку у цій частині товщ рифейських утворень. Максимальні потужності відкладів рифею і зменшення глибин їх залягання можуть бути пов'язані з Яворівською аномалією високого опору. У Східних Карпатах аномалія електропровідності супроводжується в області окраїни СЄП та ТТЗ структурами низького електричного опору [Бурахович и Кулик, 2000].

На карті ефективного електричного опору на періоді 1 с, яка була побудована за даними МТЗ [Атлас: Літосфера., 2005], ефективний опір в межах СЄП досягає 5000–10000 Ом.м для Українського щита та поступово починає зменшуватись в напрямку Карпат (3–5 Ом.м).

Границя палеозойських герцинід Центральної Європи з Карпатською спорудою характеризуються значним контрастом у електропровідності земної кори, тоді як північно-східний контакт герцинід і архейським блоком СЄП відзначається Північно-німецько-польською аномалією. Ця регіональна структура в геоелектричному відношенні характеризується шаром високої електропровідності у земній корі на глибинах 50 км та шаром на глибинах середньої мантії з покрівлею 600–800 км, у протяжній області від 15° до 40° с.д. з провідність до 100 000 Ом [Semenov et al., 2008].

Представлені у роботі [Józwiak, 2013] моделі розподілу провідності свідчать про дуже складну і різноманітну геологічну будову окраїни СЄП. Вони також показують, що ТЄШЗ є границею літосферного характеру, яскраво вираженою не лише в осадовому шарі, але також, і можливо навіть переважно, в корі та верхній мантії. На рис. 1.5 показано основні, згладжені

особливості розподілу провідності в мантії. Дуже чітко виділяються області, які представляють докембрійську платформу (СЄП), ТЄШЗ і палеозойську платформу (ЗЄП). В області докембрійської платформи спостерігається резистивна літосфера, що досягає глибини 220–240 км. Нижче спостерігаються помітно більші значення провідності, найімовірніше, як результат часткового плавління гірських порід; цей шар може представляти астеносферу. Картина структури кори під палеозойською платформою зовсім інша. Опір літосфери дещо нижчий, і його товщина не перевищує 150 км. Під літосферою також спостерігається шар з більшою провідністю.

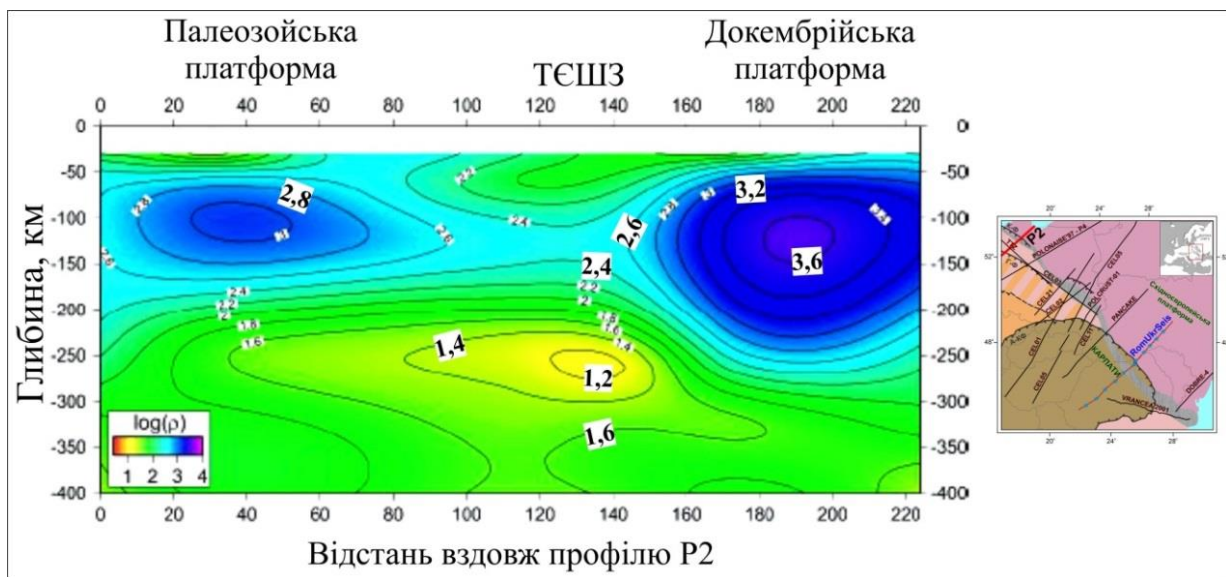


Рис. 1.5 Розподіл опору у верхній мантії для профілю POLONAISE'97–P2 [Jóźwiak, 2013, Janik, 2002]. Положення вказаного профілю показано червоною лінією на тектонічній схемі справа.

На моделі розподілу провідності ТЄШЗ розглядається як зона, що демонструє найбільші значення провідності у верхній мантії. Найбільший інтерес представляє добре-провідна аномальна область на глибині 80–130 км, якої корелюється з розташуванням теплової аномалії [Majorowicz 2004], і, швидше за все, саме висока температура відповідає за підвищену електропровідність. Також на глибинах 250–300 км спостерігається область з більшою провідністю, яка, можливо, представляє гірські породи, що походять із більш глибоких шарів мантії. На відміну від моделі,

представленої на рис. 1.5, на 2D-моделях для цього ж профілю виділяється нахилена границя ССП [Jóźwiak, 2013]. Можливо це пов'язано з тим, що моделі розподілу провідності в мантії були створені шляхом усереднення одновимірних моделей для вибраних точок і були занадто згладжені. Також спостерігається чітка різниця в глибині залягання границі літосфери–астеносфери (LAB), від 190 км під ССП до 90 км під палеозойською платформою. Модель розповсюдження провідного шару у верхній мантії Європи за [Korja, 2007] демонструє, що область ТЄШЗ корелюється з областю різкого занурення покрівлі провідної астеносфери. Слід відзначити кореляцію ТЄШЗ із серією аномалій високої електропровідності в земній корі Східних Карпат і Добруджі.

1.2.3. Теплове поле

Геодинамічний розвиток літосфери тісно пов'язаний з її тепловою історією. Теплова енергія є рушійною силою геодинамічних процесів, а розподіл температури контролює стан і властивості речовини, магматичну і метаморфічну активність, хід різноманітних фізико-хімічних реакцій. Одночасно геодинамічні процеси змінюють структуру літосфери, умови теплоперенесення, розподіл в ній джерел тепла, температур і теплових потоків. Стабілізація порушеного теплового режиму продовжується десятки і сотні мільйонів років і залежить від типу, масштабів і глибинності тектонічної перебудови [Кутас, 2016].

Низькі теплові потоки переважають на окраїні ССП, в Передкарпатському прогині і на значній частині Зовнішніх Складчастих Карпат, які сформувалися на докембрійському або ранньопалеозойському фундаменті. Підвищеними тепловими потоками характеризуються зовнішня зона Львівського палеозойського прогину, деякі структури Внутрішніх Карпат, які активно розвивалися у пізньому палеозої-мезозої.

ССП характеризується товстою корою (близько 45 км), низьким тепловим потоком та віком приблизно від 3000 до 800 млн. У той час, як ЗСП

характеризується більш тонкою корою (близько 30 км), більш високим тепловим потоком з віком від 560 до 290 млн років (рис. 1.6). Ці два контрастних типи земної кори були з'єднані під час каледонської і герцинської епохи складчастості. Кристалічний фундамент ТТЗ у значній мірі схований під осадовими басейнами.

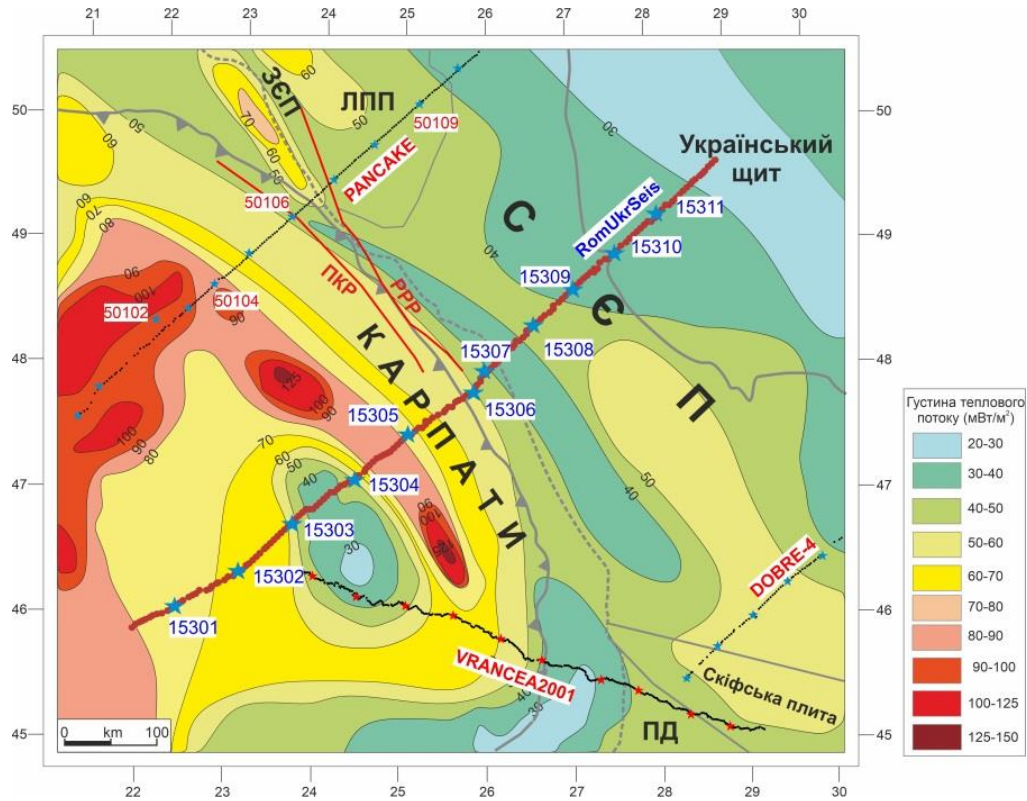


Рис. 1.6 Карта розподілу густини теплового потоку за [Hurtig et al., 1991] та положення профілів ГСЗ. Умовні позначення на рис. 1.3.

За геотермічними моделі через Східні і Західні Карпати [Кутас, 2016] температури в земній корі зростають в напрямку Панонського басейну від 180–200°C на глибині 10 км в Передкарпатському прогині до 350–400°C в Панонському басейні, на глибинах 20 і 30 км відповідно від 300–340°C і 420–450°C до 600–650°C і 800–850°C. Радіогенна складова теплового потоку земної кори змінюється від 19 до 32 мВт/м², а мантийна складова — від 20 до 65 мВт/м². Визначена за результатами інтерпретації і моделювання теплового поля товщина літосфери змінюється від 60 км в Панонському басейні до 180–200 км в Передкарпатському прогині [Кутас, 2016].

1.2.4. Будова окраїни Східноєвропейської платформи за даними сейсмічних методів

На території Європи окраїна СЄП та пов'язана з нею ТТЗ перетинається рядом профілів глибинного сейсмічного зондування (POLONAISE'97 P4, TTZ, CELEBRATION: CEL01, CEL02, CEL03, CEL04, CEL11, CEL21) та профілями СГТ (наприклад, POLCRUST-01), і кожен з цих профілів розкриває свої особливості в архітектурі, структурі кори та верхньої мантії. Результати глибинного сейсмічного зондування, виконані в 1965–1982 рр. [Guterch et al., 1986], обґрунтували концепцію про ТТЗ як про широку зону з аномально товстою корою. Результати сучасних досліджень ГСЗ не підтвердили існування протяжного корового кіля вздовж південно-західної границі СЄП [Dadlez et al., 2005]. Проте, ідея про ТТЗ як широкої зони є досі актуальною і підтримується рядом дослідників [Pharaoph, 1999; Pharaoph et al., 2006; Krzywies 2017]. На рис. 1.7 представлено положення ТТЗ за різними авторами [Narkiewicz et al., 2015].

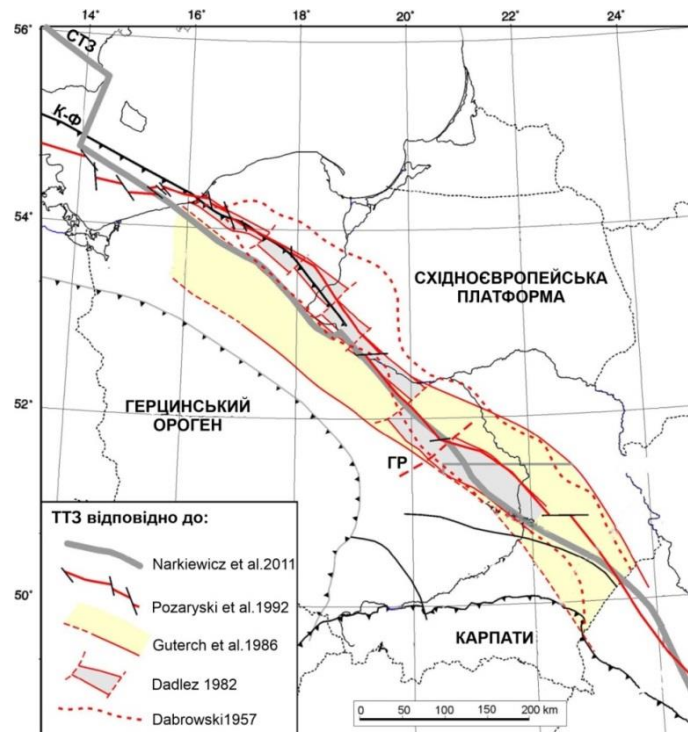


Рис. 1.7 Положення ТТЗ за різними авторами [Narkiewicz et al., 2015].

К-Ф – Каледонський орогенний фронт, СТЗ – зона Соргенфрей-Торнквіста, ГР – Грочек розлом.

Досить детально описана структура земної кори в районі окраїни СЄП та ТТЗ за профілем POLONAISE'97 P4 [Grad et al., 2003] в інтерпретації [Pharaoh et al., 2006]. Профіль POLONAISE'97 P4 перетинає в східно-західному напрямку герциніди Західної Європи, Польський трог з ТТЗ і СЄП. В межах СЄП земна кора потужністю ~ 50 км має тришарову будову, характерну для кратонів [Grad et al., 2003]. На південний захід від ТТЗ потужність кори поступово зменшується до 30 км. В верхній частині кори локалізується Польський трог шириною ~ 150 км з потужністю осадової товщі близько 10 км (рис. 1.8).

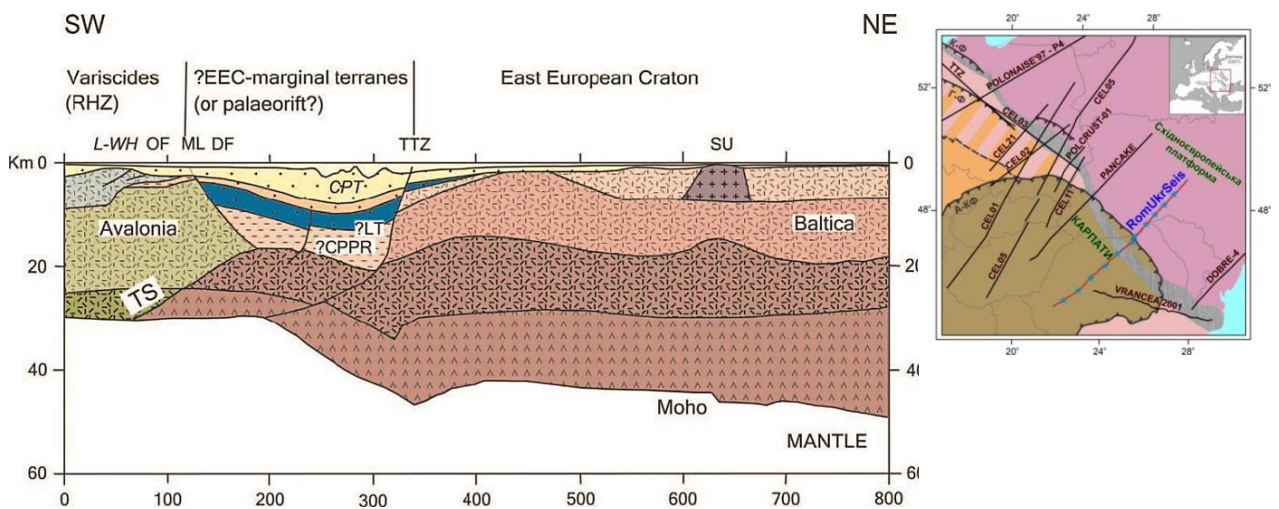


Рис. 1.8 Будова кори Західної акретованої окраїни СЄП в центральній Польщі [Pharaoh et al., 2006] за результатами швидкісного моделювання за профілем POLONAISE'97 P4 [Grad et al., 2003]. Післяпалеозойські басейни: СРТ – Центральний Польський Трог. Палеозойські террейни і їх межі: ЕЕС – Східноєвропейський кратон, LT – Лисогорський террейн, ML – Моравська лінія, OF – розлом р. Одер, TS – сутура Тор. Протерозойсько-палеозойські тектонічні елементи: CPPR – Центрально-Польський палеорифт, ML – Моравська лінія; SU – Сувалкський анортозитовий масив, ТТЗ – зона Тейссейра-Торнквіста, VF – герцинський фронт.

Польський трог до глибини 18 км підстеляється породами з низькими швидкостями ($V_p=5,8$ км/с), що інтерпретуються як глибоко занурені товщі неопротерозою-палеозою (девон-карбон або потужна товща едіакарія і товща

нижнього палеозою меншої потужності). Низькошвидкісні відклади в низах трога інтерпретуються як вулканіти, пов'язані з етапом рифейського рифтогенезу і формуванням рифтогенних окраїн Балтики [Guterch et al., 2015]. Товща нижнього палеозою зіставляється з одновіковими відкладами Лисогірського і Малопольського блоків в Польщі [Pharaoph et al., 2006]. Відклади аналогічного віку могли заповнювати Центрально-Польський палеорифт [Pharaoph et al., 2006], який передував Польському рифту пермсько-кайнозойського віку та міг зародитися під час рифтогенезу при розпаді Родинії. У фундаменті трога лежить кристалічна кора потужністю до ~ 28 км з низькою швидкістю (~ 6,4 км/с) (рис. 1.8).

Сейсмічні дослідження методом ГСЗ дозволили отримати більш детальні моделі земної кори на території Польщі [Grad et al., 1999; Grad et al., 2018]. У цих моделях межа між СЄП і ТЄШЗ визначалася як субвертикальна зона шириною близько 15 км. Її положення збігалось з раніше визначеним зсувним кордоном між СЄП і приєднаними до неї террейнами [Dadlez et al., 2005], які були відокремлені від окраїни платформи, а потім знову реакретовані відповідно до моделі корового лівостороннього зсуву, активного в ордовіку-силурі [Dadlez et al., 2005]. На всіх профілях простежується одна спільна риса – глибина Мохо в ТЄШЗ змінюється з глибини 25–35 км в аккретованих фанерозойських террейнах на заході і до > 40–45 км на південному заході під СЄП.

На південний схід від Польщі, на території України ТТЗ похована під Карпатським орогеном і Передкарпатським прогином і виходить на земну поверхню в Східній Румунії. Геологічні спостереження і дослідження ГСЗ за профілем PANCAKE [Starostenko et al., 2013a], який перетинає Східні Карпати, вказують, що південно-західною границею СЄП на Україні виступає Рава-Руський розлом. Наркевич із співавторами [Narkiewicz et al., 2015] на основі аналізу гравітаційного поля в Польщі і його екстраполяції зробили припущення про те, що продовженням Рава-Руського розлому на території Польщі може бути Томашовський розлом, який асоціюється з ТТЗ.

Положення ТТЗ у Румунії також є предметом дискусії [Seghedi, 2012]. Дослідження ГСЗ за профілем PANCAKE [Starostenko et al., 2013b] можуть вказувати на те, що СЄП обмежена в південно-західному напрямку Сфанту-Георгіївським розломом між Північною Добруджею і Нижньопрутським виступом [Oczlon et al., 2007].

На підставі результатів сейсмічних досліджень ГСЗ і СГТ, а також регіональних узагальнень, в роботі [Narkiewicz et al., 2015] зроблено висновок, що ТТЗ є, швидше за все, вузькою (шириною кілька км) зоною поперечного скиду, яка успадковує пасивну південно-східну окраїну Балтики (в межах якої розташована СЄП), сформовану при неопротерозойському розпаді Родинії. Це зона була активною на етапі каледонської акреції, сліди якої добре збереглися в польсько-українському сегменті ТТЗ, тоді як румунський сектор зазнав значну подальшу тектонічну активізацію.

1.2.5. Будова окраїни Східноєвропейської платформи за даними сейсмотомографії

Рядом авторів виконано сейсмотомографічні вивчення мантійних швидкісних неоднорідностей СЄП на глибинах від 50 до 850–2500 км, яке засноване на теоретичних розробках В.С. Гейко [Гейко, 1997]. В роботі [Цветкова, Бугаенко, 2012] в контексті побудованої моделі проаналізовані мантійні швидкісні границі СЄП. Згідно цієї роботи південно-західна і південна мантійні пограничні ізолінії в основному проходять південніше прийнятої в наш час тектонічної границі СЄП. Для ТТЗ погранична ізолінія на глибині 50 км проходить південніше за ТТЗ, на глибині 100 км – північніше від ТТЗ, на глибині 250 км – в основному на південь відносно ТТЗ, а на глибині 400–500 км – в основному на північний схід. На глибинах верхньої мантії спостерігається загальний «відкат» на південь майже до мантії під південним закінченням Панонського басейну на глибині 250 км. На глибинах верхньої мантії південна гранична ізолінія може бути розділена на дві частини: перша визначається поширенням її відносно ТТЗ і має

загальний північно-східний напрямок; друга частина – тектонічною границею, яка відповідає Скіфській плиті. Східна погранична ізолінія відмічається на глибинах перехідної зони, визначаючи область розподілу швидкісних шарів в мантії під ЗЄП в мантію під СЄП.

З використанням цієї швидкісної моделі проведено аналіз швидкісної будови середньої і нижньої мантії під Європою та виділено чотири типи мантії. У верхній мантії під територією Європи чітко проходить розділення на стабільну верхню мантію під СЄП (верхня мантія високошвидкісна, перехідна зона – низькошвидкісна) та на активізовану верхню мантію (низькошвидкісна верхня мантія, перехідна зона – високошвидкісна), яка відповідає фанерозойській Європі. Представлені швидкісні границі перехідної зони мантії не відповідають границям поширення основних тектонічних структур [Бугаєнко и др., 2015].

Західна границя СЄП простежується в літосфері до глибин 200 км, як це впливає з томографічних досліджень мантії Європи поверхневими хвилями [Zielhuis and Nolet. 1994; Schweitzer 1995]. Телесеїсмічні дослідження показали, що відмінності у швидкісній структурі астеносфери і мантії літосфери вздовж усієї ТЄШЗ зберігаються на глибинах до 400 км [Zielhus, 1994; Schweitzer 1995].

Для дослідження структури окраїни СЄП та Карпатського орогена авторами дослідження [Vorleanu et al., 2021] були проаналізовані локальні землетруси земної кори і виконана томографія з подвійною різницею для отримання тривимірних моделей земної кори, швидкісних моделей Р- та S-хвиль. В результаті отримана тривимірна сейсмічна модель земної кори з найвищою роздільною здатністю, яка підкреслює прояв поверхневих тектонічних границь на більш низьких глибинах земної кори. В своїй роботі автори використали локальні землетруси за період 2010–2017 рр. (розрізи вздовж яких виконано моделювання (а) та положення епіцентрів землетрусів (б) на рис. 1.9)

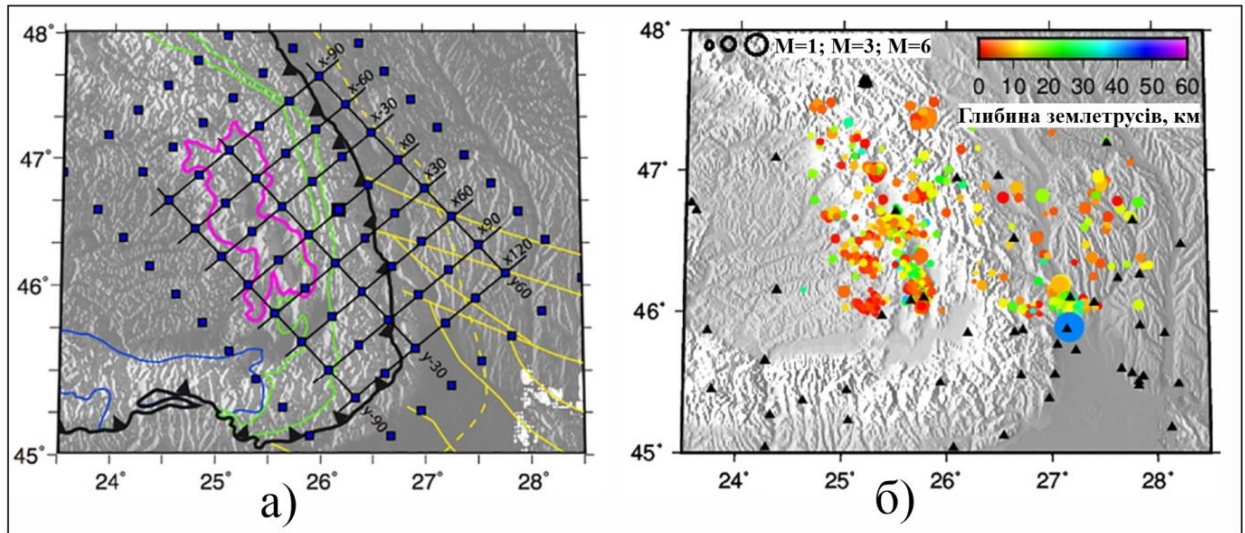


Рис. 1.9 а) розподіл вузлів модельної сітки (сині квадрати) та основні геологічні об'єкти (рожевий контур – неогенова вулканічна область, суцільні жовті лінії – системи основних розломів, пунктирна жовта лінія – Передкарпатський басейн, синій контур – мікроплита Дакія, зелений контур – Карпатський покривно-насувний пояс, чорна лінія – головний Карпатський надвиг); б) розподіл сейсмічних станцій (чорні трикутники) та вибрані епіцентри землетрусів, які були використані для моделювання, розфарбовані в залежності від глибини та масштабовані по магнітуді [Vorleanu et al., 2021].

На сейсмотомографічній моделі ТЄШЗ на середніх і нижніх глибинах земної кори під Карпатською спорудою виділяється, як полого падаюча на південний захід під Карпатський ороген (пунктирна лінія сірого кольору на рис. 1.10). Простежується контраст між більш швидкісною корою СЄП і насувними Карпатськими покривами, які складаються з сейсмічно неоднорідних аккреційних відкладів. Отримані результати показують південно-західний градієнт зниження швидкості в середній і нижній корі (15–35 км) з переходом від підшви, де $V_p > 6,5$ км/с, в західному напрямку в область, де $V_p < 6$ км/с [Vorleanu et al., 2021]. Перехід характеризується також зниженням співвідношення V_p/V_s , що відповідає зменшенню вмісту кремнезему (SiO_2) з глибиною. Границя СЄП показує падіння на південний захід, та проходить під Карпатським орогеном. Уточнені гіпоцентри

землетрусів мають тенденцію групуватися у верхніх 10 км кори і вздовж основних розломів (рис. 1.10).

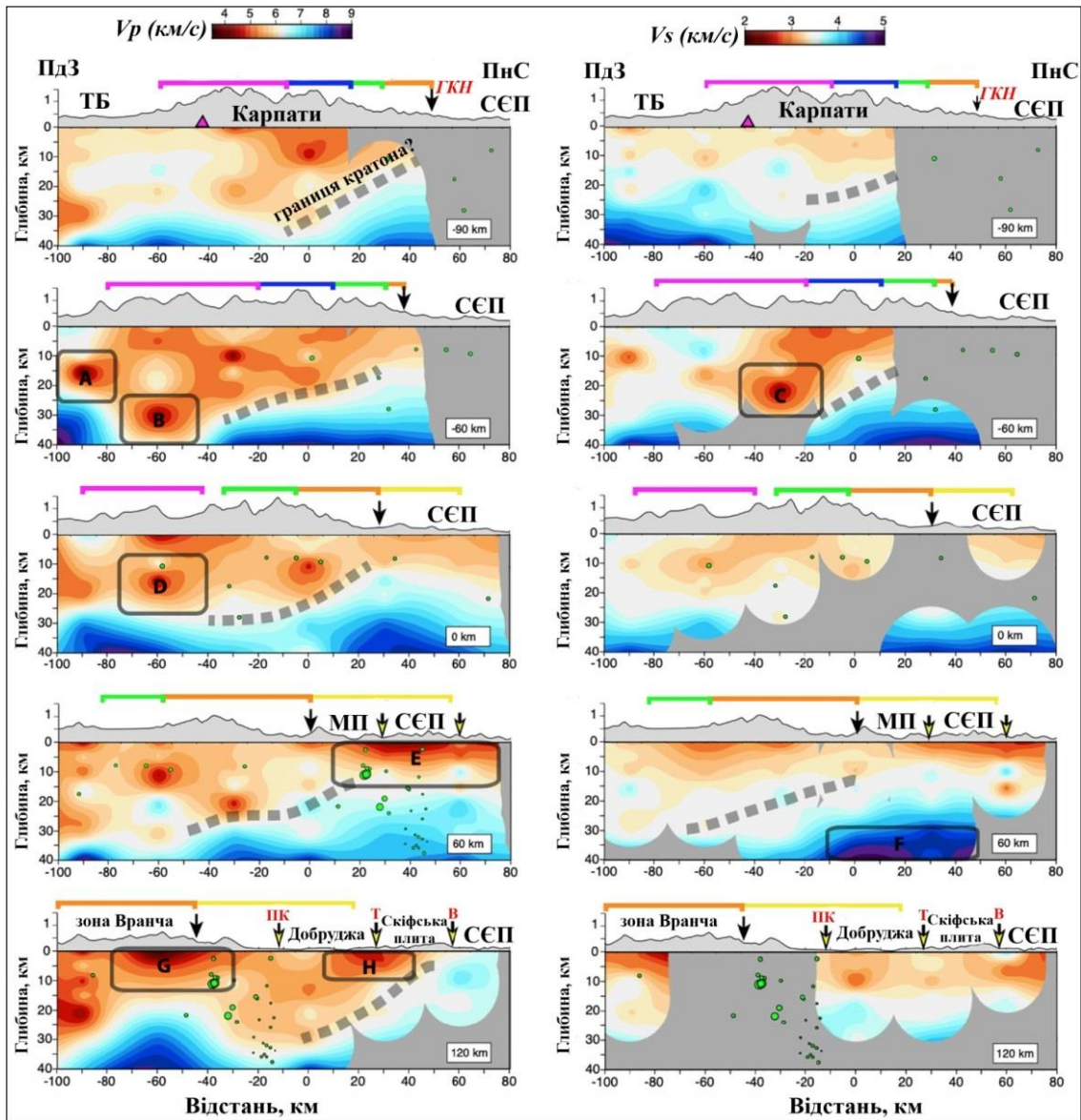


Рис. 1.10 Вертикальні розрізи швидкісних моделей (P- S-хвиль) по горизонтальним напрямкам сітки (рис.1.9). Зелені точки – уточнені гіпоцентри у межах діапазону 2 км відносно профілю; англійськими літерами на розрізах позначені аномалії швидкостей; пунктирна лінія сірого кольору – можливий слід границі СЄП; ТБ – Трансільванський басейн, МП – Мізійська плита, ГКН – головний Карпатський насув, розломи: ПК – Печеніга-Камена, Т – Тротус, В – Віслу [Vorleanu et al., 2021].

У внутрішніх Карпатах уточнені гіпоцентри мають тенденцію до вертикального розподілу при переході від низькошвидкісних до високошвидкісних шарів, особливо під вулканічною областю. Постколізійний вулканізм показує вікову прогресію на південь і, можливо, змінив сейсмічну структуру окраїни СЄП та ТЄШЗ, термохімічно переробивши земну кору [Vorleanu et al., 2021].

1.3. Визначення границі південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи на території України за даними попередніх досліджень

Земна кора південно-західного схилу СЄП за сейсмічними даними [Заяц, 2013; Атлас: Літосфера ..., 1988; Starostenko et al., 2013a] має чотиришарову будову – шар осадків і три шари кристалічної кори. Загальна товщина земної кори складає 40–48 км. Товщина осадового шару поступово зростає в напрямку Передкарпатського прогину від сотень метрів на схилах Українського щита до 2–3 км в південно-східній частині і 6–10 км в північно-західній. Осади представлені відкладами рифею, палеозою і мезозою. Структура осадової товщі за сейсмічними даними узгоджена з результатами буріння параметричних свердловин.

Поверхня кристалічного дорифейського фундаменту поступово заглиблюється в південно-західному напрямку. Максимальна товщина палеозойських і мезозойських відкладів спостерігається у Львівському палеозойському прогині. Детальними сейсмічними дослідженнями і бурінням доведено, що вона розділена на блоки чисельними поздовжніми і поперечними розломами [Заяц, 2013]. Кристалічна земна кора має типову для кратонів тришарову будову. Верхній шар ($V_p=6,1-6,4$ км/с) має товщину 20–25 км. В ньому на глибинах 10–18 км виділяються верстви розуцільнених порід із зниженою швидкістю ($V_p=6,05-6,1$ км/с). В напрямку Передкарпатського прогину верхній шар поступово заглиблюється в південно-західному напрямку, а товщина його зменшується. Середній шар має товщину 9–10 км. Він також поступово заглиблюється в напрямку

Складчастих Карпат без суттєвої зміни товщини. Товщина нижнього шару ($V_p=6,8-7,2$ км/с) в напрямку Передкарпатського прогину зменшується від 15–20 км до 8–10 км.

Суттєві зміни в структурі земної кори і її фізичних параметрів спостерігаються в Передкарпатському прогині, особливо в Самбірській і Бориславсько-Покутській зонах і в Зовнішніх Складчастих Карпатах. Під ними кристалічна земна кора СЄП опускається на глибини 20–22 км в північно-західній частині і до 8–10 км в південно-східній. Занурення відбувається східцеподібно по системі розломів типу скидів, витягнутих з північного заходу на південний схід паралельно межі СЄП і під кутом до межі Складчастих Карпат. Розломи активізувалися (або утворилися) в пізньокрейдовий час і зберігали активність до неогену. Систему поздовжніх порушень утворюють Городецький, Краковецький, Калуський, Сторожинецький, Передкарпатський та інші. Максимальне опускання фундаменту спостерігається під Зовнішніми Карпатами. Вісь прогину приблизно проходить вздовж межі між Кросненською і Скибовою зонами. З нею узгоджується мінімум гравітаційного поля. З південного заходу прогин обмежується Ужоцьким глибинним розломом [Заяц, 2013]..

На сьогоднішній день немає однозначного трактування положення границі СЄП та ТТЗ на території України. Точне положення ТТЗ на території України, особливо її західне обмеження, невідомо, тому що палеозойські і більш древні комплекси перекриті потужною товщею молодих відкладів Карпатської складчато-насувної споруди і Передкарпатського прогину. Більшість дослідників механічно продовжують ТТЗ з території Польщі, дещо відхиляючи до південного заходу і пізніше ховаючи під Карпати. Не встановлена ширина цієї зони. Ряд дослідників трасують ТТЗ, як єдине порушення, в той час як інші автори розглядають її як зону з декількома порушеннями, або трактують як широку смугу порушень шириною близько 120 км, яка охоплює три зони: Рава-Руську, Коханівську та, частково, Лежайський масив. Вважається, що ця границя (ТТЗ) представлена

глибинним регіональним розломом, який збігається з Краковецьким (до його перетину з Передкарпатським) і далі на південний схід з Передкарпатським розломами. Довжина ТТЗ на території України – 300 км, а на Європейському континенті – близько 1400 км. Серія розривних тектонічних порушень, які простягаються майже паралельно до південно-західного краю древньої СЄП розташована в західній частині Львівського прогину [Тимощук, 2011; Krzywies, 1997; Stupka, 2007; Krupsky, 2008; Bogdanova, 2005; Ryłko, 2005].

Східне обмеження ТТЗ по Рава-Руському розлому згідно з [Hippolyte, 2002, Амашукели и др., 2019] проходить на території України по західному борту Львівського палеозойського прогину, далі на півдні ТТЗ перекрита відкладами Передкарпатського прогину і частково Скибових Карпат і виходить на поверхню лише у районі Добруджі.

Згідно [Тимощук, 2008] ТТЗ – це широка смуга контакту двох різновікових та різних за будовою структур, де, незважаючи на відсутність видимого контакту, спостерігаємо на поверхні наслідки зіткнення у вигляді як тектонічних порушень, так і інших проявів геологічних процесів. [Тимощук, 2008] виділяє ТТЗ як зону, яка охоплює Рава-Руську, Коханівську та частково (східну частину) зону Лежайського (Малопольського) масиву.

Крупський Ю.З. та Вислоцька О.І. у своїй роботі [Крупський та Вислоцька, 2014] запропонували положення ТТЗ використовуючи дані буріння про вік консолідованого фундаменту, характеру тектонічної будови осадового чохла, а також комплексний аналіз попередніх досліджень, вивчення напруженості гірських порід, розташування епіцентрів невеликих землетрусів. Автори прийшли висновку, що границя між СЄП і ЗЄП проходить по Нововолинському і Радехів-Рогатинсько-Монастирському розломах, з таким зауваженням, що це тільки найбільш північно-східні розломи широкої ТТЗ. Можливо, в цій зоні відбуваються не тільки зсувн переміщення, а і підсування Західноєвропейської плити під СЄП [Шеремета П. та інш., 2011].

За допомогою карт гравітаційного і магнітного поля України [Карта аномального магнітного поля України, 2002] автори [Мончак і Аникєєв, 2017] провели детальний аналіз потенційних полів західної частини України із застосуванням трансформацій поля і виділенням локальних залишкових аномалій. За ознаками зміни характеру потенційних полів (перехід від ізометричних аномалій на північному сході до лінійно протяжних на південному заході) була виділена ТТЗ, яка розташована на схід від Рава-Руського розлому на відстані до 40 км, та характеризується нелінійним характером. Аналогічне положення ТТЗ запропоновано в роботі [Крупський та Вислоцька, 2014].

ТТЛ, виділена М. Градом [Grad M., 2019] на всій її довжині від Балтійського моря до Чорного (рис. 1.11), на території України збігається з Передкарпатським розломом.

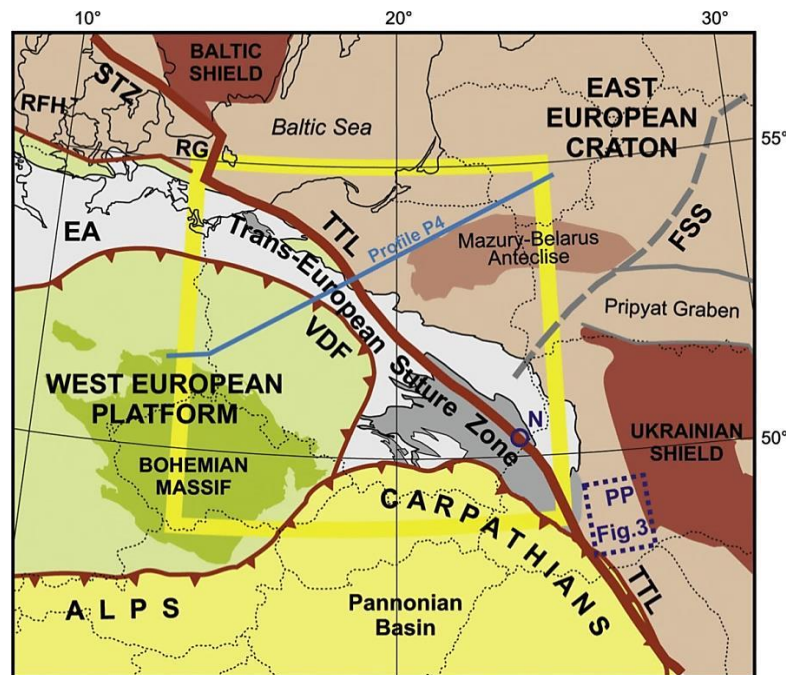


Рис. 1.11 Положення ТТЛ за [Grad, 2019].

На думку [Бодлак, Тимошук, 2019] південно-західна границя СЄП (ТТЗ) збігається з положенням Передкарпатського глибинного розлому, а північно-східна границя ТТЗ є Рава-Руським розломом. Рава-Руський розлом є продовженням на Україні Томашівського розлому, який на території Польщі

асоціюється з ТТЗ [Narkiewicz et al., 2015]. Також продовженням ТТЛ на території України за рядом авторів [Бойко та ін., 2003; Колодій та ін., 2004; Winchester, 2002; Заяц, 2013] є Рава-Руський розлом.

Дослідження ГСЗ за профілем PANCAKE [Starostenko et al., 2013a], який перетинає Східні Карпати, вказують на те, що південно-західною границею СЄП на Україні виступає Рава-Руський розлом [Гинтов и др., 2014]. За [Narkiewicz et al., 2015] Рава-Руський розлом інтерпретується як каледонська сутура, що відділяє СЄП від прилеглих із заходу терейнів, ймовірно, Балтійського генезису. Проте допускається [Winchester, 2002; Гинтов и др., 2014], що дорифейський фундамент давньої платформи продовжується західніше лінії ТТЛ ще на ~100–200 км.

Поверхневу будову крайової частини СЄП, перекритої Передкарпатським прогином, Рава-Руської епіорогенної зони та Львівського прогину можна продемонструвати геологічним розрізом, який перетинає їх з південного заходу на північний схід (рис. 1.12). Моласові відклади Передкарпатського прогину перекривають рифейський Лежайський масив, який з північного сходу обмежується Краковецьким розломом. На північний схід з масивом межує Коханівська зона, в фундаменті якої залягає складчаста товща едіакарію-кембрію, фрагментарно перекрита відкладами ордовіку, на яких незгідно залягає платформові юра та неоген. Відклади юри формують вузький, витягнутий між Краковецьким та Городоцьким розломами Стрийський юрський прогин. Зі Стрийським прогином з північного сходу межує Рава-Руська зона (РРЗ), в фундаменті якої, свердловинами розкриті кембрійські складчасті відклади, фрагментарно перекриті породами ордовіку та силуру. З північного сходу РРЗ обмежується однойменним розломом, по якому осадові відклади нижнього палеозою насунуті на карбонові породи Львівського палеозойського прогину. Далі розріз перетинає західну частину прогину, девонські та карбонові відклади якого мають складчасто-насувну структуру. В юрський та крейдвий час РРЗ та Львівський палеозойський

прогин об'єднуються в загальний прогин – так званий Львівський мезозойський прогин.

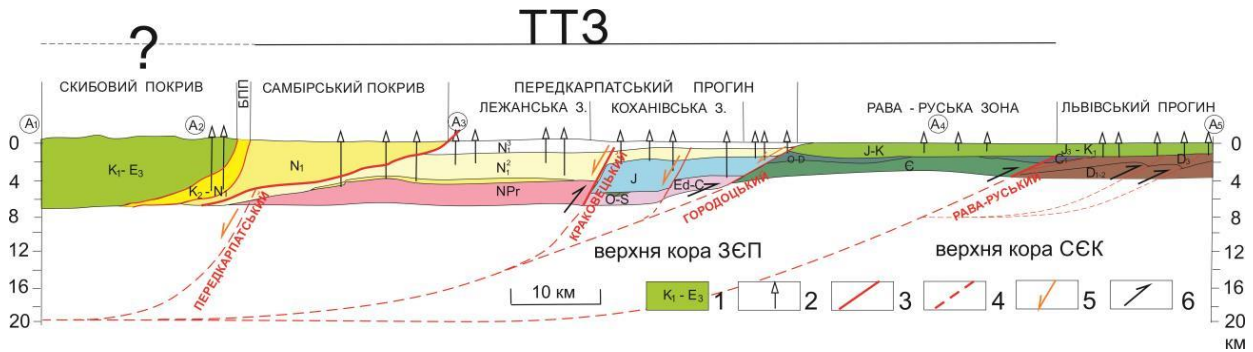


Рис. 1.12 Геологічний розріз по лінії А1–А2–А3–А4–А5, спрощено за [Державна..., 2005]: 1 – віковий діапазон порід в межах окремих тектонічних одиниць, 2 – свердловини, 3 – достовірні розломи, 4 – ймовірне продовження розломів на глибину з урахуванням сейсмогеологічних розрізів [Заяц, 2013] та принципів структурної організації покривно-насувних споруд. Механізм деформацій стиску по системі насувів забезпечується наявністю «шару ковзання» або детачменту, що виникає на границі метеосадових порід рифею та кристалічних порід протерозою-архею. Ймовірний напрямок переміщення по розломах: 5 – в міоцені, 6 – в палеозої (карбоні?) [Муровська, 2019].

Згідно [Заяц, 2013] на території західної частини України в складі ТТЗ виділяються три тектонічні одиниці, розташовані на захід від Рава-Руського розлому, в межах яких мезопалеозойські відклади розкриті свердловинами та вивчені методами сейсмозв'язки. Це Рава-Руська та Коханівська зони з палеозойським складчастим фундаментом, а також східна частина Лежайського масиву рифейського віку, насунені з заходу на схід одна на одну, та, також, на окраїну СЄП. На геологічному розрізі, підтвердженому глибоким бурінням [Державна ..., 2005] добре видно положення Рава-Руського розлому і співвідношення тектонічних одиниць на захід від нього, які, очевидно, входять до складу ТТЗ (рис. 1.12).

У Лежайській зоні під Самбірським покривом свердловинами розкриті рифейські метавулканічні та метаосадові породи, насунуті на кембрійські

відклади Коханівської зони по Краковецького розлому, що є субпаралельним до Рава-Руського. В Рава-Руській зоні під малопотужними мезопалеозойськими осадовими відкладами передбачається потужна (до 10 км) рифейська товща. Рифейські відклади насунуті на палеозойські осадові товщі Львівського палеозойського прогину по зоні Рава-Руського розлому, очевидно в карбоновий період, що відповідає герцинському тектонічному етапу.

На рис. 1.13 продемонстровано положення родовищ горючих корисних копалин, які приурочені до окраїни СЄП. Приуроченість нафтогазоносних басейнів до рухомого краю платформи та ТТЗ свідчить про їх зв'язок не тільки з осадовим чохлам, але і з більш глибинними шарами Землі.

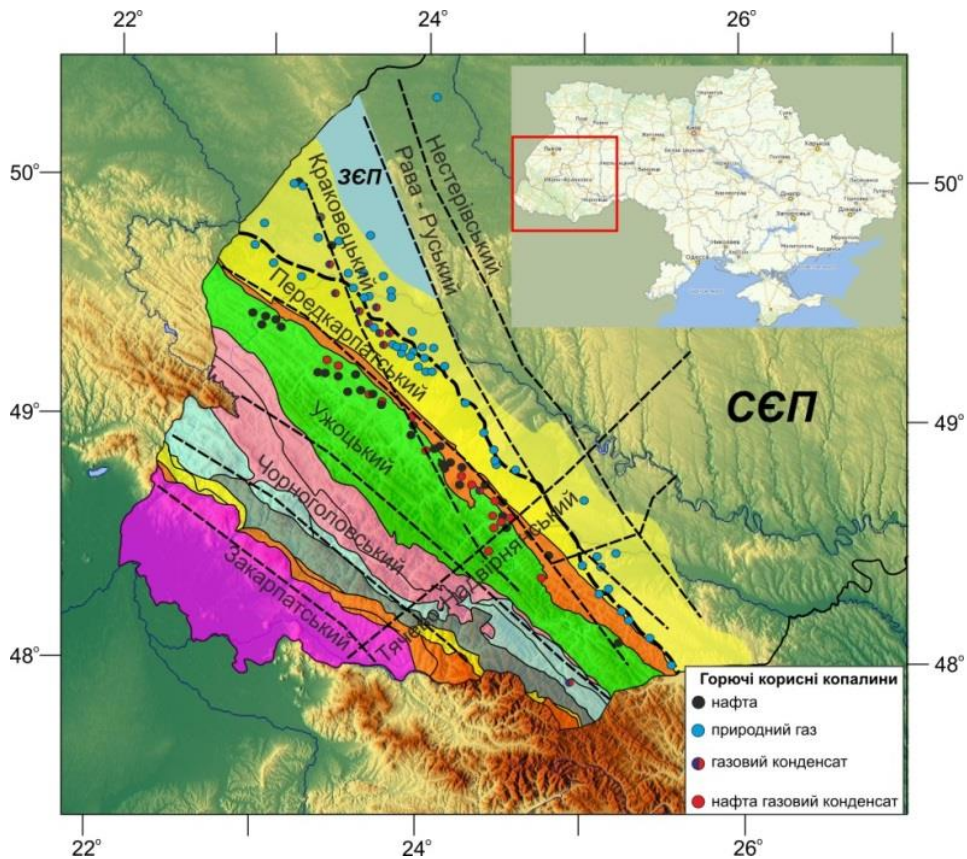


Рис. 1.13 Положення родовищ горючих корисних копалин (за даними ДНВП «ГЕОІНФОРМ УКРАЇНИ») на тектонічній схемі Українських Карпат [за Шлапінський, 2007]. На рисунку розломи позначено пунктирними лініями чорного кольору.

Представлений вище огляд демонструє, що південно-західна окраїна СЄП пов'язана з фундаментальною геодинамічною границею літосферного рівня та перекрита верхньопротерозойськими-кайнозойськими відкладами, які формують різновікові осадові басейни Західного нафтогазоносного регіону України. Повнота знань про глибинну будову геологічного середовища і геодинамічні процеси, які в ньому відбуваються необхідні при пошукових роботах для розвитку мінерально-сировинної бази країни.

Висновки до Розділу 1

Східноєвропейська платформа належить до числа давніх докембрійських платформ. Південно-західна окраїна СЄП перекрита потужним шаром неопротерозой-палеозой-мезозой-кайнозой осадових відкладів, які віддзеркалюють її тривалу еволюцію. Будова окраїни СЄП відрізняється в межах України з північного заходу на південний схід. У осадовому чохлі окраїни СЄП виділяється кілька кутових і стратиграфічних неузгоджень, які відображають різні етапи його формування. Геологія окраїни СЄП сильно відрізняється на різних структурних поверхах. Аналіз геологічних карт і розрізів дозволили виділити ряд яскравих етапів у розвитку південно-західної окраїни СЄП, які будуть використані в даній роботі при подальшій інтерпретації даних ГСЗ.

Дослідженню південно-західної окраїни СЄП та пов'язаної з ТТЗ приділяється надзвичайна увага, що ілюструється численними сучасними глибинними сейсмічними профілями ГСЗ та профілями СГТ. Виконані за останні 10–20 років геофізичні дослідження, у першу чергу, глибинні сейсмічні зондування по густій сітці профілів (в основному на території Польщі) дозволяють розглядати окраїну СЄП як занурений та деформований край платформи, який перекритий потужними різновіковими (від байкальського до альпійського) осадовими спорудами.

Окраїна СЄП та ТТЗ добре виділяється в магнітному і гравітаційному полях, розподілі теплового потоку на поверхні і рельєфі поверхні Мохо.

Досить детально окраїна СЄП досліджена електричними методами та методом магнітотелуричного зондування. Згідно цих даних ТТЗ є границею літосферного характеру, яка яскраво виражена не лише в осадовому шарі, але і в корі та верхній мантії. За даними сейсмотомографії відмінності у швидкісній структурі астеносфери і мантії літосфери вздовж усієї ТТЗ зберігаються на глибинах до 400 км.

На сьогоднішній день немає однозначного трактування положення ТТЗ на території України. Виділення та трасування цієї зони ускладнено тим, що палеозойські і більш древні комплекси перекриті потужною товщею молодих відкладів Карпатської складчато-насувної споруди і Передкарпатського прогину та відсутністю достатньої кількості сейсмічних профілів. Робота Х.Б. Заяц [Заяц, 2013] показує досить детальну інформацію по будову Українських Карпат до глибини 20 км та розломи фундаменту. Проведення у серпні 2014 року сучасних сейсмічних досліджень ГСЗ на території України по профілю RomUkrSeis створили нові можливості для вивчення літосфери південно-західної окраїни СЄП.

Перелік використаних джерел до розділу 1

- Berthelsen, A. (1993). Where different geological philosophies meet: the Trans-European Suture Zone. *Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc. A-20 (255)*, 19–31.
- Bogdanova, S.V., Pashkevich, I.K., Gorbatshev, R., Orlyuk, M. (1996). Riphean rifting and major Paleoproterozoic boundaries in the East European Craton: geology and geophysics. *Tectonophysics* 268, 1–22.
- Bogdanova, Svetlana V., Gorbatshev, R. and Garetsky, R.G. (2005) The East European Craton, in: Selley, R.C., Cocks, L.R. and Plimer, I.R. (Eds) *Encyclopedia of Geology* (pp. 34-49). Amsterdam; London: Elsevier Academic, 5 vols, ISBN 0-12-636380-3.
- Bogdanova, S., et al., (2006). EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A.

- (Eds.), *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society (pp. 599–628). London, Memoirs 32.
- Bogdanova, S.V., Bingen, B., Gorbatshev, R., Kheraskova, T.N., Kozlov, V.I., Puchkov, V.N., Volozh, Yu.A. (2008) The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. *Precambrian Research*, 160 (1–2), 23–45. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.024>
- Bogdanova, S.V., Gorbatshev, R., Garetsky, R.G. (2016) EUROPE|East European Craton. *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*, Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.10020-X>
- Borleanu, F., Petrescu, L., Enescu, B., Popa, M., Radulian M. (2021). The missing craton edge: Crustal structure of the East European Craton beneath the Carpathian Orogen revealed by double-difference tomography. *Global and Planetary Change*, 197, Article 103390.
- Dadlez, R., Grad M., Guterch, A. (2005). Crustal structure below the Polish Basin: Is it composed of proximal terranes derived from Baltica? *Tectonophysics*, 411 (1–4), 111–128. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.09.004>
- Grad, M., Janik, T., Yliniemi, J., Guterch, A., Luosto, U., Tiira, T., Komminaho, K., Środa, P., Höing, K., Makris, J., Lund C.–E. (1999). Crustal structure of the Mid-Polish Trough beneath the Teisseyre-Tornquist Zone seismic profile, *Tectonophysics*, 314 (1–3), 145–160. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00241-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00241-3)
- Grad, M. (2019). Podolian, Saxonian and Baltic plates – Teisseyre-Tornquist Line and the edge of the East European Craton. *Geochemistry* 79, 422–433. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2019.03.002>
- Grad, M., Jensen, S.L., Keller, G.R., Guterch, A., Thybo, H., Janik, T., Tiira, T., Yliniemi, J., Luosto, U., Motuza, G., Nasedkin, V., Czuba, W., Gaczyński, E., Środa, P., Miller, K.C., Wilde-Piórko, M., Komminaho, K., Jacyna, J., Korabliova, L. (2003). Crustal structure of the Trans-European suture zone region along POLONAISE’97 seismic profile P4. *J. Geophys. Res.* 108 (B11), 2541.

- Grad, M., Puziewicz, J., Majorowicz, J., Chrapkiewicz, K., Lepore, S., Polkowski, M., Wilde-Piórko, M. (2018). Geophysical characteristic of the lower lithosphere and asthenosphere in the marginal zone of the East European Craton. *Int. J. Earth Sci.* 107, 2711–2726.
- Guterch, A., Grad, M., Keller, G.R., Brück, E. (2015). 1.17. Crust and Lithosphere Structure – Long Range Controlled Source Seismic experiments in Europe. In: Schubert, G. (Ed.), *Treatise on Geophysics (Second Edition)*. Vol. 1: Deep Earth Seismology. Elsevier.
- Guterch, A., Grad, M., Materzok, R., Perchuć, E. (1986). Deep structure of the earth's crust in the contact zone of the Palaeozoic and Precambrian Platforms in Poland (Tessyre-Tornquist Zone). *Tectonophysics*, 128, 251–279.
- Hippolyte, J.–C. (2002). Geodynamics of Dobrogea (Romania): new constraints on the evolution of the Tornquist-Tessyre Line, the Black Sea and the Carpathians. *Tectonophysics* 357, 33–53. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00361-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00361-X).
- Hurtig, E., Cermak, V., Haenel, R., Zui, V.I. (1991). *Geothermal Atlas of Europe*. Hermann Haack Verlagsgesellschaft mbH, Geographisch–Kartographische Anstalt. Gotha, set of 36 maps and Explanatory Notes. (156 p).
- Janik, T., J. Yliniemi, M. Grad, H. Thybo, T. Tiira, and POLONAISE P2 Working Group 1 (2002). Crustal structure across the TESZ along POLONAISE'97 seismic profile P2 in NW Poland. *Tectonophysics* 360 (1–4), 129–152, [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00353-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00353-0).
- Józwiak, W. (2013). Electromagnetic study of lithospheric structure in the marginal zone of East European Craton in NW Poland. *Acta Geophys.* 61, 1101–1129. <https://doi.org/10.2478/s11600-013-0127-z>
- Korja, T. (2007). How is the European Lithosphere Imaged by Magnetotellurics? *Surv Geophys* 28, 239–272. <https://doi.org/10.1007/s10712-007-9024-9>
- Krupsky, J. (2008) Deep faults of the Western Ukrainian Carpathians and the adjacent regions. *International Geological Congress*. Oslo.

- Krzywiec, P., Johym, P. (1997). Charakterystyka miocenskiej strefy subdukcji Karpat Polskich na podstawie wyników modelowania litosfery. *Przegląd Geologiczny*, 8 (45), 775–798.
- Krzywiec, P., Gągała, Ł., Mazur, S., Słonka, Ł., Kufraś, M., Malinowski, M., Pietsch, K., Golonka, J. (2017). Variscan deformation along the Teisseyre-Tornquist Zone in SE Poland: Thick-skinned structural inheritance or thin-skinned thrusting? *Tectonophysics* 718, 83–91. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.06.008>.
- Kulik, S., Burakhovich, T., Khazan, Y. (2002). Electrical conductivity anomalies in the crust and upper mantle of the Ukraine. *Acta Geophysica Polonica*, 50, 547–566.
- Majorowicz, J.A. (2004). Thermal lithosphere across the Trans-European Suture Zone in Poland, *Geol. Q.* 48, 1, 1–14.
- Mazur, S., Aleksandrowski, P., Gągała, Ł., Krzywiec, P., Żaba, J., Gaidzik, K., Sikora, R. (2020). Late Palaeozoic strike-slip tectonics versus oroclinal bending at the SW outskirts of Baltica: case of the Variscan belt's eastern end in Poland. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*. <https://doi.org/10.1007/s00531-019-01814-7>
- Narkiewicz, M., Maksym, A., Malinowski, M., Grad, M., Guterch, A., Petecki, Z., Probulski, J., Janik, T., Majdański, M., Środa, P., Czuba, W., Gaczyński, E., Jankowski, L. (2015). Transcurrent nature of the Teisseyre-Tornquist Zone in Central Europe: results of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *Int. J. Earth Sci.* 104, 775–796.
- Nawrocki, J., & Poprawa, P. (2006). Development of Trans-European Suture Zone in Poland: from Ediacaran rifting to Early Palaeozoic accretion. *Geol. Quart.*, 50(1), 59–76.
- Nawrocki, J. and Becker, A. (Eds.). (2017). *Atlas geologiczny Polski*. Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy.
- Oczlon, M.S, Seghedi, A, Carrigan, C.W (2007). Avalonian and Baltican terranes in the Moesian Platform (southern Europe, Romania, and Bulgaria) in the

- context of Caledonian terranes along the southwestern margin of the East European craton. *Geol Soc Am Spec Pap* 423, 375–400.
- Paczeoena, J., & Poprawa P. (2005). Eustatic versus tectonic control on the development of Neoproterozoic and Cambrian stratigraphic sequences of the Lublin-Podlasie Basin (SW margin of Baltica). *Geosc. J.*, 9 (2), 117–127.
- Pharaoh, T.C, Winchester, J.A, Verniers, J., Lassen, A., Seghedi, A. (2006). The western accretionary margin of the East European Craton: an overview. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.). *European lithosphere dynamics* (pp. 291–311). Geol. Soc. London. Memoir.
- Pharaoh, T.C. (1999). Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. *Tectonophysics* 314, 17–41. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00235-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00235-8).
- Poprawa P., & Paczeoena J. (2002). Late Neoproterozoic to Early Paleozoic development of a rift at the Lublin-Podlasie slope of the East European Craton – analysis of subsidence and facies record. *Prz. Geol.*, 50 (1), 49–61.
- Poprawa, P., Malata, T., Pécskay, Z., Kusiak, M.A., Banaś, M., Paszkowski, M. (2006). Geochronology of the crystalline basement of the Western Outer Carpathians' source areas - constraints from the K/Ar dating of mica and Th-U-Pb chemical dating of monazite from the crystalline 'exotic' pebbles. *Geolines*, 20, 110–112.
- Purucker, M. E. *Magnetic Anomaly Map of the World* // EOS. 2007. 88, № 25. 263 p.
- Ryłko, W., Tomas, A. (2005). Basement structure below the Western Carpathians-East Carpathian orogen junction (eastern Poland, north-eastern Slovakia and westernUkraine). *Geol. Carpathica* 56 (1), 29–40.
- Schweitzer, J. (1995). Blockage of regional seismic waves by the Teisseyre-Tornquist zone. *Geophys. J. Int.*, 123, 260–276.
- Seghedi, A. (2012). The North Dobrogea orogenic belt (Romania): areview. In: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson,A.F.H. & Crasquin-Soleau, S. (eds), *Peri-Tethys Memoir 6: PeriTethyan Rift /Wrench Basins and Passive*

- Margins*. Memoires du Museum national d'Histoire naturelle 186, 237–252. Seghedi Antoneta. Paleozoic Formations from Dobrogea and Pre-Dobrogea. Turkish Journal of Earth Sciences. <https://doi.org/10.3906/yer-1101-20>
- Semenov, V. Yu., Pek, J., Adam, A., Jozwiak, W., Ladanyvskyy, B., Logvinov, I., Vozar, J. (2008). Electrical structure of the upper mantle beneath Central Europe: Results of the CEMES project. *Acta Geophysica*, 56(4), 957–981.
- Starostenko, V., Janik, T., Kolomiyets, K., Czuba, W., Środa, P., Grad, M., Kovács, I., Stephenson, R., Lysynchuk, D., Thybo, H., Artemieva, I.M., Omelchenko, V., Gintov, O., Kutas, R., Gryn, D., Guterch, A., Hegedűs, E., Komminaho, K., Legostaeva, O., Tiira, T., Tolkunov, A. (2013a). 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. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.008>
- Starostenko, V., Janik, T., Lysynchuk, D., Środa, P., Czuba, W., Kolomiyets, K., Aleksandrowski, P., Gintov, O., Omelchenko, V., Komminaho, K., Guterch, A., Tiira, T., Gryn, D., Legostaeva, O., Thybo, H., Tolkunov, A. (2013b). Mesozoic(?) lithosphere-scale buckling of the East European Craton in southern Ukraine: DOBRE-4 deep seismic profile. *Geophys. J. Int.* 195, 740–766. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt292>
- Stupka, O., Mizersky, W. (2007). Uwagi o wpływie struktury przedpola na formowanie się frontu nasumiec płaszczowinowych. *Przełom Geologiczny*, 5 (55).
- Winchester, J.A. (2002). Palaeozoic amalgamation of Central Europe: new results from recent geological and geophysical investigations. *Tectonophysics*, 360, 5–21.
- Wybraniec, S., Zhou, S., Thybo, H., Forsberg, R., Perchúć, E., Lee, M., Demianov, G.D., Strakhov, V.N. (1998). *New map compiled of Europe's gravity field*. EOS 79, 437–442.
- Zielhuis, A., & Nolet, G. (1994). Shear-wave velocity in the upper mantle beneath central Europe. *Geophys. J. Int.*, 117, 695–715.

- Амашукели, Т.А., Муровская, А.В., Егорова, Т.П. (2019). Глубинное строение Добруджи и Преддобруджинского прогиба как отражение развития Транс-Европейской шовной зоны. *Геофиз. журнал*, 42(1), 153—171. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i1.2019.158869>
- Атлас: Геологія і корисні копалини України*. К., 2001. 168 с.
- Атлас: Літосфера України*. (ред. П. Ф. Гожик), К.: УкрДГРІ, 2005. 66 с.
- Бугаенко, И.В., Заец, Л.Н., Цветкова, Т.А. (2015). Скоростная типизация средней и нижней мантии Европы. *Геофиз. журнал*, 37 (3), 88—101. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i3.2015.111104>
- Бурахович, Т. К., Кулик, С. Н. (2000). Модель электропроводности земной коры Украины. *Физика Земли*, (10), 48—56.
- Гейко, В.С. (1997). Тейлорово приближение волнового уравнения и уравнения эйконала в обратных сейсмических задачах. *Геофиз. журнал*. 19 (3), 48—68.
- Гинтов, О.Б., Егорова, Т.П., Цветкова, Т.А., Бугаенко, И.В., Муровская, А.В. (2014). Геодинамические особенности зоны сочленения Евразийской плиты и Альпийско-Гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий. *Геофиз. журнал*, 36(5), 26—63. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i5.2014.111568>
- Державна геологічна карта України, лист Дрогобич* (масштаб 1:200 000), 2005. ДНВП «Геоінформ України».
- Заяц, Х.Б. (2013). Глибинна будова надр Західного регіону України на основі сейсмічних досліджень і напрямки пошукових робіт на нафту і газ. Львів: Центр Європи.
- Карта аномального магнітного поля України* (ред. Нечаєва Т.С., Гаркавко В.М., Шимків Л.М., Єнтін В. А. К.: ПДРГП “Північукргеологія”, 2002.
- Красовский, С.С. (1981). *Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле*. Киев: Наук. думка, 261с.

- Круглов, С. С., Арсірій, Ю. О., Великанов, В. Я. (Ред.). (2007). *Тектонічна карта України*. Пояснювальна записка. Частина 1. Київ: УкрДГРІ.
- Крупський, Ю. З., Вислоцька, О. І. (2014). Дослідження простягання зони Тейссере-Торнквіста (ТТЗ) на території західної України. *Геодинаміка*, 1 (16), 34–42.
- Кутас, Р.И. (2016). Геотермические условия и мезо-кайнозойская эволюция Карпато-Паннонского региона. *Геофиз. журнал*, 5 (38), 75–107. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i5.2016.107823>
- Мончак, Л., Аникеев, С. (2017). Відображення тектонічної будови західного регіону України у гравімагнітних полях. *Геодинаміка*, 2(23), 104–118.
- Муровська, Г.В. (2019). *Глибинна будова та альпійська геодинаміка Карпатського та Кримсько-Чорноморського регіонів України*. (Дисертація на здобуття наукового ступеня доктора геологічних наук).
- Орлюк, М.И. (2000). Пространственные и пространственно-временные магнитные модели разноранговых структур литосферы континентального типа. *Геофиз. журнал*, 22(6), 148-165.
- Орлюк, М.И. (1984). Магнитная модель земной коры Вольно-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы и петролого-тектоническая интерпретация. // *Исследование региональных магнитных аномалий платформенных областей*. К.: Наук. думка. 152–162.
- Орлюк, М.И., Пашкевич, И.К. (2012). Глубинные источники региональных магнитных аномалий: тектонотипы и связь с транскоровыми разломами. *Геофиз. журнал*, 34 (4), 224–234.
- Орлюк, М.И., Марченко, А.В. (2011). Розробка 3D магнітної моделі земної кори Східно-Європейського кратону з врахуванням сферичності Землі. *Геодинаміка*, 11 (2), 224–227.
- Пашкевич, И. К., Кутовая, А.П., Орлюк, М. И. (1985). К вопросу о юго-западном крае Восточно-Европейской платформы. *Геофиз. журнал*, 5 (6), 74–82.

- Пашкевич, И.К., Марковский, В. С., Орлюк, М.И., Елисеєва, С.В., Мозговая, А.П., Таращан, С.А. (1990). *Магнитная модель литосферы Европы*. Киев: Наук. думка. 168 с.
- Старостенко, В. И., Пашкевич, И. К., Макаренко, И. Б., Русаков, О. М., Кутас, Р. И., Легостаева, О. В. (2005). Разломная тектоника консолидированной коры северо-западного шельфа Черного моря. *Геофиз. журнал*, 27 (2), 195–207.
- Степанюк, В.П., Бабюк, С.Г., Анікеєв, С.Г. (2003). Геологічна природа різницевих аномалій поля сили тяжіння в умовах західної частини Українських Карпат. *Розвідка та розробка нафтових і газових родовищ*, 2(7), 40–44.
- Тимошук, В.Р. (2008). До питання про південно-західну границю Східно-Європейської платформи. Мат. наук. конф. *Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища*. Львів: В-во «СПОЛОМ». 33 – 34.
- Тимошук, В.Р. (2011). Зона зчленування Східноєвропейської та Західноєвропейської платформ на території Західної України. *Геодинаміка*, 2 (11), 290–292.
- Цветкова, Т.А., Бугаєнко, И.В. (2012). Сейсмотомография мантии под Восточно-Европейской платформой: мантийные скоростные границы. *Геофиз. журнал*, 34 (5), 161–172.
- Шеремета, П. М., Слоницька, С. Г., Трегубенко, В. І., Ладиженський, Ю. М., Назаревич, А. В., Назаревич, Л. Є., Хавензон, І. В., Левкович, Ю. М. (2011). Про колізію Західно-Європейської мікроплити та Східно-Європейської плити в Західному регіоні України за новими даними регіональних геофізичних досліджень та перспективи нафтогазоносності. *Геодинаміка*, 2, 341–343.
- Шлапінський, В.Є. (2007). *Геологічна карта Українських Карпат, масштаб 1:100 000. Закарпатська, Івано-Франківська, Львівська, Чернівецька області України*. Составители В. В. Глушко, В. В. Кузовенко, В.Е.

Шлапинский. Редактор Ю. З. Крупский. Отчет ЗАО «Концерн Надра».
Фонд ЗАО «Концерн Надра». Київ. 228 с.

РОЗДІЛ 2. БУДОВА ЛІТОСФЕРИ ПІВДЕННО-ЗАХІДНОЇ ОКРАЇНИ СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ ЗА СЕЙСМІЧНИМ ПРОФІЛЕМ ROMUKRSEIS

2.1. Геологічні та тектонічні умови вздовж профілю RomUkrSeis

Сейсмічний профіль RomUkrSeis виконаний методом глибинного сейсмічного зондування у серпні 2014 року. Загальна довжина профілю складає 675 км, з них 272 км знаходяться на території України, 403 км – на території Румунії (рис. 2.1). Під час польового експерименту проведено 11 вибухів з потужністю вибухівки 800–1200 кг (7 вибухів – на території Румунії, 4 – на території України). Детальна інформація відносно польового експерименту наведена в Таблиці у Додатку 2.

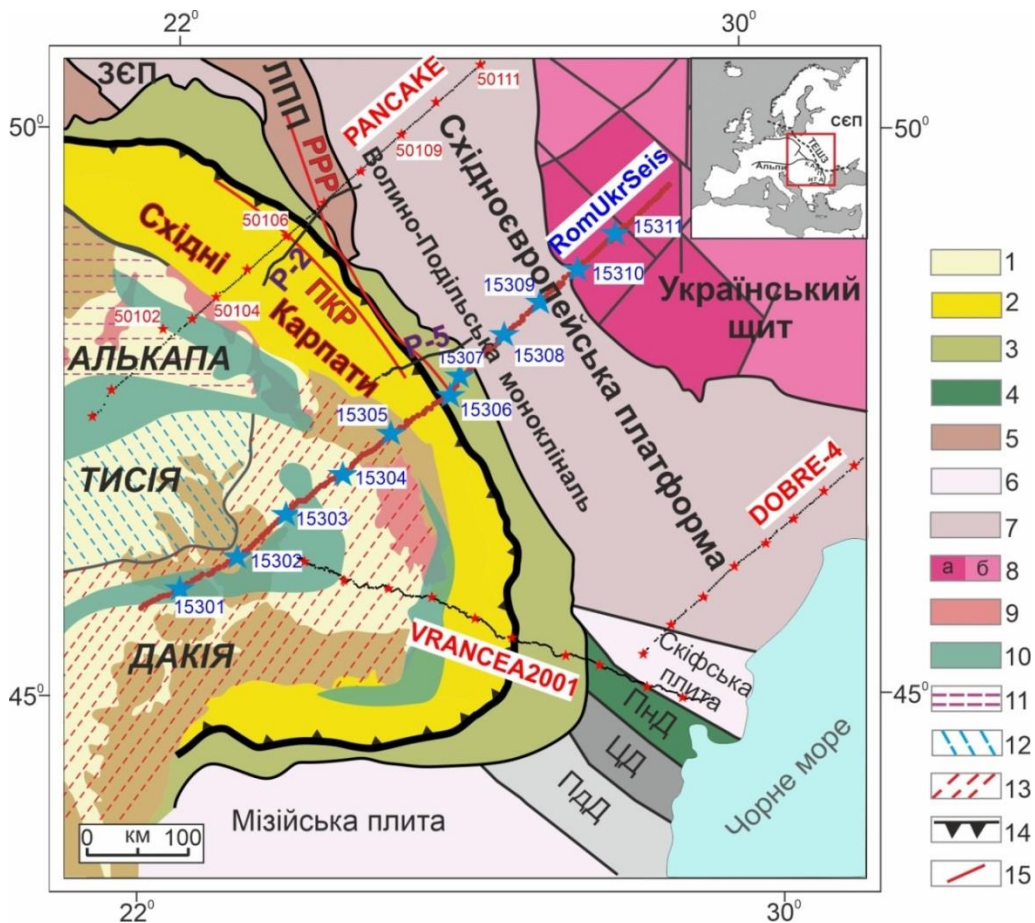


Рис. 2.1 Тектонічна схема району розташування профілю RomUkrSeis. Модифіковано за [Тектонічна..., 2004; Tectonic Map..., 1970]. Умовні позначення: 1 – неогеновий басейн; 2 – флішовий пояс; 3 – Передкарпатський прогин; 4 – кімерійський ороген; 5 – Львівський палеозойський прогин; 6 –

палеозойська платформа; 7 – докембрійська (Східноєвропейська) платформа; 8 – Український щит (а – архей, б – палеопротерозой); 9 – зони неогенового вулканізму; 10 – офіолітові комплекси; 11–13 – мікроплити: 11 – Алькапа; 12 – Тися; 13 – Дакія; 14 – Головний Карпатський насув; 15 – розломи. Сині та червоні зірки – пункти вибуху. Скорочення: ЗЄП – Західноєвропейська платформа, ЛПП – Львівський палеозойський прогин, ПнД – Північна Добруджа, ЦД – Центральна Добруджа, ПдД – Південна Добруджа, РРР – Рава-Руський розлом, ПКР – Передкарпатський розлом, Р-2 та Р-5 – профілі СГТ [Заяц, 2013].

Відстань між сусідніми пунктами вибуху становила 50–65 км. Записи проводились 335 сейсмічними станціями, які були розташовані з інтервалом 1,75–2 км на території Румунії та 2–2,25 км на території України.

Профіль RomUkrSeis перетинає з північного сходу на південний схід наступні тектонічні одиниці: південно-західну частину Східноєвропейської платформи (385–670 км по профілю), яка, в свою чергу, включає південно-західний сегмент Українського щита (495–670 км), зону Тейсейра-Торнквіста, яка похована під Передкарпатським прогином (360–385 км), зовнішні Східні Карпати (330–360 км), внутрішні Карпати (260–330 км), Трансильванський басейн (145–260 км) та гори Апусени (0–145 км) (рис. 2.1). Всі ці тектонічні одиниці віком від архею до четвертинного періоду мають різне геологічне походження, структуру літосфери та геодинамічну історію.

Українська частина профілю RomUkrSeis проходить через південно-західну окраїну СЄП та північно-східну частину Передкарпатського прогину. Платформа в районі профілю включає в себе південно-західну частину Українського щита та Волино-Подільську монокліналь, яка утворилася в результаті формування Придністровського перикратону [Тектонічна ..., 2007].

Український щит в районі профілю виходить на поверхню в межах Подільського мегаблоку. Кристалічний фундамент відслонюється, в

основному, в долинах річок, ярів і балок, які входять у басейн р. Південний Буг, а також на лівих притоках р. Дністер. На вододілах кристалічний фундамент перекритий малопотужною товщею (0–50 м) палеоген-четвертинних осадів (рис. 2.2).

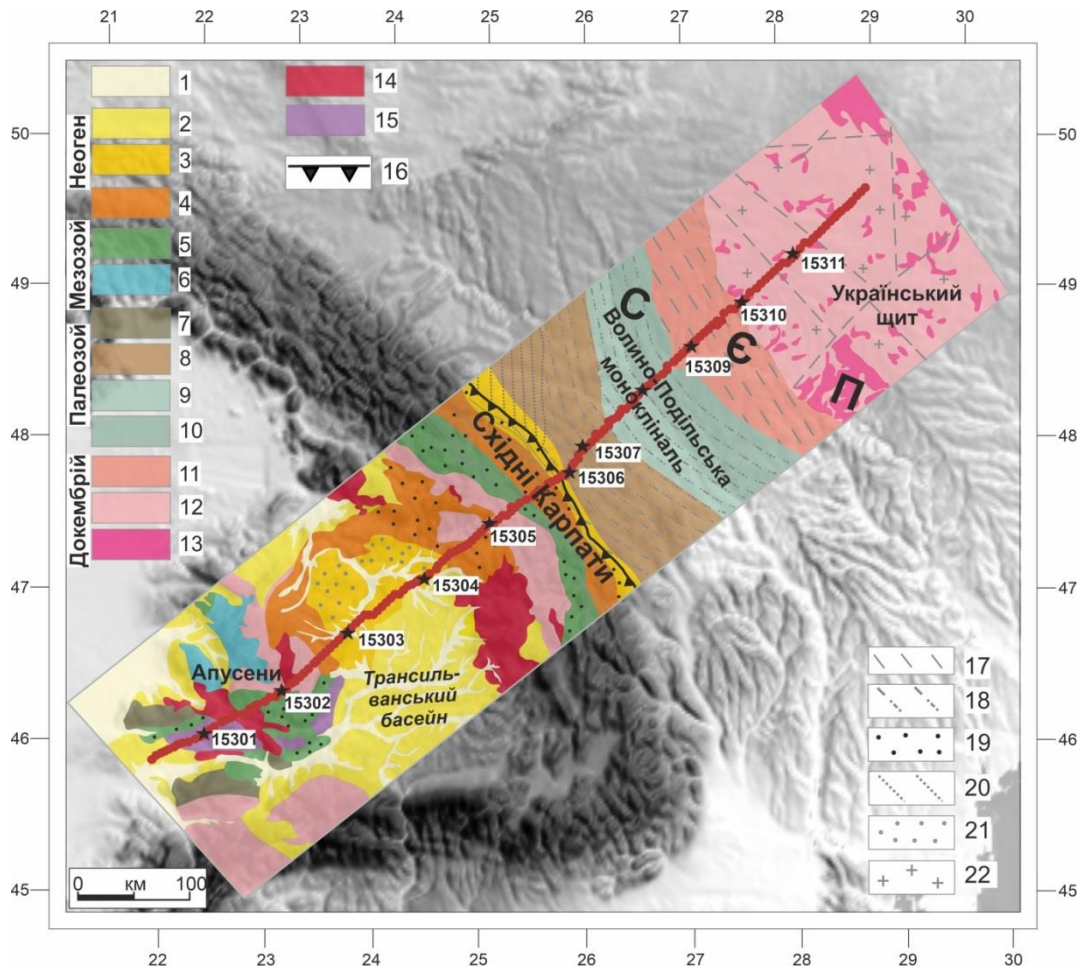


Рис. 2.2 Геологічна схема по профілю RomUkrSeis. [Тектонічна ..., 2007; Геологическая..., 1987; Stefanescu and Working Group, 1988; Geological..., 1978]. Геохронологічна шкала: 1 – четвертинна; 2 – пліоцен; 3 – міоцен; 4 – палеоген; 5 – крейда; 6 – юра+тріас; 7 – карбон+девон; 8 – девон; 9 – силур верхній; 10 – силур нижній; 11 – неопротерозой; 12 – протерозой; 13 – архей; 14 – неогеновий вулканізм; 15 – офіоліти; 16 – Головний Карпатський насув. Склад порід: осадові 17 – аргіліти, глини; 18 – вапняк, доломіти; 19 – фліш; 20 – алевроліти, алеврити; 21- конгломерати; 22 – кристалічні породи. Пункти вибуху вздовж RomUkrSeis позначені чорними зірками.

Породи фундаменту представлені Побузьким гранулітовим комплексом – гранитоїдами архею-раннього протерозою (чарнокітів, ендербітів, чудново-бердичівськими гранат-біотитовими гранітами), субстратом для яких послужили широко поширені серед гранитоїдів включення гнейсів і кристалосланців дністровсько-бузької серії [Геохронологія..., 2005; Геохронологія..., 2008]. Кристалічний фундамент порушений численними розломами, серед яких головними є Летичівська, Хмільницька і Подільська зони розломів північно-західного простягання, що утворилися в археї (Летичівська) і ранньому протерозої (дві інші). Ширина цих зон становить 8–15 км [Гинтов, 2004].

За даними буріння починаючи з 550 км по профілю, поверхня кристалічного фундаменту занурюється з південного-сходу з відмітки +250 м до ~ –2600 м на 390–400 км по профілю. Профіль RomUkrSeis перетинає ту частину щита, яку в літературі називають «Подільським виступом». Зазвичай на картах контури Українського щита показують разом з його схилами, тому Подільського виступу на них не видно.

Волино-Подільська монокліналь займає значну частину Волино-Подільської плити, яка почала формуватися у рифеї (К–Ар – 1178–1041 млн років [Тектонічна..., 2007]) при утворенні Волино-Поліського прогину (на північний захід від RomUkrSeis) північно-східного простягання, заповненого пісковиками, алевролітами і габро-діабазами поліської серії (рис. 2.2).

На границі рифею та венду відбулася тектонічна перебудова південно-західної окраїни СЄП, в результаті якої активізувалися розломи північно-західного напрямку, які слугували підвідними каналами для виливів базальтової лави, про що свідчить наявність трапової формації волинської серії в межах Волино-Поліського прогину. Вузьке відгалуження цього прогину вздовж Подільської зони розломів північно-східного простягання, заповнене вулканогенним матеріалом, проходить в районі профілю RomUkrSeis.

З раннього венду розпочався плитний етап розвитку Волино-Подільської плити [Великанов и др., 1983]. Перикратонне занурення південно-західної окраїни СЄП, яке почалося у пізньому венді, привело до формування потужного плитного чохла, який представлений в районі профілю RomUkrSeis структурно-формаційними комплексами: піздньобайкальським (венд-кембрій), каледонським (ордовік-силур-нижній девон), герцинським (середній девон-карбон) [Тектонічна..., 2007]. Назви структурно-формаційних комплексів відповідають епохам складчастості у виниклому на південному заході Галицькому орогені, з утворенням якого, як вважається, пов'язане формування Придністровського перікратону. У пізньому девоні завершилися значні опускання в області Придністровського перікратону, і з цього часу по тріас, включно, Волино-Подільська монокліналь в районі профілю RomUkrSeis була областю денудації. Юрські і нижньокрейдові відклади незначної потужності (кіммерійський структурно-формаційний комплекс) присутні в основному вже за межами профілю.

Піздньоальпійський структурно-формаційний комплекс представлений в районі RomUkrSeis осадами неоген-квартеру, розвиненими у південно-західному напрямку від р. Дністер. Їх відкладення пов'язано з формуванням Передкарпатського прогину. Формування прогину призвело до занурення і крайової частини Волино-Подільської моноклінали.

Румунська частина профілю RomUkrSeis проходить через гори Апусени, Трансильванський басейн та внутрішні Карпати. Гори Апусени (відстань по профілю 145–260 км) були сформовані в пізній крейді під час конвергенції мікроплит Тисії і Дакії в рамках ранньоальпійського тектогенезу. Незважаючи на те, що Апусени розташовані між Паннонським і Трансильванським басейнами та ізольовані від інших гірських споруд, вони являються частиною Альпійсько-Карпатського гірського поясу. Вони були сформовані в крейдяний період в результаті відмирання Трансильванського океану [Bleahu et al., 1981, Balintoni, 1994], який був частиною океану Tetic [Sandulescu, 1994; Csontos et al., 1992].

Трансильванський басейн (відстань по профілю 145–260 км) обрамлений на півночі, сході та півдні Карпатами та горами Апусенами на заході. Він розташований у внутрішній частині дуги, де сполучаються Східні і Південні Карпати. Басейн заповнений осадовими породами потужністю до 8 км [Ciulavu, et al., 2000], які представлені пермськими теригенними породами, мезозойськими теригенно-карбонатними і кайнозойськими теригенними відкладами з прошарками солі і туфів. Уламкові породи верхньої крейди, які незгідно залягають на фундаменті, приурочені, в основному, до серії грабенів субмеридіонального простягання; вони зазнали складчастості, мабуть, в середині палеоцену. Еоценові-середньоолігоценові відклади залягають більш спокійно, хоча в олігоцені і пізніше в межах басейну проявилися процеси розтягу і стиснення. В ранньому міоцені в північній частині басейну відзначалися процеси насувного характеру. Пліоценові і молодші тектонічні деформації пов'язують з процесами стиснення в широтному напрямку [Huisman, 1997].

Східні Карпати є безпосереднім продовженням північної альпійської гілки, та представляють собою єдиний альпійський структурний елемент. На всьому простяганні всі їх тектонічні елементи: насуви, складки і луски, зональне розташування фацій як осадових, так і вивержених порід – направлені з південного-заходу на північний схід. Структура Карпат визначається складним поєднанням різновікових автохтонних і аллохтонних тектонічних одиниць. Карпати обрамляються фронтальними западинами (крайовими або зовнішніми), заповненими продуктами руйнування і зносу альпійських гірських хребтів і представляють собою повздовжні котловини заповнення і опускання, що лежать на границі між альпійською складчастою структурою і краєм більш жорстких передальпійських платформ. Східні Карпати традиційно розділяють на дві основні одиниці [Uhlig, 1907]: Внутрішні та Зовнішні Карпати. Внутрішні Східні Карпати сформовані в середині крейдового періоду і включають докембрійський і/або

палеозойський кристалічний фундамент і мезозойський (до-сеноманський) осадовий чохол [Săndulescu, 1988]. Пост-тектонічні осадові утворення віком верхня крейда-палеоген локально перебивають покриви в Трансильванському басейні. Зовнішні складчасті (флішеві) Карпати утворюють систему лінійно розірваних насувами скиб, перекинутих і насунутих на Передкарпатський краєвий прогин, який представлений неогеновими моласами. Профіль RomUkrSeis перетинає Передкарпатський краєвий прогин, який розташований над ТТЗ. Передкарпатський краєвий прогин представляє собою вузьку асиметричну депресію, розвиток якої почався в ранньому міоцені. Флексурне прогинання перед фронтом Карпатської насувної споруди на протязі міоцену зміщувалось у бік СЄП.

2.2. Дані про потенційні поля та тепловий потік по профілю RomUkrSeis

Основні тектонічні одиниці, які перетинає профіль RomUkrSeis, в той чи іншій мірі, відповідають картинам потенціальних полів (гравітаційного та магнітного) вздовж профілю (рис. 2.3).

Гравітаційне поле характеризується контрастом між негативними значеннями (від -20 до -40 мГал) над Трансильванським басейном та позитивними значеннями (від 0 до $+10$ мГал) на СЄП. Головною особливістю гравітаційного поля за профілем є різка негативна аномалія (-120 мГал), яка виділяється у фронтальній частині Карпатської споруди та Передкарпатського прогину.

Зміну сили тяжіння по обидві сторони від Карпатського пояса можна в значній мірі пояснити контрастом у глибині залягання кристалічного фундаменту, який виступає на Українському щиті, але знаходиться на глибині приблизно $6-8$ км нижче осадових товщ Трансильванського басейну. Ефекти осадового шару також проявляються в магнітному полі, на заході магнітне поле є більш спокійним, в той час як СЄП характеризується більш диференційованим магнітним полем. Аномальне гравітаційне поле в районі гір Апусени має більш низькі значення у порівнянні з Карпатським поясом, з

амплітудами в діапазоні від -20 до $+20$ мГал від західного кінця профілю до пункту вибуху SP15303 або близько того, де воно зменшується до -40 мГал та з максимумом до -20 мГал над Трансильванським басейном (рис. 2.3). Аномальне магнітне поле над горами Апусени і Трансильванським басейном там, де вони перетинаються профілем RomUkrSeis, досить спокійне і в цілому близьке до 0 нТл.

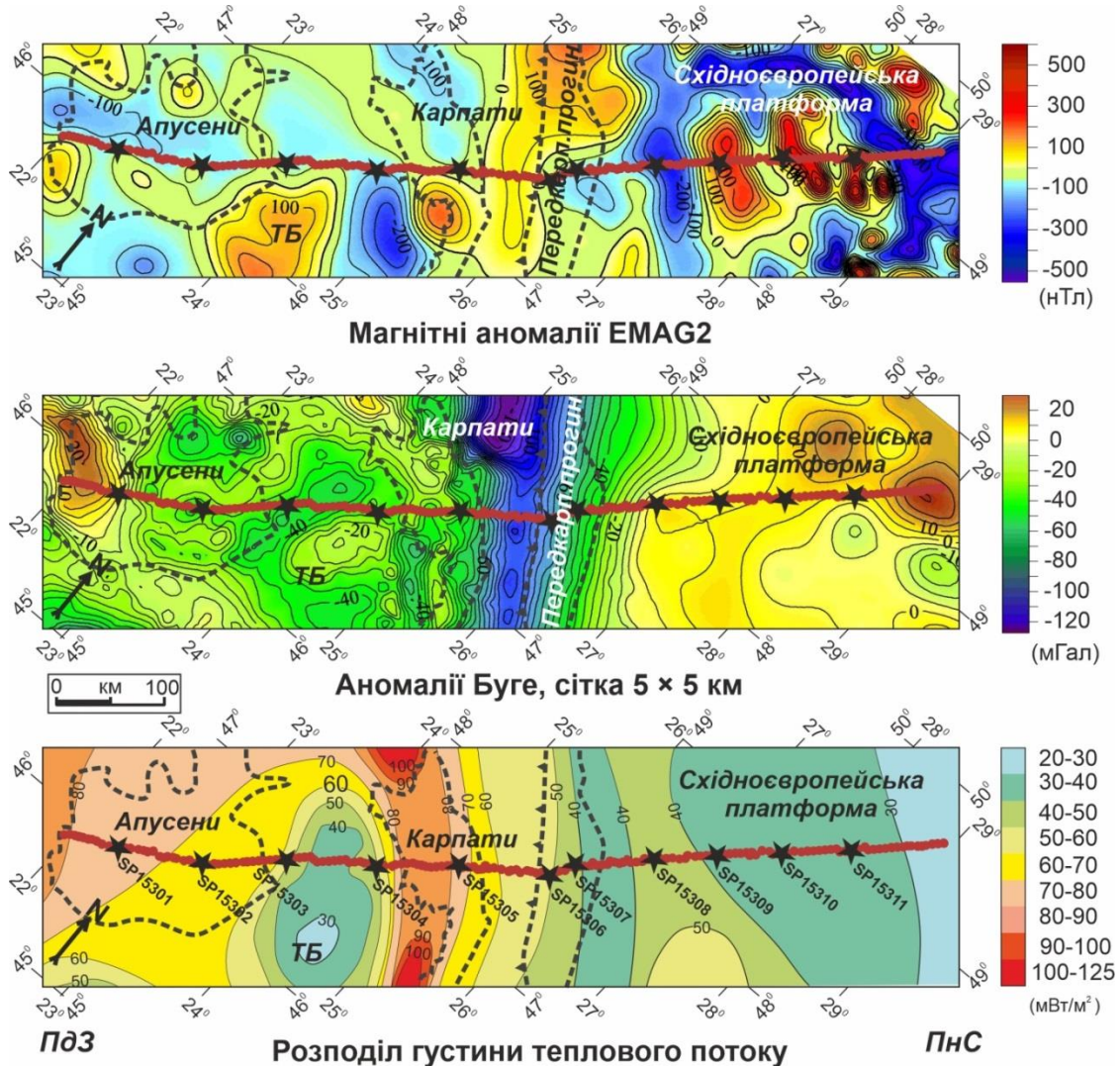


Рис. 2.3 Геофізичні дані в області профілю RomUkrSeis. Зверху вниз: магнітні аномалії [EMAG2, <https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/emag2.html>]; аномалії Буге [Wybraniec et al., 1998]; розподіл густини теплового потоку [Hurtig et al., 1991; Kutas, 2015; Кутас, 2016]. Пункти вибуху вздовж RomUkrSeis позначені чорними зірками, чорні пунктирні лінії окреслюють основні тектонічні одиниці, що перетинаються профілем RomUkrSeis (ТБ – Трансильванський басейн).

На рис. 2.3 також показаний розподіл густини теплового потоку за профілем RomUkrSeis [Hurtig et al., 1991]. Високий тепловий потік (до 80 мВт/м^2), який спостерігається між пунктами вибуху SP15304 і SP15305 у Внутрішніх Карпатах, пов'язаний з молодою тектонікою і термічної активністю, вираженою у вигляді численних магматичних інтрузій неогенового віку [Seghedi et al., 2004; Kutas, 2015]. На СЄП спостерігається низький тепловий потік ($30\text{--}50 \text{ мВт/м}^2$), що відповідає типовим значенням для докембрійських кратонів. В районі Трансильванського басейну спостерігається область зниженого теплового потоку (менше 30 мВт/м^2), що частково може вказувати на ефект осадового покриву [Гордієнко и др., 2011; Majorowicz, Wybraniec, 2011].

2.3. Сейсмічні дані та сейсмічне моделювання за профілем RomUkrSeis

Процес комп'ютерної обробки даних за профілем RomUkrSeis можна умовно розділити на три етапи: перший – запис сейсмічних коливань під час польових робіт та формування загального файлу даних, які зареєстровані на сейсмічних станціях; другий – математична обробка сейсмічних записів з метою підвищення співвідношення сигнал-завада і візуалізація матеріалів; третій – розрахунок швидкісної моделі досліджуваного розрізу на основі комп'ютерного моделювання і вирішення прямої та оберненої задачі сейсміки. Якість записаних даних в основному залежить від умов місцевості та відстані від вибуху до реєструючого пристрою. Отримані записи Р- та S-хвиль представлені на рис. 2.4 та 2.5 зі швидкістю редукації 8 км/с . Хорошої якості вступу S-хвиль зафіксовані на платформній частині профілю для пунктів вибуху SP15306–SP15311. Більш слабкі вступу S-хвиль були зареєстровані для пунктів вибуху SP15301–SP15305. Перші вступу фази P_{sed} спостерігаються на відстані $2\text{--}3 \text{ км}$ в районі пунктів вибуху SP15301 та SP15302. Далі на схід, в районі пунктів вибуху SP15303–SP15307, P_{sed} прослідковується на відстані до 10 км . Позірні швидкості становлять $3,6\text{--}5,0 \text{ км/с}$.

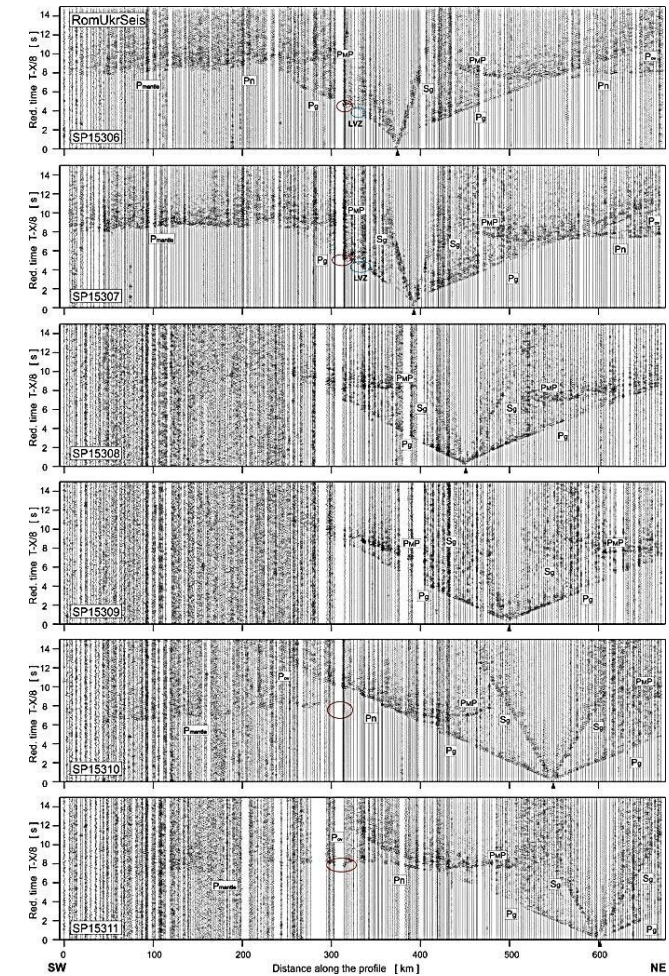
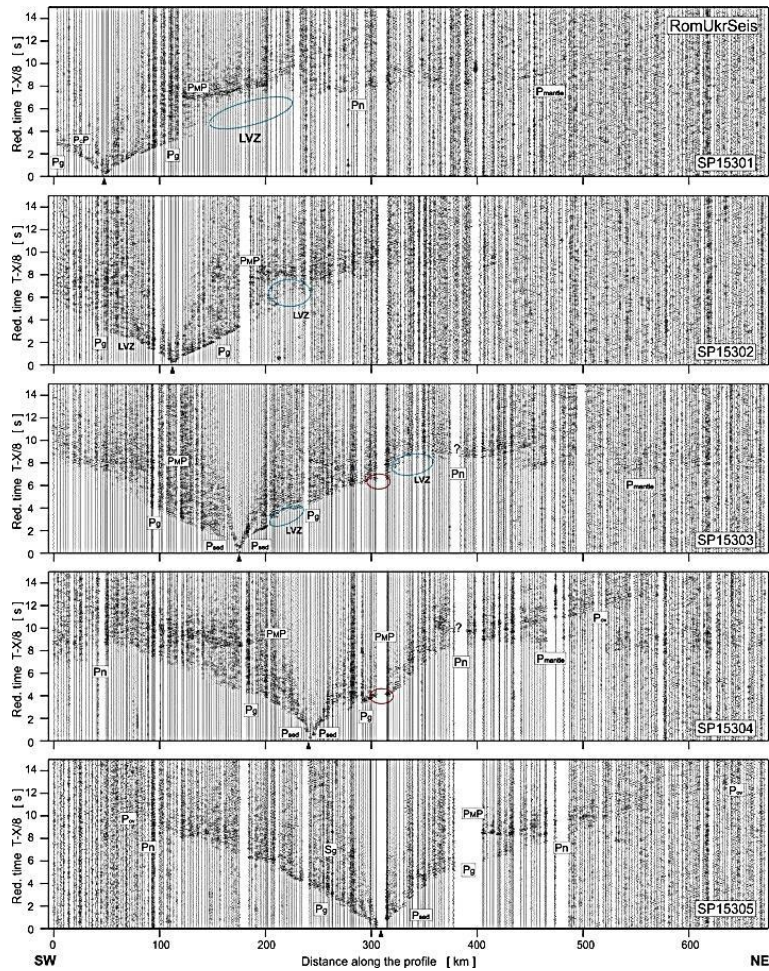


Рис. 2.4 Сейсмічні записи за профілем RomUkrSeis (пункти вибуху SP15301 – SP15311). Сині еліпси (позначені LVZ) вказують на наявність зон знижених швидкостей; червоні еліпси вказують на різке збільшення швидкості. Швидкість редукції становить 8,0 км/с: P_{sed} – заломлення від осадових товщ, P_g та S_g – заломлення у верхній та середній кристалічній корі; P_{ov} – закритична фаза заломленої хвилі в корі; P_{CP} – відбиття від границі в середній частині кори; P_{MP} та S_{MS} – P- та S-хвилі, відбиті від поверхні Мохо; P_n – заломлення у верхній мантії безпосередньо під поверхнею Мохо; P_{mantle} – фази P-хвиль, які утворюються у верхній мантії.

Найбільш помітні відмінності між позірними швидкостями та часами пробігу хвиль для невеликих віддалень північно-східного та південно-західного напрямків спостерігаються у сейсмограмах пунктів вибуху SP15303 та SP15305. P_{sed} практично не спостерігається в районі ССП починаючи з пункту вибуху SP15309 до кінця профілю (рис. 2.4).

Фаза P_g з кристалічного фундаменту (верхня кора) корелюється на відстані до 230 км від пункту вибуху на платформній частині профілю. P_g у західній частині профілю показує позірні швидкості, які відрізняються в протилежних напрямках від пункту вибуху (наприклад, для пункту вибуху SP15303, швидкості P_g в південно-західному напрямку складають ~6,4 км/с, а у північно-східному ~5,5 км/с). Це здебільшого пов'язано з тим, що границя заломлення падає на північний схід і на фазу P_g також можуть впливати латеральні зміни у складі підстиляючого шару. Вищі швидкості P_g спостерігаються для перших трьох пунктів вибуху SP15301–SP15303 (рис. 2.4). Годографи фази P_g мають переривчастий вигляд, місцями з прогалинами (позначені синіми еліпсами на рис. 2.4), що може вказувати на наявність низькошвидкісних шарів у верхній / середній корі. І навпаки, деякі фрагменти фази P_g демонструють значно вищу позірну швидкість, що ймовірно пов'язано з більш високошвидкісними шарами (червоні еліпси на рис. 2.4). Для пункту вибуху SP15301 фаза P_g виділяється на відстані 0–100 км. На більшій відстані її амплітуда зменшується і є набагато слабшою, в той же час на сейсмограмі спостерігаються досить чіткі відбиття від границі Мохо. Подібна ситуація спостерігається для пункту вибуху SP15302, але з більш вираженим збільшенням позірної швидкості хвилі P_g від 5,5 до 6,0 км/с.

Фаза P_g , що розповсюджується у верхній і середній корі, спостерігається для обох напрямках від пунктів вибуху SP15303, SP15304 та SP15305 на відстані до 200 км. Позірна швидкість збільшується з 5,9 до 6,2 км/с. Також спостерігаються розриви на годографах фази P_g , так наприклад, у східному напрямку для пункту вибуху SP15303 на відстані 30 і 130 км, та для пункту

вибуху SP15304 на відстані 110 км, що може свідчити про наявність низькошвидкісних зон у розрізі.

Сейсмічне поле, яке зафіксовано у західному напрямку від пунктів вибуху має більш регулярний вигляд, але на сейсмограмі SP15303 спостерігається незначне зменшення амплітуди запису на відстані 80 км та 100–110 км на SP15304 та SP15305.

На записах для пунктів вибуху SP15306 та SP15307 чітко простежуються вступу P_g в обох напрямках від пункту вибуху на відстані 10–180 км з позірною швидкістю 5,7–5,9 км/с на західному напрямку. Східна гілка фази P_g добре корелюється на відстані до 180 км з позірною швидкістю 6,0–6,2 км/с. Фаза P_g в обох напрямках для пунктів вибуху SP15308, SP15309, SP15310 та SP15311 простежується на відстані до 180–230 км з позірною швидкістю 6,0–6,2 км/с. На більших відстанях (200–400 км) ця фаза зливається з закритичним відбиттям, яке чітко корелюється у другорядних вступках з позірною швидкістю 6,2–6,7 км/с на сейсмограмах SP15304–SP15311. Ці фази важливі для швидкісного моделювання, тому, що вони несуть інформацію з більш глибоких шарів земної кори та допомагають оцінити максимальну швидкість у нижній частині земної кори. Відбиття P_{cP} в середині кори спостерігаються на декількох сейсмограмах з різною інтенсивністю та ступенем кореляції.

Відбиття Мохо P_{MP} корелюються на відстані ~ 70 км на більшості сейсмограм. Особливо чітко фаза P_{MP} спостерігається для пунктів вибуху SP15301 та SP15305–SP15311 на відстані 70–170 км (рис. 2.4). Фаза P_n , що заломлена безпосередньо під Мохо, спостерігається на великих відстанях (>170 км). Найякісніші фази P_n спостерігаються на записах для пунктів вибуху SP15301, SP15303, SP15304, SP15306, SP15307 та SP15310–SP15311. Фази, які інтерпретовані як відбиття у верхній мантії (P_{mantle}), спостерігаються на записах для пунктів вибуху SP15301, SP15303, SP15304, SP15306, SP15307, SP15310 та SP15311 на відстані 200–400 км.

заломлення у верхній та середній кристалічній корі; P_{ov} – закритична фаза заломленої хвилі в корі; P_cP – відбиття від границі в середній частині корі; P_MP та S_MS – P- та S-хвилі, які відбиті від поверхні Мохо; P_n – заломлення у верхній мантії безпосередньо під поверхнею Мохо; P_{mantle} – фази P-хвиль у верхній мантії.

Отримані в результаті робіт дані сейсмічних швидкостей за профілем RomUkrSeis були інтерпретовані методом прямого хвильового моделювання з використанням пакету SEIS83 [Červený & Pšenčík, 1984] з графічними додатками MODEL [Komminaho, 1998] и ZPLOT [Zelt, 1994]. Метод заснований на обчислюванні шляху пробігу хвилі, часу її приходу та синтетичних сейсмограм у високочастотному наближенні. Параметризація швидкості поздовжніх та поперечних хвиль у кожному шарі виконується на нерегулярній прямокутній сітці, після чого швидкості між вузлами інтерполюються вздовж розрізу з допомогою бікубічних сплайнів. Дисертантом підготовлений узагальнений геологічний розріз за профілем (рис. 2.6) на основі геологічної і геофізичної інформації про структуру верхніх шарів земної кори в Румунії та Україні, включаючи геологічні розрізи за [Stefanescu & Working Group, 1988], які були засновані на попередніх сейсмічних профілях, доповнені сейсмічними дослідженнями [Krézsek & Bally, 2006], а також швидкісні дані з декількох свердловин уздовж профілю.

Використання наперед заданого розподілу швидкісних характеристик у верхніх шарах осадового чохла за профілем має важливе значення для подальшого моделювання глибшої структури земної кори, бо дає можливість залучити додаткові дані про будову верхньої частини розрізу і усунути можливі помилки, які виникають на дрібних фрагментах розрізу та тонких приповерхневих шарах.



Рис. 2.6 Узагальнений геологічний розріз по профілю для початкової швидкісної моделі вздовж профілю RomUkrSeis за даними [Stefanescu & Working Group, 1988; Krézsek & Bally, 2006; Тектонічна ..., 2007]

Після моделювання верхнього шару на всьому профілі, пряме моделювання переключалося на наступний за глибиною шар. Таким чином, просуваючись від верхніх шарів розрізу до нижніх, розраховувались швидкісні характеристики шарів земної кори і верхньої мантії на всьому досліджуваному проміжку. Приклад сейсмічного моделювання показано на рис. 2.7 для пункту вибуху SP15307, який розташований на південно-західній окраїні ССП.

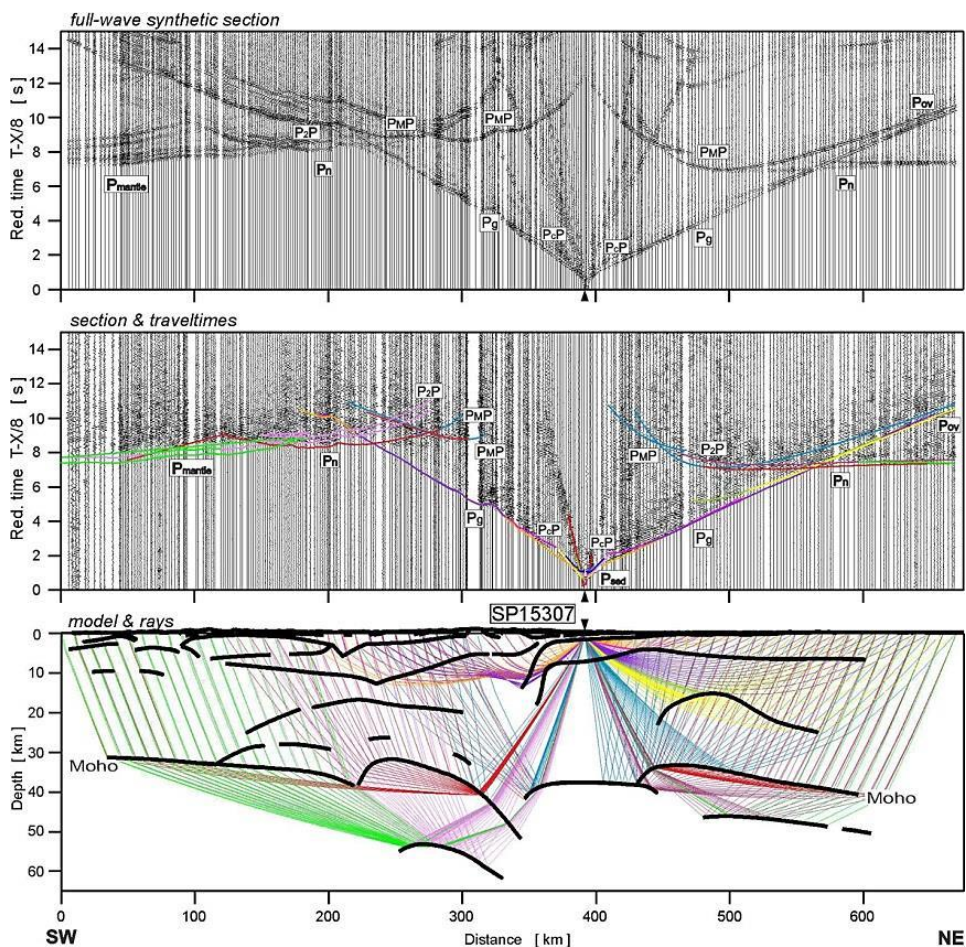


Рис. 2.7 Приклади сейсмічного моделювання вздовж профілю RomUkrSeis пункт вибуху SP15307. Середня діаграма: сейсмічний запис (нормалізована за амплітудою вертикальна компонента) поздовжніх хвиль з теоретичними годографами (лінії з фазами сейсмічних хвиль від моделі, що показані на нижньому рисунку), який розрахований з використанням пакету SEIS83. Нижній рисунок: вибрані промені з відбитих та заломлених хвиль на фоні загальної структури моделі. Верхній рисунок: повнохвильові синтетичні

сейсмограми, що отримані для швидкісної моделі SEIS83 з використанням програми TESSERAL [Kostyukevich et al., 2000].

Паралельно з прямим променевим моделюванням виконувався розрахунок синтетичних сейсмограм, які порівнювалися зі спостереженими даними як за амплітудами коливань, так і за часами вступів сейсмічних хвиль. Такий підхід забезпечував додаткову перевірку у визначенні швидкостей для шарів моделі та величини градієнта, а також степінь контрасту швидкості на границях її розриву. Висока якість зафіксованих сейсмічних даних дозволила побудувати швидкісну модель, що відповідає спостережним (експериментальним) годографам як для заломлених, так і відбитих хвиль, з хорошою точністю.

В результаті сейсмічного моделювання отримана швидкісна модель за профілем RomUkrSeis, яка представлена на рис. 2.8. Загальну структуру отриманої в результаті моделювання швидкісної моделі можна описати наступним чином. По швидкісним характеристикам і геологічним уявленням модель можна розділи на чотири блоки. У напрямку з південного заходу на північний схід ці блоки відповідають: 1) горам Апусенам, 2) Трансільванському басейну, 3) Складчастим Карпатам і Передкарпатському прогину та 4) СЄП, в межах якої виділяються Волино-Подільська монокліналь та Український щит.

Товщина осадового шару вздовж профілю (рис. 2.8) коливається від декількох десятків метрів (в районі гір Апусени, Карпат та СЄП) до ~ 6 км в районі Трансільванського басейну. Швидкості Р-хвиль в осадовій товщі змінюються від 2,3 до 4,9 км/с. В осадовій товщі в районі гір Апусени (50–90 км по профілю) на глибині ~ 2 км виділяється високошвидкісний шар шириною ~ 40 км ($V_p \sim 5,4$ км/с). На окраїні СЄП (~ 320–360 км по профілю) виділяється осадовий прогин глибиною ~ 15 км та шириною 40 км (швидкості Р-хвиль 3,0–5,4 км/с).

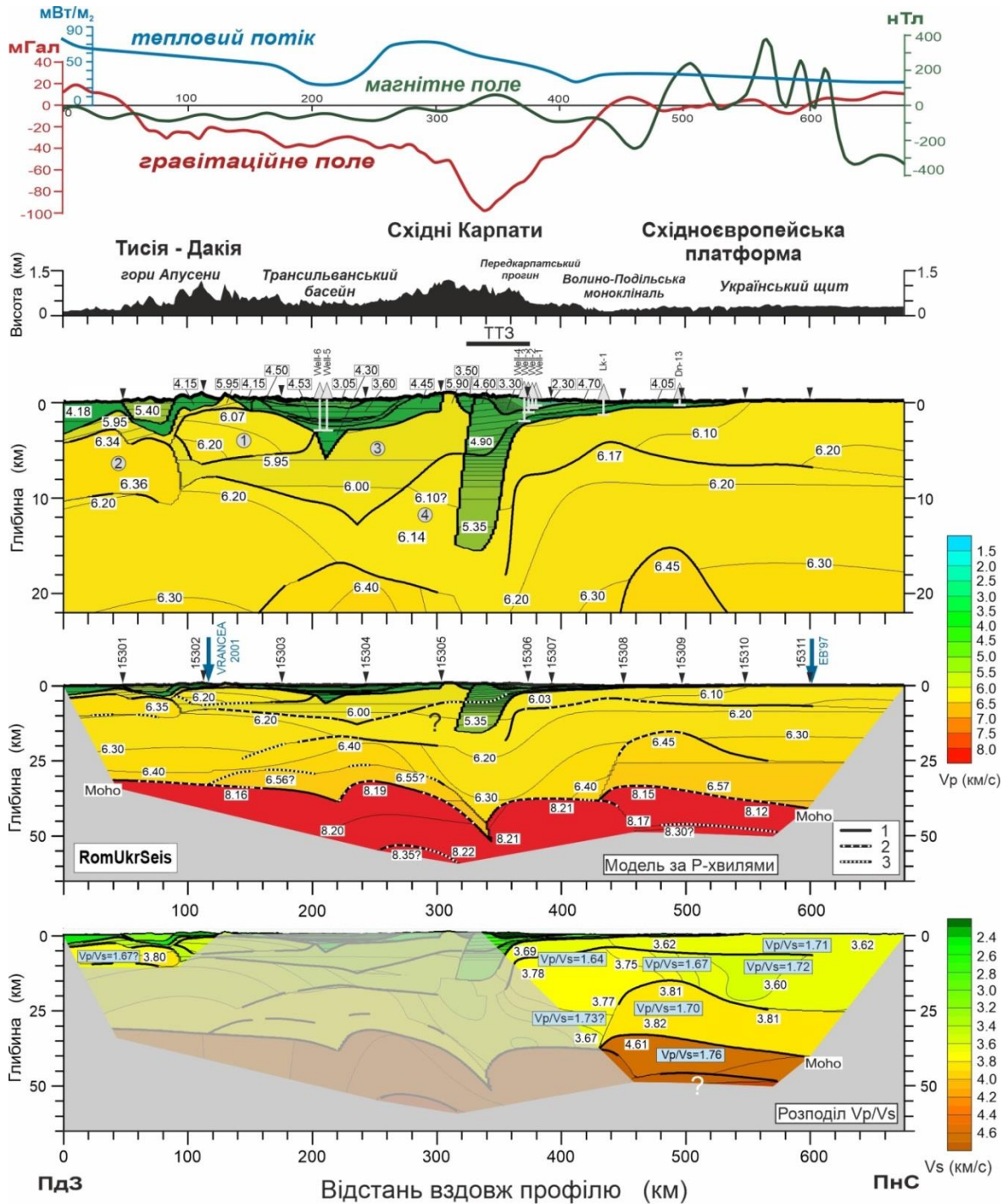


Рис. 2.8 Двовимірні моделі сейсмічних швидкостей Р- і S-хвиль у корі та верхній мантії вздовж профілю RomUkrSeis, отримані з використанням програмного пакету SEIS83 [Šervený and Pšencík, 1984]. Товсті чорні суцільні та пунктирні лінії представляють чіткі швидкісні границі за Р-хвилями: 1 – лише заломлення; 2 – заломлення і відбиття; 3 – лише відбиття. Тонші лінії представляють розраховані ізолінії швидкості зі значеннями в км/с, показаними в білих прямокутниках.

Модель показує значні коливання глибини залягання розділу Мохо. У південно-західній частині профілю, під горами Апусени та частиною Трансільванського басейну глибина Мохо поступово збільшується з 31 км (40 км по профілю) до 38 км (~ 220 км по профілю), після чого досить різко зменшується до 31 км (240 км по профілю). На північний схід, під Карпатами, Мохо досягає глибини ~ 51 км (340 км по профілю), після чого на відстані лише ~ 10 км піднімається до ~ 37 км (350 км по профілю), створюючи вузький клин земної кори або, так званий, кіль Мохо залишається на цій глибині до відстані близько 430 км. На північний схід від 430 км по профілю Мохо заглиблюється приблизно до 34 км (450 км по профілю), а потім поступово опускається до ~ 40 км на 600 км по профілю.

2.4. Будова літосфери південно-західної країни СЄП за швидкісною моделлю за профілем RomUkrSeis

За участю дисертанта виконано геологічну інтерпретацію результативної швидкісної моделі за профілем RomUkrSeis та побудована інтерпретаційна модель структури верхньої літосфери вздовж профілю, яка представлена на рис. 2.9.

В рамках дисертаційної роботи розглядається частина центральної області швидкісної моделі RomUkrSeis (300–430 км), яка відображає південно-західну країну СЄП, та пов'язану з нею ТТЗ. ТТЗ є тектонічною границею літосферного рівня, успадкованою з докембрійських часів, коли вона утворилася як континентальна країна Балтики після розпаду протоконтиненту Родинії. Після цього рифтогенна країна сформувала «опору» для акреції літосферних террейнів під час каледонського і герцинського орогенів [Pharaoh, 1999; Pharaoh et al., 2006; Narkiewicz et al., 2015] і згодом була реактивована у пізньому палеозої і мезозой-кайнозої [Winchester et al., 2006; Narkiewicz, 2007; Hippolyte, 2002], що призвело до виникнення Східно-Карпатської покривно-насувної споруди, яка перекрила ТТЗ. ТТЗ відповідає зоні переходу між літосферою композитної плити Тися-

Дакія з накладеним Трансильванським басейном та Карпатами на заході і докембрійською літосферою СЄП на сході.

2.4.1. Осадний шар

Важливою особливістю земної кори за профілем RomUkrSeis (320–360 км вздовж профілю) на окраїні СЄП спостерігається осадний прогин, який складається з двох швидкісних шарів; верхній шар до глибини 5 км зі швидкостями ~4,9 км/с входить до складу Карпатської покривно-насувної споруди, нижній шар до глибини 15 км зі швидкостями ~5,35 км/с являє собою палеозойсько-мезозойські відклади. Осадний прогин, як видно на рис. 2.8 та 2.9, має ширину ~40 км.

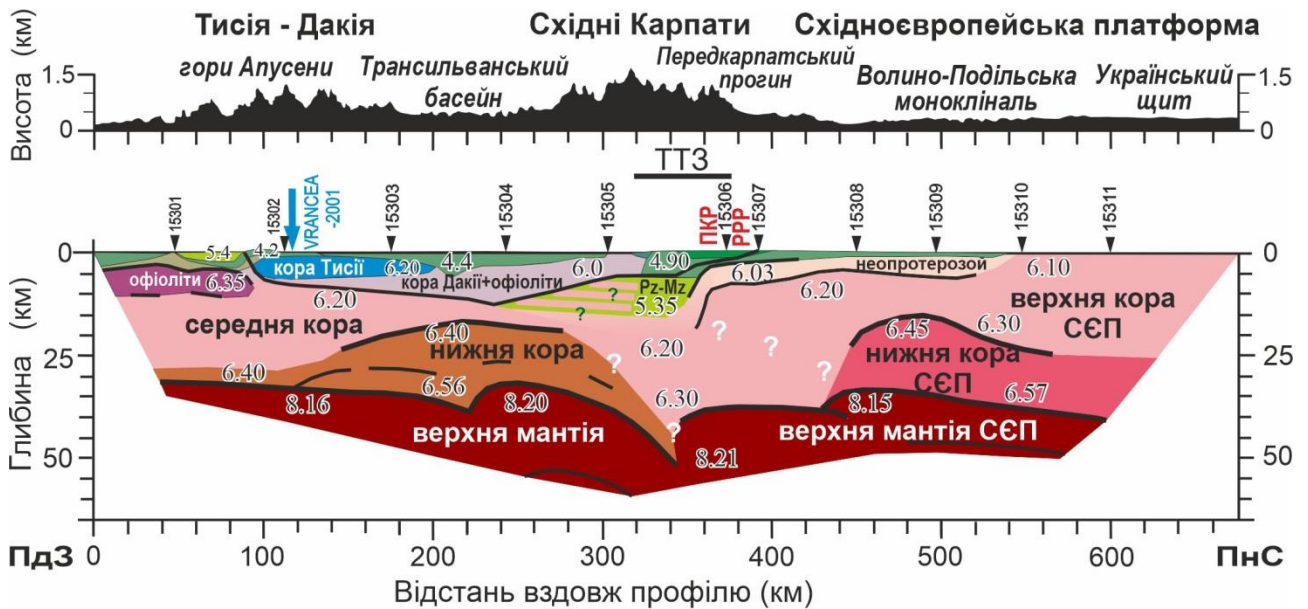


Рис. 2.9 Інтерпретаційна модель структури верхньої літосфери вздовж профілю RomUkrSeis [Starostenko et al 2020]. Розломи: PPP- Рава-Руський, ПКР – Передкарпатський.

Проте, при вирівнюванні горизонтального та вертикального масштабів, прогин приймає свої природні форми та розміри і стає досить пологим. Однак, неоднозначність процесу моделювання не можуть виключати того, що Карпатський осадний прогин, можливо, охоплює ще більшу область на північний захід, позначену зеленими і рожевими смугами на рис. 2.9).

Для більш детального аналізу осадового прогину на окраїні СЄП використано профіль СГТ Р-5 за [Заяць, 2013] (рис. 2.10), який розташований субпаралельно профілю RomUkrSeis в 50 км на північний захід (положення профілю на рис. 2.1).

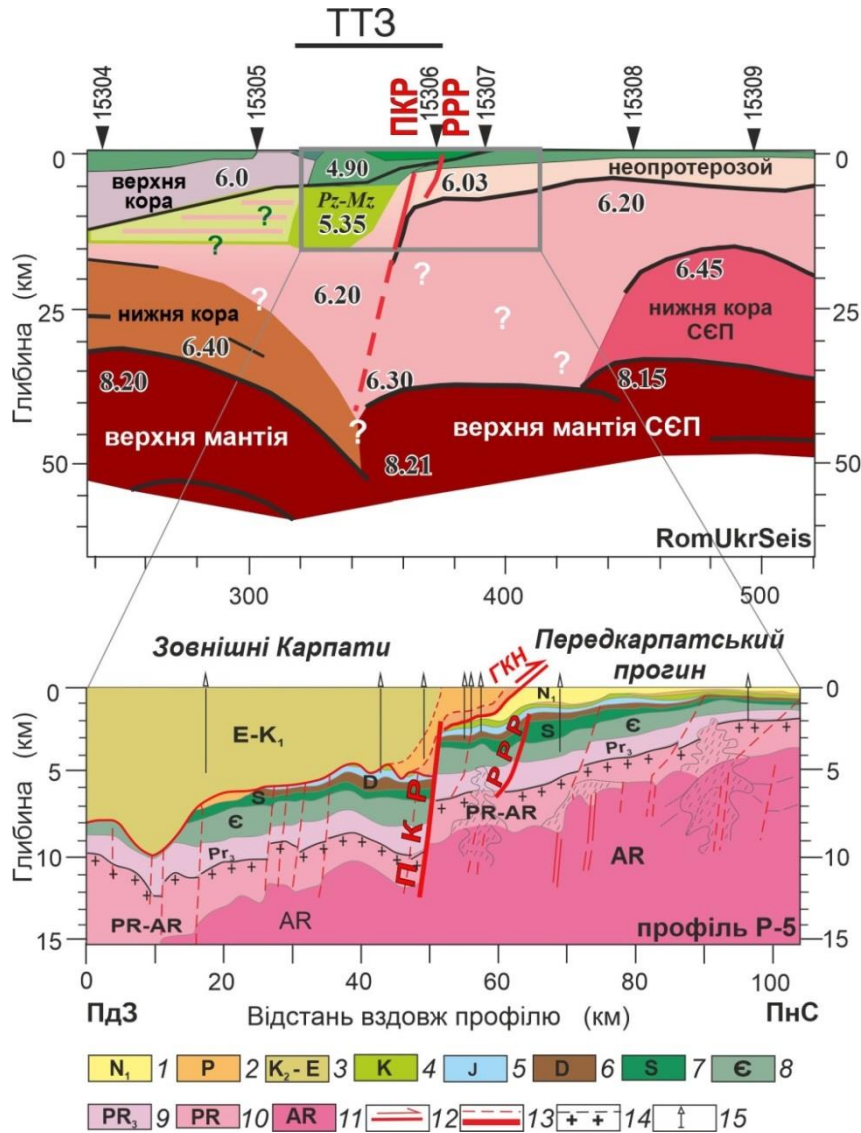


Рис. 2.10 Порівняння інтерпретаційної моделі за профілем RomUkrSeis з сейсмогеологічним розрізом за профілем Р-5 [Заяць, 2013]. 1 – міоцен, 2 – палеоген, 3 – пізня крейда-палеоген, яка має скибову структуру, 4 – крейда, 5 – юра, 6 – девон, 7 – силур, 8 – кембрій, 9 – неопротерозой, 10 – протерозой, 11 – архей, 12 – Головний Карпатський насув, 13 – розломи, 14 – покрівля фундаменту, 15 – свердловини. Скорочення: СЄП – Східноєвропейська платформа, ТТЗ – зона Тейсейра-Торнквіста, ГКН –

Головний Карпатський насув, РРР – Рава-Руський розлом, ПКР – Передкарпатський розлом. Положення профілю показано на рис.2.1.

Профіль Р-5 перетинає Покутсько-Буковинську частину Українських Карпат за напрямком Гринява-Чернівці, яка характеризується відносно неглибоким заляганням дофлішевої основи. Завдяки цьому Р-5 є єдиним перерізом Українських Карпат, де свердловини (4000 м) на площі Лопушна розкрили автохтонну основу під Карпатським алохтоном, яка представлена платформними відкладами юри та крейди окраїни СЄП. Зовнішня Більче-Волицька зона Передкарпатського прогину в межах даного перетину має значну ширину та неглибоке залягання кристалічного фундаменту, наприклад, в районі Чернівців він розкритий свердловиною на глибині 2200 м [Заяць, 2013].

СЄП та всі перекриваючі його осадові товщі занурюються під Карпатську споруду по системі скидів, найбільш виразним з яких є Передкарпатський розлом. Максимальна потужність рифейських метаосадових і метавулканічних порід на окраїні СЄП досягає 2 км, а палеозойських осадових відкладів, представлених трьома відділами: кембрієм, силуром та девоном, складає 3 км. Поверхня дофлішевого фундаменту занурюється у південно-східному напрямку під Карпатську споруду до максимальної глибини 9,5 км і формує грабеноподібну структуру під Скибовим і Бориславо-Покутським зовнішніми покривами Карпатської покривно-насувної споруди. Поверхня дорифейського кристалічного фундаменту подібно до поверхні дофлішевого фундаменту занурюється на південний захід по системі скидів і досягає найбільшої глибини 12,5 км під Бориславо-Покутським та Скибовим покривами.

Верхній шар осадового прогину на моделі RomUkrSeis до глибини ~ 6 км зі швидкостями 4,7–4,9 км/с і, можливо, частина нижче залягаючого шару з швидкостями 5,35 км/с відповідає крейдіяно-неогеновому флішовому комплексу Зовнішніх Карпат. Можливо, що нижній шар осадового прогину зі

швидкостями 5,35 км/с складається з давніших та більш ущільнених відкладів донеопротерозойсько-ранньопалеозойської платформи [Sliapura et al., 2006]. Відповідно до геологічних розрізів вхрест Східних Карпат на території України [Шлапінський, 2012; Nakapelyukh et al., 2018] і в північній Румунії [Stefanescu and Working Group, 1988; Schmid et al., 2008; Matenco et al., 2010] потужність Карпатської покривно-насувної споруди, складеної флішовими відкладами крейди-палеогену складає приблизно 8–10 км. Це задовільно корелюється зі швидкостями та структурою зображення на профілі RomUkrSeis.

Передкарпатський розлом є найбільш високоамплітудним розломом в межах Передкарпатського прогину. Він зміщує на 3 км товщу відкладень, що лежить під аллохтонним флішовим комплексом та пов'язаний з рядом інших прилеглих розломів, включаючи Рава-Руський розлом (має подібне простягання), який пересікає більш древні, палеозойські шари, але перекривається без зміщення мезозойськими відкладами чохла СЄП та кайнозойськими відкладами, Передкарпатського прогину [Круглов, Ципко, 1988; Тектонічна..., 2007; Заяц, 2013]. Виходячи з регіональної геології окраїни СЄП, Передкарпатський розлом міг бути активним (подібно до Рава-Руського розлому) на останніх етапах герцинської складчастості або під час післягерцинської пізньопалеозойсько-тріасової транстенсійної нестабільності, що впливала на літосферу СЄП [Ziegler et al., 2006; Mazur et al., 2020]. Можливо, що Передкарпатський розлом був реактивований на місці більш древньої та глибшої структури, яка утворилась під час неопротерозойсько-ранньопалеозойського формування континентальної окраїни Балтики і, в першу чергу, утворення ТТЗ.

Швидкісна модель по профілю RomUkrSeis демонструє досить різко падаючу сейсмічну границю на ~ 360 км в діапазон глибин ~ 8–18 км (рис. 2.8), яка приблизно збігається з Передкарпатським розломом, як показано на рис. 2.10. Ця швидкісна границя може бути проінтерпретована як частина великого розлому (або зони) верхньої кори (якщо не всієї потужності

земної кори), успадкованого від формування Балтики і, отже, початку розвитку ТТЗ.

2.4.2. Кристалічна кора

Під осадовим прогином на всю потужність кори на окраїні СЄП спостерігаються знижені швидкості повздовжніх хвиль (від 6,2 до 6,3 км/с на глибині від 10 до 40 км). На 360 км по профілю спостерігається швидкість V_p 6,3 км/с безпосередньо над Мохо. Це приблизно на 30 км глибше, ніж аналогічні швидкості на інших ділянках профілю (рис. 2.8). Ізолінія швидкості 6,20 км/с також значно поглиблюється на окраїні СЄП. Сильна негативна гравітаційна аномалія, яка спостерігається в цій області (значення -100 мГал у порівнянні з фоновими значеннями $\sim -30-40$ мГал і ~ 0 мГал в областях Трансильванського басейну і Українського щита, відповідно), ймовірно, викликана не лише Карпатським осадовим прогином у верхніх ділянках земної кори, але і пов'язана зі зниженими швидкостями по всій потужності земної кори у цій області. Не можна виключати, що частина земної кори у цій зоні, нижче Карпатського осадового прогину та обмежена Передкарпатським розломом на північному сході, складена метаосадовими і метавулканогеними породами мезопротерозой-неопротерозойського (наприклад, рифейського) басейну, який існував раніше і, можливо, був локалізований в наслідок розпаду Родінії в межах прото-ТТЗ.

2.4.3. Мохо і верхня мантія

Геометрія Мохо в центральній частині профілю досить мінлива, демонструє вузький кіль (<40 км шириною і товщиною ~ 12 км), що падає на північний схід на південно-західній стороні і майже вертикальний на північно-східній стороні. Максимальна глибина Мохо на вершині цього кіля становить близько 50 км і є найбільшою відміткою для цього розділу, що спостерігається за профілем RomUkrSeis в цілому (рис. 2.8 та рис. 2.9). Загальний розподіл глибини Мохо вздовж профілю RomUkrSeis в цілому

відповідає складеній карті Мохо за [Bielik et al., 2018] для Карпатсько-Паннонського регіону.

Особливістю літосфери по профілю RomUkrSeis є нетипово низькі швидкості поздовжніх хвиль ($V_p \sim 8,15\text{--}8,2$ км/с) у верхній мантії. В центральному сегменті профілю, який відповідає окраїні СЄП, в корі безпосередньо над поверхнею Мохо спостерігаються порівняно низькі швидкості, що створює контраст швидкостей на розділі Мохо більший, ніж на інших ділянках профілю. Особливістю структури підкорової мантії в центральній частині профілю (250–320 км), де відбувається зміна її потужності, є наявність на глибині 50–55 км відбиваючої границі, яка повторює форму Мохо. Вищезазначені особливості розділу Мохо та підкорової мантії свідчать на користь підсуву або субдукції літосфери, хоча і не є остаточними діагностичними ознаками.

Висновки до Розділу 2

За профілем RomUkrSeis отримано нові експериментальні сейсмічні дані методом глибинного сейсмічного зондування, в результаті яких, з використанням узагальненої геолого-геофізичної інформації побудовано швидкісну модель. За отриманою швидкісною моделлю з участю дисертанта побудована інтерпретаційна модель за профілем RomUkrSeis.

На швидкісній моделі за профілем на південно-західній окраїні СЄП виявлено осадовий прогин шириною ~ 40 км, який складається з двох швидкісних шарів; верхній шар до глибини 5 км зі швидкостями $\sim 4,9$ км/с входить до складу Карпатської покривно-насувної споруди, нижній шар до глибини 15 км зі швидкостями $\sim 5,35$ км/с являє собою палеозойсько-мезозойські відклади.

На швидкісній моделі за профілем RomUkrSeis на окраїні СЄП платформи виявлено знижені швидкості повздовжніх хвиль (від 6,2 до 6,3 км/с на глибині від 10 до 40 км), які спостерігаються під осадовим прогином на всю потужність кори. Такі понижені значення швидкостей,

структурні особливості кори (наявність глибинного Передкарпатського та інших скидових розломів) і зміна характеру геофізичних полів у цій області можуть свідчити на користь того, що кристалічна кора тут розущільнена та розтягнута.

Виконано порівняння інтерпретаційної моделі за профілем RomUkrSeis та геологічної моделі за профілем СГТ Р-5, який розташований ~ 50 км субпараллельно профілю RomUkrSeis в районі пунктів вибуху 15305–15307. Профіль Р-5 більш детально характеризує будову земної кори до глибин 15–20 км. Це дозволило ідентифікувати Передкарпатський розлом на профілі RomUkrSeis, який збігається з різким стрибком швидкості (~ 360 км, в діапазоні глибин ~ 8–18 км) Встановлено просторовий зв'язок Передкарпатського розлому зі структурою розділу Мохо (зміною його глибини та наявністю кілю), що може свідчити про глибинну природу цього порушення.

Швидкісна модель за профілем характеризується значною латеральною неоднорідністю, а також складним рельєфом розділу Мохо. Кільова структура на границі Мохо (до глибини 50 км) в зоні між Внутрішніми і Зовнішніми Карпатами розділяє кору різної потужності: 32–35 км під більш молодую областю на південний захід і до 42 км під кратоном на північний схід.

Перелік використаних джерел до розділу 2

- Balintoni, I. (1994). *Structure of the Apuseni Mountains. ALCAPA II, Geological evolution of the Alpin - Carpathian - Pannonian System*. Field Guidebook, South Carpathians and Apuseni Mountains. Rom. Journ. Tect. and Reg. Geol., v. 75, Suppl. no. 2, p. 51-58, Bucuresti.
- Bielik, M., Makarenko, I., Csicsay, K., Legostaeva, O., Starostenko, V., Savchenko, A., Šimonová, B., Dérerová, J., Fojtíková, L., Pašteka, R., Vozár, J. (2018). The refined Moho depth map in the Carpathian-Pannonian region. *Contributions to Geophysics and Geodesy* 48 (2), 179–190.

- Bleahu, M., Lupu, M., Patrulius, S., Bordea, S., Stefan, A., Panin, S. (1981). *The structure of the Apuseni Mountains*. Carp. Balk. Geol. Assoc. XII Congr., Guide to Excursion B3, Inst. Geol. Geophys., Bucharest.
- Červený, V., Pšenčík, I. (1984). SEIS83 – Numerical modelling of seismic wave fields in 2-D laterally varying layered structures by the ray method, in: Engdal, E.R. (Ed.), *Documentation of Earthquake Algorithms, Rep. SE-35, World Data Cent. A for Solid Earth Geophysics*, Boulder, Colo., 36–40.
- Ciulavu, D., Dinu, C., Szakacs A., and Dordea, D. (2000). *Neogene kinematics of the Transylvanian basin (Romania)*, AAPG Bulletin, v. 84, pp. 1589–1615.
- Csontos, L., Nagymarosi, A., Horvath, F., Kovac, M. (1992). Tertiary evolution of the intra-Carpathian area: a model. *Tectonophysics* 208, 221–241.
- EMAG2, <https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/emag2.html>
- Geological Map of Socialist Republic of Romania. Scale 1:1.000.000* [Map]. Bucharest: Institute of Geology and Geophysics (Romania). Sandulescu, M. & al. 1978.
- Hippolyte, J.–C. (2002). Geodynamics of Dobrogea (Romania): new constraints on the evolution of the Tornquist-Teisseyre Line, the Black Sea and the Carpathians. *Tectonophysics* 357, 33–53. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00361-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00361-X).
- Huisman, R. S., Bertotti, G., Ciulavu, D., Sanders, C. A. E., Cloetingh, S., Dinu, C. (1997). Structural evolution of the Transylvanian Basin (Romania): A sedimentary basin in the bend zone of the Carpathians. *Tectonophysics* 272 (2-4), 249-268.
- Hurtig, E., Cermak, V., Haenel, R., Zui, V.I. (1991). *Geothermal Atlas of Europe. Hermann Haack Verlagsgesellschaft mbH, Geographisch–Kartographische Anstalt*. Gotha, set of 36 maps and Explanatory Notes. (156 p).
- Komminaho, K. (1998). *Software manual for programs MODEL and XRAYs: A graphical interface for SEIS83 program package*. In: University of Oulu, Dep. of Geophys., Rep. 20 (31 pp).

- Kostyukevich, A.S., Starostenko, V.I., Stephenson, R.A. (2000). The full-wave images of the models of the deep lithosphere structures constructed according to DSS and CDP data interpretation. *Geofizicheskiy Zhurnal* 22 (4), 96–98.
- Kr ezsek, C., Bally, A. (2006). The Transylvanian Basin (Romania) and its relation to the Carpathian fold and thrust belt: Insights in gravitational salt tectonics. *Mar. Petrol. Geol.* 23, 405–442.
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2006.03.003>
- Kutas, R.I. (2015). Geothermal conditions and crustal structure of the Northwestern Carpathians. *Geoinformatika* 56, 96–12.
- Majorowicz, J., Wybraniec, S. (2011). New terrestrial heat flow map of Europe after regional paleoclimatic correction application. *Int. J. Earth Sci.* 100, 881–887.
- Matenco, L., Krezsek, C., Merten, S., Schmid, S., Cloetingh, S., Andriessen, P. (2010). Characteristics of collisional orogens with low topographic build-up: an example from the Carpathians. *Terra Nova* 22, 155–165.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00931.x>
- Mazur, S., Aleksandrowski, P., Ga ala,  ., Krzywiec, P.,  aba, J., Gaidzik, K., Sikora, R. (2020). Late Palaeozoic strike-slip tectonics versus oroclinal bending at the SW outskirts of Baltica: case of the Variscan belt’s eastern end in Poland. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*.
<https://doi.org/10.1007/s00531-019-01814-7>
- Nakapelyukh, M., Bubniak, I., Bubniak, A., Jonckheere, R., Ratschbacher, L. (2018). Cenozoic structural evolution, thermal history, and erosion of the Ukrainian Carpathians fold-thrust belt. *Tectonophysics* 722, 197–209.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.11.009>
- Narkiewicz, M. (2007). Development and inversion of Devonian and Carboniferous basins in the eastern part of the Variscan foreland (Poland). *Geological Quarterly* 51, 231–256.
- Narkiewicz, M., Maksym, A., Malinowski, M., Grad, M., Guterch, A., Petecki, Z., Probulski, J., Janik, T., Majdański, M.,  roda, P., Czuba, W., Gaczyński, E.,

- Jankowski, L. (2015). Transcurrent nature of the Teisseyre-Tornquist Zone in Central Europe: results of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *Int. J. Earth Sci.* 104, 775–796.
- Pharaoh, T.C, Winchester, J.A, Verniers, J., Lassen, A., Seghedi, A. (2006). The western accretionary margin of the East European Craton: an overview. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.). *European lithosphere dynamics* (pp. 291–311). Geol. Soc. London. Memoir.
- Pharaoh, T.C. (1999). Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. *Tectonophysics* 314, 17–41. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00235-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00235-8).
- Săndulescu, M. (1994). Overview on Roumanian Geology. In: *ALCAPA II, Rom. J. Tect. Reg. Geol.*, 75, suppl. 2, Bucharest.
- Săndulescu, M. (1988). Cenozoic tectonic history of the Carpathians. In: Royden, L., Horváth, F. (Eds.), *The Pannonian Basin: a study in basin evolution* (pp. 17–25). AAPG Membranes 45.
- Schmid, S.M., Bernoulli, D., Fugenschuh, B., Matenco, L., Schaefer, 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. <https://doi.org/10.1007/s00015-008-1247-3>
- Seghedi, Ioan, Downes, Hilary, Szakács, Alexandru, Mason, Paul R.D., Thirlwall, Matthew F., Roşu, Emilian, Pécskay, Zoltán, Márton, Emö, Panaiotu, Cristian (2004). Neogene-Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian-Pannonian region: a synthesis. *Lithos* 72, 117–146. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.08.006>
- Sliaupa, S., Fokin, P., Lazauskiene, J., Stephenson, R.A. (2006). The Vendian-Early Palaeozoic sedimentary basins of the East European Craton. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.), *European Lithosphere Dynamics* (pp. 449–462). Geological Society of London, Memoir.
- Starostenko, V., Janik, T., Mocanu, V., Stephenson, R., Yegorova, T., Amashukeli, T., Czuba, W., Środa, P., Murovskaya, A., Kolomiyets K., Lysynchuk D.,

- Okoń J., Dragut A., Omelchenko V., Legostaieva O., Gryn D., Mechie J., Tolkunov A. (2020). RomUkrSeis: Seismic model of the crust and upper mantle across the Eastern Carpathians – From the Apuseni Mountains to the Ukrainian Shield. *Tectonophysics*. 794. 228620. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.22862>
- Stefanescu, M., Working Group, (1988). *Geological cross sections 1:200.000*, Nr. 5-B, Section Biharia - Malu Mare Institutului Geologie si Geofizica, Bucharest.
- Tectonic Map of Socialist Republic of Romania*. Scale 1:1.000.000 [Map]. Dumitrescu, I., & Sandulescu, M. (Eds.). (1970). Bucharest: Institute of Geology (Romania).
- Uhlig, V. (1907). Uber die Tektonik der Karpathen. Sitzber. Kaiserl. Acad. Wiss. Wien, Math.-Naturw. Kl. 116 (2), 871–981.
- Winchester, J.A., Pharaoh, T.C., Verniers, J., Ioane, D., Seghedi, A. (2006). Palaeozoic accretion of Gondwana-derived terranes to the East European Craton: Recognition of detached terrane fragments dispersed after collision with promontories. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.), *European Lithosphere Dynamics* (pp. 323–332). Geological Society, London, Memoir.
- Wybraniec, S., Zhou, S., Thybo, H., Forsberg, R., Perchuć, E., Lee, M., Demianov, G.D., Strakhov, V.N. (1998). *New map compiled of Europe's gravity field*. EOS 79, 437–442.
- Zelt, C.A. (1994). *Software Package ZPLOT*. University of Cambridge, Bullard Laboratories.
- Ziegler, P.A., Schumacher, M.E., Dèzes, P., van Wees, J.-D., Cloetingh, S. (2006). Post-Variscan evolution of the lithosphere in the area of the European Cenozoic Rift System. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.), *European Lithosphere Dynamics* (pp. 97–112). Geological Society, London, Memoirs.,
- Великанов, В.А., Асеева, Е.А., Федонкин, М.А. (1983). *Венд Украины*. Наукова думка. Киев.

- Геологическая карта основных структурных этажей Украинской ССР и Молдавской ССР.* М.1:1000000. Глав. ред. А.И. Зарицкий. 1987.
- Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей.* (2005). Отв. ред. Н.П. Щербак. Наукова Думка. Киев.
- Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой.* (2008). Отв. ред. Н.П. Щербак. Наукова Думка. Киев.
- Гинтов, О.Б. (2004). Зоны разломов Украинского щита. Влияние процессов разломообразования на формирование структуры земной коры. *Геофиз. журнал*, 26 (3), 3–24.
- Гордиенко, В.В., Гордиенко, И.В., Завгородняя, О.В., Логвинов, И.М., Тарасов, В.Н. (2011). Эволюция тектоносферы Вольно-Подольской плиты. *Геофиз. журнал*, 33(6), 30–49. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i6.2011.116791>
- Заяц, Х.Б., 2013. *Глибинна будова надр Західного регіону України на основі сейсмічних досліджень і напрямки пошукових робіт на нафту і газ.* Львів: Центр Європи.
- Круглов, С.С., Цыпко, А.К. (1988). *Тектоника Украины.* Москва: Недра. 254 с.
- Кутас, Р.И. (2016). Геотермические условия и мезо-кайнозойская эволюция Карпато-Паннонского региона. *Геофиз. журнал*, 5 (38), 75–107. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i5.2016.107823>
- Тектонічна карта України* / Головні редактори – Д.С.Гурський, С.С.Круглов // Державна Геологічна служба України. Комплект карт «Геологія і корисні копалини України». Головний редактор Д. С. Гурський. Масштаб 1:100 000. Редактор карти В. Я. Великанов. 2004.
- Тектонічна карта України.* (2007). М-б 1:1 000 000. Гол.ред. С.С. Круглов, Д.С. Гурський. Київ: Міністерство охорони природного середовища України. Державна геологічна служба.
- Шлапінський, В.Є. (2012). *Деякі питання тектоніки Українських Карпат.* Праці наукового товариства імені Шевченка, XXX, 48–67.

РОЗДІЛ 3. ПОРІВНЯЛЬНИЙ АНАЛІЗ СЕЙСМІЧНИХ МОДЕЛЕЙ ЗА ПРОФІЛЯМИ ГСЗ, ЯКІ ПЕРЕТИНАЮТЬ ПІВДЕННО-ЗАХІДНУ ОКРАЇНУ СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ

3.1. Дослідження структури літосфери південно-західної окраїни СЄП за швидкісною моделлю за профілем PANCAKE.

Поява нового профілю ГСЗ RomUkrSeis, що пересікає південно-західну окраїну СЄП на території України зробила можливим та актуальним виконати порівняння його з профілем PANCAKE, який проходить також через окраїну СЄП на території України та виявити спільні характерні риси будови літофери.

Сейсмічний профіль PANCAKE розташований субпаралельно профілю RomUkrSeis на відстані приблизно 220 км (рис. 3.1).

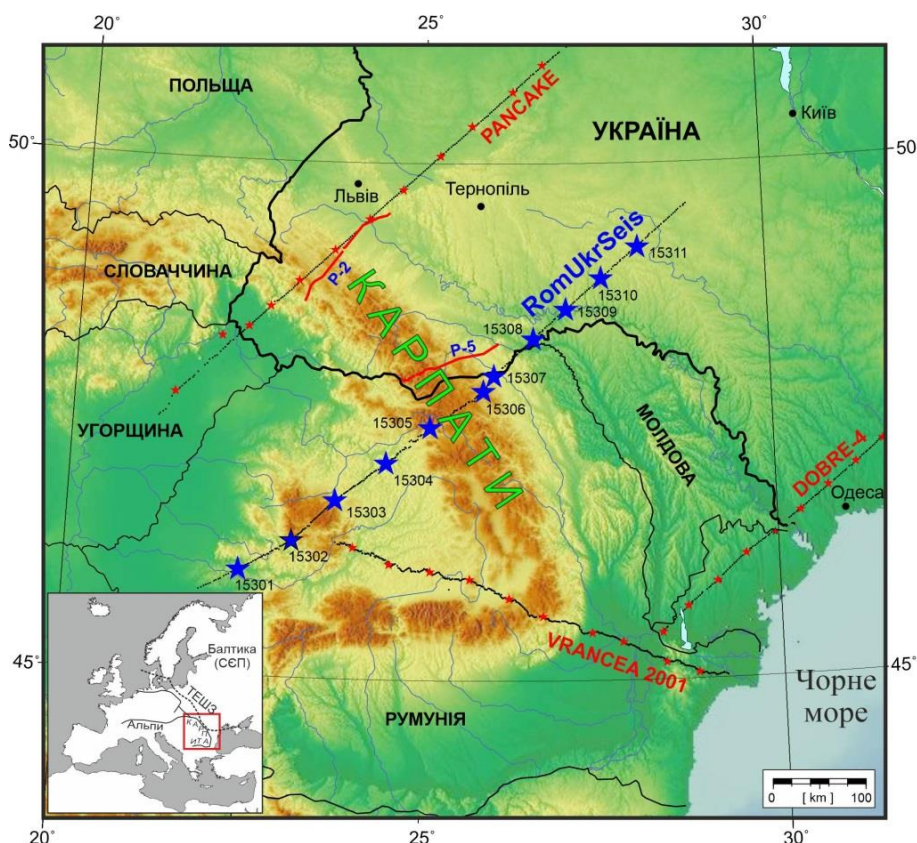


Рис. 3.1 Схема розташування профілю RomUkrSeis та інших сейсмічних профілів, які розглядаються у дисертаційній роботі. Суцільні лінії червоного кольору – профілі СГТ (P-2 та P-5) [Заяц, 2013]. Зірками позначені пункти вибуху на профілях ГСЗ.

Профіль PANCAKE починається в Східній Угорщині і йде в північно-східному напрямку до Західної України через Карпати, закінчуючись на південно-західній окраїні СЄП в межах Українського щита.

Результати, отримані за профілем PANCAKE дозволили вивчити структуру літосфери регіону до глибини 65 км [Starostenko et al., 2013a]. Швидкісна модель по профілю PANCAKE розділяється на три масштабні тектонічні одиниці: 1) Паннонський басейн і Закарпатський прогин, 2) Карпати; 3) південно-західна окраїна СЄП. Паннонський басейн має низькошвидкісну малопотужну (тоншу ніж 25 км) континентальну кору, що менше за середню потужність (близько 30,5 км) континентальної кори. Верхня кора під Закарпатським прогином характеризується швидкістю повздовжніх хвиль близько 6,24 км/с, а під Паннонським басейном швидкості зменшуються до 6,07 км/с, що менше ніж середня швидкість у фундаменті (6,2–6,4 км/с) для герцинської кори [Artemieva and Meissner, 2012]. В нижній корі Паннонського басейну відсутній мафічний шар, а швидкість у верхній мантії знижена і становить близько 7,8–8,0 км/с.

Швидкісну структуру земної кори за профілем PANCAKE в цілому можна порівняти з профілем RomUkrSeis. За профілем PANCAKE осадовий прогин на окраїні СЄП має такі ж самі швидкості, але є ширшим і глибшим (до глибини 25 км у порівнянні з 20 км за RomUkrSeis). Нижче, під осадовими прогином, спостерігаються більш високі швидкості у порівнянні з RomUkrSeis, які (на відміну від останнього) відповідають типовим коровим швидкостям докембрійського кратону (рис. 3.2).

За профілем PANCAKE границя Мохо під СЄП спостерігається глибше ніж за RomUkrSeis (45–50 км та 35–40 км відповідно). Більш товста кора СЄП на PANCAKE, є наслідком наявності високошвидкісного нижнього шару ($V_p \sim 7\text{--}7,4$ км/с), який, ймовірно, генетично пов'язаний з палеопротерозойським Осницько-Мікашевицьким вулканоплутонічним поясом. На відміну від профілю PANCAKE, RomUkrSeis перетинає більш

древній архейський Подільський блок УЩ, де відсутній високошвидкісний нижній шар (рис. 3.2).

За профілем PANCAKE під Карпатською спорудою поверхня Мохо заглиблюється з 22 км до 45 км в напрямку СЄП і за потужністю є подібною до середньо-глобальної для континентальних орогенів (46 км). Потужність осадового шару під Карпатами перевищує 20 км, а чіткого відбиття від його підосви не зафіксовано. Осадова товща складається з трьох шарів з наступними швидкостями: $V_p < 4,65$ км/с до глибин 5–7 км, 5,45–5,55 км/с до глибин 12–14 км і $V_p \sim 5,29$ км/с в своїй нижній частині. Границя між шарами з $V_p = 4,60$ і $V_p = 5,50$ км/с на глибині 4–6 км інтерпретована як фундамент флішового комплексу, насунутого на метаосадові породи крайової частини СЄП [Starostenko et al., 2013a].

Окраїна СЄП характеризується тришаровою земною корою з потужністю до 48 км та високими швидкостями у верхній мантії (8,3 км/с), що є типовим для докембрійських кратонів, наприклад [Grad et al., 2006]. В напрямку до Українського щита потужність кори збільшується за рахунок верхнього і нижнього шарів при постійній потужності середньої кори. Характерною рисою кори окраїни СЄП є наявність двох лінз з низькою швидкістю на глибині 12–18 км потужністю близько 3–5 км і довжиною 100 км під Львівським прогином та Волино-Подільською монокліналлю.

Швидкісна модель за профілем PANCAKE висвітлила складну будову окраїни СЄП та пов'язаної з нею ТТЗ, що є однією з причин багатоваріантності інтерпретації цієї швидкісної моделі за профілем [Starostenko et al., 2013a, Гинтов и др., 2014, Verpakhovska et al., 2018]. Вздовж профілю був побудований збалансований та відновлений геологічний розріз по лінії Мукачєво-Орява-Більче [Гинтов и др., 2014, Nakapelukh et al., 2018]. В основу збалансованого розрізу покладено Геологічну карту Українських Карпат масштабу 1:100 000 та геологічний розріз за даними [Тектонічна..., 2007].

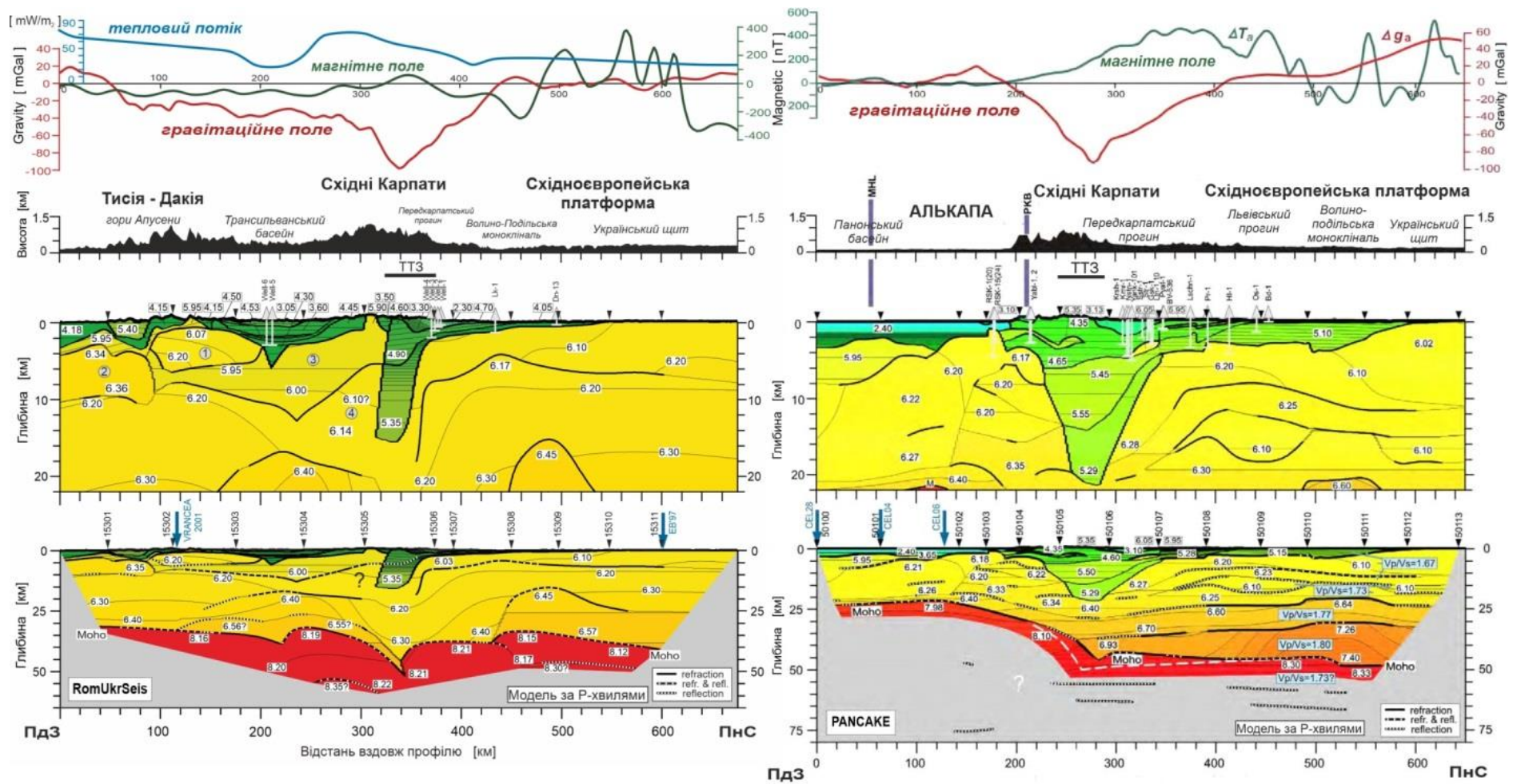


Рис. 3.2 Порівняння швидкісних моделей по профілях RomUkrSeis [Starostenko et al., 2020] та PANCAKE [Starostenko et al., 2013].

Збалансований розріз побудований з використанням програмного забезпечення MOVE™ [Nakapelukh et al., 2018]. На розрізі чітко простежується насувний стиль тектоніки, а безкореневі пластини – покриви характеризуються значними горизонтальними переміщеннями (до 100 км) вхрест простягання Карпатської дуги в північно-східному напрямку. Покриви в свою чергу мають насувну внутрішню структуру і складаються зі скиб, що мають амплітуду переміщень перші десятки кілометрів. Відповідно до збалансованого розрізу, базальний детачмент алохтону Українських Флішевих Карпат проходить по покрівлі фундаменту на глибинах 12–15 км та повільно занурюється в південно-західному напрямку [Nakapelukh et al., 2018].

Розбіжності між конфігурацією Карпатського алохтону на геологічному розрізі та на профілі PANCAKE [Гинтов и др., 2014] стимулювали проведення ще однієї інтерпретації сейсмічних матеріалів за профілем методом міграції відбитих та заломлених хвиль [Verpakhovska et al., 2018], в результаті чого одержано комплексну модель будови земної кори та верхньої частини верхньої мантії (рис. 3.3).

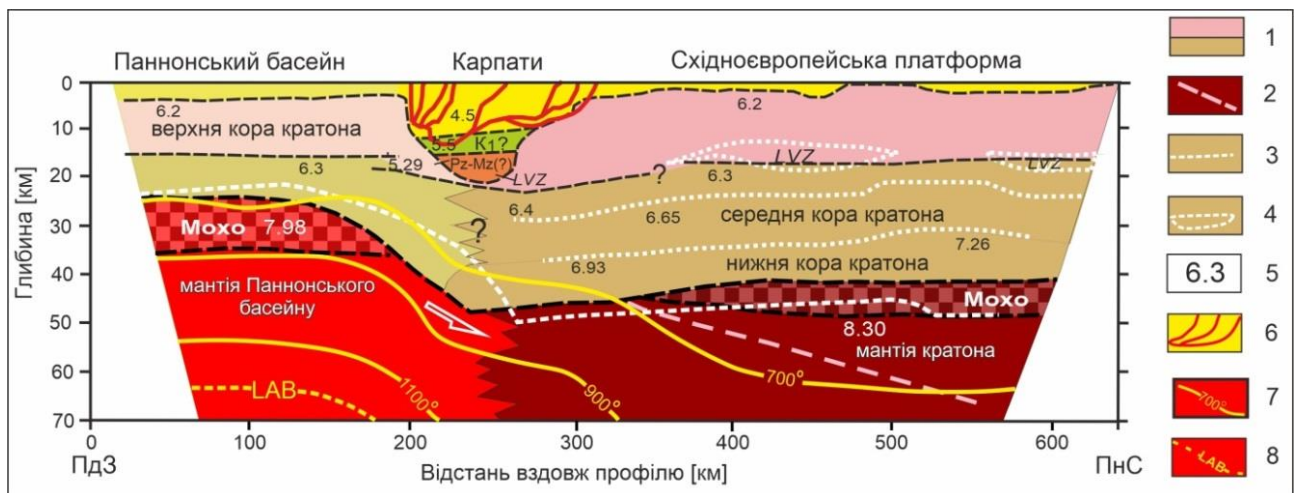


Рис. 3.3 Тектонічна модель вздовж профілю PANCAKE на основі сейсмічних даних, отриманих методом міграції [Verpakhovska et al. 2018]; сейсмічні границі: 1 – у корі, 2 – у верхній мантії; сейсмічні дані, задіяні за [Starostenko et al. 2013a]: 3 – границі, 4 – зони низьких швидкостей, 5 – швидкість (км / с); 6 – геометрія Карпатського алохтону [Шлапінський,

2007]; 7 – ізотерми [Кутас, 2016]; 8 – границя літосфера-астеносфера [Horváth, 1993]; стрілка ілюструє імовірний підсув літосфери крайової частини мікроплити Алькапа під СЄП.

Відповідно до моделі за [Verpakhovska et al., 2018], доальпійський фундамент Карпатського алохтону знаходиться на глибині ~ 15 км, що погоджується з геологічним [Шлапінський, 2007] та палінспастичним розрізами [Гинтов и др., 2014, Nakapelyukh et al., 2018]. Кристалічна кора вздовж профілю представлена двома основними доменами по обидві сторони Карпатської споруди: Панонський басейн з тонкою корою (24–25 км) на заході та СЄП з товстою (42–45 км) корою на сході. На моделі у верхній мантії спостерігається сейсмічна границя, яка полого занурюється під СЄП. Присутність нахиленої під СЄП границі в верхній мантії є досить характерною рисою будови Східних Карпат та пов'язується із сучасним колізійним процесом та підсувом літосфери крайової частини мікроплити Алькапа під СЄП (рис. 3.3). Границі або слєба іншого падіння, які могли б асоціюватися із південно-західною направленою субдукцією на моделі не виявлено [Verpakhovska et al., 2018].

Для інтерпретації на швидкісній моделі PANCAKE осадового прогину, який досягає глибини 21 км та має тришарову будову, використано геологічні і сейсмічні дані з близько розташованих ділянок. На геологічному [Шлапінський та ін., 2007] та збалансованому [Nakapelukh et al., 2018] розрізах вздовж профілю на глибинах 10–15 км одержано положення базального детачменту Карпатського алохтону (рис. 3.4а). Сейсмічне зображення методом міграції добре погоджується з геологічним та збалансованим розрізами відносно загальної конфігурації алохтону Українських флішових Карпат – положенням і нахилом його бортів, ширини та потужності насувної споруди. Тому границю на глибині 15 км під Українськими Карпатами ідентифіковано як поверхню доальпійського фундаменту [Verpakhovska et al., 2018].

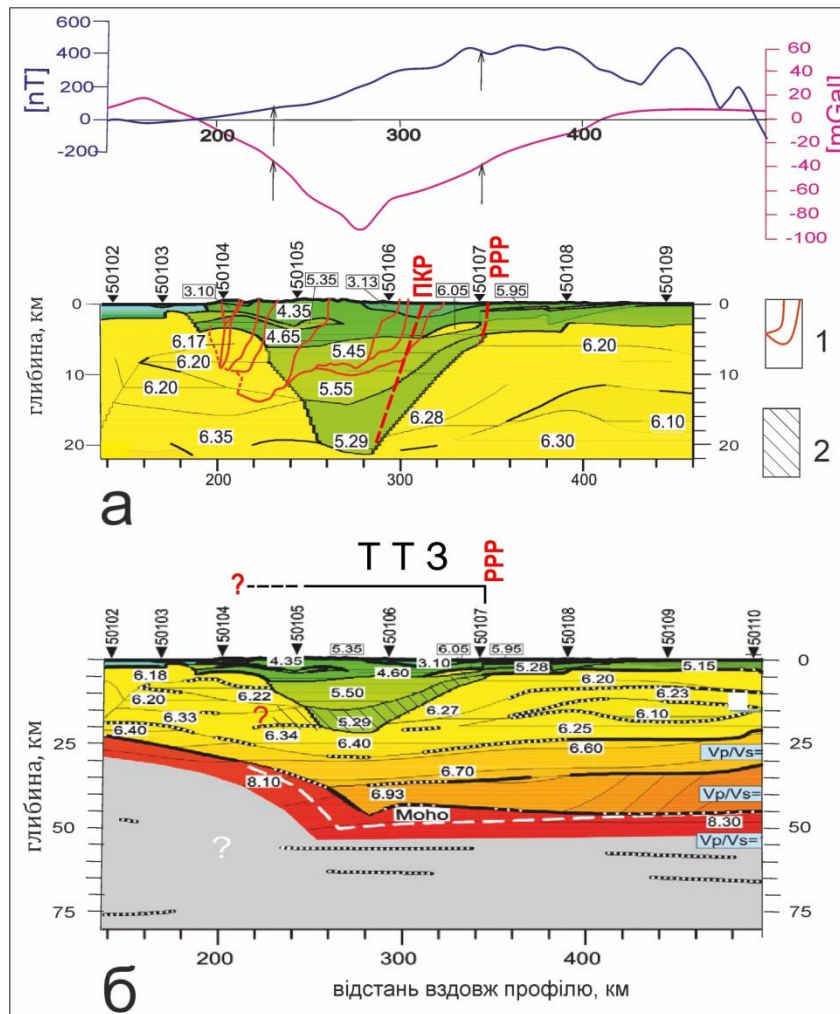


Рис. 3.4 Співставлення швидкісної моделі земної кори Карпатського сегменту профілю PANCAKE [Starostenko et al., 2013a] з конфігурацією Карпатської покривно-насувної споруди: а – верхня кора; б – кора і верхня мантія; 1 – контури геологічного розрізу [Шлапінський та ін., 2007], 2 – ймовірне положення ТТЗ. PPP – Рава-Руський розлом, ПКР – Передкарпатський розлом. Тонкі стрілки на кривих потенційних полів вказують на зміни їх характеру, та маркують можливе положення ТТЗ

Наявність осадового прогину потужністю 20 км з низькою швидкістю під Карпатським орогеном пов'язується з ТТЗ [Гинтов и др., 2014, Амашукели и др., 2019], північно-східна границя якої вздовж профілю відповідає Рава-Руському розлому [Заяц, 2013] (рис. 3.4б). Схожі глибокі осадові прогини в фундаменті типові для багатьох орогенних поясів, але також поширені в задугових басейнах, рифтах і рифтових окраїнах, де часто

спостерігаються осадові товщі, потужність яких сягає 15–20 км [Artemieva and Thybo, 2013]. Можливо, шар знижених швидкостей 5,29 км/с, позначений косою штриховкою на рис. 3.4б відповідає розушільненим породам ТТЗ, північно-східним обмеженням якої є Рава-Руський розлом [Круглов, Цыпко, 1988; Заяц, 2013]. Швидкісні границі нижче Карпатського алохтону між пунктами вибуху 50105 і 50107 полого (4° – 10°) занурюються на південний схід, при цьому так само занурюється і високошвидкісна (6,05 км/с) лінза на глибині 5 км, що може бути лінзою докембрійського фундаменту. Таким чином вздовж профілю ТТЗ може бути не вертикальною, а полого падаючою на південний захід широкою розломною зоною між СЄП і його палеозойським обрамленням. Підшва шару 5,45–5,55 км/с, що занурюється на південний захід з 4 км до 14 км може бути поверхнею насування мезопалеозойських комплексів плити Алькапа на СЄП під час герцинського тектогенезу [Гинтов и др., 2014].

Для більш детального аналізу осадового прогину на окраїні СЄП під Карпатським орогеном дисертантом використано профіль СГТ Р-2 [Заяц, 2013], який проходить паралельно (в 10–15 км на південь) відносно профілю PANCAKE (положення профілю Р-2 показано на рис. 3.1). Перекриваючі осадові товщі на СЄП занурюються під Карпатську споруду по системі скидів, найбільш виразним з яких є Передкарпатський розлом (рис. 3.5). Якщо співставити положення Передкарпатського розлому на обох профілях та продовжити його гіпотетично до поверхні Мохо, то ми спостерігаємо, що він також, як і на RomUkrSeis співпадає з різким зануренням розділу Мохо.

Максимальна зміна потужності літосфери і земної кори під Карпатами спостерігається в межах ТТЗ, що свідчить про визначальну роль цієї літосферної границі у розвитку південно-східної окраїни СЄП та формуванні Українських Карпат. Під Карпатським алохтоном виділяється трог, що на глибинах 14–21 км звужується порівняно з верхньою частиною. Ця структура може відноситись до давніх метаосадових порід, похованих під спорудою Карпат, або бути низькошвидкісною лінзою, пов'язаною з зоною підвищеної

деформації (детachment) в основі алохтону Українських Карпат. Слід зазначити, що низькошвидкісні лінзи продовжуються на такому самому глибинному рівні і в корі СЄП, де вони також пов'язуються з зоною горизонтального detachment. Очевидно, detachment передає тиск з боку Західноєвропейської палеозойської плити в кору крайової частини СЄП, як найменше, на етапах герцинського та альпійського тектогенезу [Гинтов и др., 2014; Verpakhovska et al., 2018].

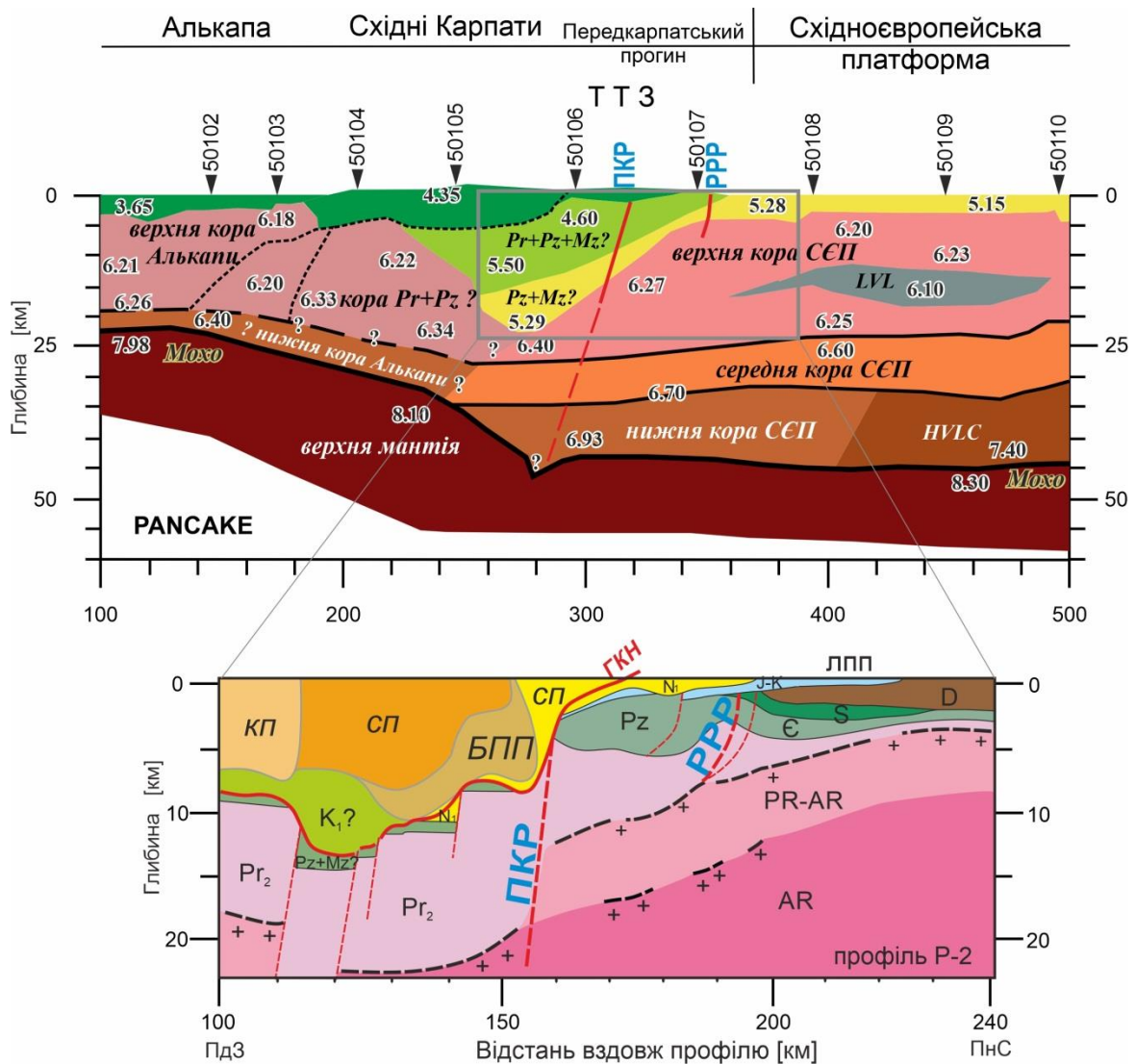


Рис. 3.5 Порівняння тектонічної моделі за профілем PANCAKE [за Starostenko et al., 2013a] з сейсмогеологічним розрізом за профілем Р-2 [Заяц, 2013]. Положення профілю Р-2 показано на рис. 3.1.

Найбільш вірогідною уявляється інтерпретація осадового прогину із зоною знижених швидкостей в його нижній частині у зв'язку з ТТЗ. Кристалічна кора СЄП в напрямку до ТТЗ зменшує свою потужність, а протерозой/палеозойські метаосадові структурні утворення, які перекривають окраїну СЄП, навпаки, збільшують свої потужності. Шар зі зниженою швидкістю 5,29 км/с на глибинах 18–20 км, можливо, є пов'язаним з розущільненими породами похилого детатчменту, який виходить на поверхню у вигляді ТТЗ. Швидше за все, ТТЗ є не вертикальною, а похило падаючою на південний захід широкою граничною зоною між СЄП і його палеозойським обрамленням (рис. 3.4 та рис. 3.5) [Гинтов и др., 2014].

Аналогічні риси структури окраїни СЄП та ТТЗ простежуються на сейсмічному профілі DOBRE-4, де ТТЗ співпадає з зоною переходу від Євразійської плити до Альпійсько-Гімалайського поясу. На північно-західну окраїну СЄП насунуте каледонсько-герцинське обрамлення Рава-Руської зони, а на південному заході на окраїну СЄП насунутий герцинсько-кімерійський ороген Північної Добруджі [Амашукели и др., 2019].

3.2. Глибинна будова Добруджі і Переддобрудзького прогину як відображення розвитку Транс'європейської шовної зони

Сейсмічний профіль DOBRE-4 (положення профілю показано на рис. 3.1) довжиною близько 500 км проходить уздовж північно-західного узбережжя Чорного моря. На південному заході (на інтервалі відстаней за профілем приблизно від 40 до 120 км) він починається від Нижньопрутського виступу, що представляє собою похований фрагмент альпійсько-герцинського складчастого поясу Північної Добруджі (на схід від нульової відмітки) разом із Переддобрудзьким прогином. Згідно сучасному тектонічному поділу [Тектонічна..., 2007] вони відносяться до західного сегменту Скіфської плити. Далі на північний схід профіль перетинає Південноукраїнську моноклираль (на інтервалі приблизно 120 та 315 км) з відкладами від пізнього протерозою до палеозою та крейдово-неогеновим

осадовим чохлаом на південному заході СЄП. Ще далі на північний схід він входить в межі Українського щита (на 365–500 км), де протерозойські та архейські кристалічні породи виступають на поверхню на відстанях приблизно 400–500 км [Starostenko et al. 2013b].

Геофізична будова літосфери Скіфської мікроплити має схожість зі СЄП, про що свідчить відсутність потужного метаморфізму, звичного в орогенних поясах [Saintot et al, 2006] та встановлена тришарова структура літосфери за сучасними даними ГСЗ. Автори робіт [Stephenson et al., 2004; Kostyuchenko et al., 2004; Гинтов и др., 2014] обґрунтували, що Скіфська мікроплита формувалась як частина СЄП.

В рамках дисертаційної роботи найбільш цікавою є південно-західна частина профілю, що ілюструє співвідношення СЄП, Скіфської епіорогенної зони, Північної Добруджі і ТТЗ. Добруджа і Переддобрудзький прогин є ключовими вузлами для розуміння геодинаміки Центральної Європи, оскільки вони розташовані в межах південно-східної частини ТЄШЗ, яка є тут доступною для безпосереднього польового вивчення. Сучасне положення цих структур в передгір'ях Карпат і на північно-східному узбережжі Чорного моря робить їх ланкою, що пов'язує Паннонсько-Карпатський і Кримсько-Чорноморський регіони.

Район Добруджі являє собою систему насувних пластин північно-східної вергентності, розділених серією великих розломів. Ці розломи, головним з яких є Печеніга-Камена, входять до системи крайньої південної частини ТТЗ. Більша частина Добруджі розташована в Румунії, а на території України знаходиться Прутський виступ Північної Добруджі і Переддобрудзький прогин [Тектонічна..., 2007]. Добруджа традиційно ділиться розломами північно-західного простягання (315–320°) на Південну, Центральну і Північну [Seghedi, 2012]. Південна і Центральна Добруджа розділені розломом Копідаву-Овідіу. Північна Добруджа обмежена розломами Печеніга-Камена на південному заході і Сфанту-Георгіївським на північному сході (рис. 3.6). До Південної Добруджі відноситься занурений

блок Мізійської плити. Фундамент Південної Добруджі досить добре вивчений свердловинами і методами сейсмозвідки.

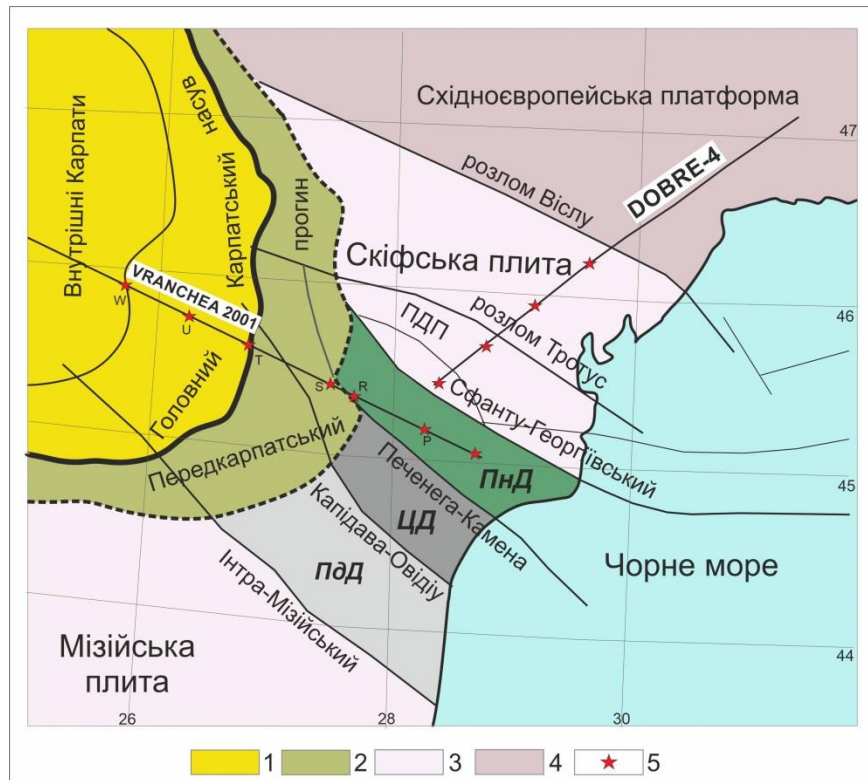


Рис. 3.6 Тектонічна схема району розташування сейсмічних профілів DOBRE-4 та VRANCHEA 2001. 1) Карпати, 2) Передкарпатський прогин, 3) палеозойська платформа, 4) докембрійська платформа, 5) пункти вибуху на профілях ГСЗ. Скорочення: ПДП – Переддобрудзький прогин, ПнД – Північна Добруджа, ЦД – Центральна Добруджа, ПдД – Південна Добруджа [Амашукели и др., 2019].

В межах Південної Добруджі між розломами Копідаву-Овідіу і Паласу знаходиться террейн Паласу (рис. 3.7), який має ранню докембрійську метаморфічну кору, яка представлена архейськими ортогнейсами, палеопротерозойськими залізистими кварцитами і слюдяними сланцями, а також слабо метаморфізованою вулканогенно-осадовою формацією Кокосу пізнього протерозою (547 млн. років) [Seghedi, 2012; Valintoni & Balica, 2016]. Гнейси і залізисті кварцити можуть бути співставленні з аналогічними утвореннями Українського щита, а формація Кокосу – з базальтами Волині. Блок Південної Добруджі з архейсько-раньопротерозойським фундаментом,

обмежений розломом Паласу, інтерпретується як вузький террейн Балтики відірваний від північно-західного схилу Українського щита і переміщений на південний схід уздовж ТТЗ [Seghedi, 2012].

У Центральній Добруджі (рис. 3.7), яка представляє собою піднятий блок, обмежений розломами Печеніга-Камена і Копідаву-Овідіу, відслонюються два докембрійських комплекси і декілька ерозійних останців мезозойського чохла, в той час як палеозойські відкладення тут повністю відсутні [Seghedi, 2012].

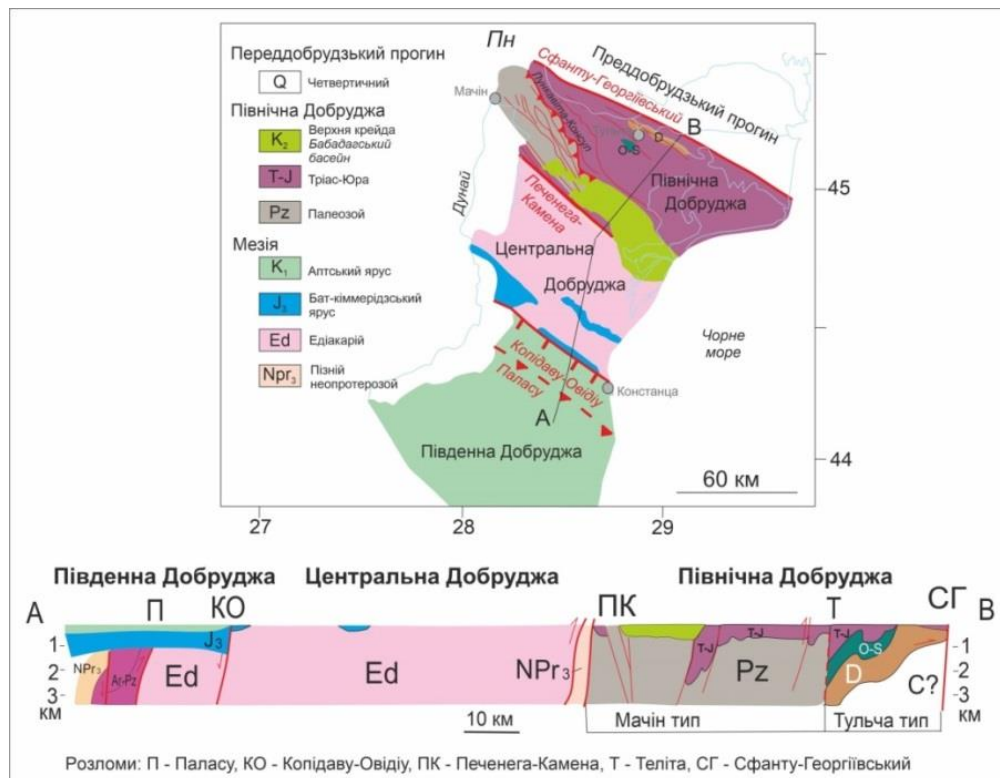


Рис. 3.7 Тектонічна схема Добруджі і узагальнений розріз по лінії АВ.
модифіковано з [Seghedi, 2011; Valintoni, Valica, 2016].

Північна Добруджа розташовується між Мізійською і Скіфської плитами і являє собою вузький кіммерійський складчато-насувний пояс північно-західного простягання, накладений на палеозойський ороген, генетична приналежність якого є темою дискусії. На південному заході Північна Добруджа контактує з піднятим блоком Центральної Добруджі по розлому Печеніга-Камена, який круто падає на південний захід і має як вертикальні, так і горизонтальні компоненти переміщення [Hurrpolute, 2002].

Переддобрудзький прогин витягнутий в субширотному напрямку вздовж південно-західної окраїни СЄП і занурюється на захід під кайнозойські відклади Передкарпатського прогину. Переддобрудзький прогин закладений на фундаменті Скіфської плити і відділяється від Північної Добруджі Сфанту-Георгіївським розломом, який круто падає на південний захід і похований під третинними породами і голоценовими відкладеннями дельти Дунаю [Hurrpolite, 2002 Seghedi, 2012]. Прогин являє собою інвертований мезозойський басейн, заповнений потужною товщею (близько 3000 м) середньоюрських – раньокрейдових відкладень, що залягають на складчатому фундаменті дотріасового віку (венд-девон), який перекриває протерозойський кристалічний фундамент.

Структура домезозойського фундаменту Переддобрудзького прогину відновлена на підставі численних свердловин і являє собою інтенсивно тектонізовану зону шириною близько 100 км, обмежену коровими розломами під полого залягаючим середньоюрським-кайнозойським чохлам. Переддобрудзька депресія є пермським палеорифтом, в межах якого виділяється дві основні системи розломів. Субширотні розломи розділяють Переддобрудзький прогин на два паралельних басейни (північний і південний), розділених горстом. Основа басейнів занурюється в західному напрямку в бік Передкарпатського і Львівського палеозойського прогину по системі субмеридіональних розломів [Seghedi, 2012].

Ряд румунських геологів асоціюють ТТЗ з розломом Печеніга-Камена, тобто з границею Центральної і Північної Добруджі [Hurrpolite, 2002], що знайшло відображення і в результатах глибинних сейсмічних досліджень [Oczlon et al., 2007]. [Saintot et al., 2006] помістили ТТЗ вздовж розлому Капідава-Овідіу між Південною і Центральною Добруджею, що узгоджується з уявленнями [Seghedi, 2012]; [Hurrpolite, 2002] поширює її від зони розлому Печеніга-Камена на всю територію Північної Добруджі. З іншого боку, в роботі [Oczlon et al., 2007] Північна Добруджа інтерпретується як аккреційний герцинський террейн і тому його північно-східна межа

повинна бути аккреційною шовною зоною з окраїною СЄП. Наркевич з співавторами в своїй роботі [Narkiewicz et al., 2015] дають глибокий огляд структури ТТЗ та її асоціювання з певними тектонічними структурами в Румунії, на підставі чого вони прийшли до висновку, що ТТЗ в Добруджі відповідає Сфанту-Георгіївському розлому, який маркує шовну зону між СЄП і Північної Добруджею.

Будову земної кори району досліджень в напрямку Трансильванський басейн – Північна Добруджа вивчено за швидкісною моделлю профілю VRANCEA-2001 [Hauser et al., 2007] (положення профілю показано на рис. 2.1 та 3.1). На рис. 3.8. проілюстрована східна ділянка профілю, що перетинає Північну Добруджу, Фокшанський басейн і Східні Карпати.

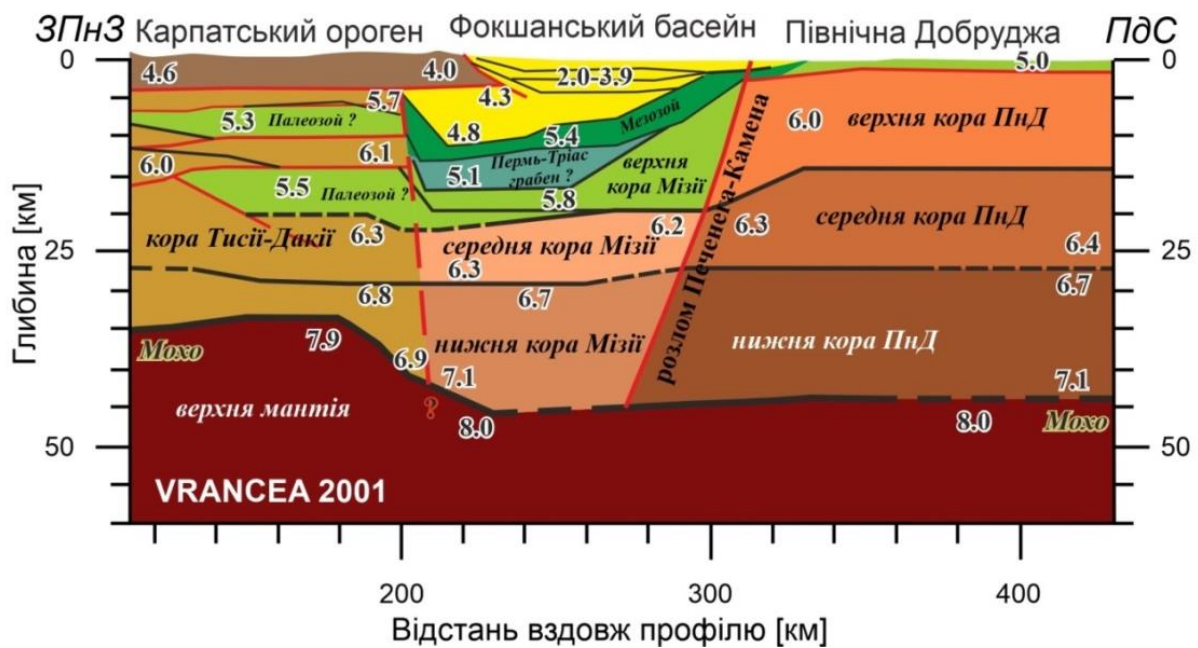


Рис. 3.8 Сейсмогеологічний розріз за профілем VRANCEA-2001 [Hauser et al., 2007].

На сейсмогеологічному розрізі чітко виділяються три корові блоки з різною структурою і швидкостями поздовжніх хвиль. Зі заходу на схід: коровий блок композитної мікропліти Тисія-Дакія з накладеним на нього Карпатським орогеном, Мізійський блок з перекриваючим його Фокшанським басейном і Північно-Добрудзький блок, відокремлений із

заходу розломом Печеніга-Камена. Фокшанський басейн, закладений на Мізійській плиті, із заходу обмежений круто падаючим розломом, який відокремлює його від плити Тися-Дакія. Розлом простежено від поверхні палеозойського фундаменту (на глибині ~ 4 км) до розділу Мохо (42 км), а на поверхні розлом перекритий Карпатською спорудою. У регіональному плані цей самий розлом розділяє Північну Добруджу з корою Скіфської і Мізійської плит потужністю > 40 км від альпійських структур Трансильванського басейну і Південно-Східних Карпат, утворених на більш тонкій корі мікроплити Тися-Дакія. Фокшанський прогин, накладений на структури Добруджі зі заходу, обмежений, як і сама Північна Добруджа, розломом Печеніга-Камена.

Центральний домен по профілю представляє собою Мізійську плиту з потовщеною корою – поверхня Мохо тут розташована на глибинах до 45 км. Нижня і середня кора мають сумарну потужність 20–25 км і представлені кристалічними і метаморфічними породами. Верхня кора потужністю до 22 км складена шаруватою осадовою товщею Фокшанського басейну зі швидкостями, що змінюються від 2 км/с на поверхні до 5,6 км/с на глибині ~17 км, і характеризується чергуванням низько- і високошвидкісних шарів.

Східний блок, який відповідає Північній Добруджі (рис. 3.8.), має приблизно таку ж товщину кори, як і середній блок, на якому закладено Фокшанський басейн (44 км), і характеризується тришаровою будовою кристалічної кори. Верхня кора Північної Добруджі кардинально відрізняється від верхньої кори Мізійського блоку, вона дещо тонше (близько 15 км), дуже однорідна – швидкості тут складають 6–6,2 км/с, що може вказувати на її гранітно-гнейсовий склад. Верхня кора перекрита тонким шаром (1–3 км) з відносно високими швидкостями (5–5,7 км/с), який інтерпретується як осадовий комплекс з включеннями вулканітів і блоків (останців) фундаменту [Hauser et al., 2007].

Границя між Північною Добруджею і Мізією крута і чітка, вона відповідає добре відомій за геофізичними і геологічними даними зоні

розломів Печеніга-Камена. Дослідження, виконані в межах Фокшанського прогину і розломної зони Печеніга-Камена [Mucuta et al., 2006], показали, що в зоні розломів спостерігаються зміщення всіх сейсмічних горизонтів, амплітуда яких збільшується з глибиною і досягає 5 км на границі Мохо.

Товста кристалічна кора Північної Добруджі відповідає корі Скіфської плити, яка є продовженням південної окраїни ССП, а верхній шар (до 3 км) являє собою насунені палеозой-мезозойські породи орогену Північної Добруджі. У нижній частині верхнього шару спостерігаються високі швидкості 5,8–5,9 км/с, що вказують на можливу присутність вулканічного покриву. Деформовані породи орогену Північної Добруджі включають герцинський фундамент і перм-крейдяний осадовий чохол. Цей комплекс, ймовірно, був насунений на фундамент окраїни ССП в період між пізнім триасом і пізньої юрою [Hauser et al., 2007]. На жаль, профіль VRANCHEA-2001 [Hauser et al., 2007] перетинає Північну Добруджу під гострим кутом (майже субпаралельно), тому він не дає чіткого уявлення про ТТЗ, яка охоплює практично всю Північну Добруджу і, частково, Переддобрудзький прогин.

У потенціальних полях досліджуваного регіону ТТЗ чітко не проявляється, тому для визначення південно-східного положення ТТЗ необхідно залучати матеріали ГСЗ. Але і матеріали ГСЗ, виконаних як з румунської, так і з української сторони, не дають однозначної відповіді на положення і глибинну будову ТТЗ, так як чіткого завдання з її вивчення не ставилося.

Матеріали дослідження за профілем DOBRE-4, який перетинає Переддобрудзький прогин і Ніжньопрутський виступ Північної Добруджі вхрест простягання, а також інші дані ГСЗ, отримані хоча і за межами досліджуваного району, висвітлюють проблему ТТЗ більш повно. Такі дані отримані за профілем PANCAKE [Starostenko et al., 2013a, Гинтов и др., 2014], що перетинає південно-західну частину ССП, в тому числі ТТЗ і

Львівський палеозойський прогин в 550 км на північний захід від профілю DOBRE-4.

Львівський палеозойський прогин та Переддобрудзький прогин займають схожу позицію по відношенню до країни СЄП і ТТЗ, аналогічні за будовою, еволюцією, вугленосністю [Геотектоніка ..., 1990; Іванова, 2016]. Львівський палеозойський прогин межує на південному заході з Рава-Руською епіорогенною зоною Західноєвропейської платформи, так само як Переддобрудзький прогин на південному заході межує з Північною Добруджею.

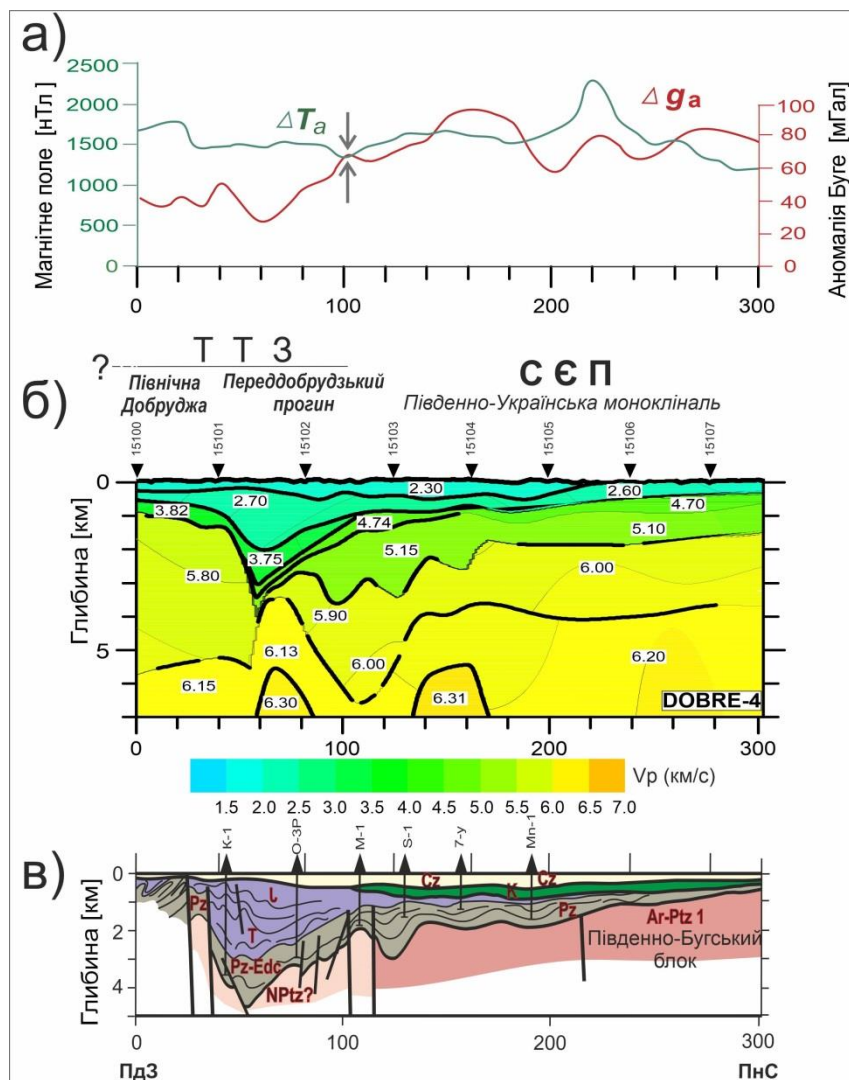


Рис. 3.9 а) потенціальні поля по профілю DOBRE-4; б) фрагмент двовимірної Р-швидкісної моделі земної кори і верхньої мантії за профілем DOBRE-4 за даними ГСЗ; в) фрагмент геологічного розрізу вздовж профілю

DOBRE-4. Жирні чорні лінії – основні сейсмічні границі. Тонкі лінії – ізолінії швидкості V_p (км/с) в білих прямокутниках [Starostenko et al., 2013b].

На швидкісній моделі за профілем DOBRE-4 (рис. 3.9) в районі 60–100 км видно прогин глибиною 3–4 км в осадовому чохлах з пологим північно-східним крилом ($\sim 5^\circ$), який, ймовірно, пов'язаний з пологою ділянкою ТТЗ. За геологічними даними [Тектонічна ..., 2007] ця структура відповідає крайовому шву СЄП. Далі границя між осадовим чохлам і консолідованим фундаментом (5,80–5,90 – 6,13–6,15 км/с на глибинах 4–6 км) занурюється на південний захід. На жаль, хвильова картина на самому південно-західному закінченні профілю, як і її інтерпретація, не є однозначною [Амашукели и др., 2019]. Проте, враховуючи більш чіткий сейсмічний матеріал за профілями PANCAKE та VRANCHEA-2001 в районі їх перетину ТТЗ дисертант вважає наведену інтерпретацію положення ТТЗ на профілі DOBRE-4 правомірною. На профілі PANCAKE ТТЗ фіксується під Рава-Руським сегментом СЄП на глибині близько 6 км (20 км на північний захід від пункту вибуху 50107) і виходить під Львівським палеозойським прогином на глибині 4 км. З огляду на геологічну і геофізичну аналогію між Рава-Руським і Північно-Добрудзьким елементами СЄП, а також між внутрішньої зоною Львівського палеозойського та Переддобрудзьким прогинами, зроблено припущення, що у досліджуваному районі північно-східна границя ТТЗ проходить поблизу поверхні під Переддобрудзьким прогином, а південно-західна примикає до зони розлому Печеніга-Камена і, ймовірно, перетинає її по границі верхньої і середньої кори [Амашукели и др., 2019].

Узагальнення геологічних даних району Добруджі дозволяє знайти ще ряд характерних структурних елементів, які виявляються по всій протяжності ТТЗ. Район Добруджі представляє собою систему насувів північно-східної вергентності, розділених серією великих розломів-зміщувачів. Ці розломи, головним з яких є Печеніга-Камена, входять у систему крайньої південної частині ТТЗ. Ширина зони насувів Добруджі становить близько 60 км і

близька до ширини зони насувів по лінії профілю PANCAKE [Гінтов і ін., 2014). Тут на Переддобрудзький прогин по Кагул-Георгіївському розлому насунені породи протерозойського зеленосланцевого фундаменту Північної Добруджі і відклади палеозою-мезозою, які неузгоджено залягають на них. На південному заході аналогічні насиви в північно-східному напрямку спостерігаються по ряду розломів у Північній та Центральній Добруджі. Сумарна потужність покривів Північної Добруджі, не перевищує 10 км. Головна насувна зона простежується по розлому Печеніга-Камена. .

Відстань між північною (українсько-польською) і південною (українсько-румунською) частинами ТТЗ близько 700 км і в їх кінематиці спостерігається певна автономність: чергуються режими стиснення, розтягу, напрямки зсувів по розломах не збігаються у часі [Hippolite, 2002]. Проте, і на півночі, і на півдні ТТЗ грає важливу роль як погранична смуга, що розділяє на поверхні Євразійську плиту і оточуючі її мікроплити і террейни.

3.3. Порівняльний аналіз швидкісних моделей за профілями ГСЗ, які перетинають південно-західну окраїну Східноєвропейської платформи за межами України

Глибинна структура окраїни СЄП та ТТЗ на північ від Карпатського орогенного пояса, в основному в Польщі, де вона перекрита пермськими і більш молодими відкладами Польського прогину [Dadlez et al., 1995], була відображена на ряді сейсмічних профілів, відпрацьованих по проектах ТТЗ, POLONAISE'97 і CELEBRATION 2000 [Grad et al., 2003; Janik et al., 2005, 2009; Guterch et al., 2015]. На південному сході Польщі ТТЗ перетинає сейсмічний профіль POLCRUST-01, відпрацьований за методикою СГТ [Malinowski et al., 2013; Narkiewicz et al., 2015; Krzywiec et al. 2017], розташування перерахованих профілів показано на рис. 3.10.

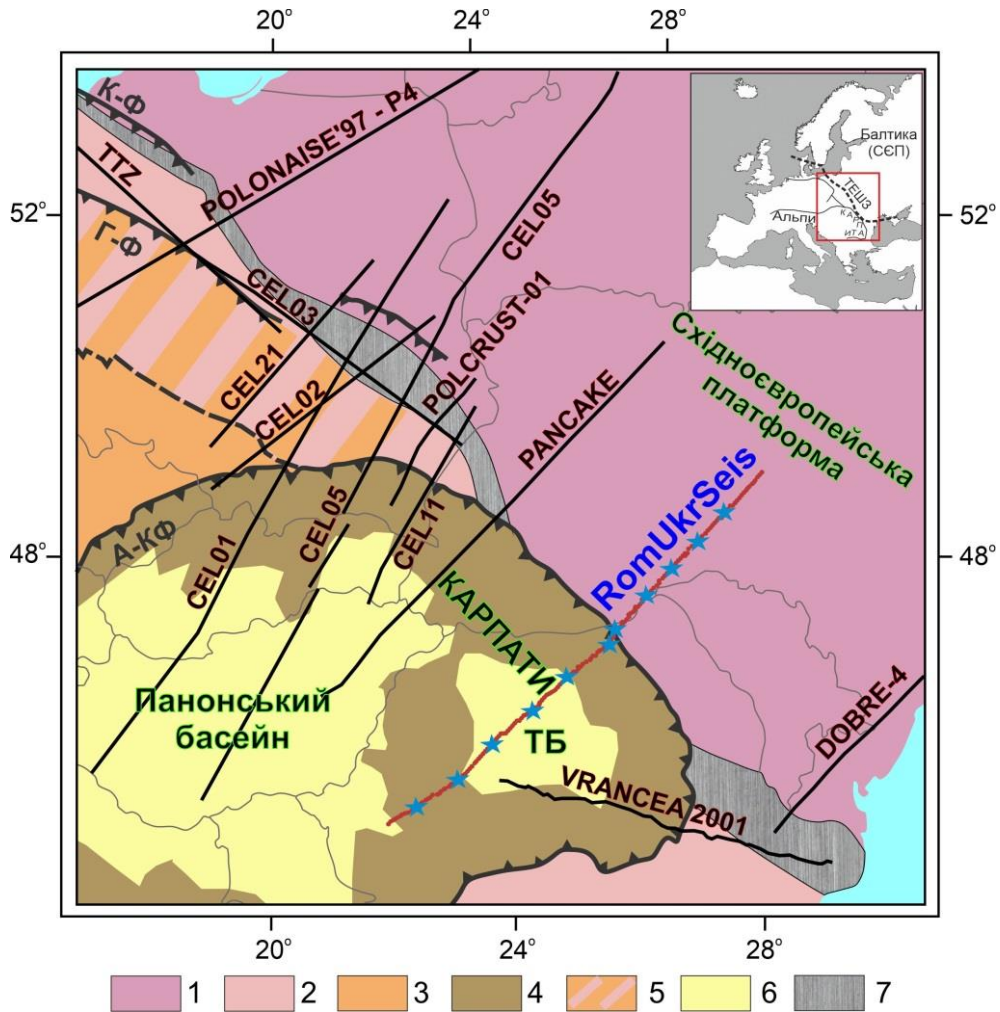


Рис. 3.10 Положення профілів, які перетинають зону Тейсейре-Торнквіста на спрощеній тектонічній схемі основних структурних елементів Центральної Європи. Базова карта, модифікована за [Pharaoh, 1999, Banka et al. 2002]. 1) СЄП, 2) можливе продовження СЄП під товстим осадовим покривом, 3) герциніди, 4) Альпи та Карпати, 5) край Балтики, покритий поясом герцинід, 6) внутрішньогірські басейни, 7) ТТЗ. А–КФ – Альпійсько–Карпатський фронт деформації; К–Ф – каледонський фронт деформації; Г–Ф – герцинський фронт деформації.; ТБ – Трансильванський басейн.

За архітектурою басейну і будовою земної кори модель за профілем P4 POLONAISE '97 [Grad et al., 2003] найбільш подібна до моделі за профілем RomUkrSeis. За профілем P4 POLONAISE'97 (рис. 3.11) під осадовим комплексом Польського прогину шириною ~ 150 км і потужністю ~ 10 км виділяється зона знижених швидкостей поздовжніх хвиль (5,8 км/с)

глибиною до 18 км, що інтерпретується як глибоко поховані відклади неопротерозой-палеозою [Pharaoh et al., 2006]. Як і по профілю RomUkrSeis, кора зі зниженими швидкостями повздовжніх хвиль тут виділяється під осадовим прогином до ще більших глибин ~28 км [Guterch et al., 2015]. Це контрастує зі швидкісною моделлю по профілю CELEBRATION 2000 CEL05 (рис. 3.11), де в районі ТТЗ під Західними Карпатами виявлено сегмент верхньої-середньої кори з підняттям всіх сейсмічних границь та швидкостями $V_p=5,6-6,1$ км/с до глибини 22 км, під яким знаходиться помірно високошвидкісна нижня кора з $V_p=6,65-6,85$ км/с [Grad et al., 2006; Janik et al., 2009].

Структура Мохо і верхньої мантії на усіх представлених профілях має свої особливості, але спільна риса для усіх профілів полягає в тому, що Мохо на окраїні СЄП та в сегменті ТТЗ заглиблюється на південний захід від 25 до 35 км в акреційних фанерозойських террейнах та більш ніж до 40 км в межах СЄП на північний схід. Виразний кіль земної кори, який виділяється на моделі за профілем RomUkrSeis, зазвичай не спостерігається на інших профілях, які перетинають ТТЗ на північ від Карпат. Однак подібна ступінчата структура Мохо виділяється за декількома профілями, які перетинають Західні Карпати [Środa, 2010; Hrubcová and Środa, 2015] та розташована в зоні контакту Внутрішні/Зовнішні Карпати. Північно-східні похилі сейсмічні границі у верхній мантії, які спостерігаються під Західними Карпатами (профіль CEL11) [Grad et al., 2006b; Janik et al., al., 2009, 2011; Guterch et al., 2015] аналогічні сейсмічній границі, що виділяється на RomUkrSeis субпараллельно Мохо та повторює форму південно-західного флангу корового кіля (рис. 3.11). Ці похилі сейсмічні границі на глибині 60–70 км пов'язані з колізійними взаємодіями (включаючи підсуви) між більш молодими літосферними террейнами (Алькапа і Тиса-Дакія) з літосферою СЄП за межами Карпатської дуги [Grad et al., 2006b; Guterch et al., 2015; Verpakhovska et al., 2018].

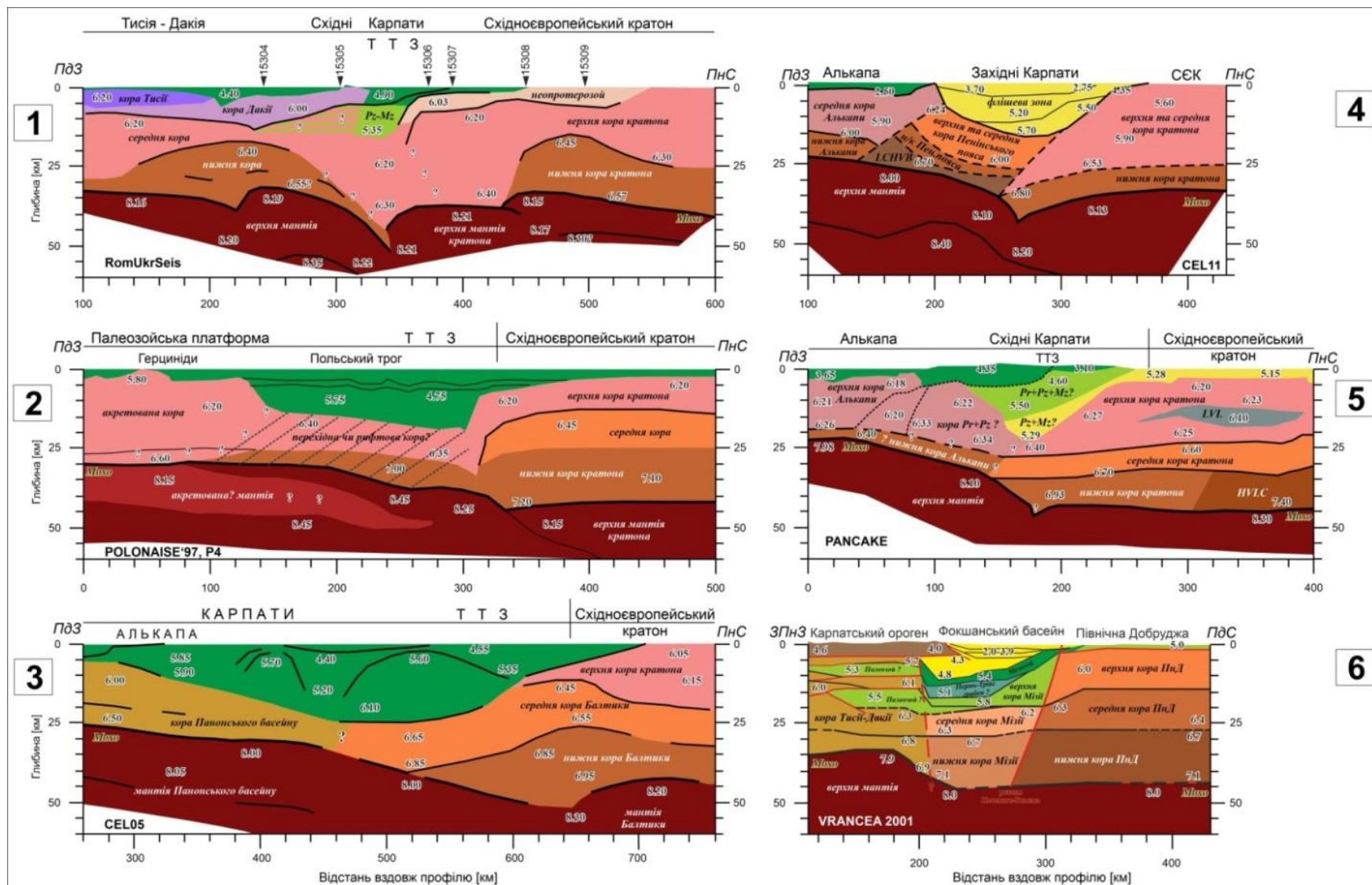


Рис. 3.11 Сейсмогеологічні розрізи за профілем: 1) – RomUkrSeis [Starostenko et al., 2020]; 2) – Polonaise'97, P4 [Grad et al., 2003]; 3) – CEL05 [Grad et al., 2006]; 4) – CEL11 [Janik et al., 2011]; 5) – PANCAKE [Starostenko et al., 2013]; 6) – VRANCHEA-2001 [Hauser et al., 2007].

Окраїна СЄП та ТТЗ там, де вона перекрита Східними Карпатами, перетинається профілем PANCAKE [Starostenko et al., 2013a; Verpakhovska et al., 2018], та профілями VRANCEA'99 [Hauser et al., 2001], VRANCEA-2001 [Hauser et al., 2007], які проходять через край Карпатського поясу в його самій південно-східній частині.

Швидкісну структуру земної кори за профілем PANCAKE в цілому можна порівняти з профілем RomUkrSeis (більш детальний аналіз за профілем PANCAKE викладений у пункті 3.1. даного розділу дисертаційної роботи). Карпатський осадовий прогин має такі ж самі швидкості, але є ширшим і глибшим (до глибини 25 км у порівнянні з 20 км по RomUkrSeis), нижче, під осадовим басейном, спостерігаються більш високі швидкості у порівнянні з RomUkrSeis. Більш очевидні відмінності спостерігаються в нижній корі і в архітектурі розлілу Мохо. Мохо під Паннонським басейном по PANCAKE виділяється вище ніж під Трансільванським басейном по RomUkrSeis (20–25 км і 30–40 км відповідно), та Мохо під СЄП спостерігається глибше по PANCAKE ніж по RomUkrSeis (45–50 км та 35–40 км відповідно). Більш товста кора СЄП, яка спостерігається на PANCAKE, є наслідком високошвидкісного нижнього шару кори ($V_p \sim 7\text{--}7,4$ км/с), який не відображається на RomUkrSeis і, ймовірно, генетично пов'язаний з існуванням Осницько-Мікашевицького вулканоплутонічного поясу, який сформувався в цій частині СЄП в палеопротерозої і який є більш молодий ніж Подільський блок, який перетинає профіль RomUkrSeis.

Профіль VRANCEA-2001 перетинає сейсмогенну зону Вранча на південно-східному краю Карпатської дуги, від східного краю Північної Добруджі на південній окраїні СЄП, до західного краю в південній частині Трансільванського басейну (рис. 3.11). Швидкісна модель за профілем VRANCEA-2001 [Hauser et al., 2007] має схожість зі швидкісною моделлю по RomUkrSeis, особливо подібна між собою структура кори Карпатської споруди (RomUkrSeis) та Фокшанського басейну (VRANCEA-2001), зі швидкостями V_p менше 6 км/с приблизно до 20–22 км, які інтерпретується як

осадові шари від палеозою до кайнозою. Інтерпретація цих шарів як осадових товщ є досить надійною з огляду на їх шаруватий вигляд на сейсмічному зображенні, зробленому Ranea et al. (2005), який виділяє «потужний рифтоподібний осадовий басейн, що лежить в діапазоні глибин 10–25 км», під молодшими осадовими товщами Фокшанського басейну і Карпатськими покривами.

Інтерпретація Hauser et al. [2001, 2007] профілів VRANCEA'99 і VRANCEA-2001 виділяють майже вертикальні наскрізні структури земної кори, такі як розломи Капідава-Овідіу, Печеніга-Камена і Сфанту-Георгіївський. Ці розломи, зокрема перші два, зазвичай вважаються елементами південно-східного продовження ТТЗ на південний схід від фронту Карпатської дуги до Добруджі на південному сході Румунії [Seghedi et al., 1999; Mucuta et al., 2006; Starostenko et al., 2013б; Narkiewicz et al., 2015; Амашукели и др., 2019]. [Vocin et al., 2013] на основі моделювання гравіметричних і магнітних даних з досить високою роздільною здатністю вздовж сегмента профілю VRANCEA-2001 (з використанням ГСЗ профілів, неглибоких сейсмічних профілів та результатів приповерхневої геології) визначив, що існує різка і досить помітна зміна властивостей кристалічної кори в приповерхневому шарі, який відповідає осадовій товщі, що відображається по Ranea et al. [2005]. Ця майже вертикальна структура (розлом), екстрапольована вниз, перетинає розділ Мохо в зоні, де він поглиблюється від приблизно 35 км під Трансильванським басейном до приблизно 45 км під Добруджею по VRANCEA-2001, і маркує границю між сегментами земної кори з різним тектонічним властивостями. Круте падіння порушення дозволяє зробити припущення, що він був зсувним розлом або розломною зоною ще до розвитку Карпатського орогенного пояса, який його перекриває.

Висновки до розділу 3

У розділі проведено порівняння структури літосфери за профілями, що перетинають південно-західну окраїну СЄП на території України, Польщі та Румунії. Порівняння будови літосфери південно-західної окраїни СЄП та пов'язаної з нею ТТЗ на профілях RomUkrSeis, PANCAKE, DOBRE-4 і VRANCEA-2001 показує, що окраїна платформи має змінну структуру, ширину і еволюцію по простяганню. Одночасно існує ряд спільних рис, таких як утворення осадових басейнів і / або акреційних призм різного віку, зазвичай низькошвидкісна кора і значні зміни глибини Мохо в області ТТЗ.

На геотраверсах PANCAKE та DOBRE-4 простежуються загальні закономірності в структурі південно-західної окраїни СЄП, зокрема, спільність структури ТТЗ, яка не простежується вертикально, а являє собою похилу систему розривів, що відділяє Східноєвропейську платформу від насунутого на неї облямування Західноєвропейської та Мізійської платформ.

Структура Мохо і верхньої мантії на усіх профілях має свої особливості, але спільна риса для усіх профілів полягає в тому, що Мохо в сегменті ТТЗ заглиблюється від 25 до 35 км в акреційних фанерозойських террейнах до більш ніж 40 км в межах СЄП. Виразний кіль Мохо, який виділяється на швидкісній моделі по профілю RomUkrSeis, зазвичай не спостерігається на інших профілях, які перетинають ТТЗ на північ від Карпат. Проте по профілю CEL11, який перетинає західні Карпати виділяється подібна ступінчата структура Мохо, що відповідає зоні контакту Внутрішні/Зовнішні Карпати.

Аномально низькі значення швидкостей повздовжніх хвиль у корі СЄП «відсутність нижньої кори з $V_p > 6,9$ км» на профілі RomUkrSeis, виявлено також на профілі DOBRE-4, який знаходиться від RomUkrSeis на ~315 км далі на південний схід. Таким чином, відсутність нижньої кори з «нормальною швидкістю» є характерним для відносно великої території СЄП, яка охоплює південний схід Поділля, Буковину і Молдавію, аж до

Добруджі в Румунії та Українське узбережжя Чорного моря на південному сході.

Похилі на північний схід сейсмічні границі у верхній мантії, які спостерігаються під Західними Карпатами (профіль CEL11) аналогічні сейсмічній границі, що виділяється на RomUkrSeis субпаралельно Мохо та повторює форму південно-західного флангу корового кіля. Ці похилі сейсмічні границі на глибині 60–70 км пов'язані з колізійними взаємодіями між більш молодими літосферними террейнами (Алькапа і Тиса-Дакія) з літосферою країни ССП.

Перелік використаних джерел до розділу 3

- Artemieva, I.M., & Meissner, R. (2012). Crustal thickness controlled by plate tectonics: a review of crust-mantle interaction processes illustrated by European examples. *Tectonophysics*, 530–531, 18–49.
- Artemieva I.M., & Thybo H. (2013). EUNaseis: a seismic model for Moho and crustal structure in Europe, Greenland, and the North Atlantic region. *Tectonophysics*, 609, 97–153.
- Balintoni, I., & Balica, C. (2016). Peri-Amazonian provenance of the Euxinic Craton components in Dobrogea and of the North Dobrogean Orogen components (Romania): a detrital zircon study. *Precambrian Research*, 278, 34–51. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2016.03.008>
- Banka, D., Pharaoh, T.C., Williamson, J.P. (2002). Potential field imaging of Palaeozoic orogenic structure in northern and central Europe. *Tectonophysics*, 1–4 (360), 23–45, [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00345-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00345-1)
- Bocin, A., Stephenson, R., Matenco, L., Mocanu, V. (2013). Local gravity and magnetic modelling in the Vrancea Zone, South-eastern Carpathians: redefinition of the edge of the east European Craton beneath the South-eastern Carpathians. *J. Geodyn.* 71, 52–64. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2013.08.003>

- Dadlez, R., Narkiewicz, M., Stephenson, R.A., Visser, M., van Wees, J.–D. (1995). Tectonic evolution of the Polish Trough: modelling implications and significance for central European geology. *Tectonophysics* 252, 179–195.
- Grad, M., Guterch, A., Keller, G.R., Janik, T., Hegedűs, E., Vozár, J., Ślącza, A., Tiira, T., Yliniemi, J. (2006). Lithospheric structure beneath trans–Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin CELEBRATION 2000 seismic profile CEL05. *J. Geophys. Res.* 111, B03301. <https://doi.org/10.1029/2005JB003647>
- Grad, M., Jensen, S.L., Keller, G.R., Guterch, A., Thybo, H., Janik, T., Tiira, T., Yliniemi, J., Luosto, U., Motuza, G., Nasedkin, V., Czuba, W., Gaczyński, E., Środa, P., Miller, K.C., Wilde–Piórko, M., Komminaho, K., Jacyna, J., Korabliova, L. (2003). Crustal structure of the Trans-European suture zone region along POLONAISE’97 seismic profile P4. *J. Geophys. Res.* 108 (B11), 2541.
- Guterch, A., Grad, M., Keller, G.R., Brück, E. (2015). 1.17. Crust and Lithosphere Structure – Long Range Controlled Source Seismic experiments in Europe. In: Schubert, G. (Ed.), *Treatise on Geophysics (Second Edition). Volume 1: Deep Earth Seismology*. Elsevier.
- Hauser, F., Raileanu, V., Fielitz, W., Bala, A., Prodehl, C., Polonic, G., Schulze, A. (2001). VRANCEA99 – the crustal structure beneath the southeastern Carpathians and the Moesian Platform from a seismic refraction profile in Romania. *Tectonophysics* 340, 233–256.
- Hauser, F., Raileanu, V., Fielitz, W., Dinu, C., Landes, M., Bala, A., Prodehl, C. (2007). Seismic crustal structure between the Transylvanian Basin and the Black Sea, Romania. *Tectonophysics* 430, 1–25. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.10.005>
- Hippolyte, J.–C. (2002). Geodynamics of Dobrogea (Romania): new constraints on the evolution of the Tornquist-Teisseyre Line, the Black Sea and the Carpathians. *Tectonophysics* 357, 33–53. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00361-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00361-X).

- Horváth, F. (1993). Towards a kinematic model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics*, 226, 333–357.
- Horváth, F., Bada, G., Szafián, P., Tari, G., Ádám, A., Cloetingh, S. (2006). Formation and deformation of the Pannonian Basin: constraints from observational data. In: Gee D. and Stephenson R. (Eds.). *European Lithosphere Dynamics* (pp. 191–206). Geological Society Memoir 32.
- Hrubcová, P., Šroda, P. (2015). Complex local Moho topography in the Western Carpathians: Indication of the ALCAPA and the European Plate contact. *Tectonophysics* 638, 63–81. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.10.013>
- Janik, T., Grad, M., Guterch, A., CELEBRATION 2000 Working Group (2009). Seismic structure of the lithosphere between the East European Craton and the Carpathians from the net of CELEBRATION 2000 profiles in SE Poland. *Geol. Quart.* 53, 141–158.
- Janik, T., Grad, M., Guterch, A., Dadlez, R., Yliniemi, J., Tiira, T., Keller, G.R., Gaczyński, E., CELEBRATION 2000 Working Group (2005). Lithospheric structure of the Trans-European Suture Zone along the TTZ & CEL03 seismic profiles (from NW to SE Poland). *Tectonophysics* 411, 129–156. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.09.005>
- Janik, T., Grad, M., Guterch, A., Vozár, J., Bielik, M., Vozárova, A., Hegedűs, E., Kovács, C.S., Kovács, I., Keller, G.R., CELEBRATION 2000 Working Group (2011). Crustal structure of the Western Carpathians and Pannonian Basin: seismic models from CELEBRATION 2000 data and geological implications. *J. Geodyn.* 52, 97–113. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2010.12.002>
- Kostyuchenko, S. L., Morozov, A. F., Stephenson, R. A., Solodilov, L. N., Vedrentsev, A. G., Popolitov, K. E. (2004). The evolution of the southern margin of the East European Craton based on seismic and potential field data. *Tectonophysics* 381, 101–118.
- Krzywiec, P., Gaęała, Ł., Mazur, S., Słonka, Ł., Kufrasa, M., Malinowski, M., Pietsch, K., Golonka, J. (2017). Variscan deformation along the Teisseyre-

- Tornquist Zone in SE Poland: Thick-skinned structural inheritance or thin-skinned thrusting? *Tectonophysics* 718, 83–91.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.06.008>.
- Malinowski, M., Guterch, A., Narkiewicz, M., Probulski, J., Maksym, A., Majdanski, M., Środa, P., Czuba, W., Gaczyński, E., Grad, M., Janik, T., Jankowski, L., Adamczyk, A. (2013). Deep seismic reflection profile in Central Europe reveals complex pattern of Paleozoic and Alpine accretion at the East European Craton margin. *Geophys. Res. Lett.* 40, 3841–3846.
<https://doi.org/10.1002/grl.50746>
- Mucuta, D.M., Knapp, C.C., Knapp, J.H. (2006). Constraints from Moho geometry and crustal thickness on the geodynamic origin of the Vrancea Seismogenic Zone (Romania). *Tectonophysics* 420, 23–36.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.01.018>
- Nakapelyukh, M., Bubniak, I., Bubniak, A., Jonckheere, R., Ratschbacher, L. (2018). Cenozoic structural evolution, thermal history, and erosion of the Ukrainian Carpathians fold-thrust belt. *Tectonophysics* 722, 197–209.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.11.009>
- Narkiewicz, M., Maksym, A., Malinowski, M., Grad, M., Guterch, A., Petecki, Z., Probulski, J., Janik, T., Majdański, M., Środa, P., Czuba, W., Gaczyński, E., Jankowski, L. (2015). Transcurrent nature of the Teisseyre-Tornquist Zone in Central Europe: results of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *Int. J. Earth Sci.* 104, 775–796.
- Oczlon, M.S., Seghedi, A., & Carrigan, C.W. (2007). Avalonian and Balticanterranes in the Moesian Platform (southern Europe, Romania, and Bulgaria) in the context of Caledonian terranes along the southwestern margin of the East European craton. In U. Linnemann, R.D. Nance, P. Kraft, G. Zulanf (Eds), *The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Caledonian active margin to Alleghenian-Variscan collision* (pp. 375–400). Geol. Soc. Amer. Spec. [https://doi.org/10.1130/2007.2423\(18\)](https://doi.org/10.1130/2007.2423(18))

- Panea, I., Stephenson, R., Knapp, C., Mocanu, V., Drijkoningen, G., Matenco, L., Knapp, J., Prodehl, K. (2005). Near-vertical seismic reflection image using a novel acquisition technique across the Vrancea Zone and Foscani Basin, South-eastern Carpathians (Romania). *Tectonophysics* 410, 293–309.
- Pharaoh, T.C, Winchester, J.A, Verniers, J., Lassen, A., Seghedi, A. (2006). The western accretionary margin of the East European Craton: an overview. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.). *European lithosphere dynamics* (pp.291–311). Geol. Soc. London. Memoir, 32.
- Pharaoh, T.C. (1999). Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. *Tectonophysics* 314, 17–41. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00235-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00235-8).
- Saintot, A., Stephenson, R.A., Stovba, S., Brunet, M.-F., Yegorova, T., Starostenko, V. (2006). The evolution of the southern margin of Eastern Europe (Eastern European and Scythian platforms) from the latest Precambrian-Early Palaeozoic to the Early Cretaceous. In: Gee D.G. & Stephenson R.A. (eds), *European Lithosphere Dynamics* (pp.481–505). Geological Society, London, Memoirs, 32.
- Seghedi, A. (2012). The North Dobrogea orogenic belt (Romania): areview. In: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.F.H. & Crasquin-Soleau, S. (eds), Peri-Tethys Memoir 6: PeriTethyan Rift /Wrench Basins and Passive Margins. Memoires du Museum national d’Histoire naturelle 186, 237–257. Seghedi Antoneta. Paleozoic Formations from Dobrogea and Pre-Dobrogea. Turkish Journal of Earth Sciences. <https://doi.org/10.3906/yer-1101-20>
- Seghedi, A., Oaie, G., Iordan, M., Avram, E., Tatu, M., Ciulavu, D., Vaida, M., Rădan, S., Nicolae, I., Seghedi, I., Szakács, A., Drăgănescu, A. (1999). Geology and structure of the Precambrian and Paleozoic basement of North and Central Dobrogea. Mesozoic history of North and Central Dobrogea. *Romanian Journal of Tectonics and Regional Geology* 77 (2), 72.

- Środa, P. (2010). The bright spot in the West Carpathian upper mantle: a trace of the Tertiary plate collision and a caveat for a seismologist. *Geophys. J. Int.* 182, 1–10. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04595.x>
- Starostenko, V., Janik, T., Mocanu, V., Stephenson, R., Yegorova, T., Amashukeli, T., Czuba, W., Środa, P., Murovskaya, A., Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Okoń, J., Dragut, A., Omelchenko, V., Legostaieva, O., Gryn, D., Mechie, J., Tolkunov A. (2020). RomUkrSeis: Seismic model of the crust and upper mantle across the Eastern Carpathians – From the Apuseni Mountains to the Ukrainian Shield. *Tectonophysics*. 794, 228620. ISSN 0040-1951. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228620>
- Starostenko, V., Janik, T., Kolomiyets, K., Czuba, W., Środa, P., Grad, M., Kovács, I., Stephenson, R., Lysynchuk, D., Thybo, H., Artemieva, I.M., Omelchenko, V., Gintov, O., Kutas, R., Gryn, D., Guterch, A., Hegedűs, E., Komminaho, K., Legostaeva, O., Tiira, T., Tolkunov, A. (2013a). 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. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.008>
- Starostenko, V., Janik, T., Lysynchuk, D., Środa, P., Czuba, W., Kolomiyets, K., Aleksandrowski, P., Gintov, O., Omelchenko, V., Komminaho, K., Guterch, A., Tiira, T., Gryn, D., Legostaeva, O., Thybo, H., Tolkunov, A. (2013b). Mesozoic(?) lithosphere-scale buckling of the East European Craton in southern Ukraine: DOBRE-4 deep seismic profile. *Geophys. J. Int.* 195, 740–766. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt292>
- Stephenson, R. A., Mart, Y., Okay, A., Robertson, A., Saintot, A., Stovba, S. M., Khriachtcvskaia, O. (2004). TRANSMED Transect VIII: Eastern European Craton-Crimea-Black Sea-Anatolia-Cyprus-Levant Sea- Sinai-Red Sea. In: Cavazza W., Roure F., Spakman W., Stampfli G.M., Ziegler P.A. (Eds.) *The TRANSMED Atlas: The Mediterranean Region from Crust to Mantle*. Springer, Berlin.

- 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. *J. Geodyn.* 121, 76–87. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.07.006>
- Амашукели, Т.А., Муровская, А.В., Егорова, Т.П. (2019). Глубинное строение Добруджи и Преддобруджинского прогиба как отражение развития Транс-Европейской шовной зоны. *Геофиз. журнал*, 42(1), 153—171. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203–3100.v41i1.2019.158869>
- Геотектоника Волыно-Подолли*. (1990). Отв. ред. И.И. Чебаненко. Киев: Наук. думка. 244 с.
- Гинтов, О.Б., Егорова, Т.П., Цветкова, Т.А., Бугаенко, И.В., Муровская, А.В. (2014). Геодинамические особенности зоны сочленения Евразийской плиты и Альпийско-Гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий. *Геофиз. журнал*, 36(5), 26–63. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203–3100.v36i5.2014.111568>
- Заяц, Х.Б. (2013). *Глибинна будова надр Західного регіону України на основі сейсмічних досліджень і напрямки пошукових робіт на нафту і газ*. Львів: Центр Європи.
- Иванова, А. В. (2016). Влияние геотектонических условий на формирование угленосных формаций Львовского и Преддобруджинского прогибов. *Геол. журнал* 1 (354), 36–51.
- Круглов, С.С., Цышко, А.К. (1988). *Тектоника Украины*. Москва:Недра. 254 с.
- Кутас, Р.И. (2016). Геотермические условия и мезо-кайнозойская эволюция Карпато-Паннонского региона. *Геофиз. журнал*, 5 (38), 75–107. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203–3100.v38i5.2016.107823>
- Соллогуб, В. Б. (1986). *Литосфера Украины*. Киев: Наук. думка. 183 с.
- Тектонічна карта України*. М-б 1:1 000 000. Гол. ред. С. С. Круглов, Д. С. Гурський. Київ: Міністерство охорони природного середовища України, Державна геологічна служба, 2007.

Шлапінський, В.Є. (2007). *Геологічна карта Українських Карпат, масштаб 1:100 000. Закарпатська, Івано-Франківська, Львівська, Чернівецька області України*. Составители В. В. Глушко, В. В. Кузовенко, В.Е. Шлапинский. Редактор Ю. З. Крупский. Отчет ЗАО «Концерн Надра». Фонд ЗАО «Концерн Надра». Київ. 228 с.

РОЗДІЛ 4. АНАЛІЗ СЕЙСМІЧНОСТІ ПІВДЕННО-ЗАХІДНОЇ ОКРАЇНИ СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ

Аналіз сейсмічності в рамках дисертаційної роботи виконано з метою дослідження сучасної активності окраїни Східноєвропейської платформи. СЄП відноситься до регіонів зі слабкою сейсмічною активністю, тому довгий час не являлась першочерговим об'єктом для сейсмічного моніторингу. Тривалий час, до 70-х років ХХ століття, цілеспрямоване вивчення по вивченню локальної сейсмічності південно-західної частини СЄП не проводились, у зв'язку з тим, що слабка місцева сейсмічність не могла бути досліджена інструментальними методами, так як найближча Карпатська та Кримська мережі сейсмічних станцій можуть реєструвати на цій території лише події з магнітудою $M \geq 3,5-4$ [Кендзера, 2015]. За останні роки стрімке розвинення інструментальних спостережень показало, що древні платформи також зазнають сучасних деформацій, ці деформації є більш вираженими саме на їх окраїнах. Землетруси на платформах приурочені, в основному, до зон активних глибинних тектонічних розломів, шовних зон, крайових прогинів і ділянок платформ, які до них прилягають. В останні роки істотно збільшилася кількість станцій [Кендзера та інш., 2003], розташованих на платформі, де зареєстровані землетруси, магнітуда яких відповідала в основному діапазону значень 1,5–3,8 (методика обробки землетрусів відповідно до [Кендзера та інш., 2006; Пігулевський та інш., 2017]).

Вогнища землетрусів на окраїні СЄП з магнітудою 2–4 розташовані у верхній частині земної кори, і в тектонічному плані відносяться до Волино-Подільської монокліналі. Розташування епіцентрів землетрусів, зареєстрованих в межах південно-західної окраїни СЄП, показано на рис. 4.1 (каталог землетрусів у Додатку 3 до дисертаційної роботи).

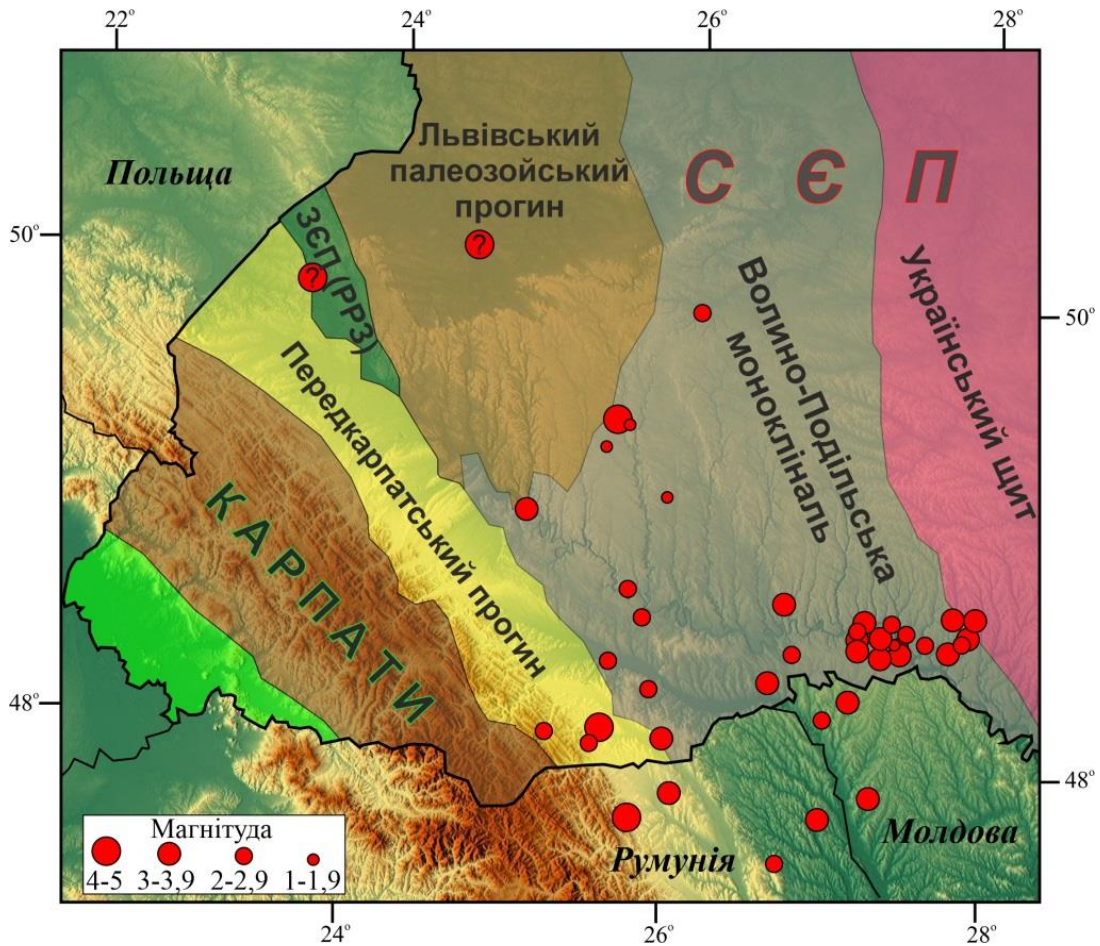


Рис. 4.1 Епіцентри землетрусів на південно-західній окраїні Східноєвропейської платформи. Знаком питання позначені землетруси, точні координати яких не встановлені. ЗЄП – Західноєвропейська платформа, РРЗ – Рава-Руська зона. (Каталог землетрусів у Додатку 2 до дисертаційної роботи).

У історичний період на південно-західній окраїні СЄП відомі два 6-бальні землетруси: 03.06.1670 р. поблизу села Шкло Львівської області та 17.08.1875 р. на півночі Львівської області між містами Кам'янка-Бузька та Великі Мости (ці землетруси відомі зі слів свідків, на рис. 4.1. позначені знаком питання, так як точні координати не встановлені). Перший місцевий землетрус на південно-західній окраїні СЄП, положення вогнища якого вдалося визначити як макросейсмічними, так і інструментальними методами, був землетрус 10.05.1950 р. в району Чернівецької області. Поблизу м. Редуци (північний схід Румунії), розташованого в зоні зчленування СЄП і Східних Карпат, 10.07.1970 р. відбувся землетрус інтенсивністю 6 балів

($M=4.7$, $H=34$ км) (рис. 4.1). Згідно карти епіцентрів землетрусів Румунії [Atlas of Seismological Maps ..., 1980], його інтенсивність в епіцентрі досягала 7 балів.

У 1963–1997 рр. на Волино-Поділлі зареєстровані землетруси з $M=1,5$ – $2,3$. Найбільш сильний за останні роки землетрус з інтенсивністю $I=6$ балів (за шкалою MSK–64), який відбувся 03.01.2002 року (запис землетрусу на рис. 4.2), протягом 4 місяців супроводжувався афтершоками. Епіцентральна область землетрусу тяжіє до діагонального Тербовлянському розлому, її розташування також пов'язується з західною околицею протяжного Тетерівського розлому, що розділяє Волинський і Подільський блоки Українського щита [Миронівська та Мичак, 2006; Кутас та інш., 2007; Кендзера та інш., 2008].

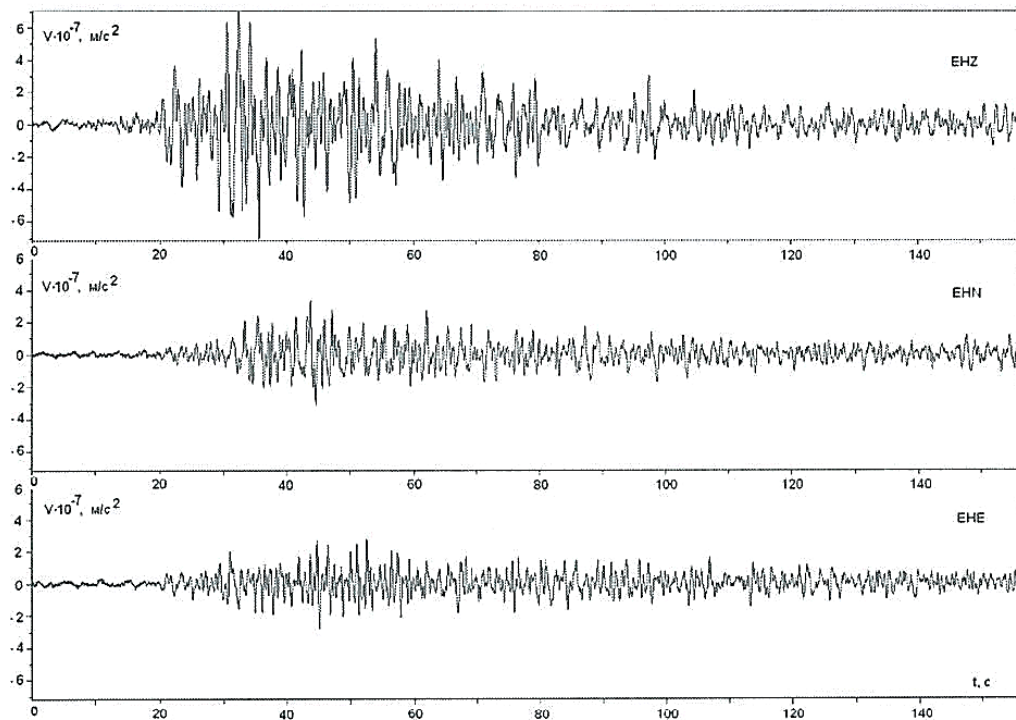


Рис. 4.2 Запис землетрусу 03.01.2002 року на сейсмологічній станції «IRIS KIEV» [Кендзера та інш., 2002]. Програмний інтерфейс доступу до даних станції «IRIS KIEV» представлено у роботі [Михайлик и др., 2019].

Епіцентри землетрусів Волино-Поділля приурочені до району, де південно-західну окраїну Східноєвропейської платформи перетинають

Тетерівський, Теробовлянський і Сущано-Пержанський глибинні тектонічні розломи [Мироновская и Амашукели, 2007]. Збіг місцевих землетрусів з тектонічними порушеннями та зонами, які утворюють ці порушення свідчить про їх сучасну тектонічну і сейсмічну активність. Одна з причин сейсмічності Волино-Поділля, ймовірно, пов'язана з вертикальними рухами тектонічних блоків: їх підняттям чи опусканням [Верховинцев В.Г., 1990; Гордієнко, 1997]. Інша причина сейсмічності Волино-Подільської окраїни Східноєвропейської платформи може бути пов'язана не лише з вертикальними тектонічними рухами земної кори, але і з – горизонтальними. Сейсмічну активність такого, здавалося б, стабільного регіону можливо пояснити наявністю розломно-блокової структури земної кори, яка в свою чергу сприяє рухам які характеризуються сильною деформацією в просторі та часі. В цих умовах регіональні підняття чи опускання поверхні відбуваються нерівномірно, ускладнюючись тим, що більш древні блоки характеризуються частковою рухливістю. Рух мегаблоків відображається у рельєфі поверхні фундаменту, відбиваючи сумарний ефект блокових переміщень. Границі блоків складають протяжні тектонічні шви, просторове розміщення яких підпорядковано діагональній системі розломів.

Окраїна СЄП разом з Волино-Поділлям є складовою Середземноморсько-Альпійсько-Трансазійського сейсмогенного поясу та зазнає глобального стиску. Роздрібнена земна кора виявляє здатність реагувати на локальні зміни напруженого стану між окремими блоками та на глобальні зміни Середземноморсько-Альпійсько-Трансазійського сейсмогенного поясу, чим і пояснюється сейсмічна активність, зокрема в межах Волино-Поділля.

Сейсмічність Добруджі. Сейсмічність відображає сучасну геодинамічну ситуацію в Добруджі, яка характеризується розподілом епіцентрів землетрусів і напруг у вогнищах землетрусів, пов'язаних з системою розломів в межах Добруджі (рис. 4.2).

Більшість корових землетрусів Добрудзької сейсмогенної зони відбувається на глибинах 10–50 км в межах Карпатського басейну, з епіцентрами вздовж північно-західної-південно-східної смуги, яка захоплює Добруджу і Переддобрудзький прогин [Амашукели и др., 2019]. Для корової сейсмічності в межах Добруджі характерна помірна активність ($M_{\max}=5,5$) і кластерний розподіл епіцентрів [Bala et al., 2003].

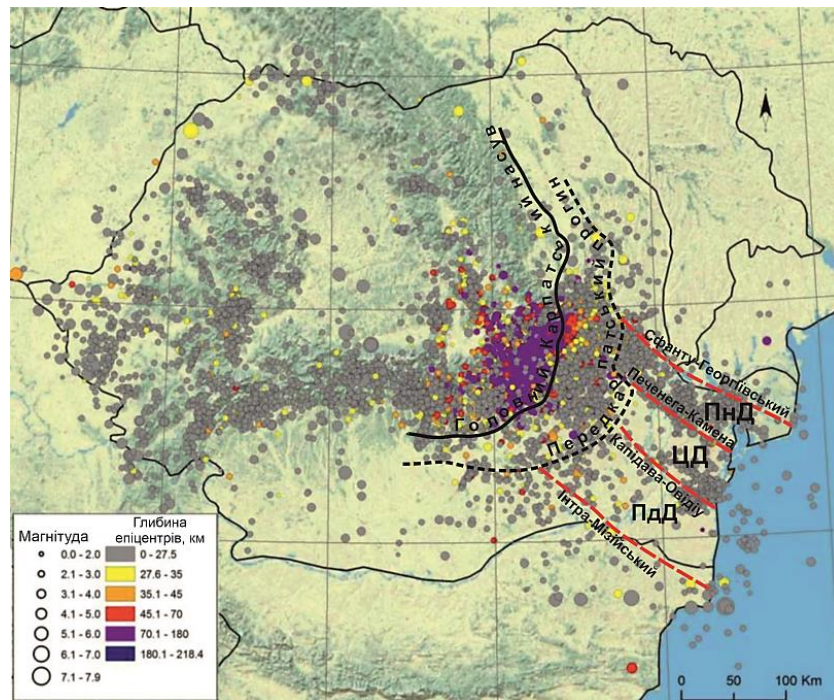


Рис. 4.2 Епіцентри землетрусів в межах Карпатсько-Паннонського і Добрудзького регіонів за даними USGS, EMSC [Bala et al., 2003; Амашукели и др., 2019].

У межах складного тектонічного оточення Карпатського орогена виділені окремі сейсмогенні зони, пов'язані з конкретними розломами, в тому числі сейсмогенна зона ПДП вздовж Сфанту-Георгіївського розлому з магнітудою $M_S=4\pm 5$. У сучасній сейсмічності відображаються активні тектонічні процеси в межах Фокшанського басейну [Nirpolyte, 2002]. Середньоглибинні (70–200 км) землетруси зони Вранча зосереджені в обмеженому об'ємі в зоні зчленування Мизійської і Тися-Дакія мікропліт, яка на поверхні перекрита насувом Зовнішніх Карпат [Гинтов и др., 2015].

Ряд землетрусів, які відбулися в районі північно-західної частини Чорного моря пов'язують з зоною зчленування Східноєвропейської платформи з Скіфською плитою. Просторовий розподіл морських епіцентрів землетрусів північно-західного шельфу Чорного моря, які витягнуті уздовж діагонального північно-східного напрямку, паралельно береговій лінії може свідчити про розрядку тектонічної енергії та активізацію зони зчленування Східноєвропейської платформи зі Скіфською мікроплитою [Фарфуляк, 2016].

Вплив землетрусів зони Вранча. На значній частині території України проявляються сильні підкорові землетруси зони Вранча. Зона розташована на крутому згині гірської дуги в місці зчленування Східних і Південних Карпат, на території Румунії. Вона є частиною Середньоморсько-Альпійсько-Гімалайського сейсмоактивного поясу планети. Під значним впливом землетрусів зони Вранча перебувають південний захід (аж до Буковини включно) і центр України. Останні сильні землетруси в зоні Вранча відбувалися в 1940, 1977, 1986 і 1990 роках. У Румунії й сусідній Молдові вони спричинили значні руйнування, а події 1940 і 1977 років – навіть людські жертви. Особливістю сильних землетрусів Вранча є значна глибина вогнищ (70–190 км). Встановлена тенденція до заглиблення вогнищ із збільшенням магнітуди землетрусів. Основна частина підкорових землетрусів виникає в локальній області об'ємом $75 \times 50 \times 25$ км.

Більшість землетрусів мають ізосейсти витягнуті на північний схід від зони Вранча. Істотні відмінності в їх конфігурації зумовлені особливостями будови середовища на шляхах поширення сейсмічних хвиль і механізмів вогнищ (діаграмами випромінювання сейсмічної енергії). Для зони Вранча характерним є підкидо-зсувний тип переміщення у вогнищах землетрусів при діагональній орієнтації головних стискуючих напружень. Сильні підкорові землетруси зони Вранча відчуваються практично на всій території України (рис. 4.3).

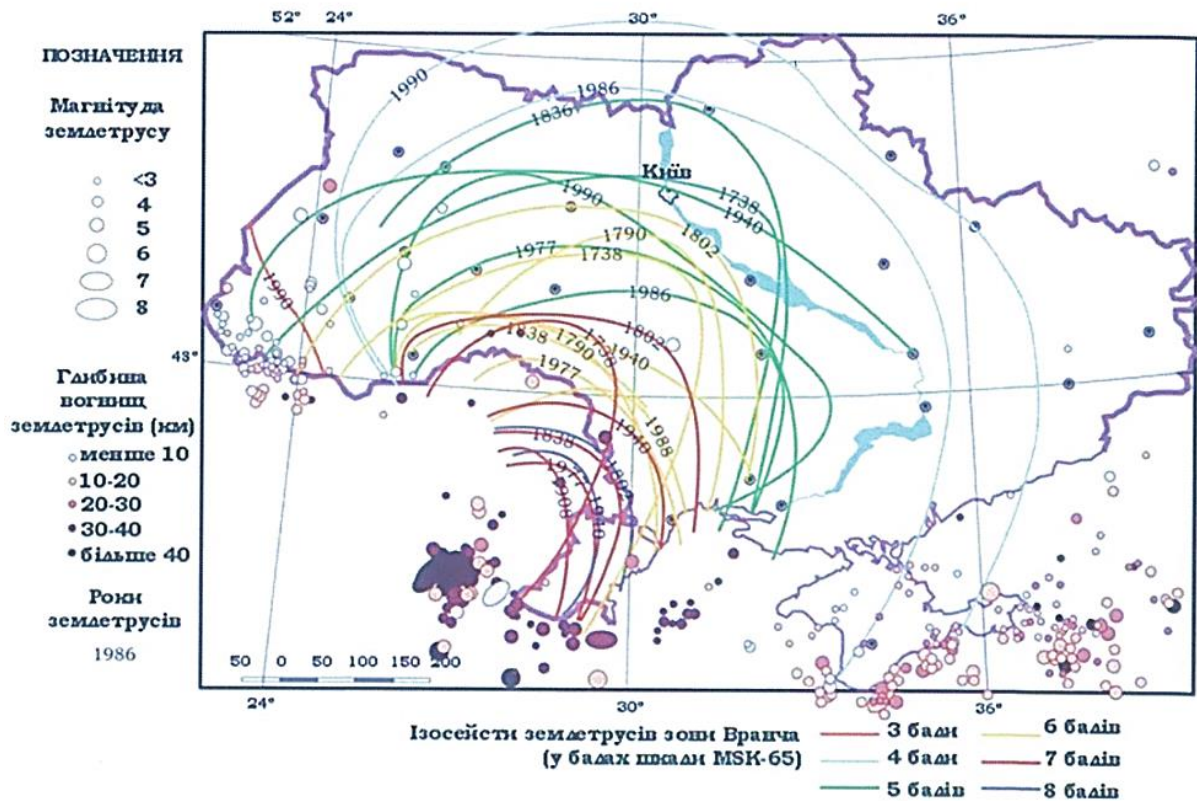


Рис. 4.3 Згладжені ізосейсти найсильніших землетрусів зони Вранча [Кендзера, 2015].

Побудовані в результаті макросейсмічних обстежень карти ізосейст підкорових землетрусів зони Вранча показують, що інтенсивність сейсмічних струшувань на території південно-західного регіону СЄП плавно змінюється від 7–8 балів на південному заході Одеської області до 3–4 балів у північно-східних районах України [Кендзера, 2015].

Висновки до розділу 4

Сейсмічність південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи визначається як глобальною, так і локальною тектонічною активністю. Глобальною складовою тектонічної активності визначається, в першу чергу, близькість потужного Середземноморсько-Альпійсько-Гімалайського-Трансзійського сейсмоактивного поясу, який утворився внаслідок зіткнення потужних Африканської, Індійської та Євроазійської тектонічних плит. Втягнення окраїни СЄП у деформаційні процеси, які відбуваються у цьому

поясі, являється однією з причин виникнення тектонічних напружень, які можуть спричинити досить потужні землетруси.

Локальна складова тектонічної активності обумовлена, в основному, глибинними розломними зонами. Збіг місцевих землетрусів з тектонічними порушеннями та зонами, які утворюють ці порушення свідчить про їх сучасну тектонічну і сейсмічну активність.

Роздрібнена земна кора виявляє здатність реагувати на локальні зміни напруженого стану між окремими блоками та на глобальні зміни Середземноморсько-Альпійсько-Трансазійського сейсмогенного поясу, чим і пояснюється сейсмічна активність, зокрема в межах Волино-Поділля.

Більшість корових землетрусів Добрудзької сейсмогенної зони відбувається на глибинах 10–50 км, з епіцентрами вздовж північно-західної-південно-східної смуги, яка захоплює Добруджу і Переддобрудзький прогин. Ряд землетрусів, які відбулися в районі північно-західної частини Чорного моря пов'язують з зоною зчленування СЄП із Скіфською плитою.

Практично на всій території південно-західного регіону СЄП відчуваються потужні підкорові землетруси із сейсмоактивної зони Вранча в Румунії.

Перелік використаних джерел до розділу 4

- Atlas of Seismological Maps Central and Eastern Europe.* (1980). Praga: Geophysical Institute of the Czechoslovak Academy of Science.
- Bala, A., Radulian M, Popescu E. (2003). Earthquakes distribution and their focal mechanism in correlation with the active tectonic zones of Romania. *J. Geodyn.* 36, 129–145. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(03\)00044-9](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(03)00044-9)
- Hippolyte, J.–C. (2002). Geodynamics of Dobrogea (Romania): new constraints on the evolution of the Tornquist–Teisseyre Line, the Black Sea and the Carpathians. *Tectonophysics*, 357, 33–53.
- Амашукели, Т.А., Муровская, А.В., Егорова, Т.П., Альохин, В. (2019). Глубинное строение Добруджи и Преддобруджинского прогиба как

- отражение развития Транс-Европейской шовной зоны. *Геофиз. журнал*, 41 (1), 153–171. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203–3100.v41i1.2019.158869>
- Верховинцев, В.Г. (1990). Выделение геотектонических элементов Волино-Подоллии по материалам структурно-геоморфологических и аэрокосмических исследований. / *Геотектоника Волино-Подоллии*. К.: Наукова думка. С. 209 – 215.
- Гинтов, О.Б., Муровская, А.В., Егорова, Т.П., Вольфман, Ю.М., Цветкова, Т.А., Бугаенко, И.В., Колесникова, Е.Я., Островной, А.Н., Бубняк, И.Н., Фарфуляк, Л.В., Амашукели, Т.А. (2015). Глубинная сейсмогенная зона Вранча как индикатор геодинамического процесса. *Геофиз. журнал*, 31 (3), 22–44. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203–3100.v37i3.2015.111101>
- Гордиенко, В.В. (1997). Комплексная геофизическая модель верхней мантии Трансевропейской зоны активизации. *Геофиз. журнал*, 1, 39–53.
- Кендзера, А.В., Омельченко, В.Д., Кутас, В.В., Дрогицкая, Г.М., Калитова, И.А. (2008). Эпицентры землетрясений Восточно-Европейской платформы в границах территории Украины по данным инструментальных наблюдений и их связь с тектоникой. *Геодинаміка*, 1(7), 66–77.
- Кендзера, О. В., Миронівська, Л. В., Мичак, С. В. (2007). Локальні землетруси Волино-Поділля та їх значення для сейсмічного районування. *Вісник КНУ. Геологія*, 41–42, 17–21.
- Кендзера, О.В. (2015). Сейсмічна небезпека і сейсмічний захист в Україні. *Український географічний журнал*, 3, С. 9–15. <https://doi.org/10.15407/ugz2015.03.009>
- Кендзера, О.В., Вербицкий, С.Т., Стасюк, А.Ф., Пронишин, Р.С., Гурова, І.Ю. (2002). Землетрус 3 січня 2002 року в Тербовлянському районі Тернопільської області. *Вісник КНУ*, 23–24, 106–109.
- Кендзера, О.В., Гурова, І.Ю., Амашукелі, Т.А., Лісовий, Ю.В. (2003). Сучасний стан сейсмологічного моніторингу на території України. *Вісник КНУ. Геологія. Вип. 26–27*, 112–118.

- Кендзера, О.В., Гурова, І.Ю., Андрущенко, Ю.А., Амашукелі, Т.А., Лісовий, Ю.В. (2007). Землетрус 12.03.2006 року в Житомирській області. *Вісник КНУ. Геологія. Вип. 41–42*, 66–69.
- Кутас, В.В., Омельченко, В.Д., Кендзера, А.В., Дрогицкая, Г.М., Калитова, І.А. (2007). Сейсмичность западной части Восточно-Европейской платформы в пределах Украины. *Геофиз. журнал*, 29 (5), 59–72.
- Миронівська, Л. В., Мичак, С. В. (2006). Тектонічне положення вогнищ землетрусів Волино-Поділля. *Геофиз. журнал*, 28 (6), 94–104.
- Мироновская, Л.В., Амашукели, Т.А. (2007). Геодинамика и сеймотектоника области сочленения Карпат и Восточноевропейской платформы. *Международная научная конференция «Уроки и следствия сильных землетрясений (к 80-летию разрушительных землетрясений в Крыму)»*, г. Ялта, 25–28 сентября 2007 г.
- Михайлик, І.Ю., Ганиев, А.З., Петренко, К.В., Амашукели, Т.А. (2019). Структура и назначение оборудования сейсмологической станции IRIS KIEV. Программный интерфейс доступа к данным, предоставляемым станцией IRIS KIEV. *Геофиз. журнал*, 41 (6), 203–212. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203–3100.v41i6.2019.190077>
- Пігулевський, П.Г., Кендзера, О.В., Щербіна, С.В., Вербицький, С.Т., Шумлянська, Л.А., Калініченко, О.О., Гурова, І.Ю., Ільєнко, В.А., Амашукелі, Т.А., Чалий, О.О. (2017). Природа Криворізького землетрусу 29 липня 2017 року. *Геолого-мінералогічний вісник Криворізького національного університету*, 37 (1), 92 – 104.
- Фарфуляк Л.В. (2016). *Глибинна будова західної частини Скіфської мікроплити за сучасними сейсмічними даними*. Дисер.робота на здобуття ступеня кандидата наук з геологічних наук. 191 с.

РОЗДІЛ 5. ОСНОВНІ РИСИ ТЕКТОНІЧНОГО РОЗВИТКУ ОКРАЇНИ СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ В РАЙОНІ ПРОФІЛЮ ROMUKRSEIS

Даний розділ носить дискусійний характер; висвітлені за профілем RomUkrSeis особливості будови літосфери та залучена геолого-геофізична інформація дають можливість припустити деякі аспекти тектонічного розвитку країни СЄП в межах профілю.

5.1. Докембрій-ранній палеозой

Неопротерозой. Сегмент літосфери Східноєвропейської платформи, в межах профілю RomUkrSeis був акретований та амальгований (нарощений, наприклад магматизмом), і зібраний в окремі террейни в археї, потім зазнав тектонічну активізацію в палеопротерозої. Швидкісна структура кори східної частини профілю (430 км по профілю) відображає результат до-неопротерозойської акреції і амальгамування. У кінці мезопротерозою та неопротерозою відбувалися цикли прото-континентального амальгамування і розпаду (на той час СЄП була частиною Родинії) [Nikishin et al., 1996; Bogdanova et al., 2008].

У пізньому неопротерозої Родинія розпалась, залишивши після себе ряд палеоконтинентів, в тому числі Балтику, яка стала основою СЄП. Літосфера частини сегмента СЄП, що відображається за профілем RomUkrSeis, представляє собою континентальну країну Балтики, яка утворилася в результаті розпаду Родинії. Згідно з рядом авторів [наприклад, Nawrocki and Poręba, 2006; Krzywiec et al., 2018] кристалічна кора Балтики в цій області розтягнена і перекрита неопротерозой-ранній палеозой осадовими відкладами, включаючи дорифтові платформні утворення. Останні формують потужну товщу, яка відкладалася в морському басейні на пасивній континентальній країні. Низькі швидкості повздовжніх хвиль (від 6,2 до 6,3 км/с на глибині від 10 до 40 км), які спостерігаються під осадовим

прогином на всю потужність кори на окраїні СЄП, можуть представляти саме розтягнену кристалічну кору і неопротерозой-ранній палеозой метаосадові породи.

Ранній палеозой. Малоамплітудна антиформна структура (430 км по профілю на глибині 5 км) на заломлюючій границі між нижньою і верхньою корою з кутовою незгідністю перекрита більш молодими відкладами, що свідчить про її більш древній вік. На схід від окраїни СЄП субпаралельно антиформі спостерігається флексура розділу Мохо. Антиформа та флексура не відбивається в структурі осадів, отже, останні відклалися після їх утворення. Співставлення розрізу за профілем RomUkrSeis з геологічним розрізом за профілем СГТ Р-5 дозволило визначити границю з антиформною як підшву неопротерозою. Відповідно, це свідчить, що антиформа разом з вигином Мохо можуть відображати флексурний вигин всієї кори після відкладення неопротерозою в цілому в цій частині сегмента СЄП вздовж профілю. Різке усічення (зрізання) у флексури на (430–440 км по профілю) нижньої кори і наявність під нею ускладненої форми Мохо дозволяють припустити тут розломну зону корового масштабу. Корова флексура могла сформуватись в умовах стиснення (транспреї) при рухах по зоні розлому. За віком ця транспресія на окраїні Балтики відбувалася під час каледонського тектогенеза при косій колізії і зшиванні у ранньому палеозої [Nikishin et al., 1996; Winchester et al., 2006].

До ордовику пасивна континентальна окраїна Балтики стала колізійною і заблокувала німецько-польські каледоніди. На думку [Winchester et al., 2006] розвиток каледонід продовжувався в межах сучасного Карпато-Паннонського регіону. При цьому в ордовику-девоні на корі кратона сформувався передовий прогин. Цей палеозойський передовий прогин зараз знаходиться під Карпатською аккреційною призмою. Можливо, він складається з двох частин з різними швидкостями. Верхня, більш низько швидкісна частина палеозойського басейну, представлена перекриваючим її платформним чохлам. Антиформа на границі верхньої-нижньої кори (490 км

по профілю на глибині 15 км) і флексура Мохо під неї можуть належати до палеозою.

5.2. Пізній палеозой-мезозой

У пізньому палеозої у центральній Європі за каледонським орогенезом прийшов герцинський. В результаті чого герцинські тектонічні комплекси були акретовані та зшиті з каледонською літосферою, яка, в свою чергу, була вже з'єднана з Балтикою у ранньому палеозої.

Літосфера, утворена або деформована під час герцинського орогенеза, включаючи перероблені каледоніди, стала гравітаційно нестабільною на завершальній стадії орогенеза і початку розпаду Пангеї в пермі. В результаті нестабільності почали формуватися великі осадові басейни, наприклад, Центрально-Європейський пермський басейн [Ziegler et al., 2006]. Польський трог, що співпадає з частиною ТТЗ, пов'язаний з дестабілізацією на заключній герцинській фазі. Верхня частина літосфери на захід від Карпат несе сліди герцинської деформації і метаморфізму, а також подальшого потужного розломоутворення і формування осадових басейнів в пізньому палеозої-тріасі.

Мезозой. Згідно з регіональною палеотектонічною реконструкцією [Barrier et al., 2018] вся територія ТТЗ до конвергентної окраїни океанічної області Палеотетис в районі сучасної західної частини Чорного моря в цей час була під впливом сил розтягу або транстенсії (поєднання розтягу із зсувом). В районі сучасного Панноно-Карпатського регіону сформувався задуговий Карпатський басейн, який був пов'язаний з конвергентною границею Тетіса. Регіональна геологія і аналіз кінематики плит дають підставу припустити, що рифтинг в Карпатському задуговому басейні був пов'язаний з субдукуючою окраїною Тетіса по трансформному розлому, який займав положення ТТЗ (на окраїні СЄП). Ця трансформна границя включала основні зони розломів, які зараз спостерігаються у фронтальній частині Румунських Карпат (наприклад, розлом Печеніга-Камена). До ранньої крейди за [Barrier et al., 2018] це була

швидше транспресійна, ніж зсувна границя, яка зберігала свою активність до ранньої крейди, поки не закрився Карпатський басейн і не почалося формування Чорного моря [Nikishin et al., 2015].

За профілем RomUkrSeis спостерігаються гостроподібний прогин в основі, ймовірно, аллохтонного комплексу Тисії-Дакії у верхній корі (240 км) та подібне завершення антиформи на Мохо (220 км) під ним, які знаходяться практично на одній вертикальній лінії, що дозволяє припустити їх взаємозв'язок, наприклад, вони можуть відноситися до зсувної розломної зони, яка проходить через усю кору.

Транспресійна обстановка в досліджуваному регіоні припиняється на початку ранньої крейди. Високошвидкісна нижня кора, яка розташована під Трансильванським басейном може бути наслідком ранньої стадії ранньо-пізньо-крейдянського рифтингу і впровадження магматичних інтрузій в нижню кору, що призвели до формування Трансильванського басейну. Магматичні інтрузії мантійного матеріалу в нижню кору піднімають її швидкість і щільність під час рифтингу. Це широко відоме і задокументоване явище [Mooney et al., 1983; Thybo et al., 2000; DOBREFraction'99 Working Group, 2003].

5.3. Кайнозой

В олігоцені (з 33 млн.) Карпатський залишковий басейн перемістився на окраїну СЄП в наслідок її флексурного прогинання. До міоцену існувала Карпатська затока океану Тетіс, куди в результаті субдукційних процесів перемістились мікроплити: Алькапа та Тисія-Дакія [Horváth et al., 2006; Csontos & Vörös, 2004] (рис. 5.1).

Формування Карпатських покривів і корових комплексів в західному напрямку і під ними в кайнозої є фінальною і надзвичайно складною подією, яка сформувала сучасну архітектуру літосфери по профілю. Швидкісна модель за профілем не дає однозначного вирішення для представлення кайнозойської тектоніки.



Рис. 5.1 Палеореко́нструкція геодинамічних подій, які відбувалися на окраїні Східноєвропейської платформи в період олігоцену, за [Barrier et al., 2018].

Отримана за профілем швидкісна модель показує явне скорочення літосфери під час формування Карпатського орогену: наявність осадового прогину у верхній корі та мантийного кіля. Ці ознаки узгоджуються із загальноприйнятим уявленням, що геодинаміка, яка формує Карпати, включала субдукцію літосфери Карпатського задугового басейну і її можливе закриття з поєднанням літосфери Алькапа-Тися-Дакія зі СЄП.

Для виявлення особливостей структури літосфери окраїни СЄП співставлено будову земної кори за профілями RomUkrSeis та PANCAKE з рельєфом покрівлі астеносфери за [Horváth et al., 1993, 2006]. Тонка літосфера під молодим Трансильванським басейном має потужність 70 км, На відстані 220 км за профілем RomUkrSeis спостерігається поступове потовщення літосфери, і в районі 300 км відбувається досить різкий стрибок вниз, далі літосфера досягає своїх максимальних глибин – до 200 км під СЄП (рис. 5.2). Більш плавніше ніж за профілем RomUkrSeis, поступове потовщення літосфери під Карпатами також спостерігається за профілем PANCAKE. В цій перехідній зоні (штриховка косими лініями на рис.5.2)

спостерігаються зміни також і у геофізичних полях: різка негативна гравітаційна аномалія (-120 мГал); перехід від спокійного до більш диференційованого магнітного поля; зниження теплового потоку в сторону СЄП.

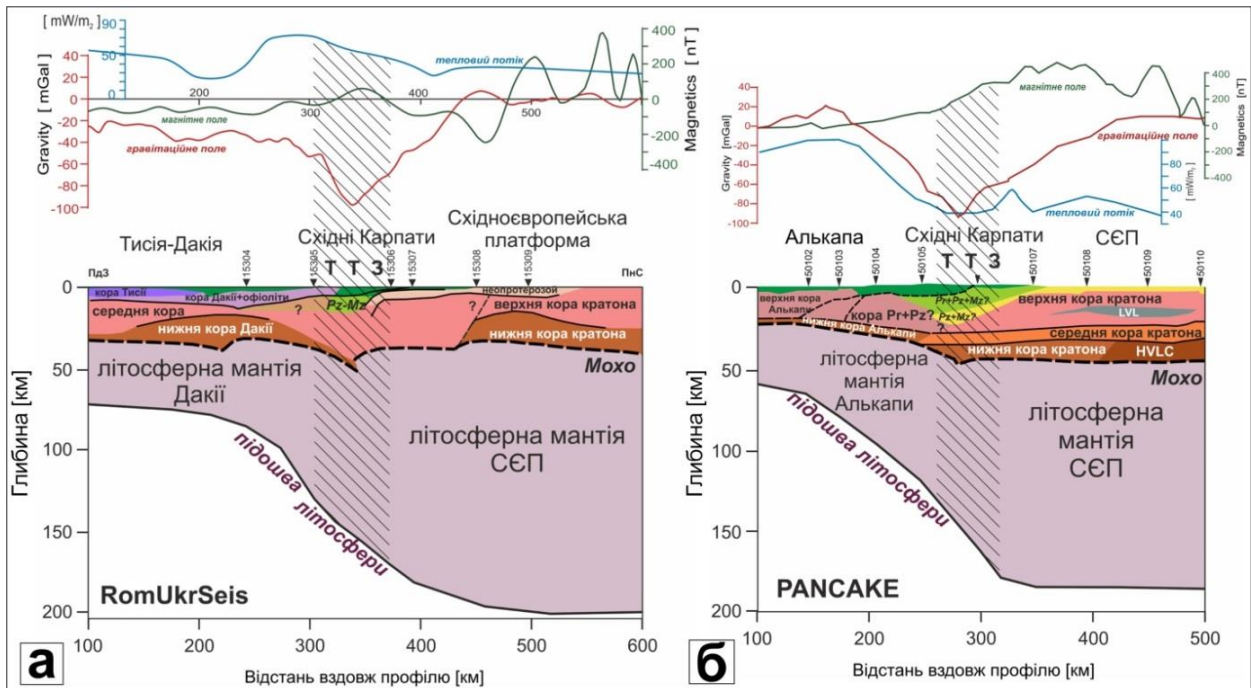


Рис. 5.2 Порівняння структури літосфери за профілями а) RomUkrSeis та б) PANCAKE; рельєф покрівлі астеносфери за [Horváth et al., 1993; Кутас, 2016]; штриховка косими лініями відповідає зоні переходу від потужної літосфери СЄП до потоншеної літосфери мікроплит Алькапа та Тися-Дакія з накладеними Паннонським та Трансильванським неогеновими басейнами.

Для пояснення особливостей будови літосфери в зоні переходу від СЄП до Карпато-Паннонського регіону запропоновано ряд геодинамічних моделей [Knapp et al., 2005; Gemmer, Houseman, 2007; Koulakov et al., 2010], серед яких є моделі різнонаправленої субдукції [Fodor et al., 1999; Csontos, Vörös, 2004; Horvath et al., 2006, 2015; Schmid et al., 2008] та деламінації літосфери [Knapp et al., 2005; Koulakov et al., 2010].

Структура Карпатської покривно-насувної споруди у верхній корі не дає однозначної переваги для вибору геодинамічної моделі: субдукції або

деламинації. Для обох цих випадків характерно, що верхня кора (головним чином, осадові комплекси з інкорпорованими фрагментами підстиляючого кристалічного фундаменту) [Roure et al., 1993; Vocin et al., 2005; Verpakhovska et al., 2018] формує складчато-насувний пояс і відзначається скорочення верхньої кристалічної літосфери. Палінспастичні реконструкції для Східних Карпат за різними авторами показують суттєві скорочення фундаменту початкового басейну осадонакопичення: [Burchfiel, 1976] – до 125 км; [Matenco and Bertotti, 2000] – 40 км, [Nakapelyukh, 2018] – показує найбільшу ступінь скорочення – 340–390 км. За профілем RomUkrSeis осадові флішеві відклади формують покривно-насувну споруду до глибини 8 км, що доведено геологічним картуванням і сейсморозвідкою методом відбитих хвиль.

На рис. 5.3 представлені можливі сценарії сучасної геодинаміки вздовж профілю RomUkrSeis. Форма мантійного кіля і оточуючих його комплексів не може бути однозначною діагностичною ознакою на користь субдукції або деламинації континентальної літосфери, але в більшій мірі підтверджує субдукцію (або, в меншій мірі, підсув корових комплексів у верхню мантію). Особливістю структури підкорової мантії в центральній частині профілю (250–320 км), де відбувається зміна її потужності, є наявність на глибині 50–55 км відбиваючої границі, яка повторює форму Мохо. Особливості розділу Мохо та підкорової мантії свідчать на користь підсуву або субдукції літосфери, хоча і не є остаточними діагностичними ознаками (рис. 5.3б).

В разі класичної субдукції насувоутворення флішових покривів північно-східної вергентності, яке закартоване на поверхні у Зовнішніх Карпатах має супроводжуватись підсувом океанічної літосфери південно-західного падіння. На противагу цьому, по профілях CEL-05 та RomUkrSeis, в нижній корі і у верхній мантії зафіксований підсув північно-східного напрямку по типу «крокодилової» тектоніки або тектоніки «розклинювання» [Meissner et al., 2002; Snyder, 2002] з скороченням в районі ТТЗ на окраїні кратону на рівні кори і верхньої мантії, а після цього, у верхній корі і

фундаменті (рис. 5.3а). Ряд профілів, які перетинають ТТЗ (BABEL, POLONAISE and CELEBRATION 2000 [Meissner et al., 2002; Guterch et al., 2015] були проінтерпретовані таким чином, що існує часовий проміжок між деформацією на різних глибинних рівнях. Спочатку на границі кора-мантія з переважанням в'язко-пластичної деформації, де температура і тиск вище, а потім у верхній корі з переважанням крихких деформацій.

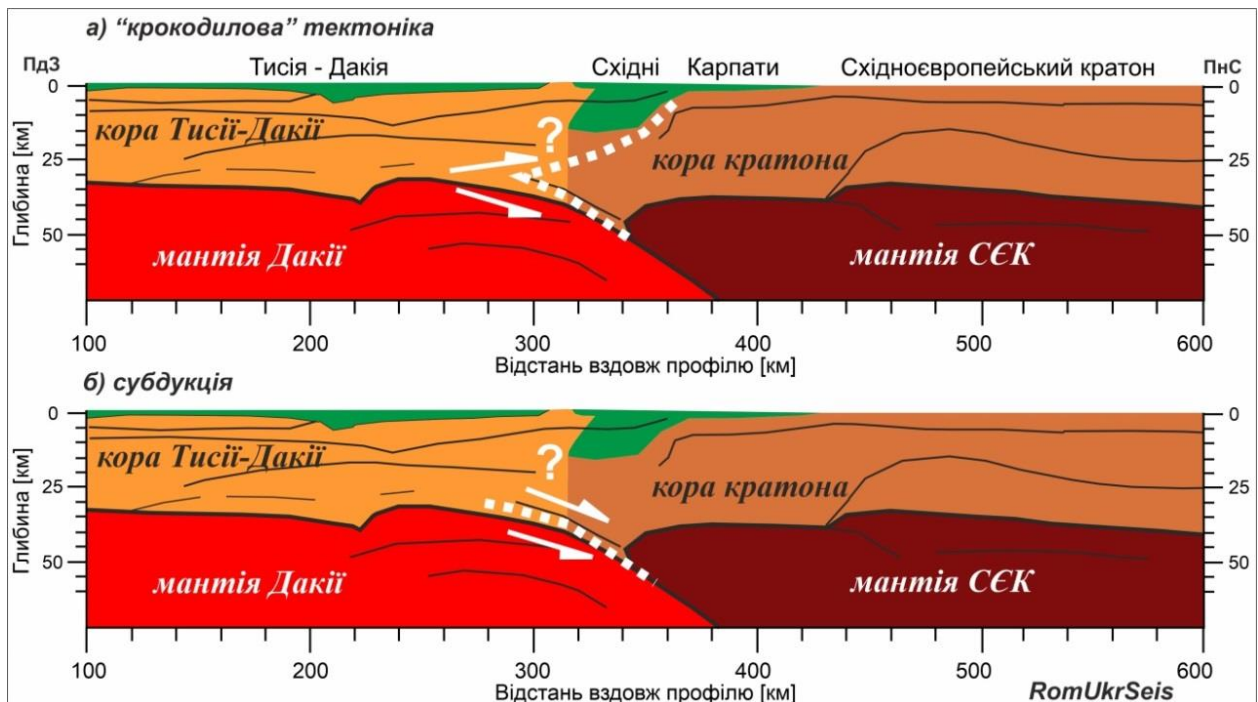


Рис. 5.3 Можливі сценарії сучасної геодинаміки вздовж профілю RomUkrSeis.

Дані за профілем не дозволяють однозначно визначити, чи було вклинювання за типом крокодилової тектоніки в кристалічній корі під Карпатами і ТТЗ. Так само не можна виключити, що клини були впроваджені не тільки в альпійський тектогенез, але й, частково, в пізньокаледонську (перехідну до герцинської) аккреційну стадію (на етапі колізії) на границі кратона і ТТЗ, а потім лише були реактивовані при наступних тектонічних подіях, які досягли кульмінації при кайнозойському формуванні Карпат.

Висновки до розділу 5

Висвітлені за профілем RomUkrSeis особливості будови літосфери та залучена геолого-геофізична інформація дають можливість припустити деякі аспекти тектонічного розвитку країни СЄП в межах профілю. Даний розділ носить дискусійний характер.

Літосфера частини сегмента СЄП, що відображається за профілем RomUkrSeis, представляє собою континентальну країну Балтики, яка утворилася в результаті розпаду Родинії. Згідно з рядом авторів [Nawrocki and Poprawa, 2006; Krzywiec et al., 2008] кристалічна кора Балтики в цій області розтягнена і перекрита неопротерозой-ранній палеозой осадовими відкладами, включаючи дорифтові платформні утворення. Низькі швидкості повздовжніх хвиль (від 6,2 до 6,3 км/с на глибині від 10 до 40 км), які спостерігаються під осадовим прогином на всю потужність кори на країні Східноєвропейської платформи, можуть представляти саме розтягнену кристалічну кору і неопротерозой-ранній палеозой метаосадові породи.

Формування Карпатських покривів і корових комплексів в західному напрямку і під ними в кайнозої є фінальною і надзвичайно складною подією, яка сформувала сучасну архітектуру літосфери по профілю. Отримана за профілем швидкісна модель показує явне скорочення літосфери під час формування Карпатського орогену: наявність осадової призми у верхній корі та мантийного кіля. Ці ознаки узгоджуються із загальноприйнятим уявленням, що геодинаміка, яка формує Карпати, включала субдукцію літосфери Карпатського задугового басейну і її можливе закриття з поєднанням літосфери композитного террейну Алькапа-Тися-Дакія зі СЄП. Спостерігається суттєве потовщення літосфери в зоні переходу від мікроплити Тися-Дакія до Східноєвропейської платформи: від 70 км по RomUkrSeis під Трансільванським басейном та від 60 км по PANCAKE під Панонським басейном до 200 км під платформою.

Структура кори і верхньої мантиї, виявлена вздовж профілю RomUkrSeis в районі країни Східноєвропейської платформи, характеризується значною

латеральної неоднорідністю, а також складним рельєфом Мохо, що є наслідком ряду різновікових геодинамічних процесів, які брали участь в формуванні та деформації цієї частини кратону від архею до наших днів .

Перелік використаних джерел до розділу 5

- Barrier, E., Vrielynck, B., Brouillet, J.F., Brunet, M.F. (2018). Paleotectonic Reconstruction of the Central Tethyan Realm. In: Tectono–Sedimentary–Palinspastic maps from Late Permian to Pliocene. CCGM/CGMW, Paris. <http://www.ccgm.org> (Contributors: Angiolini, L., Kaveh, F., Plunder, A., Poisson, A., Pourteau, A., Robertson, A., Shekawat, R., Sosson, M. and Zanchi, A.) (Atlas of 20 maps (scale: 1/15 000 000)).
- Bocin, A., Stephenson, R., Tryggvason, A., Panea, I., Mocanu, V., Hauser, F., Matenco, L. (2005). 2.5D seismic velocity modelling in the south-eastern Romanian Carpathians Orogen and its foreland. *Tectonophysics* 410, 273–291.
- Bogdanova, S.V., Bingen, B., Gorbatshev, R., Kheraskova, T.N., Kozlov, V.I., Puchkov, V.N., Volozh, Yu.A. (2008). The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. *Precambrian Research*, 160 (1–2), 23–45, <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.024>
- Burchfiel, B.C. (1976). *Geology of Romania. Geological Society of America*, Special Paper 158. (82 pp).
- Csontos, L., & Vörös, A. (2004). Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210(1), 1–56.
- DOBREFraction’99 Working Group (2003). “DOBREFraction’99”–velocity model of the crust and upper mantle beneath the Donbas Foldbelt (east Ukraine). *Tectonophysics* 371, 81–110. [https://doi.org/10.1016/S0040–1951\(03\)00211–7](https://doi.org/10.1016/S0040–1951(03)00211–7)
- Fillerup, Melvin A., Knapp, James H., Knapp, Camelia C., Raileanu, Victor (2010). Mantle earthquakes in the absence of subduction? Continental

- delamination in the Romanian Carpathians. *Lithosphere* 5, 333–340.
<https://doi.org/10.1130/L102.1>
- Fodor, L., Csontos, L., Bada, G., Györfi, I., & Benkovics, A. (1999). Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. In: B. Durand et al. (Eds), *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen* (pp.295–334). Geological Society London. Spec. Publ., 156.
- Gemmer, L., & Houseman, G.A. (2007). Convergence and extension driven by lithospheric gravitational instability: evolution of the Alpine-Carpathian-Pannonian system. *Geophys. J. Int.*, 168, 1276–1290. doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03327.x
- Guterch, A., Grad, M., Keller, G.R., Brück, E. (2015). 1.17. Crust and Lithosphere Structure – Long Range Controlled Source Seismic experiments in Europe. In: Schubert, G. (Ed.), *Treatise on Geophysics (Second Edition)*. Volume 1: Deep Earth Seismology. Elsevier.
- Horváth, F., Bada, G., Szafián, P., Tari, G., Ádám, A., Cloetingh, S. (2006). Formation and deformation of the Pannonian Basin: constraints from observational data. In: Gee D. and Stephenson R. (Eds.). *European Lithosphere Dynamics* (pp. 191–206). Geological Society Memoir, 32.
- Horváth, F., Musitz, B., Balázs, A., Véghd, A., Uhrine, A., Nádorc, A., Koroknaia, B., Papd, ,N., Tótha, T., Wórum, G. (2015). Evolution of the Pannonian basin and its geothermal resources. *Geothermics*, 53, 328–352. doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.07.009
- Knapp, J.H., Knapp, C.C., Raileanu, V., Matenco, L., Mocanu, V., & Dinu, C. (2005). Crustal constraints on the origin of mantle seismicity in the Vrancea Zone, Romania: The case for active continental lithospheric delamination. *Tectonophysics*, 410, 311–323. doi:10.1016/j.tecto.2005.02.020
- Koulakov, I., Zaharia, B., Enescu, B., Radulian, M., Popa, M., Parolai, S., & Zschau, J. (2010). Delamination or slab detachment beneath Vrancea: New

- arguments from local earthquake tomography. *Geochemistry Geophysics Geosystems.*, 11(3), Q03002. <https://doi.org/10.1029/g///c002811>
- Kr ezsek, C., Bally, A. (2006). The Transylvanian Basin (Romania) and its relation to the Carpathian fold and thrust belt: Insights in gravitational salt tectonics. *Mar. Petrol. Geol.* 23, 405–442.
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2006.03.003>
- Krzywiec, P., Poprawa, P., Mikołajczak, M., Mazur, S., Malinowski, M. (2018). Deeply concealed half-graben at the SW margin of the East European Craton (SE Poland) — Evidence for Neoproterozoic rifting prior to the break-up of Rodinia. *Journal of Palaeogeography*, 7 (1), 88–97, <https://doi.org/10.1016/j.jop.2017.11.003>
- Matenco, L., Bertotti, G. (2000). Tertiary tectonic evolution of the external East Carpathians (Romania). *Tectonophysics* 316, 255–286.
- Meissner, R., Thybo, H., Abramovitz, T.J. (2002). Interwedging and inversion structures around the Trans European Suture Zone in the Baltic Sea, a manifestation of compressive tectonic phases. *Tectonophysics* 360, 265–280. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00356-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00356-6)
- Mooney, W.D., Andrews, M.C., Ginzburg, A., Peters, D.A., Hamilton, R.M. (1983). Crustal structure of the northern Mississippi Embayment and a comparison with other continental rift zones. *Tectonophysics* 94, 327–348.
- Nakapelyukh, M., Bubniak, I., Bubniak, A., Jonckheere, R., Ratschbacher, L. (2018). Cenozoic structural evolution, thermal history, and erosion of the Ukrainian Carpathians fold-thrust belt. *Tectonophysics* 722, 197–209. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.11.009>
- Nawrocki, J. and Poprawa, P. (2006) Development of Trans-European Suture Zone in Poland: from Ediacaran rifting to Early Palaeozoic accretion. *Geol. Quart.*, 50(1), 59–76.
- Nikishin, A.M., Okay, A.I., T ys uz, O., Demirer, A., Wannier, M., Amelin, N., Petrov, E. (2015). The Black Sea basins structure and history: new model

- based new deep penetration regional seismic data. Part 2: tectonic history and paleogeography. *Mar. Pet. Geol.* 59, 656–670.
- Nikishin, A.M., Ziegler, P.A., Stephenson, R.A., Cloetingh, S.A.P.L., Fume, A.V., Fokin, P.A., Ershov, A.V., Bolotov, S.N., Korotaev, M.V., Alekseev, A.S., Gorbachev, V.I., Shipilov, E.V., Lankreijer, A., Bembinova, E.Yu., Shalimov, I.V. (1996). Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: Dynamics of sedimentary basin evolution. *Tectonophysics*, 268, 23e63. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00228-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00228-4)
- Panea, I., Stephenson, R., Knapp, C., Mocanu, V., Drijkoningen, G., Matenco, L., Knapp, J., Prodehl, K. (2005). Near-vertical seismic reflection image using a novel acquisition technique across the Vrancea Zone and Foscani Basin, South-eastern Carpathians (Romania). *Tectonophysics* 410, 293–309.
- Roure, F., Bessereau, G., Kotarba, M., Kusmierk, J., Strzetelski, W. (1993). Structure and hydrocarbon habitats of the Polish Carpathian Province. *AAPG Bull.* 77, 1660.
- 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
- Snyder, D.B. (2002). Lithospheric growth at margins of cratons. *Tectonophysics* 355, 7–22. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00131-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00131-2)
- Thybo, H., Maguire, P., Birt, C., Perchuc, E. (2000). Seismic reflectivity of the lower crust and magmatic underplating beneath the Kenya rift. *Geophys. Res. Lett.* 27, 2745–2749.
- 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. *J. Geodyn.* 121, 76–87. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.07.006>
- Winchester, J.A., Pharaoh, T.C., Verniers, J., Ioane, D., Seghedi, A. (2006). Palaeozoic accretion of Gondwana-derived terranes to the East European

Craton: Recognition of detached terrane fragments dispersed after collision with promontories. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.), *European Lithosphere Dynamics* (pp. 323–332). Geological Society, London, Memoir.

Ziegler, P.A., Schumacher, M.E., Dèzes, P., van Wees, J.-D., Cloetingh, S. (2006). Post-Variscan evolution of the lithosphere in the area of the European Cenozoic Rift System. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.), *European Lithosphere Dynamics* (pp. 97–112). Geological Society, London, Memoirs.

ВИСНОВКИ

У дисертаційній роботі представлено нові результати з глибинної будови літосфери південно-західної окраїни СЄП, які одержані за профілем глибинного сейсмічного зондування RomUkrSeis з урахуванням геолого-геофізичної інформації.

1. Отримано нові експериментальні дані методом глибинного сейсмічного зондування по профілю RomUkrSeis. Побудовано швидкісну модель за профілем з використанням узагальненого геологічного розрізу на основі геолого-геофізичної інформації про структуру верхніх шарів земної кори. Виконано геолого-тектонічну інтерпретацію швидкісної моделі та побудована інтерпретаційна модель за профілем RomUkrSeis.

2. На швидкісній моделі по профілю на окраїні СЄП виявлено двошаровий осадовий прогин: верхній до глибини 5 км зі швидкостями повздовжніх хвиль до $\sim 4,9$ км/с входить до складу Карпатської покривно-насувної споруди, нижній – до глибини 15 км зі швидкостями $\sim 5,35$ км/с являє собою палеозойсько-мезозойські відклади. Схожі осадові прогини, але з різною шириною та глибиною, спостерігаються і на інших профілях ГСЗ, які перетинають південно-західну окраїну СЄП.

Виконано порівняння інтерпретаційної моделі за профілем RomUkrSeis та моделі по профілю СГТ Р-5. Профіль Р-5 більш детально характеризує будову земної кори до глибин 15–20 км. Це дало змогу ідентифікувати на профілі RomUkrSeis Передкарпатський розлом, який збігається з досить різким стрибком швидкості (~ 360 км, в діапазоні глибин ~ 8 –18 км). Обґрунтовано глибинну природу Передкарпатського розлому за профілями RomUkrSeis і PANCAKE та встановлено його просторовий зв'язок зі структурою розділу Мохо.

3. Вперше на швидкісній моделі за профілем RomUkrSeis виявлено знижені швидкості поздовжніх хвиль (6,2–6,3 км/с на глибині від 10 до 40 км), які спостерігаються під осадовим прогином на всю потужність кори

на окраїні СЄП. Понижені значення швидкостей повздовжніх хвиль, геофізичні аномалії та структура кори в цій області можуть свідчити на користь її розущільнення та розтягу.

Кільова структура на границі Мохо (до глибини 50 км) в зоні між Внутрішніми і Зовнішніми Карпатами розділяє кору різної потужності: товщу 32–35 км під Трансильванським басейном на південному заході і товщу (до 42 км) під СЄП на північному сході. Особливістю структури підкорової мантії в центральній частині профілю, де відбувається зміна її потужності, є наявність на глибині 50–55 км відбиваючої границі, що є аргументом на користь підсуву або субдукції літосфери.

4. Підтверджено, що для швидкісних моделей по профілях ГСЗ, які перетинають південно-західну окраїну СЄП характерні наступні спільні риси: наявність осадових прогинів на окраїні платформи; зміна потужності кори на окраїні платформи; складний рельєф поверхні Мохо. Крім спільних рис за профілем RomUkrSeis виявлено наявність кільової структури на границі Мохо, яка розділяє кору різної потужності.

5. Аналіз сейсмічності з метою дослідження сучасної активності окраїни СЄП показав, що сейсмічність цього регіону визначається як глобальною, так і локальною складовою. Глобальна складова тектонічної активності визначається, насамперед, близькістю потужного Середземноморсько-Альпійсько-Гімалайсько-Трансазійського сейсмоактивного поясу. Локальна складова обумовлена, переважно, активністю регіональних розломних зон. Збіг місцевих землетрусів з зонами тектонічних порушень свідчить про їх сучасну тектонічну і сейсмічну активність. Практично на всій території південно-західного регіону СЄП відчуваються потужні підкорові землетруси із сейсмоактивної зони Вранча в Румунії.

6. Структура кори і верхньої мантії, виявлена вздовж профілю RomUkrSeis в районі окраїни СЄП характеризується значною латеральною неоднорідністю та складним рельєфом поверхні Мохо. Спостерігається суттєве потовщення літосфери в зоні переходу від мікроплит Тися-Дакія та

Алькапа до СЄП: від 70 км по RomUkrSeis під Трансильванським басейном та від 60 км по PANCAKE під Панонським басейном до 200 км під платформою. У цій перехідній зоні, яка асоціюється з ТТЗ, відмічені зміни і у геофізичних полях: різка негативна гравітаційна аномалія (-120 мГал); перехід від спокійного до більш диференційованого магнітного поля; зниження теплового потоку в сторону СЄП.

ДОДАТОК 1

до дисертації Амашукелі Т.А. «Структура літосфери південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи за новітніми профілями ГСЗ», яка представлена на здобуття наукового ступеня кандидата геологічних наук за спеціальністю 04.00.22 – геофізика (103 – Науки про Землю). – Інститут геофізики НАН України, Київ, 2021.

СПИСОК ОПУБЛІКОВАНИХ ПРАЦЬ ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ*Статті в наукових фахових виданнях України*

1. Кендзера О.В., Гурова І.Ю., Амашукелі Т.А., Лісовий Ю.В. Сучасний стан сейсмологічного моніторингу на території України. *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія*. 2003. № 26-27. С. 112–118.
2. Кендзера О.В., Гурова І.Ю., Андрущенко Ю.А., Амашукелі Т.А., Лісовий Ю.В. Землетрус 12.03.2006 року в Житомирській області. *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія*. 2007. № 41-42. С. 66–69.
3. Гинтов О. Б., Муровская А. В., Егорова Т. П., Вольфман Ю. М., Цветкова Т. А., Бугаенко И.В., Колесникова Е.Е., Островной А. М., Бубняк И. Н., Фарфуляк Л. В., Амашукели Т. А. Глубинная сейсмогенная зона Вранча как индикатор геодинамического процесса. *Геофізичний журнал*. 2015. № 3. С. 22–49. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i3.2015.111101> (*Web of Science*)

4. Пігулевський П.Г., Кендзера О.В., Щербіна С.В., Вербицький С.Т., Шумлянська Л.А., Калініченко О.О., Гурова І.Ю., Ільєнко В.А., **Амашукелі Т.А.**, Чалий О.О. Природа Криворізького землетрусу 29 липня 2017 року. *Геолого-мінералогічний вісник Криворізького національного університету*. 2017. № 1. С. 92–104.
5. **Амашукелі Т.А.**, Муровская А.В., Егорова Т.П., Альохин В. Глубинное строение Добруджи и Преддобруджинского прогиба как отражение развития Транс-Европейской шовной зоны. *Геофізичний журнал*. 2019. № 1. С. 153–171. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i1.2019.158869> (*Web of Science*)
6. Муровська А., **Амашукелі Т.**, Альохін В. Поля напружень та деформаційні режими в межах української частини Східних Карпат за тектонофізичними даними. *Геофізичний журнал*. 2019. № 2. С. 84–98. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i2.2019.164455> (*Web of Science*)
7. Михайлик І.Ю., Ганиев А.З., Петренко К.В., **Амашукелі Т.А.** Структура и назначение оборудования сейсмологической станции IRIS KIEV. Программный интерфейс доступа к данным, предоставляемым станцией IRIS KIEV. *Геофізичний журнал*. 2019. № 6. С. 203–212. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i6.2019.190077> (*Web of Science*)
8. T. Janik, V. Starostenko, P. Aleksandrowski, T. Yegorova, W. Czuba, P. Środa, A. Murovskaya, K. Zajats, K. Kolomiyets, D. Lysynchuk, D. Wójcik, J. Mechie, A. Głuszyński, V. Omelchenko, O. Legostaeva, A. Tolkunov, **T. Amashukeli**, D. Gryn, S. Chulkov. TTZ-South seismic experiment. *Geofizicheskiy Zhurnal*. 2020. № 3. С. 3–13. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v42i3.2020.204698> (*Web of Science*)
9. Янік Т., Старостенко В., Александровський П., Єгорова Т., Чуба В., Срьода П., Муровська Г., Заяць Х., Коломієць К., Лисинчук Д., Вуйцик

Д., Мечі Д., Глушинські А., Омельченко В., Легостаєва О., Толкунов А., **Амашукелі Т.**, Гринь Д., Чулков С. Сейсмічний експеримент TTZ-SOUTH. *Геофізичний журнал*. 2021. № 2. С. 28–44. <https://doi.org/10.24028/gzh.v43i2.230189> (*Web of Science*)

Статті в закордонних наукових виданнях

10. Starostenko V., Janik T., Mocanu V., Stephenson R., Yegorova T., **Amashukeli T.**, Czuba W., Środa P., Murovskaya A., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Okoń J., Dragut A., Omelchenko V., Legostaieva O., Gryn D., Mechie J., Tolkunov A. RomUkrSeis: Seismic model of the crust and upper mantle across the Eastern Carpathians – From the Apuseni Mountains to the Ukrainian Shield. *Tectonophysics*. 794. 2020. 228620. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228620> (*Scopus, Web of Science, квартиль Q1*)

Тези доповідей і матеріали наукових конференцій

11. Кендзера О.В., Гурова І.Ю., **Амашукелі Т.А.**, Рожок Н.І. Аналіз сучасної сейсмічної активності західної частини Українського щита. *Нові геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища: матеріали наукової конференції до 75-річчя від Дня народження проф. Я.С.Сапужака*, Львів, 4–6 жовтня 2006 р., КВ ІГФ НАНУ, С. 32–34.
12. Кендзера О.В., Гурова І.Ю., **Амашукелі Т.А.**, Лісовий Ю.В. Землетрус 12.03.2006 року в Житомирській області. *Матеріали Всеукраїнської наукової конференції «Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища»*, Київ, 21–24 вересня 2006 р. К.: КНУ ім. Т.Шевченка. 2006. С.42–44.
13. Мироновская Л.В., **Амашукелі Т.А.** Геодинамика и сеймотектоника области сочленения Карпат и Восточноевропейской платформы. *Международная научная конференция «Уроки и следствия сильных*

землетрясений (к 80-летию разрушительных землетрясений в Крыму)», Ялта, 25–28 сентября 2007 г.

14. Kendzera A., Lisovoi Yu., Farfuliak L., **Amashukeli T.**, Semenova Y. Lessons for Ukraine about recent strong earthquakes in the world. *International Conference on "Geodynamical Phenomena: From Observations and Experiments to Theory and Modelling"*, Kyiv, September 20-24, 2010. Геофізичний журнал. 2010. № 4. С. 60–62.
15. Кендзера А.В., Лесовой Ю.В., **Амашукели Т.А.**, Семенова Ю.В. Сейсмическая защита в Украине. *Материалы XVI международной конференции «Свойства, структура, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы»*, Воронеж, 20–24 сентября 2010 г. Том I: А-К. Воронеж: Научная книга, 2010. С. 326–331.
16. RomUkrSeis Working Group: **T. Amashukeli**, W. Czuba, J. Grzyb, A. Dragut, D. Gryn, T. Janik, K. Kolomiyets, O. Legostaeva, D. Lysynchuk, J. Mechie, V. Mocanu, J. Okon, V. Omelchenko, V. Starostenko, R. Stephenson, P. Sroda, & M. Trzeciak. The RomUkrSeis wide-angle seismic profile: preliminary results. *Abstract Volume 17 International SEISMIX Symposium «Seismology at the crossroads»*. Aviemore, Scotland, 15–20 May 2016.
17. RomUkrSeis Working_Group: **T. Amashukeli**, W. Czuba, A. Dragut, D. Gryn, T. Janik, K. Kolomiyets, O. Legostaeva, D. Lysynchuk, J. Mechie, V. Mocanu, J. Okoń, V. Omelchenko, T. Skrzynik, V. Starostenko, R. Stephenson, P. Środa, T. Yegorova. RomUkrSeis: the deep structure of the TESZ where it is obscured by the Eastern Carpathians. *Book of abstracts 18 International SEISMIX Symposium «Seismology between the Poles»*. Cracow, Poland, 17–22 June 2018.
18. Starostenko V., Janik T., Mocanu V., Stephenson R., Yegorova T., **Amashukeli T.**, Czuba W., 'Sroda P., Murovskaya A., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Oko'n J., Dragut A., Omelchenko V., Legostaeva O., Gryn D., Mechie J., Tolkunov A. Seismic model of the crust and upper mantle

- across the Eastern Carpathians – from the Apuseni Mountains to the Ukrainian Shield. *The General Assembly 2019 of the European Geosciences Union (EGU)*, Vienna, Austria, 7–12 April 2019. Geophysical Research Abstracts Vol. 21, EGU2019-5419-2, 2019.
19. Murovskaya A., **Amashukeli T.**, Yegorova T., Bezuhlyi R., Verpakhovska A., Nakapelukh M. The main features of the lithosphere structure along the PANCAKE profile in the context of geodynamics of the Carpathian-Pannonian region. *XVIIIth International Conference “Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects”*. Kyiv, Ukraine, 13–16 May 2019. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201902092> (Scopus)
 20. Janik T., Starostenko V., Aleksandrowski P, Yegorova T., Czuba W., Środa P., Murovskaya A., Zajats Kh., Głuszyński A., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Wójcik D., Omelchenko V., Legostaieva O., Mechie J., Tolkunov A., **Amashukeli T.**, Gryn’ D., Chulkov S. The transition of the East European cratonic lithosphere to that of the Palaeozoic collage of the Trans-European Suture Zone as depicted on the TTZ-South deep seismic profile (SE Poland to NW Ukraine). *EGU General Assembly 2020*. EGU2020-7687. Online 4–8 May 2020. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-7687>
 21. Janik T., Starostenko V., Aleksandrowski P., Yegorova T., Czuba W., Środa P., Murovskaya A., Zajats K., Głuszyński A., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Wójcik D., Omelchenko V., Legostaieva O., Mechie J., Tolkunov A., **Amashukeli T.**, Gryn’ D., Chulkov S. TTZ-South seismic profile reveals the lithospheric structure along the SW border of the East European Craton in SE Poland and NW Ukraine. *Abstracts of SEISMIX 2020 – 19th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and their Margins*. Perth, Australia, 15–20 March 2020.

ДОДАТОК 2

Таблиця 1.

Координати свердловин, потужність заряду і час відпрацювання для кожного пункту вибуху

	Номер пункту вибуху	Відстань км	Координати свердловин		Альтитуда м	TNT заряд (кг)	Час UTC (y:d:h:m:s)
			Довгота Х	Широта Y			
Румунія	15301	47,382	22,4408	46,0196	269	1200	2014-08-29 UTC 03:00:56.148
	15302	112,504	23,1695	46,3147	931	1000	2014-08-30 UTC 02:59.48.855
	15303	175,054	23,7676	46,7159	450	800	2014-08-29 UTC 02:13:14
	15304	242,769	24,4779	47,0830	356	800	2014-08-30 UTC 03:20:32
	15305	303,347	25,0946	47,4335	1011	450	2014-08-31 UTC 03:00:20
	15306	373,111	25,8613	47,7870	469	800	2014-08-30 UTC 02:10:01
	15307	392,062	26,0122	47,9391	424	800	2014-08-30 UTC 02:21:25
Україна	15308	449,691	26,5801	48,2978	185	700	2014-08-29 UTC 21:00:02.00
	15309	497,118	27,0601	48,5829	250	700	2014-08-29 UTC 21:30:00.333
	15310	547,655	27,6316	48,8814	295	700	2014-08-29 UTC 21:00:38.310
	15311	599,307	28,1222	49,1820	300	900	2014-08-28 UTC 21:33:00.225

ДОДАТОК 3

Каталог землетрусів в районі південно-західної окраїни Східноєвропейської
платформи

Дата	Час у вогнищі	Широта	Довгота	Магнітуда, М	Н, км
1670/06/03	с.Шкло Львівської обл.			6?	
1721/06		48.70	26.70	3.2	6?
1822/05/09	04:58	48.10	26.00	3.0	5?
1866/11/04	10:25	48.10	28.10	4.7	10?
1875/08/17	між м.Кам'яна-Бузька та м.Великі мости			6?	
1903/01/20	02:04	48.70	25.70	4.2	9?
1950/05/10	02:08:50	48.10	25.60	4.5	8?
1962/09/09	18:54:28	48.40	25.62	2.2	
1967/08/17	20:24:23	48.30	25.90	2.5	
1970/07/10	14:18	47.73	25.83	4.7	
1984/02/24	23:40:05	48.62	27.86	3.5	
1984/02/24	23:41:00	48.60	27.80	3.1	
1984/02/25	00:57:56	48.60	27.80	2.6	
1984/02/25	08:33:04	48.70	27.90	3.2	
1984/02/27	23:05:00	48.70	27.80	3.1	
1984/02/29	12:51:07	48.56	27.76	3.5	
1984/06/27	13:31:45	48.60	25.80	2.1	
1984/09/19	13:07:01	48.70	25.70	2.2	
1986/04/02	07:15:39	47.92	27.35	3.6	
1986/07/11	21:02:36	47.60	26.80	2.7	
1987/10/22	13:31:47	48.32	27.16	3.2	
1987/12/02	07:13:24	48.57	27.25	3.6	
1989/11/14	02:58:30	48.65	27.25	3.3	
1990/07/14	04:20:37	47.86	26.07	3.3	

1991/10/12	00:27:53	48.60	27.30	3.1	
1992/03/14	11:28:42	47.82	27.05	3.0	
1994/02/19	17:46:25	48.23	27.00	2.7	
1997/09/25	21:30:50	49.10	25.90	1.8	
2000/10/25	14:27:48	48.58	27.62	2.6	
2002/01/03	19:43:17.2	49.38	25.58	4.0	5.5
2005-06-01	17:30:02.0	49.00	25.01	3.7	
2011-03-20	20:05:08.7	48.04	25.54	2.4	10?
2016/07/12	09:21:53	48.6	27.20	3.9	
2016-11-13	11:22:18.0	48.36	26.64	3.6	
2018/03/24	14:20:52	48.56	27.37	3.1	
2018/05/10	14:48:09	48.08	25.26	2.9	
2018/07/20	07:30:29	48.62	27.20	2.7	
2019/09/12	09:40:37	49.39	25.62	1.7	
2020/01/05	11:52:59	49.89	26.01	2.5	
2020/01/08	06:29:02	48.58	27.36	2.6	
2020/02/13	04:01:24	48.58	27.37	1.3	
2020/04/23	10:51:50	49.30	25.49	1.9	
2020/06/29	11:41:40	48.58	27.42	2.4	
2020/07/23	20:49:57	48.55	27.32	2.0	
2020/11/21	01:25:41	48.49	26.77	2.5	
2021/02/05	02:51:26	48.52	27.36	2.1	
2021/03/14	18:23:31	48.55	27.34	2.1	
2021/03/14	21:09:48	48.66	27.40	2.2	