НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ ІНСТИТУТ ГЕОФІЗИКИ ім. С.І.СУББОТІНА

Кваліфікаційна наукова праця

на правах рукопису

ЛИСИНЧУК ДМИТРО ВОЛОДИМИРОВИЧ

Прим. № ____

УДК 551.24+550.834

ДИСЕРТАЦІЯ

ШВИДКІСНІ МОДЕЛІ ЛІТОСФЕРИ УКРАЇНИ ЗА ДАНИМИ ШИРОКОКУТНИХ СЕЙСМІЧНИХ ЗОНДУВАНЬ

04.00.22 – ГЕОФІЗИКА

10 – ПРИРОДНИЧІ НАУКИ

Подається на здобуття наукового ступеня доктора геологічних наук. Дисертація містить результати власних досліджень. Використання ідей, результатів і текстів інших авторів мають посилання на відповідне джерело

_____Д.В.Лисинчук

Науковий консультант Віталій Іванович Старостенко, академік НАН України, доктор фіз.-мат. наук

АНОТАЦІЯ

Лисинчук Д.В. Швидкісні моделі літосфери України за даними ширококутних глибинних сейсмічних зондувань. - Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття наукового ступеня доктора геологічних наук за спеціальністю 04.00.22 – геофізика (10-природничі науки). - Інститут геофізики НАН України, Київ, 2017.

Дисертаційна робота виконана з метою вивчення глибинної будови літосфери території України на основі швидкісних моделей, які розраховані за даними нових експерементальних ширококутних глибинних сейсмічних досліджень для оцінки перспектив нафтогазоносності та вмісту корисних копалин. Впродовж 1997 — 2011 років при безпосередній участі автора зібрані нові унікальні експериментальні дані вздовж чотирьох регіональних сейсмічних ширококутних профілів на території України: EUROBRIDGE'97 — 530 км завдовжки, 18 пунктів вибуху через приблизно 30 км, спостереження через 3-4 км; PANKACE — 645 км завдовжки, 14 пунктів вибуху через 30-50 км, спостереження через 2.5 км; DOBRE-4 -500 км завдовжки, 13 пунктів вибуху через приблизно 35-50 км, спостереження через 2.5 км; DOBRE-5 630 км завдовжки, 8 пунктів вибуху в наземній частині через приблизно 50 км, спостереження через 2.5 км. Автором вперше створена база даних у стандартному сейсмічному форматі SEG-Y, в якій збережені польові записи всіх вибухів, траси зібрані в сейсмограми спільного пункту вибуху для наземних експериментів та спільного пункту приймання для морських.

В роботі запропонована методика побудови швидкісної моделі, яка базується на комплексному використанні принципово різних алгоритмів та програм, разом з наступним розрахунком синтетичних сейсмограм та перевіркою їх відповідності спостереженому хвилевому полю. Розраховані швидкісні моделі чотирьох регіональних профілів, які висвітлюють будову земної кори та верхньої мантії вздовж ліній досліджень на території України. Робота удосконалює сучасні уявлення про будову земної кори та верхньої мантії території України. Швидкісні характеристики літосферних структурних блоків, шарів, що їх складають, зон контактів та зрощування окремих одиниць дають нову інформацію про умови утворення, деформації та історії розвитку як окремих тектонічних структур, так і всього регіону загалом. Чітке знання умов розвитку осадових басейнів, переробки та деформації шарів, яка відображена у зміні швидкостей проходження сейсмічних коливань, дозволяє виділяти ділянки, що є перспективними в нафтогазоносному плані та обґрунтовано планувати відповідні детальні пошукові роботи. Швидкісні характеристики кристалічних порід у приповерхневих шарах, особливо в районі Українського щита, де на ряді профілів визначені крім поздовжніх швидкостей ще й поперечні, чи відношення Vp/Vs, дозволяють прогнозувати мінеральний склад та спрямовувати пошукові роботи для розвитку мінерально-сировинної бази країни.

Дані профілю EUROBRIDGE'97 були проінтерпретовані з використанням двомірного моделювання часів пробігу сейсмічних хвиль з допомогою трьох різних програм томографічної інверсією і програми трасуванням променів. Висока якість даних дозволила провести моделювання швидкісного розрізу з використанням P- і S-хвиль. Виявлені виражені відмінності в структурі сейсмічної швидкості земної кори і верхньої мантії між трьома основними тектонічними блоками, що перетинаються профілем: (I) Прип'ятський прогин, що є осадовим басейном з глибиною приблизно 4 км, який повністю знаходиться в магматичному поясі Осніцьк-Мікашевичі в північній частині профілю. Структура швидкісного розрізу є типовою для докембрійського кратону, але під ним знаходитися потужний 5 км високошвидкісний шар в нижній земній корі. (II) Волинський блок разом з Коростенським плутоном, глибина якого не менша 15 км, і нижньою земною корою характеризуються дуже високою швидкістю сейсмічних хвиль і співвідношенням Vp/Vs. Значення швидкостей у верхній високим корі відповідають інтрузивним тілам основного складу. (III) Подільський блок = за близький типової платформної швидкостями до структури, хоча він сейсмічною характеризується відносно швилкістю i низькою малим

співвідношення Vp/Vs. У мантії виявлено круто занурений відбиваючий горизонт відразу під поверхнею Мохо, щонайменше до глибини 70 км. Він може представляти собою протерозойський шов між Сарматією і Волго-Уралом, які утворюють структуру зрощення платформи із зоною подальшого зсуву у верхній мантії [Bogdanova et al., 2006].

Швидкісна модель профілю РАNCAKE також розділяється на три масштабні тектонічні одиниці: (І) Паннонський басейн і Закарпатський прогин, де потужність кори порівняно невелика і складає від 20 до 25 км разом з приблизно від 2 до 5 км пачкою осадових порід, які залягають на низькошвидкісному фундаменті, де поздовжні хвилі розповсюджуються зі швидкістю близько 6.07 км/с нижче Паннонського басейну і 6.24 км/с в районі Закарпатського прогину, відсутній мафічний шар у нижній корі, швидкість у верхній мантії становить близько 8.0 км/с; (II) Карпати і Передкарпатський прогин, де потужність осадового покриву перевищує 20 км і включає приблизно 8 км флішових порід, які залягають на більш древніх метаосадових утвореннях потужністю до 12 км. Відбиття від підошви осадового шару не зафіксовано, що свідчить про відсутність яскраво вираженого кристалічного фундаменту, поверхня Мохо заглиблюється з 22 до 45 км в напрямку СЄК; (III) Північно-східна частина профілю, яка розташована в межах СЄК, має типову для кратону тришарову земну кору з майже постійною потужністю, що не перевищує 48 км. Її швидкісна структура в значній мірі однорідна, а границі зміни швидкості залягають субгоризонтально. На глибині приблизно 15 км інтерпретуються лінзи з низькою швидкістю. Високі швидкості у нижній корі, які складають від 7.2 до 7.4 км/с, в районі Українського щита можуть бути пояснені магматичними інтрузіями. Високі швидкості у верхній мантії (8.3 км/с) відповідають типовим характеристикам платформних районів. В мантії СЄК на глибинах 60-70 км були проінтерпретовані субгоризонтальні відбиваючі границі, які тягнуться з центральної у північносхідну частину профілю. Ще два відбиваючих майданчика у верхній мантії були задокументовані під Паннонським басейном на глибинах приблизно 45 і 75 км.

Швидкісна модель профілю DOBRE-4 включає в себе осадові шари зі

швидкістю Vp ≈ 2.6 – 4.7 км/сек, які представлені теригенно-глинистими і вапняними утвореннями ордовік-юрського віку. Фундамент під Нижньо-Прутського підняття складається з одного шару зі швидкістю Vp ≈ 5.8 км/сек, у ПередДобруджінській депресії присутні два шари зі швидкостями Vp = 5.10-5.15 км/сек i Vp ≤ 6.0 км/сек. Швидкісний розріз показує загальне занурення доюрського і докембрійського фундаментів СЄК в сторону Добруджі з двома важливими особливостями: 1) різка V-подібна западина на дистанції 60-90 км дає можливість уточнити положення кордону СЄК; 2) дуже схоже різке занурення на дистанції 370-440 км відповідає осьовій зоні міжрегіонального тектонічного шва Херсон-Смоленськ. За сейсмічними даним було виявлено два прогини границі Мохо літосферного масштабу. Перший - на дистанції 200-250 км, де потужність кори досягає тут 47 км, пов'язувється з Голованівською шовною зоною, а другий на дистанції 330-370 км, з потужністю кори 45 км, пов'язується з тектонічним швом Херсон-Смоленськ. Останній був виявлений даними роботами вперше. Швидкість в низах кори Vp ≈ 6.7 км/сек різко змінюється на поверхні Мохоровичича до Vp ≈ 8.4 км/сек у верхній мантії. Швидкісний розріз кори і прилеглої частини мантії DOBRE -4 дозволяє більш виразно говорити про геодинамічну модель формування південно-західної частини СЄК в ранньому докембрії з позиції тектоніки плит.

Швидкісна модель уздовж профілю DOBRE-5 дозволила виділити чотири характерні структурні одиниці земної кори в послідовності із заходу на схід: (І) Передобруджінський прогин, що має потужний 10-12 км осадовий чохол зі швидкостями 5.7-5.8 км/с. У двошаровій кристалічній корі відсутня нижня кора, що відрізняє її від кори СЄК. Глибина до Мохо складає 38-40 км. (ІІ) Каркінітський прогин має осадовий чохол потужністю 6-11 км, в якому 4 км складають породи з низькими швидкостями 2.0-4.0 км/с. Далі на схід потужність осадових порід збільшується за рахунок високошвидкісних відкладів зі швидкостями 5.6-5.7 км/с від 2 км до 7 км на західному узбережжі Криму. Верхня кора має потужність 12 км, а середня - приблизно 3-5 км. Високошвидкісна нижня кора має максимальну потужність приблизно 10 км в західній частині прогину.

Глибина до поверхні Мохо зменшується в східному напрямку від 38 км до 33 км. (III) Центрально Кримське Підняття має осадовий чохол, потужність якого складає приблизно 2-4 км, а швидкість - 2.70-3.0 км/с. Чохол залягає на гетерогенному фундаменті, потужність якого збільшується в східному напрямку від 10 до 20 км. У верхній корі виявлено три високошвидкісні тіла зі швидкостями поздовжніх хвиль 6.22-6.3 км/сек. Потужна кора (до 47 км) подібна за швидкісною будовою до платформної тришарової кори СЄК, що може свідчити про те, що Скіфська плита сформована з кори докембрійського кратону. (IV) Індоло-Кубанська западина на Керченському півострові має потужний осадовий чохол до 10 км глибини з низькошвидкісною моделлю складає 12 км. Починаючи з глибини нижче приблизно 25 км в даному експерименті відсутні дані про швидкісні характеристики розрізу.

Ключові слова: осадовий басейн, земна кора, мантія, літосфера, Східно-Європейський кратон, сейсмічна швидкість, Український щит, сейсмічне моделювання, границя Мохо, трасування променів, томографічна інверсія

СПИСОК ПУБЛІКАЦІЙ ЗДОБУВАЧА.

Статті в наукових виданнях.

- Лисинчук Д.В., Лисинчук К.В., Омельченко В.Д. Будова земної кори та верхньої мантії Донбасу вздовж профілю ГСЗ Маріуполь – Біловодськ. // Науковий вісник Івано-Франківського національного технічного університету нафти і газу, 2002а, №3(4), с.178-180.
- Лисинчук Д.В., Лисинчук К.В., Омельченко В.Д. Моделювання хвильових полів при інтерпретації ГСЗ на прикладі профілю DOBRE'99. // Науковий вісник Івано-Франківського національного технічного університету нафти і газу, 20026, №3(4), с.180-183.
- 3. Град М., Гринь Д., Гутерх А., Келлер Р., Ланг Р., Лингси С., Лысынчук Е., **Лысынчук Д.,** Омельченко В., Старостенко В., Стифенсон Р., Стовба

С., Тибо Г., Толкунов А., Яник Т. DOBRE-99: структура земной коры Донбасса вдоль профиля Мариуполь – Беловодск. // ФИЗИКА ЗЕМЛИ, 2003, №6, С.33-43

- 4. Thybo H., Janik T., Omelchenko V.D., Grad M., Garetsky R.G., Belinsky A.A., Karatayev G.I., Zlotski G., Knudsen M.E., Sand R., Yliniemi J., Tiira T., Luosto U., Komminaho K., Giese R., Guterch A., Lund C.-E., Lysynchuk D.V., Kharitonov O.M., Ilchenko T., Skobelev V.M., Doody J.J. 2003. Upper lithospheric seismic velocity structure across the Pripyat Trough and the Ukrainian Shield along the EUROBRIDGE'97 profile. // Tectonophysics. 371. -P.41-79
- Grad M., A.Guterch, P. Sroda, W. Czuba, V. N.Astapenko, A. A. Belinsky, R. G. Garetsky, G. I. Karatayev, V. V. Terletsky, G. Zlotski, S. L. Jensen, M. E. Knudsen, H. Thybo,R. Sand, K. Komminaho, U. Luosto, T. Tiira, J. Yliniemi, R. Giese, J. Makris, J. Jacyna, L. Korabliova, G. Motuza, V. Nasedkin, R. Seckus, W. Czuba, E. Gaczyñski, M. Grad, A. Guterch, T. Janik, P. Sroda, M. Wilde-Piórko, A.Tokarski, M. Rauch, S. V. Bogdanova, C.-E. Lund, R. Gorbatschev, J. J. Doody, T. Ilchenko, O. M. Kharitonov, V. D. Omelchenko, D.V. Lysynchuk, V. M. Skobelev, V. I. Starostenko, A. A. Tripolsky, G. R. Keller, K. C. Miller, A. Smirnov 2006. Lithospheric structure of the western part of the East European Craton investigated by deep seismic profiles. // Geological Quarterly.- 50 (1). -P.9–22
- Bogdanova S., R.Gorbatschev, M. Grad, A.Guterch, T.Janik, E.Kozlovskaya, G. Motuza, G.Skridlaite, V.Starostenko, L.Taran, V.N.Astapenko, A.A.Belinsky, R.G. Garetsky, G.I.Karatayev, V.V. Terletsky, G.Zlotski, S.L.Jensen, M.E.Knudsen, H.Thybo, R. Sand, K. Komminaho, U.Luosto, T. Tiira, J. Yliniemi, R.Giese, J. Makris, J. Jacyna, L.Korabliova, V.Nasedkin, G.Motuza, A.Rimsa, R.Seckus, P.S´roda, W.Czuba, E.Gaczyn´ski, M.Wilde-Pio´rko, E. Bibikova, S.Claesson, S.A.Elming, C.-.Lund, J.Mansfeld, L.Page, K.Sundblad, J.J.Doody, H.Downes, V.B.Buryanov, T.P.Egorova, T.V.II'chenko, O.M.

Kharitonov, O.V.Legostayeva, **D.V.Lysynchuk**, *I.B.Makarenko, V.D.Omel'chenko, M.I.Orlyuk, I.K.Pashkevich, V. M.Skobelev, L.M.Stepanyuk, G.R.Keller, K.C.Miller* **2006**. EUROBRIDGE: New insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. // Geological Society, London, Memoirs. -**32**. -P.599–625. -DOI: 0435-4052/06/\$15.00

- Старостенко В.І., Омельченко В.Д., Лисинчук Д.В., Коломісць К.В., Легостаєва О.В., Гринь Д.М. Дослідження глибинної будови земної кори та верхньої мантії за профілем ГСЗ Дебрецен–Мукачеве–Рівне (проект PANCAKE-08). // Геоінформатика. - 2009. - №2. - С.25-29.
- 8. Козленко Ю.В., Лысынчук Д.В., Козленко М.В. Комплексное сейсмоструктурное моделирование перспективных углеводородных структур в западной части Черного моря. // Геолог. и полезн. ископ. Мирового океана. 2009.
 № 3. С. 25 34.
- Козленко Ю.В., Лысынчук Д.В., Козленко М.В. Глубинное строение земной коры западной части Черного моря по результатам комплексной переинтерпретации геофизических данных по профилю ГСЗ № 25. // Геофиз. Журнал. 2009. 31. № 6. С.77 91
- Лысынчук Д.В., Коломиец Е.В. Результаты послойного псевдоскоростного преобразования сейсмических данных площадного исследования МОГТ в Донбассе. // Наукові праці УкрНДМІ НАН України, №9 (ІІ), 2011, С.195-202.
- 11. Старостенко В., Омельченко В., Лисинчук Д., Легостаєва О., Гринь Д., Коломісць К. Геофізичне вивчення глибинної будови земної кори та верхньої мантії деяких головних геологічних структур від Східноєвропейського кратону до Адріатичного моря. Українсько-Македонський науковий збірник, 2011 Т. 5. С. 365-372.
- 12. Козленко Ю.В., **Лысынчук Д.В.**, Козленко М.В. Структура земной коры северозападного шельфа Черного моря вдоль профиля ГСЗ № 26. // Геофиз.

журнал. – **2013**. – **35**, № 1. – С.142 – 152

- Коломиец Е.В. Козленко Ю.В., Козленко М.В., Лысынчук Д.В. Разломная тектоника Днепровско-Донецкой впадины по данным томографической инверсии. // Геол. Журн.- 2013. - № 2 – С.59 – 67
- 14. Лысынчук Д.В., Коломиец Е.В., Козленко М.В, Козленко Ю.В., Омельченко В.Д., Калюжная Л.Т. Комплексная интерпретация сейсмических данных вдоль профиля КМПВ-ГСЗ Синельниково – Чугуев. // Геофиз. Журнал. – 2013. – 35. - № 6. – С.165 – 173
- 15. Starostenko V., Janik T., Kolomiyets K., Czuba W., Sroda P., Lysynchuk D., Grad M., Kovacs I., Stephenson R., Thybo H., Artemieva I.M, Omelchenko V., Gintov O., Kutas R., Gryn D., Guterch A., Hegedus 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. -P.1049–1072. DOI:10.1016/j.tecto.2013.07.008
- Starostenko V., Janik T., Lysynchuk D., Sroda 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. // Geophysical Journal International. - 195 (2). - P.740-766
- 17. Starostenko V. I., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., Czuba W., Sroda P., Lysynchuk D., Thybo H., Artemieva I., Sosson M., Volfman Y., Kolomiyets K., Omelchenko V., Gryn D., Guterch A., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A. 2015. Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the northwestern Black Sea and the Crimean Peninsula. // Geophys. J. Int. - 201. - P.406–428. doi:10.1093/gji/ggv018

- 18. Starostenko V., Janik T., Stephenson R., Gryn D., Rusakov O., Czuba W., S'Roda P., Lysynchuk D., Grad M., Guterch A., Fluh E., Thybo H., Artemieva I., Tolkunov A., Sydorenko G., Omelchenko V., Kolomiyets K., Legostaeva O., Dannowski A., Shulgin A. 2016. DOBRE-2 WARR profile: the Earth's crust across Crimea between the pre-Azov Massif and the northeastern Black Sea Basin. // University of Aberdeen on February 3, 2016 From: Sosson, M., Stephenson, R.A. &Adamia, S. A. (eds). - Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus. Geological Society. - London. - Special Publications. - 428. - doi:10.1144/SP428.11
- 19. Janik T., Środa P., Czuba W., Lysynchuk D. 2016. Various Approaches to Forward and Inverse Wide-Angle Seismic Modelling Tested on Data from DOBRE-4 Experiment. // Acta Geophysica. vol. 64. 6. -P.1989-2019. DOI:10.1515/acgeo-2016-0084
- Старостенко В.И., Яник Т., Гинтов О.Б., Лысынчук Д.В., Сьрода П., Чуба В., Коломиец Е.В., Александровский П., Омельченко В.Д., Коминахо К., Гутерх А., Тиира Т., Гринь Д.Н., Легостаева О.В., Тибо Г., Толкунов А.В. Скоростная модель земной коры и верхней мантии вдоль профиля DOBRE-4 от Северной Добруджи до центральной области Украинского щита. 1. Сейсмические данные. // ФИЗИКА ЗЕМЛИ. – 2017а. - № 2. с.24–35
- 21. Старостенко В.И., Яник Т., Гинтов О.Б., Лысынчук Д.В., Сърода П., Чуба В., Коломиец Е.В., Александровский П., Омельченко В.Д., Коминахо К., Гутерх А., Тиира Т., Гринь Д.Н., Легостаева О.В., Тибо Г., Толкунов А.В. Скоростная модель земной коры и верхней мантии вдоль профиля DOBRE-4 от Северной Добруджи до центральной области Украинского щита. 2. Геотектоническая Интерпретация. // ФИЗИКА ЗЕМЛИ. 2017b. № 2. с.36–44

Тези доповідей і матеріали конференцій.

- Starostenko V. Velocity model of the crust and upper mantle along the profile PANCAKE from Pannonian basin across Carpathians towards the cratonic Europe / V. Starostenko, W. Czuba, M. Grad, O. Gintov, D. Gryn, A. Guterch, E. Hegedűs, T. Janik, K. Kolomiyets, K. Komminaho, R. Kutas, O. Legostaeva, D. Lysynchuk, V. Omelchenko, P. Środa, R. Stephenson, H. Thybo, T. Tiira, A. Tolkunov // The 33rd General Assembly of the European Seismological Commission (GA ESC 2012), (Russia Moscow, Moscow-Obninsk 19-24 August 2012). – Book of Abstracts, P.70-71.
- Starostenko V. Velocity model of the crust and upper mantle along the profile PANCAKE from Pannonian basin across Carpathians towards the cratonic Europe / V. Starostenko, W. Czuba, M. Grad, O. Gintov, D. Gryn, A. Guterch, E. Hegedűs, T. Janik, K. Kolomiyets, K. Komminaho, R. Kutas, O. Legostaeva, D. Lysynchuk, V. Omelchenko, P. Środa, R. Stephenson, H. Thybo, T. Tiira, A. Tolkunov // The 15-th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins "Seismix 2012", (China, Beijing, 16–20 September 2012). –2012. – Book of abstracts, P.84.
- Starostenko V. Velocity model of the lithosphere from Dobrogea Orogen towards the UkrainianShield, DOBRE-4 profile.V.Starostenko, *T.Janik*, , *D.Lysynchuk*, *P.Środa*, *W.Czuba*, *K.Kolomiyets*, *O.Gintov*, *V. Omelchenko*, *K.Komminaho*, *A.Guterch*, *T.Tiira*, *D.Gryn*, *O.Legostaeva*, *H.Thybo*, *A.Tolkunov*. // The 15-th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins "Seismix 2012", (China , Beijing, 16–20 September 2012). –2012. – Book of abstracts, P.86.
- Starostenko V. Velocity model of the crust and upper mantle at the southern margin of the East European Craton (Azov Sea-Crimea-Black Sea area), DOBRE-2 & DOBRE'99 transect / V. Starostenko, T. Janik, R. Stephenson, D. Gryn, A. Tolkunov, W. Czuba, P. Środa, D. Lysynchuk, V. Omelchenko, M. Grad, A. Guterch, K. Kolomiyets, H. Thybo, O. Legostaeva // The 15-th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and

Their Margins "Seismix 2012", (China, Beijing, 16–20 September 2012). – 2012. – Book of abstracts, P.85.

- Starostenko V. Mesozoic(?) lithosphere-scale buckling of the East European Craton in southern Ukraine: DOBRE-4 deep seismic profile / V. Starostenko, T. Janik, D. Lysynchuk, P. Środa, W. Czuba, K. Kolomiyets, P. Aleksandrowski, O. Gintov, V. Omelchenko, K. Komminaho, A. Guterch, T. Tiira, D. Gryn, O. Legostaeva, H. Thybo, A. Tolkunov // EGU General Assembly 2013 (Austria, Vienna, 07 – 12 April 2013). – Geophysical Research Abstracts. – Vol. 15, EGU2013-4348.
- Janik T. Various approaches to forward and inverse wide-angle seismic modelling tested on data from DOBRE-4 experiment / T. Janik, P. Środa, W. Czuba, D. Lysynchuk, K. Kolomiyets // 16TH SEISMIX International Symposium (Spain, Barcelona Castelldefels, 12-17 October 2014). Book of abstracts, P12.
- Janik T. The GEORIFT 2013 wide-angle seismic profile, preliminary results / V. Starostenko, T. Janik, T. Yegorova, W. Czuba, P. Środa, D. Lysunchuk, R. Aizberg, R. Garetsky, G. Karataev, Y. Gribik, L. Farfuliak, K. Kolomiyets, V. Omelchenko, D. Gryn, A. Guterch, K. Komminaho, O. Legostaeva, H. Thybo, T. Tiira & A. Tolkunov. // 16TH SEISMIX International Symposium (Spain, Barcelona - Castelldefels, 12-17 October 2014). – Book of abstracts, P24.
- Janik T. The crust and upper mantle in the Scythian platform: seismic model along DOBRE-5 profile (the northwestern Black sea and the Crimean peninsula) / Starostenko V., Janik T., Czuba W., Środa P., Farfuliak L., Volfman Y., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Omelchenko V., Gintov O., Gryn D., Guterch A., Komminaho K., Legostaeva O., Thybo H., Tiira T., Tolkunov A. // Final symposium «Evolution of the Blac Sea to Central Asia Tethyan Realm since the Late Paleozoic», Paris, France, December 8–9, 2014. – Paris, 21 2014. – P. 147-149.
- Farfuliak L. Seismic structure along DOBRE-5 profile, from the North Dobrogea Orogen across the SW shelf of the Black Sea and Crimea Peninsula, Ukraine / Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., Czuba W., Środa P.,

Sosson M., Volfman Y., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Omelchenko V., Gryn D., Guterch A., Komminaho K., Legostaeva O., Thybo H., Tiira T., Tolkunov A. // 16TH SEISMIX International Symposium, Barcelona, Spain, 12 – 17 October 2014. – Barcelona, 2014. – P27.

- RomUkrSeis Working Group. The RomUkrSeis wide-angle seismic profile: preliminary results. / T. Amashukeli, W. Czuba, J. Grzyb, A. Dragut, D. Gryn, T.Janik, K. Kolomiyets, O. Legostaeva, D.Lysynchuk, J. Mechie, V. Mocanu, J. Okoń, V.Omelchenko, V. Starostenko, R. Stephenson, P. Środa, & M. Trzeciak. // SEISMIX 2016, Seismology at the Crossroads, 17th International Seismix Symposium, Macdonald Aviemore Resort, Aviemore, Scotland, 15-20 May 2016.
- 11. T. Janik. The GEORIFT 2013 wide-angle seismic profile, preliminary results. / V. Starostenko, T. Janik, T. Yegorova, W. Czuba, P. Środa, D. Lysunchuk, R. Aizberg, R. Garetsky, G. Karataev, Y. Gribik, L. Farfuliak, K. Kolomiyets, V. Omelchenko, D. Gryn, A. Guterch, K. Komminaho, O. Legostaeva, H. Thybo, T. Tiira & A. Tolkunov. // SEISMIX 2016,Seismology at the Crossroads, 17th International Seismix Symposium, Macdonald Aviemore Resort, Aviemore, Scotland, 15-20 May 2016.
- T. Tiira. TheGEORIFT2013wide-angle seismic profile, along Pripyat-Dnieper-Donets Basin. / V. Starostenko, T. Janik, T. Yegorova, W. Czuba, P. Środa, Lysunchuk D., R. Aizberg, R. Garetsky, G. Karataev, Y. Gribik, L. Farfuliak, K. Kolomiyets, V. Omelchenko, D. Gryn, A. Guterch, K. Komminaho, O. Legostaeva, H. Thybo, T. Tiira & A. Tolkunov. // Geophysical Research Abstracts Vol. 19, EGU2017-PREVIEW, 2017 EGU General Assembly 2017

SUMMARY

Lysynchuk D.V. Ukrainian lithosphere velocity model from the wide-angle deep seismic soundings. - The manuscript on qualifying scientific work.

The doctor of geological sciences thesis in specialty 04.00.22 –geophysics (10- natural sciences).- Institute of Geophysics of NAS of Ukraine, Kyiv, 2017.

The thesis is performed to obtain the deep structure of the lithosphere in Ukraine on the basis of velocity models, which are calculated from the data of the wide-angle deep seismic soundings along regional profiles, and highlight layers and large-scale units in the crust, which vary by velocity parameters distributions and depend on oil and gas prospecting, as well as mineral content of the rocks. With the direct participation of the author new unique experimental data were collected during 1997 - 2011 along four regional seismic wide angle profiles in Ukraine: EUROBRIDGE'97 was 530 km transect where seismic waves were recorded from 18 chemical shots with approximately 30-km distances from each other in two deployments by 120 mobile three-component seismic recorder stations at the distance from 3 to 4 km; PANKACE is 645 km long line with 14 shot points about every 30-50 km and receivers are every 2.5; DOBRE-4 is 500 km long with 13 shot points about every 35-50 km and receivers are every 2.5; DOBRE-5 is 630 km long with 8 shot points about every 50 km and receivers are every 2.5. The author was the first one who created the database in a standard seismic format SEG-Y where the field records were kept in a common shot point seismograms for onshore experiments and common receiver point for the sea data.

This thesis presents the technique of a velocity model calculation on the integrated use of the fundamentally different algorithms and applications with subsequent calculation of synthetic seismograms and checking their compliance with the observed wave field. The velocity models of four regional profiles covering structure of the crust and upper mantle along the lines of research in Ukraine were calculated. The thesis improves current understanding of the structure of the crust and upper mantle in Ukraine. Velocity characteristics of lithospheric structural blocks, which contain different layers, of units margins and contact zones provide new information on the formation conditions, deformation and development history of a specific tectonic structures and the region in general. Precise knowledge of the velocity distributions in sedimentary basins, processing and warping of layers, which is reflected in the velocity model, allows proper specialists to select areas for oil and gas prospecting. Velocity characteristics of crystalline rocks in the surface layers, especially in the Ukrainian Shield where a number of structures identified by S-wave velocity anomalies or the Vp/Vs ratio, allow to predict the mineral composition and direct the investigations for the development of mineral resources of the country.

The EUROBRIDGE'97 [Thybo et al., 2003] data has been interpreted by use of three different two-dimensional programs of tomographic travel time inversion and one program of ray trace modeling. The P- and S-wave velocity propagation along the profile was modeled on the base of high quality seismic records for all shot points. The evident differences in layer velocities were found in uppermost mantle and crystalline crust of three main tectonic units crossed by the profile: (I) the Pripyat Trough is about 4 km deep sedimentary basin crossed by the northern part of the profile located in the Osnitsk – Mikashevichi Igneous Belt. There are three significant velocity layers in the model of this part of the profile, which is typical for a Precambrian craton. The exceptional thin 5 km high velocity layer falls down the lowest crustal layer. There were no thinning of the whole crust during the Pripyat Trough formation, which affected only the upper crust. The rheologically strong lithosphere at the time of development of the trough might be an explanation of such phenomena. (II) The Volyn Block with Korosten Pluton to a depth of 15 km and the lowest crust are characterized by very high Vp/Vs ratio and seismic velocities. It might be caused by the presence of intrusive body with mafic composition in the upper crust that were developed by bimodal melts from the lower crust and upper mantle. (III) The Podolian Block has typical cratonic velocity model structure, with relatively low Vp/Vs ratio and seismic velocities. Very strong reflector in the upper mantle with SW-dipping from the bottom of the crust to the depth of 75 km may represent the Proterozoic suture between cratonic terranes of Volgo – Uralia and Sarmatia. This velocity threshold may represent the structure from terrane accretion [Bogdanova et al., 2006], or a later shear zone in the upper mantle.

The PANCAKE profile velocity model also can be divided into large-scale tectonic units: (I) the Pannonian basin and Carpathian basin, where the thickness of the crust is small (20-25 km, including about 2-5 km of sediments), low velocity basement (about 6.07 km/s along Pannonian basin and 6.24 km/s along the Transcarpathian depression), any mafic lower crust layer was interpreted under the Pannonian basin, the velocity in the upper mantle is about 8.0 km/sec; (II) the Carpathians and the Carpathian Foredeep, where the power of sediments is more than 20 km and includes up to 8 km of Carpathian flysch, which lies on a 12 km older meta-sedimentary rocks. The reflection from the bottom of the sedimentary basin have not been recorded, which indicates a lack of clearly defined crystalline basement under the Carpathians. The power of the crust increases from 22 km to 45 km in the direction EEC; (III) the Northeast part of the profile crosses the EEC. The velocity model is characterized by a three-layer crust with almost constant power (48 km), a largely homogeneous structure and sub-horizontal velocity boundaries. The lenses of low velocities are interpreted at a depth of about 15 km. High velocity bottom crust (7.2-7.4 km/s) at the Ukrainian shield may represents igneous intrusions. High velocity (8.3 km/s) in the upper mantle is typical for platform region. The mantle sub-horizontal reflective surfaces in the lithosphere observed at depths of 60-70 km under the EEC in the northeastern and central parts of the profile. Two reflective boundaries at depths of about 45 and 75 km were modeled in the upper mantle under the Pannonian basin.

The DOBRE-4 velocity model includes sedimentary layers with velocities about 2.6 - 4.7 km/sec, which are terrigenous clay and limestone formations of Ordovician-Jurassic age. The basement under the lower Prut High consists of one layer with velocity about 5.8 km/sec, but there are two layers with velocities in the interval 5.10-5.15 km/sec and less than 6.0 km/sec at the Fore-Dobrudja Trough. Velocity -section shows general deeping of EEC Precambrian basement towards Dobrudja with two

important features: 1) a sharp V-shaped depression at a distance of 60-90 km makes it possible to clarify the position of the EEC border; 2) very similar sharp dive formation at a distance of 370-440 km corresponds to an axial zone of inter-regional tectonic suture Kherson Smolensk. Seismic modeling with four different approaches showed substantial variability of the Moho depth along the DOBRE-4 profile. Two lithospher scale depressions were obtained: the first - at a distance of 200-250 km, where the thickness of the crust is 47 km, is delt with Holovanivska suture zone, and the second - at a distance of 330-370 km, crust thickness about 45 km, is associated with Kherson Smolensk tectonic suture. The latter was first time discovered during our modeling. The crust bottoms velocity Vp \approx 6.7 km/sec is dramatically changed at the Moho surface to Vp \approx 8.4 km/sec in the upper mantle. The velocity section of the crust and mantle along th DOBRE-4 profile can more clearly talk about geodynamic model of the southwestern

part EEC based on plate tectonics in early Precambrian.

The velocity model along the DOBRE-5 profile allowed to identify four structural units of the crust in order from west to east: (I) the Fore-Dobrudja Trough which has a powerful sedimentary cover of 10-12 km with velocities 5.7-5.8 km/s. There is no bottom crust layer here. The crystalline crust consists of two layers, which distinguishes it from the EEC crust. Moho depth is 38-40 km here. (II) Karkinitsky deflection, where the sedimentary cover has a capacity of 6-11 km with 4 km layer of rocks with low velocity 2.0-4.0 km/s. The sediment capacity increases further east due to high velocity deposits (5.6-5.7 km/s) of 2 to 7 km to the west coast of Crimea. The upper crust has a capacity of 12 km, while the average is about 3-5 km. High velocity bottom crust has a maximum capacity of about 10 km in the western part of deflection. Moho depth decreases eastwards from 38 km to 33 km. (III) The Central Crimean Raising with sedimentary cover of approximately 4.2 km and velocity abo 2.70-3.0 km / s. Cover heterogeneous lies at the foundation of which capacity increases easut 10 to 20 km. Three bodies with high velocities of 6.22-6.3 km/s were found in the upper crust. Powerful crust (47 km) is similar in structure to cratonic three-layer crust of EEC, suggesting that the Scythian plate was formed on the crust of the Precambrian craton. (IV) The Indole-Kuban basin on the Kerch Peninsula has a powerful sedimentary cover

up to 10 km depth with low- velocity sedimentary rocks. The power of the upper crust in velocity model is 12 km. There is no data on velocity distribution in the lower layers below about 25 km in this experiment.

Keywords: sedimentary basin, crust, mantle, lithosphere, Eastern European Craton, seismic velocity; Ukrainian shield, seismic modeling, Moho boundary, ray tracing, tomography inversion

THE LIST OF AUTHOR'S PUBLICATIONS

Articles in scientific journals

- Lysynchuk D.V., Lysynchuk K.V., Omelchenko V. D. The structure of the crust and upper mantle of the Donbas along the DSS profile Mariupol - Belovodsk.
 // Scientific Bulletin of the Ivano-Frankivsk National Technical University of Oil and Gas, 2002, №3(4), p.178-180. (in Ukrainian)
- Lysynchuk D.V., Lysynchuk K.V., Omelchenko V. D. The wave fields modeling in the interpretation of the DSS data in the example of DOBRE'99 profile. // Scientific Bulletin of the Ivano-Frankivsk National Technical University of Oil and Gas, 2002, №3(4), p.180-183. (in Ukrainian)
- Grad M., Grin D., Lysynchuk D., Lysynchuk E., Omelchenko V., Starostenko V., Tolkunov A., Guterch A., Janik T., Keller R., Lang R., Lyngsie S., Thybo H., Stephenson R., Stovba S. DOBRE-99: The crust structure of the Donets Basin Along The Mariupol-Belovodsk Profile Izvestiya. // Physics of the Solid Earth. 2003. T. 39. № 6. C. 464-473.
- H.Thybo, T.Janik, V.D.Omelchenko, M.Grad, R.G.Garetsky, A.A.Belinsky, G.I.Karatayev, G.Zlotski, M.E.Knudsen, R.Sand, J.Yliniemi, T.Tiira, U.Luosto, K.Komminaho, R.Giese, A.Guterch, C.-E.Lund, D.V.Lysynchuk, O.M.Kharitonov, T.Ilchenko, V.M.Skobelev, J.J. Doody 2003. Upper lithospheric seismic velocity structure across the Pripyat Trough and the Ukrainian Shield along the EUROBRIDGE'97 profile. // Tectonophysics. -371. -P.41-79

- M. Grad, A.Guterch, P. Sroda, W. Czuba, V. N.Astapenko, A. A. Belinsky, R. G. Garetsky, G. I. Karatayev, V. V. Terletsky, G. Zlotski, S. L. Jensen, M. E. Knudsen, H. Thybo, R. Sand, K. Komminaho, U. Luosto, T. Tiira, J. Yliniemi, R. Giese, J. Makris, J. Jacyna, L. Korabliova, G. Motuza, V. Nasedkin, R. Seckus, W. Czuba, E. Gaczyński, M. Grad, A. Guterch, T. Janik, P. Sroda, M. Wilde-Piórko, A.Tokarski, M. Rauch, S. V. Bogdanova, C.-E. Lund, R. Gorbatschev, J. J. Doody, T. Ilchenko, O. M. Kharitonov, V. D. Omelchenko, D.V. Lysynchuk, V. M. Skobelev, V. I. Starostenko, A. A. Tripolsky, G. R. Keller, K. C. Miller, A. Smirnov 2006. Lithospheric structure of the western part of the East European Craton investigated by deep seismic profiles. // Geological Quarterly.- 50 (1). -P.9–22
- 6. S.Bogdanova, R.Gorbatschev, M. Grad, A.Guterch, T.Janik, E.Kozlovskaya, G. Motuza, G.Skridlaite, V.Starostenko, L.Taran, V.N.Astapenko, A.A.Belinsky, R.G. Garetsky, G.I.Karatayev, V.V. Terletsky, G.Zlotski, S.L.Jensen, M.E.Knudsen, H.Thybo, R. Sand, K. Komminaho, U.Luosto, T. Tiira, J. Yliniemi, R.Giese, J. Makris, J. Jacyna, L.Korabliova, V.Nasedkin, G.Motuza, A.Rimsa, R.Seckus, P.S´roda, W.Czuba, E.Gaczyn´ski, M.Wilde-Pio'rko, E. Bibikova, S.Claesson, S.A.Elming, C.-.Lund, J.Mansfeld, L.Page, K.Sundblad, J.J.Doody, H.Downes, V.B.Buryanov, T.P.Egorova, T.V.Il'chenko, O.M. Kharitonov, O.V.Legostayeva, **D.V.Lysynchuk**, V.D.Omel'chenko, M.I.Orlyuk, I.K.Pashkevich, I.B.Makarenko, V. M.Skobelev, L.M.Stepanyuk, G.R.Keller, K.C.Miller 2006. EUROBRIDGE: New insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. // Geological Society, London, Memoirs. -32. -P.599-625. -DOI: 0435-4052/06/\$15.00
- Starostenko V., Omelchenko V., Lysynchuk D., K. Kolomiyets, O. Legostaeva, Gryn D. Investigation of the deep structure of the crust and upper mantle along the Debrecen-Mukachevo-Rivne profile (PANCAKE-08 project). // Geoinformatics. - 2009. - No. 2. - P. 25-29. (in Russian)
- 8. Kozlenko Yu.V., Lysynchuk D.V., Kozlenko M.V. Comprehensive seismic

structure simulation of promising hydrocarbon structures in the western part of the Black Sea. // Geology and Minerals of the World Ocean. - 2009. - No. 3. - P. 25 -34. (in Russian)

- Kozlenko M.V., Kozlenko Yu.V., Lysynchuk D.V. Deep structure of the Earth's crust of the western part of the Black Sea according to the results of geophysical data comprehensive reinterpretation along the DSS profile 25 // Geophys. J.– 2009. 31. № 6. P.77–91 (in Russian)
- Lysynchuk D.V., Kolomiets E.V. Results of layeral pseudo-velocity transformation of seismic CDP data in the Donbas. // Scientific papers of UkrNDMI of the National Academy of Sciences of Ukraine, №9 (II), 2011, P.195-202. (in Russian)
- Starostenko V., Omelchenko V., Lysynchuk D., Legostaeva O., Grin D., Kolomists K. Geophysical study of the deep structure of the crust and upper mantle of some major geological structures from the East European craton to the Adriatic Sea. Ukrainian-Macedonian Scientific Collection, 2011 T. 5. P.365-372. (in Ukrainian)
- Kozlenko M.V., Kozlenko Yu.V., Lysynchuk D.V. The structure of the earth's crust of the northwestern shelf of the Black Sea along the DSS profile 26. // Geophys. J. 2013. 35, No. 1. P.142–152 (in Russian)
- Kolomiyets K.V., Kozlenko M.V., Kozlenko Yu.V., Lysynchuk D.V. The fault tectonics of the Dnieper-Donetska trough from the tomographic inversion. // Geol. J.-2013. - No. 2 - P.59-67 (in Russian)
- Lysynchuk D.V., Kolomiyets K.V., Kozlenko Yu.V., Kozlenko M.V., Omelchenko V.D., Kaliuzhnaya L.T. Comprehensive interpretation of seismic data along the KMRV-DSS profile Sinelnikovo-Chuguev. // Geophys. J. -2013. - 35. - No. 6. - P.165-173
- V. Starostenko, T. Janik, K. Kolomiyets, W. Czuba, P. Sroda, D. Lysynchuk, M. Grad, I. Kovacs, R. Stephenson, H. Thybo, I.M. Artemieva, , O. Gintov, R. Kutas, D. Gryn, A. Guterch, E. Hegedus, K. Komminaho, O. Legostaeva, T. Tiira, A. Tolkunov 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. - P.1049–1072. DOI:10.1016/j.tecto.2013.07.008

- Starostenko V., Janik T., Lysynchuk D., Sroda 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. // Geophysical Journal International. - 195 (2). - P.740-766
- Starostenko V. I., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., Czuba W., Środa P., Lysynchuk D., Thybo H., Artemieva I., Sosson M., Volfman Y., Kolomiyets K., Omelchenko V., Gryn D., Guterch A., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A. 2015. Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the northwestern Black Sea and the Crimean Peninsula. // Geophys. J. Int. - 201. - P.406–428. doi:10.1093/gji/ggv018
- V. Starostenko, T.Janik, R.Stephenson, D.Gryn, O.Rusakov, W.Czuba, P.S'Roda,
 D.Lysynchuk, M.Grad, A. Guterch, E.Fluh, H. Thybo, I. Artemieva,
 A.Tolkunov, G.Sydorenko, V.Omelchenko, K.Kolomiyets, O.Legostaeva,
 A.Dannowski, A.Shulgin 2016. DOBRE-2 WARR profile: the Earth's crust
 across Crimea between the pre-Azov Massif and the northeastern Black Sea
 Basin. // University of Aberdeen on February 3, 2016 From: Sosson, M.,
 Stephenson, R.A. &Adamia, S. A. (eds). Tectonic Evolution of the Eastern
 Black Sea and Caucasus. Geological Society. London. Special
 Publications. 428. doi:10.1144/SP428.11
- T.Janik, P.Środa, W.Czuba, D.Lysynchuk 2016. Various Approaches to Forward and Inverse Wide-Angle Seismic Modelling Tested on Data from DOBRE-4 Experiment. // Acta Geophysica. - vol. 64. - 6. -P.1989-2019. -DOI:10.1515/acgeo-2016-0084
- 20. Starostenko V.I., Janik T., Lysynchuk D.V., Sroda P., Czuba W.,

Kolomiyets K.V., Aleksandrowski P., Gintov O.B., Omelchenko V.D., Komminaho K., Guterch A., Tiira T., Gryn D.N., Legostaeva O.V., Thybo H., Tolkunov A.P. Crustal and Upper Mantle Velocity Model along the DOBRE-4 Profile from North Dobruja to the Central Region of the Ukrainian Shield: 1. Seismic Data // Izvestiya, Physics of the Solid Earth, 2017, Vol. 53, No.2, P.193–204.

 Starostenko V.I., Janik T., Lysynchuk D.V., Sroda P., Czuba W., Kolomiyets K.V., Aleksandrowski P., Gintov O.B., Omelchenko V.D., Komminaho K., Guterch A., Tiira T., Gryn D.N., Legostaeva O.V., Thybo H., Tolkunov A.P. Crustal and Upper Mantle Velocity Model along the DOBRE-4 Profile from North Dobruja to the Central Region of the Ukrainian Shield:
 2. Geotectonic Interpretation // Izvestiya, Physics of the Solid Earth, 2017, Vol. 53, No.2, P.205–213.

The conference theses

- Starostenko V. Velocity model of the crust and upper mantle along the profile PANCAKE from Pannonian basin across Carpathians towards the cratonic Europe / V. Starostenko, W. Czuba, M. Grad, O. Gintov, D. Gryn, A. Guterch, E. Hegedűs, T. Janik, K. Kolomiyets, K. Komminaho, R. Kutas, O. Legostaeva, D. Lysynchuk, V. Omelchenko, P. Środa, R. Stephenson, H. Thybo, T. Tiira, A. Tolkunov // The 33rd General Assembly of the European Seismological Commission (GA ESC 2012), (Russia Moscow, Moscow-Obninsk 19-24 August 2012). – Book of Abstracts, P.70-71.
- Starostenko V. Velocity model of the crust and upper mantle along the profile PANCAKE from Pannonian basin across Carpathians towards the cratonic Europe / V. Starostenko, W. Czuba, M. Grad, O. Gintov, D. Gryn, A. Guterch, E. Hegedűs, T. Janik, K. Kolomiyets, K. Komminaho, R. Kutas, O. Legostaeva, D. Lysynchuk, V. Omelchenko, P. Środa, R. Stephenson, H. Thybo, T. Tiira, A. Tolkunov // The 15-th International Symposium on

Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins "Seismix 2012", (China, Beijing, 16–20 September 2012). –2012. – Book of abstracts, P.84.

- Starostenko V. Velocity model of the lithosphere from Dobrogea Orogen towards the UkrainianShield, DOBRE-4 profile.V.Starostenko, *T.Janik*, , *D.Lysynchuk*, *P.Środa*, *W.Czuba*, *K.Kolomiyets*, *O.Gintov*, *V. Omelchenko*, *K.Komminaho*, *A.Guterch*, *T.Tiira*, *D.Gryn*, *O.Legostaeva*, *H.Thybo*, *A.Tolkunov*. // The 15-th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins "Seismix 2012", (China , Beijing, 16–20 September 2012). –2012. – Book of abstracts, P.86.
- Starostenko V. Velocity model of the crust and upper mantle at the southern margin of the East European Craton (Azov Sea-Crimea-Black Sea area), DOBRE-2 & DOBRE'99 transect / V. Starostenko, T. Janik, R. Stephenson, D. Gryn, A. Tolkunov, W. Czuba, P. Środa, D. Lysynchuk, V. Omelchenko, M. Grad, A. Guterch, K. Kolomiyets, H. Thybo, O. Legostaeva // The 15-th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins "Seismix 2012", (China , Beijing, 16–20 September 2012). – 2012. – Book of abstracts, P.85.
- Starostenko V. Mesozoic(?) lithosphere-scale buckling of the East European Craton in southern Ukraine: DOBRE-4 deep seismic profile / V. Starostenko, T. Janik, D. Lysynchuk, P. Środa, W. Czuba, K. Kolomiyets, P. Aleksandrowski, O. Gintov, V. Omelchenko, K. Komminaho, A. Guterch, T. Tiira, D. Gryn, O. Legostaeva, H. Thybo, A. Tolkunov // EGU General Assembly 2013 (Austria, Vienna, 07 – 12 April 2013). – Geophysical Research Abstracts. – Vol. 15, EGU2013-4348.
- Janik T. Various approaches to forward and inverse wide-angle seismic modelling tested on data from DOBRE-4 experiment / T. Janik, P. Środa, W. Czuba, D. Lysynchuk, K. Kolomiyets // 16TH SEISMIX International Symposium (Spain, Barcelona Castelldefels, 12-17 October 2014). Book of abstracts, P12.
- Janik T. The GEORIFT 2013 wide-angle seismic profile, preliminary results / V. Starostenko, T. Janik, T. Yegorova, W. Czuba, P. Środa, D. Lysunchuk, R.

Aizberg, R. Garetsky, G. Karataev, Y. Gribik, L. Farfuliak, K. Kolomiyets, V.
Omelchenko, D. Gryn, A. Guterch, K. Komminaho, O. Legostaeva, H. Thybo,
T. Tiira & A. Tolkunov. // 16TH SEISMIX International Symposium (Spain,
Barcelona - Castelldefels, 12-17 October 2014). – Book of abstracts, P24.

- Janik T. The crust and upper mantle in the Scythian platform: seismic model along DOBRE-5 profile (the northwestern Black sea and the Crimean peninsula) / Starostenko V., Janik T., Czuba W., Środa P., Farfuliak L., Volfman Y., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Omelchenko V., Gintov O., Gryn D., Guterch A., Komminaho K., Legostaeva O., Thybo H., Tiira T., Tolkunov A. // Final symposium «Evolution of the Blac Sea to Central Asia Tethyan Realm since the Late Paleozoic», Paris, France, December 8–9, 2014. – Paris, 21 2014. – P. 147-149.
- Farfuliak L. Seismic structure along DOBRE-5 profile, from the North Dobrogea Orogen across the SW shelf of the Black Sea and Crimea Peninsula, Ukraine / Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., Czuba W., Środa P., Sosson M., Volfman Y., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Omelchenko V., Gryn D., Guterch A., Komminaho K., Legostaeva O., Thybo H., Tiira T., Tolkunov A. / 16TH SEISMIX International Symposium, Barcelona, Spain, 12 – 17 October 2014. – Barcelona, 2014. – P27.
- RomUkrSeis Working Group. The RomUkrSeis wide-angle seismic profile: preliminary results. / T. Amashukeli, W. Czuba, J. Grzyb, A. Dragut, D. Gryn, T.Janik, K. Kolomiyets, O. Legostaeva, D.Lysynchuk, J. Mechie, V. Mocanu, J. Okoń, V.Omelchenko, V. Starostenko, R. Stephenson, P. Środa, & M. Trzeciak. // SEISMIX 2016, Seismology at the Crossroads, 17th International Seismix Symposium, Macdonald Aviemore Resort, Aviemore, Scotland, 15-20 May 2016.
- T. Janik. The GEORIFT 2013 wide-angle seismic profile, preliminary results. / V. Starostenko, T. Janik, T. Yegorova, W. Czuba, P. Środa, D. Lysunchuk, R. Aizberg, R. Garetsky, G. Karataev, Y. Gribik, L. Farfuliak, K. Kolomiyets, V. Omelchenko, D. Gryn, A. Guterch, K. Komminaho, O. Legostaeva, H. Thybo, T. Tiira & A. Tolkunov. // SEISMIX 2016,Seismology at the Crossroads, 17th

International Seismix Symposium, Macdonald Aviemore Resort, Aviemore, Scotland, 15-20 May 2016.

 T. Tiira. TheGEORIFT2013wide-angle seismic profile, along Pripyat-Dnieper-Donets Basin. / V. Starostenko, T. Janik, T. Yegorova, W. Czuba, P. Środa, Lysunchuk D., R. Aizberg, R. Garetsky, G. Karataev, Y. Gribik, L. Farfuliak, K. Kolomiyets, V. Omelchenko, D. Gryn, A. Guterch, K. Komminaho, O. Legostaeva, H. Thybo, T. Tiira & A. Tolkunov. // Geophysical Research Abstracts Vol. 19, EGU2017-PREVIEW, 2017 EGU General Assembly 2017

3MICT

Перелік умовних скорочень і символів	30
ВСТУП	32
РОЗДІЛ 1. Глибинна будова літосфери України за даними попередніх	
досліджень сейсмічними методами	43
1.1. Регіональна геологія	45
1.2 Вивченість районів проведення сучасних ширококутних зондувань	
сейсмічними методами, які застосовувалися у попередні роки	63
1.3. Висновки	92
РОЗДІЛ 2. Методи побудови швидкісних моделей середовища, що	
застосовуються при інтерпретації даних у ширококутних сейсмічних	
дослідженнях	95
2.1. Розвиток основних алгоритмів та програмних засобів для	
інтерпретації даних у ширококутних сейсмічних досліджень	95
2.2. Стислий оглял програм моделювання, які були безпосередньо	
використані в інтерпретаційному процесі	106
2.2.1. Пряме променеве моделювання	106
2.2.2 Процедура томографіцної інверсії INVR яка дозволяє	
інвертувати часи пробігу перших вступів	107
2.2.3. Томографічна інверсія перших вступів заломлених хвиль	108
FAST	
2.2.4. Спільна томографічна інверсія годографів заломлених і	
відбитих хвиль в пакеті JIVE3D	109
2.2.5. Інверсія часів пробігу з допомогою програми RAYINVR	110
2.2.6. Повнохвильове моделювання	111
2.3. Висновки.	112

РОЗДІЛ З. Експериментальні дані ширококутних глибинних сейсмічних

зондувань та їх обробка	114
3.1. Сейсмограми спільного пункту вибуху, які зібрані на профілі	
EUROBRIDGE'97	119
3.1.1. Оис поля поздовжніх сейсмічних хвиль.	126
3.1.2. Опис поля поперечних сейсмічних хвиль.	134
3.2. Сейсмограми спільного пункту вибуху, які зібрані на профілі	136
PANCAKE	
3.2.1. Поздовжні Р-хвилі.	140
3.2.2. Поперечні S-хвилі.	147
3.3. Сейсмограми спільного пункту вибуху, які зібрані на профілі	148
DOBRE-4	
3.3.1. Поздовжні Р-хвилі.	152
3.3.1.1. Заломлені хвилі.	152
3.3.1.2. Відбиті хвилі.	157
3.3.2. Поперечні S-хвилі	159
3.4. Експериментальні дані вздовж профілю DOBRE-5	160
3.4.1. Заломлені хвилі.	168
3.4.2. Відбиті хвилі	169
3.4.3. Морський Профіль-26	169
3.5. ВИСНОВКИ	171
РОЗДІЛ 4. Інтерпретація сейсмічних даних на основі розрахунку	
швидкісних моделей та синтетичних сейсмограм.	177
4.1. Розрахунок першого наближення швидкісної моделі на основі	100
програм томографічної інверсії перших вступів заломлених хвиль.	180
4.1.1. Томографічна інверсія перших вступів сейсмічних хвиль за	101
даними профілю EUROBRIDGE'97	181
4.1.2. Томографічна інверсія перших вступів сейсмічних хвиль за	105
даними профілю DOBRE-4	185

4.2. Спільна томографічна інверсія годографів заломлених і відбитих	
хвиль та пряме променеве моделювання на прикладі сейсмічних даних	101
профілю DOBRE-4	171
4.2.1. Розрахунок швидкісної моделі DOBRE-4 на основі	
програмного пакету JIVE3D	193
4.2.2. Розрахунок швидкісної моделі DOBRE-4 на основі	175
програмного пакету RAYINVR.	198
4.2.3. Розрахунок швидкісної моделі DOBRE-4 на основі	
програмного пакету променевого трасування SEIS83	204
4.2.4. Порівняння результатів моделювання за різними програмними	212
комплексами для сейсмічних даних профілю DOBRE-4	
4.3. Розрахунок швидкісних моделей на основі прямого променевого	
моделювання з використанням програмного комплексу SEIS83	220
4.3.1. Двомірне моделювання на основі променевого трасування за	
профілем EUROBRIDGE'97	220
4.3.2. Двомірне променеве моделювання за профілем PANCAKE.	229
4.3.3. Підбір моделі з допомогою трасування променів сейсмічних	
хвиль за профілем DOBRE-5	235
4.4. Розрахунок синтетичних сейсмограм на основі моделювання	
повного хвильового поля з допомогою програми Tesseral 2 -D	244
4.4.1. Розрахунок синтетичних сейсмограм повного хвилевого поля	
за профілем РАМСАКЕ	245
4.4.2. Розрахунок синтетичних сейсмограм повного хвилевого поля	
за профілем DOBRE-4	250
4.5. Висновки	253
РОЗДІЛ 5. Результативні швидкісні моделі будови літосфери та їх	
геологічна інтерпретація за даними чотирьох регіональних профілів	
ширококутного глибинного сейсмічного зондування	261
5.1. Швидкісна модель за профілем EUROBRIDGE'97	261

5.1.1. Швидкісна модель за поздовжніми Р-хвилями	261
5.1.2. Швидкісна модель за поперечними хвилями і співвідношення	266
Vp/Vs	
5.1.3. Блоки земної кори і древні террейни	269
5.1.4. Прип'ятський прогин і магматичні інтрузії	273
5.1.5. Дослідження складу порід за відношенням Vp/Vs	275
5.1.6. Особливості верхньої мантії	278
5.2. Швидкісна модель за профілем PANCAKE	280
5.2.1. Швидкісна модель за поздовжніми хвилями	280
5.2.2. Швидкість поперечних хвиль та розподіл співвідношення	
Vp/Vs	285
5.2.3. Тектонічна інтерпретація швидкісної моделі	286
5.3. Швидкісна модель за профілем DOBRE-4	291
5.3.1. Швидкісна модель за Р- і S-хвилями	291
5.3.2. Геологічна інтерпретації швидкісної моделі	296
5.4. Швидкість модель земної кори за профілем DOBRE-5	302
5.4.1. Швидкість модель за поздовжніми хвилями	302
5.4.2. Геологічна та тектонічна інтерпретація швидкісної моделі	305
5.4.2.1. Передобруджінський прогин	306
5.4.2.2. Каркінітський прогин	309
5.4.2.3. Центральне Кримське Підняття	312
5.4.2.4. Індоло-Кубанський прогин	314
5.4.3. Розломи на території Скіфської плити вздовж профілю	
DOBRE-5	316
5.5. Висновки	318
ВИСНОВКИ	325
Перелік використаних джерел	332
Додаток 1	375

Перелік умовних скорочень і символів

- ГСЗ глибинне сейсмічне зондування
- ШГСЗ ширококутне глибинне сейсмічне зондуванння
- ГШЗ Голованівська шовна зона
- ІКШЗ Інгулецько Криворізька шовна зона
- КМЗХ кореляційний метод заломлених хвиль
- Мохо границя Мохоровичича
- НППнД Нижнєпрутське підняття Північної Добруджі
- МПОМ магматичний пояс Осніцьк-Мікашевичі
- ПВ пункт вибуху
- ПК пікет, дистанція від початку профілю
- ПДП Переддобруджінський прогин
- ПдУМ Південно-Українська монокліналь
- СГТ, МСГТ метод спільної глибинної точки
- СЄК Східно-Європейський кратон
- СП Скіфська платформа
- ТЄШЗ транс'європейська шовна зона
- ТРТШХС Трансрегіональний тектонічний шов Херсон-Смоленськ
- УЩ Український щит
- ПнС(3) північний схід (захід)
- ПдС(3) південний схід (захід)
- с. (сек.) секунда
- RMS середньоквадратичне відхилення
- χ2 міра відповідності спостережених та розрахованих годографів
 (середньоквадратичне відхилення нормоване на точність визначення вступу хвилі, в квадраті)
- S-хвиля поперечна сейсмічна хвиля
- Р-хвиль поздовжня сейсмічна хвиля
- Psed заломлена в осадових шарах фаза поздовжньої хвилі

Ssed - заломлена в осадових шарах фаза поперечної хвилі

- Pg заломлена в верхній/середній земній корі фаза поздовжньої хвилі
- Sg заломлена в верхній/середній земній корі фаза поперечної хвилі
- Pov закритична поздовжня хвиля
- Pn -- заломлена в верхній мантії фаза поздовжньої хвилі
- Pn -- заломлена в верхній мантії фаза поперечної хвилі
- Pmantle хвилі, що розповсюджуються в мантії
- РмР відбита від границі Мохо фаза поздовжньої хвилі
- SмS відбита від границі Мохо фаза поперечної хвилі
- PcP відбита від границі розриву швидкості всередині кори фаза поздовжньої хвилі
- ScS відбита від границі розриву швидкості всередині кори фаза поперечної хвилі
- P1P та P2P відбиті від мантійних границь зміни швидкості фази поздовжніх хвиль
- ОВН океанічний донний гідрофон (морська донна станція)

ВСТУП

Обтрунтування вибору теми дослідження. Глибинні сейсмічні дослідження земних надр дають можливість вивчати фізичний стан, будову та склад консолідованої кори нашої планети, а також розуміння механізму її змін та історії розвитку. Основою цих робіт є ширококутні сейсмічні дослідження за відбитими та заломленими хвилями, які вивчають розповсюдження пружних коливань в земній корі та верхній мантії.

Дана робота присвячена актуальній задачі отримання нових знань про глибинну будову літосфери України на основі інтерпретації сучасних ширококутних сейсмічних зондувань. Інтерпретація сейсмічних даних як правило передбачає створення швидкісної моделі на основі прямого або оберненого моделювання часів розповсюдження певних фаз коливань у земній корі та мантії з використанням теорії променевого методу. Програми моделювання різняться за умовами параметризації моделі та за наборами даних, що використовуються для моделювання, регуляризації результату і т.д. Пряме та обернене моделювання часів пробігу хвиль в земній корі та верхній мантії дає прийнятний результат для створення швидкісної моделі Р-хвиль. Така модель може розглядатися як перший крок для отримання синтетичних сейсмограм на основі повнохвильового моделювання кінцево-різницевим методом.

Програми побудови швидкісної моделі, як правило, засновані на променевій теорії і дозволяють протрасувати сейсмічні промені в середовищі з заданими швидкісними характеристиками і отримати відповідні часи пробігу хвилі від пункту збудження до приймачів. Швидкісна модель при цьому модернізується таким чином, щоб зменшити різницю між спостереженими та розрахунковими годографами.

Існують два підходи для подібного моделювання. У першому з них, спочатку вирішується пряма задача - для відомої вихідної моделі розраховуються променеві траєкторії і час розповсюдження хвилі від джерела до приймача. Зворотна задача вирішується за допомогою методу проб та помилок шляхом модернізації моделі, прагнучи поліпшити збіг обчислених та спостережених моментів приходу досліджуваних хвиль. Ці два кроки повторюються в ітераційному режимі. Впродовж таких розрахунків виконується перевірка та вдосконалення кореляції корисних хвиль за сейсмічними даними. Другий підхід набагато більш автоматизований. Початкова модель оновлюється в ряді ітераційних кроків, щоб звести до мінімуму розбіжність між спостереженими та розрахунковими часами пробігу хвиль. Найпростіший з таких підходів — це регуляризація за методом найменших квадратів.

Протягом останніх декількох десятиліть, інверсійне (томографічне) моделювання в основному замінило громіздке пряме, як більш швидкий і ефективний інструмент для визначення розподілу сейсмічних швидкостей, через декілька недоліків останнього способу. Процес ручного підбору моделі методом проб і помилок, який виконується для декількох пунктів вибуху одночасно, важкий і забирає багато часу, особливо в порівнянні із зворотними автоматичними методами. Крім того, послідовність модифікації моделі залежить від рішень інтерпретатора, що вводить деяку суб'єктивність в остаточному рішенні.

Результат зворотного моделювання також є суб'єктивним до деякої міри як і в будь-якому типі моделювання часів пробігу сигналу, він залежить від суб'єктивного процесу кореляції сейсмічних фаз. Крім того, він залежить від довільних установок процедури інверсії (наприклад, вибір кроку сітки, значення вагових коефіцієнтів згладжування/регуляризація і т.д.). Але як тільки ці параметри встановлені і вхідні дані параметризовані, розрахунки проводяться легко та швидко. Такий метод доречно використовувати, наприклад, для того, щоб зробити незалежну перевірку результатів прямого моделювання. Крім того, систематична оцінка роздільної здатності та величин розбіжності між розрахунковими та спостереженими годографами досить проблематична в реалізації інверсій для вирішення оберненої задачі.

В свою чергу, перевагою прямого моделювання є можливість безперервно контролювати правильність інтерпретації сейсмічних даних (ідентифікація часів вступу даної сейсмічної фази, як заломлення, так і відбиття від конкретного шару / розриву). На кожному етапі інтерпретатор може перевірити ідентифікацію

скорельованих сейсмічних фаз. Наприклад, труднощі в моделюванні певної сейсмічної фази за допомогою підгонки моделі, в той час, коли всі інші дані збігаються досить гарно, можуть свідчити, що "підозрювана" фаза насправді може утворюватися на додатковій не включеній в модель 2D-структурі (наприклад, локальній зоні з високою швидкістю). Така ситуація є приводом включення в модель додаткового елемента. В іншому випадку, такі проблемні фази можуть з'являтися, як наслідок бічних відбиттів від похилих границь або дифракція від деякої локальної структури, що розташовані поруч з сейсмічним профілем, за яким проводиться моделювання. Ці фази мають бути виявлені та виключені з розгляду. Таку процедуру можна провести лише під час ручного покрокового підбору моделі. Це допомагає уникнути значних помилок в швидкісній моделі і появі артефактів, які можуть бути помилково додані для моделювання деяких неправильно ідентифікованих сейсмічних фаз хвильового поля, природа яких на перший погляд не є очевидною. Правильна ідентифікація сейсмічних фаз, які використовуються для моделювання, була підкреслена в роботі [Zelt, 1999, с. 184], де стверджується, що "модель, розроблена на основі аналізу сейсмічних ширококутних спостережених даних гарна настільки, наскільки гарно проведено ідентифікацію та кореляцію сейсмічних фаз".

Мета і завдання дослідження відповідно до предмета та об'єкта дослідження. Метою роботи є вивчення глибинної будови літосфери території України на основі швидкісних моделей, які розраховані за даними нових експериментальних ширококутних глибинних сейсмічних досліджень для оцінки нафтогазоносності та вмісту корисних перспектив копалин. Об'єктом дослідження є хвильове поле вздовж чотирьох регіональних сейсмічних профілів, предметом дослідження є швидкісні моделі глибинних розрізів земної кори, що розраховані на основі різних методів та програмних продуктів вирішення прямої і оберненої задач сейсміки, та геологічна будова середовища, що визначена за розрахованими моделями.

Методи дослідження. Дані про глибинну будову земної кори та верхньої мантії отримані з допомогою методів геофізичних досліджень, перш за все

ширококутної сейсміки за заломленими та відбитими хвилями. Інтерпретація отриманих польових сейсмічних записів та розрахунок швидкісних моделей розрізу земної кори вздовж відпрацьованих профілів проводилась з допомогою спеціальних програм, що забезпечували променеве моделюванням та інверсію часів пробігу заломлених та відбитих хвиль. Крім того використовувалися програми моделювання повного хвильового поля для оцінки динамічних характеристик сейсмічного запису і його відповідності зафіксованим даним.

Більшість запропонованих в роботі швидкісних моделей розраховані з допомогою декількох принципово відмінних підходів та відповідних ним програмних засобів, що забезпечило, по-перше, більшу достовірність одержаних результатів і, по-друге, дозволило дослідити можливості наявних програмних комплексів у вирішенні поставлених задач та виробити методику застосування програм сейсмічного моделювання у вирішенні задач інтерпретації даних ширококутної сейсміки, що зібрані вздовж регіональних профілів.

Наукова новизна одержаних результатів. 1. Розроблена методика побудови швидкісної моделі, яка базується на комплексному використанні принципово різних алгоритмів та програм, разом з розрахунком синтетичних сейсмограм та перевіркою їх відповідності спостереженому хвилевому полю.

2. Пряме та зворотне сейсмічне моделювання при інтерпретації даних ширококутних сейсмічних досліджень з допомогою загальновживаних програмних комплексів вперше дало можливість вивчити переваги і недоліки кожного з них, та оцінити достовірність розрахованих результативних матеріалів при принциповому збігу кінцевих моделей.

3. Інтерпретація даних з використанням принципово відмінних алгоритмів і програм комп'ютерного моделювання дала можливість виявити недоліки та переваги загальновживаних засобів математичної обробки даних для складних сейсмогеологічних умов та запропонувати шляхи вдосконалення програм моделювання.

4. Побудовані швидкісні моделі чотирьох регіональних профілів дозволили отримати суттєво нову інформацію стосовно будови земної кори та верхньої мантії

території України.

5. Структурний аналіз швидкісних розрізів надав можливість виділення перспективних в нафтогазоносному плані осадових басейнів та ділянок з приповерхневим заляганням кристалічних порід, які можуть містити поклади мінеральних корисних копалин.

Основні наукові результати, висунуті на захист, полягають в тому, що:

- створена база експериментальних сейсмічних даних вздовж чотирьох регіональних сейсмічних ширококутних профілів у стандартному сейсмічному форматі SEG-Y.

- запропонована методика побудови швидкісної моделі, яка базується на комплексному використанні принципово різних алгоритмів та програм з наступним розрахунком синтетичних сейсмограм та перевіркою їх відповідності спостереженому хвилевому полю;

- на основі вивчення можливостей комп'ютерних програм розрахунку швидкісних моделей, запропоновані шляхи вдосконалення загальновживаних комплексів, що дозволить використовувати інверсію для інтерпретації складних форм годографів з перекриттям, подвоєнням та петлями;

- геологічна інтерпретація розрахованих швидкісних моделей чотирьох регіональних профілів, суттєво доповнює сучасні уявлення про будову земної кори та верхньої мантії території України, детальні швидкісні моделі верхньої частини розрізу забезпечують спрямування наступних пошукових робіт на нафту та газ і нарощування запасів вуглеводнів, глибинні розрізи показали, що:

(I) виявлені виражені відмінності в структурі сейсмічної швидкості земної кори і верхньої мантії між трьома основними тектонічними блоками, що перетинаються профілем EUROBRIDGE'97. Структура швидкісного розрізу Прип'ятського прогину є типовою для докембрійського кратону, але під ним виявлено потужний 5 км високошвидкісний шар в нижній земній корі. Волинський блок разом з Коростенським плутоном характеризуються дуже високою швидкістю сейсмічних хвиль і їх високим співвідношенням. Натомість Подільський блок за швидкостями близький до типової платформної структури,
хоча він характеризується відносно низькою сейсмічною швидкістю і їх малим співвідношення. У мантії виявлено круто занурений відбиваючий горизонт відразу під поверхнею Мохо, щонайменше до глибини 70 км. Він може представляти собою протерозойський шов між Сарматією і Волго-Уралом, які утворюють структуру зрощення платформи із зоною подальшого зсуву у верхній мантії.

(II) Під Паннонським басейном і Закарпатським прогином (профіль PANCAKE) відсутній мафічний шар у нижній корі. У Карпатах і Передкарпатському прогині не зафіксовано відбиття від підошви осадових порід, що свідчить про відсутність яскраво вираженого кристалічного фундаменту. На глибині близько 15 км інтерпретуються лінзи з низькою швидкістю. Мантійні субгоризонтальні відбиваючі поверхні спостерігаються на глибинах 60-70 км в північно-східній і центральній частинах профілю під Східноєвропейським кратоном (СЄК). Натомість дві відбиваючі площадки у верхній мантії під Паннонським басейном виявлені на глибинах приблизно 45 і 75 км.

(III) Швидкісна модель профілю DOBRE-4 вказує на загальне занурення доюрського і докембрійського фундаментів СЄК в сторону Добруджі з уточненням положення кордону СЄК. Швидкісний розріз кори і прилеглої частини мантії дозволяє більш виразно говорити про геодинамічну модель формування південнозахідної частини СЄК в ранньому докембрії з позиції тектоніки плит.

(IV) Швидкісна модель уздовж профілю DOBRE-5 дозволила виділити чотири характерні структурні одиниці земної кори в послідовності із заходу на схід. У Передобруджінському прогині глибина до Мохо складає 38-40 км, а у Каркінітському прогині вона зменшується в східному напрямку від 38 км до 33 км. Центрально Кримське Підняття має осадовий чохол, який залягає на гетерогенному фундаменті, потужність якого збільшується в східному напрямку від 10 до 20 км. Потужна кора (до 47 км) подібна за швидкісною будовою до платформної тришарової кори СЄК, може свідчити про те, що Скіфська плита сформована з кори докембрійського кратону. Індоло-Кубанська западина на Керченському півострові має потужний осадовий чохол до 10 км глибини з низькошвидкісними осадовими породами. Основні задачі, які вирішені безпосередньо автором:

1. Цифрова обробка польових сейсмічних записів, побудова файлів даних в спеціальних форматах збереження сейсмічної інформації, підготовка сейсмограм спільного пункту вибуху для наземних експериментів та сейсмограм спільного пункту прийому для морських досліджень.

2. Візуалізація та аналіз хвильового поля, редукція швидкості, фільтрація записів та підсилення корисних сейсмічних хвиль.

3. Кореляція осей синфазності та побудова системи годографів зафіксованих сейсмічних хвиль, ув'язка годографів у взаємних точках, визначення природи та типу хвиль, що виділені у сейсмічному полі та включені в набір фактичних даних часів вступу (часів пробігу) корисних хвиль.

4. Інверсія часів пробігу заломлених і відбитих хвиль та розрахунок швидкісної моделі на основі рішення оберненої кінематичної задачі сейсміки.

5. Розрахунок швидкісних моделей методом підбору з використанням прямого променевого моделювання.

6. Розрахунок синтетичних сейсмограм спільного пункту вибуху та дослідження елементів швидкісного розрізу за результатами порівняння вихідних та розрахункових сейсмічних розрізів.

7. Аналіз моделей швидкості сейсмічних хвиль в земній корі та верхній мантії та їх геологічна інтерпретація вздовж профілів ширококутних сейсмічних глибинних зондувань.

Особистий внесок здобувача. Автор брав безпосередню участь в усіх ширококутних сейсмічних дослідженнях, які проводилися на Україні за останні 20 років, починаючи з польових робіт і первинної обробки отриманих даних, та закінчуючи геологічною інтерпретацією результативних моделей. Всі ці роботи виконувалися у співробітництві з закордонними партнерами з геофізичних установ Польщі, Данії, Фінляндії та багатьох інших.

Основні наукові результати, що представлені в дисертаційній роботі, одержані автором особисто і опубліковані в престижних загальновизнаних геофізичних журналах в Україні та за кордоном. За темою дисертації автором опубліковано 21 стаття, загальним обсягом 289 сторінок.

Опубліковані результати моделювання та його геологічне тлумачення сейсмічного експерименту за профілем EUROBRIDGE'97 в роботах: [Thybo et al., 2003; Grad et al., 2006; Bogdanova et al., 2006], автором виконано розрахунок швидкісної моделі та опис швидкісної моделі. В роботах [Лисинчук та ін., 2002а; Лисинчук та ін., 2002б; Град и др., 2003; Лысынчук Д.В., Коломиец Е.В., 2011], які присвячені дослідженням південно-східного регіону України, автору належить аналіз вихідного хвилевого поля, ідентифікація типів хвиль, розрахунок синтетичних сейсмограм та їх порівняння зі спостереженими на профілі DOBRE-99. За матеріалами другого профілю DOBRE-2 опублікована робота [Starostenko et al., 2016], в якій автор виконав аналіз вихідного хвилевого поля, ідентифікацію типів хвиль, розрахунок синтетичних сейсмограм та їх порівняння зi спостереженими на профілі. У статтях [Старостенко та ін., 2009; Starostenko et al., 2013а,б; Starostenko et al., 2015], що присвячені інтерпретації матеріалів за профілями PANCAKE, DOBRE-4 та DOBRE-5, автору належить аналіз вихідного хвилевого поля, ідентифікація типів хвиль, підбір моделі на основі трасування сейсмічних променів розрахунок синтетичних сейсмограм та їх порівняння зі спостереженими. Матеріали профілю DOBRE-4 опубліковані в роботах [Janik et al., 2016; Старостенко и др., 2017а,6], де автор виконав підбір моделі на основі трасування сейсмічних променів та інверсії часів вступів та аналіз складної будови поверхні Мохо і причин утворення складок літосферного масштабу в підошві земної кори. Застосуванню моделювання у переінтерпретації даних глибинних сейсмічних досліджень попередніх років, присвячені роботи [Лысынчук и др., 2013; Козленко и др., 2009а; Козленко и др., 2009б; Козленко и др., 2013; Коломиец и др., 2013], де автором були розраховані швидкісні моделі та запропонована методика переінтерпретації сейсмічних даних минулих років.

За результатами спільних робіт були підготовлені та захищені дві кандидатські дисертації: [Коломієць, 2015] за профілями PANCAKE та DOBRE-4; та [Фарфуляк, 2016] за профілем DOBRE-5.

Апробація результатів дисертації. Результати, отримані на різних етапах

роботи, були представлені на 9 міжнародних і регіональних конференціях та семінарах в Україні і за її межами у 12 доповідях за тематикою дисертації. Результати, які отримані на різних етапах роботи, у формі стендових доповідей були представлені на:

• «Геоінформатика. Теоретичні та прикладні аспекти», Київ-2009; 2011;

• The 15-th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins "Seismix 2012", Beijing, China;

• The 33rd General Assembly of the European Seismological Commission,(GA ESC 2012), Moscow-Obninsk, Russia;

• EGU General Assembly 2013, Vienna, Austria;

• 16TH SEISMIX International Symposium, 2014, Castelldefels, Barcelona, Spain;

• Final symposium «Evolution of the Blac Sea to Central Asia Tethyan Realm since the Late Paleozoic», Paris, France, 2014.

• 17th International Seismix Symposium, Macdonald Aviemore Resort, Aviemore, Scotland, 15-20 May 2016

• EGU General Assembly 2017, Vienna, Austria.

Публікації. Основні результати опубліковані в 33 наукових працях: у 21 статті (у тому числі 11 увійшли у базу SCOPUS, *h*-index=6) і 12-ти тезах доповідей на міжнародних конференціях.

Структура й обсяг дисертації. Дисертація складається з переліку умовних скорочень і символів, вступу, п'яти розділів, висновків і списку використаних джерел, що включає 366 найменувань. Робота містить 375 сторінок машинописного тексту, 107 рисунків та 8 таблиць.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Робота виконана у відповідності з науковою тематикою відділу регіональних проблем геофізики ІГФ НАН України за наступними науковими темами: 1. «Вивчення глибинної будови та геодинамічного розвитку літосфери північно-західного шельфу Чорного моря та південно-західної частини Східно-Європейської платформи у зв'язку з перспективами нафтогазоносності», № держ. реєстрації 0108U004822.

2. «Геофізичні дослідження літосфери зони зчленування Східно-Європейської та Західно-Європейської платформ у зв'язку з перспективами нафтогазоносності», № держ. реєстрації 0109U002947.

3. «Сейсмічні дослідження літосфери зони зчленування Східно-Європейської платформи та Скіфської плити вздовж профілю Маріуполь-Феодосія-Чорне море у зв'язку з перспективами нафтогазоносності» в 2004-2007, № держ. реєстрації 0107U003123.

4. «Створення комплексної тривимірної геофізичної моделі літосфери Українського щита у зв'язку з магматизмом, тектонікою та утворенням родовищ корисних копалин. № держ. реєстрації 0102U002478.

5. «Сейсмічні дослідження земної кори і верхньої мантії Землі північнозахідного шельфу Чорного моря у зв'язку з перспективами нафтогазоносності (проект DOBRE-5)», № держ. реєстрації 0110U006596.

6. цільова тема «Геодинамічний розвиток літосфери України та формування і розміщення родовищ корисних копалин (2012-2016 рр.)», № держ. реєстрації 0112U003044.

7. «Геофізичні дослідження глибинної будови, еволюції та геодинаміки Азово-Чорноморського регіону України та Криму у зв'язку з оцінкою перспектив нафтогазоносності (2014-2018 рр.)», № держ. реєстрації 0114U000234.

8. «Сейсмічні та геофізичні спостереження на платформній частині території України у 2014-2018 рр.», № держ. реєстрації 0114U000231.

Фрагменти робіт та звітів за темами, що виконувалися автором, частково увійшли у дану дисертаційну роботу.

Практичне значення отриманих результатів. Робота значно доповнює сучасні уявлення про будову земної кори та верхньої мантії території України. Швидкісні характеристики літосферних структурних блоків, шарів, що їх складають, зон контактів та зрощування окремих одиниць дають нову інформацію про умови утворення, деформації та історії розвитку як окремих тектонічних структур, так і всього регіону загалом. Якість оцінки прогнозних запасів

вуглеводнів залежить від повноти знань про геологічне середовище, його глибинну будову і геодинамічні процеси, які привели до його сучасного стану. Чітке знання умов розвитку осадових басейнів, переробки та деформації шарів, яка відображена у зміні швидкостей проходження сейсмічних коливань, дозволяє виділяти ділянки, що є перспективними в нафтогазоносному плані та обгрунтовано планувати відповідні детальні пошукові роботи. Швидкісні характеристики кристалічних порід у приповерхневих шарах, особливо в районі Українського щита, де на ряді профілів визначені крім поздовжніх швидкостей ще й поперечні, чи їх відношення дозволяють прогнозувати мінеральний склад та спрямовувати пошукові роботи для розвитку мінерально-сировинної бази країни.

Подяка. Дисертація виконана в Інституті геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України. Автор дисертаційної роботи висловлює подяку науковому консультанту -академіку НАН України, доктору фіз. – мат. наук, професору Віталію Івановичу Старостенку за допомогу у постановці задачі, поради, наукові консультації та всебічну підтримку при виконанні роботи. Здобувач висловлює подяку зав.відділом регіональних проблем геофізики, канд. геол.-мін. наук Віктору Даниловичу Омельченку за всебічне сприяння в роботі та поради у підготовці дисертації, закордонним партнерам: Т. Янику, П. Срьоді, В. Шубі, М. Граду (всі з Польщі) за плідну співпрацю, усім співробітникам Інституту геофізики та іноземним колегам, які брали участь в польових експериментах методом ШГСЗ вздовж ряду профілів DOBRE та EUROBRIDGE та в інтерпретації даних і підготовці наукових статей.

РОЗДІЛ 1. ГЛИБИННА БУДОВА ЛІТОСФЕРИ УКРАЇНИ ЗА ДАНИМИ ПОПЕРЕДНІХ ДОСЛІДЖЕНЬ СЕЙСМІЧНИМИ МЕТОДАМИ

На сьогоднішній день залишається багато суперечок про існування та типи тектонічних процесів впродовж докембрійської еволюції Землі. Протерозойська тектонічна структура літосфери збереглася в континентальній корі, про що свідчить, наприклад, робота [BABELWorking Group 1990]. До цих пір залишається відкритим питання чи є стиль сучасних тектонічних явищ схожим на тектонічний стиль минулих змін в літосфері землі, чи більш пізні метаморфічні та інші процеси могли докорінно змінити успадковану структуру. Тонкий шар осадових порід як правило перекриває фундамент докембрійського кратону, а ерозія зрівнює рельєф поверхні. Фундамент Східно-Європейської платформи в значній мірі невідомий, і тому в більшості випадків може розглядатися як відносно однорідний.

Проте, сучасні дослідження показали, що існують виражені зміни в типах порід, які можуть бути пов'язані з протерозойськими і архейськими процесами тектоніки плит, такими як зіткнення між основними плитами, об'єднання террейнів і стикування острівних дуг. Основні зміни в типах та властивостях порід відбуваються уздовж лінеаментів, які можуть бути простежені за допомогою магнітних даних, як в аналізі основних розломних меж террейнів в Східно-Європейському кратоні [Bogdanova et al. 1996]. Ще однією характерною особливістю Східно-Європейської платформи є наявність авлакогенів, які визначені як великі, витягнуті структури переважно пізнього докембрію і палеозойського віку із осадовим заповненням. Вважається, що вони утворилися в результаті процесів рифтогенезу, хоча у порівнянні з більш пізніми рифтовими зонами, вони як правило набагато ширші, а наявна інформація вказує на інший тип глибинної структури земної кори в районі авлакогену. Характерними особливостями авлакогенів являються плоска поверхня Мохо і високошвидкісний шар у нижній корі. Дуже висока сейсмічна швидкість у цьому шарі може бути пов'язана з магматичною активністю.



Рис.1.1 Положення сучасних ширококутних профілів, що були відпрацьовані в період 1997-2011 роки, на оглядовій тектонічній карті України [Гурский, Круглов, 2004].

Сучасні ширококутні сейсмічні зондування, які проведилися в Україні впродовж останніх 20 років, дали можливість детально вивчити будову земної кори та верхньої мантії усіх великих тектонічних структур, що складають літосферу нашої країни. Результати цих досліджень широко опубліковані у престижних міжнародних фахових виданнях [Thybo et al. 2003; Starostenko et al. 2006;2013a; 2013b; 2015;2016; Старостенко и др., 2009; 2017a;2017б]. Матеріали двох останніх експериментів на даний момент знаходяться на стадії підготовки публікацій. На оглядовій тектонічній карті України рис.1.1 показане положення чотирьох ширококутних профілів: EUROBRIDGE'97, PANCAKE, DOBRE-2 та DOBRE-4, сейсмічні дані за якими склали основу представленої роботи.

1.1. Регіональна геологія.

Східно-Європейський кратон складається з трьох основних сегментів: Фенноскандії, Сарматії і Волго-Уралу [Bogdanova et al. 1996]. Кожен з сегментів є композитним террейном незалежною архейською великим 3 i палеопротерозойською історією. Ці три сегменти об'єдналися в пізньому 1.80-1.75 Млрд. палеопротерозої (близько років). Процес об'єднання характеризувався довгостроковим «м'яким» зіткненням, в якому новоутворені острівні дуги послідовно приєднувалися (акреціювалися) до країв архейського ядра кори кратону. Основні відмінності між трьома сегментами полягають в особливостях структури земної кори, часі, впродовж якого кора формувалася, та літології порід, що її складають. Шовні зони між сегментами, які ймовірно пройшли повторну активацію під час від мезо- до нео- протерозойського епізодів рифтогенезу, є фундаментальними особливостями Східно Європейського кратону. Велика частина кратону покрита платформними відкладами. Породи, які заповнюють Прип'ятський прогин в основному фанерозойського віку. Багато важливих сучасних регіональних тектонічних структур були створені в процесі формування та об'єднання древнього фундаменту, в той час як інші були створені в зв'язку з більш пізніми епізодами седиментації.

Сейсмічний профіль EUROBRIDGE'97 [Thybo et al. 2003] перетинає північно-західну частину сегменту Сарматії, в тому числі Прип'ятський прогин (рис.1.1). Геологія основних тектонічних структур (рис. 1.2) верхньої кори наводиться нижче.

Магматичний пояс Осніцьк-Мікашевичі (МПОМ) визначає північнозахідну зону Сарматії, а його активність зберігається вже приблизно 2,0 Млрд. років. Північно-західний кордон МПОМ зв'язує між собою палеопротерозойські террейни, які відносяться до Фенноскандії та Сарматії [Bogdanova et al. 1996]. МПОМ простягається з північного заходу на південний схід і сягає близько 100-150 км в ширину. Він, ймовірно, обмежений глибокими лістричними розломами

[EUROBRIDGE... 1999]. МПОМ складається 3 палеопротерозойських магматичних комплексів, в основному вільних від регіонального метаморфізму. Комплекси включають себе метагабро-діабази (2,02 Млрд. років), великі інтрузивні масиви (батоліти) домінуючого діоритового-гранодіорітового-граніту (2.0-1.97)Млрд. років) кварц-сиенит-граніту (1.8 - 1.75)та Млрд. років) [Аксаментова 1990]. Комплекси порід МПОМ хімічно подібні до аналогічних комплексів сучасних активних окраїн континентів. Структури МПОМ частково приховані відкладами Прип'ятського прогину.



Рис 1.2. Геологічна карта (а) та геологічний розріз верхньої земної (б) за профілем EUROBRIDGE'97 (за матеріалами [Thybo et al. 2003]). Трикутники показують розташування пунктів вибуху. Вертикальний масштаб 1 : 5. Легенда: (1) палеопротерозойські осадові породи; (2) толкачівський комплекс, кварцові

пісковики і сланці (1.7-1.6 млрд. років); (3) пергський комплекс, сублужні лейкограніти (1,76-1,75 млрд. років); (4) коростенський комплекс, рапаківі (1,77 млрд. років); (5) коростенський комплекс, анортозити і габро (1.8-1.76 млрд. років); (6) осніцький комплекс, гранодіорити і сублужні граніти (2.0-1.98 млрд. років); (7) бакинський комплекс, габбронорити, монцодіорити, кварцові монцонити (2,05-1,98 млрд. років); (8) житомирський і уманський комплекси, граніти (2.06-2.02 млрд. років); (9) палеопротерозойські анатектити і мігматити; (10) бердичівський комплекс, чарнокіти (2,1-2,0 млрд. років); (11) бердичівський комплекс, високоглиноземисті граніти і мігматити (2,1 -2,0 млрд. років); (12) Василівська свита, плагіогнейси (2,5 -2,4 млрд. років), архейські; (13) гайворонський (3,1 Га) і літинський (2,8 млрд. років) комплекси, ендербіти; (14) дністерсько-бузький комплекс, грануліти, гнейси, кварцити (> 3,4 млрд. років); (15) глибинні розломи.

Прип'ятський прогин (ПП) є частиною регіонального палеозойськофанерозойського Прип'ять-Дніпровсько-Донецького палеорифту. ПП має довжину близько 280 км і ширину 150 км, та містить до 6 км осадового чохла. Найстаріші осадові формації представлені 200-300 м шарами теригенних і карбонатних порід середнього девону. Найбільш поширені осадові послідовності варіюються за віком від верхнього девону до середнього тріасу і включають в себе теригенні, карбонатні, соленосні вулканогенні породи. Вони утворюють шари потужністю до декількох кілометрів, тоді як наймолодші верстви (від верхнього тріасу до четвертинного) мають потужність тільки 150-200 м [Айзберг и др. 1987; Гарецкий, Клушин 1989]. Історія накопичення осадових порід і їх подальші тектонічні перетворення були обговорені в роботах [Kusznir et al. 1996; Juhlin et al. 1996; Stephenson et al. 2001], де представлено докладну інтерпретацію за даними сейсмічних профілів СГТ у Прип'ятському прогині.

Найдревніші породи *Волинського блоку (ВБ)* представлені комплексами гнейсів палеопротерозойського віку, які зокрема спостерігаються на південносхідній та південно-західній частинах, метаморфізовані фації від амфіболітів до епідот-амфіболітів, з віком формування в діапазоні від 2,4 до 2,1 млрд. років [Щербак и др. 1989, Скобелев и др. 1991]. Молодші породи представлені анатектичними (майже повністю розплавленими) гранітами в численних невеликих масивах і тілах в південних і західних районах області (Житомирський комплекс, 2.06-2.02 Млрд. років). Трохи молодші (2.02-1.98 Млрд. років) інтрузивні комплекси порід могли були сформовані уздовж глибинних розломів, ймовірно пов'язаних з синхронними тектонічними подіями, розташовані далі на північний захід в МПОМ. Виділено багато комплексів порід, які утворилися з різних магматичних джерел і пройшли різний ступінь плавлення. Ці інтрузивні комплекси не являються метаморфізованими та завжди дисонують зі старою вміщуючою літологією. Протягом наступних близько 170 млн років тектонічної стабілізації утворювалися тільки продукти денудації, які були накопиченні в поглибленнях. Кварцовий пісковик, конгломерати та глинясті сланці присутні в північно-західній області регіону.

Коростенський плутон (КП). Раніше вважалося, що цей унікальний шаруватий плутонічний комплекс поширюється на глибину 6 км. Інтерпретація гравітаційного поля та даних сейсмічного методу за відбитими хвилями показують, що кора була в значній мірі прорвана розплавами основного складу [Бухарев 1992]. В роботі [Довбуш и др. 2000] на підставі визначення віку порід за відношенням ізотопів Sm-Nd встановлено, що плавлення нижньої кори, скоріше за все, є важливим фактором для генерації як основних, так і кислих порід в КП.

Різна магматична активність мала місце між 1.8 і 1.73 млрд. років [Верхогляд 1995], що ймовірно викликано наближенням террейнів Фенноскандії і Сарматії [Stepanyuk et al. 1999]. Магматичні гірські породи Коростенського плутону складаються з габро, анортозитів і гранітів рапаківі, а на захід від плутона з суб-лужних лейкогранітів (1.76-1.74 млрд. років). В північній частині Коростенського плутону залягають вулканічні сублужні андезити та ріоліти (1.73 Млрд. років) і осадові породи (кварцові пісковики та сланці). В західній частині Українського стабільною платформою кінця щита, яка стала ДО палеопротерозойської ери, залягають невідомі породи, що утворені пізніше протерозою.

Подільський блок (ПБ) південно-західній знаходиться В частині Українського щита. Його старі геологічні структури супракрастальної (надкорової) Дністерсько-Бузької групи мають вік більший 3.4 млрд. років [Лесная и др. 1995]. Мафічні (основні), і проміжні грануліти цього комплексу поширені в центральній частині ПБ. Дністер-Бузькі комплекси прорвані ендербітовими інтрузіями, вік яких складає приблизно 3.1 та 2.8 млрд. років [Щербак и др. 1989, Лесная и др. 1995]. Бузький комплекс являє собою молоду (близько 2.6 млрд. років) стратифіковану структуру, яка спостерігається в вузьких синформах в основному в південних і центральних частинах ПБ. Бузький і Дністерсько-Бузький комплекси дуже схожі за складом. Різні анатектичні гранітоїди 2.08 -2.02 млрд. років були сформовані на півночі, поруч з ВБ під час палеопротерозойської ери [Щербак и др. 1989, Скобелев и др. 1991; Лесная и др. 1995].

Профіль РАNCAKE [Starostenko et al. 2013а] розташований в західній частині України, проходить в південно-західному напрямку по територях Рівненської, Львівської, Закарпатської областей і виходить в Угорщину. Профіль перетинає південно-східну окраїну Східно-Європейського кратону, гори Карпати, мікропліту Алькапа (Альпи–Карпати–Панонія), Середньо-Угорську тектонічну зону [Csontos, Nagymarosy 1998], (рис. 1.1; рис1.3) та мікропліту Тисія-Дакія. Всі ці тектонічні структури відрізняються між собою як геологічним походженням, так і будовою літосфери та геодинамічною історією. За геологічною шкалою їх вік походження визначається від архею до четвертинного.

Згідно тектонічним картам регіону [Тектоническая карта... 2004; Хаин, 1998] з північного сходу на південний захід профіль перетинає Український щит, Волино-Подільску плиту, Львівський палеозойський прогин і альпійську складчасту споруду Карпат, в якій виділяються такі геоструктурні елементи як Прикарпатський прогин, складчасті Карпати, Закарпатський прогин

Крайня північно-східна ділянка профілю (ПК 585-550) розташована в межах північно-західної частини Українського щита, де найбільш стародавні докембрійські породи кристалічного фундаменту практично виходять на денну поверхню або перекриті малопотужним чохлом четвертинних алювіальноделювіальних відкладів. Кристалічний фундамент складений, в основному, гранітоїдами осницкого та кіровоградсько-житомирського комплексів нижнього протерозою, серед яких у вигляді ксенолітів присутні метаморфізовані осадові та осадово-вулканогенні утворення кльосівскої серії [Геологическая... 1983].



Рис. 1.3. Геологічна карта району досліджень профілю РАNCAKE (за матеріалами [Starostenko et al. 2013а]).

Вказані комплекси порід кристалічної основи складають і західний схил УЩ. Територія, що перетинається профілем в районі пікетів (ПК 450-410), виділяється як Волино-Подільський прогин [Тектоническая карта... 2007]. Останній, очевидно, входив до складу грабеноподібного прогину північносхідного залягання, який був утворений в період початкового етапу платформного існування даного району. В його межах розвинені найбільш стародавні осадові утворення поліської серії [Семененко 1972]. Кристалічний фундамент цього району поступово занурюється в західному напрямку та на відстані ПК 510-500 досягає глибин 500 м, де спостерігається різке збільшення глибини його залягання. Тут же спостерігається розвиток порід трапової формації, яка представлена пластовими інтрузіями, дайками і покривами базальтів, порфіритів, утворення яких пов'язане з існуванням глибинних розломів.

На південний захід від вказаної ділянки профіль перетинає територію, що виділяється як Волино-Подільська моноклиналь (ПК 500-430), в межах якої кристалічний фундамент моноклинально занурюється в тому ж напрямку.

Фактично, вказана територія аж до південно-західної межі (межа з Прикарпатським прогином, ПК 280) характеризується як Волино-Подільска окраїна Східно-Європейської платформи (Волино-Подільска плита), яка ускладнена Львівським палеозойським прогином [Семененко 1972; Завьялов и др. 1966]. Східна межа останнього умовно проводиться по лінії виходу девонських відкладів палеозою в районі пікету 430 км.

В цілому для всієї території характерне накопичення осадових порід палеозою (з деякими перервами в осадконакопиченні в ордовіку та кінці раннього девону) аж до появи теригенних відкладів середнього карбону.

Територія Львівського прогину розділена зоною Устілуг-Рогатинського глибинного розлому на дві частини: східну та західну, в межах яких відкладалися різні по генезису осадові породи. У східній частині кристалічний фундамент поступово занурюється в західному, південно-західному напрямі. У цьому ж напрямі збільшується потужність осадків. Моноклинальне падіння осадового чохла в незначній мірі ускладнене наявністю невеликих підняттів, флексурних вигинів, які обумовлені блоковими рухами кристалічного фундаменту. Ці рухи пов'язані з розривними порушеннями північно-західного простягання.

Західна частина западини, яка занурена найбільше, характеризується різким зростанням потужності осадових порід, що представлені геосинклінальними фаціями. В результаті герцинського тектоногенезу осадові товщі західної частини піддавалися інтенсивним складчастим деформаціям з утворенням систем скидів та насувів. Найбільш сильні складчасті деформації зафіксовані в крайній південно-західній частині западини, яка по Нестеровському розлому насунена в північно-східному напрямку на решту частини западини. Ця ділянка з південного заходу обмежена Рава-Руським розломом, по якому в бік Львівського прогину насунений складно побудований район, що виділяється як Рава-Руська зона. Остання з південного заходу обмежена Городоцьким розломом, який відокремлює від неї Прикарпатський прогин.

Прикарпатський прогин (ПК 280-235), як і розташовані на південний захід від нього геологічні структури Складчастих Карпат і Закарпатської западини, входять до складу альпійської складчастої споруди та відрізняються між собою особливостями тектоніки та історією їх формування [Завьялов и др. 1966; Глушко 1968, 1994; Вялов и др. 1966]. У складі прогину виділяються три зони: зовнішня, центральна і внутрішня.

Зовнішня (Більче-Волицька) зона утворена слабо дислокованими мелясовими відкладами верхнього міоцену, що залягають на осадових породах палеозою і мезозою. В межах зони виділяється декілька структур, які розділені поперечними та поздовжніми розломами і відрізняються між собою будовою донеогенового фундаменту та потужністю неогенових відкладів. На поверхні межа цієї зони пов'язана з лінією насуву центральної Самбірської зони (Самбірський покрив), в будові якої беруть участь відклади середнього міоцену. За визначенням В. В. Глушко [Глушко 1994], Самбірський покрив - «це крупний синклінорій, який відірваний від свого коріння, і у вигляді покриву переміщений на північний схід на відстань 15-20 км». Його південно-західною межею служить лінія насуву внутрішньої Бориславсько-Покутської зони. Остання розглядається як високо піднята внутрішня частина прогину (антиклінорій), у якої складки з крутими крилами перекинуті та насунені одна на одну в північно-східному напрямку. У склепіннях складок на поверхні відслонюються породи верхньої крейди, в той час як крила складені осадовими породами палеогену.

Далі на південний захід (ПК 235-145) профіль проходить через Складчасті Карпати, які представляють собою систему тектонічних покривів. Вони утворені складно дислокованими осадовими породами крейди, палеогену, нижнього неогену. З північного сходу на південний захід профіль перетинає Скибову, Кросненську, Дуклянську та Поркулецьку зони (покриви).

Скибова зона – одна з найкрупніших структур Флішевих Карпат. Вона включає декілька крупних луск, практично не порушених поперечними розривами, і складених флішовими піщано-глинистими відкладами крейди та нижнього палеогену (палеоцену).

Кросненська зона представляє собою центральний синклінорій, складений, головним чином, породами верхнього палеогену (олігоцену). В її межах встановлено декілька скиб, насунених одна на одну, які складені породами нижньої крейди-палеогену. Головною особливістю Поркулецької зони є піщаний комплекс порід альба (нижня крейда), верхньої крейди та палеоцену (нижній палеоген), що складають єдину товщу без явних ознак перерви в накопиченні осадів. У північно-західній частині зони породи приховані під покривом південносхідного закінчення Магурської зони. Остання на поверхні складена осадовими породами еоцену (середній палеоген).

На південний захід від Поркулецької зони простягається вузька смуга Пенінської зони (Пенінський кліповий пояс), що відокремлює Складчасті Карпати від Закарпатського прогину. Цей пояс є типовим тектонічним меланжевим насувом в напрямку Зовнішніх Карпат [Тектоническая... 2007]. Він характеризується наявністю глиб юрських порід, які ізольовані від свого коріння. Вони відслонюються серед крейдових і палеогенових відкладів. У деяких місцях, зокрема в районі профілю, вони перекриті вулканогенними породами Вигорлат-Гутинської гряди.

Південно-західна частина профілю (ПК 145-100) в межах України перетинає Закарпатський прогин, який відокремлений від Пенінської зони крупним розломом. Вигорлат-Гутинська гряда розташована в північно-східній частині прогину і представляє собою комплекс ефузивних порід середнього та основного складу, що утворені в результаті вулканічної діяльності, котра пов'язана з активізацією Закарпатського глибинного розлому.

У тектонічному плані прогин ділиться на дві западини - Чоп-Мукачівську

та Солотвінську, які відрізняються між собою будовою фундаменту та складом неогенових відкладів. У будові Чоп-Мукачівської западини, яку перетинає профіль, беруть участь мелясові відклади неогену (глини, аргіліти, пісковики, що включають пірокластичні та ефузивні породи). Сумарна потужність неогенових відкладів досягає 3000-4000 м. Фундаментом неогенових відкладів слугують дислоковані породи мезозою (тріас, юра, крейда), які насунуті в північно-східному напрямі на осадові породи Пенінської зони. У північно-східній частині западини під неогеном розкриті кристалічні сланці, які **УМОВНО** вважаються палеозойськими. Найбільш глибоке залягання фундаменту, який має систему розривів північно-західного спрямування, відзначається в північно-східній частині западини. У південно-західному напрямі спостерігається поступове його здіймання, де границя западини оконтурена системою горстових підняттів Берегівського холмогір'я. Південно-західна межа горстових підняттів різко обмежена розломом північно-західного простягання, який відокремлює Закарпатський прогин від Паннонської западини.

Паннонська западина входить до складу внутрішньокарпатських западин, в будові яких головне значення мають відклади неогену (Паннонська неогенова западина), загальна потужність яких перевищує 2000-3000 м [Глушко 1994]. Фундамент западини розбитий на блоки зонами тектонічних порушень, у зв'язку з чим він має неоднорідну будову. У фундаменті западини виділяються три основні блоки (західний, центральний, східний), що розділені глибинними розломами північно-східного простягання. Верхня частина блоків фундаменту складена різновіковими утвореннями палеозою, мезозою, палеогену. Центральний блок, в межах якого проходить профіль, виділяється як «Дебреценська складчаста область», в будові якої беруть участь дислоковані породи палеозою-мезозою. У свою чергу, системою розломів північно-західного простягання, фундамент западини розбитий на блоки вищого рангу, які відрізняються між собою амплітудою вертикальних переміщень і потужністю неогенових відкладів. Зокрема, на південний захід від горстових підняттів «Берегівського холмогір'я», профіль перетинає Сатмарську улоговину, в якій потужність неогену перевищує 6 км [Глушко 1994].

Походження Карпатсько-Паннонського регіону досі є спірним. За думкою деяким авторів, наприклад, [Horváth 1993; Fodor et al. 1999], він сформувався в третинний час у результаті субдукції океанічної літосфери під мікроплити Алькапа та Тисія-Дакія, та закриттям залишків океану Магура між цими плитами та СЄП. Альтернативні погляди на формування Паннонського басейну включають такі, що пов'язані зі стиханням рифтогенезу [Huismans et al. 2001], з астеносферним потоком, що був викликаний колізією в Альпах [Cloetingh et al. 2004; Kovács et al. 2012] або гравітаційною нестійкістю [Gemmer and Houseman 2007].

Оскільки ПБ покритий міоцен-пліоценовими відкладами різної потужності (від 0-4 до 6-7 км), латеральне простягання та структура дотретинного фундаменту на північно-східній частині мікроплити Алькапа невідомі. Дотретинний фундамент, як відомо за даними буріння свердловин, під шарами третинного осадового чохла складений в основному мезозойськими карбонатними відкладами [Kovács et al. 2000].

Профіль DOBRE-4 [Starostenko et al. 2013b] проходить уздовж північнозахідного узбережжя Чорного моря (рис. 1.1; рис. 1.4). На південному заході (на інтервалі відстаней по профілю приблизно від 40 до 120 км) він починається від Нижнєпрутського собою виступу, ЩО представляє похований фрагмент альпійсько-герцинського складчастого поясу Північної Добруджі (на схід від нульової відмітки) разом із Переддобруджінським прогином (ПДП). Згідно сучасному тектонічному поділу [Тектоническая... 2007] вони відносяться до західного сегменту Скіфської плити. Далі на північний схід профіль перетинає Південноукраїнську моноклиналь (на інтервалі між відмітками приблизно 120 та 315 км) з відкладами від пізнього протерозою до палеозою та крейда-неогеновим осадовим чохлом на південному заході Східно-Європейської платформи. Ще далі на північний схід він входить в межі Українського щита (на відмітках 365 – 500 км), де протерозойські та архейські кристалічні породи виступають на поверхню на відстанях приблизно 400 – 500 км. Профіль закінчується поблизу Кривого Рогу на Українському щиті.



Рис.1.4. Тектонічна схема району дослідження профілю DOBRE-4. ПдМб – Подольський мегаблок, СпдМб –Средньопридніпровський мегаблок, ЦД – Центральна Добруджа, ГШЗ – Голованівська шовная зона, ІКШЗ - Інгулецько-Криворізька шовная зона. Зони розломів: 1-Кагульсько-Ізмаїльська, 2-Одеська, 3-Гвоздавська, 4-Первомайська, 5-Звенигородсько-Братська, 6-Трансрегіональний тектонічний шов Херсон-Смоленськ (ТРТШХС), 7-Кіровоградська, 8-Конкська, 9-Западноінгулецька, 10-Криворізько-Кременчузька, 11-Тальнівська, 12-Печенега-Камена.

Основна частина Добруджі належить Румунії, й тільки Нижнєпрутський виступ (підняття) Північної Добруджі (НППнД) знаходиться в Україні. Фундамент НППнД, що виходить на поверхню в районі селища Орловка, а в межах профілю

максимально піднімається до рівня близько 1000 м (рис. 1.4).

У північно-східному напрямку фундамент НППнД занурюється до глибини близько 2000 м, а на відстані біля 30 км від початку профілю щаблеподібно (з амплітудою близько 1000 м) переходить в фундамент ПДП. Поблизу поверхні (в 10 км на північний захід від пункту ПВ15101) осадово-вулканогенні комплекси НППнД по Кагульско-Ізмаїльській зоні розломів насунені на ПДП. Північна межа останнього проходить в 30 км від пункту вибуху ПВ15104, тобто в межах профілю DOBRE 4 його ширина становить близько 120 км.

За даними КМПВ максимальне занурення фундаменту ПДП (4700 м) уздовж профілю DOBRE 4 спостерігається в 50 км на північний схід від точки, що знаходиться на профілі на відмітці приблизно 40 км. Воно має V-подібну форму в розрізі, супроводжується цілою серією розривних порушень і тому вважається межею Східно-Європейського кратону (СЄК).

Фундамент прогину, що залягає на глибинах від 4700 до 1700 м (на північному сході) представлений архей-нижнєпротерозойськими та рифейвендськими комплексами, які були сильно деформовані та мігматизовані ще в добайкальську та байкальську епохи тектогенезу. На байкальському фундаменті залягають слабо дислокована в герцинському тектонічному циклі теригенна, теригенної-глиниста та карбонатна товщі кембрію - девону потужністю від 600 до 1200 м, а на останньому, тобто на герцинському фундаменті - недислоковані або слабо дислоковані відклади середньої та верхньої юри (континентальні лагунні теригенні, теригенно-глинисті та карбонатні формації) потужністю від декількох десятків метрів біля північно-східного борту ПДП до понад 2000 м біля краю ССК. На юрських відкладах неузгоджено та горизонтально залягають мілководна карбонатно-теригенна та теригенно - глиниста формації верхньої крейди-квартера потужністю від 0 до 1000 м.

Таким чином, тектонічний розвиток ПДП практично повністю відповідає етапам формування Скіфської плити (епіорогенної зони, згідно [Тектоническая... 2007]).

Південноукраїнська моноклиналь (Причорноморська западина), в яку

плавно на північний схід переходить ПДП, займає вздовж профілю ширину 200 км (до відмітки приблизно 315 км). До меридіану м. Одеси моноклиналь складена тими ж комплексами, що й ПДП, які залягають субгоризонтально (під кутом не більше 1°), послідовно виклинюючись в сторону Українського щита (УЩ). На схід від цієї лінії розріз осадового чохла представлений в основному відкладами крейди-антропогену.

Південний схил УЩ часто не відділяється від самого УЩ, оскільки геофізичні методи дозволяють виділяти в його межах структури, що простежуються з відкритої частини. Він окреслюється на тій підставі, що під малопотужним (до 200-300 м) неоген-четвертинним чохлом в річкових долинах розкриваються породи крейди, а не фундаменту. На профілі DOBRE 4 південний схил УЩ простежується на відстані ~ 60 км (20 км на північний схід від пункту ПВ15109).

Відрізку профілю DOBRE 4 між пунктами ПВ15106 - ПВ15112 слід приділити особливу увагу, оскільки тут профіль перетинає Інгульський мегаблок СЄК, який відіграє важливу роль як в геодинамічному, так і металогенічному відношенні. Хоча Південноукраїнська моноклиналь і Південний схил УЩ були вже охарактеризовані, а відкрита частина УЩ - ще ні, потрібно відзначити, що такі важливі тектонічні структури, як Одеська, Тальнівська, Врадіївська, Першотравнева, Звенигородсько-Братська зони розломів і Голованівська шовна зона (ГШЗ), простежуються з відкритої частини щита на південному схилі та в моноклиналі досить чітко. Тому їх розгляд уздовж профілю може ґрунтуватися на відомих матеріалах по відкритій частині, а також за даними геотраверсів IV і VIII. Крім того, профіль перетинає Інгульський мегаблок і на щиті - між відмітками приблизно 400 – 500 км.

Профіль DOBRE-5 проходить зі сходу на захід через молоду Скіфську плиту (СП) між південним краєм СЄК на півночі та альпійськосередземноморським орогенним поясом на півдні. Структурний і геодинамічний розвиток регіону пов'язаний з венд-фанерозойською активацією південного краю кратону та еволюцією палео-, мезо- і нео- Тетісу [Круглов, Цыпко 1988; Никишин и др. 2001, Nikishin et al. 1998, 2001, 2011; Saintot et al. 2006a; 2006b, Seghedi 2001, 2012]. Основні тектонічні одиниці досліджуваного регіону складають Переддобруджінський прогин і СП з гетерогенним складчастим фундаментом, який включає шельф Чорного моря, Кримський півострів, що обмежується на південному сході Кримськими горами. Кримські гори в свою чергу утворилися як частина орогенного поясу Крим - Великий Кавказ, Азовське море і південний схил архейсько-нижнєпротерозойського Східно-Європейського кратона (СЄК) (рис. 1.5). На півдні глибоководна частина Чорного моря складається з двох суббасейнів з тонкою високошвидкісною суб-океанічною корою або витонченою континентальною корою з глибиною Moxo 20-23 км [Starostenko et al. 2004. Yegorova et al. 2010a, 2010b, 2013].



Рис. 1.5. . Тектонічна схема району досліджень профілю DOBRE-5 (за матеріалами робіт [Okay, Tuysuz 1999; Dinu et al. 2005; Khriachtchevskaia et al. 2010; Seghedi 2012; Munteanu et al. 2011; Starostenko et al. 2015]). Регіональні

глибинні розломи: АF, Азовський; BF, Бістрийський; CIF, Кагул-Ізмаїльський; COF, Капідава-Овідійський; FF, Феодосійський; GF, Голіцинський; OPF, Горіхово-Павлоградський; PCF, Печенега-Камена; SGF, Сфанту Георга; STF, Суліна-Тарханкутський, VF, Васлуївський [Соллогуб 1986; Dinu et al. 2005; Munteanu et al. 2011; Seghedi 2012].

Переддобруджінська частина включає в себе Нижнєпрутський виступ і Переддобруджінський прогин (рис. 1.5). Нижнєпрутський виступ є похованим фрагментом альпійсько-варійського орогенного поясу Північної Добруджі, який відділений від Переддобруджінського прогину Кагул-Ізмаїльським розломом 1984]. Нижнєпрутський виступ складають палеозой-ріфейські [Слюсарь метаморфізовані породи та ранньо-мезозойські формації, які утворюють систему лінійних складок північно-західного простягання, ускладнену тектонічними рухами випинання та насувів [Круглов, Цыпко 1988; Seghedi 2001, 2012]. Північна Добруджа з фундаментом, що включає палеозойські метаморфічні комплекси, містить як варійсько-альпійські (кіммерійські) деформації, так і магматизм та метаморфізм [Balintoni et al. 2010; Seghedi 2001, 2012]. Вона відділена від Мезийської платформи Центральної Добруджі вздовж розлому Печенега-Камена.

Переддобруджінський прогин, який розташований вздовж кордону СЄК і Північної Добруджі, має складну структуру земної кори в результаті його активації під час вендського-мезозойської часу [Ермаков, Вольфман 1986]. На півночі, прогин був сформований на кристалічному фундаменті СЄК, а на півдні – на фундаменті Північної Добруджі. Він являє собою інвертований мезозойський басейн глибиною до 10 км, який накладено на дотріасові зім'яті шари від пізньонеопротерозойського до девонського віку [за Seghedi 2001, 2012], і який залягає на неопротерозойському або старішому кристалічному фундаменті. Тектонічне походження прогину є невизначеним; це може бути або західний сегмент СП з фундаментом, який поховано під кайнозойськими осадовими товщами [Nikishin et al. 2003; Seghedi 2001, 2012], або прогин Північної Добруджі [Хаин 1977; Чекунов 1994]. На основі свердловинних даних, породи осадового басейну включають у себе відклади від пізньонеопротерозойських до пермських [Seghedi 2001, 2012] і мезозойські послідовності, включаючи тріас вулканічні породи та юрські чорні сланці та карбонати [Газизова 2009; Иванова 2011]. Останні були накопичені в пізньому юрському — ранньому крейдовому періоді [Hippolite 2002; Газизова 2009] та були перекриті відкладами палеогену [Galetsky 2007; Seghedi 2012].

Далі на схід профіль DOBRE-5 перетинає СП на Одеському шельфі та Кримському півострові. Вважається, що гетерогенний байкальско-кіммерійський складчастий фундамент СП [Круглов, Цыпко 1988, Хаин 1977] був деформований впродовж варійського тектонічного циклу [Муратов и др. 1968; Муратов 1969; Милановский 1991; Nikishin et al. 2001, 1998; Natal`in & Sengör 2005]. Це, можливо, привело до формування однієї основної структурної одиниці на кінець середньої юри [Natal`in & Sengör 2005]. На румунському шельфі Чорного моря фундамент складається із зелених сланців пізнього палеозою та сланців молодшого осадового комплексу, пісковиків і вапняків із відповідними магматичними породами [Dinu et al. 2005]. Ці комплекси порід також можуть представляти собою дещо тектонізовану окраїну СЄК [Хаин 1977; Круглов, Цыпко 1988; Милановский 1996; Okay et al. 1994; Roinson et al. 1996], Недавні дослідження [Stephenson et al. 2004; Saintot et al. 2006b; Gee & Stephenson 2006] розглядають СП в якості південного продовження СЄК з докембрійським фундаментом, що пізніше був перероблений впродовж неопротерозойських і ранніх палеозойських тектонічних подій.

Точне місце та характер північних, західних та південних меж СП та її основних компонентів, а також точний вік її фундаменту та глибинної структури все ще погано відомі та залишаються предметом дискусій. На півночі шовна зона між давньою (СЄК) і молодшою платформою (СП) повинна узгоджуватися з системами грабенів і напівграбенів, які розповсюджені по лінії зі сходу на захід [Круглов, Цыпко 1988; Khriachtchevskaia *et al.* 2010; Saintot *et al*, 2006а, 2006b; Yegorova *et al.* 2010а, 2010b], (рис.1.5) ймовірно, уздовж пропонованої основної зони розломів, зокрема, розломів Голіцина та Азовського. На південному заході

СП обмежена розломом Сфанту Георга, відокремлюючи Переддобруджінський прогин від Північної Добруджі [Seghedi 2012] та її берегове продовження на сході (рис. 1.5). Далі на схід південний кордон СП проходить вздовж континентального схилу глибоководного басейну Чорного моря.

На південному схилі СЄК кристалічний фундамент поступово занурюється в південному напрямку від глибини в кілька сотень метрів до 2-5 км і більше [Круглов, Цыпко 1988]. Його продовженням на морській ділянці є фундамент Одеського шельфу Чорного моря, який розбурено свердловинами. Пермські червоні комплекси вздовж південного краю континентального схилу можуть свідчити про існування Прискіфської краєвої западини, яка простягається від Каспійського моря до південної частини Переддобруджінського прогину. Довжина її складає більше ніж 2000 км, а ширина – близько 50-100 км [Юдин 2008]. Тим не менше, присутність шарів карбону - ранньої пермі також може вказувати на пермський прогин мелясового комплексу вздовж південної окраїни старої платформи [Nikishin *et al.* 2011].

Каркінітський прогин є частиною системи рифтових басейнів в межах СП, які у східному напрямку переходять у Північно-Кримський прогин і Північний Азовський прогин (рис. 1.5), який заповнений потужними крейдовими та палеогеновими осадовими послідовностями товщиною 3000 м [Khriachtchevskaia *et al.* 2010]. У південній частині Азовського моря та більшій частині Керченського півострова виникла Індоло-Кубанська западина, швидше за все, в олігоценіміоцені, одночасно з підняттям і формуванням Великого Кавказу та гір Південного Криму [Denega *et al.* 1998].

Каркінітський і Північно-Кримський прогини разом з Індоло-Кубанським і Керченсько-Таманським прогинами являють собою систему западин, які можуть визначати контактну зону між СЄК і СП (рис. 1.5). Вони заповнені олігоценчетвертинними відкладами потужністю в 6 км [Туголесов и др. 1985]. Відклади меляси олігоценового - раннього міоценового віку (майкопська серія) домінують в розрізі Індоло-Кубанського та Керченсько-Таманського прогинів. Ці відклади були накопичені в прогинах Кримських гір і Північно-Західного Великого Кавказу завдяки ерозії матеріалу зі схилів гірських хребтів на півдні та з Українського щита на півночі [Nikishin *et al.* 2011]. Каркінітський прогин відділений від СЄК розломом Голіцина (рис. 1.5). На півдні Каркінітський прогин закінчується на Каламітському хребті — виступі палеозойського-юрського фундаменту, який перекритий тонкими крейдовими та олігоценовими осадовими товщами [Denega *et.al.* 1998].

Центральне Кримське Підняття складається з ланцюжка локальних вигинів, які розділені невеликими западинами. Його фундамент, який складають пізні байкальські зелені сланці рифей-кембрійського віку [Круглов, Цыпко 1988; Муратов и др. 1968; Никишин и др. 2001], перекривається породами варійського комплексу, що були слабо метаморфізовані. В цілому він схожий з Карапелітовою формацією Північної Добруджі та вершиною Рено-Герцинського регіону Західної Європи [Муратов 1969; Муратов и др. 1968]. Формації карбонового ніжнєтріасового віку з верхньої частини варійського комплексу класифікуються як верхні меляси [Круглов, Цыпко 1988]. Пізньопалеозойський магматизм на локальних підняттях може бути пов'язаний з палеозойський орогенним магматизмом на Кавказі та Добруджі [Белов 1981]. Кіммерійський (середній тріас – середня юра) комплекс включає в себе теригенні флішові глини та вулканічні формації, які перекривають фундамент Каркінітського та Північно-Кримського прогинів.

1.2 Вивченість районів проведення сучасних ширококутних зондувань сейсмічними методами, які застосовувалися у попередні роки

Геофізичні дослідження, в першу чергу сейсмічними методами, відіграють провідну роль у вивченні глибинної будови та історії розвитку земної кори та верхньої мантії, як в масштабах усієї планети загалом, так і на території України зокрема. Регіональні сейсмічні дослідження методами глибинного сейсмічного зондування, кореляційного методу заломлених хвиль, методу відбитих хвиль та спільної глибинної точки в межах України розпочалися з другої половини 50-х років. В меншій мірі застосовувалися магніторозвідувальні, електророзвідувальні,

гравіметричні та геоакустичні дослідження. В ряді свердловин, що були пробурені, зокрема, в Чорному морі та Дніпровсько-Донецькій западині, проводились промислово-геофізичні дослідження разом з вертикальним сейсмічним профілюванням та сейсмокаротажем в окремих свердловинах. На основі геологічної інтерпретації даних геофізичних досліджень були отримані перші уявлення про глибинну будову регіону, визначена потужність товщі осадових порід та описані основні тектонічні структури на півдні, такі як Каркінітський прогин, Чорноморська западина, Кілійсько-Зміїне підняття та багато інших, мова про які піде нижче.



Рис. 1.6. Карта розташування профілю ГСЗ EUROBRIDGE'97 і його перетин з попереднім профілем EUROBRIDGE'96 (за матеріалами [Thybo et al.

2003]). Також показані Попередні регіональні профілі глибинного сейсмічного зондування, які відпрацьовані в районі досліджень. На карті-вставці показано розташування всіх профілів EUROBRIDGE. Товсті пунктирні лінії вказують на розташування приповерхневих шовних зон, що відокремлюють Фенноскандію від Сарматії та Східно-Європейський кратон від палеозойської Європи (Tesz). Зірочки представляють пункти вибуху профілю EUROBRIDGE'97. Скорочення: KNM-Корсунь-Новомиргородський масив; KP-Коростенський плутон; NM- масив Новоукраїнка, Tesz-Tpanc'європейська шовна зона.

Профіль EUROBRIDGE'97 перетинає профіль EUROBRIDGE'96 (EUROBRIDGE... 1999) між пунктами вибуху ПВ6 і ПВ7 в Прип'ятському прогині (рис. 1.6). У точці перетину швидкісна модель, яка розрахована за попереднім профілем, показує звичайний швидкісний розріз, який близький до очікуваної тришарового структури земного кори докембрійського кратону [Meissner 1986], хоча й відносно складний. Швидкості окремих шарів кристалічної кори під приблизно 4-км товщею осадових послідовностей складають приблизно 6.25 км/с до глибини 12 км, 6.4 км/с до глибини 15 км, 6.65 км/с до глибини 28 км і 7.0 км/с до глибини 49 км. Виглядає так, що середня кора складається з двох основних шарів, а нижня кора має сильні відбиваючі властивості при широких кутах падіння за променями сейсмічних хвиль. Виражений субгоризонтальний відбивач у мантії був змодельований на глибині приблизно 60 км на відстані 250 км від початку профілю. Наразі невідомо, чи є це поверхня зміни швидкості на більшу, чи меншу, бо зареєструвати та проаналізувати заломлені хвилі під цією поверхнею не вдалося. За амплітудою відбитих хвиль можна сказати, що на цій поверхні присутній значний контраст швидкостей в підстиляючій та перекриваючій верствах, тому рефлектор показано смугою з великим перепадом сейсмічної швидкості в самій верхній мантії. В роботі [Kozlovskaya et al. 2002] представлені результати гравітаційного моделювання для щільності та її петрофізична інтерпретація вздовж профілів EUROBRIDGE'95 і '96.

В попередні роки область дослідження була покрита порівняно щільною

сіткою профілів ГСЗ, які в основному відпрацьовувалися на відстанях джерелоприймач (виносах) менших ніж 150 км. Результати цих досліджень викладені в роботі [Соллогуб 1982]. Профіль EUROBRIDGE'97 розташований в безпосередній близькості від чотирьох попередніх профілів ГСЗ і глибоких сейсмічних профілів СГТ у Білорусі. Це більш ранні профілі: Гродно-Старобін і СГТ сейсмічні профілі за відбитими хвилями III і VIII, які перетинають Прип'ятський прогин [Каратаев и др. 1993].



Рис. 1.7. Сейсмічний розріз СГТ з близьким до вертикального падінням відбитих хвиль профілю VIII перетворений в профіль глибини (за матеріалами [Juhlin et al. 1996; Stephenson et al. 2001]. Профіль відпрацьовано паралельно профілю EUROBRIDGE'97 на відстані приблизно 25 км. (А) Накладення показує інтерпретацію основних блоків земної кори. У Прип'ятській западині показані

круті глибинні розломи земної кори, і високорефлективна нижня кора над відбиттям від поверхні Мохо, яке визначається в якості нижнього припинення корової високорефлективної спроможності. (Б) Вихідний сейсмічний розріз СГТ. Скорочення: ОМІВ- магматичний пояс Осніцьк-Мікашевичі; RLCвисокорефлективна нижня кора; UkS-Український щит; UM-верхня мантія.

Інтерпретація глибинної структури земної кори уздовж профілів III і VIII (рис. 1.7) показує систему глибоких лістричних розломів у безпосередній близькості від Прип'ятського прогину і двох відбивачів на глибинах 35 і 47-50 км [Juhlin et al. 1996; Stephenson et al. 2001]. Крім того, були виявлені зони з незвично низькою сейсмічною швидкістю в нижній корі та під Мохо, про що говориться в роботі [Гарецкий, Клушин 1989]. Зона між двома відбивачами має сильні рефлекційні властивості, що досить часто спостерігається в екстенсіональних областях, які підпадають під деформації розтягання. З використанням нових даних за заломленими хвилями можна стверджувати, що Мохо відповідає нижньому з двох відбиваючих горизонтів.

В межах північного регіону Прип'ятського прогину середня швидкість Рхвиль в осадовому чохлі описується співвідношенням: V = $2250 \text{ м/c} + 0,397*Z/c}$, де Z - глибина [Белинский и др. 1984]. Південний регіон Прип'ятського прогину є більш складним завдяки наявності соленосних відкладів, які зазвичай мають високу швидкість і щільність, що контрастує з оточуючими породами. Глибина до поверхні солі знаходиться в діапазоні від 400 до 2600 м, а бокові границі мають круті кути падіння. Існування соляної тектоніки, як правило, значно ускладнює інтерпретацію даних ГСЗ, бо поперечний розмір соляних куполів часто буває меншим ніж 4 км, який можна співставляти з відстанню між точками спостереження. Швидкість сейсмічних хвиль у шарах між поверхнею солі та фундаментом складає приблизно 3800-4500 м/с. Поверхня фундаменту має мозаїчну структуру із блоків з різним кутом нахилу. Загальна оцінка середньої швидкості в осадовому чохлі не може бути забезпечена з причини наявності соляних структур і топографії поверхні фундаменту. Середня швидкість в осадових породах, які накопичувались після відкладів солі, розраховується за формулою V = 1800 м/с + 0,42* Z/с, де Z – глибина [Белинский и др. 1984].

Профіль EUROBRIDGE'97 перетинає ГСЗ профілі II і VI на відмітках 313 і 441 км (рис. 1), на яких були зроблені сейсмічні записи в діапазоні частоти 7-30 Гц, а відстані між сейсмографами були 100-200 м, що забезпечило високу роздільну здатність моделей сейсмічних швидкостей, які були розраховані за матеріалами цих профілів. Вертикальна складова сейсмічних хвиль була записана до максимальних виносів від пункту збудження до 220 км. Профіль II перетинає профіль EUROBRIDGE'97 в південній частині Коростенського плутону (КП). Модель швидкості за поздовжніми хвилями показує, що земна кора в області КП має значно вищі швидкості ніж в суміжних областях [Ильченко 1985; Ильченко, Калюжная 1998]. Зона чергування шарів з низькою та високою швидкістю була змодельована до глибини 20 км з використанням відповідних різких затримок у кривих часу пробігу. Розраховані низькошвидкісні шари є більшими за потужністю (1-4 км, швидкість 5.8-6.2 км/с) ніж шари з високою швидкістю (потужність 1-2 км, швидкість 6.5-6.95 км/с), і їм властиві більші зміни в потужності вздовж профілю. Бічний позитивний контраст швидкості в породах КП по відношенню до швидкості в породах оточуючих блоків становить 0,6 км/с у верхній частині кристалічного фундаменту та 0.35 км/с на глибині 20 км. Зона збільшеної швидкості в межах цього інтервалу глибини розширюється від 33 до 85 км. Високошвидкісні шари можуть складатися з основних мафічних порід. Швидкісна модель нижче глибини 20 км побудована на основі єдиного сильного відбиття, яке інтерпретується, як відбиття РмР від поверхні Мохо. У зареєстрованому хвильовому полі проявляється зона підвищеної відносно постійної швидкості 6.95-7.0 км/с з шириною 70 км. В прилеглих районах в тому ж діапазоні глибин швидкості поздовжніх хвиль складають приблизно 6.6-6.95 км/с. Поверхня Мохо змодельована на глибині 37-39 км, а швидкість заломлених поздовжніх Р-хвиль у самій верхній частині мантії вважається 7.9-8.2 км/с. У верхній мантії побудовано кілька відбиваючих майданчиків, які в швидкісній моделі розміщені на глибинах від 2 до 6 км нижче поверхні Мохо. Однак, нові результати моделювання за профілем EUROBRIDGE'97 за заломленими хвилями з одного і того ж інтервалу глибин показують, що границею Мохо може бути верхня межа шару нижньої земної кори з високою швидкістю, яка перевищує значення 7.0 км/с, а ті відбиваючі майданчики, що називається «мантійними рефлекторами» можуть знаходитися в найнижчих ділянках кори, що буде обговорено нижче в наступних розділах.

Геотраверс VI перетинає профіль EUROBRIDGE'97 в межах Подільського блоку (ПБ). Швидкісна модель, що отримана за даними заломлених хвиль по профілю VI [Соллогуб и др. 1988], показує низький вертикальний градієнт швидкості, де зареєстроване зростання від 6.1-6.2 км/с у верхній частині фундаменту до 6.4 на розриві першого порядку, що задокументовано на глибині 21 км. Нижче цього розриву на швидкісній моделі спостерігається високий вертикальний градієнт швидкості, яка пропонується для нижньої кори в діапазоні від 6.5 до 7.2 км/с безпосередньо над границею Мохо на глибині 52-54 км. При цьому потужність земної кори визначена на підставі тільки відбиття РмР. Швидкість поздовжніх хвиль у верхній мантії складає приблизно 8.4-8.5 км/с. Вона визначена за заломленнями нижче поверхні Мохо.

На протязі 1970-1980 років поруч з профілем PANCAKE [Starostenko et al. 2013а] були проведені роботи за геотраверсами III, IV та VI [Соллогуб и др. 1988] за методикою глибинного сейсмічного зондування (Рис. 1.8). А в кінці 90-х на відповідній Східно-Європейського частині кратону були відпрацьовані сейсмічні глибинні зондування за проектом EUROBRIDGE ширококутні [EUROBRIDGE..., 1999; Thybo et al. 2003]. Відпрацьований у попередні роки геотраверс III, положення якого зміщено приблизно на 50 км у східному напрямку та майже паралельне до профілю PANCAKE, (Рис. 1.9), надав перші уявлення про глибинну будову Закарпатського прогину, Східних Карпат, Передкарпатського прогину та південно-західного схилу Українського щита [Соллогуб и др. 1988].



Рис. 1.8. Розташування профілю PANCAKE (за матеріалами [Starostenko et al., 2013а], використана у [Коломієць, 2015]) та геотраверсів ГСЗ на ділянці досліджень. Зірками позначено пункти вибуху, червоними кружками позначені сейсмічні станції сучасних широкутних сейсмічних зондувань; чорними лініями показані старі геотраверси ГСЗ. На врізці – ділянка досліджень на карті Європи.

Проте, основу цих досліджень складали відбиті хвилі, на реєстрацію яких була направлена система спостережень, що застосовувалася у польових дослідженнях. Впродовж аналізу хвильового поля виділялися та корелювалися здебільшого сейсмічні фази, що відповідали відбитим хвилям, і, в результаті чого, за даними досліджень ГСЗ одержували в основному інформацію про геометрію відбиваючих границь у сейсмічному розрізі та граничні швидкості. Розподіл шарових швидкостей з латеральними та глибинними змінами характеристик на



відміну від сучасних підходів в інтерпретації даних не визначався.

Рис.1.9. Годографи та глибинний розріз за Геотраверсом II на ділянці Берегове-Шепетівка [Соллогуб и др. 1988].

Геологічна будова Паннонського басейну та Карпат вивчалася за допомогою ряду ширококутних сейсмічних профілів за проектом CELEBRATION 2000 [Guterch et al. 2001; Guterch et al. 2007], які були відпрацьовані на заході та півдні від району досліджень за профілем PANCAKE. В межах Паннонського басейну в 1980-х роках проводилися дослідження за кореляційною методикою відбитих та заломлених хвиль [Пошгай 1988; Posgay ey al. 1995; Csontos, Nagymarosy 1998].

Район досліджень DOBRE-4 раніше широко вивчався різними геофізичними методами, в тому числі було виконано кілька профілів ГСЗ. Геотраверс VIII [Соллогуб та ін. 1988], відпрацьований в 1970-х, проходив субпаралельно профілю DOBRE-4 відносно на невеликій відстані, в межах 50 км. Дослідження проводилися з використанням сейсмічних методів ГСЗ і СГТ (рис. 1.10).



Рис. 1.10. Положення профілю DOBRE-4 та сейсмічних експериментів попередніх років на фізичній карті (за матеріалами [Starostenko et al., 20136], використана у [Коломієць, 2015]). Великими зірочками позначено пункти вибухів; сірими кружками – записуючі станції; маленькими зірочками – пункти вибухів для профілів VRANCEA-2001, DOBRE-5 та записуючі станції профілю 26 (морська частина DOBRE-5); чорними лініями з римськими цифрами позначено старі геотраверси ГСЗ; сірими – державні кордони. Свердловини: К-1 - Красноармійська-1 (5.4 км на ПнЗ від профілю); О-3Р- Орехівська-3Р (5.6 км на ПдС); М-1- Мирнопільска-1 (4.2 км на ПнЗ); С-1 - Саратська-1 (5 км на ПдС); У-7 – Успенська - 7-У; Мн-1 - Мирненська-1. На врізці – район досліджень на карті Європи.
Геотраверси IV і VI висвітлюють частину Українського щита, який згодом став об'єктом вивчення експерименту DOBRE-4. Кілька сейсмічних профілів ГСЗ проводилися в регіоні Кривого Рогу для вивчення поверхні Мохо та побудови 3D моделі земної кори в районі Криворізької надглибокої свердловини [Глубинное... 2004; Старостенко и др. 2007]. Глибинна будова складчастого пояса Північної Добруджі була досліджена сейсмічним проектом VRANCEA2001 [Hauser et al. 2007].

Всі попередні глибинні сейсмічні дослідження були спрямовані, головним чином, на реєстрацію відбитих сейсмічних хвиль, які несуть в собі недостатньо інформації для визначення шарових швидкостей у земній корі та мантії. На відміну, сучасні серії експериментів DOBRE дозволили отримати годографи як відбитих, так і заломлених хвиль на значно більших виносах, що забезпечило більш детальної моделі розподілу швидкостей і, відповідно, отримання геологічної будови літосфери. У той же час, попередні сейсмічні роботи виконувалися з набагато більшою детальністю, наприклад, відстані між приймачами становило від 100 м, що дозволяло впевнено виділяти відносно короткі окремі відбиваючі майданчики, а на їхньому тлі ідентифікувати круто- і похило падаючі розломи. Тому комплексний аналіз матеріалів DOBRE і більш ранніх робіт ГСЗ може принести позитивний результат для геологічної інтерпретації сейсмічного експерименту. У разі профілю DOBRE-4 така можливість є завдяки проведеним раніше в цьому районі роботам ГСЗ по геотраверсу VIII [Соллогуб 1986].

Геотраверс VIII був відпрацьований Інститутом геофізики у 1984-85 роках. Він проходить паралельно профілю DOBRE-4 у приблизно 30 км на схід та перетинає мегаструктури Українського щита двох типів: протоплатформенні блоки (Подільський, Кіровоградський) і протогеосинклінальні зони (Одесько-Ядлвіську та Криворізько-Крупецьку) [Геологическая... 1983].

Матеріали глибинного сейсмічного зондування, які були отримані на геотраверсі VIII [Ильченко 1987], дозволили виділити прямі та відбиті хвилі від

фундаменту, від границь в земній корі та поверхні Мохо, провести їхню інтерпретацію та побудувати структурний розріз і двомірну швидкісну модель (рис. 1.11).



Рис. 1.11. Структурний розріз і двомірну швидкісну модель вздовж Геотраверса VIII (за [Ильченко 1987]).

На структурному розрізі виділені сейсмічні границі різних рангів – від непротяжних до границь, що мають глобальне розповсюдження. В числі останніх – границі, які відповідають поверхні дорифейського фундаменту (К₁) і поверхні мантії (границя Мохо).

Границя К₁ піднімається вздовж геотраверсу з глибини 3 км на ПК 110, утворюючи моноклиналь, яка практично досягає земної поверхні на ПК 350 (декілька десятків метрів), де геотраверс переходить зі схилу Українського щита на його відкриту частину.

Значно складнішим рельєфом характеризується границя Мохо. Глибина її залягання змінюється від 35 до 58 км і служить чітким критерієм для глибинного тектонічного районування досліджуваного регіону. Розріз земної кори вздовж геотраверсу VIII містить і регіональні сейсмічні границі, які спостерігаються в одному-двох блоках. В Криворізько-Крупецькій зоні та прилеглій до неї північно-

східній окраїні Кіровоградського блоку в інтервалі глибин 10-18 км простежується сейсмічна поверхня К₂. Унікальний елемент сейсмічної структури земної кори, який виділено частині геотраверсу, західну В яка охоплює ділянку Кіровоградського блоку та східну частину Одесько-Ядлівської зони. Це дуже полога поверхня (шар), яка виділяється за відбиваючими майданчиками та точками дифракції, та яка має в даному перетині падіння у північно-східному напрямку. В центрі Кіровоградського блоку ця поверхня "занурюється" в мантію, а границя Мохо сильно порушена в зоні контакту з ним. В цьому місці нижній поверх кори має підвищені швидкості. Особливо важливим елементом розрізу є точки дифракції, які іноді розміщуються хаотично, але часто оконтурюють деякі обмежені ділянки (наприклад, на ПК 240-290 і 410-430), або розміщуються уздовж (ПК 505). Особливості розміщення точок дифракції дуже певної лінії інформативні для виділення та позначення зон розповсюдження тектонічних порушень.

Як вихідні дані для побудови швидкісної моделі земної кори уздовж геотраверсу VIII використані годографи заломлених і відбитих хвиль.

Хвильове поле, яке зареєстроване на даному геотраверсі, в загальних рисах є типовим для щитів, у тому числі й Українського. Швидкісна модель була розрахована на всю потужність земної кори у вигляді ізоліній швидкості. На краях геотраверсу вдалося визначити тільки величину шарової швидкості у консолідованій корі в цілому.

Далі розглянемо структурно-швидкісний розріз, що був отриманий на геотраверсі VIII, більш докладно в напрямі з південного заходу на північний схід, що відповідає збільшенню пікетажу уздовж даного геотраверсу.

Початок геотраверсу VIII (ПК 120-173) перетинає північно-східну окраїну Дністровського перикратонного прогину. Будова земної кори цього блоку вивчена схематично, оскільки сейсмічна інформація отримана тут тільки із виносних пунктів вибуху. Потужність осадових порід вздовж геотраверсу зменшується від 2.0 до 1.5 км, а величина середньої швидкості в них – від 3.5 до 3.2 км/с [Ильченко 1987]. За матеріалами ГСЗ вдалося визначити тільки середню швидкість в консолідованій корі до глибини поділу М, яка дорівнює тут 6.36-6.38 км/с. Блок в цілому є низькошвидкісним в порівнянні з сусідньою Одесько-Ядлівською зоною, де до однойменної глибини середня швидкість в консолідованій корі складає 6.5 км/с. Сам поділ М надійно простежений тільки на ПК 144-173, тут положення цієї межі субгоризонтальне і глибина залягання складає 34.5-36.5 км. Гранична швидкість по поверхні Мохо дорівнює 8.1 км/с.

На ПК 173 відбувається різка зміна характеру залягання поділу Мохо від субгоризонтального до нахиленого. Під кутом 25-30⁰ границя Мохо плавно занурюється до глибини 60-62 км (ПК 225). Потім через десять кілометрів спостерігається вже його підйом в південно-східному напрямку приблизно під кутом такої ж величини, який закінчується на ПК 285 км на глибині 41 км. Цей майже симетричний прогин по поділу М відповідає Одесько-Ядлівській зоні. Найбільша різниця у величині потужності земної кори цього мегаблоку та сусідніх з ним досягає 25 км, що є достатньою підставою для виділення цієї ділянки земної кори, як самостійної тектонічної одиниці. Крім того, для нього є характерним і більш високошвидкісний розріз кори, починаючи з глибини приблизно 20 км, і підвищене значення граничної швидкості вздовж поверхні Мохо, яке дорівнює 8.4 км/с [Ильченко 1987].

В перетині Одесько-Ядлівської зони геотраверсом VIII виявляється латеральна неоднорідність швидкісних параметрів середовища. В межах верхнього поверху кори (до глибини 15-20 км) на південь від ПК 220 спостерігається чергування невеликих блоків з різними швидкісними розрізами. На північ від цього пікету середовище практично однорідне в горизонтальному напрямку і дещо більш високошвидкісне. До границі між цими ділянками (ПК 220) територіально відноситься виявлений за геолого - геофізичними даними Одеський розлом. Нижній поверх кори мегаблоку також латерально неоднорідний. Проте ця неоднорідність не є продовженням тієї, що виявлена у вище розміщеному поверсі. Глибше 20 км в районі ПК 260 проходить границя між різними по величині швидкості ділянками, яка або вертикальна, або круто нахилена на південний захід і є зоною завширшки близько 10 км. Вона відділяє

досить непротяжний по латералі високошвидкісний блок завширшки близько 30 км від основної частини нижнього поверху кори Одесько-Ядлівської зони, де швидкості набагато менші. Цікаво, що область підвищеної швидкості ніби оконтурена з усіх боків точками дифракції та відбивючими границями. Можна припустити, що вона відповідає інтрузії, яка укорінилася з мантії в земну кору до глибини близько 10 км.

Для земної кори Одесько-Ядлівського мегаблока характерне в цілому дуже слабке розшарування. На побудованому сейсмічному розрізі практично немає відбиваючих границь, окрім пов'язаних з описаною інтрузією.

цілому ряду профілів Одесько-Ядлівська зона вивчена по ΓСЗ. Порівнюючи ці результати з отриманими на геотраверсі VIII, можна помітити, що основні якісні характеристики мегаблоку в різних перетинах однакові: підвищена потужність кори та високошвидкісний тип розрізу. Загальною властивістю є також значна неоднорідність середовища, наявність в області, яка прилягає до Кіровоградського блоку, високошвидкісного тіла. Проте кількісні характеристики дещо відрізняються навіть від найближчого перетину з геотраверсом VI. В межах останнього фіксується велика потужність кори (65-67 км) і великі швидкості на однойменних глибинах. Різні вони і за формою поверхні Мохо. На геотраверсі VI поверхня Мохо в цьому блоці майже горизонтальна, а на геотраверсі VIII утворює чітко виявлений прогин [Соллогуб и др. 1988]. Найбільш важливо, що по геотраверсу VIII так само, як і за іншими профілями ГСЗ, Одесько-Ядлівська зона, виходячи з її глибинних характеристик (великої потужності земної кори і високошвидкісного типу розрізу), є в плані значно вужчою, ніж це подається за геологічними даними.

Перехід від Одесько-Ядлівського до Кіровоградського мегаблоку проявляється в рельєфі поверхні Мохо у вигляді порушення амплітудою 3-4 км, але, найголовніше, – в різкій зміні кута нахилу від здіймання під кутом 25-30⁰ до практично горизонтального залягання. До області зчленування різних мегаблоків приурочена також зона завширшки до 10 км різкої зміни швидкостей в нижній половині кори, причому величина, на яку відбувається зменшення швидкості,

зростає від 0.1 км/с на глибині 20 км до 0.3 км/с на 35 км. У верхньому поверсі кори контакт цих мегаблоків проявляється не так чітко, не стільки по стрибку швидкості, скільки по зміні знака кута нахилу ізоліній швидкості.

Найхарактерніші особливості структури земної кори Кіровоградського мегаблока, що виділяють його серед решти блоків Українського щита, – це невелика потужність кори в даному розрізі. Для глибини залягання поділу МОХО переважають значення 35-36 км і низькошвидкісний тип розрізу. Максимальна величина швидкості, що зустрічається тут в розрізі кори, складає 6.9 км/с. Швидкість по поділу Мохо дорівнює 8.1км/с. Зіставлення цих даних з результатами вивчення Кіровоградського мегаблока за іншими профілями ГСЗ показує близькість якісних та кількісних характеристик основних швидкісних параметрів земної кори. Слід зазначити тільки деяке збільшення потужності кори в центральній частині мегаблока до 40-45 км і появу в її низах більш високошвидкісних порід [Соллогуб и др. 1988].

В межах геотраверса VIII Кіровоградський мегаблок по поверхні Мохо займає ділянку між ПК 290-455, а по поверхні фундаменту – ПК 294-433. Відповідно до особливостей швидкісної моделі він може бути розділений в районі ПК 383 на два блоки, з яких південно-західний є більш високошвидкісним, ніж північно-східний. За геологічними даними до ПК 383 територіально приурочений Центральний розлом, який представлений в Кіровоградському мегаблоці Звенигородсько-Аннівською розломною зоною. Дані, отримані на геотраверсі VIII, дозволяють трасувати його через всю земну кору. Цей розлом має мантійне закладання, він супроводжується порушенням глибини залягання поділу Мохо амплітудою 3 км. Можливо, виділена в районі ПК 383 за даними ГСЗ розломна зона є одночасно і проявом глибинного Кіровоградського (або Кіровоградсько-Миколаївського) розлому, який якраз в цьому місці зустрічається з Центральним розломом [Литосфера... 1988].

Із глибинних розломів слід сказати іще про один, який чітко проявляється на ПК 350 у вигляді скупчення точок дифракції в низах кори та перервою в простежуванні границі Мохо. Орієнтовно цей розлом можна трасувати і в середньому поверсі кори як границю ділянок з сильно розшарованою і не розшарованою корою. В такому варіанті він має північно-східне падіння під кутом 60-65⁰. Прив'язка його до приповерхневих геологічних даних не зрозуміла, можливо, це Очаківський (Ряснопільський) розлом.

Велика частина Кіровоградського мегаблока в перетині його геотраверсом VIII належить відкритій частині щита, докембрійський фундамент якого геологічно добре вивчений. Це дало можливість зіставити розподіл швидкостей у верхах кори з даними геології. Геотраверс перетинає тут такі структури: Вознесенський антиклінорій, Ряснопільський, Братський і Приінгульський синклінорії. В гранітоїдах Вознесенського антиклінорія швидкості на поверхні докембрійського фундаменту виявилися рівними 6.0 км/с. в гнейсах Приінгульського та Ряснопільського синкліноріїв – 5.7-5.8 км/с. Ці значення відповідають кореляційній залежності між швидкістю та складом для всього геотраверса. Значення швидкості в межах Братського синклінорія є єдиним виключенням, воно підвищено до 6.0 км/с [Соллогуб и др. 1988].

Унікальним елементом структури земної кори Кіровоградського і східної частини Одесько-Ядлівського мегаблоків в межах геотраверса VIII є дуже пологий сейсмічний горизонт північно-східного падіння, який наближається до денної поверхні в районі Одеського розлому і "занурюється" в мантію поблизу Центрального розлому. Цей горизонт має уявний кут нахилу 10-15⁰, і в основному, є відбиваючею границею, а на ділянці ПК 260-290 – дифрагуючою. Можна припустити, що вона є перетином геотраверсом площини розлому, по якій відбувався зсув щодо один одного дуже крупних, захоплюючих різні мегаблоки, ділянок земної кори. Виділений пологий розлом помітно порушив границю Мохо. В зоні контакту з ним поверхня Мохо роздріблена і складається з непротяжних, по-різному нахилених та зміщених один щодо одного відбиваючих елементів. Можливо, перетворення цієї поверхні з відбиваючої в дифрагуючу пов'язано з інтрузією на ділянці ПК 260-280. Але, не виключено також, що і на всьому своєму протяжінні виділена полога сейсмічна поверхня покрівлею £ інтрузії, розташованою між нею та границею Мохо, породи якої характеризуються підвищеною швидкістю, що і зумовило реєстрацію закритичних відбитих хвиль від її поверхні.

Далі на північний схід по ходу геотраверса Кіровоградський мегаблок змінюється Придніпровським, а точніше його західною частиною – Криворізько-Крупецькою зоною. Для неї встановлено різке збільшення потужності земної кори до 54-56 км і значно більш високошвидкісний характер розрізу, починаючи з глибини приблизно 15 км. На глибині 35 км різниця в швидкостях в корі Кіровоградського блоку і Криворізько-Крупецької зони досягає 0.3 км/с. Швидкості в низах кори вищі, ніж в Одесько-Ядлівському мегаблоці на однойменних глибинах на 0.2 км/с і складають 7.6 – 7.7 км/с. Гранична швидкість по поділу Мохо також дорівнює 8.4 км/с [Ильченко 1987]. Спостерігається значна неоднорідність швидкісних властивостей у верхньому поверсі кори обох зон, що відображує виходи порід різного складу.

Геотраверс перетинає такі крупні структури фундаменту, як Долинський синклінорій, Інгулецький вал, Криворізький синклинорій, Демурінський купол, південне закінчення П'ятихатського валу, Верховцевський синклінорій. По поверхні фундаменту в породах цих структур дані ГСЗ дають наступні величини швидкостей: для долинських гранітів – 5.9 км/с, для плагіогранітів Інгулецького, П'ятихатського валів і Демурінського купола – 6.05-6.1 км/с, для гнейсів Криворізького синклінорія – 5.75 км/с, у Верховцевській структурі – 5.9 км/с [Ильченко 1987]. Звертає на себе увагу той факт, що для порід синклінорних структур характерний більш високий вертикальний градієнт швидкості.

В районі ПК 500 спостерігається зона зміни швидкісного розрізу ще більш високошвидкісним. Ширина цієї зони дорівнює 10-15 км. Її можна ототожнити з Криворізько-Кременчуцьким розломом, який по великому числу точок дифракції на даному геотраверсі трасується на глибину аж до границі Мохо як субвертикальний. При цьому глибини залягання поверхні Мохо по обидві сторони від розлому залишаються приблизно однаковими. Криворізько-Крупецька зона відокремлена від Кіровоградського мегаблока Західно-Інгулецьким розломом або цілою системою розломів, що фіксуються на поверхні фундаменту за геологічними даними в районі ПК 435-440. На глибину цей розлом трасується за даними ГСЗ надійно по точках дифракції, по зоні зміни швидкісного розрізу, а також як границя між середовищами з різним ступенем розшарування. Поверхня Мохо характеризується тут різкою зміною субгоризонтального неглибокого положення (33- 36 км) на похиле з тенденцією до сильного занурення на північний схід. Помітною особливістю структури земної кори Криворізько-Крупецької зони в перетині геотраверсом VIII є, таким чином, інтенсивне наростання потужності кори від 40 до 53-55 км [Соллогуб и др. 1988].

Інформація, отримана методом ГСЗ про будову Придніпровського блоку, була до цього тільки по геотраверсу IV (профіль VIII), з яким геотраверс VIII перетинається північно-східніше від Криворізько-Кременчуцького розлому. Спостерігається повний збіг даних про глибини залягання поверхонь K_2 і Мохо в точці перетину профілів. Але є деякі відмінності в трасуванні на глибину Криворізько-Кременчуцького розлому. Якщо в площині геотраверса VIII цей розлом орієнтований субвертикально, то на геотраверсі IV він проведений із західним падінням під кутом 80^0 згідно такого сейсмічного аргументування: лінія розлому сполучає порушену область, встановлену за геологічними даними на поверхні фундаменту, з місцем різкого збільшення глибини залягання границі Мохо. В самій корі сейсмічні ознаки існування розломної зони відсутні.

В межах геотраверса VIII в Криворізько-Крупецькій зоні в середині кори відслідковано сейсмічний горизонт К₂, рельєф якого тут подібний до рельєфу границі Мохо, а глибина залягання становить 10-18 км. Виділення горизонту К₂ починається по ходу геотраверса дещо на південний захід від Західно-Інгулецького розлому на ПК 420 [Соллогуб и др. 1988].

Нижче границі Мохо, на глибинах 50-70 км, в центральній частині геотраверса VIII зафіксовано ряд сейсмічних границь, за поведінкою котрих можна допустити наявність єдиного сейсмічного горизонту, який утворює антиклінальну структуру. Цей горизонт має мінімальні відмітки залягання (50 км) в районі Кіровоградського блоку, а в південно-західному та північно-східному напрямках його глибина збільшується до 70-75 км. Дуже цінно, що уздовж геотраверсу вдалося вивчити структуру південної частини Одесько-Ядлівської протогеосинклінальної зони, де потужність осадових відкладень досягає 1-2 км і де досліджень методом ГСЗ ще не було. Потужність земної кори Одесько-Ядлівської зони змінюється тут від 35 до 62 км, збільшуючись від країв до центру блоку, так що границя Мохо є майже симетричним глибоким прогином. Верхній поверх кори (до глибини 15-20 км) по швидкісних параметрах не відрізняється від інших блоків, діапазон швидкостей в породах на поверхні докембрійського фундаменту складає 5.7-6.0 км/с. В нижньому поверсі кори швидкості розповсюдження пружних коливань помітно більші, ніж в сусідніх блоках. Крім того, в області кори, зв'язаної з Кіровоградським блоком, виділено високошвидкісне тіло, оконтурене точками дифракції та відбиваючими границями, яке є, можливо, інтрузією основного складу. Швидкість в низах кори досягає 7.5 км/с, а нижче границі Мохо– 8.4 км/с[Соллогуб и др. 1988].

Геотраверс VIII проходить уздовж південної і східної окраїн Кіровоградського мегаблока. Найхарактернішими особливостями будови цього блоку є невелика потужність земної кори та низькошвидкісний тип розрізу. Глибина залягання поділу Мохо складає тут 36-42 км, причому, переважають значення 36-37 км. Величина швидкості на поверхні фундаменту приймає значення 5.7-6.0 км/с, в низах кори – не більше 6.9 км/с, по поділу Мохо – 8.1 км/с.

Придніпровський мегаблок перетинається геотраверсом VIII в своїй північно-західній частині, де він представлений Криворізько-Крупецькою зоною. Встановлено, що для цієї структури характерна велика потужність земної кори (54-56 км) та високошвидкісний тип розрізу. На поверхні фундаменту діапазон значень швидкості складає 5.75-6.1 км/с, в низах кори – 7.6-7.7 км/с, по поділу Мохо – 8.4 км/с. Земна кора Криворізько-Крупецької зони ділиться Криворізько-Кременчуцьким розломом на два блоки, з яких північно-східний більш високошвидкісній, ніж південно-західний. В обох цих блоках спостерігається горизонт К₂, який залягає в інтервалі глибин 10-18 км. Криворізько-Кременчуцький розлом трасується по точках дифракції на всю товщину кори як субгоризонтальний.

Значна частина геотраверса VIII йде по відкритій частині Українського щита, докембрійський фундамент якого добре вивчений. Зіставлення отриманого по ГСЗ розподілу швидкостей у верхах кори з геологічними даними показало наявність стійкого кореляційного зв'язку між величиною швидкості та складом порід. Крім того, по швидкісній моделі вдається досить точно відбивати границі між структурами фундаменту. В переважній більшості випадків швидкість на поверхні фундаменту уздовж геотраверса VIII виявилася різною: в гнейсах синкліноріїв – 5.7-5.8 км/с, в антиклінальних структурах, утворених гранітами – 5.9-6.0 км/с, в плагіогранітах – 6.1 км/с [Соллогуб и др. 1988]. Отримані дані цікаві з різних точок зору. По-перше, їх можна використовувати для трасування структур, відомих в межах відкритої частини щита, на його схили. Крім того, інформація такого важлива вивчення зв'язку між швидкістю роду для розповсюдження пружних коливань і конкретним складом порід. І, нарешті, в поєднанні з іншими геофізичними даними можливо використовувати їх для вивчення залежності між різними фізичними властивостями (наприклад, швидкості та густини) порід.

З метою отримати інформацію про геометрію відбивючих границь в корі та верхній мантії, уздовж геотраверса VIII трестом "Дніпрогеофізика" був відпрацьований профіль методом спільної глибинної точки (СГТ). Дані СГТ дозволили більш детально охарактеризувати структуру консолідованої кори та верхньої мантії [Бородулин, Байсарович, 1992].

Хвильове поле консолідованої кори характеризується як горизонтальними, так і нахиленими відбиваючими границями. Хвилі, які використовуються в ГСЗ, дозволяють фіксувати глибинні границі з кутом нахилу не більше 15-20⁰. При вивченні літосфери за допомогою вертикальних відбитих хвиль реєструються відбиті хвилі як від горизонтальних, так і від нахилених границь, кути нахилу яких досягають 60-70°. При цьому у верхній частині кори до глибин 10-15 км домінують відбиття В нижній від нахилених границь. частині кори спостерігається збільшення кількості горизонтальних відбиваючих елементів.

В області переходу кора-мантія на часовому розрізі СГТ [Бородулин, Байсарович, 1992] геотраверса VIII в інтервалі 9-12 с простежуються субгоризонтальні осі протяжністю 2-4 км, рідше більше. Структура хвильового поля на частоті 8-25 Гц в цій зоні нестійка та істотно змінюється вздовж профілю. Перехід нижньої частини кори у верхню мантію не різкий. Положення поверхні Мохо, визначене за даними ГСЗ, співпадає з нижньою частиною перехідної зони кора-мантія, виділеної за матеріалами СГТ. Проте є ділянки профілю, де поверхня Мохо, виділена за матеріалами ГСЗ, розташовується в середній і навіть верхній частині перехідної зони кора-мантія. З цього виходить, що упевнено визначити нижню частину перехідної зони кора-мантія не завжди можливо. Цікаво відзначити, що в районі Кривого Рогу осі синфазності на часових розрізах не закінчуються на 9-12 с., а простежуються на значно більшому інтервалі часу.

Верхня мантія на часових розрізах СГТ відрізняється різким зменшенням інтенсивності сейсмічного запису. Нахилені осі синфазності, які реєструються на інтервалі часу більше 12 с., як показують міграційні перетворення, відповідають земній корі. Проте у ряді випадків непротяжні похилі границі простежуються і у верхній мантії, переходячи в нижню частину земної кори. При цьому спостерігається зміна кута нахилу: межі у верхній мантії мають дещо менший кут нахилу, ніж в нижній частині кори. Горизонтальні границі у верхній мантії зареєстровані на часі 15-20 с. в районі Криворізької структури і на часі 25-27 с. в районі м. Одеси (глибини до 100 км). Природу горизонтальних границь у верхній мантії найбільш ймовірно пояснити тонкошаруватою структурою, яка утворилася в результаті пластичного здвигового потоку або анізотропією швидкості, що узгоджується з діаграмою механічної міцності континентальної літосфери. Нахилені границі, які пересікають контакт кора-мантія, ймовірно, обумовлені деформаційно-тектонічною напругою [Бородулин, Байсарович, 1992].

Порівняння сейсмічних моделей, отриманих за матеріалами СГТ і ГСЗ, показує, що вони принципово узгоджуються між собою.

В роботі [Starostenko et al. 2013b] при аналізі фізико-геологічної природи отриманих в експерименті DOBRE-4 швидкісних границь була використана, як

основна, гіпотеза «бігармонічного нев'язкого складкоутворення» [Cloetingh et al. 1999], розроблена на основі «лінійної моделі складкоутворення» [Biot et al. 1961] для регулярних хвиль постійної довжини та експериментальних даних [Sokoutis et al. 2005]. За допомогою використання цієї моделі, а також даних [Burov et al. 1993; Cloetingh & Burov 2011], були описані складки Мохо з довжиною хвилі 125-150 км разом зі складками у верхній частині земної кори з набагато коротшою довжиною хвилі, які зафіксовані уздовж профілю. Рельєф границі Мохо був пояснений гіпотетичним «зминанням холодної літосфери з відносно сильною мантією». Розглянутий авторами відомий геодинамічний сценарій розвитку чорноморського регіону в мезозої [Stampfli and Borel 2002, Golonka 2004; Kalvoda, Babek 2010; Seghedi 2001, 2012; Hippolyte 2002] також був використаний для обгрунтування тези про значне стисненні кори та мантії з ПдЗ-ПнС віссю, імовірно в зв'язку з кимерійським складкоутворенням в області Добруджі, що теж могло сприяти утворенню складок літосферного масштабу в досліджуваному регіоні.



Рис. 1.12. Положення профілів DOBRE-4, DOBRE-5, сейсмічних профілів та геотраверсів ГСЗ, що були відпрацьовані у попередні роки, на фізичній карті району досліджень (за матеріалами [Starostenko et al. 2015], використано у [Фарфуляк, 2016]). Зірочками позначені пункти вибуху на профілях DOBRE;

сірими кружками – сейсмічні станції експерименту DOBRE-5; малиновими кружками - положення донних станцій OBH (океанічний донний гідрофон) на профілі 26; прямими чорними лініями – геотраверси ГСЗ минулих років. СТ – мис Тарханкут, КП – Керченський півострів, СС – мис Чауда. На врізці показно положення району досліджень в межах Європи: TTZ – зона Тейсейра Торнквіста та STZ – зона Соргенфрея– Торнквіста.

Впродовж 1960-80-х років на території Криму були відпрацьовані геотраверси III, VI і V та профілі ГСЗ 25, 26, 28, 29 в акваторії Чорного моря (рис. 1.12). Разом із сейсмічними методами застосовувався великий комплекс різних геофізичних методів, результати яких викладені в роботах [Чекунов и др. 1992; Pavlenkova 1996; Литосфера.. 1988а,6; 1989; 1993, 1994; Геологическая... 1983; Маловицкий, Непрочнов 1972].

Геотраверс V був відпрацьований у 1982 році за методикою глибинного сейсмічного зондування. Його західний початок знаходився в Північно-Германській западині, далі на схід в субширотному напрямку він перетинав гори Апусени, Трансильванську западину, Східні Карпати, Передкарпатський прогин, Північну Добруджу, виходив на Скіфську плиту через Причорноморську западину, Індоло-Кубанський прогин, Канівсько-Березанський вал, Ставропільське підняття, Прикумське підняття та Маничський прогин. Комплексна інтерпретація сейсмічних та геолого-геофізичних даних дозволила отримати досить повну модель будови літосфери, включно з положенням астеносферного шару [Соллогуб 1988; Геология...1987].

Геотраверс VI був відпрацьований за стандартною методикою глибинного сейсмічного зондування з фіксацією прямих наганяючих та зворотних годографів, довжина яких досягала 200 км. З півночі на південь профіль перетинав Балтійську синеклізу, Український щит, Чорноморську западину, Скіфську плиту та Гірський Крим. Зареєстровані дані дозволили дослідити розріз земної кори і верхньої мантії

та визначити на деяких ділянках положення та поведінку астеносферного шару. [Литосфера... 1988а]

Геотраверс Воркута – Чорне море був відпрацьований окремими ділянками в період з 1958 до 1972 років і складався з окремих профілів. Поблизу профілю DOBRE-5 геотраверс III включає дві частини: перша – Чорноморський профіль 11, польові дослідження вздовж якого виконувалися під керівництвом Ю. П. Непрочнова та В. П. Гончарова Інститутом океанології АН УРСР у 1958 році за методикою точкового зондуванням; друга - профіль Білогорськ – Джанкой, який виконувалися під керівництвом В. Б. Соллогуба, А. В. Чекунова та Н. І. Павленкової у 1962 році Інститутом геофізики АН УРСР за методикою неперервного глибинного сейсмічного зондування [Литосфера... 1993].

Академією наук СРСР разом з Міністерством геології у 1966 році були виконані комплексні геофізичні дослідження в Чорному морі на південний захід від Криму. Роботи були сфокусовані вздовж трьох морських профілів: профіль 25, який проходив від м. Херсон до мису Кефкен у субмеридіональному напрямку [Маловицкий, Непрочнов 1972], субширотний профіль 26 від острова Зміїний до мису Тарханкут та профіль 28/29, що розташований на схід від Варненьскої западини та проходить в субширотному напрямку [Маловицкий, Непрочнов 1972; Москаленко и др. 1989]. За результатами цих робіт була побудована схема тектонічного районування Чорного моря, яка опублікована в роботі [Гончаров, Непрочнов 1972].

Досліджуючи граничні швидкості А. В. Чекунов [Чекунов 1972] показав, що вік переважної більшості осадових порід у центральній частині Чорноморської западини олігоцен-антропогеновий, а потужність більш древніх товщ еоценукрейди значно менша. Це свідчить про те, що Чорноморська западина була сформована значно пізніше, а її заповнення відбувалося за рахунок переробки континентальної кори.

Впродовж періоду з 2005 до 2013 років багато дослідників разом з автором цієї роботи [Козленко и др. 2009, 2013; Ермаков, Пийп 2005; Баранова и др. 2008,

2011] провели переінтерпретацію первинних матеріалів, що збереглися за деякими профілями глибинних сейсмічних зондувань, які були відпрацьовані в попередні роки. Повторна інтерпретація проводилася з використанням сучасних програм моделювання та вирішення прямої і оберненої задач сейсміки, а також за сучасними методиками їх застосування, що дозволило отримати більш детальні та достовірні розрізи земної кори. Повторна інтерпретація даних профілю 26 [Маловицкий, Непрочнов 1972] була проведена при моделюванні даних профілю DOBRE-5, що були зібрані у 2011 році.

Переінтерпретація даних профілю 25, який відпрацьовано в західній частині Чорного моря за методикою глибинних сейсмічних зондувань, та пов'язаних профілів 28, що розташований в Азовському морі і 29, який перетинає центральну частину Чорного моря, опублікована в роботі [Баранова и др. 2008]. Авторами показані результати розрахунків швидкісних моделей за програмою променевого трасування [Zelt & Barton, 1988]. Нова швидкісна модель авторами була використана для двомірного гравітаційного моделювання. За результатами комплексного моделювання представлено глибинний розріз вздовж профілю 25, блоків: який складається 3 двох основних перший відноситься до Західночорноморської западини, має тонку п'яти кілометрову океанічну кору з високою швидкістю поздовжніх хвиль і щільністю порід, перекриту потужними кайнозойськими океанічними відкладами, товща яких досягає 12-13 км; другий розташований на ділянці Скіфської плити та виходить на південний схил Українського щита. Він має континентальну земну кору в межах шельфових досліджень, яка характеризується збільшеною до 39 км потужністю.

Переінтерпретація сейсмічних матеріалів, що були зібрані на профілях 26 і 25 опублікована в роботі [Баранова и др. 2011]. Аналіз особливостей хвильового поля, які були зафіксовані в системі спостережених годографів, дозволив авторам змоделювати шари зі зниженими швидкостями, або так звані хвилеводи, які присутні у Одеському шельфі. В роботах [Козленко и др. 2009; Козленко и др. 2013] за участю автора виконана комплексна переінтерпретація даних сейсмічних досліджень вздовж профілів 25 та 26. На першому з профілів була використана системи годографів, що опублікована в роботі [Маловицкий, Непрочнов 1972]. За допомогою програми томографічної інверсії перших вступів сейсмічних хвиль [Zelt & Barton 1988] і сейсмоструктурного моделювання на основі рішення прямої задачі гравіметрії, в результаті були розраховані швидкісна та щільнісна моделі будови розрізу західної частини Чорного моря, в якіх відображені головні особливості будови земної кори досліджуваного регіону. За матеріалами другого профілю також проведено томографічну інверсію перших вступів сейсмічних хвиль та моделювання щільності порід, що складають шари глибинного розрізу. На основі швидкісної та густинної моделей проаналізовано характерні особливості глибинної структури земної кори та верхньої мантії.

Починаючи з 1997 року глибинна будова літосфери України досліджувалася з допомогою ширококутних сейсмічних зондувань з використанням сучасної цифрової записуючої апаратури. Масштабні сейсмічні дослідження за заломленими та відбитими хвилями при великих кутах падіння променів поздовжніх та поперчних хвиль [Artemieva 2011], які реєструються за допомогою сучасних цифрових сейсмічних станцій, дають можливість одержати нові дані про глибинну будову літосфери. Їх результати є дуже важливими для пошуків у надрах Землі Півдня України мінеральних та енергетичних ресурсів.

При підтримці Уряду українські геофізичні організації на чолі з Інститутом геофізики НАН України при участі наукових установ з Європи (Польщі, Фінляндії, Угорщини, Нідерландів, Данії, Німеччини, Австрії) та США відпрацювали профілі на Українському щиті та прилеглих областях, на Кримському півострові, Азовському та Чорному морях за сучасною ширококутною методикою [Starostenko et al. 2007, 2012, 2013a,b, 2015, 2016]. Крім того, західна окраїна Скіфської плити на території Румунії була вивчена румунськими та німецькими колегами за участю міжнародної команди завдяки проведенню сейсмічних проектів VRANCHEA-99 [Hauser et al. 2001]та VRANCHEA-2001[Hauser et al. 2007]. Мета цих досліджень полягала у вивченні глибинної будови земної кори та верхньої мантії румунських західних Карпат.

Профіль DOBRE-2 (2007) відпрацьований в липні 2007 Інститутом геофізики ім. С. І. Субботіна, виробничою організацією «Укргеофізика» та колегами з профільних організацій Польщі, Данії, Німеччини та Нідерландів, вздовж лінії DOBREfraction'99, що перетинає складчастий пояс Донбасу в межах України та пересікає Азовський масив Східноєвропейської платформи, Азовське море, Керченський півострів та закінчується в Чорному морі [Starostenko et al. 2006, 2007, 2008, 2012; Starostenko, Stephenson 2007]. Профіль DOBRE-2 (2007) на продовження профілю DOBREfraction'99 [DOBREfraction'99 Working Group 2003] разом утворюють трансект довжиною 775 км. Сейсмічні дані від вибухових джерел на суші та пневмопушок в морі дозволили надійно побудувати швидкісну модель верхньої кори вздовж усього розрізу за профілем. Результати показали, що існує значна зміна у літології верхньої кори північної частини Азовського моря, що виражено в приповерхневій зоні в якості основного Азовського розлому, і що ця різка зміна прийнята в якості границі між Східно-Європейським кратоном та Скіфської плитою.

Крім досліджень методом ГСЗ виконувалась у великих об'ємах сейсморозвідка різними методами (рис. 1.13). Зокрема методом відбитих хвиль, методом відбитих хвиль спільного центрального променя, методом спільної глибинної точки та кореляційним методом заломлених хвиль.

Сучасний період дослідження акваторії Чорного моря сейсморозвідкою відкрили регіональні дослідження, виконані в 1994 р. компанією Western Geophysical разом з ДГП "Одесморгеологія". На Чорному та Азовському морях компанією Polar Trade and Research Associates LTD відпрацьована сітка регіональних сейсморозвідувальних рефлекційних профілів. За результатами інтерпретації сейсмічних профілів у межах північно-західного шельфу виявлені перспективні на вуглеводні горизонти. Відпрацьовано протяжні регіональні сейсмічні профілі в 2011 році в рамках міжнародного проекту "Geology Without Limits", що дозволило побудувати нову карту фундаменту всього Чорного моря та нову тектонічну карту-схему басейну Чорного моря [Nikishin et al. 2015a, b].



Рис. 1.3. Карта-схема вивченості акваторії Чорного моря сейсморозвідкою [Степанюк та ін. 2010].

Результати сейсморозвідувальних робіт і їх інтерпретація висвітлені у роботах українських, турецьких, російських, румунських колег та багатьох інших авторів. А геолого-геофізичне вивчення Скіфської плити та суміжних областей та дослідження їх глибинної будови залишається актуальним і на даний моменьт [Геодинамика... 2007; Азово-Черноморский... 2010]. Сучасні геолого-геофізичні дослідження південної частини України висвітлено в роботах М.Є. Герсимова (2006), В. В. Юдіна (2001,2008), В.П. Коболєва (2002), І.В. Попадюка (2004), А.П. Афанасєнкова (2007), О.І. Хрящевської та С.М. Стовби (2009, 2010), Т.П. Єгорової та Є.П. Баранової (2008, 2010, 2011), Г.В. Муровської (2014), Ю.М. Вольфмана (2016), А.М. Нікішина (2011, 2015а,b), О.Б. Гінтова та колег (2014, 2015), М.

Соссона та Є.Шеремет (2014), В.І. Старостенка та колег (2005, 2007, 2012, 2013, 2015, 2016).

1.3. Висновки.

В даному розділі представлено докладну інформацію про регіональну геологічну будову літосфери України та сейсмогеологічні умови проведення ширококутних сейсмічних зондувань та вивченість районів робіт вздовж чотирьох регіональних профілів, які були відпрацьовані в Ураїні з 1997 по 2011 роки. Профіль EUROBRIDGE'97, який має суб-мерідіанальний напрямок і перетинає Сарматію – великий сегмент земної кори Східно-Європейського кратона. Профіль проходить через Український щит і девонський Прип'ятський прогин, через палеопротерозойський Волинський блок і Коростенський плутон та архейський Подільський блок. Північний кінець лінії профілю знаходиться в межах (приблизно 2.0 млрд. років) Осніцьк-Мікашевичського магматичного поясу, де перетинає Прип'ятський прогин, який є частиною великого фанерозойського Прип'ять-Дніпровсько-Донецького палеорифту.

Профіль РАNCAKE був відпрацьований в західній частині України, проходить в напрямку з північного сходу на південний захід через Рівненську, Львівську, Закарпатську області та виходить на територію Угорщини. Профіль перетинає південно-східну частинру Східно-Європейського кратону, гори Карпати, мікроплиту Алькапа, Середньо-Угорську тектонічну зону та мікропліту Тисія-Дакія. Дані тектонічні структури мають різне геологічне походження, геодинамічну історію та відрізняються характером структури і будови як земної кори, так і верхньої мантії. Відповідно до геологічної шкали, їх вік походження визначається від архею до четвертинного.

Профіль DOBRE-4 проходить уздовж північно-західного узбережжя Чорного моря. У південно- західній частині він проходить через Нижнєпрутський виступ, який представляє собою поховану ділянку альпійсько-герцинського складчастого поясу Північної Добруджі, що розташована на сході від місця нульової відмітки. Далі на північний схід профіль перетинає Переддобруджінський прогин, який належить до західного сегменту Скіфської плити. Далі за профілем розташована Південноукраїнська монокліналь, що містить відклади від пізнього протерозою до палеозою, а на південному заході Східно-Європейської платформи осадовий чохол складений породами крейдяногонеогенового віку. Ще далі на північний схід профіль досягає Українського щита, де протерозойські та архейські кристалічні породи виходять на денну поверхню. Закінчується профіль поблизу Кривого Рогу на Українському щиті.

Профіль DOBRE-5 проходить у субширотному напрямку зі сходу на захід через молоду Скіфську плиту, яка розташована між південним краєм Східно-Європейського кратону на півночі та альпійсько-середземноморським орогенним поясом на півдні. Структурний і геодинамічний розвиток літосфери регіону пов'язується з венд-фанерозойським етапом активації південної частини кратону та еволюцією палео-, мезо- і неотетісу. Основними тектонічними одиницями у досліджуваному регіоні є Переддобруджінський прогин і Скіфська плита, яка має складчастий гетерогенний фундамент. Остання територіально розповсюджена на шельфі Чорного моря, Кримському півострові, та обмежена з південного сходу Кримськими горами, що являють собою частину орогенного поясу Крим -Великий Кавказ, Азовським морем, а з півночі - південним схилом архейськонижнєпротерозойського Східно-Європейського кратону. На півдні Скіфської плити знаходиться глибоководна частина Чорного моря, яка складається з двох суб-басейнів високошвидкістною суб-океанічною 3 тонкою корою або витонченною континентальною корою з глибиною Moxo 20-23 км [Starostenko et al. 2004; Yegorova et al. 2010a,b; 2013].

Таким чином, починаючи з 1997 року нові масштабні сейсмічні дослідження літосфери України були проведені на території, яка гарно вивчена геофізичними методами в попередні роки. Завдяки новій цифровій записуючій апаратурі і сучасним комп'ютерним засобам обробки та інтерпретації сейсмічних даних, це дало можливість зосередити увагу на спірних ділянках і спрямувати дослідження на уточнення будови відомих масштабних структурних одиниць земної кори, структури контактів та зчленування великих террейнів та перехідних шовних зон в зв'язку з перспективами нафтогазоносності та вмісту корисних копалин.

РОЗДІЛ 2. МЕТОДИ ПОБУДОВИ ШВИДКІСНИХ МОДЕЛЕЙ СЕРЕДОВИЩА, ЩО ЗАСТОСОВУЮТЬСЯ ПРИ ІНТЕРПРЕТАЦІЇ ДАНИХ У ШИРОКОКУТНИХ СЕЙСМІЧНИХ ДОСЛІДЖЕННЯХ.

2.1. Розвиток основних алгоритмів та програмних засобів для інтерпретації даних у ширококутних сейсмічних досліджень.

В переважній більшості випадків інтерпретація даних ширококутної сейсміки за відбитими та заломленими хвилями зводиться до побудови моделі розподілу сейсмічних швидкостей вздовж досліджуваного глибинного розрізу, для чого застосовуються різні підходи та методичні прийоми. Процес побудови моделі може складатися з багатьох етапів, результатом яких є проміжні варіанти, розраховані або для певних глибин, або для структурних елементів вздовж профілю. Етапи можуть мати зворотні зв'язки та бути організовані в ітераційні цикли. За своїм призначенням вони можуть бути розділені на такі основні категорії:

 Обробка сейсмічних записів, які зібрані впродовж польових робіт, отримання сейсмічних розрізів спільного пункту вибуху для наземних експериментів та спільного пункту прийому для морських донних станцій.
Застосування різних видів фільтрації для покращення виділення корисних інформативних хвиль на тлі завад та регулярних хвиль, таких як, наприклад, поверхневі хвилі та мікросейсми;

- Аналіз сейсмічних розрізів, виділення та кореляція осей синфазності вступів заломлених та відбитих хвиль, ідентифікація типу та природи виникнення різних хвиль, що присутні у сейсмограмах;

- Розрахунок швидкісних моделей та синтетичних сейсмограм, аналіз розбіжностей спостережених та змодельованих даних;

- Геолого-геофізична інтерпретація отриманих даних розподілу сейсмічних швидкостей.

Інтерпретація даних ширококутних сейсмічних досліджень починається з аналізу хвильового поля та виділення регулярних хвиль з наступним пікінгом вступів - зняттям часових відміток та координат сейсмічних трас, де вони зафіксовані, а також визначення умов утворення та ідентифікація годографів. На основі цих даних робиться вибір інтерпретаційної моделі. В літературі відомі різні прийоми двомірного аналізу зафіксованих годографів, які визначаються не тільки від відстанню між джерелом та приймачем сейсмічних коливань, але й положенням у системі спостережень, а саме, метод спеціальних полів часів [Пузырев 1959; Крылов 1988] і метод скорочених годографів [Павленкова и др. 1978]. В останньому використовуються спрямлені гілки зафіксованих годографів відбитих та заломлених хвиль, на які зображені у редукційній шкалі часу. Відповідна швидкість редукції підбирається таким чином, щоб спрямлений годограф був розташований на середньому часі пробігу хвилі між приймачем і джерелом коливань. Подібна редукція і трансформація зафіксованих годографів дає можливість дослідити основні характеристики інтерпретаційної моделі, такі як особливості рельєфу основних швидкісних границь, отримати дані про природу записаних коливань і визначити набір тих гілок синфазності на сейсмограмах та відповідні їм годографи, що можуть бути використані в подальшій інтерпретації та побудові швидкісної моделі. Також ці дані дають можливість оцінити загальну якість та інформативність зібраних сейсмічних матеріалів.

Математичні основи теорії розповсюдження пружних коливань були закладені в роботах Релея, який описав поведінку поверхневих хвиль, і Лемба, що знайшов рішення задачі розповсюдження довільного зміщення в пружному півпросторі. Функціонально-інваріантні рішення динамічних задач теорії пружності були запропоновані в роботі В. І. Смірнової [Смирнова 1979]. Такий підхід дозволив побудувати точне рішення для динамічних параметрів хвильового поля для пласких хвиль та випадку осьової симетрії. Метод часткового розділу змінних [Петрашень 1966] був запропонований Г. І. Пєтрашенєм, що забезпечило рішення для ізотропних пружних шарів, які розділені плоско-паралельними границями першого роду. Асимптотичні формули оцінки точних рішень для малої околиці хвильового фронту одержали Н. В. Зволинський та Л. М. Бреховських в роботах [Зволинский 1957; Бреховских 1973]. Основи математичного моделювання хвильового поля в променевому варіанті були зроблені в роботах [Петрашень 1966; Алексеев, Михайленко 1976; Алексеев 1978; Бабич 1981], в яких були виведені розрахункові формули для відбитих, заломлених та головних хвиль.

До сьогоднішнього інтерпретації дня основним методом даних ширококутних сейсмічних досліджень за відбитими та заломленими хвилями для швидкісної визначення двовимірної структури земної кори залишається трудомісткий метод проб і помилок на основі трасування променів при швидкісного покроковому підборі розрізу 3 допомогою математичного моделювання, наприклад, [Catchings, Mooney 1988; Boland, Ellis 1989;. Henry et al, 1990] та в роботах [Каштан 1981, 1982; Петрашень, Ледовская 1979]. При цьому початкова швидкісна модель має враховувати всі наявні дані про будову верхньої частини розрізу як за результатам геологічних та бурових робіт, які дають потужності та умови залягання шарів порід в районі уявлення про склад, досліджень, так і за матеріалами пошукової рефлекційної сейсморозвідки СГТ. Крім того, на початковому етапі інтерпретаційного процесу виконується рішення оберненої задачі сейсміки на базі томографічної інверсії перших вступів, яке дає можливість отримати уявлення про розподіл швидкісних особливостей шарів та порід, що складають досліджуваний розріз.

Найбільш широко вживані є алгоритми прямого моделювання для трасування променів, які розроблені Червенем, Молотковим та Пшенчиком [Cerveny et al. 1977] та в інших роботах [McMechan, Mooney 1980] або [Spence et al. 1984, 1985]. Розрахований теоретичний відгук латерально неоднорідного середовища багаторазово порівнюється зі спостереженими даними, доки модель розподілу швидкості, для якої побудовані результати прямої задачі сейсміки, не забезпечить відповідність між обчисленою і спостереженою реакцією.

Досвідчений інтерпретатор, як правило, може оцінити на скільки повинні бути скориговані параметри моделі, щоб поліпшити збіг вступів уздовж однієї або двох гілок годографів. Проте, пряме моделювання залишається трудомістким процесом незалежно від швидкості комп'ютера, бо впродовж численних ітерацій зазвичай необхідне втручання інтерпретатора. Для сейсмічних експериментів, які складаються з численних пунктів вибуху, це може бути особливо складним. Крім того, покращення моделі методом проб та помилок з використанням прямого моделювання не може забезпечити кількісну оцінку невизначеності параметрів і роздільної здатності моделі, та не може гарантувати мінімізацію деякої конкретної норми впродовж розрахунків.

На відміну від обмежень прямого моделювання, узагальнена лінійна інверсія може забезпечити оцінки невизначеності параметрів, дозвільної здатності і неоднозначності, а також гарантувати, що локальний мінімум певної норми досягається. Методи інверсії часів пробігу відбитих та заломлених хвиль в земній корі при ширококутних сейсмічних дослідженнях були запропоновані в роботах [Spence 1984; Menke 1984; Spence et al. 1985; Huang et al. 1986; Firbas 1987; Tarantola 1987; Braun & Smith 1989; Lutter & Nowack 1990; Lutter et al. 1990; Hawman et al, 1990]. Ці методи використовують алгоритми трасування променів, які були спочатку призначені тільки для прямого моделювання. Це обмежує ефективність цих підходів, так як алгоритм прямого моделювання має відповідати особливим потребам оберненої задачі: гнучка модель параметризації, яка використовує мінімальне незалежних параметрів, i ефективна число обчислювальна методика трасування променів. Такий підхід був реалізований в Ellis 1988; Zelt, Smith 1992), а відповідна комп'ютерна програма роботі (Zelt, використана при інтерпретації даних, які обговорюються в даній роботі.

Нелінійність інверсії часів пробігу відбитих та заломлених хвиль в земній корі робить необхідним використання початкової моделі і ітеративного підходу. При чому якість стартової моделі в значній мірі впливає на якість кінцевого результату. Параметризація моделі, яка представлена в цьому підході, використовує шари, що складаються з блоків змінних розмірів, які задаються мінімальним числом незалежних параметрів необхідних для подання типової моделі земної кори і верхньої мантії. Кількість і розташування модельних параметрів (швидкість і точки перегину границь), що визначають кожний шар, можуть бути загальними і, таким чином, забезпечують врахування, наприклад, приповерхневих даних, а також дозволяють введення рельсфу поверхні і приповерхневих варіацій швидкості, які будуть включені в модель. Метод трасування променів є ефективним чисельним рішенням двовимірного трасування променів, яке поєднано з автоматичним визначенням променевих кутів виходу. Нестійкість, яка пов'язана з блоковою моделлю параметризації, зменшується шляхом застосування згладжування поверхонь розділу. Першим кроком інверсії є обчислення частинних похідних часу пробігу по відношенню до швидкостей моделі і вертикального положення вузлів на границях. Ці частинні похідні обчислюються у ході трасування променів і можуть відповідати будь-якому вступу, що був ідентифікований в спостережених сейсмічних даних пробігу (наприклад, заломлена, відбита, головна чи кратна хвиля). Часи пробігу та променів частинні похідні інтерполюються від закінченням до місць розташування приймачів, що дозволяє уникати необхідності трасування променів між кожними двома точками. Інверсія за методом мінімізації найменших квадратів використовується для визначення оновлених параметрів моделі, що обрані для уточнення, якими можуть бути як швидкості в шарах, так і вузли, що визначають геометрію поверхонь розділу. Такий алгоритм підходить для сейсмічних експериментів вивчення земної кори з багатьма пунктами збудження для яких може бути проведено пряме моделювання, в силу того, що щільність пунктів вибуху чи/та сейсмоприймачів не допускає застосування методів високороздільної або повнохвильової інверсії.

Використання ітераційного процесу у вирішенні оберненої задачі потребує залучення критерію зупинки розрахунків, який має бути тісно пов'язаний з числом параметрів моделі або відстанню між вузлами, що задають поверхні розділу між шарами. Ці поняття взаємопов'язані і жодне формальне правило або прості критерії не встановлені. Замість цього, був розроблений емпіричний підхід, який забезпечує успішну інверсії спостережених сейсмічних даних. Згідно з цим емпіричним критерієм, остаточна модель є такою, яка (1) забезпечує необхідну компроміс між RMS середньоквадратичним відхиленням між спостереженими та розрахунковими часами пробігу хвиль і роздільною здатністю моделі за параметрами, що вивчаються, і (2) дозволяє залучити максимальну кількість променів для повного набору зафіксованих вступів досліджуваних сейсмічних хвиль. Загалом, середньоквадратичні відхиленням між спостереженими та розрахунковими часами пробігу хвиль можуть бути зменшені за рахунок додавання нових параметрів моделі. Однак, таке додавання в цілому зменшує дозвільну здатність за цим параметром, і необхідно добитися відповідного компромісу між цими двома показниками.

В багатьох випадках при використанні моделі, яка отримана за результатами інверсії, не вдається простежити промені до всіх точок спостереження. Загальною причиною цієї проблеми є те, що модель складається з дуже великого числа параметрів, і за наявними даними не вдається адекватно визначити всі параметри моделі, в результаті чого в деяких місцях в моделі утворюються штучні аномалії швидкості як в бічному напрямку в межах шару, так і інверсія швидкості з глибиною. Ці особливості викликають утворення тіньових зон, які зупиняють промені. Остаточна модель повинна бути відхилена, якщо вона унеможливлює простеження променів для більшості точок спостереження.

В даній роботі подібні програмні комплекси, що забезпечують визначення згладженого швидкісного розрізу та початкової моделі на основі томографічного підходу, широко застосовані, тому далі розглянемо більш детально основні принципи та методичні прийоми, які необхідні для успішного розрахунку початкової моделі, що буде деталізована на наступних етапах інтерпретаційного процесу шляхом порівняння результатів вирішення прямої задачі зі спостереженими даними.

Результати томографічної інверсії можуть бути використані як для вивчення верхньої частини розрізу, так і для дослідження глибинної будови консолідованої Проте, достовірні дані про розподіл швидкісних кори. характеристик у верхніх шарах розрізу є необхідною умовою для подальшого моделювання та розрахунку параметрів нижніх шарів. Досвід багатьох дослідників, наприклад, Benz et al. (1990), Boland & Ellis (1989), Catchings & Mooney (1988), Henry et al. (1990), Thybo et al. (2003), Козленко и др. (2009, 2013), Калюжная и др. (2007), Starostenko et al. (2013), Janik et al. (2016) показує, шо томографія за заломленими та відбитими хвилями, чи томографічна інверсія перших та наступних вступів прямих, заломлених, відбитих та інших типів хвиль успішно застосовується для оцінки розподілу швидкостей у глибинних шарах літосфери [Zhu 1992; Zelt 2006]. На протязі багатьох років у пошуковій сейсморозвідці за відбитими хвилями СГТ подібні алгоритми застосовувались для дослідження приповерхневих структур, які необхідні для корекції статичних поправок. В сучасних умовах програми томографічної інверсії перших вступів застосовуються для розрахунку початкової швидкісної моделі будови верхньої частини розрізу в процедурах міграції сейсмічних даних відбитих хвиль до сумування, і навіть інверсії за формою елементарного сейсмічного імпульсу [Dessa et al. 2004, Brenders, Pratt 2007] у ширококутній сейсморозвідці за відбитими та заломленими хвилями.

Томографічна інверсія перших вступів сейсмічних хвиль, як і задачі моделювання променевих шляхів, потребують використання точного та ефективного алгоритму розрахунку часів пробігу хвиль від місця збудження коливань до точки запису на досліджуваному профілі. В згаданих задачах для розрахунку часів пробігу хвиль використовується техніка променевого трасування [Петрашень 1981; Červený 2001]. У програмному комплексі томографічної інверсії [Яновская, Прохорова 1983], який базується на методі найменших квадратів [Троян, Киселев 2000], в якості зворотньої функції застосовується сума квадратів часової різниці між розрахунковими та спостереженими часами вступу

досліджуваних хвиль. Для мінімізації розбіжностей використовуються похідні Фреше, які розраховуються з допомогою інтегрування вздовж променю [Колмогоров, Фомин 2006].

В літературі опубліковано велику кількості алгоритмів, серед яких привертає увагу програмний комплекс томографічної інверсії перших вступів, який базується на основі скінченно-різницевого методу рішення ейконала першого порядку, наприклад [Podvin, Lecomte 1991; Hole 1992]. Комп'ютерна реалізація цього підходу досить технологічна і працює швидко, що забезпечило його широке застосування при інтерпретації сейсмічних даних, наприклад, в роботаю Janik et al. (2002), Grad et al. (2003, 2006а, 2006б), 'Sroda et al. (2006) та Janik et al. (2009).. Рішення ейконалу, на сьогоднішній день, залишається одним з найбільш вживаних алгоритмів, але це не виключає використання інших засобів, наприклад, методу побудови фронту хвилі, який представлений в роботі [Vinje et al. 1993].

У деяких алгоритмах рішення оберненої задачі сейсміки використовується рішення ейконалу, після чого моделюється проходження променів і розраховується матриця похідних Фреше. Такий підхід реалізовано в програмі LSQR [Paige et al. 1982] та в ітераційних процедурах лінеарізованої томографічної інверсії, наприклад, в програмі FAST [Zelt, Barton 1998] та інших [Le Meur 1994; Baina 1998].

Таким чином, за результатами рішення оберненої задачі дослідники одержують розподіл швидкісних параметрів вздовж розрізу, що дозволяє вирішити пряму задачу і змоделювати хвильове поле, а потім порівняти розраховані і спостережені сейсмограми чи хоча б часи пробігу відповідних зафіксованих та змодельованих хвиль, та зробити висновки про відповідність моделі фактичним даним та можливість її подальшого удосконалення.

Підбір здійснюється шляхом багаторазового розв'язання прямої задачі, тобто шляхом розрахунку сейсмічних променів і годографів для кожного варіанта моделі, зіставлення їх зі спостереженими, та внесення в розріз змін у разі їх розбіжності. Головними труднощами на етапі підбору моделі є неоднозначність можливих побудов. Остання може бути пов'язана з так званою класичною неоднозначністю, коли за заданою хвильовою картиною неможливо отримати єдине рішення, і з невизначеністю побудов у зв'язку з недоліком систем спостережень.

Головним обмеженням у практичному використанні променевого методу є умова відсутності тонких шарів у моделі середовища, де потужність шарів має перевищувати чверть довжини сейсмічної хвилі. Товсті шари, потужність яких більша чверті довжини хвилі, не створюють інтерференційний відгук. Ефективність променевого моделювання падає при наявності інтерференційних явищ. Шари також мають бути розділені гладкими границями, радіус кривизни яких повинен бути більшим довжини хвилі.

Для математичного моделювання середовища з тонкими шарами було запропоновано підхід, який використовує одномірну тонкошарувату модель середовища, побудовану з використанням даних акустичного каротажу [Баранов, Кюнец 1962]. В цьому варіанті застосована апроксимація загального хвильового поля полями плоских хвиль. Для розрахунку імпульсних сейсмограм, що виникають на такій моделі, використовується алгоритм Баранова-Кюнеця. Модель середовища представлена набором тонких плоско-паралельних однорідних шарів з рівним часом пробігу хвиль в кожному шарі. При нормальному падінні хвиль така умова дозволяє розрахувати поле відбитих хвиль на рівномірній за часом сітці. Теоретичне хвильове поле для ЦЬОГО випадку описується одним диференціальним рівнянням другого порядку. Таким чином, з'являється можливість послідовно розрахувати амплітуду зміщення для кожного вузла сітки моделі. Такий підхід забезпечує розрахунок як однократних, так і багатократних хвиль, які можуть виникати у системі шарів. Розрахована таким чином імпульсна сейсмограма забезпечує отримання синтетичних сейсмограм в результаті її згортки з елементарним сейсмічним сигналом. Синтетичні сейсмограми можуть порівнюватися зі спостереженими, що дає можливість інтерпретатору оцінити наближеність досліджуваної моделі до реального розрізу. Даний підхід реалізовано в роботах [Гогоненков 1972; Гогоненков и др. 1975; Červený, Pšenčík 1984; Zelt 1994]. Він дозволяє розрахувати хвильове поле, що фіксується на денній поверхні, так і у внутрішніх точках пружного середовища, швидкісні характеристики якого за глибиною та вздовж шарів задаються довільним чином.

Розрахунок хвильового поля може проводитися в частотній області [Гогоненков и др. 1971; Трапезникова и др. 1976], що дозволяє запровадити врахування поглинання. Для розрахунку інтерференційних коефіцієнтів відбиття та заломлення в середовищі, яке рівномірно розділене тонкими шарами, застосовується матричний метод виводу дисперсійних рівнянь, що запропоновано в роботах [Молотков и др. 1978; Молотков 1981].

Завдяки тому, що ідеально пружне середовище є припущенням, яке становить досить грубе наближення до реальності, в літературі про коливання значна частина робіт присвячена подаланню проблеми неідеальної пружності реального середовища з використанням різних механізмів поглинання [Барзам 1981; Глоговский и др. 1972; Берзон 1967].

Розрахунок повних хвильових полів забезпечує збільшення детальності і точності досліджень швидкісних моделей зі складною будовою шарів та границь розриву швидкостей. В такому підході при необхідності враховуються непроменеві ефекти та інтерференція різних типів хвиль. Найбільш популярним та придатним рішенням подібних задач є метод скінченних різниць. Теоретичні основи скінченно-різницевого методу була викладена в роботах А. А. Самарського, В. С. Рябенького, С. К. Годунова та ін. [Годунов, Рябенький 1977; Самарский, Гулин 1973; Аккуратов, Дмитриев 1979].

Розв'язання динамічних задач теорії пружності з допомогою чисельних методів широко використовується багатьма дослідниками [Алексеев, Михайленко 1976, 1978; Бабич 1981; Молотков 1981; Аккуратов, Дмитриев 1979; Воронин 1978; Глоговский, Райман 1981; Кун 1961; Лёвшин и др. 1981; Коновалов 1979; Коптяев, Окольский 1981; Михайленко 1979]. Б. Г. Міхайленко та А. С. Алєксєєв

застосували методику, яка основана на об'єднанні методу неповного розділення змінних зі скінченно-різницевим методом розрахунку редукованих гіперболічних задач меншої розмірності.

Для розрахунку синтетичних сейсмограм за моделями різної категорії складності в роботах [Tulchinsky et al. 2008a, 2008b] запропонований розвиток алгоритму скінченно-різницевого методу. Велика кількість робіт присвячена присвячена різноманітним варіантам 2.5D моделювання, які також мають в своїй основі скінченно-різницевий підхід [Kostyukevych et al. 2008, Kostyukevych , Roganov 2010; Silva Neto et al. 2007].

Для вивчення характеристик порід, що складають глибинний розріз земної кори, та параметрів геологічного середовища, таких як акустична жорсткість, коефіцієнт поглинання гірських порід та таке інше, має проводитися більш глибоке та всестороннє вивчення динаміки розповсюдження хвиль в реальних середовищах, як це зроблено, наприклад, в роботі [Лисинчук, Коломієць 2011]. Успішне розв'язування оберненої динамічної задачі сейсміки, яке передбачає оцінку фізичних параметрів геологічного розрізу запропоновано в роботах (Гогоненков та ін. 1975).

Математичне моделювання з використанням методу скінченних різниць залишається одним з основних підходів, які забезпечують розрахунок повного хвильового поля всіх типів об'ємних хвиль [Алексеев, Михайленко 1978; Virieux 1986; Воронин 1978; Глоговский, Райман 1981; Кун 1961, Лёвшин и др. 1981; Коптяев, Окольский 1981]. Проте, подібні розрахунки повного хвильового поля вимагають значних витрат комп'ютерного часу. Особливо це стосується задач, які пов'язані з моделюванням даних ширококутних сейсмічних профілів за заломленими та відбитими хвилями, де розмір досліджуваних моделей може складати сотні і навіть тисячі кілометрів довжини і до 70-80 км глибини. Одним з дієвих та ефективних засобів прискорення розрахунків є розпаралелювання процесу обчислень. Вирішенню задачі розпаралелювання розрахунків для потреб математичного моделювання швидкісного розрізу присвячена велика кількість робіт [Foster 1999, 2004; Аладышев и др. 2001; Воеводин, Воеводин 2004; Коломиец, Харченко 2008; Лавренюк, Перевозчикова 2011; Коломієць, 2015].

2.2. Стислий огляд програм моделювання, які були безпосередньо використані в інтерпретаційному процесі

В даній роботі були випробувані дві програми повнохвильового моделювання для розрахунку синтетичних сейсмограм, які відповідають проблемам регіональної сейсміки, і при використанні сучасних великих комп'ютерних кластерів і грідів, забезпечують прорахунок моделей навіть надвеликих розмірів у прийнятний час. В робочому порядку використовувалася програма повнохвильового моделювання МРМ [Hansen & Jacobsen 2002], в той час як остаточні варіанти синтетичних розрізів були розраховані з використанням пакета Tesseral 2-D [Костюкевич и др. 2000]. Крім того, синтетичні сейсмограми розраховувалися програмою SEIS83 на основі променевого підходу. Пряме променеве моделювання виконувалося з допомогою програм SEIS83 [Červený, Pšenčík 1984] та RAYINVR [Zelt & Smith 1992]. Інверсія часів вступу сейсмічних хвиль робилась з допомогою INVR [Hole, 1992], FAST (Zelt & Barton 1998), RAYINVR {Zelt & Smith 1992], JIVE-3D [Hobro 1999, 2003] та відповідної програми у комплексі ProMAX

2.2.1 Пряме променеве моделювання

Для успішного отримання швидкісних моделей методом проб та помилок на основі розрахунку траєкторій сейсмічних променів, в даній дисертаційній роботі використані програмні продукти, які створені з використанням алгоритмів трасування променів [Молотков и др. 1978; Молотков, 1981, Červený 2001]. Швидкісні моделі були отримані на основі методу підбору за результатами прямого моделювання з використанням двомірного варіанту пакету SEIS83 [Červený, Pšenčík 1984] з графічним інтерфейсом MODEL [Komminaho 1998]), програми ZPLOT [Zelt 1994] та пакету RAY84, який є окремою реалізацією того ж самого алгоритму трасування променів. Дані підхіди ґрунтуються на високочастотній апроксимації рівняння, ХВИЛЬОВОГО шо лає можливість

розрахувати траєкторію променів, часи пробігу та синтетичні сейсмограми для спостережень спільної точки збудження сейсмічних коливань.

Правила параметризації моделі для згаданих програмних комплексів передбачають, що швидкісна модель може мати два або більше інтерфейсів (границь розриву швидкості), що тягнуться вздовж моделі зліва направо. Інтерфейси можуть дотикатися один до одного, але не можуть перетинатися. Будьяка пара послідовних інтерфейсів описує шар, всередині якого швидкість може бути визначена у верхній та нижній частинах шару на довільній кількості точок, які збігаються з точками, що визначають положення границь шару. У будь-якому шарі швидкість може бути неоднорідною, але безперервно заданою. Розриви швидкості, які відбуваються на інтерфейсах, можуть бути розривами першого або другого роду. Алгоритм трасування променів, що використовується в даних програмах, розраховує поширення променів у межах шару за допомогою покрокового інтегрування системи диференціальних рівнянь першого порядку.

2.2.2 Процедура томографічної інверсії INVR [Hole, 1992], яка дозволяє інвертувати часи пробігу перших вступів

Метод розрахунку моделі розподілу швидкостей базується на ітераційному уточненні наперед заданої початкової моделі. Отримана кінцева модель в значній мірі залежить від вихідної моделі. На кожній ітерації, починаючи з першої, спочатку розраховується пряма задача, потім у швидкісну модель вносяться виправлення, щоб зменшити розбіжності в часах вступу на відмітках. Після цього, інверсія відбувається ступінчастим чином зі збільшенням виносів джерелоприймач, що відповідно забезпечує збільшення глибини проникнення сейсмічних променів.

Оптимальна модель, яка визначена для заданого виносу, а значить і для глибини проникнення променів, передається до наступного кроку інверсії та чергової серії ітерацій. Виноси та відповідні оператори згладжування вибираються користувачем в дискретному інтервалі таким чином, щоб забезпечити на кожному кроці інверсії покриття променями суттєвих інтервалів, таких як осадові породи, верхня, нижня та середня кора, а також переходу корамантія. Час пробігу прямих, заломлених, дифрагованих або головних хвиль (тобто тільки ті хвилі, що реєструються в перших вступах) обчислюється 3 використанням різницевого алгоритму на основі ейконалу. Швидкісна модель задається на рівномірній двомірній сітці, а часи прибуття сейсмічних хвиль і часові розбіжності між зареєстрованими та розрахунковими вступами обчислюються в усіх точках сітки. Ітераційна процедура триває до тих пір, доки величина RMS часової неузгодженості не досягає величини рівної або трохи меншої, ніж непевність визначення вступу хвилі на вихідних сейсмограмах. Використання подальших ітерацій уточнення моделі можуть ввести штучні аномалії швидкостей, які обумовлені перш за все шумом, який присутній в сейсмічних даних. Число ітерацій для процесу інверсії визначається з компромісу між величиною RMS часової неузгодженості та вимогою збереження гладкості моделі. Остання оцінюється шляхом візуального огляду на предмет наявності штучних аномалій швидкості.

2.2.3 Томографічна інверсія перших вступів заломлених хвиль FAST

Ми використовували програму томографічної інверсії перших вступів заломлених хвиль First Arrival Seismic Tomography (FAST), яка представлена в роботі [Zelt & Barton 1998], щоб інвертувати перші вступи заломлених Psed, Pg та Pn фаз. Модель швидкості в даній програмі визначається на прямокутній рівномірній сітці. FAST використовує рішення ейконалу для розрахунків часу приходу та променевого шляху для вихідної швидкісної моделі на першому кроці На етапі рішення зворотньої задачі прямого моделювання. виконується регуляризована інверсія на основі методу найменших квадратів для отримання збурень швидкості моделі за часами вступу досліджуваних хвиль. Метод дозволяє користувачеві регулювати площинність і гладкість збурень швилкісних неоднорідностей. Розрахунки швидкостей організовані в ітераційній формі, таким щоб мінімізувати середньоквадратичну залишкову різницю між чином розрахунковими та спостереженими часами пробігу хвиль. Ця процедура дозволяє
лінеаризувати нелінійну задачу та вирішити лінійну систему рівнянь протягом декількох ітерацій. Це є загальновживаним способом, щоб отримати швидкісні характеристики розрізу на основі часів перших сейсмічних вступів та деякої загальної інформації для побудови початкової моделі розподілу швидкостей вздовж досліджуваного профілю. Подібно до всіх програм томографічної інверсії часу пробігу, недоліком FAST є згладжування (потенційно існуючих) контрастів швидкості в отриманій моделі. Ця властивість притаманна всім можливим томографічним методикам. Будь-яка ітераційна інверсія передбачає згладжування результатів для забезпечення стабільності всього процесу, до того ж FAST використовує параметризацію швидкості на безперервної сітці без наявності швидкісних неоднорідностей, що представляють геологічні границі або зони розломів.

Ще однією проблемою для більшості методів інверсії є вплив стартової моделі на кінцеве рішення. Остаточна модель сильно залежить від стартової, і ми зіткнулися з цією проблемою теж. Формальний критерій для зупинки ітераційного процесу інверсії є наближення χ^2 до одиниці (що означає, що відмінності між спостереженими і розрахунковими часами пробігу можна порівняти з точністю реєстрації даних, таким чином, підгонка оціночних результативних даних зроблена задовільно). Для того, щоб отримати найпростішу з можливих модель з прийнятною конструкцією розподілу швидкості, зазвичай застосовується згладжування поля швидкостей.

2.2.4 Спільна томографічна інверсія годографів заломлених і відбитих хвиль в пакеті JIVE3D

інверсія JIVE3D була Томографічна використана для тестування можливостей рішення оберненої задачі в разі складної форми Мохо. Методи, які засновані тільки на обробці перших вступів, наприклад, запропоновані [Hole 1992, Zelt & Barton 1998], використовують тільки частину наявних даних часів пробігу, врахування інших вступів, наприклад, годографів без відбитих ХВИЛЬ. Томографічний програмний пакет JIVE3D 3D [Hobro 1999, Hobro et al. 2003] є підходящим рішенням для цього випадку, оскільки він дозволяє використовувати крім перших вступів заломлених хвиль, заломлені вступи наступних фаз, а також годографи відбитих хвиль для побудови багатошарової градієнтної моделі.

Програма JIVE3D використовує регуляризоване рішення оберненої задачі на основі метода найменших квадратів. Модель визначається як сума шарів, розділених поверхнями розділу, які можуть представляти собою розриви швидкості. Обидва типи хвиль, заломлені та відбиті, можуть бути використані. Шари в моделі параметризовані на регулярній сітці, у вузлах якої задані швидкості та глибини вузлів. Поверхні розділу і поля швидкостей для окремих шарів інтерполюються В-сплайнами. Для розрахунку часів пробігу використовується променева теорія та променевий метод розповсюдження збурень. Інверсія виконується за допомогою ітеративного регуляризованого наближення кінцевої моделі за методом найменших квадратів.

Пакет JIVE3D дозволяє змоделювати кожний шар та інтерфейс окремо або спільно. Звичайний підхід полягає в моделюванні верхньої частини земної кори, а потім – у послідовній побудові більш глибоких шарів. В той же час, поверхневі, раніше змодельовані шари, можуть бути виправлені протягом наступних етапів інверсії, для того, щоб сфокусувати алгоритм тільки на глибшому шарі. Це зменшує число параметрів моделі та стабілізує процедуру інверсії. Кілька циклів інверсії (ітераційних петель) з різними за значеннями параметрами регуляризації обчислюється в ітеративному режимі. Таким чином, на початковому етапі, досягається гладке рішення, яке в подальшому, перераховується з метою відновити деталі структури меншого масштабу. Гладкість рішення при цьому звичайно зменшується.

2.2.5. Інверсія часів пробігу з допомогою програми RAYINVR

Ще один варіант рішення було отримано з використанням прямого та інверсійного програмного коду RAYINVR [Zelt & Smith 1992]. Ця програма обчислює траєкторії променів, час пробігу і амплітуди Р- і S-хвиль за допомогою чисельного рішення рівняння ейконалу для двомірного середовища з

неоднорідним розподілом швидкостей. Модель може складатися з шарів, розділених розривами швидкості. Швидкість пераметризується в кожному шарі на нерівномірно розташованих вузлах і лінійно інтерполюються між вузлами. Така систем дає можливість визначити швидкість в кожній точці моделі. Розрахований час пробігу хвилі може бути використаний в якості основи для методу спроб і помилок прямого моделювання або для регуляризованої інверсії, направленої на пошук розподілу швидкостей у досліджуваному розрізі, який відповідає спостереженим сейсмічним даним. Код програми дозволяє враховувати топографію земної поверхні.

У цьому дослідженні ми використовували регуляризовану інверсію з кодом DMPLSTSQR, що є доступний в пакеті RAYINVR. Це дало можливість отримати багатошарову модель, яку можна було б порівняти з результатами методу спроб і помилок прямого моделювання SEIS83.

2.2.6 Повнохвильове моделювання

Повнохвильві синтетичні сейсмограми в даній роботі розраховані за пакету Tesseral [Костюкевич и др. допомогою програмного 2000]. Він використовує швидку та точну обчислювальну схему, засновану на методі кінцевих різниць, що дозволяє ефективно моделювати хвильові поля для складних геологічних розрізів як для задач пошукової сейсморозвідки, так і при вивченні глибинної будови цілої земної кори та верхньої мантії. Вихідна модель задається за допомогою полігонів, які імітують геологічні шари, окреслюючи їхні верхні та нижні границі, а також та розломи у вигляді ламаних ліній. Рельєф поверхні враховувався так само, як і при променевому моделюванні. В наших дослідженнях повного хвильового поля використовувалася швидкісна модель, яка була отримана за допомогою методу проб та помилок у променевому моделюванні. Для узгодження з Tesseral 2-D модель була перерахована у вигляд решітки або сітки зі значеннями швидкості Р і S хвиль для кожного вузла. Через дуже великі обсяги вхідних проводився на кластерному комп'ютері даних розрахунок 3 використанням алгоритмів розпаралелювання [Коломієць, Харченко 2008].

Використання повно хвильового моделювання дозволяє простежити проходження хвиль через розраховані структури розрізу та побачити в кожен момент часу трансформації хвиль (відбиття, заломлення, кратні відбиття та ін.) на основних границях швидкісного розрізу. Порівняння розрахованих синтетичних розрізів, які отримані в результаті повнохвильового моделювання, зі спостереженими сейсмічними записами дає інформацію про якість інтерпретації та визначає проблемні місця, що потребують додаткової уваги [Коломієць, 2015].

2.3. Висновки.

Інтерпретація даних ширококутних сейсмічних досліджень за відбитими та заломленими хвилями, що розглядаються в даній роботі, головним чином здійснюється на основі побудови моделі розподілу сейсмічних швидкостей вздовж досліджуваного глибинного розрізу, для чого застосовуються різні підходи та методичні прийоми. Процес побудови моделі може складатися з багатьох етапів, результатом яких є проміжні варіанти, розраховані або для певних глибин, або для структурних елементів вздовж профілю. Етапи можуть мати зворотні зв'язки та бути організовані в ітераційні цикли. Інтерпретація даних ширококутних сейсмічних досліджень починається з аналізу хвильового поля та виділення регулярних хвиль з наступним пікінгом вступів – зняттям часових відміток та координат сейсмічних трас, де вони зафіксовані, а також визначенням умов утворення та ідентифікації годографів. На основі цих даних робиться вибір інтерпретаційної моделі. В даному розділі розглянуто та запропоновано ряд комп'ютерних програмних засобів для розрахунку чи підбору моделі розподілу швидкісних характеристик вздовж глибинного розрізу. Найбільш широко вживаним є алгоритм прямого моделювання для трасування променів, в якому розраховується теоретичний відгук латерально неоднорідного середовища, який багаторазово порівнюється зі спостереженими даними, доки модель розподілу швидкості, для якої побудовані результати прямої задачі сейсміки, не забезпечать відповідність між обчисленою та спостереженою реакцією. Основним недоліком такого підходу є дуже великі затрати часу при ручному підборі моделі та дещо суб'єктивний підхід кожного інтерпретатора в оцінці якості збігу розрахункових та спостережених годографів та визначенні типів зафіксованих сейсмічних хвиль. На відміну від обмежень прямого моделювання, узагальнена лінійна інверсія може забезпечити оцінки невизначеності параметрів, дозвільної здатності та неоднозначності, а також гарантувати, що локальний мінімум певної норми досягається.

для інтерпретації даних ширококутових сейсмічинх Таким чином, досліджень були обрані наступні методичні прийоми та комп'ютерні програми: спочатку проводиться аналіз хвильового поля та створюється система годографів, які ув'язуються у взаємних точках; далі проводиться інверсія часів пробігу сейсмічних хвиль та визначається початковий варіант швидкісної моделі будови земної кори; потім вирішується пряма задача з використанням променевого методом підбору моделювання, модель розраховується при покроковому зменшенні розбіжностей між спостереженими та розрахованими годографами; на останньому стапі розраховуються синтетичні сейсмограми, і за мірою їх зафіксованого хвильового поля робиться наближення до висновки про достовірність отриманої швидкісної моделі, або необхідність подальшого її вдосконалення.

РОЗДІЛ З. ЕКСПЕРИМЕНТАЛЬНІ ДАНІ ШИРОКОКУТНИХ ГЛИБИННХ СЕЙСМІЧНИХ ЗОНДУВАНЬ ТА ЇХ ОБРОБКА.

В даному розділі наведені результати, що одержані впродовж польових експериментів з ширококутних глибинних сейсмічних досліджень, які проводились в описаних у першому розділі різних сейсмогеологічних умовах в межах Східно-Європейського кратону, його Прип'ятського рифтового прогину, Українського щита та зони зчленування кратону з Карпатами і Закарпатським прогином, та з Північною Добруджею. Також розглянуті дані, які зібрані на півдні України у одеському шельфі та в Криму (рис. 1.1).

Процес комп'ютерної обробки даних глибинного сейсмічного зондування можна умовно розділити на три етапи: перший – запис вимушених сейсмічних коливань під час польових робіт та формування загального файлу даних, які зареєстровані на сейсмічних станціях; другий - первинна обробка польових матеріалів, одержання зведених монтажів сейсмограм для кожного пункту вибуху для наземних спостережень, чи зведених монтажів сейсмограм для кожної донної сейсмічної станції при дослідженнях на морі; третій - математична обробка сейсмічних записів з метою підвищення співвідношення сигнал-перешкода і візуалізація матеріалів.

В результаті польових експериментів на сейсмічних наземних станціях були записані вимушені коливання, викликані наземними хімічними вибухами та морськими пневматичними гарматами. Інформація з кожної сейсмічної станції в цифровому вигляді була переписана в комп'ютерний файл в спеціальному так званому RAW форматі. Особливість отриманих даних полягає в тому, що ведеться безперервний запис протягом декількох годин, або періодів з декількох годин, при частоті 100 відліків за секунду. Розмір результативного файлу може сягати декількох гігабайтів. Для збереження записів, які зроблені сейсмічними станціями, застосовувалося програмне забезпечення SEGYGATHER, що постачалось в комплекті з обладнанням. Саме збереження проводилося за участі автора ще в польових умовах, а подальша обробка виконувалася вже в Києві на комп'ютерах Інституту геофізики.



Рис 3.1. Схема розділення загального файлу польових записів окремої наземної сейсмічної станцій на траси, що входять у сейсмограми спільного пункту вибуху. Т позначає точний час проведення вибуху.

Таким чином, загальний польовий матеріал наземних та морських

спостережень склали: 1) записи наземних сейсмічних станцій; 2) записи глибинних сейсмічних станцій; 3) записи за системою GPS всіх координат сейсмічних станцій; 4) координати та час проведення вибухів.

Першим кроком для отримання зведених сейсмограм за усіма профілями була підготовка даних з координатами розміщення сейсмічних станцій та вибухів в табличному вигляді та у спеціальному форматі, який відповідає програмному забезпеченню. Ці таблиці використовувались при внесенні параметрів в паспорти сейсмічних трас, що записані в SEGY форматі. Аналогічно готувалась інформація про час наземних вибухів та моменти роботи пневматичної гармати на морі. Таблиці з координатами та точними часами проведення наземних хімічних вибухів наведені в цьому розділі нижче.

На наступному етапі, дані, що записані в полі, необхідно було розділити на записи окремих станцій, щоб прив'язати спостережені коливання до визначених точок на профілі. Маючи записи, які рознесені вздовж профілю і прив'язані до пікетажу, можемо отримати зведені сейсмограми. В записах кожної станції необхідно вибрати відповідні за часом проміжки, на яких зафіксовані коливання від вибухів. Для цього і використовуються табличні дані.

Процес розділення результативного польового файлу на записи окремих станцій схематично показано на рис. 3.1. Єдина послідовність відліків розділяється на окремі ділянки, що приписані до пікетів на профілі за координатами та прив'язані за часом.

На рис. 3.2 показано як із запису сейсмічної станції за часом вибрані корисні проміжки, що містять хвилі, обумовлені вибухами. В нашому випадку використовувався часовий проміжок не менше 180 секунд. Вибираючи такий інтервал запису від моменту вибуху в даних кожної сейсмічної станції, і розміщуючи їх на профілі відповідно до знятої за допомогою системи GPS координати, ми отримуємо зведені сейсмограми спільної точки вибуху.



Рис 3.2. Схема отримання зведених сейсмограм спільного пункту вибуху.

На рис. 3.3 схематично показано, як отримані сейсмограми спільної точки прийому для морських спостережень. В цьому випадку вся зведена сейсмограма спільної точки прийому зберігається в записі окремої донної сейсмічної станції.

Корисні інтервали вибираються відповідно до часів проведення залпів пневматичної гармати. За профілем вони розносяться у відповідності до координати, що зафіксована на кораблі в момент спрацювання гармати.



Рис 3.3. Схема отримання зведених сейсмограм спільного пункту приймання.

Одержання зведених сейсмограм на комп'ютері реалізовано програмою SEGYGATHER. Вона дозволяє переформатовати записи станцій TEXAN з REFTEK у SEGY. Результативні траси мають однакову довжину (в нашому випадку 180 сек). Загублені траси заповнені нульовими відліками. Номери трас та

вибухів, і координати станції записані в заголовки трас у тому вигляді, як вони подані у вхідних даних.

3.1 Сейсмограми спільного пункту вибуху, які зібрані на профілі EUROBRIDGE'97

сейсмічних даних уздовж профілю глибинного Збір сейсмічного зондування EUROBRIDGE був частиною проекту EBPOПPOБА [Bogdanova et al., 2001]. Загальна довжина профілю склала приблизно 1500 км. Його перша частина простягається з північного заходу на південний схід, а друга — з півночі на південь, західну частину Східно-Європейського кратону, охоплюючи яка простирається від палеопротерозойського акреційного поясу Феноскандії до західної частини Українського щита (рис.1.6). Головна наукова задача досліджень за сейсмічним профілем EUROBRIDGE полягала в створенні швидкісної моделі будови літосфери укритої осадовим чохлом платформи між виходами на поверхню протерозойських і архейських комплексів Балтійського і Українського щитів. За проектом EUROBRIDGE міжнародна сейсмічна група провела три основні фази наземного збору даних. Перша ділянка була відпрацьована в 1995 році, де профіль EUROBRIDGE'95 був записаний в напрямку з північного заходу на південний схід в Литві для вивчення глибинної структури Феноскандії [EUROBRIDGE Seismic Working Group, 2001]. Друга ділянка, що продовжила профіль на південний схід, зайняла повністю всю Литву і Білорусь. Тут у 1996 році був відпрацьований профіль EUROBRIDGE'96, який дав можливість вивчити регіональні властивості шовної зони між Феноскандією та Сарматією. Ця шовна зона є найбільш важливою літосферною границею в білорусько-балтійському регіоні Східно-Свропейського кратону [EUROBRIDGE Seismic Working Group, 1999]. Третя остання ділянка містить профіль EUROBRIDGE'97 [Thybo et al., 2003; Grad et al., 2006; Bogdanova et al., 2006] суб-меридіанального простягання, який був відпрацьований між Білоруссю і Україною і висвітив будову північно-західної частини Сарматії і Прип'ятського прогину. Профіль EUROBRIDGE'97 довжиною 530 км перетинає ділянку EUROBRIDGE'96 на півдні Білорусі (рис. 1.6).



Рис. 3.4. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль пункта вибуху SP01 на профілі EUROBRIDGE'97. Дані були відфільтровані з використанням смугового фільтра 2-18 Гц і відображаються з використанням швидкості редукції 8.0 км/с. Показано місце знаходження основних тектонічних блоків фундаменту і Прип'ятський прогин. Скорочення: Рg-сейсмічна рефракція з верхньої кристалічної кори; PмP-сейсмічні відбиття поздовжніх хвиль від границі Мохо; Pn-вступи заломленої поздовжньої хвилі з верхньої мантії під Мохо.



Рис. 3.5. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP03 на профілі EUROBRIDGE'97. Застосована фільтрація 2-18 Гц і швидкість редукції 8.0 км/с. умовні позначення як на рис. 3.4.

Сейсмічний профіль EUROBRIDGE'97 є спільним міжнародним проект за участю наукових та виробничих установ в Білорусі, Данії, Фінляндії, Німеччини, Польщі, Росії, Швеції, Великобританії та України. Збір сейсмічних даних був проведений в серпні і вересні 1997 року уздовж 530-кілометрового трансекту субмеридіонального напрямку в сарматському сегменті Східно-Європейського кратону (рис.1.6).



Рис. 3.6. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP05 на профілі EUROBRIDGE'97. Застосована фільтрація 2-18 Гц і швидкість редукції 8.0 км/с. умовні позначення як на рис. 3.4.



Рис. 3.7. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної

складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP07 на профілі EUROBRIDGE'97. Застосована фільтрація 2-18 Гц і швидкість редукції 8.0 км/с. умовні позначення як на рис. 3.4.

Головною метою даного дослідження було вивчення земної кори і верхньої мантії прилеглого регіону. Профіль EUROBRIDGE'97 перетинає террейни Сарматії, що були вивчені з особливою увагою. В районі Коростенського плутону була запланована висока щільність записуючої апаратури, яка нажаль спрацювала не в повному обсязі, що призвело до пропуску в даних.

Схема пунктів вибуху і принципи запису станцій були аналогічні попереднім сейсмічним експериментам, які проводилися для профілів EUROBRIDGE'95 і EUROBRIDGE'96 [EUROBRIDGE'95 seismic working group, 2001; Bogdanova et al., 2001].

Номер	Широта Пн	Ловгота Сх	Висота	Hac (UTC)	Заряд	
ПВ	(Гр.)	(Гр.)	(M)	(р:д:г:х:с)	(кг)	
SP01	53.3828	28.8520	158.0	1997:243:22:30:00.000168	800	
SP02	53.1070	28.7882	155.0	1997:244:22:30:00.000171	300	
SP03	52.8470	28.7364	144.0	1997:243:23:30:00.000202	700	
SP04	52.5800	28.6832	131.0	1997:244:23:30:00.000204	300	
SP04	52.5800	28.6832	131.0	1997:250:23:00:00.000193	800	
SP05	52.3097	28.6410	130.0	1997:244:21:00:00.000165	600	
SP06	52.0185	28.5818	136.0	1997:243:21:00:00.000163	300	
SP06	52.0185	28.5818	136.0	1997:249:22:30:00.000194	800	
SP07	51.7823	28.5362	138.0	1997:244:01:00:00.000191	400	
SP08	51.5158	28.4934	161.0	1997:249:21:30:00.7964	700	
SP09	51.2220	28.4796	182.5	1997:243:23:00:00.0911	250	
SP10	50.9663	28.4183	193.0	1997:250:00:30:00.9060	250	
SP11	50.6708	28.3956	220.0	1997:244:23:00:03.6228	700	
SP12	50.4284	28.3556	238.0	1997:250:23:30:00.4192	400	
SP13	50.1551	28.3130	232.0	1997:244:01:30:00.3194	639	
SP14	49.8862	28.2828	265.0	1997:249:23:30:00.000165	400	

SP15	49.6188	28.2509	262.0	1997:250:21:30:00.000162	250
SP16	49.3153	28.2190	314.0	1997:251:00:00:00.6587	700
SP17	49.0638	28.1918	310.0	1997:251:00:30:00.000163	250
SP18	48.8240	28.1372	280.0	1997:250:21:00:00.5329	1000

Таблиця 3.1. Детальні характеристики хімічних вибухів, які були виконані впродовж польових робіт за проектом EUROBRIDGE'97 (географічні координати, висота, час за Грінвічем з точністю до мсек, величина заряду в еквіваленті ТНТ).

Сейсмічну енергію було згенеровано на 18 пунктах вибуху, що розташовувалися з номінальним інтервалом 31 км вздовж профілю (SP01- SP18 ; рис. 1.6, таблиця 3.1).



Рис. 3.8. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP10 на профілі EUROBRIDGE'97. Застосована фільтрація 2-18 Гц і швидкість редукції 8.0 км/с. умовні позначення як на рис. 3.4.

Кожен пункт вибуху складався з масивів свердловин, які наповнювалися вибуховою речовиною. Загальний розмір заряду для кожного пункту вибуху коливався від 250 до 1000 кг у еквіваленті тротилу (таблиця 3.1). Кожна з свердловин була глибиною приблизно 40 м, максимальний заряд вибухової речовини складав 85 кг у тротиловому еквіваленті. Вибухи на пунктах SP01-07, 14-15 і 17 були проведені з високою точністю фіксації часу за допомогою системи GPS. Для інших пунктів вибуху моменти знімались на спеціальних інструментах. Система збору даних була організована і проведена в двох впровадженнях з використанням близько 120 мобільних трикомпонентних сейсмометрів, які розставлялися на профілі з номінальним інтервалом 3-4 км від станції до станції. Перекриття між двома розгортаннями в центрі профілю забезпечило подвійну щільність запису в області Коростенського плутону за рахунок фіксації вибухів з декількох місць.



Рис. 3.9. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP12 на профілі EUROBRIDGE'97. Застосована фільтрація 2-18 Гц і швидкість редукції 8.0 км/с. умовні позначення як на рис. 3.4.

За польовою програмою на першому розгортанні були виконані та записані вибухи на точках SP01-07, 09, 11, 13 і 14 в сегменті від пункту вибуху SP01 до околиці SP14, що зайняло інтервал приблизно 400 км довжини профілю. Ділянка другого розгортання простирається від околиці точки SP06 до кінця профілю на пункті вибуху SP18. Таким чином, сейсмічні хвилі від вибухів SP04, 06, 08, 10 і 12-18 були записані на дистанції близько 380 км. Сейсмометри, що були розташовані в центральній частині профілю, яка перекривається обома розгортаннями, приблизно від пункту вибуху SP06 до SP14, були перенесені на половину інтервалу між станціями (що склало близько 1,5 км), щоб отримати високу щільність охоплення сейсмічними променями в області Коростенського плутону для повторних вибухів на пунктах SP04, 06, 13 і 14. Дані цих вибухів були зафіксовані в обох фазах розгортання за профілем EUROBRIDGE'97 для суцільного проміжку, а отже, вздовж всієї довжини профілю.

Для кожного первинного запису, що був зафіксований в польовому експерименті, була виконана обробка даних за допомогою спеціального програмного забезпечення, що дало можливість витягти по 130 сек. сейсмічного запису, моментів вибуху збудження. починаючи 3 для кожного Пн Πд Осніцьк-Мікашевичський магматичний пояс-Волинський блок-



Рис. 3.10. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP13 на профілі EUROBRIDGE'97. Застосована фільтрація 2-18 Гц і швидкість редукції 8.0 км/с. умовні позначення як на рис. 3.4.

Витягнуті таким чином записи, надалі були зведені в загальний набір даних спільного пункту збудження. Інформація про геометрію пунктів збудження та реєстрації була записана у паспорти сейсмічних трас у стандарті збереження сейсмічних даних SEG-Y, а підготовлений таким чином загальний файл даних, що містить всі 18 сейсмограм спільного пункту вибуху (рис. 3.4 - 3.17) з трасами у послідовності їх розташування на профілі, був поширений серед усіх учасників експерименту.



Рис. 3.11. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP15 на профілі EUROBRIDGE'97. Застосована фільтрація 2-18 Гц і швидкість редукції 8.0 км/с. умовні позначення як на рис. 3.4.

3.1.1. Оис поля поздовжніх сейсмічних хвиль.

Всі записи сейсмічних розрізів за профілем EUROBRIDGE'97 показують наявність різних поздовжніх Р-хвиль, які зафіксовані уздовж всього проміжку, який покриває профіль в обох своїх частинах (рис. 3.4 – 3.17). Інтерпретація даних була ускладнена завдяки наявності великого 50 км розриву даних на дистанціях від 210 до 260 км вздовж профілю. На цьому проміжку мало знаходитися російське записуюче обладнання, що не було розгорнуто, а альтернативні резервні інструменти постраждали від збою системи синхронізації, і також на дали можливості зібрати належні сейсмічні дані безпосередньо над Коростенським плутоном.

Перші вступу з позірними швидкостями поздовжніх хвиль приблизно 4 км/с, які пов'язані з осадовим чохлом в північній частині профілю, записані на виносах джерело-приймач до величини приблизно 10 км. Час появи заломленої фази Pg в кристалічному фундаменті складає від 0.5 до 1.5 сек в цій частині профілю між пунктами вибуху SP01 та SP07 (рис. 3.4; 3.5; 3.6; 3.13). В південній частині профілю між пунктами вибуху SP09 та SP18, яка знаходиться в області

Українського щита, фаза Pg спостерігається в основному безпосередньо з точки збудження. Існує виражена зміна позірної швидкості фази Pg за профілем. Звичайна позірна швидкість поздовжніх заломлених хвиль становить 6.0-6.2 км/сек на виносах до 100-150 км, але в центральній частині профілю спостерігаються позірні швидкості, що досягають близько 6.4-6.6 км/с (на серії пунктів вибуху від SP06 доSP11, що гарно простежується на рис. 3.7; 3.13; 3.14). Такі високі швидкості, що спостерігаються в обох напрямках на ділянках перекриття годографів мають гарну ув'язку у взаємних точках за часом пробігу на зустрічних годографах, явно пов'язані з неглибокою зоною високої швидкості, яка розташована в центральній частині профілю навколо Коростенського плутону (рис.3.9; 3.14).



Рис. 3.12. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP17 на профілі EUROBRIDGE'97. Застосована фільтрація 2-18 Гц і швидкість редукції 8.0 км/с. умовні позначення як на рис. 3.4.

Існує виражена відмінність в характері сейсмічного поля між північним і південним сегментами профілю, яка виражена у різних відбиваючих властивостях шарів земної кори і різній інтенсивності відбиття від границі Мохо (наприклад, два напрямки від пункту вибуху SP07, рис. 3.7).



Рис. 3.13. Амплітудно-нормалізовані сейсмічні записи вертикальної компоненти зі смуговим фільтром 1-8 Гц пункту вибуху SP06, яка ілюструє вступи P- і S-хвиль. На верхній діаграмі швидкість редукції 8.0 км/с, P- і S-хвилі показані

в одному проміжку. На середній діаграмі швидкість редукції 4.52 км/с, вирізаний часовий проміжок, на якому вступають тільки поперечні хвилі. На нижній діаграмі швидкість редукції 8.0 км/с, вирізаний часовий проміжок, на якому вступають тільки поперечні хвилі.

Лише деякі відбиття в земній корі в північній частині профілю можуть бути прокорельовані на скільки-небудь значну відстань, хоча корі у цій ділянці притаманні сильні відбивні властивості, а ділянка сейсмічного розрізу, яка починається після вступу прямої заломленої хвилі Pg, має багато повторних вступів аж до складного, але потужного відбиття PмP від Мохо (наприклад, на пунктах вибуху SP03, SP05 і SP07, рис. 3.5; 3.6; 3.7).



Рис. 3.14. Амплітудно-нормалізовані сейсмічні записи вертикальної компоненти зі смуговим фільтром 1-8 Гц пункту вибуху SP08, які ілюструють вступи Р- і S-хвиль. На верхній діаграмі швидкість редукції 4.52 км/с, вирізаний

часовий проміжок, на якому вступають тільки поперечні хвилі. На нижній діаграмі швидкість редукції 8.0 км/с, вирізаний часовий проміжок, на якому вступають тільки поперечні хвилі.



Рис. 3.15. Амплітудно-нормалізовані сейсмічні записи вертикальної компоненти зі смуговим фільтром 1-8 Гц пункту вибуху SP10, які ілюструють вступи S-хвиль, швидкість редукції 4.52 км/с.

Однак, є свідчення окремого збільшення відбиваючих властивостей шарів, які розташовані в основному в низах земної кори на північних ділянках профілю, наприклад, на пункті вибуху SP01, рис. 3.4. У південній частині профілю чітка заломлена фаза хвилі Pg і складна відбита хвиля від поверхні Мохо РмР ідентифікуються на тлі слабо відбиваючої або зовсім прозорої кори (наприклад, на пунктах вибуху SP10-SP17, рис. 3.8 - 3.16). Це явище свідчить про те, що кора в північній частині профілю сильно неоднорідна, на відміну від кори в південній частині, яка набагато більш однорідна, і відповідно більш прозора для сейсмічних хвиль. В той же час у ній присутня невелика кількість розрізнених відбивачів, що представляють собою поверхні розділу між основними шарами земної кори, або дрібномасштабні флуктуації швидкості розповсюдження поздовжніх сейсмічних хвиль. Подальші докази таких характеристик можна побачити в сейсмограмах

спільного пункту збудження на пунктах вибуху SP16 і SP18 (рис. 3.16; 3.17).



Рис. 3.16. Амплітудно-нормалізовані сейсмічні записи вертикальної компоненти зі смуговим фільтром 1-8 Гц пункту вибуху SP16, які ілюструють вступи Р- і S-хвиль. На верхній діаграмі швидкість редукції 8.0 км/с, Р- і S-хвилі

показані в одному проміжку. На середній діаграмі швидкість редукції 4.52 км/с, вирізаний часовий проміжок, на якому вступають тільки поперечні хвилі. На нижній діаграмі швидкість редукції 8.0 км/с, вирізаний часовий проміжок, на якому вступають тільки поперечні хвилі.

Найсильнішими сейсмічними вступами, що спостерігається у хвильовому полі, є відбиття від нижньої кори і фаза РмР, що відповідає відбиттю від підошви земної кори, наприклад, на сейсмограмі пункту вибуху SP06 в інтервалі відстані 260-360 км і редукційному часі 7-9 сек (рис. 3.13). Разом вони зазвичай створюють дивний «дзвін» у хвильовому полі, тривалість якого може сягати від 1,5 до 2,5 сек. Помітні сейсмічні вступи також характерні для нижньої кори в північній частині профілю і для хвилі РмР, що проявляється здебільшого для усього профілю. Ці фази спостерігаються на виносах 90-200 км, а дві серії коливань можуть зливатися, хоча вступи відбитої від підошви кори хвилі РмР можуть легко бути ідентифіковані завдяки помітному збільшенню сейсмічної енергії за рахунок сильних амплітуд коливань на відповідних осях синфазності. Проте, на деяких записаних сейсмограмах спостерігаються окремі відмінні фази РмР у вигляді різкого і короткого імпульсу з тривалістю менше трьох періодів. Такі записи на сейсмограмі пункту вибуху SP07 в південному зафіксовані, наприклад, напрямку і SP18 в північному (рис. 3.7; 3.17).

Сильна сейсмічна фаза з нижньої літосфери (P1) спостерігаються як пізнє прибуття в декількох записаних сейсмограмах, наприклад, на пунктах вибуху SP16, 17 і 18. Вона проявляється на виносах джерело-приймач приблизно 250-350 км, що показано на рис. 3.16; 3.17. Ця фаза характеризуються високою позіною швидкістю, що перевищує 9 км/с, і порівняно довгою кодою, яка продовжується біля однієї секунди. Це свідчить про те, що ця хвиля утворюється від заглибленого відбивача у верхній мантії, який може бути або розривом першого роду, або зоною неоднорідності зі складною тонкою структурою.



Рис. 3.17. Амплітудно-нормалізовані сейсмічні записи вертикальної компоненти зі смуговим фільтром 1-8 Гц пункту вибуху SP18, які ілюструють вступи Р- і S-хвиль. На верхній діаграмі швидкість редукції 4.52 км/с, вирізаний часовий проміжок, на якому вступають тільки поперечні хвилі. На нижній діаграмі швидкість редукції 8.0 км/с, вирізаний часовий проміжок, на якому вступають тільки поперечні хвилі.

У протилежному напрямку на зустрічних сейсмограмах найсильніша витримана сейсмічна енергія надходить дуже пізно, приблизно на 9-тій секунді редукційного часу і виносах джерело-приймач в інтервалі від 260 до кінця реєстрації на відстані біля 360 км. Годограф цієї хвилі характеризується позірною швидкістю 8.2 км/с, що зафіксовано, наприклад, в сейсмограмі на пункті вибуху SP06 (рис. 3.13). Ці вступи сейсмічної енергії можуть легко бути помилково прийняті за вступи заломленої хвилі у верхній мантії Pn, не зважаючи на те, що відповідні чіткі, хоч і слабкі відокремлені вступи можуть бути зафіксовані на окремих сейсмограмах раніше (на менших часах). Осі синфазності з відповідними часами вступу енергії, які характерні для мантійної фази відбиття спостерігаються в секціях для пунктів вибуху SP14-18, що свідчить про сильне занурення мантійного відбивача в південному напрямку (рис. 3.10; 3.11; 3.12; 3.16; 3.17).

3.1.2. Опис поля поперечних сейсмічних хвиль.

Зареєстровані сейсмічні дані на профілі EUROBRIDGE'97 містять сигнали і відношення сигнал/завада для поперечних хвиль надзвичайно високої якості вздовж всього профілю, а особливо в південній частині на Українському щиті. Як первинні, так і вторинні заломлені та відбиті фази поперечних хвиль були прокорельовані на усіх 18 сейсмограмах запису вертикальної компоненти спільного пункту вибуху. Як засвідчив досвід попередніх робіт [EUROBRIDGE seismic working group,1999], поперечні хвилі проявляються в записах вертикальної складової не гірше ніж у записах горизонтальної компоненти, що робить аналіз поперечних хвиль значно простішим та зручним. Хоча, це може здаватися дивним, але такий феномен часто зустрічається у сейсмічних даних рефракції в земній корі. Для кореляції фаз поперечних S-хвиль були підготовлені записи сейсмічних розрізів зі швидкістю редукції 4.52 км/с та використанням смугового фільтру 1-8 Гц. Вісь часу також була промасштабована з коефіцієнтом 1.72, щоб було зручно порівнювати поперечні S-хвилі з відповідними поздовжніми Р-хвилями на сейсмограмах зі швидкістю редукції 8 км/с (рис. 3.13 – 3.17).

У північній частині профілю на інтервалі відстані 0-200 км спостерігаються первинні "перші" вступи фази Sg, які слабкі в порівнянні з фоновими Р-хвилями і сильні вторинні вступи S-хвилі (рис. 3.13, 3.15, 3.16). Відбиття S-хвилі від нижньої кори чітко ідентифікується на виносах приблизно 50 км в сейсмічних розрізах північних пунктів вибуху (SP01-07; Рис 3.4 - 3.13). У південній частині профілю S-хвилі високої якості чітко простежуються на всьому проміжку реєстрації (SP08 -18; рис. 3.14 – 3.17).

В південному напрямку починаючи з відмітки 200 км сейсмічні дані високої якості забезпечують точну кореляцію фаз заломлених і відбитих S-хвиль на більшості сейсмічних розрізів. Відмінності часу пробігу на взаємних точках між двома зустрічними годографами як правило не перевищують 100 мсек. Якість матеріалу настільки хороша, а вступи заломленої у верхній та середній корі поперечної фази Sg настільки сильні, з дуже високим відношенням сигнал/завада, що можуть бути порівняні зі вступами аналогічної поздовжньої фази Pg в південній частині профілю (рис. 3.15 – 3.17). У північній частині вступи фази Sg слабкіші ніж відповідні вступи Pg, а на сейсмічних записах, як правило, лише в рідкісних випадках можна прокорелювати фази Sg на фоні сейсмічного шуму, який створюють "хвости" (коди) поздовжніх хвиль.

Відбиті поздовжні S-хвилі від границь зміни швидкості у середній корі тільки слабо угадуються. Відбиття від границь у нижній корі і відбиття від поверхні Мохо (SмS) є самими сильними S-хвилями, що спостерігаються у всіх сейсмічних розрізах. Ці хвилі реєструються в багатьох сейсмічних розрізах з великими довжинами годографів, протяжність яких коливається від 50-80 до 300-350 км. У південній частині профілю зареєстровані сильні та добре корельовані вступи відбитої від підошви земної кори хвилі SMS, що свідчить про наявність великого швидкісного контрасту на границі Мохо (наприклад, SP16 і SP18; рис. 3.16 та 3.17). На відміну, вступи S-хвиль у північній частині профілю ідентифікуються тільки в якості підсилення обвідної навколо збільшених амплітуд сейсмічних записів, що вказує на зменшення контрасту поперечної сейсмічної швидкості S-хвилі на границі Мохо у порівнянні з південною частиною профілю. Відбита S-хвиля від границі у верхній мантії була виявлена на виносах 320-480 км (наприклад, SP16, рис. 3.16). Безпосереднє порівняння часів пробігу поздовжніх і поперечних хвиль свідчить про великі відхилення співвідношення Vp/Vs від середнього значения 1.73 для всього діапазону досліджених глибин.

3.2. Сейсмограми спільного пункту вибуху, які зібрані на профілі РАNCAKE

Профіль PANCAKE (DOBRE-3) [Старостенко и др., 2009; Starostenko et al., 2013а, Коломієць, 2015] є третім в серії міжнародних ширококутних профілів глибинного сейсмічного зондування, які відпрацьовувалися в Україні з 1999 року для вивчення глибинної будови земної кори і верхньої мантії в південно-західній Східно-Європейського кратону. Перший "DOBRE" частині експеримент [Лисинчук і ін., 2002; Лысынчук и др., 2002; DOBREfraction'99 ..., 2003 ; Град и др., 2003] було проведено з метою вивчення складчастого поясу Донбасу. Другий, DOBRE-2 [Starostenko et al., 2006; 2007; 2008; 2012; 2016; Starostenko & Stephenson, 2007; Tolkunov et al., 2011] був продовженням профілю DOBRE '99 у південному напрямку. Він перетинає Приазовський масив, Азовське море, Керченський півострів і закінчується у східній частині Чорноморського басейну. Третій профіль РАΝСАКЕ має початок в Східній Угорщині і іде в північносхідному напрямку до Західної України через Карпати, закінчуючись на південнозахідній околиці Східно-Європейського кратону в межах Українського щита. Польові роботи за проектом PANCAKE [Starostenko et al., 2013а] проводилися в жовтні 2008 року. В польовому експерименті було виконано 14 хімічних вибухів. Детальна інформація про вибухові роботи, а саме, відстань вздовж профілю, географічні координати, висоти місць проведення вибухів, час вибухів з точністю до тисячних часток секунди та заряд в еквіваленті тротилу, наведені в таблиці 3.2. Відстані між пунктами вибуху коливались в межах від 35 до 50 км один від одного. З усіх вибухів перші З були відпрацьовані в Угорщині, і 11 інших в Україні. Для запису згенерованої сейсмічної енергії були залучені 261 записуюча станція з однокомпонентними сейсмоприймачами, які були розміщені приблизно через кожні 2.5 км вздовж профілю.

Номер пункту вибуху	гу Від- стань	Широта	Довгота	Альтитуда	Час	Потужність заряду	
	(km)	Nφ(deg)	$E \lambda$ (deg)	h (m)	UTC	TNT	
50100	0	47.30079	20.83466	92	2008:288:21:0	700	

50101	64.77	47.71834	21.43426	96	2008:289:21:0	400
50102	143.09	48.28246	22.06985	100	2008:290:20:3	300
50103	170.54	48.38278	22.44973	106	2008:288:20:0	389
50104	202.78	48.58875	22.75683	601	2008:288:21:3	600
50105	243.68	48.84234	23.15927	738	2008:289:20:0	600
50106	294.36	49.1476	23.67389	389	2008:290:21:3	600
50107	343.74	49.45165	24.16854	286	2008:290:20:0	588
50108	391.66	49.74	24.66112	395	2008:290:21:0	560
50109	445.87	50.07056	25.21583	235	2008:291:20:0	700
50110	492.61	50.36361	25.68583	197	2008:290:22:0	700
50111	549.74	50.69417	26.30278	170	2008:289:20:2	800
50112	592.63	50.955	26.75139	164	2008:289:21:2	800
50113	643.72	51.23753	27.32736	184	2008:288:22:0	1000

Таблиця 3.2. Розташування та параметри вибухових джерел, використані вздовж профілю PANCAKE (за матеріалами [Starostenko et al., 2013a]).



Рис. 3.18. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP50100 на профілі PANCAKE. Застосована фільтрація 2-15 Гц і швидкість редукції 8.0 км/с.

Сейсмічні фази були пропіковані (прокорельовані осі синфанзності на сейсмограмах), часи вступу та відстані джерело-приймач були внесені в систему спостережених годографів зафіксованих сейсмічних хвиль і ув'язані у взаємних

точках на зустрічних гілках осей синфазності. Надалі вони використовувалися для моделювання як перших вступів заломлених в осадових шарах хвиль P_{sed}, так і відбиттів, що утворювалися у верхній частині розрізу, а також і фаз більш глибоко занурених заломлених хвиль у верхній та середній земній корі P_g, відбитих від границь зміни швидкості між шарами земної кори PcP та рефрагованих хвиль у верхній мантії відразу під поверхнею Мохо P_n.



Рис. 3.19. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP50101 на профілі PANCAKE. Застосована фільтрація 2-15 Гц і швидкість редукції 8.0 км/с. На врізці проілюстровані вступи Pn заломленої поздовжньої хвилі з верхньої мантії під поверхнею Мохо.

Якість перших вступів змінюється у різних частинах профілю. Так у Паннонському басейні співвідношення сигнал/завада зберігається на хорошому рівні лише до відстані 150 км від пункту вибуху, а на Східно-Європейському кратоні до 300 км. Фаза відбиття від границі Мохо P_MP виділяється найкраще серед хвиль, які приходять у повторних вступах. На деяких записах, наприклад SP50102, SP50104, SP50107 (рис. 3.20, 3.22, 3.23) зафіксовані відбиті від границь в середній корі хвилі P_cP . Фази відбитих хвиль P_1P від розділів у верхній мантії були спостережені та прокорельовані на декількох сейсмограмах на великих виносах, наприклад SP50104, SP50107 - SP50107 (рис. 3.22- 3.28). Сейсмічні записи, які

зібрані у сейсмограми спільного пункту вибуху, демонструють зміни у характері хвильового поля вздовж профілю, що є свідченням відмінності окремих тектонічних споруд, які представлені в геологічному розрізі.



Рис. 3.20. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP50101 на профілі PANCAKE. Застосована фільтрація 2-15 Гц і швидкість редукції 8.0 км/с.



Рис. 3.21. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP50103 на профілі PANCAKE. Фільтрація, редукції, як на рис. 3.20



Рис. 3.22. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP50104 на профілі PANCAKE. Фільтрація, редукції, як на рис. 3.20

3.2.1. Поздовжні Р-хвилі.

У сейсмограмах, які записані на ділянці Паннонського басейну (SP50100 - SP50104), заломлені фази хвиль в осадовому чохлі як правило фіксуються на відстанях 0-15 км від точки збудження, а їх позірна швидкість складає від 4.5 до 5.5 км/с (рис. 3.18 – 3.22). При збільшенні виносів від 15 км до 50-80 км в перших вступах спостерігається фаза хвилі Pg. Вона має позірну швидкість приблизно 6.0 км/с, яка свідчить, що це заломленна хвиля у кристалічному фундаменті Панонського басейну (рис. 3.18 – 3.22).



Рис. 3.23. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP50107 на профілі PANCAKE. Фільтрація, редукції, як на рис. 3.20.

Заломлені хвилі у верхній мантії мають або низьку амплітуду (див. збільшений фрагмент SP50101, рис. 3.19), або є невидимими в цьому регіоні. У повторних вступах виділяється чітке відбиття P_MP від границі Мохо, яке легко може бути прокорельоване на приблизно 6-й секунді редагованого часу. Максимальна амплітуда цієї хвилі спостерігається на відстані 50-80 км від пункту вибуху, що свідчить про відносно тонку кору, потужність якої не перевищує значення 30 км.



Рис. 3.24. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP50108 на профілі PANCAKE. Фільтрація, редукції, як на рис. 3.20.

Відбиття в середині консолідованої земної кори на даній ділянці сейсмічного розрізу не спостерігається. В Паннонському басейні зафіксовані хвилі мають короткі імпульси без реверберації, особливо у крайній південнозахідній частині на SP50100 і SP50101 (рис. 3.18, 3.19). Це свідчить, що земна кора тут відносно прозора для сейсмічних хвиль і не має виражених швидкісних розривів, які розділяють земну кору на шари з різними швидкісними характеристиками.



Рис. 3.25. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP50109 на профілі PANCAKE. Фільтрація, редукції, як на рис. 3.20.



Рис. 3.26 Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP50110 на профілі PANCAKE. Фільтрація, редукції, як на рис. 3.20.

На більшості території Карпат і у Прикарпатському прогині спостерігаються низькі (приблизно 4.5-5.5 км/с) позірні швидкості заломлених сейсмічних хвиль P_{sed} у осадових шарах. В той же час, швидкості близько 6.0 км/с, що мають відповідати заломленій у кристалічному фундаменті хвилі P_g , як правило, не спостерігаються зовсім.



складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP50111 на профілі PANCAKE. Фільтрація, редукції, як на рис. 3.20.



Рис. 3.28 Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP50112 на профілі PANCAKE. Фільтрація, редукції, як на рис. 3.20.

Це може бути викликано наявністю потужних (більше 15 км) відкладів з низькими сейсмічними швидкостями поздовжніх хвиль, що відповідають породам Карпатського складчастого поясу та Прикарпатського прогину. Також це можуть бути підстеляючі метаосадові породи віком від палеозою до мезозою, які можуть демпфірувати сейсмічні фази, що утворюються в межах кристалічного фундаменту. На декількох сейсмограмах спостерігаються короткі осі синфазності зі швидкістю поздовжніх хвиль приблизно 6.0 км/с на виносах джерело-приймач приблизно 20 км. Такі ознаки можуть свідчити про можливу присутність в межах осадового шару високошвидкісних тіл малої потужності. Крім того, для цього району характерне сильне згасання сейсмічних хвиль, яке може пояснюватися сильною деформованістю і тріщинуватістю відкладів. На деяких сейсмограмах, наприклад, SP50105 і SP50106, сейсмічні вступи зафіксовано на відстанях від ПВ тільки до 50 км, що свідчить про вкрай несприятливі сейсмогеологічні умови для проведення подібних експериментів. Додаткове ускладнення вносить те, що перші вступи у більшості сейсмограм мають багатофазну форму імпульсу, які перекривають собою будь-які можливі пізніші фази корисних інформативних сейсмічних хвиль. Відбиття на таких ділянках, як правило, дуже слабкі і непомітні на фоні реверберацій перших вступів та сейсмічних завад. Фаза заломленої у верхній мантії хвилі Pn у сейсмограмах, які записані від вибухів у Карпатському регіоні, взагалі не спостерігається. Ця фаза під Карпатами зафіксована тільки на пунктах вибуху, що розташовані за їх межами, наприклад, SP50104 і SP50108 (рис. 3.22 та 3.24). На великих відстанях від ПВ (понад 200 км) зафіксовані хвилі з високою позірною швидкістю, яка перевищує значення 8.1 км/с. Вона спостерігається на південно-західних гілках годографів, що зареєстровані на пунктах вибуху SP50108 і SP50109 (рис. 3.24 та 3.25), а позірна швидкість близько 8.0 км/с – на пункті вибуху SP50102 (рис. 3.20). Ця фаза, ймовірно, представляє собою відбиття від розривів швидкості у верхній мантії [Коломієць, 2015].

На ділянці профілю, що відповідає Східно-Європейському кратону, діапазон виносів джерело-приймач, на якому спостерігається заломлена хвиля в осадовому чохлі P_{sed} з позірними швидкостями біля 4–5.5 км/с, зменшується від приблизно 15 км на півдні до 0 км на півночі. Ця характеристика вказує на зменшення потужності осадового чохла на території Східно-Європейського кратону, яку перетинає профіль PANCAKE. Заломлена хвиля у верхній земній корі P_g цього регіону несе порівняно потужну енергію і має високе відношення сигнал/завада, внаслідок чого може бути легко прокорельованою, а її вступи проідентифіковані та оцифровані, на виносах джерело-приймач до 150-200 км.
Позірна швидкість заломленої хвилі $P_{\rm g}$ знаходиться в діапазоні від 6.0 до 6.2 км/с (рис. 2.18 -2.28). На південно-західній частині профілю фази заломленої у фундаменті хвилі Р_g мають довгу коду (рис. 3.18 -3.22), що є свідченням сильних відбиваючих властивостей земної кори. На відміну, кора у північно-східній частині виглядає більш прозорою і характеризується різкими фазами хвилі Р_д з подальшими малоамплітудними сигналами (рис. 3.26 -3.28). На деяких ділянках вступи хвилі Р_g мають сильні зниження амплітуди коливань із збільшенням відстані від ПВ, що навіть може призводити до пропусків у годографах. Це явище характерне ділянкам розрізу, на яких спостерігається зменшення швидкості проходження сейсмічних хвиль з глибиною, що відповідає зоні зменшених швидкостей. На сейсмограмах, які записані на пунктах вибуху SP50107 і SP50108 (рис. 3.23 і 3.24), на гілках годографів заломленої хвилі у верхній корі зафіксовано пропуск відповідних вступів на відстані 15 км від точки збудження коливань, що свідчить про наявність зони зменшених швидкостей у верхній корі поряд з цими пунктами вибухів. На пунктах вибуху SP50108 і SP50110 (рис. 3.24 і 3.26) спостерігається зменшення амплітуди фаз Р_д при виносах приблизно 80 км, яке може бути пов'язане з присутністю іншої зони зменшених швидкостей, або зони з низьким градієнтом швидкості у верхній та середній земній корі.



Рис. 3.29. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP50111 на профілі PANCAKE, який ілюструє вступи поздовжніх Р- та поперечних S-хвиль. Застосована смугова фільтрація 1-8 Гц і швидкість редукції 8.0 км/с (за матеріалами [Starostenko et al., 2013а; Коломієць, 2015]).



Рис. 3.30. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP50112 на профілі PANCAKE, який ілюструє вступи поздовжніх Р- та поперечних S-хвиль. Застосована смугова фільтрація 1-8 Гц і швидкість редукції 8.0 км/с (за матеріалами [Starostenko et al., 2013а; Коломієць, 2015]).

Для більшої частини пунктів вибуху, які розташовані на Східно-Європейському кратоні, відбиття від верхньої кори гарно простежується (наприклад, SP50110 - 50113, рис. 3.26 – 3.31). Також на відповідних сейсмограмах зафіксовані сильні відбиті хвилі від поверхні Мохо і заломлені відразу під нею хвилі у верхній мантії, наприклад, на пунктах вибуху SP50108 і 50112 (рис. 3.24 і 3.28). Критична точка для відбитої від Моха фази Р_мР, яка відповідає точці максимальної амплітуди, знаходиться на виносах джерело-приймач приблизно 150 км. Разом з відносно пізнім часом прибуття цієї хвилі, який складає приблизно 8 сек за редукційною шкалою, це вказує на велику потужність консолідованої кори на ділянці профілю PANCAKE у Східно-Європейському кратоні, яка може бути більше 45 км [Starostenko et al., 2013а; Коломієць, 2015]. На сейсмограмах деяких пунктів вибуху зафіксовані закритичні відбиття від границі Мохо з великою амплітудою, які, скоріше за все, накладаються на більш глибокі закритичні корові фази $P_{ov}P$. Вони можуть бути прокорельовані на виносах джерело-приймач 200-300 км (див. SP50109 і SP50113; рис 3.25 і 3.31).

3.2.2. Поперечні S-хвилі.



Рис. 3.31. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP50113 на профілі PANCAKE, який ілюструє вступи поздовжніх Р- та поперечних S-хвиль. Застосована смугова фільтрація 1-8 Гц і швидкість редукції 8.0 км/с (за матеріалами [Starostenko et al., 2013а; Коломієць, 2015]).

У порівнянні з фазами поздовжніх хвиль, поперечні хвиль мають дещо гірше співвідношення сигнал/завада. Їх початок нерідко закривається кодами поздовжніх хвиль, тому стабільно виділити їх важко. Поперечні S-хвилі прийнятної якості записані на ділянці профілю PANCAKE, яка розташована у Східно-Європейському кратоні (на північний схід від SP50107 і SP50108). Збільшення співвідношення сигнал/завада для поперечних хвиль відбувається в напрямку північної частини профілю (див. SP50111, SP50112 і SP50113; рис. 3.29; 3.30; 3.31). Спостереженими фазами у хвильовому полі є фази S_g - заломлені поперечні сейсмічні хвилі у верхній консолідованій корі, які фіксуються на виносах джерело-приймач від 70 до 100 км. Їх позірні швидкості складають приблизно 3.5-3.6 км/с [Starostenko et al., 2013а; Коломієць, 2015].

На сейсмограмах пунктів вибуху, що були проведені в межах Східно-Європейського кратону вдалося виділити кілька відбиттів всередині земної кори і відбиту фазу від її підошви S_MS . Критична точка відбитої від поверхні Мохо поперечної хвилі знаходиться на виносах джерело-приймач приблизно 150 км (рис. 3.29; 3.30; 3.31).

3.3 Сейсмограми спільного пункту вибуху, які зібрані на профілі DOBRE-4

Даний пункт роботи присвячений експериментальним польовим матеріалам, які були зібрані за проектом DOBRE-4 [Starostenko et al., 2013b; Janik et al., 2016; Старостенко и др., 2017a; 20176, Коломієць, 2015] ширококутного глибинного сейсмічного зондування, проведеного на півдні України в 2009 році і спрямованого на дослідження загальної будови земної кори і верхньої мантії в південно-західній частині Східно- Європейського кратону, в тому числі його переходу до трансєвропейської шовної зони [Berthelsen, 1993].

Розташування профілю, вздовж якого виконувався сейсмічний експеримент DOBRE-4, показано на рис. 1.1 та 1.10. Профіль має довжину приблизно в 500 км, бере свій початок на українсько-румунському кордоні поблизу м. Рені на річці Дунай, продовжується на північний схід вздовж Чорноморської прибережної рівнини, проходячи приблизно в 30 км на північний захід від Одеси і закінчуючись на північ від Кривого Рогу. На південному заході профіль починається в межах Нижнє-Прутского виступу Північної Добруджі (пункт SP15100; рис. 3.32), перетинає Преддобруджінській прогин (пункти SP15101 - SP15103; рис. 3.33- рис. 3.35), Південноукраїнську моноклиналь (пункти SP15104 - SP15108; рис. 3.36- рис. 3.40, колишня назва - Причорноморська западина), яка перекрита осадовими породами, виходить на південний схил Українського щита (пункти SP15108 - SP15109; рис. 3.40, рис. 3.41) і відкриту його частина (пункти SP15110 - SP15110 - SP15112; рис. 3.42- рис. 3.42), закінчуючись в межах Криворізько-Кременчуцької зони розломів. DOBRE-4 є четвертим міжнародним профілем ГСЗ в серії "DOBRE", які відпрацьовувалися в Україні з 1999 року.

Проект DOBRE-4 є результатом міжнародного співробітництва установ України (Інститут геофізики Національної Академії Наук України та Державного геофізичного підприємства "Укргеофізика", м.Київ), Фінляндії (Інститут сейсмології, Університет Гельсінкі), Польщі (інститут геофізики Польської Академії Наук) та Данії (Геологічний інститут, Університет Копенгагена). Польові роботи в експерименті DOBRE-4 проводилися на початку жовтня 2009 року і включали 13 пунктів вибуху (ПВ) через кожні 30-50 км, а також 230 сейсмічних записуючих станцій, які розставлялися приблизно через кожні 2.5 км. 174 свердловин були використані для розміщення всього 8700 кг вибухівки (в еквіваленті). Детальна інформація вибухові роботах тротиловому про представлена в таблиці 3.3.

Номер					
пункту	Широта	Довгота	Висота	Hac UTC	Заряд
вибуху	Ν (φ)	Ε (λ)	h (м)	(г:д:ч:м:с)	(кг)
SP15100	45.45139	28.35333	57	2009:279:21:30:0.1	1000
SP15101	45.68194	28.7075	56	2009:279:22:30:1.2	700
SP15102	45.93222	29.12583	56	2009:280:20:30:2.72	600
SP15103	46.18667	29.54528	47	2009:281:20:30:5.1	600
SP15104	46.37194	29.9575	51	2009:279:20:0:4.7	600

46.58694	30.34806	89	2009:279:23:0:21.75	500
46.80694	30.73278	45	2009:279:21:8:17.35	500
47.01722	31.14111	41	2009:281:21:30:4.38	500
47.22444	31.55833	37	2009:282:20:1:3.15	600
47.46889	32.06889	84	2009:281:20:0:6.98	600
47.73222	32.53944	67	2009:280:20:0:8.56	700
47.96889	33.02833	94	2009:279:21:59:56.09	800
48.1775	33.44583	110	2009:279:20:30:43.13	1000
	46.58694 46.80694 47.01722 47.22444 47.46889 47.73222 47.96889 48.1775	46.5869430.3480646.8069430.7327847.0172231.1411147.2244431.5583347.4688932.0688947.7322232.5394447.9688933.0283348.177533.44583	46.5869430.348068946.8069430.732784547.0172231.141114147.2244431.558333747.4688932.068898447.7322232.539446747.9688933.028339448.177533.44583110	46.5869430.34806892009:279:23:0:21.7546.8069430.73278452009:279:21:8:17.3547.0172231.14111412009:281:21:30:4.3847.2244431.55833372009:282:20:1:3.1547.4688932.06889842009:281:20:0:6.9847.7322232.53944672009:280:20:0:8.5647.9688933.02833942009:279:21:59:56.0948.177533.445831102009:279:20:30:43.13

Таблиця 3.3. Інформація про координати, маси заряду і час проведення вибухових робіт на профілі DOBRE-4.



Рис. 3.32. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP15100 на профілі DOBRE-4. Застосована фільтрація 2-12 Гц і швидкість редукції 8.0 км/с.

У хвилевому полі, яке було зареєстровано на профілі DOBRE-4, вдалося виділити та визначити координати і часи вступів всіх основних інформативних сейсмічних хвиль, що утворились під час вибухів, пройшли через шари земної кори і верхньої мантії і вийшли на поверхню, де були записані сейсмічними станціями на профілі. Заломлені і відбиті фази поздовжніх Р- та поперечних S-

150

хвиль свідчать про непрості умови їх формування та розповсюдження. Особливо це стосується коливань, які пов'язані з поверхнею Мохо, що свідчить про її надзвичайно складну будову вздовж профілю (див. рис. 3.33–3.38).



Рис. 3.33. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP15101 на профілі DOBRE-4. Фільтрація 2-12 Гц, швидкість редукції 8.0 км/с.

Виділені в сейсмічних записах окремі осі синфазності були ідентифіковані на предмет умов їх утворення та зони розповсюдження вздовж розрізу, ув'язані у взаємних точках на зустрічних гілках та внесені у систему годографів, які надалі використовувалися для розрахунку швидкісної моделі та інтерпретації. Сейсмічні записи та виділені годографи свідчать про надзвичайно складний характер хвильового поля.



Рис. 3.34. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP15102 на профілі DOBRE-4.

Фільтрація 2-12 Гц, швидкість редукції 8.0 км/с.

3.3.1. Поздовжні Р-хвилі.

3.3.1.1. Заломлені хвилі. Перші вступи сейсмічної енергії на всіх записаних сейсмограмах представлені заломленими фазами поздовжніх Р- хвиль. Заломлені фази можуть бути утворені відповідними хвилями у верхніх щільних шарах осадових відкладів (Psed), верхній та середній кристалічній корі (Pg) та у верхній мантії (Pn; puc. 3.35- puc. 3.42).



Рис. 3.35. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP15103 на профілі DOBRE-4. Фільтрація 2-12 Гц, швидкість редукції 8.0 км/с.



Рис. 3.36. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP15104 на профілі DOBRE-4. Фільтрація 2-12 Гц, швидкість редукції 8.0 км/с.

При наявності осадового чохла у ближній до вибуху зоні на виносах джерело-приймач від нуля до 10 км проявляється пряма заломлена хвиля Psed, яка іде через осадові послідовності. В експерименті DOBRE-4 вона спостерігалася на південно-західному краю профілю, починаючи із пункту вибуху SP15000 і до відстані близько 120 км на пункті вибуху SP 15004 (рис. 3.32 – рис. 3.36). Фаза Psed характеризується позірною швидкістю від 2.3 до 3 км/с і слідкується на виносах джерело-приймач від 0 до 10 км.

Для більшості пунктів вибуху перші вступи можуть бути прокорельовані на виносах до 200–210 км (фази Pg) і до приблизно 400 км (заломлені мантійні фази; рис. 2.32 - 2.42). Заломлена фаза хвилі Pg на профілі DOBRE-4 спостерігається на виносах джерело-приймач більших від 10 км і до відстані у 200 км. Вона просувається з позірною швидкістю від 5.5 до 6.2 км/с (рис. 3.33- рис. 3.40).



Рис. 3.37. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пунктах вибуху SP15105 та SP15106 на профілі DOBRE-4. Фільтрація 2-12 Гц, швидкість редукції 8.0 км/с.

Такий порядок величин свідчить про те, що ця хвиля утворилася внаслідок заломлення у кристалічному фундаменті. У південно-західній частині профілю між пунктами вибуху SP15100 та SP15104 на виносах до 50 км фази хвилі Pg мають позірну швидкість 5.5–5.7 км/с. На більших виносах від 50 до 100 км позірна швидкість хвилі Pg змінюється в межах від 6.3 до 6.4 км/с [Starostenko et al., 2013b; Коломієць, 2015] (рис. 3.32- рис. 3.36).



Рис. 3.38. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP15107 на профілі DOBRE-4. Фільтрація 2-12 Гц, швидкість редукції 8.0 км/с.



Рис. 3.39. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP15108 на профілі DOBRE-4. Фільтрація 2-12 Гц, швидкість редукції 8.0 км/с.

На північно-східній ділянці на виносах джерело-приймач 50–100 км для пунктів вибуху від SP15105 до SP15111 фази заломленої у консолідованій земній

корі хвилі Рд мають позірну швидкість 5.8-6.1 км/с, яка збільшується до 6.2–6.3 км/с при збільшенні відстані джерело-приймач зі ста кілометрів до інтервалу 100–200 км (рис. 3.37- рис. 3.43). На відстанях більших 200 км від пункту вибуху реєструються заломлені хвилі, які в більшості випадків занурюються глибше поверхні Мохо і проходять через верхню мантію. Хвилі, що розповсюджуються в мантії (Pmantle), на профілі DOBRE-4 були зафіксовані на декількох пунктах вибуху (рис. 3.33- рис. 3.41). На сейсмограмах вони проявляються на виносах від пункту вибуху в діапазоні від 200 до 400 км. Амплітуда таких коливань може бути дуже великою, що спостерігається, наприклад на пункті вибуху SP15104 (рис. 3.36). Позірна швидкість цих хвиль коливається в межах від 8 до 8.3 км/с. Мантійні фази з такими швидкостями утворюються в результаті заломлення у верхній мантії відразу під поверхнею Мохо (Pn). Відбиття від мантійних границь зміни швидкості утворюють фази P1P та P2P (рис. 3.43). Вони можуть представляти собою заломлені хвилі на окремих ділянках неоднорідності у верхній мантії [Starostenko et al., 2013b; Коломієць, 2015].



Рис. 3.40. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP15109 на профілі DOBRE-4. Фільтрація 2-12 Гц, швидкість редукції 8.0 км/с.

Хвилеве поле за профілем DOBRE-4 демонструє зміну відбиваючих, заломлюючих та пропускних властивостей середовища, в якому воно було записане. На сейсмограмах в південно-західній частині профілю на дистанціях від

0 до 265 км вступи заломленої хвилі в фундаменті Pg та відбиття, які утворилися у верхній корі, мають сильні некогерентні коди. Довжина хвилі при цьому може складати декілька секунд. Такий характер запису, наприклад, на пункті вибуху SP15101 (рис. 3.33). вказує на досить невисокі відбиваючі властивості земної кори на цій ділянці розрізу. На сейсмограмах в північно-східній частині профілю, наприклад, в пунктах вибуху SP15109 та SP15111 (рис. 3.41- рис. 3.43), вступи заломленої хвилі в фундаменті Pg представляють собою короткі та різкі серії коливань, після яких ідуть слабкі коди з амплітудою, що тільки іноді трохи перевищує фонові коливання. Подібне сейсмічне поле відповідає земній корі, яка майже прозора для проходження сейсмічних хвиль. Виняток складають тільки окремі відбиті фази, що утворюються на фрагментах більш масштабних поверхонь зміни сейсмічної швидкості, наприклад фаза PcP на сейсмограмі SP15110 [Starostenko et al., 2013b; Коломієць, 2015] (рис. 3.41).



Рис. 3.41. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP15110 на профілі DOBRE-4. Фільтрація 2-12 Гц, швидкість редукції 8.0 км/с.

На сейсмограмі пункту вибуху SP15105 (рис. 3.37) можна побачити різку зміну в характері коди сейсмічного коливання в південному та північному напрямку від пункту вибуху. Це стосується як заломленої у фундаменті фази Pg, так і відбитої від підошви кори хвилі PMP. Такі зміни можуть бути пов'язані зі складною блоковою будовою осадового покрову, різкою зміною його потужності, яка збільшується у південному напрямку. Також це може пояснюватися присутністю різних за ступенем деформацій більш глибоких ділянок земної кори в південно-західній частині профілю по відношенню до північно-східної.

3.3.1.2. Відбиті хвилі.

Витримані когерентні відбиті хвилі від швидкісних границь верхньої та середньої земній корі майже не спостерігаються. Більш пізні хвилі у повторних вступах, які інтерпретуються як відбиті від покрівлі нижньої кори, фіксуються на невеликих відстанях від пунктів вибуху на коротких інтервалах, що не перевищують приблизно 20 км. Такі хвилі зафіксовані, наприклад, на пунктах вибуху SP15101, SP15106 та SP15110 (рис. 3.33, 3.38 та 3.42).



Рис. 3.42. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP15111 на профілі DOBRE-4. Фільтрація 2-12 Гц, швидкість редукції 8.0 км/с.

Головною особливістю хвильового поля, яке записане на профілі DOBRE-4 є фази відбитої хвилі, яка фіксується на часовому інтервалі від 7-ї до 9-ї секунди редукційного часу та на виносах від пункту вибуху від 100 до 250 км. Відповідне коливання дуже когерентне і має надзвичайно високу амплітуду. На сейсмограмах з обох кінців профілю зазначені хвилі мають вигляд типових одиночних фаз (рис. 3.32, 3.33, 3.42), які відповідають відбитим від підошви земної кори хвилям РмР (відбиття від границі Мохо).

В той же час на інших сейсмограмах (наприклад, SP15103, рис. 3.35) ми спостерігаємо дві окремі фази коливань з більшою і меншою позірною швидкістю. Ці фази або перетинаються одна одною, або фіксуються на різному редукційному часі. Це можна побачити, наприклад, на пункті вибуху SP1507 (рис. 3.39), де фіксується одне відбиттям від границі Мохо на приблизно 8-й секунді редукційного часу, і друге відбиття, яке прибуває приблизно на 10-й секунді редукційного часу. Вже на етапі інтерпретації за результатами прямого сейсмічного моделювання нам вдалося з'ясувати, що подвоєння, а іноді навіть потроєння годографів відбитої від границі Мохо хвилі (рис. 3.34, 3.35) пояснюється сильно хвилястою формою її поверхні [Starostenko et al., 2013b; Коломієць, 2015]. При цьому фрагментам годографу, які характеризуються більш високою позірною швидкістю, відповідають відбиті хвилі, що сформувалися на ділянках границі Мохо, де глибина поверхні зменшується із збільшенням виносів від пункту вибуху. І навпаки, годографи з меншою позірною швидкістю відповідають відбиттям від ділянок поверхні Мохо, яка заглиблюється при збільшенні виносів від пункту вибуху. Таким чином, у сумарній сейсмограмі ми спостерігаємо суперпозицію всіх цих фрагментів відбитої від поверхні Мохо хвилі, яка приводить до появи петель та потроєння відповідного годографу (рис. 3.34 – 3.37). В більшості випадків описані вище коливання мають дуже чіткі фази високої якості, які дуже легко і впевнено ідентифікуються і, незважаючи на їх незвичайний характер, потребують свого обґрунтованого пояснення.



Рис. 3.43. Амплітудно-нормалізовані сейсмічні записи вертикальної

компоненти зі смуговим фільтром 1-8 Гц пункту вибуху SP15102, яка ілюструє вступи Р- і S-хвиль. Швидкість редукції 8.0 км/с (за матеріалами [Starostenko et al., 2013b; Коломієць, 2015]).

3.3.2. Поперечні S-хвилі

Вступи поперечних сейсмічних S-хвиль значно поступаються відповідним вступам поздовжніх P-хвиль (рис. 3.43 – 3.45). Загалом, амплітуда поперечних хвиль у північно-східній частині профілю більша у порівнянні з південнозахідною. Скоріше за все, це пояснюється присутністю більш тонкого осадового чохла, який не створює в достатній мірі умови згасання для поперечних хвиль.



Рис. 3.44. Амплітудно-нормалізовані сейсмічні записи вертикальної компоненти зі смуговим фільтром 1-8 Гц пункту вибуху SP15106, яка ілюструє вступи Р- і S-хвиль. Швидкість редукції 8.0 км/с (за матеріалами [Starostenko et al., 2013b; Коломієць, 2015]).

Осі синфазності поперечних S-хвиль загалом набагато більш розрізнені у порівнянні з фазами поздовжніх P-хвиль. На сейсмограмах їх вступи, як правило, закриті кодами більш ранніх поздовжніх хвиль, що значно затрудняє їх виділення та кореляцію. На південно-західному краю профілю, наприклад на сейсмограмах пунктів вибуху SP15100 і 15101 (рис. 3.32, 3.33), фази заломленої у фундаменті поперечної хвилі Sg взагалі не простежуються, тоді як вступи відбитої хвилі від

границі Мохо SмS можуть бути виділені та прокорельовані.



Рис. 3.45. Амплітудно-нормалізовані сейсмічні записи вертикальної компоненти зі смуговим фільтром 1-8 Гц пункту вибуху SP15110, яка ілюструє вступи Р- і S-хвиль. Швидкість редукції 8.0 км/с (за матеріалами [Starostenko et al., 2013b; Коломієць, 2015]).

На сейсмограмах, що записані на інших пунктах вибуху, виділена фаза заломленої у фундаменті поперечної хвилі Sg має різну якість, тоді як відбиття від підошви кори SмS, загалом, має більш високу амплітуду та простежується набагато легше. На окремих сейсмограмах, наприклад, для пунктів вибуху SP15106 та SP15110, спостерігається незначне збільшення амплітуди на виносах джерело-приймач більших 200 км, що свідчить про слабке заломлення (фаза Sn) поперечних хвиль у верхній мантії (рис. 3.44, 3.45).

3.4. Експериментальні дані вздовж профілю DOBRE-5

У цьому пункті представлені експериментальні польові матеріали, які були зібрані за проектом DOBRE-5 [Starostenko et al., 2015; Фарфуляк, 2016] ширококутного глибинного сейсмічного зондування, проведеного на півдні України в 2011 році і спрямованого на дослідження будови земної кори і верхньої мантії Чорноморського регіону в Україні від Добруджі через Одеський шельф і Крим до Керченського півострова. Завданням дослідження було вивчення структури і потужності осадового покриву та розподілу швидкісних характеристик і границь зміни сейсмічних швидкостей в літосфері з метою локалізації структур, перспективних для утворення покладів вуглеводнів і інших корисних копалин.

Розташування профілю, вздовж якого виконувався сейсмічний експеримент DOBRE-5, показано на рис. 1.1 та 1.11. Профіль має довжину приблизно в 630 км, бере свій початок в Переддобруджі на ділянці м. Рені - м. Кілія, де були відпрацьовані перші два пункти вибуху SP15200 та SP15201 (рис. 3.46, 3.47), далі був зроблений пропуск у спостереженнях на ділянці Чорного моря, потім наземні сейсмічні спостереження були продовжені вздовж профілю від селища Чорноморське до м. Керчі у Криму, де були відпрацьовані ще шість пунктів вибуху SP15202 - SP15207 (рис. 3.46-53).



Рис. 3.46. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пунктах вибуху SP15200 SP15202 SP15203 на профілі DOBRE-5. Застосована фільтрація 2-12 Гц і швидкість редукції 8.0 км/с.

Зазначений експеримент став можливим завдяки зосередженню зусиль цілого ряду наукових та виробничих організацій: України - Інституту геофізики НАНУ і держпідприємстві «Укргеофізика»; Польщі - Інституту геофізики ПАН; Данії = Геологічного Інституту Копенгагенського Університету; Фінляндії -Гельсінського Університету. Міжнародна співпраця дозволила, по-перше, залучити для проведення такого масштабного експерименту необхідну кількість сучасних цифрових сейсмічних станцій, по-друге, виконати роботи за проектом на високому міжнародному рівні [Starostenko et al., 2015; Фарфуляк, 2016].



Рис. 3.47. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP15201 на профілі DOBRE-5. Застосована фільтрація 2-12 Гц і швидкість редукції 8.0 км/с.

Польові роботи були виконані в жовтні 2011 року за методикою ширококутних глибинних сейсмічних зондувань з проведенням восьми хімічних вибухів на суходолі та реєстрацією коливань вздовж профілю з домогою 203 цифрових сейсмічних станцій ТЕХАΝ, що дозволило побудувати систему зустрічних і наздоганяючих годографів. В якості джерела сейсмічних хвиль застосовувалися хімічні вибухи в свердловинах. Всього було пробурено 128 свердловин, приблизна середня глибина яких склала 25 м. Загальна маса заряду, що був підірваний для генерації коливань, склала 6400 кг. Відстань між пунктами вибухи у Переддобруджі становила близько 60 км, на Кримському півострові вибухи проводились з інтервалом 50 – 60 км. Сейсмічні станції були розставлені вздовж профілю на суходолі через приблизно кожні 2.5 км. У Переддобруджі було використано 48 станцій запису, а в Криму – 155 одиниць. Якість записаних сейсмічних даних змінюється в залежності від місцевих сейсмогеологічних умов збудження та прийому коливань, а також від маси заряду, що використовувався для кожного з вибухів [Starostenko et al., 2015].



Рис. 3.48. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP15204 на профілі DOBRE-5. Фільтрація 2-12 Гц, швидкість редукції 8.0 км/с.



Рис. 3.49. Система годографів поздовжніх хвиль, що були зареєстровані на профілі 26 (за матеріалами [Маловицкий, Непрочинов, 1972]).

На місці пропуску у спостереженнях на ділянці Чорного моря ще в 70-ті роки минулого століття були проведені глибинні сейсмічні дослідження за профілем 26, який перетинає в субширотному напрямі одеський шельф північнозахідної частини Чорного моря від острова Зміїний до півострова Тарханкут.



Рис. 3.50. Аналогові сейсмічні записи, що були зроблені у 1966 році морською донною станцією ОВН5 на профілі 26 (за матеріалами [Маловицкий, Непрочинов, 1972]).

Опубліковані годографи [Маловицкий, Непрочинов, 1972], які були одержані за сейсмограмами семи донних та двох наземних багатоканальних станцій були оцифровані і включені в набір даних для сейсмічного моделювання (рис. 3.49). Крім були також використані того, дані 3 двох донних однокомпонентних аналогових станцій цього профілю, які були оцифровані за опублікованими зображеннями сейсмограм (рис. 3.50). Джерелом сейсмічної енергії в експерименті був застосований обладнаний на кораблі пересувний пункт вибуху. Вибухи проводилися через приблизно 1.5 - 2 км на морському дні. Судячи з опублікованих сейсмічних даних, було виконано трохи менше сотні вибухів, причому потужність заряду у кожному складала близько 105 кг у тротиловому еквіваленті.



Рис. 3.51. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP15205 на профілі DOBRE-5. Фільтрація 2-12 Гц, швидкість редукції 8.0 км/с.

Спостереження проводилися на донних морських станціях, де в якості приймачів сейсмічних сигналів виступали гідрофони. Всього було задіяно сім морських точок спостереження (ОВН1 - ОВН7) і дві наземні 14-ти канальні аналогові сейсмічні станції (LS-8 і LS-9), дані про які наведені в таблиці 3.4. Загальна довжина морських спостережень профілю 26 склала 184 км (рис. 3.48). За батиметричними даними глибина моря вздовж лінії спостережень змінюється від 35 до 50 м, що в масштабах експерименту суттєвої ролі не виграє. Координати точок спостереження та вибухів на час проведення робіт були засекречені, але завдяки опублікованому опису місця початку профілю біля острова Зміїний та положення наземних станцій запису [Маловицкий, Непрочинов, 1972], та з допомогою космічних знімків, що опубліковані Google, нам вдалося поновити географічні координати точок початку та закінчення профілю. Координати проміжних пунктів вибуху та донних станцій розраховані завдяки відомим відстаням від початку до шуканої точки вздовж лінії профілю. Таким чином, відстань між донними станціями становила 35-40 км. Похибки у визначенні координат точок збудження і приймання коливань у морській частині профілю DOBRE-5 для даних профілю 26 не перевищують перших сотень метрів [Starostenko et al., 2015; Фарфуляк, 2016].



Рис. 3.52. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP15205 на профілі DOBRE-5. Фільтрація 2-12 Гц, швидкість редукції 8.0 км/с.

У системі годографів, що одержана за сейсмічними даними профілю 26 (рис. 3.49) [Маловицкий, Непрочинов, 1972], проведена ув'язка у взаємних точках на зустрічних гілках точністю до 0.1 сек, що говорить про досить хорошу якість матеріалу. Проте, коротка система спостережень забезпечила фіксацію тільки відбитих хвиль у земній корі від, в інтерпретації авторів, "базальтового" і "гранітного" шарів. Детальні дані про потужність зарядів, географічні координати та точні часи проведення вибухів, що були проведені впродовж польового експерименту DOBRE-5 та про донні станції, що були використані на профілі 26, наведені в таблиці 3.4.

Номер	Широта	Ποργοτα	Δηγτάτν	Uac LITC	TNT
пункту	$N(\varphi)$	$E(\lambda)$	ла h (м)	(v:d:h:m:s:)	заряд
вибуху	- (+)	= ()	A ()	())	(кг)
SP15200	45,451	28,355	60	2011:277:20:12:07.74	1000
SP15201	45,463	29,097	2	2011:277:20:38:16.79	800
SP15202	45,448	32,580	79	2011:277:21:10:12.77	600
SP15203	45,418	33,195	24	2011:277:21:40:47.05	700
SP15204	45,376	33,879	73	2011:277:22:39:22.30	700
SP15205	45,343	34,470	63	2011:277:22:12:09.68	800
SP15206	45,293	35,132	14	2011:278:20:07:39.50	800
SP15207	45,218	35,981	33	2011:279:20:39:54.90	1000

OBH-1	45,269	30,205	0	1966	105
OBH-2	45,294	30,707	0	1966	105
OBH-3	45,300	30,826	0	1966	105
OBH-4	45,307	30,964	0	1966	105
OBH-5	45,322	31,312	0	1966	105
OBH-6	45,342	31,795	0	1966	105
OBH-7	45,360	32,278	0	1966	105
LS-8	45,345	32,549	20	1966	105
LS-9	45,381	32,943	50	1966	105

Таблиця 3.4. Інформація про хімічні вибухи, що були проведені впродовж польового експерименту DOBRE-5 та про донні станції, що були використані на морському відрізку за профілем 26 (за матеріалами [Starostenko et al., 2015; Маловицкий, Непрочинов, 1972]).



Рис. 3.53. Амплітудно-нормований сейсмічний розріз вертикальної складової поздовжніх хвиль в пункті вибуху SP15207 на профілі DOBRE-5. Фільтрація 2-12 Гц, швидкість редукції 8.0 км/с.

Для створення загальної системи годографів зафіксованих хвиль, сейсмічні фази Р-хвиль були ідентифіковані та прокорельовані за записами восьми нових наземних пунктів вибуху та двох донних станцій. Ці годографи за профілем DOBRE-5 в подальшому були використані для моделювання. У спостереженому хвильовому полі представлені сейсмічні фази перших вступів — заломлених

хвиль у осадових шарах P_{sed} на сейсмограмах пунктів вибуху SP15204, SP15205, SP15206, SP15207, OBH5 (рис. 3.48, 3.51-53, 3.55); хвиль, що утворилися у верхній та середній кристалічній корі P_g на сейсмограмах всіх пунктів вибуху SP15200-7, OBH1, OBH5 (рис. 3.46-48, 3.51-55); та верхній мантії P_n , SP15201, SP15206, SP15207, OBH5 (рис. 3.47, 3.52, 3.53, 3.55). Наступні вступи представлені в основному відбитими хвилями від Мохо (фаза P_MP), SP15201, SP15205, SP15206, SP15207, OBH5 (рис. 3.48, 3.51-53, 3.55). Відбиття від границь в інтервалі середньої земної кори P_cP також спостерігаються в деяких записах пунктів вибуху: SP15201, SP15202, SP15205-7, OBH1, OBH5 (рис. 3.46, 3.47, 3.51-55).

3.4.1 Заломлені хвилі.

Заломлені хвилі у перших вступах включають у себе рефракції з осадових послідовностей, кристалічної кори і верхньої мантії. Для більшості пунктів вибуху, перші вступи простежуються на відстані джерело-приймач до 150 км для фази P_g (рис. 3.47, 3.51-53, 3.55) і близько 550 км - для мантійних фаз (рис. 3.47, 3.52).

Зафіксовані фази хвилі P_{SED} , яка утворилася в результаті заломлення в шарах осадових порід, мають позірну швидкість 2.0-2.5 км/с на виносах джерелоприймач до 10 км (рис. 3.46) і позірну швидкість 4.3-4.5 км/сек на дистанціях діапазону 1-40 км (записані в основному у східній частині профілю, наприклад, на пункті вибуху SP15207; рис. 3.53). Вступи P_{SED} хвилі як правило утворюють переривчасті годографи з вертикальними східцями, які є типовими для верхньої частини розрізу, що містить шари з низькою швидкістю. Заломлена в консолідованому фундаменті і верхній кристалічній корі фаза хвилі P_g спостерігається на виносах джерело-приймач від 50 до 120 км. Позірна швидкість такої хвилі складає 5.5-5.8 км/с, за винятком пункту вибуху SP15206 (рис. 3.52), де позірна швидкість досягає 6.2 км/с. У східній частині профілю, наприклад, на пункті вибуху SP15207 (рис. 3.53) фаза заломленої у верхній земній корі хвилі P_g має навіть більшу позірну швидкість, яка складає приблизно 7 км/с.

Мантійні фази, в основному це вступи заломленої відразу під поверхнею Мохо хвилі P_n , що спостерігаються на дистанціях джерело-приймач, спостерігаються в інтервал від 120 до 150 км. Їх позірна швидкість складає 8.2-8.3 км/с. Сейсмічні записи на пункті вибуху SP15201 (рис. 3.47) містять сильні гарно видимі перші вступи з високою позірною швидкістю, яка навіть перевищує 8.5 км/с. Ці хвилі записані на виносах більших 400 км від пункту вибуху. Вони інтерпретуються як хвилі, що були відбитті від мантійних границь розриву швидкості (P_1P , рис. 3.47).

3.4.2 Відбиті хвилі

Повторні вступи містять відбиті хвилі РсР від поверхонь земної кори, на яких відбуваються розриви у значеннях швидкісних характеристик. Це ділянки середньої кори і ділянки верхньої частини нижньої кори. Такі хвилі є слабкими і спостерігаються лише спорадично (наприклад, на пунктах вибуху SP15204 і SP15205; рис. 3.48 і 3.51). Осі синфазності відбитої хвилі від границі Мохо Р_мР знаходяться в місцях на сейсмограмах, де їх важко прокорелювати завдяки відносно низькому співвідношенню сигнал-завада. Вони спостерігаються на відстанях від пункту вибуху починаючи приблизно з 80 км, а за часовою шкалою у проміжку між 7-ю та 9-ю секундами скороченого (редукційного) часу. Для західної частини профілю на пункті вибуху SP15200 (рис. 3.46), так само як і для східної частини на пункті вибуху SP15207 (рис. 3.53), хвилі від підошви земної кори на границі Мохо фіксуються на виносах джерело-приймач більших 130 км і редукційному часі 10-11 секунд, що свідчить про великі варіації в товщині земної кори вздовж профілю. Характерною особливістю хвильового поля профілю DOBRE-5 є потужна відбита хвиля в середній корі PcP, яка спостерігається, наприклад, на ділянці пункту вибуху SP15207 на дистанціях в західному напрямку у 30-130 км і приблизно 7.5 секунд редукційного часу пробігу (рис. 3.53).

3.4.3. Морський Профіль-26

Годографи, що зафіксовані у даних профілю-26, гарно ув'язані між собою і збігаються у межах 0.1 сек у взаємних точках. Нажаль, система спостереження дозволяє ідентифікувати тільки хвилі від неглибоких горизонтів. В ній відсутні P_n хвилі, які забезпечують визначення глибини границі Мохо і швидкості у верхній мантії. Тим не менше, декілька фаз відбитої від підошви земної кори хвилі P_MP були визначені та занесені в систему годографів. Оцифровані криві часів пробігу сейсмічних хвиль (рис. 3.49) покривають виноси (дистанція від пункту вибуху до приймача) діапазону 50-180 км. Перші вступи на дистанціях 0-100 км відповідають фазі заломленої у верхній земній корі хвилі P_g з позірною швидкістю 5.5-6.1 км/с. Також фіксуються заломлені хвилі у нижній частині кори з високою позірною швидкістю, яка складає приблизно 7.1 км/с (рис. 3.54, 3.55).



Рис. 3.54. Оцифровані записи морської донної станції ОВН1 профілю 26, які були переведені у формат SEG-Y та включені у загальний файл сейсмічних даних профілю DOBRE-5.

У записах OBH1 на виносах приблизно 160 км зафіксована унікальна для профілю-26 фаза P_n , яка відповідає заломленій хвилі у верхній мантії. У повторних вступах присутні фази РмР, що відбиті від границі Мохо, наприклад у годографах OBH7 і OBH8 (рис. 3.49), і кілька коротких фрагментів внутрішніх

корових відбиттів. Крім системи годографів профілю-26, в інтерпретації даних DOBRE-5 були залучені оцифровані автором сейсмічні дані OBH1 та OBH5. Записи цих двох донних станцій (рис. 3.54, 3.55) були переведені в стандартний формат зберігання сейсмограм SEG-Y і додані до файлу даних профілю DOBRE-5, що дало можливість використовувати їх рівноцінно з цифровими даними наземної частини профілю, записаними сучасною сейсмічною апаратурою.



Рис. 3.55. Оцифровані записи морської донної станції ОВН5 профілю 26, які були переведені у формат SEG-Y та включені у загальний файл сейсмічних даних профілю DOBRE-5.

3.5. ВИСНОВКИ

В даному розділі представлені експериментальні дані у вигляді сейсмограм спільного пункту вибуху для наземних досліджень та сейсмограм спільної точки приймання для морських. Польові роботи за методикою ширококутних глибинних сейсмічних зондувань проводились в основному в Україні та частково в сусідніх країнах: Білорусі та Угорщині. З геологічної точки зору перші три регіональні профілі охоплюють такі великі тектонічні структури, як Східно-Європейський кратон, його Прип'ятський рифтовий прогин, Український щит та зону зчленування Східно-Європейського кратону через Передкарпатськи прогин з гірськими Карпатами і Закарпатським прогином, та з Північною Добруджею. Четвертий профіль, який був відпрацьований на півдні України у одеському шельфі та в Криму, досліджував будову Скіфської плити.

Результатом польових робіт стали сейсмограми, в яких з допомогою сейсмічних наземних станцій були записані вимушені коливання, що згенеровані наземними хімічними вибухами та морськими глибинними бомбами. Цифровий безперервний запис кожної сейсмічної станції був переведений із внутрішнього RAW формату у стандартний формат збереження сейсмічної інформації SEG-Y. Відповідно до точних часів проведення вибухів із безперервного багатогодинного запису були вибрані заданої довжини проміжки, які і склали сейсмограми спільного пункту вибуху для наземних робіт і спільної точки приймання – для морських. Сейсмограми профілю EUROBRIDGE'97 сформовані в геофізичному центрі GFZ-Potsdam. Вся інша комп'ютерна обробка даних, в тому числі: первинна обробка польових матеріалів та одержання зведених монтажів сейсмограм для трьох профілів із серії проектів «DOBRE», математична обробка сейсмічних записів всіх чотирьох профілів з метою підвищення співвідношення сигнал-завада, редукція часу і візуалізація матеріалів виконувалися безпосередньо автором.

Під час проекту EUROBRIDGE'97 уздовж 530-кілометрового профілю субмеридіонального простирання на Східно-Європейському кратоні були зібрані сейсмічні дані високої якості, інтерпретація яких дозволила побудувати швидкісні поздовжніми поперечними структурні моделі за та ХВИЛЯМИ. Профіль простягається від Прип'ятського прогину в магматичному поясі Осніцьк-Мікашевичі, через Коростенський плутон і Волинський блок в Подільський блок Українського щита. Сейсмічна енергія, що згенерована з 18 пунктів хімічних вибухів, середня відстань між якими складала близько 30 км уздовж профілю, була записана на 120 мобільних трикомпонентних сейсмографах на двох розгортаннях. Фактичний матеріал за профілем EUROBRIDGE'97 склав 18 сейсмограм спільного пункту вибуху, на яких були зафіксовані різні типи сейсмічних хвиль. Сейсмічні фази були пропіковані, часи вступу та відстані джерело-приймач були внесені в систему спостережених годографів зафіксованих сейсмічних хвиль і ув'язані у взаємних точках на зустрічних гілках осей синфазності. Систему годографів склали: заломлені в осадових шарах фази поздовжніх P_{sed} та поперечних Ssed хвиль; заломлені у верхній корі фази поздовжніх Pg та поперечних Sg хвиль; заломлені у верхній мантії фази поздовжніх Pn та поперечних Sn хвиль; відбиті фази у корі поздовжніх PcP та поперечних ScS хвиль; відбиті фаза від поверхні Мохо поздовжніх PмP та поперечних SmS хвиль; відбита фаза від похилого мантійного горизонту. Надалі вони використовувалися для інтерпретації та розрахунку швидкісної моделі.

Профіль PANCAKE починається у Східній Угорщині, звідки пролягає в північно-східному напрямку через Карпати у Західній Україні і виходить на Український щит у південно-західній окраїні Східно-Європейського кратону. Збір сейсмічних даних на профілі PANCAKE проходив у жовтні 2008 року. Впродовж польового експерименту було відпрацьовано 14 хімічних вибухів. Відстань між пунктами вибуху, які знаходилися на лінії профілю, коливались в межах від 35 до 50 км один від одного. На території Угорщини були відпрацьовані 3 перші пункти вибуху, в Україні - останні 11. Запис вимушених сейсмічних коливань, що були згенеровані впродовж хімічних вибухів, проводився з допомогою 261 цифрової сейсмічної станції, які були обладнані однокомпонентними сейсмоприймачами. Відстань між точками спостереження склала приблизно 2.5 км. Фактичний матеріал за профілем РАNCAKE склали 14 сейсмограм спільного пункту вибуху по 261 сейсмічній трасі в кожній. У хвилевому полі були виявлені сейсмічні фази заломлених в осадових шарах хвиль P_{sed} та відбиттів PcP, що утворювалися у верхній частині розрізу; найсильнішим з відбитих хвиль є відбиття від границі Мохо Р_мР; на великих виносах спостережені відбиті від границь у верхній мантії хвилі Р₁Р; у деяких сейсмограмах присутні закритичні відбиття від границі Мохо РоуР, які можуть накладатися в часі на більш глибокі заломлені фази рефрагованих хвиль у верхній мантії Р_n; заломлені у верхній та середній корі поперечних хвилі Sg та відбиті від границі Мохо S_MS мають гірше співвідношення сигнал-завада в порівнянні з поздовжніми і виділяються набагато складніше, а їх вступи, як правило, закриті кодами поздовжніх хвиль.

Польові роботи за профілем DOBRE-4 проводилися на початку жовтня 2009 року. Були відпрацьовані 13 пунктів вибуху через кожні 30-50 км. Вироблені вибухами сейсмічні коливання були зареєстровані з допомогою 230 сейсмічних записуючих станцій, які розміщувалися вздовж лінії профілю приблизно через кожні 2.5 км. Довжина профілю DOBRE-4 склала приблизно 500 км. Він починається на українсько-румунському кордоні на річці Дунай поблизу м. Рені та продовжується у північно-східному напрямку через Чорноморську прибережну рівнину, минає місто Одеса в 30 км на північний захід і закінчується трохи не доходячи до м. Кривий Ріг. Починаючи з південного заходу на північний схід, профіль перетинає такі структурні елементи: Нижнєпрутський виступ Північної Добруджі, Преддобруджінський прогин, Південноукраїнську моноклиналь, південний схил Українського щита, Криворізько-Кременчуцьку зону розломів на щиті.

Фактичний матеріал за профілем DOBRE-4 склали 13 сейсмограм спільного пункту вибуху. Кількість трас в кожній сейсмограмі складала біля 225±5 в залежності від кількості відбракованих та видалених записів. У хвилевому полі, яке було зареєстровано на профілі DOBRE-4, були виділені, прокорельовані та визначені координати і часи вступів всіх основних інформативних сейсмічних хвиль, що утворились під час вибухів. Заломлені і відбиті фази поздовжніх та поперечних хвиль вказують на складні умови їх утворення і розповсюдження з заломленням та відбиттям. Особливо це проявилося у хвилях, які пов'язані з границею Мохо, що пояснюється її надзвичайно складною будовою вздовж профілю.

Виділені в сейсмічних записах DOBRE-4 хвилі були ідентифіковані та ув'язані у взаємних точках на зустрічних гілках та внесені у систему годографів. В неї увійшли: заломлені хвилі у верхніх щільних шарах осадових відкладів Psed; заломлені хвилі у верхній та середній кристалічній корі Pg та у верхній мантії Pn; на декількох пунктах вибуху були зафіксовані хвилі, що розповсюджувалися в мантії Pmantle; відбиті від границь всередині кори хвилі PcP; відбиті від границі

Мохо хвилі РмР; відбиті від мантійних границь зміни швидкості хвилі Р1Р та Р2Р; заломлені у верхній та середній корі хвилі Sg; відбиті від границі Мохо хвилі S_MS. Слід відмітити, що так само як і для даних профілю РАNCAKE, вступи поперечних хвиль виділяються набагато складніше і менш впевнено, ніж вступи поздовжніх хвиль. Початок поперечних хвиль часто закритий кодами завад, чи глибоких поздовжніх хвиль, а співвідношення сигнал-завада значно менше на часах вступу поперечних хвиль.

Польові роботи на профілі ширококутних глибинних сейсмічних зондувань DOBRE-5 були відпрацьовані в жовтні 2011 року. В якості джерела сейсмічної енергії були використані вісім хімічних вибухів на суходолі. Реєстрація вимушених коливань вздовж профілю виконувалася з допомогою 203 цифрових сейсмічних станцій TEXAN. Записане хвильове поле дозволило виділити та ідентифікувати корисні сейсмічні хвилі та побудувати систему зустрічних і наздоганяючих годографів. На ділянці Переддобруджі відстань між пунктами вибуху становила близько 60 км, а на території Криму вибухи проводились через 50 – 60 км. Цифрові записуючі сейсмічні станції були розташовані вздовж лінії профілю через приблизно кожні 2.5 км. У Переддобруджі запис виконувався на 48 станціях, а в Криму на 155. Зміна якості одержаних сейсмограм обумовлена різницею у локальних сейсмогеологічних умовах як для збудження, так і прийому коливань, а також величиною маси заряду, який закладався для виконання кожного окремого вибуху.

Фактичний матеріал за профілем DOBRE-5 склали 8 сейсмограм спільного пункту вибуху. Кількість трас в кожній сейсмограмі складала біля 200, що трохи менше загальної кількості станцій, бо декілька з них не спрацювали в штатному режимі. У результативний файл сейсмічних даних автором були додані ще дві сейсмограми спільної точки приймання, які були записані донними гідрофонами на морській ділянці профілю 26 і зберігались у вигляді друкованих діаграм. Вони були оцифровані і переведені в формат збереження сейсмічних даних SEG-Y. Обидві сейсмограми морської ділянки мають по 92 траси, які рознесені вздовж профілю на 1.5 – 2.0 км і покривають дистанцію у приблизно 180 км. Зареєстровані сейсмічні фази були ідентифіковані та пропіковані (прокорельовані) за записами восьми нових наземних пунктів вибуху та двох донних станцій, часи вступу та дистанції джерело-приймач були занесені в систему спостережених годографів для виділених сейсмічних хвиль, які в подальшому були ув'язані у взаємних точках осей синфазності на зустрічних гілках.

У спостереженому хвильовому полі представлені наступні сейсмічні фази, які зареєстровані у перших вступах: заломлені хвилі у осадових шарах P_{sed} ; заломлені хвилі, що утворилися у верхній та середній кристалічній корі P_g ; заломлені хвилі відразу нижче границі Мохо у верхній мантії P_n . У повторних вступах були зареєстровані наступні відбиті хвилі: відбиття від границь у верхній та середній земній корі P_cP ; відбиття від підошви земної кори P_MP . Надалі годографи всіх зафіксованих у хвильовому полі DOBRE-5 сейсмічних хвиль використовувалися для прямого та оберненого моделювання і побудови швидкісної моделі.

Таким чином, весь фактичний матеріал, який був сформований у вигляді наборів сейсмограм для кожного з досліджуваних профілів, та підготовлений для подальшої інтерпретації за безпосередньої участі автора, став основою для розрахунку швидкісних моделей за різними алгоритмами та програмами та розрахунку синтетичних сейсмограм як на основі променевого підходу, так і повного хвильового поля, що буде обговорено у наступному розділі.

РОЗДІЛ 4. ІНТЕРПРЕТАЦІЯ СЕЙСМІЧНИХ ДАНИХ НА ОСНОВІ РОЗРАХУНКУ ШВИДКІСНИХ МОДЕЛЕЙ ТА СИНТЕТИЧНИХ СЕЙСМОГРАМ.

Інтерпретація сейсмічних даних, як правило, передбачає створення швидкісної моделі на основі прямого або оберненого моделювання часів розповсюдження певних фаз коливань у земній корі та мантії з використанням теорії променевого методу. Програми моделювання різняться за умовами параметризації моделі та за переліком даних, що використовуються для моделювання, регуляризації результату і т.д. Порівняно простий і швидкий спосіб получити загальний розподіл швидкісних характеристик вздовж досліджуваного розрізу реалізовано у процедурах побудови швидкісної моделі на основі інверсії заломлених та відбитих хвиль. Вирішення оберненої задачі сейсміки за рахунок мінімізації розбіжностей між розрахунковими та спостереженими часами пробігу хвиль в земній корі та верхній мантії дає прийнятний результат для створення швидкісної моделі за поздовжніми хвилями. Така модель може розглядатися як перший крок для отримання синтетичних сейсмограм на основі повнохвильового моделювання кінцево-різницевим методом.

В даному розділі виконано порівняння деяких загальновживаних програмних комплексів сейсмічного моделювання для виявлення можливостей, переваг та обмежень, які важливо знати для застосування в різних геотектонічних умовах.

Комп'ютерне моделювання хвильових процесів використовувалося автором як при інтерпретації даних ширококутних глибинних сейсмічних зондувань, що зібрані на території України з допомогою сучасних цифрових записуючих сейсмічних станцій впродовж 1997 — 2014 років, так і при переінтерпретації даних, що зібрані з допомог аналогової апаратури, яка використовувалася в попередні роки. База сучасних профілів, за даними яких автором виконувалося сейсмічне моделювання, включає: EUROBRIDGE'97 [Thybo et al., 2003; Grad et al., 2006; Bogdanova et al., 2006], DOBREfraction'99 [Лисинчук і ін., 2002; Лысынчук и

др., 2002; DOBREfraction'99 ..., 2003 ;. Град і ін., 2003], DOBRE-2 [Starostenko et al., 2006; 2007; 2008; 2012; 2016; Starostenko & Stephenson, 2007; Tolkunov et al., 2011], PANCAKE (DOBRE-3) [Старостенко и др., 2009; Starostenko et al., 2013a, Коломієць, 2015], DOBRE-4 [Starostenko et al., 2013b; Janik et al., 2016; Коломієць, 2015, Старостенко и др., 2017a; 20176], DOBRE-5 [Starostenko et al., 2015; Фарфуляк, 2016], GEORIFT2013 [Starostenko et al., 2017] та ROMUKRSEIS [Starostenko et al., 2017]. Із "старих" профілів, за даними яких автор проводив переінтерпретацію даних на основі програм інверсії часів пробігу зареєстрованих сейсмічних хвиль та прямого моделювання траєкторій просування сейсмічних променів, використано дані профілю 26 [Starostenko et al., 2015; Козленко и др., 2013] та профілю 25 [Козленко и др., 2009a; Козленко и др., 20096] у Чорному морі, профілів ГСЗ Синельникове – Чугуїв [Калюжная и др., 2007], Диканька – Дружківка та інші [Коломиец и др., 2013].

Порівняння програм сейсмічного моделювання та результатів, які отримані за різними алгоритмами розрахунку розподілу швидкісних характеристик для всіх профілів виконано в різній мірі. Найбільш повний набір програм застосовано для даних, зібраних вздовж сейсмічного профілю DOBRE-4, де в хвильовому полі спостерігалися дуже своєрідні та незвичайні відбиті фази від поверхні Мохо.

Програми розрахунку швидкісної моделі, як правило, побудовані на променевій теорії і дозволяють протрасувати сейсмічні промені в середовищі з заданими швидкісними характеристиками і отримати відповідні часи пробігу хвилі від пункту збудження до приймачів. Швидкісна модель при цьому модернізується таким чином, щоб зменшити різницю між спостереженими та розрахунковими годографами.

Методика побудови швидкісного розрізу, як правило, зводиться до двох алгоритмів. У першому спочатку вирішується пряма задача, коли променеві траєкторії і час проходження хвилі від джерела до приймача розраховуються для відомої початкової моделі; після цього, модель модернізується таким чином, щоб поліпшити збіг обчислених та спостережених моментів приходу досліджуваних хвиль. Ці дії повторюються в ітераційному режимі, доки розбіжності між усіма теоретичними та зафіксованими годографами не будуть менші деякого наперед заданого значення, яке в наших дослідженнях складало 100 мсек. Крім вдосконалення швидкісної моделі, такі розрахунки забезпечують перевірку та виправлення помилок у кореляції сейсмічних хвиль. У другому підході використовується набагато більш автоматизований алгоритм, в якому застосовується регуляризацію за методом найменших квадратів в ряді ітераційних кроків, що забезпечують зміну початкової моделі, щоб звести до мінімуму розбіжність між спостереженими та розрахунковими часами пробігу хвиль.

За останні роки, томографічна інверсія перших вступів сейсмічних хвиль витіснила громіздке пряме моделювання завдяки швидкому і ефективному визначению розподілу сейсмічних швидкостей. Метод проб і помилок у процесі ручного підбору моделі, який застосовується для декількох пунктів збудження одночасно, може бути дуже кропітким і потребує багато зусиль, особливо в порівнянні із методами автоматичної інверсії. До того ж, ручна модифікації моделі інтерпретатором вводить деяку суб'єктивність в остаточному рішенні. В свою чергу, інверсійне моделювання також є суб'єктивним у певній мірі, бо залежить від суб'єктивного процесу кореляції фаз сейсмічних хвиль, його результат визначається установкою довільних значень процедури інверсії (наприклад, вибір розміру сітки, значення вагових коефіцієнтів регуляризації чи згладжування і т.д.), але після того, як ці параметри визначені, а зафіксовані хвилі параметризовані, розрахунок швидкісної моделі виконується легко та швидко. Даний підхід ефективно використовується для перевірки результатів прямого моделювання. Необхідно зазначити, що систематична оцінка величин розбіжності між розрахунковими та спостереженими годографами та роздільної здатності є досить громіздкою для вирішення оберненої задачі на основі інверсії.

В свою чергу, перевагою прямого моделювання є можливість безперервно контролювати правильність інтерпретації сейсмічних даних (ідентифікація часів вступу даної сейсмічної фази, як заломлення, так і відбиття від конкретного шару чи розриву швидкості). На кожному етапі інтерпретатор може перевірити ідентифікацію прокорельованих сейсмічних фаз. Наприклад, труднощі в

моделюванні певної сейсмічної фази за допомогою підгонки моделі, в той час, коли всі інші дані збігаються досить гарно, можуть свідчити, що "підозрювана" фаза насправді може утворюватися на додатковій не включеній в модель 2Dструктурі (наприклад, локальній зоні з високою швидкістю чи таке інше). Така ситуація є приводом включення в модель додаткового елемента. В іншому випадку, такі проблемні фази можуть з'являтися, як наслідок бічних відбиттів від похилих границь або дифракції від деякої локальної структури, що розташовані поруч з сейсмічним профілем, за яким проводиться моделювання. Ці фази мають бути виявлені та виключені з розгляду. Таку процедуру можна провести лише під час ручного покрокового підбору моделі. Це допомагає уникнути значних помилок в швидкісній моделі і появи артефактів, які можуть бути помилково додані для моделювання деяких неправильно ідентифікованих на першому етапі фаз сейсмічних хвиль, природа яких на перший погляд може бути не дуже очевидною. Правильна ідентифікація сейсмічних фаз, які використовувалися для моделювання i розрахунку розподілу швидкісних параметрів вздовж досліджуваного розрізу, була підкреслена К.Зельтом в роботі [Zelt, 1999], який писав, що "модель, розроблена на основі аналізу сейсмічних ширококутніх спостережених даних гарна настільки, наскільки гарно проведено ідентифікацію та кореляцію сейсмічних фаз".

4.1. Розрахунок першого наближення швидкісної моделі на основі програм томографічної інверсії перших вступів заломлених хвиль.

Томографічна інверсія перших вступів поздовжніх сейсмічних хвиль – швидкий та потужний інструмент для надійного розрахунку розподілу швидкісних неоднорідностей та фонового рівня швидкісних характеристик досліджуваного середовища. В нашій роботі представлені результати, які отримані з використанням трьох різних програм, побудованих на алгоритмі томографічної інверсії перших вступів. Всі три програми були використані в інтерпретації даних профілю EUROBRIDGE'97, а програма FAST застосовувалася і в розрахунках швидкісної моделі за матеріалами профілю DOBRE-4.
4.1.1. Томографічна інверсія перших вступів сейсмічних хвиль за даними профілю EUROBRIDGE'97

Початкова двомірна швидкісна модель сейсмічних Р- хвиль була отримана з використанням трьох різних методів томографічної інверсії, яка базується на використанні тільки перших вступів. Перша модель верхніх 20 км розрізу (рис. 4.1) була розрахована з допомогою комерційного програмного комплексу ProMAX. Модель швидкості була параметризована з регулярною сіткою 5 х 1,25 км за горизонталлю та вертикаллю, відповідно. Ефективне середньоквадратичне значення (RMS) залишкової різниці між спостереженим і розрахунковим часом пробігу для цієї модель становить 120 мсек. Верхня частина моделі 5-10 км від земної поверхні найкраще визначена. Тут змодельовано до 80 променів на клітинку блоку сітки. Нижче цієї відмітки аж до глибини 20 км кількість променів зменшують до 20 на одиницю розміру сітки.



Рис. 4.1. Двомірна швидкісна модель за профілем EUROBRIDGE'97 на основі томографічної інверсії перших вступів Р-хвилі за програмою з комерційного комплексу ProMAX. Показані контурні ізолінії швидкості з кроком 0.25 км/с. Ізолінії з цілим значенням швидкості підписані та намальовані жирними лініями. Інтенсивність кольору вказує на щільність променів, яка відображає ступінь дозвільної здатності.

швидкісна (рис. 4.2) Друга модель розрахована за допомогою томографічної інверсії, яка описана в роботі (Hole 1992). Розподіл швидкостей показано до максимальної глибини проникнення променів. Впродовж першої ітерації були вибрані дані із записів, для яких відстань джерело-приймач було менше ніж 40 км, після чого відповідні вступи були інвертовані. У наступних ітераціях поріг виносів було поступово збільшено до 300 км з кроком в 40 км. Це поетапне збільшення максимального виносу гарантувало, що верхня частина моделі буде розрахована в першу чергу. Така послідовність обумовлена тим, що в верхній частині розрізу зосереджена найбільша кількість променів, за якими відбувається розрахунок розподілу швидкостей в моделі. З глибиною кількість променів зменшується, а відповідно зменшується в визначеність швидкісного розподілу. При цьому треба пам'ятати, що всі промені проходять через верхню частину, і вона таким чином впливає на всі дані, які реєструються приймачами на поверхні. Модель параметризована на рівномірній кілометровій сітці 1 х 1 км, яка є меншою ніж одержуваний розмір швидкісних неоднорідностей.



EUROBRIDGE'97

Рис. 4.2. Двомірна швидкісна модель за профілем EUROBRIDGE'97 на

основі томографічної інверсії перших вступів Р-хвилі за програмою INVR [Hole, 1992]. Показані контурні ізолінії швидкості з кроком 0.25 км/с. Ізолінії з цілим значенням швидкості підписані та намальовані жирними лініями. Показані фактичні траєкторії променів для позначення охоплення розрізу променями.

Протягом розрахунку в кожній ітерації були застосовані фільтри згладжування до обчислених похідних і модельних збурень повільності (величина, що обернена до швидкості), але не до самої моделі. Початкова модель була обрана з високою середньою швидкістю на всі глибини. Така модель дає можливість запобігти утворенню штучних зон низької швидкості під час процедури інверсії. На кожному обраному максимальному виносі джерело-приймач розмір фільтра згладжування був поступово зменшений від 120 х 30 до 8 х 4 км, щоб збільшити дозвільну здатність інверсії. Загальна кількість виконаних ітерацій склала 175. Середньоквадратичне значення RMS залишкової різниці між спостереженим і розрахунковим часом пробігу для цієї модель становить 89 мсек.

Третя швидкісна модель (рис. 4.3) була розрахована з допомогою томографічної інверсії перших вступів, яка реалізована в пакеті програм First Arrival Seismic Tomography (FAST) [Zelt & Barton, 1998]. Максимальна глибина розрахунку швидкостей відповідає глибині проникнення сейсмічних променів. Даний метод томографічної інверсії використовує регуляризацію, що дозволяє інтерпретатору обмежити площинність і гладкість збурень, і, таким чином, запобігти утворенню артефактів у вигляді дрібних різнополярних швидкісних аномалій. Розмір сітки під час розрахунків становив 1 х 1 км для прямих розрахунків променів і 15 х 2 км для зворотних обчислень. Початкова одномірна модель була заснована на даних попередніх досліджень. До початкової моделі було застосоване згладжування з різними параметрами сплощення, а вихідна модель для інверсії була розрахована як середнє з дев'яти моделей з найменшим середньоквадратичним відхиленням RMS залишкової різниці між спостереженим і розрахунковим часом пробігу хвиль. Кінцева результативна модель була отримана після 20 ітерацій. Вона забезпечує RMS нев'язку 96 мсек.



Рис. 4.3. Двомірна швидкісна модель за профілем EUROBRIDGE'97 на основі томографічної інверсії перших вступів Р-хвилі за програмою FAST [Zelt & Barton, 1998]. Показані контурні ізолінії швидкості з кроком 0.25 км/с. Ізолінії з цілим значенням швидкості підписані та намальовані жирними лініями. Інтенсивність кольору вказує на щільність променів, яка відображає ступінь дозвільної здатності.

Три отримані швидкісні моделі, що засновані на томографічній інверсії, показують схожу загальну структуру, хоча деякі деталі, розмір яких близький до роздільної здатності методу, різняться. Розбіжності в першу чергу викликані відмінностями в процесах розрахунків і у виборі параметрів згладжування, а також різними варіантами вибору критеріїв для припинення процедури інверсії. Останній параметр чітко проявляється в розбіжностях у відхиленнях залишкової різниці між спостереженим і розрахунковим часом пробігу хвиль 120, 89 і 96 мсек, відповідно. У будь-якому випадку, слід мати на увазі, що дрібні деталі в ізолініях швидкісних контурів знаходяться нижче одержуваної дозвільної здатності моделі. Всі моделі окреслили форму осадового басейну в Прип'ятському прогині, глибина якого склала приблизно 4 км, а також дуже високі швидкості на Коростенському плутоні, ділянка якого оточена районами з низькою швидкістю в приповерхневому шарі. Отримані моделі двох останніх процедур інверсії показують, що відносно високі швидкості на Коростенському плутоні можна простежити до глибини щонайменше 20 км, можливо навіть до Мохо. Для цих двох моделей глибина земної кори складає близько 45 км, а поверхню Мохо можна прив'язати до контуру ізолінії 7,75 км/с. За результатами інверсії можна стверджувати про наявність бокового розділу у високошвидкісній приповерхневій верстві на Коростенському плутоні, який виділяється на широкому інтервалі 100-150 км за протяжністю профілю і, можливо, з латеральним розширенням іде до глибини 20 км по вертикалі.

4.1.2. Томографічна інверсія перших вступів сейсмічних хвиль за даними профілю DOBRE-4.

Для розрахунку томографічної інверсії перших вступів заломлених хвиль ми використовували програму FAST [Zelt & Barton, 1998], яка дозволяє інвертувати годографи заломлених поздовжніх хвиль Psed, Pg та Pn. Початкова модель розподілу швидкісних характеристик розрізу була задана на прямокутній рівномірній сітці. Подібно до всіх програм томографічної інверсії результативна швидкісна модель, яка розрахована за програмою FAST, в значній мірі визначається початковою. При роботі з даними профілю DOBRE-4 ми також зіткнулися з цією проблемою. Ми отримали дуже різні результативні моделі для відмінних початкових, що дозволяє припустити, що дані годографів заломлених поздовжніх хвиль Pg i Pn, які розглядаються поодинці, не мають достатньо хорошу роздільну здатність і не забезпечують достовірність швидкісних розрахунків. Проте, як показали наступні досліди з використанням інших програм та алгоритмів вирішення оберненої задачі для одержання швидкісної моделі, двоетапне використання FAST, коли верхня частина розрізу інвертується за даними часів вступу хвиль Pg, а надалі ця модель використовується в якості початкової для інверсії вступів хвиль Pn, то кінцева швидкісна модель гарно збігається з результатами, що одержані за іншими програмами розрахунку швидкісних моделей. Результат інверсії годографів хвилі Рд показано на рис. 4.4 на верхній діаграмі.



Рис. 4.4. Швидкісна модель DOBRE-4 за поздовжніми хвилями, що побудована з допомогою томографічної інверсії перших вступів заломлених хвиль Pg i Pn з використанням пакету FAST. На верхній діаграмі швидкісна модель, що побудована на основі фази Pg, яка стала початковою моделлю для інверсії фази Pn. Кінцевий результат на нижній діаграмі. Ізолінія швидкості 7,5 км/с, яка позначена синьою пунктирною лінією, вважається приблизним положенням границі Мохо в моделі зі згладженим розподілом швидкісних неоднорідностей.

Ще однією особливістю застосування програми інверсії FAST є необхідність враховувати, що детальність та роздільна здатність кінцевої швидкісної моделі в значній мірі залежить від згладжування потенційно існуючих контрастів швидкості в отриманій швидкісній моделі на кожній ітерації її

розрахунку. Хоча, згладжування результату є загальною характеристикою для всіх можливих методик томографічної інверсії, і будь-яка ітераційна процедура інверсії потребує згладжування результату для забезпечення стабільності всього процесу розрахунку швидкісної моделі, програма FAST дозволяє знайти прийнятний компроміс між кількістю та детальністю швидкісних аномалій у кінцевому розрізі, та середньоквадратичною розбіжністю між часами вступу спостережених та розрахункових годографів (χ 2), яка визначається критерієм виходу з ітераційного процесу розрахунків. Формальним критерієм для припинення процесу ітераційної інверсії є наближення χ2 до одиниці. Така ситуація трапляється, коли відмінності між розрахунковими і спостереженими часами пробігу хвиль наближаються до точності реєстрації даних. Це свідчить про те, що результативні дані підібрані з точністю спостережених, тобто розрахунок моделі визначення зроблено задовільно. Програма FAST дозволяє контролювати динаміку зміни у2 і появу артефактів (протиприродних аномалій) у швидкісній моделі на протязі всього ітераційного процесу, що забезпечує (при деякому набутому досвіді) можливість зупинити ітераційне уточнення моделі для того, щоб отримати найпростішу з можливих модель з прийнятною конструкцією розподілу швидкості і значенням χ^2 достатньо близьким до одиниці.

Проте, в деяких випадках, застосовуючи кілька ітерацій інверсії, ми крім зменшення χ^2 отримали також появу невеликих швидкісних аномалій, які, швидше за все, є штучними артефактами, що обумовлені нерівномірним і анізотропним покриття моделі променями корисних хвиль (промені, що поширюються в рамках даної моделі не розподілені рівномірно).

При роботі з цією моделлю було встановлено, що виникнення цих артефактів для деякого допустимого χ^2 (наприклад, менше 2) залежить від близькості початкової і кінцевої моделей. Іншими словами, значно легше отримати остаточну модель без видимих артефактів і із задовільною підгонкою, коли початкова модель дає розрахункові годографи, що досить близько підходять до даних. Таким чином, важливо правильно вибрати стартову модель. На рис. 4.4. представлено розподіл швидкостей, розрахований за допомогою пакета FAST.

Розмір моделі був 500×72 км, а крок сітки становить 1×1 км для розрахунків променів прямої моделі і 5 × 2 км для зворотних обчислень. Програма дозволяє враховувати топографію місцевості шляхом розміщення джерел збудження і приймачів на їх справжній глибині. Проте, оскільки зміна висот за профілем DOBRE-4 не перевищувала 160 м, для проведення моделювання була використана постійна відмітка висоти 0 м як для джерел, так і для приймачів. Набір даних включав 1139 точки для Psed та Pg разом і 310 точок для Pn. Ці точки кореляції годографів зафіксовані для 13 пунктів вибуху уздовж профілю. Для побудови стартової моделі на першому етапі одновимірні криві швидкості були інтерпольовані і згладжені таким чином, щоб забезпечити найменшу середньоквадратичну розбіжність спостереженого часу пробігу з розрахунковим для вихідної моделі. Оскільки геологічний та геофізичний розрізи (рис. 4.5) показують різні швидкості і потужності осадових порід за профілем, на другому етапі побудови вихідної моделі (2D) лінійно інтерпольовані одновимірні швидкісні криві були змінені в верхній частині (0-5 км) для ділянок, які знаходяться на краях моделі, щоб відобразити зміни швидкості та глибини, які спостерігалися на геологічному розрізі (~ 3,5-5,5 км/с з лівого і 5.5-5.9 км/с з правого краю, на глибині 0-3 км для обох країв).



Рис. 4.5. Спрощений геологічний розріз вздовж профілю DOBRE-4 (за матеріалами [Starostenko et al., 2013b; Коломієць, 2015]), що побудований на основі сейсмічних досліджень, геологічних даних, і шести глибоких (від 1.5 км до 3.5 км) свердловин, які розташовані в південно-західній частини в межах 5.6 км від профілю. Вік: Аг - архейський, Ptz - протерозойський, Edc - едіакарський, Pz - палеозойський, T - тріасовий, J - юрський, K - крейдяний, Cz - кайнозойський. Основні розломи: CIF - Кагул-Ізмаїлський розлом; STFZ - скіфо-туранська розломна зона. Свердловини: М-1 – Мирнопільська-1 (4.2 км на північний захід); Ch-1, Червоноармійська-1 (5.4 км на північний захід від профілю); O-3P – Оріхівська-3P (5.6 км на південний схід); S-1 – Саратська-1 (5 км на південний схід); Mn-1 – Мирненська-1. Ці дані були використані в якості основи для побудови початкової моделі.

Така корекція дала можливість побудувати більш реалістичну вихідну модель. Отримана таким чином початкова модель забезпечила прийнятне середньоквадратичне відхилення 0,22 с ($\chi 2=5$) при першій ітерації і дала можливість успішно визначити остаточне рішення.

Остаточна модель була розрахована впродовж 9 ітерацій, використовуючи початкове значення коефіцієнту регуляризації (lambda0) рівне 30, і шорсткості моделі (Sz) по вертикалі та горизонталі рівне 0.2. $\chi 2$ для остаточної моделі склало 1.3 (середньоквадратичне відхилення дорівнює 0.11 с). Формальні можливості цього пакета моделювання представлені в таблиці 4.1.

Програми (метод мо- делювання)	Фази коливань, які можуть бути використані	Фази коливань, які були використані	Швидкісна модель за Р-хвилями	Врахування осадового шару	Побудова підошви фундаменту та Мохо	Синтетичні сейсмограми
FAST (томографіч на інверсія)	Перші вступи	Pg, Pn	+ (+)	-	-	-
JIVE3D (томографіч на інверсія)	Усі	Pg, PmP, Pn,	+ (+)	+ (-)	+ (-) + (+)	-

		Pov				
RayInvr (пряма та обернена променева задача)	Усі	Pg, PmP, Pn	+ (+)	+ (+)	+ (-) + (+)	+ (-)
SEIS83 (пряма променева задача	Усі	Pg, PcP, PmP, Pn, Pov	+ (+)	+ (+)	+ (+) + (+)	+ (+)

Таблиця 4.1. Порівняння можливостей програмних пакетів сейсмічного моделювання, які використовуються в даному дослідженні.



Рис. 4.6. Діаграми, які ілюструють кількісні характеристики швидкісної моделі DOBRE-4, що розрахована з допомогою програми FAST. (а) - розбіжності в часі пробігу між спостереженими і розрахунковими вступами (червоний - Рд фази, синій - Рп фази); (b) - спостережені (зелений) і розраховані (червоні) часи вступу сейсмічних хвиль; (c) діаграма щільності променевого покриття.

На рис. 4.6а, діаграма залишків показує декілька додатних розбіжностей (в основному в районі з істотною потужністю осадів - відстані 0-250 км уздовж профілю), досягаючи 0.5-0.7 с, що є більше ніж загальне середньоквадратичне відхилення. Це означає, що у верхній частині осадового шару моделюються швидкості значно більші в порівнянні з реальними значеннями. Ця невідповідність, швидше за все, виникає через відносно велике вічко оберненої гратки (2 км) вертикального інтервалу і регуляризацію (згладжування), яка застосовується до моделі, що не дозволяло точне відновлення низьких (<5 км/с) швидкостей в тонкому (<2 км) шарі приповерхневих відкладів.

Томографічна інверсія, з використанням однакової сітки визначення швидкостей і їх згладжування, буде зображати наявні швидкісні розриви тільки як зони підвищеного градієнта швидкості, а не як різкі контрасти швидкостей. Це також стосується і границі Мохо в представленій моделі. Для того, щоб приблизно визначити місцезнаходження Мохо, ми припускаємо, що градієнт зони нижньої земної кори/верхньої мантії в моделі є згладженим зображенням ділянки збільшення швидкості від типового для нижньої кори значення (<7 км/с) до типового для верхньої мантії (> 8 км/с) значення.

Таким чином, ми попередньо визначаємо границю Мохо на ізолінії швидкості 7,5 км/с, що представляє середнє значення цих величин (рис. 4.4), а не на ізолінії швидкості, очікуваної для верхньої мантії (8.15-8.4 км/с).

4.2. Спільна томографічна інверсія годографів заломлених і відбитих хвиль та пряме променеве моделювання на прикладі сейсмічних даних профілю DOBRE-4. Найбільш вражаючою особливістю сейсмічних записів профілю DOBRE-4 є відбиті фази на інтервалі часу з редукцією від 7 до 9 секунд і на виносах від пункту вибуху від 100 до 250 км. На цьому проміжку у сейсмічному полі спостерігаються дуже когерентні хвилі з надзвичайно високими амплітудами. На обох кінцях профілю ці хвилі виглядають як типові поодинокі фази відбиття від поверхні Мохо РмР. На сейсмограмах в центральній частині профілю ми часто спостерігаємо дві окремі фази, які мають, по-перше, суттєво різну позірну швидкість (різний нахил осі синфазності на сейсмограмі), і, по-друге, перетинають одина одну, або приходять в різний редукційний час, наприклад, з одним відбиттям від Мохо на приблизно 8-й секунді редукційного часу і другим глибоким відбиттям на приблизно 10-й секунді редукційного часу.

Комп'ютерна програма томографічної інверсії JIVE3D [Hobro, 1999; Hobro et al., 2003] та аналогічна програма RAYINVR [Zelt & Smith 1992], в якій на основі чисельного рішення рівняння ейконалу для двомірного розрізу з неоднорідним розподілом швидкостей обчислюються променеві траєкторії, час пробігу і амплітуди поздовжніх та поперечних хвиль, були використані для перевірки можливостей рішення оберненої задачі у випадку надзвичайно складної форми границі Мохо на прикладі сейсмічних даних за профілем DOBRE-4. Рішення прямої променевої задачі, яке використовувалося для підбору швидкісної моделі методом проб та помилок, було отримано з допомогою програми SEIS83 [Červený & Pšenčík, 1984]. Програми, які реалізують інверсію тільки перших вступів заломлених хвиль, наприклад, INVR [Hole, 1992] чи FAST [Zelt and Barton, 1998] використовують тільки частину зафіксованих даних часів пробігу сейсмічних хвиль, без врахування інших інформативних даних, таких як, наприклад, годографи відбитих хвиль. На відміну від них, програмні пакети томографічної інверсії JIVE3D [Hobro, 1999; Hobro et al., 2003], променевої інверсії RAYINVR [Zelt & Smith 1992] та променевого трасування SEIS83 [Červený & Pšenčík, 1984] позбавлені таких недоліків в силу того, що дозволяють використовувати у вхідних даних крім перших вступів заломлених хвиль, також годографи відбитих хвиль і годографи заломлених хвиль, які прибувають у наступних вступах.

4.2.1. Розрахунок швидкісної моделі DOBRE-4 на основі програмного пакету JIVE3D

Часи пробігу сейсмічних хвиль в програмному пакеті JIVE3D [Hobro, 1999; Hobro et al., 2003] розраховуються на основі вирішення хвилевого рівняння у променевій апроксимації, а інверсія виконується за допомогою ітеративного регуляризованого наближення розрахункових та спостережених часів пробігу хвиль за методом найменших квадратів. Це дає можливість отримати за результатами програми JIVE3D багатошарову градієнтну швидкісну модель досліджуваного розрізу. Кінцева швидкісна модель розраховується як сума шарів, які розділені границями зміни чи розривів швидкості.

Для початкової моделі на профілі DOBRE-4 на підставі первинних випробувань були визначені відповідні значення параметру регуляризації та число ітерацій в кожній «петлі» або «циклі інверсії» (за термінологією Дж. Хобро [Hobro et al., 2003]). В програмі JIVE3D використовується регуляризоване рішення оберненої задачі на основі метода найменших квадратів. При цьому вихідні дані моделі від одного кроку використовуються в якості моделі вхідних даних для наступного кроку інверсії. Розрахунки, як правило, припиняються, коли величина χ2 стабілізується. Початкова одновимірна модель швидкості була визначена на основі двомірної моделі з роботи [Starostenko et al., 2013] і тестових розрахунків інверсії. Шари в моделі були параметризовані на регулярній сітці. Розмір вічка сітки був визначений як 5 × 0.5 км для земної кори і 10 × 0.5 км для верхньої мантії, відстань між вузлами для поверхні Мохо була встановлена 5 км. Для кожного з вузлів сітки задавалися поздовжні сейсмічні швидкості, а поверхні розділу і поля швидкостей для окремих шарів інтерполювалися з допомогою сплайнів. Програма дозволяє враховувати топографію земної поверхні. Проте, в даному конкретному випадку в моделі DOBRE-4 передбачалася постійна висота 0 м для джерел і приймачів.

Послідовність процесу моделювання складалася з наступних кроків. Як правило, моделювання починається з верхньої частини земної кори, а надалі, послідовно моделюються більш глибокі шари розрізу. На профілі DOBRE-4 на

першому кроці інверсії були змодельовані заломлені в земній корі хвилі (Psed, Pg та Pov). Пакет JIVE3D дозволяє моделювати кожний шар і інтерфейс (границю зміни швидкості) окремо або спільно. Три заломлені фази були змодельовані окремо, а після, фази Psed були інтегровані в кристалічний шар земної кори. Шари у розрізі, які були змодельовані раніше, можуть бути виправлені протягом наступних етапів інверсії. Це дає можливість сфокусувати алгоритм на наступному за глибиною підстилаючому шарі і зменшити число параметрів моделі для стабілізації процедури інверсії. Моделювання окремого осадового шару в наших розрахунках збільшувало час інверсії приблизно в два рази, що пояснюється відносно низькою щільністю променів в порівнянні з вертикальним розміром шару. Кілька «ітераційних петель» (циклів інверсії) з різними за значеннями параметрами регуляризації обчислювалося в ітеративному режимі. В такому підході на 6-му циклі з 6-ї ітерацій, було досягнуто значення середньоквадратичного відхилення 0.19 с ($\chi 2 = 3.42$), яке стабілізувалося. Влучання променів (у відсотках, для місць розташування приймачів, де промінь був успішно простежений від джерела) склало 98%. Ця модель була використана для наступного кроку моделювання в якості стартової моделі. На цьому етапі було зроблено спільну інверсію для визначення швидкостей в земній корі і топографії границі Мохо на основі хвиль, які заломлювалися в земній корі і відбивалися на поверхні Мохо (Psed, Pg, Pov, PмP). Ми маємо обмежену кількість відбиттів від границі Мохо в порівнянні із заломленими хвилями в земній корі, що зареєстровані в перших вступах. На жаль, програмне забезпечення JIVE3D не допускає інверсії двох фаз з одного і того ж інтерфейсу (границі розділу).

На 6-му циклі із 8 ітерації значення середньоквадратичного відхилення склало 0.18 с ($\chi 2 = 2.66$), яке також стабілізувалося. Влучання променів склало 94%. Ця модель була використана в якості вихідної моделі для останнього кроку моделювання. На цьому етапі інверсії ми використовували хвилі, які заломлюються у верхній мантії Pn. На 4-й петлі з 12-ти ітерацій значення середньоквадратичного відхилення склало 0.16 с ($\chi 2 = 2.42$), після чого воно стабілізувалося. Влучання променів склало 89%.

Кількісні характеристики швидкісної моделі на профілі DOBRE-4, яка отримана за програмою JIVE3D, представлені на рис. 4.7. На верхній діаграмі показані розбіжності між експериментальними і розрахунковими часами пробігу, які загалом не перебільшували 0.1 секунди для заломленої у верхній та середній кристалічній корі хвилі Pg, 0.15 секунди для заломленої хвилі у верхній мантії відразу під поверхнею Мохо Pn і 0.2 сек для відбитої від границі Мохо хвилі PмP. Розбіжності в основному обмежуються інтервалом ± 0.15 сек. На середній діаграмі показані експериментальними і розрахункові часи пробігу хвиль, які були залучені для побудови інверсійної моделі На нижній діаграмі показана щільність променів, які висвітлюють будову швидкісного розрізу. Узагальнені можливості цього пакета моделювання наведені в таблиці 4.1 (див. вище).



Рис. 4.7. Діаграми, які ілюструють кількісні характеристики моделювання

за програмою JIVE3D на профілі DOBRE-4; (а) нев'язки, сині точки - межі похибки (помилки у визначенні часу вступу): 0.1 с для заломленої хвилі Pg, 0.15 сек, для заломленої хвилі Pn і 0.2 сек для відбитої від границі Мохо PмP, червоні точки — залишкові розбіжності в часі спостереженого та теоретичного вступів; (b) збіг годографів за часом, червоні точки - розраховане значення часу пробігу хвилі, зелені точки - експериментальні часи пробігу; (с) діаграма щільності променевого покриття, кольори представляють число променів, які перетинають соту сітки.

Найкраще покриття променями отримано у верхній частині кори на глибині до 20 км (рис. 4.7 с). Краще висвітлення променями нижньої частини земної кори виходить на відстанях 140-225 км і 260-330 км. Границя Мохо краще визначається на відстанях 140-400 км, за винятком сегмента в районі 210 км. Краща інформація про характеристики верхньої мантії отримана на відстанях 150-370 км, також за винятком сегмента в околиці 210 км (рис. 4.7 с).



Рис. 4.8. Результат моделювання за програмою JIVE3D на профілі DOBRE-4 з використанням заломлених хвиль в осадових породах Psed, заломлених хвиль у верхній та середній кристалічній корі Pg, закритичних хвиль Pov, відбитих хвиль від границі Moxo PмP і заломлених хвиль відразу під Moxo у верхній мантії Pn. Модель обмежується ділянкою, яка має променеве покриття. Кольори представляють розподіл швидкості поздовжніх хвиль відповідно до кольорової шкали, чорні тонкі лінії - швидкісні ізолінії, чорна товста лінія - сейсмічна границя Мохо.

Порівнюючи томографічну модель за результатами інверсії з допомогою програми JIVE3D з моделлю швидкостей, яка отримана на основі програми FAST, можна стверджувати, що вона краще представляє складну будову поверхні Мохо, що можна вважати гарним результатом для програми томографічної інверсії. Порівнюючи результат програми JIVE3D з моделлю, що отримана на основі прямого трасування променів, ми можемо побачити схожість головних особливостей поля швидкостей. Замість деяких відбиваючих границь зі стрибками швидкостей в корі, в моделі присутні хвилеподібні ізолінії швидкості на відстані близько 100, 230 і 400 км (рис. 4.8). Вони збігаються за формою з границями у верхній частині земної кори в моделі прямого променевого трасування, але вони розходяться в нижній частині земної кори, ймовірно, через розмазування рішення в цій частині земної кори, яке не обумовлено достатньою кількістю заломлених хвиль.

Форма границі Мохо такої інверсійної моделі подібна до аналогічної границі променевої моделі, але амплітуда хвилеподібних коливань за глибиною дещо нижча. Хвилеподібні поля швидкостей земної кори приблизно повторюють форму поверхні Мохо, яка отримана на променевій моделі. Існує область більш низьких швидкостей у мантії поблизу відмітки 220 км від початку профілю, яка може свідчити про те, що алгоритм інверсії намагався компенсувати надзвичайне занурення Мохо на цій відстані. Таким чином, це може свідчити про те, що справжня амплітуда хвилястих деформацій Мохо може бути вища, ніж та, що отримана за допомогою моделювання програмою JIVE3D. Такі сильно хвилястість швидкісні характеристики в мантії спостерігалися у моделі, яка побудована за променевим методом, тому що розділ Мохо в ній змодельовано з використанням всіх годографів відбитих від Мохо хвиль, а така можливість не передбачена у

4.2.2. Розрахунок швидкісної моделі DOBRE-4 на основі програмного пакету RAYINVR.

Ще один варіант швидкісної моделі за профілем DOBRE-4 було отримано з використанням програмного коду RAYINVR [Zelt & Smith 1992], в якому реалізовано пряме сейсмічне моделювання разом з регуляризованою інверсією, направленою на пошук розподілу швидкостей у досліджуваному розрізі, що відповідає спостереженим сейсмічним даним. Ця програма будує траєкторії променів та розраховує час пробігу і амплітуди Р- і S-хвиль. Результативна швидкісна модель складається з шарів і горизонтів, які ці шари розділяють. Швидкість задається у довільних точках на покрівлі і підошві в кожному шарі. Сейсмічна швидкість, яка задана на нерівномірно розташованих вузлах, лінійно інтерполюється між ними у площині моделі, що забезпечує визначення швидкості для кожної точки моделі. Програмний пакет RAYINVR дозволяє розрахувати час пробігу хвилі для кожного простеженого сейсмічного променю, що може бути використано для ручного підбору моделі на основі методу проб і помилок, як це робиться з використанням прямого моделювання програмою SEIS83 [Červený & Pšenčík, 1984]. Проте, у нашому дослідженні за сейсмічними даними профілю DOBRE-4, ми використовували регуляризовану інверсію з кодом DMPLSTSQR, який реалізований в пакеті RAYINVR і є потужним інструментом у автоматизації рішення оберненої задачі. Застосування променевої інверсії дало можливість отримати багатошарову швидкісну модель розрізу (рис. 4.9) та порівняти її з результатами, які розраховані за іншими програмами, зокрема SEIS83, який є найбільш вживаним та звичним у використанні методу проб і помилок при підборі моделі.

Код програми RAYINVR дозволяє враховувати топографію земної поверхні, проте, зважаючи на те, що висотні відмітки в районі дослідження не перевищувала 160 м, в моделі передбачалася постійна висота 0 м для джерел і приймачів. Стартова швидкісна модель була підготовлена на основі уже відомих

результатів, які отримані з допомогою програм томографічної та променевої інверсій, що описані вище. Вона складалася з трьох шарів — осадові породи, консолідована кора і верхня мантія. Швидкості в осадових породах були отримані зі сторонніх геофізичних даних і з результатів моделювання за програмою SEIS83 в роботі [Starostenko et al., 2013b]. При цьому детальний розподіл швидкісних неоднорідностей в осадових породах було спрощено за рахунок об'єднання всіх шарів в один шар з градієнтом швидкостей. Під час інверсії швидкість в осадовому шарі була збережена постійною.

В якості вхідних даних були використані перші вступи: заломлені хвилі в осадовому чохлі Psed з позірною швидкістю меншою 5,7 км/с; і заломленні хвилі в консолідованій корі Pg з позірною швидкістю більшою 5,7 км/с. Перераховані годографи були використані для визначення швидкісних характеристик осадового чохла та консолідованої кори, а також побудови глибинних границь. Відбиті фази від границі Мохо (PмP), а також заломлені хвилі безпосередньо під Мохо (Pn) забезпечили можливість моделювання глибинної будови поверхні Мохо і розподілу швидкості у верхній мантії.



Рис. 4.9. Швидкісна модель DOBRE-4 за поздовжніми хвилями, яка побудована з допомогою інверсії заломлених хвиль у верхній та середній кристалічній корі Pg (червоні на верхній діаграмі), відбитих хвиль від границі Мохо РмР (зелені), і заломлених хвиль відразу під Мохо у верхній мантії Pn (сині на верхній діаграмі) фази з використанням пакета RAYINVR. На верхній діаграмі показана схема розрахованих променів, на нижній – остаточна швидкісна модель. Модель обмежується ділянкою, яка має променеве покриття. Кольори представляють розподіл швидкості поздовжніх хвиль відповідно до кольорової шкали.

Стартова одновимірна модель швидкості в консолідованій корі була допомогою одновимірної інверсії усередненої кривої отримана за всіх спостережуваних Рд годографів. Форма фундаменту (підошви осадового чохла) і розподіл швидкості Vp в земній корі були розраховані з допомогою інверсії часів пробігу Pg хвиль. Після трьох ітерацій для Pg хвиль значення середньоквадратичного відхилення склало 0,09 секунди ($\chi 2 = 0.8$), при цьому було простежено 939 променів з вихідного набору у 1070 точок спостереження. Тобто, було задіяно 88% даних. Заломлені хвилі в осадовому чахлі Psed не розрахунку розподілу швидкостей, використовувалися для але значення середньоквадратичного відхилення для часів пробігу Psed, що були обчислені для Vp під час моделювання з допомогою програми SEIS83, були збережені незмінним в цьому шарі. Їх абсолютні значення досить низькі (0.11 с, $\chi 2 = 1.2$), що свідчить про те, що визначена швидкість є реалістичною і не приведе до спотворювання результатів з більш глибоких шарів. Отримана в результаті модель земної кори має наростаючу потужність осадового шару - від 0 км на півночі до 2-4 км на півдні, що гарно узгоджується з моделями, які розраховані з допомогою пакетів SEIS83 [Červený & Pšenčík, 1984], FAST [Zelt and Barton, 1998] Ta JIVE3D [Hobro, 1999; Hobro et al., 2003]. У більш глибоких частинах розрізу спостерігається невелика бічна диференціація за швидкісними параметрами у верствах земної кори, особливо в нижній центральній частині, де спостерігаються високі (приблизно 7.1

км/с) швидкості, в порівнянні з 6.7 км/с на півночі і півдні.

Ця модель земної кори послужила основою для побудови рельєфу поверхні Мохо і швидкості у верхній мантії. Для цього, одночасна інверсія годографів РмР і Рп була виконана (при збереженні незмінною швидкості в земній корі). Фаза відбитої від підошви земної кори хвилі РмР на деяких сейсмічних розрізах спостерігалася як подвійні (перекриваючі один одного) гілки синфазності з різними позірними швидкостями. Швидше за все, це явище утворилося в результаті різкої зміни рельєфу Мохо - відбиття від фрагментів Мохо з протилежним зануренням (рис. 4.10). Такі накладені одна на одну гілки годографів викликали технічні труднощі при використанні всіх наявних даних для інверсії. Програмний пакет RAYINVR здатний простежити промені, що належать до обох перекритих фаз на етапі прямого моделювання, однак, під час інверсії в тих місцях, де записані подвійні вступи фаз відбиття від границі Мохо РмР, тільки перший зафіксований час вступу хвилі береться для розрахунків затримок і використовується потім в процедурі інверсії для визначення поправок і уточнення швидкісної моделі. Тому, коли спостерігалися подвійні фази РмР, тільки фрагменти з першими за часом вступами були використані (рис. 4.10).

Після виконання п'яти кроків інверсії фаз РмР і Рп, значення середньоквадратичного відхилення між спостереженим та розрахунковим часом склало 0.13 секунди ($\chi 2 = 0.42$) для фази РмР. При цьому було простежено 550 променів з вихідного набору у 558 точок спостереження. Тобто, було задіяно 98% даних. В свою чергу, для заломлених у верхній мантії хвиль фази Рп значення середньоквадратичного відхилення склало 0.20 секунди ($\chi 2 = 4$), при цьому було простежено 41 промінь з вихідного набору у 160 точок спостереження. Такий маленький процент влучання розрахункових променів заломленої в верхній мантії хвиль фази Рп значення склало 1.20 секунди ($\chi 2 = 4$), при цьому було простежено 41 промінь з вихідного набору у 160 точок спостереження. Такий маленький процент влучання розрахункових променів заломленої в верхній мантії хвилі Рп отримано через "тіньові зони", які виникають внаслідок складної топографії і сильних варіацій глибини границі Мохо. Подібні складнощі властиві для більшості методів моделювання на основі променевої апроксимації.

Під час побудови форми поверхні земної кори з допомогою програми RAYINVR, швидкості в земній корі не були включені в інверсію і зберігалися



сталими. Інверсія була організована таким чином, що вираховувалася тільки геометрія відбиваючої границі.

Рис. 4.10. Приклад моделювання перекриття фази РмР на профілі DOBRE-4, яка являє собою відбиття від протилежних круто занурених схилів прогину Мохо, за допомогою програмного пакету RAYINVR. Верхня діаграма - спостережені (хрестики) і розрахункові (лінії) часи пробігу хвиль. Нижня діаграма - модель з розрахованими променями відбитих від Мохо хвиль. Червоним намальовані промені і час проходження фази РмР в ранніх вступах, які використовуються для інверсії, світлоблакитним - промені і час проходження фази РмР в більш пізніх вступах (не використовується для інверсії).

Проте, оскільки швидкості в цьому шарі були інтерпольовані між значеннями Vp, які визначені у вузлах, що розташовані уздовж підошви та покрівлі шару, зміна поверхні Мохо призвела до переміщення відповідних вузлів швидкості, і ефективно вплинула на інтерпольований розподіл швидкостей в земній корі. Модифіковане поле швидкостей в земній корі призвело до збільшення значення середньоквадратичного відхилення спостереженого та розрахункового часів у годографах хвилі Pg до 0.11 секунди ($\chi 2 = 1.2$). Додаткові чотири ітерації інверсії годографів хвиль Pg були застосовані, що дозволило зменшити середньоквадратичне відхилення до 0.09 с. В той же час для хвилі PмP середньоквадратична розбіжність збільшилася до 0.16 секунди ($\chi 2 = 0,64$). В кінці кінців, спільна інверсія годографів РмР та Pn знизила відповідні залишки до 0.13 та 0.20 секунди ($\chi 2 = 0,42$ та $\chi 2 = 4$, відповідно). Значення середньоквадратичного відхилення спостереженого та розрахункового часів у годографах хвилі Pg для остаточної моделі склало 0.1 секунди ($\chi 2 = 1$). Узагальнені можливості пакета сейсмічного моделювання RAYINVR наведені в таблиці 4.1 (див. розділ 4.1.2).



Рис. 4.11. Діаграми, які ілюструють кількісні характеристики моделювання за програмою RAYINVR на профілі DOBRE-4; (а) - залишкові розбіжності в часі спостереженого та теоретичного вступів сейсмічних хвиль; (b) - збіг годографів за

часом, чорні лінії - розраховані часи пробігу, точки - годограф заломлених хвиль у верхній та середній кристалічній корі Pg (червоний), годограф відбитих хвиль від границі Мохо РмР (синій) і годограф заломлених хвиль відразу під Мохо у верхній мантії Pn (зелений).

Отримана модель має форму поверхні розділу кори та мантії дуже схожу на ту, що міститься на моделі SEIS83, хоча і з меншою амплітудою прогину Мохо на відстані приблизно 300 км. Також присутні деякі відмінності на краях моделі, які не обумовлені сейсмічними даними. Це показує, що використання тільки перших за часом гілок годографів відбитої від границі Мохо хвилі РмР, які перетинають одна одну, для інверсії дає задовільний результат. Проте, цілком ймовірно, що використання усіх доступних часів пробігу подвійної фази РмР, призведе до більш точної побудови розділу Мохо.

4.2.3. Розрахунок швидкісної моделі DOBRE-4 на основі програмного пакету променевого трасування SEIS83.

Для розрахунку швидкісної моделі на основі вирішення прямої задачі шляхом променевого трасування було використано пакет програм SEIS83 [Červený & Pšenčík, 1984] разом з графічними програмами MODEL [Komminaho, 1998] i ZPLOT [Zelt, 1994]. Алгоритм такого рішення побудований на методі спроб та помилок при підборі моделі, яка складається з шарів з градієнтною змінною швидкості, котрі розділені поверхнями розриву швидкісних параметрів. Геометрія розривів швидкості задається в межах шару на довільних вузлах (глибина, дистанція) починаючи з нульової відмітки і закінчуючи максимальною, тобто поверхня зміни швидкості має проходити по довжині через всю модель. 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.

Підготовка початкової швидкісної моделі верхньої частини розрізу була зроблена на основі геологічних та геофізичні даних, які отримані на неглибоких

сейсмічних профілях СГТ в прилеглих районах та при дослідженнях у свердловинах. За цими даними було побудовано геологічний розріз верхньої частини земної кори (рис. 4.5) і стартова модель для променевого підходу в інтерпретації. 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. 4.12. Швидкісна модель DOBRE-4 за поздовжніми хвилями в земній корі і верхній мантії, яка отримана шляхом прямого моделювання променевого трасування з використанням пакета SEIS83. Умовні позначення: жирні лінії - границі розривів швидкості першого роду, які були змодельовані за відбитими або/і заломленими вступами поздовжніх хвиль; тонкі лінії - ізолінії швидкості зі значеннями в км/с, які наведені в білих прямокутниках; дрібним пунктиром позначені границі, які змодельовані тільки за відбитими хвилями; крупний пунктир - границі, які змодельовані як за відбитими, так і за заломленими хвилями. Вертикальний масштаб збільшений приблизно у 2.5 рази.

Пошук рішення було організовано в ітераційному режимі: спочатку годографи заломленої та відбитої від підошви першого шару хвиль розраховувалися для вхідної моделі поздовжніх хвиль, потім вони порівнювалися зі спостереженими годографами. З огляду на відмінності в часах пробігу, модель виправлялася таким чином, щоб мінімізації невідповідності.



Рис. 4.13. Діаграми, які ілюструють кількісні характеристики моделювання за програмою SEIS83 на профілі DOBRE-4(за матеріалами [Starostenko et al.,

2013b]): (а) розбіжності в часі пробігу між спостереженими і розрахунковими вступами; (b) діаграма, що показує теоретичні (чорні кружки) і спостережені часи вступу хвиль (зелені кружки), швидкість редукції становить 8 км/с; і (с) покриття розрізу моделі сейсмічними променями. Жовті лінії - фрагменти швидкісних границь, що отримані за відбитими хвилями. Червоні точки, що розміщені уздовж границь, показують наявність зафіксованих на часовому розрізі фаз відбитих хвиль (нанесена кожна третя точка), а їх щільність є мірою точності позиціювання відбивачів. DWS - похідна зваженого підсумовування, що характеризує щільність променевого покриття.

Після підгонки верхнього шару на всьому профілі, пряме моделювання переключалося на наступний за глибиною шар, і так вибудовувався весь швидкісний розріз. Також під час прямого променевого моделювання 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 (рис. 4.12), що відповідає спостережним (експериментальним) годографам як для заломлених, так і відбитих хвиль з хорошою точністю. Приклад такої моделі показано на рис. 13 в роботі [Starostenko et al., 2013b]. Діаграми, що показують теоретичні та спостережені часи пробігу для всіх фаз уздовж профілю, покриття променів і похибки визначення часу у дорозі впродовж прямого моделювання наведені на рис. 4.13. Можливості програмного пакета прямого сейсмічного променевого моделювання SEIS83 [Červený & Pšenčík, 1984] наведені в таблиці 4. 1 (див. розділ 4.1.2).

Пряме променеве моделювання показало, що подвійні вступи, які спостерігаються на ділянках сейсмограм (рис. 4.14, 4.15), представляють собою відбиття від протилежних сегментів сильно хвилястої границі Moxo [Starostenko et

al., 2013b]. Фрагменти годографів з високою позірною швидкості відповідають відбитим хвилям від круто падаючих фрагментів Мохо, глибина яких зростає при збільшенні відстані, а з повільною швидкістю — тим сегментам Мохо, глибина яких спадає при збільшенні відстані. У сукупності це дає характерне потроєння кривої часів пробігу. Як правило, ці фази дуже хорошої якості; тому, незважаючи на їх незвичайний характер, вони можуть бути ідентифіковані з високим ступенем достовірності. Приклади моделювання РмР хвиль для пунктів вибуху 15103 і 15107 представлені на рис. 4.14 і 4.15.



Рис. 4.14. Приклади сейсмічного моделювання обраних променів поздовжніх хвиль з розрахунковими годографами (РмР і Рп - сині і червоні, відповідно) на пункті вибуху SP15103 профілю DOBRE-4 з використанням програмного пакету SEIS83. Верхня діаграма - записи секції (амплітуднонормалізовані вертикалі компонент, смуговий фільтр 2-12 Гц, швидкість редукції 8.0 км/с); середня діаграма - синтетична сейсмограма з виділеними сейсмічними хвилями; нижня діаграма – хід обраних променів на границі Мохо.



Рис. 4.15. Приклади сейсмічного моделювання обраних променів поздовжніх хвиль з розрахунковими годографами (РмР і Рп - сині і червоні, відповідно) на пункті вибуху SP15107 профілю DOBRE-4 з використанням програмного пакету SEIS83. Верхня діаграма - записи секції (амплітуднонормалізовані вертикалі компонент, смуговий фільтр 2-12 Гц, швидкість редукції 8.0 км/с); середня діаграма - синтетична сейсмограма з виділеними сейсмічними хвилями; нижня діаграма – хід обраних променів на границі Мохо.

Невизначеність в розрахованих величинах швидкості розповсюдження сейсмічних хвиль, глибин і кутів нахилу границь та потужності шарів в моделі, яка отримана променевим методом, утворюється, перш за все, з помилок суб'єктивно визначених часів вступу зафіксованих сейсмічних хвиль на часовому розрізі, іншими словами — помилок при кореляції годографів відбитих та заломлених хвиль. Ці помилки лежать в межах 0.1 с. Однак, невизначеність зменшується з підвищенням якості і збільшенням кількості даних (кількості пунктів вибуху і інструментів запису сейсмічних коливань, ефективності джерел вибуху, співвідношення сигнал-завада, можливості перевірки часів на точках взаємності гілок годографів, покриття моделі променями зафіксованих хвиль та багато іншого). Визначення абсолютного часу і географічного положення сейсмічних станцій запису і пунктів збудження коливань проводилося з використанням технології GPS, точність якої за часом складає до 1 мс, а за координатами - перші десятки метрів. Такі похибки в масштабах наших експериментів з вивчення земної літосфери є незначними.

Висока якість даних, зокрема за профілем DOBRE-4, дозволила отримати швидкісну модель, яка забезпечує збіг розрахункових і спостережених годографів з високою точністю як для відбитих, так і заломлених фаз. Проте, нами були виконані кілька тестів для обчислення невизначеності параметрів моделі. Приклад тестування моделі на сейсмічних даних, які записані на пункті вибуху SP15105 показаний на рис. 4.15. У швидкість поздовжніх хвиль в фундаменті земної кори в остаточній моделі була внесена похибка ± 0.1 км/с. У другому тесті похибка

вносилася у глибину границі підошви земної кори ± 2 км. Одержані результати теоретичних годографів для невірно визначених параметрів моделі чітко демонструють, що точність моделі вище, ніж величини застосованих похибок. Подібні тести проводилися, наприклад, в роботах [Janik et al., 2002, 2009; Grad et al., 2003, 2006a, 2006b, 2008; Środa et al., 2006; Starostenko et al., 2013b; 2015; Коломієць, 2015].



Рис. 4.16. Тестування невизначеності параметрів швидкісної моделі на прикладі пункту вибуху SP15105 на профілі DOBRE-4 (за матеріалами [Starostenko et al., 2013b]). Тонкими лініями позначені розрахункові годографи, коли у швидкість поздовжніх хвиль в фундаменті земної кори була внесена похибка \pm 0.1 км/с; у другому тесті похибка вносилася у глибину границі підошви земної кори \pm 2 км. Товстими лініями показано теоретичний годограф, який розрахований для результативної швидкісної моделі.

Середньоквадратичне відхилення між спостереженими та розрахунковими

годографами є прийнятним і складає: 0.36 с ($\chi 2 = 11$) для осадових відкладів за заломленою фазою Psed; 0.21 ($\chi 2 = 2,6$) для консолідованої земної кори за заломленими хвилями у верхній та середній корі Pg і заломленою у нижній корі фазою Pov; 0.17 ($\chi 2 = 0.72$) для відбитих хвиль від Мохо PмP; 0.31 ($\chi 2 = 9.6$) для заломлених фаз у верхній мантії відразу під границею Мохо Pn; і 0.74 для всіх відбитих хвиль у верхній мантії. Загальне значення середньоквадратичного відхилення для 3880 точок фіксації вступів хвиль становить 0.37 с($\chi 2 = 3.9$).

Отримані статистичні оцінки збігу спостережених та модельних даних свідчать про те, що часи вступу заломлених в земній корі хвиль збігаються з експериментальними даними краще, ніж часи вступу відбитих хвиль. В свою чергу, годографи відбитої хвилі від границі Мохо були змодельовані краще, ніж годографи відбитих від границь всередині земної кори хвиль.

4.2.4. Порівняння результатів моделювання за різними програмними комплексами для сейсмічних даних профілю DOBRE-4.

Унікальна структура Мохо, яка визначена за профілем DOBRE-4, забезпечує цінний матеріал для тестування різних підходів та комп'ютерних програм двомірного ширококутного сейсмічного моделювання. Для цих випробувань були використані коди програм SEIS83 [Červený & Pšenčík, 1984], JIVE3D [Hobro, 1999; Hobro et al., 2003], RAYINVR [Zelt & Smith 1992] i FAST [Zelt & Barton, 1998]. Основною метою дослідження було перевірити, якою мірою комплексна геометрія границі Мохо буде розшифрована за допомогою широковживаних перевірених програмних пакетів. Найбільша зміна глибини Мохо виявлена за допомогою прямого променевого трасування SEIS83 і становить від 32 км на дистанції 165 км, і до 48 км на дистанції 250 км.

Хоча всі пакети програмного забезпечення дозволяють враховувати топографію поверхні Землі і включити ці дані у розрахунки, ми не брали їх до уваги. Виняток склала модель, яка отримана в пакеті SEIS83, хоч і в ній вплив рельєфу поверхні виявився мізерним. Максимальна висота місцевості становить менше 160 м, тому рельєфом можна знехтувати.

Швидкість в осадових породах виявилась значно нижчою, ніж в породах, що залягають в основі фундаменту. Тому, їх бажано змоделювати в якості окремого шару. Це було можливо в програмах SEIS83, JIVE3D і RAYINVR. Для пакета FAST зробити це було неможливо, бо в цій програмі вся модель параметризована як один шар і, завдяки цьому, осадові породи були представлені областю з низькою швидкістю і високим градієнтом на глибині перших декількох кілометрів. У моделі, яка розрахована з допомогою програми JIVE3D, після деяких випробувань осадовий чохол також був включений в шар консолідованої земної кори через величезне збільшення часу розрахунків в разі наявності окремого осадового шару.

Витрати комп'ютерного часу, що необхідний для процедури моделювання швидкісного розрізу в цілому, також є важливим параметром в оцінці різних підходів в інтерпретації сейсмічних даних. Пакет FAST - це найшвидший спосіб, щоб мати першу модель швидкісного розрізу, хоча сейсмічні границі в такій моделі не можуть бути представлені розривами швидкості першого роду. Крім того, до суттєвих обмежень даного підходу належить те, що в ньому можуть бути використані тільки заломлені фази хвиль, які виходять на поверхню у перших вступах.

Пакет RAYINVR також дуже швидкий з точки зору часу обчислень. Проте, число параметрів моделі, як правило, дещо менше, ніж у випадку інших програм томографічної інверсії. Пакет RAYINVR дозволяє використовувати всі заломлені і відбиті фази сейсмічних хвиль. З одного боку, пакет RAYINVR дозволяє розраховувати швидкісну модель інтерактивним ручним підбором і, в разі необхідності, довільним способом вибирати параметри моделі (граничні швидкості в покрівлі та підошві шару і вузли, в яких цей шар задається), які використовуються для інверсії. Це робить його дуже гнучким і зручним. З іншого боку, розріджені мало деталізовані результати параметризації моделі виливаються у відносно низьку роздільну здатність такого підходу загалом. Крім того, вибір параметрів для інверсії вимагає інтерактивного введення і тестування декількох варіантів рішення, що робить процедуру розрахунку кінцевої моделі досить тривалою за часом. До того ж, протягом всього цього часу інтерпретатор має приймати безпосередню участь в інтерактивному процесі інверсії. На відміну від RAYINVR пакет JIVE3D займає більше комп'ютерного часу, але він може використовувати крім заломлених у фундаменті хвиль Pg та Pov (закритичні заломлення більш пізніх вступів сейсмічних хвиль), ще і відбиті фази, та розраховувати геометрію границь розриву швидкості.

Моделювання з використанням пакета SEIS83 віднімає найбільше часу, як комп'ютерного, так і участі інтерпретатора в побудові швидкісної моделі. Цей променевий підхід може використовувати всі заломлені і відбиті фази, в тому числі кратні або обмінні хвилі. Пакет SEIS83 вирішує тільки пряму задачу визначає траєкторії променів і розраховує час пробігу хвилі для заданої швидкісної моделі. На відміну від інших розглянутих програмних пакетів, він не вирішує обернену задачу, оскільки в цій програмі не обчислюється матриця Фреше для отримання моделі збурень.

Розрахунки за програмою SEIS83 виконуються досить швидко, аналогічно коду RAYINVR. Проте, ручний процес пошуку моделі методом підбору та підгонки даних за допомогою проб і помилок, може відбирати дуже багато часу і, як правило, займає більшу частину загального часу моделювання. Така процедура дозволяє краще контролювати процес моделювання, що є перевагою, але в той же час вносить деяку суб'єктивність в кінцеве рішення. Ще одна перевага полягає в тому, що в процесі моделювання, такий підхід дозволяє приймати рішення про зміну кореляції та ідентифікації зафіксованих годографів сейсмічних фаз. Наприклад, проблеми, які пов'язані з інтерпретацією деякої певної фази за допомогою підгонки моделі, коли всі інші дані можуть вказувати, що така фаза фактично являє собою, можливо, бічне відбиття або дифракцію від деякої локальної структури, і, таким чином, не повинна бути включена у двовимірне моделювання. Це допомагає усунути артефакти, які можуть бути введені при моделювання деяких неправильно інтерпретованих фаз, природа яких не може бути очевидною з першого погляду.



Рис. 4.17. Порівняння двомірних сейсмічних швидкісних моделей, що побудовані за профілем DOBRE-4: (а) SEIS83 - моделювання трасування променів,

з використанням методу проб та помилок; (b) томографічна інверсія за програмою FAST; (c) томографічна інверсія за програмою JIVE3D; (d) томографічна інверсія за програмою RAYINVR; (e) Порівняння положення та геометрії границі Мохо, що побудовані з використанням різних програмних комплексів. Приблизний вертикальний масштаб складає 3.6 : 1 замість 2.4 : 1, який використовувався в інших схемах.

Пряме моделювання є хорошим інструментом для перевірки ідентифікації фази, яка є ключовим моментом для отримання правильної моделі. Крім того, воно дозволяє побудувати детальну модель з використанням значної частину інформації, що міститься в сейсмічних записах.

Пакети SEIS83 і RAYINVR дозволяють розраховувати синтетичні сейсмограми і порівнювати їх з експериментальними даними. Порівняння синтетичних та спостережених сейсмограм дозволяє оцінити відповідність ступеню контрасту зміни швидкості на відбиваючій границі і, таким чином, обмежити діапазон визначення відповідних швидкостей в моделі.

Моделювання подвійних фаз, які перекриваються в сейсмічних розрізах, що спостерігається в даних DOBRE-4, є проблематичним. За допомогою програмного пакету SEIS83 це зробити можливо, з пакетом RAYINVR можна розрахувати промені і час пробігу для годографів відбитих хвиль, що накладені один на другий для прямої задачі, але у випадку інверсії, якщо два годографи однієї і тої ж фази мають два і більше вступів для точок спостереження, при побудові моделі буде задіяна тільки та хвиля, яка записана в сейсмограмі раніше, а вся наступна інформація буде втрачена (рис. 4.10). Програмний пакет JIVE3D також не може використовувати для інверсії годографи відбитих хвиль, що перекриваються у хвильовому полі. Для того, щоб використовувати цілі гілки годографів відбитих хвиль, які перекриваються, і розраховувати обернену задачу для побудови швидкісної моделі за допомогою інверсії, буде необхідно модифікувати пакети RAYINVR та JIVE3D відповідним чином.

Програми двомірної томографічної інверсії досить швидкі з точки зору
часу розрахунку. Проте, для того щоб отримати "реалістичне" рішення, знадобиться провести кілька тестів та пробних запусків інверсії, щоб знайти оптимальні параметри для успішного проходження розрахунків. До параметрів, які потрібно тестувати, можуть бути віднесені в тому числі і характеристики, що параметри кінцевої моделі (наприклад, крок сітки, степінь визначають згладжування/регуляризації, число ітерацій), так і вибір стартової моделі для розрахунків. Такі прості, на перший погляд, деталі можуть істотно збільшити загальний час моделювання. Проте, інверсія, як і раніше набагато швидше, ніж підбір моделі методом проб і помилок за рахунок повторних ручних модифікацій моделі в намаганні одночасно привести у відповідність розрахункові дані з даним, які записані для декількох пунктів збудження. Така задача є дуже складною і забирає багато часу. Крім того, кінцевий результат в певній мірі є суб'єктивним, бо він залежить від досвіду, знань і вподобань інтерпретатора. Крім того, ця суб'єктивність ускладнює кількісну оцінку неузгодженості та роздільної здатності моделі.

На рис. 4.17 представлено порівняння форми поверхні розділу земної кори і верхньої мантії, яка отримана за різними програмами. Всі лінії показують істотну зміну глибини Мохо. Найбільша зміна становить від 32 км на відстані 165 км, аж до 48 км на відстані 250 км в моделі SEIS83. Лінія, яка отримана за допомогою RAYINVR має дуже схожу форму (відхилення глибини границі Мохо від її глиби в моделі SEIS83 складає менше 3 км), за винятком набагато менш вираженої депресії на відстані 340 км, де глибина Мохо становить приблизно 40 км, замість 46 км в моделі SEIS83. Програмою JIVE3D вдалося змоделювати глибину поверхні Мохо подібну до SEIS83 і RAYINVR, але всі депресії (на відстані 250 і 340 км) є згладжені (глибина їх менше на 7-8 км). Крім того, лінія FAST, яка заснована тільки на заломлених хвилях в верхній та середній земній корі Pg та у верхній мантії Pn, відображає лише латеральні відмінності в розподілі швидкісних характеристик на глибині, де приблизно визначається поверхня Мохо. У точках мінімальної глибини поверхня Мохо в порівнянні з розрахунками FAST розташована глибше на 12 і 7 км відповідно. Глибина Мохо, яка отримана з використанням відбитої від границі Мохо РмР фази різними програмами, в представлених моделях співпадає з точністю в 2.5-5 км. Найбільші відмінності спостерігаються на ділянках підняття і заглиблення Мохо. Але на ділянках підняття збіг рівня границі Мохо кращий, а відмінності у глибині складають не більше 2.5 км. В результатах програми JIVE3D Мохо залягає вище в западинах з різницею до 5 км. У моделі FAST границя Мохо, яка окреслена приблизно уздовж ізолінії швидкості 7.5 км/с, відрізняється від інших моделей до 10 км в глибину. Загальний висновок полягає в тому, що з використанням трьох різних методів (SEIS83, RAYINVR і JIVE3D) з однаковими відбитими та заломленими фазами, ми можемо отримати моделі з розбіжностями глибини Мохо від 2.5 до 5 км. Інверсія тільки перших вступів (FAST) дає набагато більші відмінності, в нашому випадку в два рази, що складає 10 км.

Насправді, досить важко порівняти якість і точність обговорюваних моделей. Процедура моделювання була іншою для кожної з випробуваних програм, і в процесі моделювання були використані різні фази. Для FAST і RAYINVR заломлені хвилі в консолідованій корі Рд використовувалися на першому кроці інверсії, а для JIVE3D весь набір годографів, що були виділені у хвильовому полі (Pg, Pov і PмP), використовувався в інверсії одночасно. У таблиці 4.1 представлені сейсмічні фази, які були задіяні відповідними методами. Для всіх отриманих моделей (рис. 4.4, 4.8, 4.9 і 4.12) можна порівняти результати підгонки розрахункових та спостережених даних, що використовувалися для інверсії. Слід зазначити, що це є тільки мірою того, наскільки гарно синтетичні дані збігаються зі спостереженими (за часом пробігу хвилі), а не те, як далеко остаточна модель відрізняється від реального геологічного розрізу. Томографічні методи інверсії, такі як FAST, RAYINVR і JIVE3D, дають кращий збіг, особливо для Pn хвиль. З іншого боку, ці методами або не дозволяють використовувати повний набір даних, або ж залучення фаз певних типів хвиль потребує додаткового часу розрахунку і зусиль інтерпретатора. В цьому плані пакет SEIS83 має найкращі можливості, щоб використовувати всі зареєстровані фази з таблиці 4.1 для прямого моделювання.

У разі набору даних зі складним хвильовим полем, яке представлено в

експерименті DOBRE-4, деякі рідкісні незвичні фази взагалі важко надійно визначити з першого разу, наприклад, змодельовані в цій роботі відбиття Мохо, годограф якого перехрещується і накладається сам на себе. Це створює проблему ідентифікації спостережених сейсмічних фаз (типу хвилі і шару) для будь-якого сейсмічного моделювання та інверсії, так як без правильної ідентифікації сейсмічних хвиль, неможлива їх вірна інтерпретація. В такому випадку процедура ідентифікації фази, трасування променів і інверсії вимагає кілька "ітерацій", впродовж яких передбачається, в разі необхідності, реідентифікація фази і подальшого моделювання. Пряме моделювання корисне саме для цього, бо воно дозволяє перевірити відповідність розрахункових і спостережених променів/фаз, а не тільки часів пробігу хвилі. Після надійної ідентифікації годографів, яку підтверджено трасуванням променів, дані можуть бути використані для розрахунку інверсії.

Інша проблема була виявлена при моделюванні швидкостей у верхній мантії. Через природні недоліки променевого методу при моделюванні топографії Мохо для профілю DOBRE-4, були отриманні тіньові зони для мантійних фаз, які унеможливили трасування заломлених хвиль під границею Мохо. Тому для моделювання розподілу швидкостей у верхній мантії були застосовані два паралельних підходи. Перший з них був заснований тільки на алгоритмі променевого трасування, а інший підхід використовував кінцево-різницевий розрахунок повного хвильового поля [Коломієць, 2015], що дало можливість подолати обмеження променевого методу. Точно таким же чином тіньові зони для заломленої у верхній мантії хвилі були сформовані в процесі розрахунку інверсії, що істотно знизило частоту потрапляння для цієї фази в точки реєстрації. Вплив тіньових зон, які притаманні для алгоритмів трасування променів, що використовуються в процесі інтерпретації сейсмічних даних, може бути усунений шляхом застосування програмних продуктів, заснованих на методі "найкоротшого шляху", описаного Moser (1991) і успішно реалізованого для томографічної інверсії, серед інших, Korenaga і ін. (2000) і Мелендес і ін. (2015).

Моделювання з використанням різних програм інтерпретації сейсмічних

даних показало істотну мінливість глибини Мохо за профілем DOBRE-4. Проте, SEIS83 і пакети RAYINVR дали результати, які збігаються найкраще. У разі пакета FAST, моделювання топографії Мохо є проблематичним з двох причин. Поперше, параметризація моделі не дозволяє визначити розриви швидкості та границі шарів, які представляються у вигляді зон підвищеного градієнта швидкості. По-друге, інформація про Мохо заснована на моделюванні тільки Pn хвилі, в той час як відбиті фази (найбільш важливі для моделювання Мохо) не використовуються. Швидкісна модель JIVE3D, як видається, для програм інверсії створює задовільну проміжну модель, яка краща за варіант FAST, але поступається прямому променевому моделюванню.

Не всі програмні пакети можуть обчислити подвійні РмР фази з перекриттям гілок годографів, які спостерігаються в сейсмічних розрізах. Така можливість передбачена в пакетах SEIS83 та RAYINVR, які можуть розраховувати променів і часи пробігу для годографів відбитих хвиль, що перекриваються. Але це справедливо лише для прямої задачі. На етапі інверсії, коли два чи три вступи однієї і тієї ж фази виділені в хвильовому полі, для обчислення розбіжностей і інверсії використовується тільки перші за часом відмітки. В програмі JIVE3D також немає можливості використовувати для інверсії відбиття, в якому перекриваються годографи. Результати моделювання за набором даних DOBRE-4 показують, що було б цікаво ввести зміни в код програм RAYINVR або JIVE3D, щоб включити всі часи пробігу хвиль і передбачити можливість моделювання перехрещених годографів і їх інверсію у швидкісний розріз.

4.3. Розрахунок швидкісних моделей на основі прямого променевого моделювання з використанням програмного комплексу SEIS83 [Červený & Pšenčík, 1984]

4.3.1. Двомірне моделювання на основі променевого трасування за профілем EUROBRIDGE'97

Всі особливості будови розрізу земної кори і верхньої мантії знаходять своє

відображення у зміні амплітуди, форми і тривалості часу пробігу як відбитих, так і заломлених сейсмічних хвиль, які перед тим як вийти на поверхню, проникають через границі і перехідні зони у всіх верствах від осадового чохла до кори і верхів мантії, а також проходять у зворотному напрямку. На підставі всіх цих проконтрольованих фаз в записі сейсмічних розрізів, які з певною часткою впевненості можуть бути співвіднесені з швидкісними шарами та границями розриву швидкостей, було проведено пряме променеве моделювання, яке дало можливість підібрати двомірну модель структури літосфери аж до глибини 80 км.



Рис. 4.18. Результати розрахунку променевих шляхів та відповідних теоретичних годографів для пунктів вибуху SP06 i SP08 за профілем EUROBRIDGE'97. Ha верхній діаграмі показані амплітудно-нормалізовані вертикальні сейсмічного розрізу, перекриті обчисленими компоненти годографами. Швидкість редукції становить 6.0 км/с. На нижній діаграмі показані розраховані промені заломлених та відбитих хвиль у фундаменті. Позначення: LVZ - зона знижених швидкостей; КР - Коростенський Плутон.

Використовувався ітеративний метод спроб та помилок при ручному підборі моделі для узгодження спостереженого та розрахункового часу пробігу різних типів хвиль з допомогою трасування променів на базі програмного пакета SEIS83 [Červený & Pšenčík, 1984]. Основою для кінематичного моделювання була серія годографів різних типів сейсмічних хвиль, які були визначені в результаті використання традиційної кореляції сейсмічних фаз для заломлених і відбитих фаз.



теоретичних годографів та синтетичних сейсмограм для пункту вибуху SP02 профілю EUROBRIDGE'97. На верхній діаграмі показані синтетичні розрізи, які мають бути зіставлені зі спостереженими даними в термінах відносних амплітуд в межах кожної сейсмічної траси. На середній діаграмі показані амплітуднонормалізовані вертикальні компоненти сейсмічного розрізу, перекриті обчисленими годографами. Швидкість редукції становить 8.0 км/с. На нижній діаграмі показані розраховані промені заломлених та відбитих хвиль.



теоретичних годографів та синтетичних сейсмограм для пункту вибуху SP02 профілю EUROBRIDGE'97. Пояснення як на рис. 4.19.

Часові різниці на взаємних точках не перевищували 50 мс. Ця величина, що наближається до точності визначення часу при кореляції заломлених хвиль в земній корі Pg, свідчить про гарну якість ув'язки даних. Невизначеність для більш глибоких сейсмічних фаз вища. За нашими оцінками вона складає порядку 100 мсек для заломлених хвиль в корі і відбиття PмP від границі Мохо, і 200 мсек для відбитих хвиль всередині кори і заломлених Pn у верхній мантії під Мохо. Модель включає розриви сейсмічної швидкості першого роду, які можуть представляти собою значні переходи в літосфері.



Рис. 4.21. Результати розрахунку променевих шляхів, відповідних теоретичних годографів та синтетичних сейсмограм для пункту вибуху SP14 профілю EUROBRIDGE'97. Пояснення як на рис. 4.19.

Вихідна швидкісна модель була побудована на основі усереднення моделей, що розраховані з допомогою томографічної інверсії (рис. 4.1, 4.2 і 4.3), а загальна шарувата будова літосфери була отримана за чисельними фазами сейсмічних відбитих хвиль (рис. 4.18 -4.22).Також були враховані результати попередніх геофізичних досліджень з високою роздільною здатністю в районі експерименту, за якими одержані дані про швидкості сейсмічних хвиль. Останні були особливо важливі для задання параметрів фундаменту і осадових послідовностей, так як профіль EUROBRIDGE'97 в першу чергу був призначений для вивчення глибинної структури будови літосфери.

У процедурі трасування променів одночасно для всіх пунктів збудження розраховувалися часи пробігу сейсмічних хвиль, a модель послідовно модернізувалася інтерпретатором, з метою поліпшення відповідності між спостереженими і розрахунковими часами пробігу для кожної сейсмічної фази. На початку моделювання швидкість у самій верхній частині розрізу визначається з допомогою підгонки найближчих до пункту збудження відповідних заломлених сейсмічних фаз. Після узгодження самого верхнього шару починається моделюванням фаз з шарів на більш глибоких рівнях. Зазвичай витримується послідовність, в якій за заломленими фазами визначається швидкість у відповідному шарі, після чого товщина (потужність) шару визначається за відбитими фазами. В результаті, у більш глибокому шарі спочатку визначають швидкість, а потім, знаючи швидкість і час пробігу відбитої хвилі, визначають геометрію підошви та потужність самого досліджуваного шару. Рухаючись таким чином від однієї поверхні розділу вниз до іншої, будується весь глибинний розріз. Як правило, тільки закритичні відбиті хвилі достатньо сильні для того, щоб бути впевнено визначеними в сейсмічних записах і використані у розрахунку вілбиваючих меж.

Необхідні зміни в модель вносяться на основі порівняння розрахункового і спостереженого часу пробігу сейсмічних хвиль і оцінки параметрів моделі, які цей час визначають. Ця процедура продовжувалася в ітеративному режимі до тих пір, доки не була досягнута прийнятна розбіжність (як правило, це 100 мсек) для кожної сейсмічної фази, яка залучена у розрахунок моделі. Крім того, в інтерпретації даних профілю EUROBRIDGE'97 були розраховані синтетичні сейсмограми для контролю вертикальних градієнтів швидкості в межах шарів і швидкісних контрастів на перетині сейсмічних розривів.



Рис. 4.22. Результати розрахунку променевих шляхів, відповідних

теоретичних годографів та синтетичних сейсмограм для пункту вибуху SP18 профілю EUROBRIDGE'97. Пояснення як на рис. 4.19.



Рис. 4.23. Результати розрахунку променевих шляхів поздовжніх та поперечних хвиль та відповідних теоретичних годографів, які накладені на спостережені дані для пункту вибуху SP02 профілю EUROBRIDGE'97. Верхня діаграма - амплітудно-нормалізовані вертикальні компоненти сейсмічного розрізу, перекриті обчисленими годографами поперечних хвиль. Швидкість редукції

становить 4.52 км/с; середня діаграма - амплітудно-нормалізовані вертикальні компоненти сейсмічного розрізу, перекриті обчисленими годографами поздовжніх хвиль. Швидкість редукції становить 8.0 км/с. На нижній діаграмі показані розраховані промені заломлених та відбитих хвиль.

Синтетичні сейсмограми, що були розраховані для остаточної швидкісної моделі, гарно узгоджуються зі польовими сейсмограмами, зокрема дають якісний збіг амплітуд коливань, що відповідають першим вступам, відбиттям з нижньої земної кори і відбиттю від Мохо РмР (рис. 4.19 – 4.22). Проте, зафіксована помітна різниця для заломленої хвилі Рп під Мохо, а також для деяких відбитих хвиль з верхньої мантії. У деяких з наведених прикладів не вдалося в достатній мірі відновити відношення амплітуд хвиль Рg до РмР в певних інтервалах виносів (в основному між 110 і 160 км). Такі розбіжності в розрахунках на складній моделі в основному можуть виникати внаслідок використання променевих методів для отримання синтетичних сейсмограм. В наступних експериментах такі недоліки були в значній мірі зневільовані за рахунок використання повнохвильового моделювання.

Якість вступів поперечних хвиль на північній 200 км ділянці профілю дозволила визначити тільки обмежену кількість осей синфазності і відповідних часів пробігу поперечних хвиль. Проте, основні вторинні і деякі первинні фази Sхвилі були виділені та прокорельовані, хоча і з певною невизначеністю (рис. 4.23). Це виключає моделювання незалежної моделі S-хвилі на північній 200 км частині цього, Замість кращі гілки осей синфазності S-хвилі профілю. були прокорельовані, а відповідні часи пробігу були використані для оцінки моделі розподілу швидкостей за S-хвилями Це дало можливість розрахувати розподіл відношення Vp/Vs для основних верств кристалічної кори і верхньої мантії. Геометрія відбиваючих та заломлюючих горизонтів в швидкісній моделі за Sхвилями була успадкована від моделі швидкості за Р-хвилями. Відмітки часів пробігу на південь від пікету 200 км виявилися достатньої якості для моделювання незалежної моделі швидкості за S-хвилями. Виключення для цього моделювання становили розриви першого порядку, які були успадковані від моделі Р-хвиль. Розрахункові годографи, які обчислені для швидкісної моделі поперечних хвиль нанесені на спостережені сейсмограми, які були наведені у другому розділі (рис. 2.13 -2.18).

4.3.2. Двомірне променеве моделювання за профілем РАΝСАКЕ.

Основним інструментом для розрахунку швидкісного розрізу за профілем РАNCAKE був метод проб і помилок в прямому моделюванні, яке проводилося з використанням трасування променів з допомогою пакету SEIS83 [Červený & Pšenčík, 1984] з додаванням графічного інтерфейсу моделі MODEL [Komminaho, 1998] і ZPLOT [Zelt, 1994].



Рис. 4.24. Результати розрахунку променевих шляхів та відповідних

теоретичних годографів для пункту вибуху SP50103 за профілем PANCAKE. На верхній діаграмі показані амплітудно-нормалізовані вертикальні компоненти сейсмічного розрізу, перекриті обчисленими годографами. Швидкість редукції становить 6.0 км/с. На нижній діаграмі показані розраховані промені заломлених та відбитих хвиль у фундаменті. Скорочення: Pg-сейсмічна заломлена хвиля у осадовій товщі; P6.17 та P6.18 – заломлені хвилі у фундаменті по різні боки від пункту вибуху, швидкість розповсюдження яких позначена в індексах; PcP сейсмічне відбиття від внутрішнього горизонту в фундаменті; HVB – високошвидкісне тіло в осадовому шарі.



Рис. 4.25. Результати розрахунку променевих шляхів та відповідних

теоретичних годографів для пункту вибуху SP50104 за профілем PANCAKE. Детальний опис як на рис. 4.24.

Алгоритм моделювання реалізує теорію променів і обчислює траєкторію їх просування, часи пробігу хвиль вздовж променів, які розраховані, і синтетичні сейсмограми у високочастотному наближенні. Модель складається з шарів з плавно мінливими швидкостями, які розділені поверхнями розривів. У кожному шарі швидкість Р-хвилі задавалася на нерівномірній прямокутній сітці і інтерполювалася бікубічними сплайнами.



Рис. 4.26. Результати розрахунку променевих шляхів та відповідних теоретичних годографів для пункту вибуху SP50105 за профілем PANCAKE. Детальний опис як на рис. 4.24.

У цьому дослідженні початкова модель верхньої кори була заснована на

даних, які були представлені для району досліджень в ряді попередніх пошукових неглибоких сейсмічних профілів СГТ з високою роздільною здатністю і на даних геофізичного вивчення свердловин, що розташовані поблизу профілю. В подальшому розрахунку моделі за даними профілю PANCAKE, більш глибокі шари швидкісної моделі послідовно розраховувалися в ітеративному порядку: часи пробігу були розраховані для вихідної моделі швидкості і порівнювалися зі спостереженими часами пробігу.



Рис. 4.27. Результати розрахунку променевих шляхів та відповідних теоретичних годографів для пункту вибуху SP50107 за профілем PANCAKE. Детальний опис як на рис. 4.24.

Потім модель змінювалася таким чином, щоб звести до мінімуму невідповідності між спостереженими і розрахунковими годографами. Моделювання також включало розрахунок синтетичних сейсмограм і якісне порівняння амплітуд синтетичних і спостережених даних. Це дало додаткові обмеження на градієнт швидкості в певному шарі і контрасти швидкості на границях між шарами поверхнях розриву швидкості. Ітерації тривали до тих пір, поки не було отримано задовільний збіг між спостереженим і розрахунковим часом пробігу і амплітудами для основних фаз сейсмічних хвиль, різниця не перевищувала значення 0.1 сек.



Рис. 4.28. Результати розрахунку променевих шляхів та відповідних

теоретичних годографів для пункту вибуху SP50108 за профілем PANCAKE. Детальний опис як на рис. 4.24.

Приклади трасування променів в земній корі у різних частинах профілю показані на рис. 4.24 – 4.28. При розшифровці сейсмічного запису на пункті вибуху SP50103 (рис. 4.24) вдалося змоделювати складну блокову структуру фундаменту, яка відображена у хвильовому полі. Нахил осей синфазності перших вступів відрізняється по різні боки від точки збудження коливань. В моделі показано, що відразу під пунктом вибуху в фундаменті відбувається підйом поверхні приблизно на 1 км у північно-східному напрямку. За відбитими хвилями від границі в фундаменті встановлено, що вона круто падає, а заглиблення відбувається в південно-західному напрямку. Така поведінка меж фундаменту повністю знайшла своє відображення у хвилевому полі. Сейсмограма, яка записана на пункті вибуху SP50104 (рис. 4.25) дозволила виділити та задокументувати високошвидкісне тіло в осадовому чохлі. Воно проявляється у ступінчатих розривах перших вступів на дистанціях джерело-приймач до 40 км. За відповідним годографом заломленої хвилі Р5.35 (рис. 4.25, верхня діаграма) у високошвидкісному тілі була визначена швидкість поздовжніх хвиль 5.35 км/с, а промені хвилі, яка пройшла через високошвидкісне тіло показані на нижній діаграмі (рис. 4.25). Хвилеве поле на пункті вибуху SP50105 (рис. 4.26) значно більш симетричне відносно точки збудження, ніж два попередні. Це було пояснено тим, що глибина фундаменту в ближній зоні змінюється мало, а високошвидкісне тіло в осадовому чохлі присутнє з обох сторін від вибуху. На сейсмограмі пункту вибуху SP50107 (рис. 4.27) знову спостережене складне хвилеве поле зі значними відмінностями по різні сторони від точки збудження. Розрахункові годографи, за якими визначені швидкості у осадових шарах та в фундаменті, показані на верхній діаграмі, а відповідні промені сейсмічних хвиль, що побудовані в площині швидкісної моделі, показані на нижній діаграмі (рис. 4.27). Перші вступи заломленої в осадових породах поздовжньої сейсмічної хвилі на пункті вибуху SP50108 (рис. 4.28) розбиті ступінчатими розривами, що як і на SP50104 (рис.

4.25) свідчить про наявність високошвидкісного тіла у верхніх шарах з наступним зниженням швидкості з глибиною. Підібрана швидкісна модель, що задовольняє спостереженому хвильовому полю, дозволила визначити швидкості у шарах осадових порід і в фундаменті, які підписані на відповідних годографах та позначені в шарах моделі на нижній діаграмі рис. 4.28. Моделювання променевим методом більш глибоких шарів літосфери за профілем РАNCAKE буде розглянуто нижче в розділі 4.3, який присвячений повнохвильовому розрахунку синтетичних сейсмограм.

4.3.3. Підбір моделі з допомогою трасування променів сейсмічних хвиль за профілем DOBRE-5.

Кінцева модель сейсмічних поздовжніх швидкостей за профілем DOBRE-5, аналогічно до моделей трьох попередніх профілів, була отримана на основі підбору з використанням методу проб і помилок за результатами прямого моделювання трасування променів двомірним варіантом пакету SEIS83 [Červený & Pšenčík, 1984] з графічним інтерфейсом MODEL [Komminaho, 1998] і програмою ZPLOT [Zelt, 1994]. Даний підхід ґрунтується на високочастотній апроксимації хвильового рівняння, яка дає можливість розрахувати траєкторію променів, часи пробігу і синтетичні сейсмограми для спостережень спільної точки збудження сейсмічних коливань. Результати моделювання представлені на рис. 4.29 – 4.32.

Модель складають шари з заданою швидкістю поздовжніх Р-хвиль, яка визначається на нерегулярній прямокутній сітці і інтерполюється в межах певного шару з допомогою бікубічних сплайнів. Шари розмежовані один з одним поверхнями розривів швидкостей. Для підготовки стартової моделі були використані геологічні та геофізичні дані зі свердловин, які розташовані поблизу профілю. Також були використані відомості про швидкості сейсмічних хвиль у неглибоких сейсмічних відбиваючих та заломлюючих горизонтах, які одержані під час обробки пошуково-розвідувальних сейсмічних профілів СГТ та КМЗХ (дані з кримських промислових організацій). Ці дані були використані для визначення розподілу швидкостей у верхній корі. В західній частині профілю початкова модель була підготовлена з урахуванням чотирьох свердловин глибиною від 2.0 до 5.5 км, які розташовані в межах 5.7 - 28.5 км від профілю. У східній частині профілю були задіяні дані сімнадцяти свердловин з глибиною від 1.5 до 5.0 км, що віддалені від профілю на відстань до 12.6 км.



Рис. 4.29. Результати розрахунку променевих шляхів, відповідних теоретичних годографів та синтетичних сейсмограм для пунктів вибуху SP15200, SP15207 та донної станції OBH1 профілю DOBRE-5. На верхній діаграмі показані синтетичні розрізи, які мають бути зіставлені зі спостереженими даними в термінах відносних амплітуд в межах кожної сейсмічної траси. На середній

діаграмі показані амплітудно-нормалізовані вертикальні компоненти сейсмічного розрізу, перекриті обчисленими годографами. Швидкість редукції становить 8.0 км/с. На нижній діаграмі показані розраховані промені заломлених та відбитих хвиль.



Рис. 4.30. Результати розрахунку променевих шляхів, відповідних теоретичних годографів та синтетичних сейсмограм для пункту вибуху SP15205 та донної станції OBH5 профілю DOBRE-5. Пояснення як на рис. 4.29.

Швидкісна модель за профілем DOBRE-5 покроково змінювалася таким чином, щоб мінімізувати розбіжності часу пробігу між спостереженими та розрахунковими годографами. Додатковим фактором, що викликав необхідні зміни моделі, була невідповідність амплітуд спостережених і синтетичних сейсмограм. Їх узгодження досягалося з допомогою зміни граничних швидкостей на поверхні суміжних шарів. Швидкісна модель змінювалася до тих пір, доки між спостереженими і розрахунковими часами пробігу і амплітудами основних інформативних фаз сейсмічних хвиль не було досягнуто допустимого розходження (0.1 сек за часом і 30% за амплітудою). Результати такого підбору наведені на рис. 4.29 -4.32.



Рис. 4.31. Результати розрахунку променевих шляхів, відповідних теоретичних годографів та синтетичних сейсмограм для пункту вибуху SP15201 профілю DOBRE-5. P1P – відбита хвиля у мантії, інші пояснення як на рис. 4.29.

Розрахункові промені заломленої хвилі в фундаменті Pg, відбитих в земній корі РсР та від границі Мохо РмР показані на нижній діаграмі рис. 4.29 для пунктів вибуху SP15200 та SP15207. Відповідні розрахункові годографи, які накладені на спостережене хвилеве поле, показані на середній діаграмі. В центральній частині рисунку показана оцифрована автором сейсмограма, що була записана донною морською станцією на профілі 26. Як свідчать дані, що отримані з допомогою сучасних засобів сейсмічного моделювання, у цій сейсмограмі зафіксована не тільки відбита хвиля від границі Мохо, але і короткий відрізок заломленої хвилі у верхній мантії відразу під Мохо. Нажаль, в той час, коли польові роботи 26, проводились на профілі застосовувалася система спостережень, яка не передбачала більших виносів джерело-приймач при дослідженнях ГСЗ. Тому зафіксувати протяжний годограф заломленої у мантії хвилі не вдалося. Тим не менше, разом з сучасними даними, цю хвилю можна впевнено ідентифікувати на сейсмічному розрізі, хоч і у вигляді короткого відрізку, та використати для локального визначення поздовжніх швидкостей у верхній мантії. Аналогічна заломлена хвиля у мантії зафіксована в хвилевому полі, яке записане на пункті вибуху SP15207 (рис 4.29, середня діаграма). Ще одна оцифрована сейсмограма спільної точки спостереження на донній станції ОВН5 показана разом з сейсмограмою SP15205 на середній діаграмі рис. 4.30. Гілки спостережених годографів тут ще коротші, тому для цих даних прораховані тільки хвилі у верхній частині розрізу: заломлені в осадовому чохлі і верхній земній корі; декілька фаз відбитих від границь зміни швидкості всередині кори; і коротка гілка відбитої від границі Мохо на пункті вибуху SP15205 (рис. 4.30). Найбільш цікаві дані отримані на пунктах вибуху SP15201 і SP15206 (рис. 4.31 і 4.32). У цих експериментах хвилі, які були збуджені в Криму, були зафіксовані з другого берегу Чорного моря в одеській області, і навпаки, відгук вибуху, що був в районі Добруджі, був зафіксований сейсмічними станціями в Криму. Максимальна довжина годографу заломленої у мантії поздовжньої хвилі склала майже 600 км на пункті вибуху SP15201 (рис. 4.31) і 550 км на SP15206 (рис. 4.32).



Рис. 4.32. Результати розрахунку променевих шляхів, відповідних теоретичних годографів та синтетичних сейсмограм для пункту вибуху SP15206 профілю DOBRE-5. Пояснення як на рис. 4.29.

Аналіз роздільної здатності моделі трасування променів. Для фіксації географічних координат точок спостереження і джерел сейсмічної енергії, а також часових відміток (моментів) проведення вибухів для збудження сейсмічних коливань, використовувалися засоби GPS. Звичайна доступна точність таких даних становить близько 1 мс для вимірів часу і перші десятки метрів для просторових координат. Такі помилки незначні в масштабах земної кори, для яких розрахований даний експеримент. Похибки у визначенні швидкостей і глибин

відбиваючих та заломлюючих границь в результативній моделі, які отримані з техніки променів, допомогою трасування В першу чергу викликані невизначеністю, що виникає під час ідентифікації та кореляції осей синфазності сейсмічних хвиль на спостережених сейсмограмах. На сьогоднішній день при сучасному розвитку апаратури, яка використовується в подібних експериментах, точність визначення часу пробігу хвиль має бути 0.1 сек. Однак, точність змінюється в залежності від якості і кількості даних, тобто, при збільшенні кількості пунктів збудження сейсмічних коливань і приймачів, ефективності джерел збудження сейсмічної енергії, співвідношення сигнал-завада, при вдалій ув'язці взаємного часу гілок зустрічних годографів і рівномірному широкому охопленні променями шарів моделі, роздільна здатність та достовірність моделі зростає.

В нашому експерименті за профілем DOBRE-5 роздільна здатність моделі була протестована шляхом перевірки відповідності між теоретичними і спостереженими (експериментальними) часами пробігу як для заломлених, так і відбитих хвиль. В деяких подібних дослідженнях також були проведені аналогічні випробування виконувалися нами в роботах [Starostenko et al., 2013b; 2015] та іншими дослідниками [Janik et al., 2002, 2009; Grad et al., 2003, 2006a, 2006b, 2008; Środa et al., 2006, Коломієць, 2015], так само як і в регіональних сейсмічних дослідженнях, що описані в даній роботі.

В першому тесті, при розрахунках часу пробігу Р-хвиль, в одному з шарів земної кори у значення швидкості вносилась похибка ± 0,1 км/с. У другому тесті розраховувалися часи пробігу відбитих від Мохо хвиль, коли глибиною Моho змінювалася в межах ± 2 км. Результати цих тестів показані на рис. 4.33. Вони демонструють, що точність нашої моделі є кращою, ніж значення похибок, які застосовувалися впродовж тестових випробувань.

Діаграми, що ілюструють теоретичні (розрахункові) і спостережені (експериментальні) часи пробігу для всіх фаз зареєстрованих сейсмічних хвиль уздовж профілю, покриття площини розрізу променями і розбіжності у теоретичному та спостереженому часі пробігу для прямого променевого моделювання (рис. 4.34) показують гарний збіг між розрахунковими та експериментальними даними, з деякими незначними винятками.



Рис. 4.33. Тестування невизначеності параметрів швидкісної моделі на прикладі пункту вибуху SP15202 на профілі DOBRE-5. На верхній діаграмі пунктирними лініями позначені розрахункові годографи, коли у швидкість поздовжніх хвиль в фундаменті земної кори була внесена похибка ± 0.1 км/с; у другому тесті похибка вносилася у глибину границі підошви земної кори ± 2 км. Суцільними лініями показано теоретичний годограф, який розрахований для результативної швидкісної моделі. На нижній діаграмі показано хід променів заломленої хвилі в фундаменті і відбитої від границі Мохо.

Значення середньоквадратичного відхилення для берегової частин профілю складає 0.31 секунди для шарів земної кори, 0.15 секунди для відбиття від границі

Мохо РмР та заломлених фаз Рп у верхній мантії. Такий результат вважається прийнятним для подібних масштабних робіт. Для годографів заломлених хвиль в земній корі середньоквадратичне відхилення становить 0.20 секунди, і 0.37 секунди для годографів відбитих хвиль. Загальне середньоквадратичне відхилення становить 0.29 сек для 1095 розрахованих променів сейсмічних хвиль. Це означає, що швидкості в земній корі, які визначаються в основному за заломленими хвилями, краще змодельовані ніж глибини границь в моделі, які визначені в основному за відбитими годографами хвиль. Невизначеність глибини поверхні Мохо менша ніж для границь всередині земної кори.



Рис. 4.34. Діаграми, які ілюструють кількісні характеристики моделювання за програмою SEIS83 на профілі DOBRE-5: (а) діаграма, що показує теоретичні (чорні кружки) і спостережені часи вступу хвиль (зелені кружки), швидкість редукції становить 8 км/с; (b) розбіжності в часі пробігу між спостереженими і

розрахунковими вступами; і (с) покриття розрізу моделі сейсмічними променями. Жовті лінії - фрагменти швидкісних границь, що отримані за відбитими хвилями. Червоні точки, що розміщені уздовж границь, показують наявність зафіксованих на часовому розрізі фаз відбитих хвиль (нанесена кожна третя точка), а їх щільність є мірою точності позиціювання відбивачів. DWS - похідна зваженого підсумовування, що характеризує щільність променевого покриття.

Структура верхньої мантії також добре визначена. Кореляція годографів і деякі оцифровані дані з профілю 26, що розташований в межах профілю DOBRE-5, були випробувані на відповідність наземній моделі і злегка модифіковані на основі нових даних. Значення середньоквадратичного відхилення є 0.15 секунди для перших вступів і 0.18 секунди для фази відбиття віл границі Мохо РмР (стосується тільки станцій 7 і 8, де годографи цієї фази були зареєстровані). Таким чином, виходячи із малого розміру середньоквадратичних розбіжностей між спостереженими та розрахунковими часами пробігу сейсмічних хвиль, можна стверджувати, що незважаючи на порівняно низьку якість оцифрованих старих морських даних, морська ділянка моделі за профілем DOBRE-5 також добре визначена.

4.4. Розрахунок синтетичних сейсмограм на основі моделювання повного хвильового поля з допомогою програми Tesseral 2 -D [Kostyukevich et al., 2000].

Синтетичні сейсмограми, які розраховані на основі кінцево-різницевого алгоритму вирішення хвильового рівняння і отримання повного хвильового поля заданої моделі розподілу швидкісних параметрів, були змодельовані на двох профілях: PANCAKE та DOBRE-4 [Starostenko et al., 2013a; 2013b; Коломієць, 2015]. Повнохвильові модельні сейсмограми дозволяють, по-перше, порівняти спостережені сейсмічні записи з розрахованими синтетичними часовими сейсмічними розрізами, і зробити висновки про якість інтерпретації і степінь відповідності запропонованої швидкісної моделі зареєстрованим сейсмічним даним, та, по-друге, простежити просування сейсмічних хвиль через шари та границі зміни швидкості у розрізі і побачити трансформації хвиль на основних границях швидкісного розрізу, таких як заломлення, відбиття, утворення кратних відбиттів, обміну поперечних та поздовжніх коливань та інше, в кожен момент часу [Коломієць, 2015].

В даній роботі для розрахунку повнохвильвих синтетичних сейсмограм використовувався програмний пакет Tesseral 2 -D [Kostyukevich et al., 2000]. Він був успішно адаптований для великих моделей, які мають довжину за профілем більше 600 км і глибину до 80 км [Коломієць, 2015], що дозволило провести моделювання хвильових полів для складних швидкісних розрізів великих розмірів для вивчення глибинної будови не тільки земної кори, а і верхньої мантії включно. Вхідна швидкісна модель для розрахунку повного хвильового поля була отримана з швидкісної моделі, яка одержана за допомогою методу підбору при прямому променевому моделюванні, шляхом її перерахунку на нерівномірну сітку 500 м в горизонтальному напрямку на 100 м у вертикальному, з визначенням поздовжніх сейсмічних швидкостей для кожного вузла. Так само була розрахована решітка для поперечних сейсмічних швидкостей для ділянок розрізу, де вони були змодельовані за спостереженими сейсмічними даними. В місцях, де визначити величину швидкості поперечної хвилі (чи хоча б відношення Vp/Vs) було неможливо, її значення розраховувалося за поздовжніми швидкостями з формули Vs= Vp/1.73. Обидві решітки поздовжніх і поперечних хвиль були об'єднані у вхідній моделі. Рельєф денної поверхні задавався так само, як і при променевому моделюванні. Розрахунок повного хвильового поля для таких великих моделей, як моделі за профілями PANCAKE та DOBRE-4, проводився на комп'ютерному кластері на основі алгоритмів розпаралелювання розрахунків [Коломієць, Харченко, 2008; Коломієць, 2015].

4.4.1. Розрахунок синтетичних сейсмограм повного хвилевого поля за профілем PANCAKE

Для розрахунку синтетичних сейсмограм повного хвилевого поля за профілем PANCAKE використовувався елементарний сейсмічний імпульс Рікера з основною частотою 10 Гц. Так як частота імпульсу істотно впливає на час розрахунків, 10 гц виявилася максимально можливою частотою для прийнятного терміну розрахунків.



Рис. 4.35. Серія миттєвих знімків хвильового поля (за матеріалами [Starostenko et al., 2013а та Коломієць, 2015]), на яких зафіксовано просування сейсмічних хвиль крізь модель вздовж профілю PANCAKE для пункту вибуху SP50104 на 6-й (A), 14-й (B) та 22-й (C) секундах після вибуху.

Програма Tesseral надає можливість відстежити просування сейсмічних хвиль через змодельований розріз у кожний дискет часу. Звичайно така детальність у більшості випадків зайва, але розглядаючи рух хвиль через, наприклад, кожну секунду, можна визначити цікаві за часом моменти і розглянути вже їх у деталях. Це може бути, наприклад, момент виходу відбитої хвилі від певної границі на поверхню, або момент виходу заломленої хвилі у верхній мантії у перші вступи. Можливість точно визначити природу хвилі, і час її появи у записах сейсмічних трас, служить потужним інструментом у правильній ідентифікації зафіксованих годографів, а це, в свою чергу, забезпечує вірну розшифровку хвильового поля (особливо це стосується складних місць на сейсмограмах з перекриванням двох і більше осей синфазності) і побудову реалістичної швидкісної моделі [Коломієць, 2015]. На рис. 4.35 показані миттєві зображення проходження сейсмічних коливань в моделі для пункту вибуху SP50104, які були розрахованиі для 5-ї, 16-ї та 28-ї секунд після вибуху.

На верхній діаграмі (А) показані хвилі, які розповсюдились протягом 5 секунд після вибуху. Повздовжня пряма заломлена хвиля пройшла скрізь осадовий чохол, кристалічний фундамент і нижню кору та досягла верхньої мантії. Поперечна пряма хвиля досягла фундаменту і гарно виражена завдяки значній амплітуді зміщень в таких коливаннях. На границі Мохо утворилась відбита поздовжня хвиля РмР, яка в даний момент вже почала рухатися вгору, щоб вийти на денну поверхню. На підошві фундаменту на границі всередині земної кори утворилась відбита поздовжня хвиля, яка за перші 5 секунд встигла дійти до поверхні, знову відбитися вниз і у вигляді кратної хвилі записатися довгим цугом реверберації у повторних вступах на сейсмограмі (рис. 4.35). На діагрмі (В) показані хвилі, які утворилися за 16 секунд після вибуху. Повздовжня пряма заломлена хвиля в земній корі Рд випередила заломлену хвилю в осадовому чохлі Psed. На поверхні вона з'явилася у перших вступах починаючи з виносів джерелоприймач 84 км. Заломлена у верхній мантії повздовжня хвиля Pn вийшла на денну поверхню раніше відбитої від підошви земної кори РмР хвилі. Проте, фази заломлених хвиль в фундаменті Pg та осадовому чохлі Psed все ще виходять у перших вступах. Звертає увагу на себе порівняно слабка амплітуда відбитої хвилі РмР.



Рис. 4.36. Результати розрахунку синтетичних сейсмограм (за матеріалами [Starostenko et al., 2013а та Коломієць, 2015]) повного хвилевого поля (друга

діаграма) для пункту вибуху SP50100 на профілі PANCAKE та їх порівняння зі спостереженими сейсмічними даними (перша діаграма) та синтетичними сейсмограмами (третя діаграма), розрахованими на основі променевої апроксимації рішення хвильового рівняння. Швидкість редукції становить 8.0 км/с. На нижній діаграмі показані розраховані промені заломлених та відбитих хвиль. Позначення хвиль зроблені як на рис. 4.29.

Кратно відбита хвиля між границею Мохо РмР та денною поверхнею позначена на середній діаграмі (рис. 4.35) як хвиля РмРРмР. Коли це кратне відбиття вдруге досягає поверхні Мохо, вона викликає утворення кратного заломлення у верхній мантії, яке позначено індексом РмРРп. Завдяки присутності країв моделі, у хвильовому полі виникають штучні відбиття, які треба враховувати при аналізі сейсмічних хвиль. Таким артефактом моделі є відбиття від дна моделі, яке позначено індексом РВtP. На нижній діагрмі (С) показані хвилі, які утворилися за 28 секунд після вибуху (аналіз зроблено з використанням даних [Коломієць, 2015]).

Заломлена хвиля у верхній мантії відразу під Мохо Рп виходить на денну поверхню у перших вступах на дистанції від вибуху, яка складає приблизно 180 км. Хвилі, які відбиті від границі зміни швидкості в мантії PnP, приходять відразу після заломленої хвилі Pn. Відбита від дна моделі хвиля PBtP, яка є потужною штучною завадою, в кристалічній корі з'являється раніше відбитої від границі Мохо хвилі PмP. Проте, на денній поверхні починаючи з дистанції приблизно 160 км вона вже відстає від відбиття PмP. На денну поверхню також виходять кратні хвилі PмPPмP на відстані від точки вибуху приблизно 125 км, та кратна хвиля між Мохо та границею всередині земної кори, хвиля PcPPмP - на відстані від точки вибуху приблизно 145 км [Коломієць, 2015].

Змодельована синтетична сейсмограма запису повного хвильового поля для пункту вибуху SP50100 показана на рис. 4.36 на другій зверху діаграмі. Зафіксоване хвильове поле на цьому пункті вибуху показано на верхній діаграмі з накладеними розрахунковими годографами. Порівняння результатів модельних розрахунків зі спостереженими сейсмічними записами свідчить про гарний збіг часів реєстрації та потрасно нормалізованих амплітуд на всіх досліджуваних осях синфазності сейсмічних хвиль, що свідчить про гарну відповідність запропонованої моделі реальним властивостям глибинного швидкісного розрізу.

4.4.2. Розрахунок синтетичних сейсмограм повного хвилевого поля за профілем DOBRE-4

Як і в попередніх експериментах, кінцева швидкісна модель за профілем DOBRE-4 була розрахована з допомогою програми променевого моделювання. Для експорту файлу моделі в програму Tesseral 2 -D [Kostyukevich et al., 2000], вона була перерахована на прямокутну сітку з кроком 500 м вздовж профілю і 100 м за глибиною. В межах кожного прямокутного вічка сітки значення поздовжніх сейсмічних швидкостей осереднювалися і записувалися у верхній лівий кут на решітці. Значення швидкості поперечних хвиль розраховувалися за відношенням Vp/Vs для тих ділянок розрізу, де вони були змодельовані на основі спостережених годографів поперечних хвиль [Коломієць, 2015].

У тих місцях, де такі дані отримати не вдалося, використовувалося стандартне співвідношення, за яким швидкість поперечної хвилі розраховувалася за формулою Vs = Vp/1.73. Так була побудована решітка значень поперечних сейсмічних швидкостей. Вхідний файл моделі для повно хвильового моделювання був підготовлений на основі двох об'єднаних решіток поздовжніх та поперечних хвиль. В якості елементарного сейсмічного сигналу був використаний імпульс Рікера з домінуючою частотою 10 Гц. Рельєф денної поверхні також був врахований, хоча помітних змін у результатах ця операція ввести не могла. Сейсмограми розраховувалися для 206 приймачі, які розставлені вздовж профілю з рівномірним інтервалом 2.5 км [Коломієць, 2015].

На відміну від попередніх експериментів, де розрахунок повного хвильового поля виконувався тільки для перевірки кінцевої швидкісної моделі, яка отримана на основі прямого променевого моделювання, на профілі DOBRE-4 були зроблені багатократні тести з одержанням синтетичних сейсмограм для перевірки можливих варіантів глибинної швидкісної будови розрізу. Результати таких випробувань для даних пунктів вибухів SP15103 та SP15105 показані на рис. 4.37

та 4.38.



Рис. 4.37. Результати розрахунку синтетичних сейсмограм (за матеріалами [Starostenko et al., 2013а та Коломієць, 2015]) повного хвилевого поля (друга і третя діаграми) для пункту вибуху SP15103 на профілі DOBRE-4 та їх порівняння

зі спостереженими сейсмічними даними (перша діаграма). Швидкість редукції становить 8.0 км/с. На нижній діаграмі показані розраховані промені заломлених та відбитих хвиль. Позначення хвиль зроблені як на рис. 4.29.



Рис. 4.38. Результати розрахунку синтетичних сейсмограм (за матеріалами
[Starostenko et al., 2013а та Коломієць, 2015]) повного хвилевого поля (друга і третя діаграми) для пункту вибуху SP15105 на профілі DOBRE-4 та їх порівняння зі спостереженими сейсмічними даними (перша діаграма). Швидкість редукції становить 8.0 км/с. На нижній діаграмі показані розраховані промені заломлених та відбитих хвиль. Позначення хвиль зроблені як на рис. 4.29.

Для кожного з тестових пунктів вибуху представлені два варіанти синтетичних сейсмограм повного хвильового поля. На верхніх діаграмах обох рисунків зображено амплітудно-нормалізовані спостережені сейсмограми спільної точки збудження зі смуговою фільтрацією 2-15 Гц та швидкістю редукції 8 км/сек з накладеними годографами зафіксованих заломлених та відбитих хвиль. На двох діаграмах в центральній частині рисунків показано розраховані сейсмограми повного хвильового поля для різних швидкісних моделей. Модель, за якою розрахована верхня сейсмограма містить похилу границю зміни швидкості у верхній мантії. Нижня з цих двох сейсмограм отримана на моделі, яка у верхній мантії не містить такої границі, натомість, швидкість у ній градієнтно наростає у північно-східному напрямку. Відбиття від границі у верхній мантії змодельоване за даними розрахунку проходження сейсмічних променів на пункті вибуху SP15101.

За результатами двох варіантів моделювання повного хвильового поля можна впевнено стверджувати, що модель з градієнтною зміною швидкості без границі з її різкою зміною, яка спричиняє утворення відбитої хвилі, забезпечує кращий збіг розрахункових та спостережених сейсмограм на проміжку, який відповідає верхній мантії в центральній частині профілю (рис. 4.37 та 4.38) [Коломієць, 2015].

4.5. ВИСНОВКИ.

В даному розділі виконано розрахунки швидкісних моделей глибинних розрізів з використанням ряду загальновживаних програмних комплексів сейсмічного моделювання, які базуються на різних алгоритмах і використовують принципово відмінні підходи у вирішенні як прямої, так і оберненої задачі сейсміки. Застосування декількох програм побудови моделі на одних і тих самих сейсмічних даних дало можливість отримати ряд варіантів рішення, що в свою чергу, дозволило дослідити можливості, переваги та обмеження, які важливо знати для застосування в різних геотектонічних умовах. Збіг основних характеристик моделі, що отримані в різних програмах, також є вагомим фактором, що засвідчує достовірність одержаних результатів.

Програми, які були використані для моделювання, відрізнялися способами параметризації моделі та кількістю і типом даних, що використовуються для моделювання, згладжування результату і т.д. Існують два основних підходи для подібного моделювання. У першому з них, спочатку вирішується пряма задача, коли для заданої вихідної моделі розраховується час проходження хвилі від джерела до приймача; після чого модель модернізується таким чином, щоб поліпшити збіг теоретичних та спостережених часів приходу досліджуваних сейсмічних хвиль. Ці дві процедури: розрахунок теоретичних часів вступу; і редакція моделі для зменшення часових розбіжностей у вступах, повторюються в ітераційному режимі. Такий підхід дозволяє проведення перевірки та вдосконалення кореляції зафіксованих корисних хвиль за сейсмічними даними. Другий підхід, який реалізує інверсію часів вступу заломлених та відбитих часів вступу сейсмічних хвиль, набагато більш автоматизований. Інверсія годографів заломлених та відбитих хвиль представляє собою порівняно простий і швидкий інструмент для отримання загального розподілу швидкісних характеристик вздовж досліджуваного розрізу. Вона передбачає вирішення оберненої задачі сейсміки мінімізації розбіжностей між шляхом спостереженими та розрахунковими часами пробігу сейсмічних хвиль в земній корі та верхній мантії. Комп'ютерні програми, що використовують алгоритм інверсії, дають хороший результат у розрахунках швидкісної моделі за поздовжніми хвилями. Отримана на основі інверсії швидкісна модель може розглядатися і як кінцевий результат, придатний геологічної інтерпретації для вирахуваних швидкісних неоднорідностей, і як перше наближення моделі для подальших досліджень і вдосконалення з використанням променевого трасування методом підбору розрахункових та спостережених годографів. Програми прямого променевого моделювання, такі як SEIS83 [Červený & Pšenčík, 1984] та RAYINVR [Zelt & Smith 1992], в більшості випадків залишаються основним інструментом розрахунку кінцевих результативних швидкісних моделей. Вони дозволили побудувати сейсмічні промені і відповідні теоретичні часи пробігу хвилі від пункту збудження до приймачів для моделі із заданими швидкісними характеристиками в шарах, та геометрією границь зміни швидкості, які ці шари розділяють. Швидкісна модель при цьому покроково змінювалася таким чином, щоб зменшити розбіжності між розрахунковими та спостереженими годографами.

У даному розділі роботи представлені варіанти швидкісних моделей за чотирма регіональними ширококутними сейсмічними профілями, які отримані з використанням трьох різних програм, що базуються на алгоритмі томографічної інверсії перших вступів. Всі три програми були використані в інтерпретації сейсмічних даних профілю EUROBRIDGE'97, а програма FAST [Zelt and Barton, 1998] застосовувалася і в розрахунках градієнтної швидкісної моделі за матеріалами профілю DOBRE-4.

томографічні швидкісні моделі профілю EUROBRIDGE'97 Три демонструють схожу загальну структуру розрізу. Різниця проявляється у деталях, розмір яких наближається до роздільної здатності методу. Розбіжності в першу чергу обумовлені відмінностями в процесах розрахунків і алгоритмах регуляризації результатів. Також впливають різні варіанти вибору критеріїв для припинення процедури модернізації швидкісної моделі. Даний параметр суттєво впливає на величину залишкової різниці між спостереженим і розрахунковим часом пробігу хвиль. В наших дослідженнях вони були 120 для ProMax, 89 мсек для INVR [Hole, 1992] і 96 мсек для FAST. Треба підкреслити, що дрібні деталі в ізолініях швидкісних контурів, які присутні на всіх трьох запропонованих моделях, знаходяться нижче дозвільної здатності моделі, що забезпечується системою спостережень. Порівняти якість і точність запропонованих інверсійних моделей досить важко. Алгоритм моделювання у кожній з випробуваних програм

був унікальним, до того ж в процесі інверсії були використані різні фази сейсмічних коливань. В програмах FAST і RAYINVR рефраговані хвилі в земній корі Рд використовувалися на першому етапі інверсії, а для JIVE3D [Hobro, 1999; Hobro et al., 2003], весь набір зареєстрованих годографів, які були ідентифіковані у хвильовому полі, використовувався в розрахунку моделі одночасно на кожній з ітерацій. Для всіх отриманих моделей були розраховані статистичні відповідності теоретичних характеристики часів вступу спостереженому хвильовому полю, такі як, середньоквадратичне відхилення між спостереженими і теоретичними часами вступу хвиль RMS, параметр χ2, який є мірою відповідності розбіжності у часах пробігу і точності фіксації часових відміток, процент залучення фактичних даних в успішні розрахунки променів і таке ін.. Ці можливість порівняти формальні параметри дають результати підгонки розрахункових та спостережених даних, що були використані для інверсії. В той же час, статистичні параметри показують наскільки точно синтетичні дані збігаються зі спостереженими, наприклад, за часом пробігу хвиль, а не те, наскільки запропонована розрахункова швидкісна модель відрізняється від реального геологічного розрізу. Алгоритм томографічних методів інверсії, який автоматичну мінімізацію розбіжностей і, таким чином, направлений на покращення статистичних характеристик результативної моделі, дає кращий збіг спостережених та розрахункових годографів, особливо для заломлених у мантії хвиль Pn. В той же час, методи інверсії або не дозволяють використовувати повний набір зафіксованих даних, або ж використання певних типів годографів потребує додаткових зусиль інтерпретатора і часу розрахунків, що може невілювати всі переваги такого рішення проблеми побудови швидкісної моделі. В цьому плані пряме променеве моделювання з допомогою програми SEIS83 має найкращі універсальні можливості для того, щоб використовувати повний набір даних для розрахунку швидкісної моделі.

На профілі DOBRE-4 було зареєстровано дуже складне хвильове поле, в якому деякі фази коливань взагалі було важко ідентифікувати з першого разу, наприклад, відбиття від границі Мохо, годограф якого мав форму петлі, гілки якої накладалися одна на іншу. Проблема ідентифікації виділених сейсмічних фаз може завадити успішній побудові швидкісної моделі у будь-якому сейсмічному моделюванні, як променевому, так і на основі інверсії, бо адекватна інтерпретація неможлива без правильної ідентифікації сейсмічних хвиль. У випадку хвильового поля на профілі DOBRE-4 трасування променів і інверсії проводились у декілька "ітерацій" для встановлення відповідності між фазами сейсмічних хвиль і елементами моделі, на яких ці хвилі утворювалися. Для цього використовувалося саме пряме променеве моделювання, яке дозволяє перевірити відповідність спостережених і розрахункових годографів, а не тільки часів вступу хвилі. Вже після ідентифікації типу хвилі і місця її утворення, що підтверджено на основі трасування променів, годографи використовувалися для проведення інверсії.

Ще одним складним питанням в інтерпретації даних профілю DOBRE-4 було трасування променів заломленої хвилі у верхній мантії. З огляду наявності глибоких западин у поверхні підошви земної кори, в мантії відразу під Мохо утворювалися значні тіньові зони, які унеможливлювали трасування заломлених хвиль через ці ділянки моделі. Для подолання цих труднощів застосовувалися два підходи: перший полягав у звичайному трасуванні променів у тих місцях, де це було можливо; другий підхід базувався на розрахунку повного хвильового поля, який забезпечував можливість подолання обмежень променевого моделювання. Подібні проблеми проявилися і в результатах інверсійного моделювання, коли тіньові зони для заломленої у верхній мантії хвилі, істотно знизили кількість застосованих для інверсії спостережених даних, через неможливість побудувати шлях сейсмічних променів від точки збудження до точки реєстрації.

Істотна мінливість глибини границі Мохо за профілем DOBRE-4 проявилася у результатах моделювання всіх програм інтерпретації сейсмічних даних, які були використані для досліджень. Проте, результати пакетів SEIS83 і RAYINVR збігаються найкраще. Моделювання поведінки границі Мохо з допомогою пакету FAST є проблематичним з двох причин: по-перше, формат моделі не дозволяє визначити шари та розриви швидкості на їх границях, а тільки зони підвищеного градієнта швидкості, який імітує саму границю; по-друге, інформація про поверхню Мохо базується тільки на використанні заломленої відразу під Мохо рефрагованої хвилі Pn, тоді як відбиті фази, що є найбільш інформативні для відтворення топографії Мохо, не використовуються. Програма інверсії годографів заломлених і відбитих хвиль JIVE3D, на наш погляд, дозволили побудувати задовільну проміжну модель, яка має переваги перед варіантом FAST, але поступається результатам прямого променевого моделювання.

На складних сейсмічних матеріалах профілю було продемонстровано, що не всі програмні засоби можуть розшифрувати подвійні РмР фази з перекриттям гілок годографів, які були зафіксовані на сейсмічних розрізах. Така можливість запрограмована в пакетах SEIS83 та RAYINVR, які дають можливість змоделювати промені сейсмічних хвиль і часи прибуття для відбитих фаз, що перекриваються. Проте, це стосується лише прямої задачі, а на етапі інверсії, в ситуації, коли два чи три вступи відбиття від однієї і тієї ж границі зафіксовані у різні відмітки часу для однакових виносів джерело-приймач, для обчислення інверсії використовується тільки перші за часом відмітки, а всі інші ігноруються. Перекриття годографів в програмі JIVE3D також не допускається, що знижує її ефективність в моделюванні таких складних хвильових полів.

Основним інструментом для розрахунку глибинної швидкісної моделі розрізу для всіх чотирьох профілів, за якими проведені дослідження, був метод проб і помилок в прямому променевому моделюванні, яке виконувалося на основі програмного пакету SEIS83. Вхідні початкові швидкісні моделі були побудовані на основі даних інверсії часів пробігу заломлених та відбитих хвиль, чи на результатах попередніх геофізичних досліджень в районі експериментів, наприклад, сейсмічних рефлекційних профілів СГТ та неглибоких досліджень за заломленими хвилями, також даних дослідження свердловин, за якими визначалися швидкості поздовжніх сейсмічних хвиль. Врахування додаткових поверхневих даних забезпечує зменшення впливу помилок у визначенні швидкостей у верхній частині розрізу і, таким чином, покращує результати глибинної інтерпретації ширококутних сейсмічних даних. Моделювання самої

верхньої структури у швидкісній моделі визначається найближчими до пункту збудження заломленими сейсмічними хвилями. За ними підбирається швидкість у верхньому шарі моделі. Після її узгодження починалося моделюванням хвиль, які пройшли на більш глибокі рівні. Така послідовність, в якій за заломленими фазами визначалася швидкість у досліджуваному шарі, після чого за відбитими фазами моделювалася потужність шару, дозволила розрахувати всю швидкісну модель, рухаючись від однієї поверхні розділу вниз до іншої. Таким чином, у наступному за глибиною шарі спочатку визначають швидкість за заломленою у ньому хвилею, а потім, за часом пробігу відбитої хвилі і відомою швидкістю її просування, визначають форму підошви та потужність поточного досліджуваного шару. Необхідні зміни в модельні швидкості та глибини границь вносилися на основі порівняння розрахункового і спостереженого часу пробігу сейсмічних хвиль, в намаганні зменшити розбіжності. Такі дії виконувалися в ітеративному режимі до тих пір, доки не вдавалося мінімізувати розбіжності для кожної сейсмічної фази, що була задіяна у розрахунках швидкісної моделі. Моделювання також включало розрахунок синтетичних сейсмограм для якісного порівняння амплітуд спостережених і синтетичних даних. Це забезпечувало додаткові обмеження на величину градієнту швидкості в кожному шарі і амплітуду скачка швидкості на границях розриву швидкості між шарами. Прийнятними вважалися розбіжності між спостереженими та розрахунковими параметрами 0.1 секунди за часом і 30% за амплітудою.

Роздільна здатність кінцевих швидкісних моделей була протестована шляхом внесення похибок у швидкості поздовжніх хвиль, наприклад, в фундаменті \pm 0,1 км/с, і в визначену потужність земної кори в межах \pm 2 км. Результати цих тестів показали, що точність наших моделей є кращою, ніж значення похибок, які застосовувалися впродовж тестових випробувань.

Розрахунок синтетичних сейсмограм повного хвильового поля виконувався з допомогою програмного комплексу Tesseral2D, який був успішно адаптований для великих моделей більше 600 км довжини за профілем і до 80 км глибини. Це дозволило провести розрахунок синтетичних сейсмограм для складних швидкісних моделей великих розмірів і дослідити глибинну будову не тільки земної кори, а і верхньої мантії включно. Модельні результати повного хвильового поля дозволяють простежити проходження як поздовжніх, так і поперечних сейсмічних хвиль через швидкісну модель і побачити заломлення хвиль у градієнтних шарах та відбиття на границях розриву швидкості [Коломієць, 2015]. Це дозволило точно визначити природу хвиль, які зареєстровані в реальному хвильовому полі, і служить надійним інструментом у правильній ідентифікації виділених годографів, що забезпечує їх вірну інтерпретацію. Також розрахунок повного хвильового поля дає можливість порівняти спостережені сейсмічні записи з розрахованими синтетичними сейсмограмами і зробити висновки про якість побудованої швидкісної моделі і степінь її відповідності зареєстрованим сейсмічним даним.

РОЗДІЛ. 5. РЕЗУЛЬТАТИВНІ ШВИДКІСНІ МОДЕЛІ БУДОВИ ЛІТОСФЕРИ ТА ЇХ ГЕОЛОГІЧНА ІНТЕРПРЕТАЦІЯ ЗА ДАНИМИ ЧОТИРЬОХ РЕГІОНАЛЬНИХ ПРОФІЛІВ ШИРОКОКУТНОГО ГЛИБИННОГО СЕЙСМІЧНОГО ЗОНДУВАННЯ

5.1. Швидкісна модель за профілем EUROBRIDGE'97

Профіль EUROBRIDGE'97 проходить через девонський Прип'ятський прогин, палеопротерозойський Волинський блок і Коростенський плутон та архейський Подільський блок. Зібраний в польовому експерименті фактичний матеріал склали записи сейсмічних хвиль від хімічних вибухів на 18 пунктах вибуху, які знаходилися в приблизно 30-км один від одного на дистанції профілю біля 530 км, трикомпонентні сейсмографи були розставлені на номінальній відстані 3-4 км. Дані були інтерпретовані з використанням двомірного моделювання часу пробігу за томографічною інверсією і трасуванням променів. Висока якість зареєстрованих сейсмограм дозволила провести моделювання швидкісного розрізу за профілем з використанням часів вступу поздовжніх та поперечних хвиль.

5.1.1. Швидкісна модель за поздовжніми Р-хвилями

Вздовж профілю EUROBRIDGE'97 виявлена значна латеральна зміна сейсмічної швидкості (рис. 5.1). Виражені бічні перехідні зони були змодельовані у верхній кристалічній корі на відстані 150 - 210 км від початку профілю (у південній половині Прип'ятського прогину) і 300-350 км. Точна форма і характер цих зон не можуть бути визначені за допомогою методу ширококутного глибинного сейсмічного зондування, основою інтерпретації даних якого є моделювання заломлених і відбитих під широким кутом хвиль. Такі зони розділяють загальний глибинний розріз усього профілю на структурні одиниці (блоки земної кори) з різними швидкісними характеристиками: північну, центральну та південну частини профілю, які можуть бути просторово пов'язані з МПОМ, Волинським блоком, до складу якого входить Коростенський плутон, і Подільським блоком.



Рис. 5.1. Двомірна швидкісна модель поздовжніх сейсмічних хвиль за профілем EUROBRIDGE'97: (А) деталізована верхня частина швидкісної моделі земної кори; (В) повна модель літосфери. Ті частини розривів швидкості першого роду, які були визначені за відбитими і/або заломленими вступами, позначені жирними лініями. Занурений відбивач в мантії визначений тільки за відбитими хвилями, тому швидкість нижче цієї границі невідома. Тонкі лінії являють собою ізолінії швидкості зі значеннями (км/с), які показані в білих прямокутниках. У верхній частині рисунку показано місце знаходження основних тектонічних блоків фундаменту і Прип'ятський прогин. Трикутники показують розташування пунктів вибуху. Місце, де EUROBRIDGE'97 перетинає профіль EUROBRIDGE'96, позначено як EB'96.

Найбільш складні та значущі структури знаходяться у верхній частині

земної кори до глибини 10-15 км, а також в нижній земній корі нижче глибини 35 км. У північній частині профілю (дистанції 60-220 км) задокументовано низькі швидкості поздовжніх хвиль, які складають приблизно 2.4-4.2 км/с, в потужному шарі близько 4 км, який є осадовим чохлом Прип'ятського прогину. Центр профілю, в безпосередній близькості від Коростенського плутону (рис. 5.1), характеризується більшими швидкостями, що властиві кристалічній земній корі (6.4-6.7 км/с), які є надзвичайно високими, враховуючи малу глибину інтервалу (0-10 км), де вони опинилися (рис. 4.1, верхня діаграма). У північній і південній частинах профілю значення швидкості поздовжніх хвиль у верхньому кристалічному фундаменті складають приблизно 6.1-6.2 км/с. На півдні профілю зафіксована невелика зона знижених швидкостей (ЗЗШ), яка залягає на основі цього фундаменту і частині високошвидкісної зони Коростенського плутону. ЗЗШ була змодельована з досить малим контрастом швидкості приблизно 0.1 км/с по відношенню до вміщуючих порід, при цьому точну швидкість всередині зони за наявними даними визначити не вдалося.

Нижче глибини приблизно 15 км виявлені середня і нижня кора, які представлені двома шарами зі швидкостями біля 6.4 і 6.7 км/с, відповідно. Між цими шарами у хвилевому полі (рис. 3.6 – 3.8) спостерігаються тільки спорадичні відбиті хвилі. В південній частині профілю межах Подільського блоку відсутні більш глибокі блоки земної кори (на відстані більшій 450 км), де існує відносно проста «нормальна» докембрійська структура літосфери з тришаровою земною корою, яка описана, наприклад, в роботі (Meissner, 1986). Більш глибока, третя зона високої швидкості, потужність якої складає приблизно 5 км, знаходиться в межах магматичного поясу Оснітськ-Мікашевичі та в більш потужному і більш складному Волинському блоці. Цей нижній шар земної кори характеризується дуже високими швидкостями поздовжніх хвиль, що складають приблизно 7.0-7.4 км/с. У підошві кори, зокрема, в центральній частині профілю в межах Волинського блоку, існує складна структура зі швидкістю, що перевищує 7.4 км/с. Цей нижній шар земної кори пов'язаний з великими контрастами на границях розриву в поздовжніх і поперечних швидкостях сейсмічних хвиль, які можуть пояснити присутність сильних відбитих хвиль від поверхні Мохо (PMP і SмS), вступи яких зафіксовані у сейсмограмах центральної частини профілю. Однак, точні швидкості не визначені традиційним способом за заломленими хвилями, з огляду відсутності відповідних даних, а тільки розраховані за амплітудою сейсмічних відбитих хвиль на основі підбору даних динамічного моделювання. Присутність у сейсмічному полі дуже сильного відбиття від Мохо означає, що швидкості цього тонкого найглибшого шару земної кори повинні бути значно нижче швидкостей в мантії під Мохо. У північній і південній частинах профілю у найнижчій корі і верхній мантії існують зони з вираженою підвищеною відбиваючою властивістю (на дистанціях 60-130 км і 310-420 км, відповідно), що витікає з наявності значної реверберації, яка передує і супроводжує відбиття РмР від поверхні Мохо. На противагу, в центральній частині профілю відбиваючі властивості земної кори характеризуються досить різкими контрастами швидкості, де вдалося успішно змоделювати складний перехід між нижньою земною корою і мантією.

Кора має потужність близько 46 км, з невеликим потовщенням до близько 50 км в південній частині профілю (близько відмітки 450 км). Швидкість нижче поверхні Мохо, яка визначена за заломленими Рп-хвилями, досягає 8.3-8.4 км/с уздовж більшої частини профілю, крім центральної частини, де вона становить приблизно 8.1 км/с на пікетах між відмітками 80 і 260 км.

Причиною виникнення відбитої фази Р1 на профілі EUROBRIDGE'97 є занурена границя у мантії. Вона може являти собою або поверхню зміни в літології або сейсмічний розрив першого роду між шарами з різною швидкістю. Також вона може представляти собою відносно вузьку мантійну зону з високим градієнтом зміни швидкості, чи зону неоднорідності без помітного стрибка сейсмічної швидкості на границі, наприклад, в області тектонічного зсуву. Обидві можливості продукують дуже подібні синтетичні сейсмограми. Ця похила границя занурюється в південному напрямку з глибини приблизно 46 км на пікеті 120 км до глибини 80 км на пікеті 260 км, і є дуже добре визначеною. Складне хвильове поле свідчить про наявність підвищених коефіцієнтів відбиття на зануреній відбиваючій поверхні на глибині близько 60 км на ділянці профілю між пікетами 170-200 км.

На рис. 5.2 показано спрощену тектонічну схему розрізу земної кори та верхньої мантії за профілем EUROBRIDGE'97, на якій виділена та частина, яка визначена змодельованими траєкторіями променів. Вона побудована на основі даних швидкісної моделі, яка розрахована прямим трасуванням променів (рис. 5.1), швидкісних моделей томографічної інверсії (рис. 4.1, 4.2, 4.3) і якісної оцінки спостереженого хвильового поля.



Рис. 5.2. Спрощена тектонічна схема розрізу земної кори та верхньої мантії за профілем EUROBRIDGE'97. (1) осадовий чохол (Vp = 2.0-4.4 км/c); (2) кристалічна верхня кора (6.0-6.4 км/c); (3) зона високої швидкості, що пов'язана з Коростенським плутоном; (4) зони низьких швидкостей у верхній корі; (5) середня кора (6.4-6.9 км/c); (6) нижня кора (7.0-7.1 км/c); (7) зона високої швидкості у

265

нижній корі; (8) верхня мантія (8.1-8.5 км/с); (9) основні сейсмічні границі, які побудовані на основі заломлених та відбитих Р-хвиль; (10) зони високої відбивної спроможності; (11) сильні відбивачі; (12) мантійний відбивач або зона високого градієнта швидкості; (13) зони аномально високої швидкості, ймовірно, пов'язані з Коростенським плутоном; (14) точка перетину з профілем EUROBRIDGE'96. Положення пунктів вибуху показані трикутниками над профілем.

5.1.2. Швидкісна модель за поперечними хвилями і співвідношення Vp/Vs.

Якість вступів поперечних S-хвиль на північній 200 км ділянці профілю дозволила зафіксувати тільки обмежену кількість осей синфазності і відповідних часів пробігу поперечних хвиль. Проте, основні вторинні і деякі первинні фази Sхвилі були виділені та прокорельовані, хоча і з деякою невизначеністю. Це виключає побудову незалежної моделі за поперечними хвилями на північній 200 км частині профілю. Замість цього, кращі гілки осей синфазності S-хвилі були прокорельовані, а відповідні часи пробігу були використані для оцінки моделі розподілу швидкостей за S-хвилями (рис. 5.2). Це дало можливість розрахувати розподіл відношення Vp/Vs для основних верств кристалічної кори і верхньої мантії (рис. 5.2, нижня діаграма). Геометрія відбиваючих та заломлюючих горизонтів в швидкісній моделі за S-хвилями була перенесена без змін з моделі швидкості за Р-хвилями (рис. 5.1). Відмітки часів пробігу на південь від пікету 200 км виявилися достатньої якості для моделювання незалежної моделі швидкості за S-хвилями. Виключенням для цього моделювання залишились тільки розриви швидкості першого роду, які були успадковані від моделі за поздовжніми хвилями (рис. 5.1).

Виражені бічні зміни в співвідношенні Vp/Vs були змодельовані у верхній і середній кристалічній корі на відстанях 150-210 км і 300-350 км (рис. 5.2, верхня діаграма), де також зареєстровані основні зміни швидкості Р-хвилі (рис. 5.1). Ці зони ділять модель на три блоки. В обох моделях спостерігається збіг у бічній зміні швидкості. Хоча, для S-хвилі (рис. 5.2, нижня діаграма) ця зміна менша ніж

для швидкості Р-хвиль. Осадові відклади Прип'ятського прогину в північному блоці мають відношення Vp/Vs, яке значно перевищує нормальне, і становить аж 2.0-2.3. Ці значення були залучені з детального дослідження в роботі (Молотова, Васильєв, 1960). У кристалічній корі північного МПОМ відношення Vp/Vs зростає з глибиною від 1.72 до 1.78, хоча ці величини визначені зі значною похибкою через низький коефіцієнт сигнал/завада для більшості вступів S-хвиль в земній корі цієї частини профілю.



Рис. 5.2. Двомірні швидкісні моделі, які побудовані на основі зареєстрованих поперечних сейсмічних хвиль за профілем EUROBRIDGE'97: (A)

швидкісна модель поперечних хвиль. Ті частини розривів першого роду, які були визначені за відбитими і/або заломленими вступами S-хвилі позначені жирними лініями; (В) модель розподілу відношення Vp/Vs. Ті частини розривів першого роду, які були визначені відбитими і/або заломленими вступами S-хвилі позначені жирними лініями. Позначення як на рис. 5.1.

Швидкісна модель забезпечила розрахунок правильної середньої швидкості для всієї кори, що можна перевірити за високоякісною відбитою поперечною хвилею SMS від підошви земної кори. Швидкість поперечних хвиль збільшується від 3.63 км/с у верхній частині кори до 3.80 км/с близько поверхні Мохо.

Високошвидкісне тіло в центральній частині профілю, яке пов'язане з Коростенським плутоном, має набагато більше відношення Vp/Vs у верхній і середній корі ніж сусідні блоки: 1.77-1.79 для двох основних верств верхньої кори, що відповідають значенням швидкості S-хвиль порядку 3.57-3.73 км/с; значення 1.75 було взято для зони зменшеної швидкості, хоч це значення не визначено даними (в центральних і південних блоках); 1.78-1.84 на глибинах 15-20 км, де швидкість поперечних хвиль становить приблизно 3.60 км/с. Такі надзвичайно високі значення відношення Vp/Vs також були виміряні в зразках біотитвміщуючих гнейсів і амфіболітів з подібної глибини в надглибокій свердловині на Кольському півострові в північно-східній частині Східно-Європейського кратону [Kern et al., 2001].

Південний блок Українського щита має найнижчі значення коефіцієнта Vp/Vs в моделі: у верхній частині кори він змінюється від 1.71 -1.73, де швидкість поперечних хвиль становить приблизно 3.55 км/с, на відстані 300-430 км від початку профілю, до 1.67-1.68 на відстані 430-500 км. Швидкість поперечних хвиль на цій ділянці профілю становить приблизно 3.65 км/с. Такі зміни в поведінці коефіцієнта Vp/Vs є суттєвими, оскільки моделювання за P-хвилями показало однорідну верхню кору. Нижче глибини 12 км за відношенням Vp/Vs не вдається виявити бічну зміна коефіцієнту, тоді як за вертикаллю він збільшується

від 1.69 до 1.74 на поверхні Мохо, де швидкість поперечних хвиль становить приблизно 3.75-3.95 км/с.

Швидкості S-хвиль в найнижчій корі і верхній мантії центрального блоку становлять близько 3.95, 4.25-4.45 і 4.55 км/с. Ці значення є високими в порівнянні з прилеглими районами, аналогічно з високими швидкостями поздовжніх хвиль. Високий коефіцієнт відношення Vp/Vs, який склав 1.78, був також встановлений для основного нижнього шару земної кори. В той час як нижній, тонкий перехідний шар у верхню мантію, був змодельований з низьким відношенням Vp/Vs. Це було зроблено для того, щоб пояснити високу амплітуду відбитої фази SмS. У верхній мантії відразу під поверхнею Мохо розраховані надзвичайно високі значення відношення Vp/Vs, яке складає приблизна 1.83. Можна зазначити, що вступи заломленої поперечної хвилі Sn в цій частині моделі визначені з великою впевненістю.

Між моделями за P- і S-хвилями існують деякі розбіжності. На глибині 55 км між пікетами 340 і 480 км за профілем записи секцій, що містять очевидні вступи поперечних хвиль, вказують на існування сильного відбивача у верхній мантії (див. останнє відбиття на виносах 90-200 км для SP16; рис. 3.16). На цій ділянці профілю немає ніяких вказівок для подібної структури у сейсмічних розрізах для поздовжніх хвиль, в яких замість того спостерігаються високочастотні реверберації вступів відбитих хвиль, що вказує на високу відбивну властивість верхньої мантії на цих відстанях (SP16, рис. 3.16, нижня діаграма). Дані S-хвиль додатково свідчать про те, що поверхня Мохо має плоску форму близько пікету 255 км, коли за даними P- хвиль присутній виразний вигин.

5.1.3. Блоки земної кори і древні террейни.

Сейсмічна швидкісна модель за профілем EUROBRIDGE'97 визначає три блоки (або сегменти древнього террейну різної спорідненості), обумовлених наявністю сильних бічних контрастів в швидкостях Р- і S-хвиль і у відношенні Vp/Vs. Центральний блок відповідає фундаменту Волинського блоку, в якому профіль головним чином перетинає Коростенський плутон. Південна частина

відповідає Подільському блоку Українського щита. Північна частина повністю розташована в межах МПОМ активної окраїни палеопротерозойської Сарматії, де профіль в основному перетинає область Прип'ятського прогину. Незважаючи на зміни в поверхневих умовах з тонкого платформного чохла і осадового прогину на півночі до відкритого кристалічного фундаменту в області Українського щита, усереднені вертикальні швидкісні криві в північних і південних блоках знаходяться дуже близько до середньої типової вертикальної швидкісної залежності, характерної для докембрійського кратону. В таких областях присутня цілком очікувана кристалічна кора, потужність якої становить приблизно 45 км, а сама вона складається з трьох основних компонентів, для яких швидкості поздовжніх хвиль становлять приблизно ~ 6.1, ~ 6.5 і до ~ 7.0 км/с (Майснер, 1986). Швидкісна модель за профілем EUROBRIDGE'97 показує аналогічні параметри, хоча у низах земної кори швидкість може бути трохи нижчою в МПОМ, де тонкий шар над Мохо навпаки має швидкість значно вищу ніж 7.0 км/с. Виникнення хвиль з поздовжніми швидкостями більшими ніж 7.0 км/с і порівняно товста кора, потужність якої складає приблизно 50 км, характеризують цю частину Східно-Європейського кратону як «протерозойску», що описано в роботах [Grad and Luosto, 1987; BABEL Working Group, 1993; Grad and Tripolsky, 1995; EUROBRIDGE Seismic Working Group, 1999; Sroda and POLONAISE Profile P3 Working Group, 1999].

Профіль EUROBRIDGE'97 перетинає кордони між трьома різними областями фундаменту або блоками сарматського сегменту земної кори Східно-Європейської платформи. Модель сейсмічної швидкості показує виражені відмінності між цими блоками. Тим не менше, основною причиною цих змін може бути наявність Коростенського плутону, який утворився внаслідок інтрузій у Волинському блоці, і становить більшу частину цього блоку вздовж профілю. Видається очевидним, що відбулася переробка вихідної швидкісної структури окремих террейнів, яка вплинула на основні швидкісні контрасти і поверхні зміни швидкостей. На швидкісних моделях за профілями EUROBRIDGE'95 і '96 також присутні різні бічні зміни структурі швидкості між усіма В

палеопротерозойськими орогенними поясами уздовж цих профілів, хоча зміни менш виражені, ніж уздовж досліджуваного профілю. Контактні зони між трьома основними блоками вздовж профілю EUROBRIDGE'97 досить очевидні, але застосовуваний метод глибинного сейсмічного зондування не дозволяє оцінити ширину переходів; найкраща оцінка, яка отримана з поточним дозволом, є те, що вони менші, ніж 50 км в ширину. Швидкісна модель за профілем ясно показує, що фізичні властивості переходів між окремими збереженими палеопротерозойськими блоками були змінені. Крім того, молоді процеси, які, ймовірно, пов'язані з утворенням розломів, або в процесі формування земної кори, або в ході подальшого формування Прип'ятського прогину, змінили структуру швидкості без руйнування дрібномасштабних відбиваючих горизонтів від верхньої до середньої кори.

У точці перетину двох профілів EUROBRIDGE структура швидкостей знаходиться в згоді, за винятком глибинної ділянки нижнього шару земної кори, який характеризусться швидкістю Р-хвилі приблизно 7.0 км/с, де глибина відбиваючої поверхні складає близько 27 км на профілі EUROBRIDGE'96 і близько 31 км на профілі EUROBRIDGE'97. Ця неузгодженість може бути викликана помилками при інтерпретації бічного впливу завищених швидкостей в районі Коростенського плутона на профілі EUROBRIDGE'97. В точці перетину Швидкісна модель EUROBRIDGE'97 показує дещо збільшені швидкості, які визначені для ділянки Коростенського плутону, в порівнянні зі швидкостями на моделі EUROBRIDGE'96. Це свідчить про те, що аномалія швидкості в районі Коростенського плутону більш виражена та контрастна, ніж та, що показана в швидкісній моделі, а бічний градієнт швидкості в моделі Коростенського плутону занадто малий. Таким чином, підвищені швидкості можуть бути недооцінені, що і викликало занадто далеке їх продовження на північ в моделі. Однак, бічне охоплення даними за профілем EUROBRIDGE'97 набагато краще, ніж за профілем EUROBRIDGE'96, в результаті чого поточний профіль очікувано краще забезпечує зростання дозвільної здатності і визначення структури сейсмічної швидкості. Інтерпретація EUROBRIDGE'96 включає в себе виражену зону відбивачів в низах земної кори на глибині приблизно 20 км в районі МПОМ. Дані EUROBRIDGE'97 також показують збільшену відбивну властивість нижньої земної кори у тому ж самому блоці, але тільки нижче, на глибині приблизно 35 км, а характер відбивних властивостей в цьому районі вказує на наявність дрібномасштабних нашарувань, а не окремих відбивачів, як уздовж іншого профілю. Сейсмічні розрізи за відбитими хвилями в безпосередній близькості від пункту збудження також показують більш низьку відбивну спроможність земної кори при нормальному падінні проникаючої хвилі. В роботі [EUROBRIDGE Seismic working group, 1999] вважається, що висока відбивна спроможність може бути або характеристикою МПОМ, або пов'язаною з формуванням Прип'ятського прогину. Відповідно швидкісної моделі за профілем EUROBRIDGE'97 малоймовірно, що висока відбивна спроможність може бути викликана головним чином структурою розвитку Прип'ятського прогину. На наш погляд, перше пояснення краще, а саме, що підвищена сейсмічна швидкість і виражена присутність відбивачів в нижній корі є характеристиками магматичного поясу Осніцьк-Мікашевичі. Зміна відбивної спроможності нижньої земної кори і різниця в глибинах відбиваючих горизонтів між двома профілями показують наявність анізотропії в тонких структурах нижньої кори.

В північній частині МПОМ зареєстрована висока відбивна спроможність на всіх рівнях земної кори при широких кутах падіння хвиль, хоча відбиття від виражених розривів першого роду не спостерігаються. Це допускає припущення, що відбивна спроможність тільки видима і обумовлена платформним чохлом, а не відбивачами всередині земної кори. Тим не менше, сильна зміна поверхневих умов уздовж профілю EUROBRIDGE'97 від нормального платформного чохла до прогину робить малоймовірним, що осадові послідовності можуть бути основним поясненням високої відбивної характеристики сейсмічного запису. Отже, дисперсійна відбивна спроможність земної кори є ще однією характеристикою МПОМ, яка проявляється на сейсмічних записах всіх пунктів вибуху з північної частини профілю EUROBRIDGE'97.

Південна частина профілю EUROBRIDGE'97 дає можливість дослідити структуру земної кори Українського щита в Подільському блоці, яка є відносно однорідною і без вираженої бічної варіації швидкісних характеристик шарів земної кори, за винятком вираженої зміни відношення Vp/Vs. Видається, що латеральна зміна швидкості пов'язана з еволюцією Коростенського плутону, хоча зона низьких сейсмічних швидкостей на глибині близько 10 км змодельована тільки на ділянці південної частини профілю, а не на весь профіль. Характерно, що потужність земної кори збільшується з відстанню від Коростенського плутону до приблизно 50 км, що є близьким значенням до середньої товщиною кори в західній частині Українського щита.

5.1.4. Прип'ятський прогин і магматичні інтрузії

Порівняння швидкісної моделі з результатами інтерпретації відбитих хвиль СГТ паралельного сейсмічного профілю VIII [Juhlin et al., 1996; Stephenson et al., показує наявність деякої відповідності між шарами швидкості і 2001] внутрішньою відбивною спроможністю земної кори. Існує чітка відповідність між двома профілями в басейні Прип'яті, а границя Мохо приблизно відповідає зміні між сильною відбивною властивістю у земній корі і майже прозорою верхньою мантією. Занурений відбивач у мантії непомітний на профілі методу відбитих хвиль, хоча на місці його розташування є тенденція до зміни характеру відбиття. Відбиті хвилі при нормальному падінні, що зареєстровані на профілі СГТ, перетинають деякі з швидкісних границь. Це свідчить про те, що розподіл швидкісних властивостей порід у шарах є молодшою особливістю ніж високочастотні відбиваючі поверхні. Зміна швидкості на відбиваючій поверхні може бути викликана метаморфічними процесами, що відбувалися вже після тектонічного створення відбивачів, які проявляються в сейсмічних записах при нормальному падінні хвиль. Якщо так, то ці метаморфічні перетворення в значній мірі залишили існуючі відбивні властивості для хвиль невеликої довжини без змін.

Товщина кори є відносно сталою вздовж профілю EUROBRIDGE'97 і складає приблизно 46 км в центральній частині профілю з поглибленням на краях до приблизно 50 км. Поверхня Мохо знаходиться на майже сталій глибині і,

скоріше за все, немає стоншення земної кори, яке пов'язане з Прип'ятським прогином, що також було зазначено в роботі [EUROBRIDGE Seismic Working Group, 1999] в північній частині западини. Можна припустити, що витончення земної кори пов'язане з утворенням прогину, можливо, було приховане магматичним заповненням нижнього шару земної кори (магматичний андерплейтінг), на що вказують високі швидкості сейсмічних хвиль в центральній профілю. Таке маскування витончення земної кори за рахунок частині андерплейтінгу було запропоновано для зони Кенійського рифту, яка на даний момент переживає активний період розвитку [Thybo et al., 2000]. Однак, в нашому випадку, ці завищені швидкості просторово збігаються з Коростенським плутоном і, швидше за все, пов'язані з розміщенням цього магматичного тіла. В іншому випадку, сейсмічна модель швидкостей не показує ніяких доказів магматичної ні профілю EUROBRIDGE'97, ні активності в корі **УЗДОВЖ** профілю EUROBRIDGE'96. В роботі [Wilson & Lyashkevich, 1996] присутність вулканічних порід під рифтовою системою Прип'ять-Дніпро-Донець інтерпретується, як ознака сильної вулканічної активності, що викликана плюмом. Проте, відносно постійні сейсмічні швидкості навколо Прип'ятського прогину є нормою для низів земної кори для області платформи. Наша модель швидкості не показує ніяких ознак магматичних інтрузій в земній корі під Прип'ятським прогином, за винятком північного розширення високошвидкісної аномалії від Коростенського плутону до кори під Прип'ятським прогином. Звісно ж, може бути можливим, що девонські вулканічні породи утворилися безпосередньо з мантії і не впливали на суміжну кору на ділянці вздовж профілів EUROBRIDGE'97 і EUROBRIDGE'96.

За профілем EUROBRIDGE'96 шар земної кори, що характеризується швидкістю поздовжніх хвиль приблизно 6.4 км/с, спостерігається на південний схід від шовної зони Фенноскандії та Сарматії до ділянки під Прип'ятським прогином. Матеріали профілю EUROBRIDGE'97 вказують на те, що вона поширюється тільки до південного краю Прип'ятського прогину і переходу у Волинський блок. В роботі [EUROBRIDGE Seismic Working Group, 1999] висунуте припущення, що цей шар утворився, як ділянка зриву впродовж розширення, яке

призвело до створення Прип'ятського прогину, а саме розширення торкнулося тільки верхньої земної кори. Плоска форма поверхні Мохо може бути пояснена значним тектонічним залученням середньої кори в процесі рифтогенезу з причини сильної за реологічними характеристиками кори. Плоска поведінка Мохо також була виявлена нижче протерозойських басейнів Балтійського щита [BABEL Working Group, 1993]. В порівнянні з типовими швидкостями поздовжніх хвиль в гірських породах [Christensen, 1996], високошвидкісний градієнт указує на те, що в цьому інтервалі могли мати місце метаморфічні процеси, або зміни складу від кислих до лужних гранулітів.

5.1.5. Дослідження складу порід за відношенням Vp/Vs

Зміни в значеннях швидкості поздовжніх хвиль можуть бути використані для розділення різних тектонічних чи магматичних областей, хоча ці значення не є достатніми для визначення типів порід. Високошвидкісний градієнт в середній корі указує на поступову зміну складу від кислих до лужних гранулітів. Подальші визначення можуть бути отримані зі знання розподілу відношення Vp/Vs, як це зроблено, наприклад, в роботі [Musacchio et al., 1997]. Великі значення Vp/Vs зазвичай вказують на низький вміст в породах кварцу або наявність порових флюїдів при високому тиску [Christensen, 1996]. Уздовж більшої частини профілю EUROBRIDGE'97 зафіксована присутність поперечних хвиль з високою енергією, а якість виділених годографів дозволила успішно провести пряме моделювання швидкості S-хвилі і розподілу коефіцієнту Vp/Vs за профілем. Відношення Vp/Vs і швидкості поздовжніх хвиль, які зустрічаються в північних і південних блоках на профілі, підтримують модель кори зі збільшенням вмісту основних порід з глибиною, від кислих порід на поверхні до проміжних та лужних мафічних в нижній корі. Проте, дуже низьке відношення Vp/Vs в нижній корі Подільського блоку Українського щита указує на незвично високий вміст кварцу в нижній земній корі.

Найзначнішим аспектом сейсмічної швидкісної моделі профілю EUROBRIDGE'97 є те, що відношення Vp/Vs у верхній і середній корі навколо

Коростенського плутону помітно вище, ніж в навколишніх сусідніх блоках. Ці високі значення відношення Vp/Vs проходять уздовж профілю під вираженою поверхнею Коростенського плутону і далі на північ, приблизно збігаючись з аномалією високої швидкості поздовжніх хвиль в тому ж інтервалі глибин. Модель показує значення Vp/Vs з 1.77-1.79, які збігаються з Р-хвильовими швидкостями більшими ніж 6.70 км/с до глибини 10 км, і до 1.84, яке пов'язане з Р-хвильовими швидкостями 6.60-6.70 км/с до глибини 15 км. Ці значення вказують на основний склад порід. Високе співвідношення Vp/Vs притаманне мафічним габброідним породам з високим вмістом плагіоклазу, піроксену або амфіболіту [Christensen, 1996]. Воно відповідає наявності магматичного тіла, яке складається з анортозиту і габро-нориту із залишками граніту - гнейсу. Це може бути пояснено наявністю глибинного тіла, яке утворилося з розплавів мантійного складу з додатковими габброідними розплавами в нижній корі [Довбуш и др., 2000]. Внутрішнє розшарування, яке видно з заломлених сейсмічних фаз, може бути викликано напластуванням декількох фаз упорскування розплаву в початкову граніто-гнейсову верхню кору або, альтернативно, фракційною кристалізацією при охолодженні [Thybo et al., 2000]. Представлені результати показують, що плутон поширюється глибше, ніж вважалося раніше, до глибини щонайменше 15 км, і що існує внутрішнє нашарування в межах плутону, а також бічна диференціація. Найвищий вміст анортозитів в тілі плутону, на нашу думку, знаходиться в інтервалі глибин від 10 до 15 км на відстані між 170 і 260 км за профілем. Наявність анортозиту і габро-нориту до великих глибин додатково підтверджується вираженим мінімумом відносної гравітаційної кривої над Коростенським плутоном [Wybraniec ін., 1998], так як високі швидкості та низькі щільності є характерною ознакою таких порід. Високошвидкісна нижня кора також демонструє великі значення відношення Vp/Vs в північній і центральній частинах профілю, за винятком найнижчого тонкого шару зі швидкістю поздовжніх хвиль більшою 7.40 км/с, який зафіксовано тільки в центральній частині профілю. Ці значення вказують на мафічний склад нижньої кори з більш низьким вмістом плагіоклазу ніж у верхній частині. Верхній основний шар

нижньої кори може мати високий вміст піроксену, який відповідає великому значенню співвідношення Vp/Vs і порівняно високій швидкості поздовжніх хвиль. Нижній шар може бути метаморфізований і складатися з відповідних гранатгранулітів, для яких характерні дуже високі швидкості поздовжніх хвиль і відносно низьке значення співвідношенням Vp/Vs. Внутрішнє розшарування вказує, що плавлення і андерплейтингові процеси могли бути активними протягом закладання Коростенського плутону. Однак, високі швидкості в найнижчій корі також можуть мати своє походження в метаморфічних процесах, які призвели до трансформування оригінальної гранулітової породи нижньої земної кори в кислий еклогіт [Mengel & Kern, 1992; Abramovitz et al., 1998]. Метаморфічні процеси створюють такі типи кислих за складом порід, для яких характерна (по відношенню до інших кислих порід) дуже висока сейсмічна швидкість. Метаморфічні процеси, можливо, були активні протягом періоду сусідньої субдукції, яка вірогідно постачала воду, щоб каталізувати метаморфічні процеси, і яка могла охолоджувати нижню кору.

В центральній частині сейсмічної швидкісної моделі під Коростенським плутоном і далі на північ вздовж профілю виявлено суттєве розшарування у нижній земній корі. Це розшарування може бути пояснено впровадженням мантійних розплавів в нижню кору і навколо первинної поверхні Мохо, де могло мати місце кілька серій проникнення і суттєве фракціонування розплавів в процесі охолодження. Нашарування могли утворитися під час закладання Коростенського плутону або під час формування Прип'ятського прогину. За межами цієї зони спостерігаються істотні позитивні аномалії сейсмічної рефлективної спроможності або розсіювання, природа яких пояснюється більш тонкою неоднорідністю в порівнянні з центральною частиною профілю. Походження аномалії сейсмічної рефлективної спроможності, яка зафіксована у відповідних сейсмограмах, до кінця не пояснена. Вона може бути пов'язаною з крайовими ефектами, що виникають на імовірних інтрузіях в нижній земній корі.

Іншою видатною особливістю розподілу відношення Vp/Vs є дуже високі значення 1.85-1.84 в мантії відразу під поверхнею Мохо, що співпадає з дуже

високою швидкістю поздовжніх хвиль, яка перевищує значення 8.35 км/с. Висока швидкість поздовжньої заломленої хвилі Рп змодельована по всьому профілю, за винятком інтервалу на відстані від 80 до 260 км, де швидкість складає близько 8.10 км/с. Таке значення швидкості хвилі Рп часто зустрічається в подібних умовах. Воно зафіксоване в південній частині Балтійського щита за профілем BABEL і у Східно-Європейській платформі за профілями POLONAISE [BABEL Working Group, 1993; Grad et al., 2002]. Надзвичайно високі швидкості заломленої хвилі Pn зустрічаються за всіма розрізами EUROBRIDGE, починаючи з Балтійського моря і закінчуючи Українським щитом. Сильне розходження в швидкості між профілями EUROBRIDGE і іншими профілями може бути виправдано тим, що профілі прокладені в різних географічних районах. Однак, привертає увагу те, що швидкості хвилі Рп в основному визначалися в напрямку з південного заходу на північний схід уздовж профілів BABEL та POLONAISE, в той час як профілі EUROBRIDGE мають напрямок північного заходу на південний схід. Отже, значна анізотропія не може бути виключена, хоча остаточне рішення неможливе без подальших досліджень.

5.1.6. Особливості верхньої мантії

Головною особливістю швидкісної моделі верхньої мантії є сильний глибоко занурений в південному напрямку відбивач, що простягається від поверхні Мохо на пікеті 80 км до глибини 75 км на пікеті 250 км. Аналогічний за властивостями відбивач, який має субгоризонтальне залягання, змодельований за **EUROBRIDGE'96** точиі профілем профілю в перетину даними 3 EUROBRIDGE'97. Це вказує, що дійсний напрямок падіння даної відбиваючої поверхні приблизно від південно-західного до південно-південно-західного, що є майже перпендикулярно до головних напрямків стикання окремих террейнів в палеопротерозойському акреційному поясі на північному заході. За сейсмічними EUROBRIDGE'96 i **EUROBRIDGE'97** даними уздовж профілів можна змоделювати тільки положення і приблизний напрямок занурення глибинного відбивача, тоді як швидкість нижче відбивача невідома. Зі структури земної кори

профілю EUROBRIDGE'97, здається логічним вздовж зв'язати занурення рефлектора з плеопротерозойським зрощенням серії террейнів, в тому числі континентальної окраїни МПОМ, який був прирощений до архейського ядра Сарматії. Проте, напрямок простирання кордонів террейнів з південного заходу на північний схід не є сприятливим для такої інтерпретації, хоча цей напрямок відповідає напрямку основного шва між Сарматською і Волго-Уральською плитами [Bogdanova et al., 2001]. Кордон між архейським Подільським блоком та палеопротерозойським Тетерів-Білоцерківським поясом і його продовженням на північ є зоною глибинного розлому в безпосередній близькості від профілю. Приповерхневе розташування цього шва становить відстань приблизно 500 км на північний схід від зануреного мантійного відбивача. Можна стверджувати, що занурена відбиваюча поверхня являє собою шовний слід, або, як альтернатива, зону зіткнення пов'язаних террейнів у верхній мантії. Дещо низькі швидкості у мантійних породах на південь (вище) від зануреного мантійного рефлектора свідчать про композиційну зміну складу порід на границі відбивача, який може представляти собою шовну структуру у верхній мантії. Основою для такої інтерпретації і висновків є схожа ситуація з шовними зонами у земній корі і верхній мантії далі на північ на Балтійському щиті [Abramovitz et al., 1997].

кількості Для верхів мантії характерна присутність значної субгоризонтальних відбивачів. Відразу під поверхнею Мохо вони виявлені в мантії Балтійського щита і Східно-Європейської платформи, наприклад, в роботах [Grad, 1992; BABEL Working Group, 1993; EUROBRIDGE Seismic Working Group, 1999; Grad et al., 2002]. Ці відбивачі часто зустрічаються на глибині приблизно 10 км нижче підошви земної кори. Примітно, що у швидкісній моделі профілю EUROBRIDGE'97 присутній тільки один такий відбивач в моделі поперечних хвиль, а в моделі поздовжніх хвиль їх взагалі немає. Оскільки відбивачі, як правило, визначені вздовж окремих профілів, не можна виключати, що деякі з них мають занурення в напрямку від профілів, як, наприклад, обговорювалося вище. Проте, достатньо велика кількість горизонтальних або майже горизонтальних прикладів кількість вілбивачів доводить, насправді шо леяка £

субгоризонтальними. Деякі з можливих причин появи таких відбиваючих поверхонь можуть бути магматичні інтрузії, зони зсуву в результаті тектонічних рухів, сейсмічна анізотропія, зміна вмісту флюідів і метаморфічні переходи, наприклад, між фельзитовою нижньої корою в еклогітову фацію і основну верхню мантію, про що згадується в роботах, наприклад, [Ryberg et al., 1995; Thybo & Perchuc, 1997; Abramovitz et al., 1997, 1998; Steer et al., 1988]. Мантійні відбивачі також спостерігаються як субгоризонтальні поверхні під істотно хвилястим Мохо. Це свідчить про те, що вони молодші ніж особливості складок підошви земної кори.

5.2. Швидкісна модель за профілем PANCAKE.

5.2.1. Швидкісна модель за поздовжніми хвилями.

Швидкісна модель земної кори та верхньої мантії за профілем PANCAKE (рис. 5.4) була побудована на основі прямого променевого моделювання на всіх 14 пунктах вибуху. Швидкісна структура моделі містить три основних блоки, які відповідають: 1) Паннонському басейну разом з Закарпатським прогином; 2) Карпатському орогену разом з Передкарпатським прогином та транс'європейською шовною зоною; і 3) Східно-Європейському кратону з неопротерозойскими та палеозойськими структурними одиницями.

В межах Паннонського басейну за відбитими хвилями були побудовані тільки геометрія фундаменту та границя Мохо. Потужність земної кори на цій ділянці профілю від початку до приблизно 160 км становить біля 22-23 км разом з осадовими відкладами потужністю від 2 до 5 км. Швидкість поздовжніх хвиль в осадових породах складає від 2.4 до 3.7 км/с. Під ними було змодельовано шар зі швидкістю 5.95 км/с (рис. 5.4), потужність якого зменшується від 6 км на початку профілю до приблизно 2 км в районі Закарпатського прогину. В свою чергу, верхня частина фундаменту, який складений породами ймовірно палеозойського віку зі швидкостями 6.21 км/с, підіймається від глибини 8 до приблизно 3-4 км. Швидкості у верхній консолідованій корі складають 5.9-6.3 км/с. В підошві залягає тонкий (1-3 км) шар з швидкістю поздовжніх хвиль 6.4 км/с. Далі за профілем вулканічні метаморфізовані комплекси верхньопалеозоського віку, які неподалік від профілю вскриті пробуреними свердловинами, перекриті неогеновими і палеогеновими утвореннями. Разом вони складають фундамент Закарпатського прогину, покрівля якого знаходиться на глибині приблизно 3 км. Глибина границі Мохо у Закарпатському прогині збігається з глибиною в Паннонському басейні і становить приблизно 22-23 км. Потужність земної кори поступово зростає до 30 км в напрямку Карпат і Пенінського кліпового поясу. Це відбувається завдяки збільшенню потужності базального шару земної кори зі швидкістю 6.4 км/с. Сейсмічні швидкості в фундаменті Паннонського басейну складають 6.07 км/с, а Закарпатського прогину - приблизно 6.24 км/с. Під обома тектонічними структурами відсутній шар мафічної нижньої кори з відповідними високими швидкостями.

Верхня кора в межах Карпатського орогену характеризується відносно низькою швидкістю поздовжніх хвиль (3.10 - 5.50 км/с), що відповідає осадовим породам, потужність яких становить від 10 до 24 км. Найбільша верства осадових порід розташована на відстані 280-290 км від початку профілю, де знаходиться західна окраїна Прикарпатського прогину. Верхні шари зі швидкостями від 3.10 до 4.60 км/с і потужністю 2 - 7 км скоріше за все відповідають блоку Карпатського флішу, який розбурений свердловинами в цьому районі. В шарах Карпатського флішу (рис. 5.4) змодельовані декілька тіл з високою швидкістю (5.35 км/с, 5.95 км/с і 6.05 км/с), які можуть представляти собою магматичні інтрузії, подібно до того, як це написано в роботі [Thybo & Schonharting, 1991].

Нижче карпатських флішових відкладів залягає шар, у верхній частині якого швидкості поздовжніх хвиль становлять 5.50 км/с. Відразу під ним знаходиться шар з дещо меншою швидкістю 5.29 км/с, який може відноситися до осадового чохла, що лежить на малопотужному фундаменті схожого віку, але відмінної літології, можливо, менше метаморфізованому. Аналогічні швидкості (5.25 км/с) на подібних глибинах змодельовані в породах фундаменту Карпатського складчастого поясу за профілем CEL05 [Grad et al., 2006а].



Рис. 5.4. Двомірна швидкісна модель профілю РАNCAKE (за матеріалами роботи [Starostenko et al., 2013а, Коломієць, 2015]) за поздовжніми хвилями (нижня діаграма). Верхня діаграма містить криві аномалій Буге (червона), напруженості магнітного поля (зелена), висоти денної поверхні (чорна) [Хоменко, 1987; Круглов, 2001]. Позначені основні блоки земної кори. Середня діаграма містить верхню частину швидкісного розрізу у збільшеному вертикальному масштабі 8.3:1 проти 2,4:1 на нижній. Білою пунктирною лінією показано глибину границі Мохо, при швидкості в нижній корі 7.2 км/с замість 6.9 км/с. У сірих прямокутниках показана величина відношення Vp/Vs. Скорочення: MHL –

Середньо-угорська лінія; РКВ – Пенінський кліповий пояс; VTZ - Волинська трапова зона. Інші позначення як на рис. 5.1.

У північно-східному напрямку до відстані 260 км вздовж профілю, глибше шару зниженої швидкості (5.29 км/с), залягає консолідована кора Карпатського складчастого поясу, яка має типову для платформної літосфери тришарову структуру з приблизно рівною потужністю біля 8 км у всіх шарах: верхнього шару кори зі швидкістю біля 6.4 км/с; середнього (~6.7 км/с); і мафічного нижнього шару кори зі швидкістю поздовжніх хвиль біля 6.93 км/с. Під західною частиною складчастого поясу Карпат до дистанції 260 км шар нижньої кори відсутній [Starostenko et al., 2013а, Коломієць, 2015].

В межах платформи, починаючи з відстані приблизно 380 км від початку профілю на денній поверхні і приблизно від 260 км на глибині границі Мохо, потужність земної кори значно збільшується. Вона набуває чітку тришарову платформну швидкісну структуру. Потужність осадового чохла на Східно-Європейському кратоні поступово зменшується в північно-східному напрямку від 5 км в районі транс'європейської шовної зони майже до повного зникнення на Українському щиті. Швидкості поздовжніх хвиль в осадових породах складають 5.1-5.5 км/с. Такі низькі значення швидкостей відрізняються від даних попередніх досліджень [Соллогуб, 1986; Соллогуб и др., 1988] у меншу сторону. У Львівському прогині, на інтервалі профілю 340-350 км, швидкості у палеозойських відкладах, які досягають потужності 5 км в районі Рава-Руського розлому, складають 5.15 -5.28 км/с. Для девонських відкладів змодельовані швидкості приблизно 5.95 км/с, що може бути викликано метаморфізмом, що відбувався у безпосередній близькості від транс'європейської шовної зони. Іншою причиною може бути присутність в розрізі карбонатних порід. У архейськопротерозойському кристалічному фундаменті на Східно-Європейському кратоні спостерігається збільшення швидкості поздовжніх хвиль до 6.10-6.20 км/с.

Швидкості у верхній консолідованій корі на Східно-Європейському кратоні (6.1-6.3 км/с) до глибини приблизно 20-25 км збігаються зі швидкостями

верхньої кори в Паннонському басейні. В той же час, в межах Східно-Свропейського кратону, на відстанях 320-480 км і 550-630 км у Львівській та Волинсько-Подільській западинах, верхня кора на інтервалах глибин 12-18 км і 15-18 км містить лінзи зі зниженими швидкостями, які складають приблизно 6.1 км/с (рис. 5.4). Середня кора кратону характеризується дещо більшими швидкостями (6.6-6.7 км/с), в порівнянні з нижньою корою у Паннонському басейні. На глибинах від приблизно 25 км до 27-33 км її потужність складає біля 9 км [Starostenko et al., 2013а, Коломієць, 2015].

Швидкості у нижній корі над поверхнею Мохо, що знаходиться на глибині 44-48 км, збільшуються до 6.9-7.4 км/с. Потужність нижньої кори складає від 6 до 16 км. На глибинах приблизно 30-48 км в ній спостерігається сильний відбиваючий шар, який ділить її на дві частини: перша розташована в західній частині кратону на інтервалі 260-410 км, характеризується швидкістю 6.95 км/с; і другу на інтервалі 410-590 км, що має більшу на 5 км потужність, яка характеризується високою швидкістю поздовжніх хвиль (7.2-7.4 км/с). Такі високі швидкості можуть свідчити про інтрузію мафічних порід та процеси магматичного андерплейтінгу, подібно до того, як це було проінтерпретовано в інших місцях, наприклад, в роботах [Clowes et al., 2002; Korsman et al., 1999; Thybo and Artemieva, 2013]. Такі високі швидкості були змодельовані в нижній корі тільки на основі сильних закритичних відбитих фаз РмР, які були зафіксовані у північно-східній частині профілю.

На профілі РАNCAKE зареєстровані значні зміни потужності земної кори і глибини границі Мохо (рис. 5.4). На південно-західному початку профілю в межах Паннонського басейну і Закарпатського прогину глибина до границі Мохо складає від 22 до 25 км. У Карпатах на відносно короткій близько 100 км дистанції глибина Мохо збільшується з 25 до 45 км. Така поведінка підошви земної кори гарно проявляється на сейсмограмах пункту вибуху SP50104, де в північно-східному напрямку зафіксовані дві гілки відбитої від Мохо хвилі РмР. Перша вступає на 7.6 секунді редукційного часу на інтервалі 230–300 км, а друга, з більшою позірною швидкістю, - на приблизно 9-й секунді на інтервалі 330-380

км (рис. 3.22). Треба зазначити, що швидкості в нижній корі були змодельовані тільки за даними закритичного відбиття хвилі РмР, яка зафіксована у сейсмограмі пункту вибуху SP50104. Тому, якщо би швидкість в нижній корі складала приблизно 7.2 км/с замість 6.9 км/с, глибина границі Мохо була б на 4 км більша. В межах східної частини транс'європейської шовної зони і Східно-Європейського кратону глибина границі Мохо майже однакова і рівномірно зростає з біля 45 км під Прикарпатським прогином до приблизно 50 км на ділянці Волино-Подільського блоку на Українському щиті.

Разом з глибиною границі Мохо змінюються і швидкості поздовжніх хвиль відразу під нею. Під Паннонським басейном вони складають приблизно 8.0 км/с, під Карпатами трохи зростають до 8.0-8.1 км/с, а на ділянці Східно-Європейського кратону мають значення близько 8.3 км/с.

В межах кратону на глибині приблизно 10-20 км під поверхнею Мохо, у верхній мантії спостерігаються декілька субгоризонтальних відбиваючих горизонтів. Подібні границі були змодельовані за сейсмічними даними профілів POLONAISE [Grad et al., 2002], CEL11 [Janik et al., 2011], CEL04 [Środa et al., 2006], CEL05 [Grad et al., 2006а] та інших досліджень на платформах [Abramovitz et al, 1997; Artemieva and Meissner, 2012; BABEL Working Group, 1990]. Дві відбиваючі границі на глибинах приблизно 45 км і 75 км змодельовані в Паннонському басейні. Глибина верхньої збігається з відбиваючими поверхнями, яві задокументовані у даних на сусідніх профілях CEL04 [Środa et al., 2006] і CEL05 [Grad et al., 2006а].

5.2.2. Швидкість поперечних хвиль та розподіл співвідношення Vp/Vs.

Поперечні хвилі на профілі РАNCAKE були зареєстровані лише на північно-східній ділянці, при цьому, вони слабо виражені, а їхня низька якість забезпечила фіксацію незначної кількості вступів фаз на відповідних годографах. Сейсмограми з поперечними хвилями (рис. 3.29; 3.30; 3.31) були відфільтровані смуговим фільтром 1-8 Гц та скорочені з редукцією швидкості 4.52 км/с, що дозволило їх зручне порівняння з сейсмограмами поздовжніх хвиль, на яких застосована редукція часу зі швидкістю 8 км/с. Не зважаючи на те, що основні «перші» вступи заломлених поперечних хвиль, які насправді прибувають на фоні повторних поздовжніх коливань, та подальші вступи відбитих і заломлених хвиль були виділені з істотною непевністю, ці дані були використані для розрахунку поперечних швидкостей на окремих ділянках розрізу. Цього не було достатньо, щоб побудувати незалежну швидкісну модель за поперечними хвилями, але для відповідних шарів у швидкісній моделі за поздовжніми хвилями в шарах кристалічної земної кори і верхньої мантії були розраховані відношення поздовжніх та поперечних швидкостей Vp/Vs. Геометрія границь для розрахунку швидкостей поперечних хвиль була збережена такою ж, як і для поздовжніх хвиль (рис. 5.4), а співвідношення Vp/Vs в шарах консолідованої кори, де не вдалося зафіксувати поперечні хвилі, зберігалося рівним 1.73. На невеликих виносах для усіх неглибоких шарів було застосовано відношення Vp/Vs=1.67. У глибших шарах зі швидкістю поздовжніх хвиль 6.25 км/с, відношення Vp/Vs склало 1.73. В середній корі, де Vp=6.6 км/с, значення Vp/Vs склало 1.77. У нижній корі з високими швидкостями поздовжніх хвиль (7.2-7.4 км/с) на північно-східній ділянці профілю величина відношення Vp/Vs була рівною 1.8. В мантії відразу нижче границі Мохо не вдалося простежити заломлені хвилі Sn, в зв'язку з чим на цьому рівні розрізу було застосовано середнє значення відношення Vp/Vs=1.73 [Starostenko et al., 2013a, Коломієць, 2015].

5.2.3. Тектонічна інтерпретація швидкісної моделі.

Основні особливості тектонічної інтерпретації швидкості моделі від Паннонського басейну на південному заході до Українського щита на північному сході представлені на рис. 5.5.

Паннонський басейн і Закарпатський прогин. Як для континентальної кори, Паннонський басейн має надзвичайно малопотужну кору, тоншу ніж 25 км, що значно менше за середньо-глобальну потужність (близько 30.5 км) континентальної кори [Christensen and Mooney, 1995]. Однак, низька середня швидкість в фундаменті (близько 6.1 км/с) доводить, що тип кори є

континентальним. Крім того, швидкість є меншою, ніж середня в світі для континентальної кори (6.21 км/с), і значно меншою, ніж в середня швидкість у фундаменті (6.2-6.4 км/с) герцинської кори [Aichroth et al., 1992; Artemieva and Meissner, 2012], де існуюча раніше мафічна нижня кора можливо була розшарована або потоншала до потужності в декілька кілометрів, якщо взагалі залишилася присутня під блоками земної кори. Середня потужність осадових відкладів може вказувати на розповсюдження басейнів; складчасті мезокайнозойські осадові породи зі швидкостями V_p= 5.95 км/с, які перекривають палеозойський фундамент, можуть утворювати покрівельні структури, що пов'язані з пересуванням мікроплити Алькапа (Альпи, Карпати, Паннонія) на північному сході. Низькочастотна сейсморозвідка [Hajnal et al., 2004] та аналіз ксенолітів у верхній частині земної кори [Kovács et al., 2000], дозволяють верхньої припустити, деякі частини кори включають деформовані ЩО метаморфізовані породи мезозойського і палеозойського віку [Haas et al., 2000].



Рис. 5.5. Тектонічна інтерпретація швидкісної моделі профілю РАΝСАКЕ. Жирні лінії позначають швидкісні границі. Пунктирні лінії позначають шовні зони між структурами Паннонського басейну і Східно-Європейським кратоном.

Скорочення: ALC — нижня кора Алькапи; TDLC — нижня кора Тікії-Дакії; CF — Передкарпатський прогин; LVL — зона зниженої швидкості; HVLC — високошвидкісна нижня кора. Інші позначення як на рис. 5.4.

Карпатський ороген і транс'європейська шовна зона. Структура земної кори Карпатського орогену в районі перетину з профілем РАNCAKE своєрідна тим, що осадова товща має дуже велику потужність у 20-21 км. Ця товща складається з трьох шарів зі схожими потужностями (з V_p<4.65 км/с до глибин 5-7 км, 5.45-5.55 км/с до глибин 12-14 км, V_р~5.29 км/с в нижній частині). Аналіз даних буріння свердловин і сейсмічних даних за Геотраверсом II [Паталаха и др., 2003] наводить на думку, що границя між шарами з V_p=4.60 і V_p=5.50 км/с (на глибині 4-6 км) у Передкарпатському прогині, швидше за все, представляє собою фундамент флішового комплексу, де останній був насунений на старші (мета)осадові блоки, що формують крайову частину Східо-Європейського Нижче Карпатських флішових відкладів, сама верхня кратону. частина фундаменту з V_p=5.50, ймовірно, складається з мезозойського покрову, в тому числі флішових крейда-палеогенових утворень [Zayats and Moroshan, 2007]. $V_{p} = 5.50$ Швидкість км/с подібна швидкості в неопротерозойських ДО палеозойських відкладах і метаосадах Малопольського блоку на південнозахідному краю Східо-Європейського кратону в Польщі, приблизно в 150 км на північний захід від району досліджень [Środa et al., 2006].

Наявність товщі потужністю 20 км з низькою швидкістю під орогеном є незвичайною і повинна бути тектонічно пов'язана з транс'європейською шовною зоною і осадовим покривом Карпатського орогену. Схожі прогини в глибокому 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; Cherepanova et al., 2013; Костюченко, Федоров, 1998; Maystrenko et al., 2003]. Можлива інтерпретація присутності осадового чохла потужністю 20 км під орогеном Східних Карпат включає поширення на захід консолідованої верхньої кори (V_p~6.28 км/с) під Карпати (глибини 5-20 км на інтервалі 280 - 310 км; рис. 5.4). У цьому випадку
шар земної кори на глибині приблизно 15-21 км зі швидкістю 5.29 км/с вище кори СЄК, потужність якої зменшується, може включати в себе автохтонні вендпалеозойські і мезозойські покриви СЄК. Шари, що залягають вище, можуть складатися з протерозойських до палеозойських (можливо, також мезозойських) метаосадових відкладів, які в свою чергу утворюють фундамент Карпатських флішових покривів.

Кристалічний фундамент Карпатського орогену нижче глибини 20 км може бути або давнім (протерозойським) фундаментом перекриваючих блоків протерозою/палеозою, або ж фрагментом кори, що зберігся після закриття океану Магура, що було спричинене зіткненням мікроплити Алькапа з південно-західною частиною Східо-Європейського кратону. У порівнянні з консолідованою корою Алькап(и) на південному заході, кора Карпат містить більше неоднорідностей, які обумовлюють виникнення сейсмічних відбитих фаз, хоча розподіл швидкостей в обох структурах подібний. Сейсмічні записи в цій частині профілю відрізняються тривалими кодами на відміну від різких імпульсів, отриманих від кори мікроплити Алькапа. Однак такі коди спостерігаються навіть для фаз, записаних поблизу пунктів вибуху, що дозволяє припустити, що відбиваючі властивості всієї кори можуть повністю бути спричинені великими та чисельними контрастами імпедансу в перекриваючих осадових пластах, які формують кратні хвилі, що накладаються на хвилі від кристалічної кори (див. також [Jensen et al., 2002]).

Карпатський ороген нетиповий тим, що не має чіткого кристалічного фундаменту. Глибина Мохо в Карпатах подібна до середньо-глобальної для континентальних орогенів (бл. 46 км), проте, більшість фанерозойських орогенів мають добре задокументований відбитими хвилями кристалічний фундамент, що є відмінною рисою в порівнянні з сусідніми блоками земної кори [Artemieva et al., 2006; Cassinis, 2006; Díaz and Gallart, 2009; TRANSALP Working Group, 2002]. Хоча ці орогени не примикають до платформної кори, на відміну від Карпат, палеозойські Ураліди на східній окраїні Східо-Європейського кратону мають яскраво виражений кристалічний фундамент, занурений на глибину до 55-60 км [Kashubin et al., 2006].

Транс'європейська шовна зона на відстані біля 340 км від початку профілю не має чіткої границі Мохо і вираженої топографії поверхні фундаменту. Тим не потужності існує зменшення кристалічної кори Східоменш, значне Європейського кратону і збільшення потужності протерозой/палеозойських метаосадових структурних утворень, які перекривають окраїну кратону в напрямку до транс'європейської шовної зони (рис. 5.4). Рава-Руська зона позначає північно-східну межу ТЄШЗ вздовж профілю [Круглов и др., 2007]. Згідно сейсмічного моделювання (інтервал 300-340 км; рис. 5.5), покрівля кристалічного фундаменту та інші сейсмічні границі падають у південно-західному напрямку в межах транс'європейської шовної зони під кутом близько 15°, що може вказувати на малий кут залягання шовної зони під Карпатським орогеном. Гравітаційний мінімум (близько -90 мгал) над Карпатським орогеном (рис. 5.4) має загострену форму, що вказує на вузьку зону низької густини (і малої швидкості) порід у верхніх шарах земної кори, які повинні бути пов'язані з потужними осадовими послідовностями. Різка зміна глибини Мохо (інтервал 260-280 км) якраз під цією аномалією вказує на можливі деформації земної кори поблизу транс'європейської шовної зони у вузькій субвертікальній ділянці.

Західна окраїна Східо-Європейського кратону. Кристалічна кора Східо-Європейського кратону має тришарову структуру, характерну для платформ по всьому світу (рис. 5.4) [BABEL Working Group, 1993; Белоусов и др., 1991; Clowes et al., 2002; Drummond, 1988; Durrheim and Mooney, 1994; Гинтов, Пашкевич, 2010; Grad et al., 2006b; McConnell et al., 1966; Meissner, 1986]. В напрямку до Українського щита платформна кора поступово збільшує потужність у верхніх і нижніх шарах земної кори і має відносно постійні швидкості і потужність в середній корі. Високошвидкісна нижня кора в північно-східній частині профілю (інтервал 460-560 км) співпадає з розташуванням вулканізму, що відноситься до Прип'ятського прогину і може зумовлювати наявність інтрузивних магматичних порід у земній корі. Дві лінзи з низькою швидкістю на глибині 12-18 км потужністю близько 3-5 км і 100 км в довжину інтерпретуються під основними прогинами (Львівський та Волино-Подільський) на західній окраїні СхідоЄвропейського кратону між транс'європейською шовною зоною та Українським Щитом. Схожі зони знижених швидкостей в подібному інтервалі глибин були змодельовані в земній корі південної окраїни Сибірської платформи, Байкальської рифтової системи і прилеглих складчастих поясів [Zorin et al., 2002]. На основі сейсмічних, гравітаційних і геологічних даних, ці зони з низькою швидкістю були інтерпретовані в якості потужних мілонітових зон, які пов'язані з головними розломами. Оскільки мілоніти сильно анізотропні, пластичний потік в зоні насуву може призвести до утворення анізотропної мінеральної товщі з орієнтацією високої швидкості сейсмічних хвиль вздовж напрямку розшарування і малої швидкості в напрямку, перпендикулярному до розшарування мілоніту. По прямій аналогії з інтерпретаціями для Сибіру [Zorin et al., 2002], можна стверджувати, що верхні шари земної кори з низькою швидкістю можуть вказувати на великі насуви, орієнтовані паралельно транс'європейській шовній зоні (напрямок пластичного потоку) в сильно деформованій корі на окраїні кратону.

5.3. Швидкісна модель за профілем DOBRE-4.

5.3.1. Швидкісна модель за Р- і S-хвилями.

Використання прямого променевого моделювання та засобів інверсії виділених годографів Р- і S-хвиль у сейсмічному полі для 13-ти пунктів вибуху дозволило отримати швидкісну модель за поздовжніми хвилями і розподіл співвідношення Vp/Vs уздовж 505 км профілю DOBRE-4. Для врахування приповерхневих геологічних даних при інтерпретації був задіяний геологічний розріз, що показаний на рис. 4.5. У південно-західній частині він базується на каротажних даних з шести свердловин, які розташовані на відстані до 5.6 км від профілю. Їх глибина від 1.5 до 3.5 км. Променеве моделювання допомогло ідентифікувати на сейсмограмах заломлені фази хвиль у верхній мантії. Вступи хвилі Рп як правило фіксуються у перших вступах. Інколи, завдяки великим змінам в глибині границі Мохо і її складній геометрії, що зафіксовано на записах, наприклад, пунктів вибухів SP15103 і SP15105, фази заломленої хвилі Рп дещо менша 8 км/с (рис. 3.35 і 3.37). Крім того, в деяких записах фази Рп мають дуже малу амплітуду і виділяються дуже складно навіть у перших вступах. Виявилося, що в сейсмограмі SP15103 промені, які проникають всередину мантії, представляють собою відбиті хвилі, хоча спостерігаються на часовому розрізі у перших вступах.



Рис. 5.6. Двомірна швидкісна модель профілю DOBRE-4 за поздовжніми

хвилями (за матеріалами роботи [Starostenko et al., 2013b, Коломієць, 2015]). Верхня діаграма (А) містить криві аномалій Буге (червона), напруженості магнітного поля (зелена) [Хоменко, 1987; Круглов, 2001]. Позначені основні блоки земної кори. Друга (В) діаграма містить верхню частину швидкісного розрізу у збільшеному вертикальному масштабі 6.7:1 проти 2,4:1 на двох нижніх. Діаграма (С) - швидкісна модель за променевим трасуванням. Діаграма (D) - швидкісна модель за повнохвильовим моделюванням. Додатковий опис як на рис. 5.4.

Земна кора. Потужність осадового шару коливається від 0.5 до 4.2 км (рис. 5.6,в), а швидкості в основному змінюються між значеннями 2.3 і 5.45 км/с. Осадові шари зі швидкостями Vp 2.3 - 4.75 км/с і потужністю близько 1 км поширюються на північний схід на відстань приблизно 360 км. Нижче цих верств знаходиться шар потужністю 1-2 км зі швидкостями поздовжніх хвиль 5.1-5.15 км/с і співвідношенням Vp/Vs в діапазоні 1.52-1.55. Далі за профілем на північний схід, на Українському щиті, той же шар з трохи більшою швидкістю, яка складає вже приблизно 5.45 км/с, а відношення Vp/Vs = 1.71, майже зовсім втрачає потужність. Вона спадає від 1.0 - 1.3 км під Інгульським мегаблоком до 0.25 км в Інгулецько-Криворізької районі шовної зони та середини Середньопридніпровського мегаблоку [Starostenko et al., 2013b, Коломієць, 2015].

Важливим структурним елементом в осадовому шарі є глибока (амплітудою не менше 3 км) западина шириною 40 км зі швидкостями Р-хвиль 2.3, 2.7, 3.75 і 4.75 км/с і співвідношенням Vp/Vs = 1.55, що спостерігається в Переддобруджінському прогині.

В земній корі присутні чотири шари кристалічних порід. У трьох верхніх шарах швидкості поздовжніх хвиль складають змінюються в межах 5.8-6.0 для верхнього, 6.1-6.2 для наступного і 6.3-6.35 км/с для третього, а співвідношення Vp/Vs 1.66-1.71, 1.68-1.71 і 1.71, відповідно. В районі Українського щита і на північний захід від нього спостерігаються найбільші значення співвідношення Vp/Vs. Границі, які розділяють три верхні верстви земної кори, мають дуже хвилясту форму. Загальна потужність кори у цій частині розрізу змінюється від

біля 12 км на південно-західній ділянці профілю до 20 км на північно-східній. Четвертий шар досягаючи поверхні Мохо і має потужність в діапазоні 15-35 км. Швидкості поздовжніх хвиль у ньому складають від 6.45 до приблизно 6.8 км/с. У цьому шарі на глибинах 30 -35 км спостерігаються спорадичні відбиття від «плаваючих» відбиваючих майданчиків (рис. 5.6). Ці відбиваючі майданчики поділяють шар на верхню і нижню частини з Vp/Vs = 1.71 і 1.73, відповідно. Поздовжні швидкості в цьому шарі до глибини 35 км визначені за чіткими закритичними відбитими фазами, які спостерігаються на кількох часових розрізах [Starostenko et al., 2013b, Коломієць, 2015].

Поверхня Мохо і верхня мантія. За результатами прямого променевого моделювання можна стверджувати, що деякі частини мантійних фаз утворені в заломлення неоднорідностях границі результаті хвиль на Moxo. тобто представляють собою фази хвилі Pn. Проте, інші хвилі в мантії (наприклад, SP15101 на відстанях 320-490 км; рис. 3.33) представляються сформованими інакше. Заломлені хвилі спостерігаються на відстанях, на яких за правилами геометричної оптики (променевого методу), знаходяться тіньові зони, які утворилися через суттєві перепади в глибині границі Мохо. Це пояснює, чому моделювання цих фаз важко проводити тільки променевим методом, в силу того, що він потребує зіставлення спостережених і розрахункових годографів. Повнохвильове моделювання було використано для подолання обмежень променевого методу при дослідженні мантійних фаз. Його результати показані в другій і третій діаграмах рис. 4.37 і 4.38. У синтетичних сейсмограмах, які отримані за програмою повно хвильового моделювання, показано, що мантійні фази поширюються так само через тіньові зони, як це зафіксовано в реально спостережуваних сейсмічних даних. Такі хвилі, можливо, формуються як дифраговані фази на границі Мохо. Іншим поясненням може бути розсіяння хвиль на випадкових неоднорідностях в мантії, що розташовані поблизу траєкторії пробігу променів заломлених хвиль. Таким чином, ми пересвідчились у проходженні сейсмічної енергії через тіньові зони і знайшли пояснення, яким чином на часових розрізах формуються вступи, що близькі до годографів заломлених у верхній мантії фаз Pn, але мають дещо меншу амплітуду [Starostenko et al., 2013b, Коломієць, 2015].

До того ж, відбиті від границь розділу у верхній мантії хвилі на сейсмограмах зазвичай мають амплітуду, яка перевищує амплітуда заломлених у мантії фаз Pn, наприклад, для пункту збудження SP15107 (рис. 3.38). На деяких сейсмограмах на виносах більших 200 км (наприклад, SP15103; рис. 4.37) перші вступу чітко простежуються приблизно на інтервалі 7.5 сек скороченого (редукційного) часу. Їх поведінка і позірна швидкість, яка перевищує значення 8 км/с, свідчать про те, що вони можуть бути фазами хвилі Рп. Проте, зіставлення результатів променевого і повнохвильового моделювання показало, що навіть якщо вони візуально і виглядають як перші вступи, насправді є відбиттям від мантійних розривів швидкості, а рельєф границі Мохо викликає утворення «тіньових зон» для розповсюдження фаз заломлених хвиль Pn. Такий рельєф або зовсім не пропускає заломлені під Мохо хвилі, або зменшує їх амплітуду нижче фонового рівня шуму, що унеможливлює фіксацію цих хвиль на спостережених реальних сейсмічних записах. У той же час вони присутні на синтетичних сейсмограмах, які не містять сейсмічного шуму, і виглядають як дуже слабкі фази, які вступають приблизно на 0.7 секунди раніше, ніж сильні, чітко видимі вступи, (рис. 4.38), які можуть бути проінтерпретовані як відбиття від мантійних розривів швидкості [Starostenko et al., 2013b, Коломієць, 2015].

Швидкісна модель глибинного розрізу демонструє великі перепади в потужності земної кори та глибині поверхні Мохо. У транс'європейській шовній зоні на ділянці перших 80 км профілю поверхня Мохо має форму пласкої границі, яка розташована на глибині 39 км. В наступній ділянці профілю на відстані приблизно 360 км, де на поверхні розташована Південно-Українська моноклиналь і частина схилу Українського щита, границя Мохо демонструє два великих перегини. Максимальна зміна глибини границі Мохо відбувається на ділянці профілю 165 250 км, де вона заглиблюється від 32 до 48 км. До відмітки 300 км глибина границі Мохо знову зменшується до 35 км. Далі за профілем, у північносхідному напрямку, границя Мохо знову заглиблюється до відмітки 44 км. Останній прогин розташований під південним схилом Українського щита. Ще далі до кінця профілю на відстані 450 км, вже на ділянці під Українським щитом, границя Мохо знову піднімається до глибини 36 км. На початку у південнозахідній частині і в центрі профілю швидкості поздовжніх хвиль у верхній мантії відразу під границею Мохо досягають приблизно 8.15 км/с. На Східно-Європейському кратоні, починаючи з відстані 330 км, вони вище і становлять 8.3 км/с. Важливим елементом в будові моделі верхньої мантії, яка отримана променевим методом, є занурення мантійних границь в середній частині профілю на дистанції 340 км з глибини 50 км до 60 км на дистанції 240 км від початку. Вона розділяє області мантії з відносно низькою швидкістю поздовжніх хвиль, яка змінюється в діапазоні 8.15-8.25 км/с, і область з високою швидкістю (8.3-8.4 км/с). Альтернативне рішення, в якому відбиваюча границя замінена на зону з поступовою зміною швидкості, було отримано з використанням повнохвильового моделювання [Starostenko et al., 2013b, Коломієць, 2015]. Така будова верхньої мантії забезпечила кращий збіг спостережених та змодельованих синтетичних сейсмограм на ділянці вступів мантійних фаз. При цьому швидкісні моделі земної кори, які використовувалися при повнохвильовому та променевому моделюванні, були повністю однаковими.

Найвища швидкість у верхній мантії, яка досягла значення 8.4 км/с, була змодельована на відрізку 260-315 км від початку профілю для глибини приблизно 70 км. На ділянці розрізу під Східно-Європейським кратоном побудовані кілька відбиваючих майданчиків у верхній мантії, які розташовані приблизно на 20-30 км нижче границі Мохо.

5.3.2. Геологічна інтерпретації швидкісної моделі

Найбільш помітною особливістю швидкісної моделі профілю DOBRE-4 є те, що вона містить три вражаючих послідовних синклінальних і антиклінальних вигину поверхні Мохо з довжиною хвилі близько 125 - 150 км і амплітудою від 8 до 16 км (рис. 5.6). Таким чином, потужність кори в значній мірі змінюється уздовж профілю - від 33-38 км в проміжку між пунктами збудження SP15104 і SP15111 до 44-49 км між SP15108 і SP15109, і в районі SP15106. Крім нерівностей поверхні Мохо, аналогічна хвилеподібна поведінка, хоча і в меншому масштабі, притаманна швидкісним границям в моделі верхньої земної кори і верхніх рівнів мантії (рис. 5.6).

Осадовий чохол. Сейсмічні дані, отримані за профілем DOBRE-4, дозволяють дещо уточнити в окремих місцях структуру осадового чохла і характер основних тектонічних границь, що простежуються в приповерхневих горизонтах.

поведінки поверхні рифейсько-нижньопалеозойського Судячи 3 фундаменту під Нижнєпрутським виступом (Vp~5.8 км/с), границя між виступом і Переддобруджінським прогином, що визначається за геологічними даними на підошві неоген-четвертинного чохла в районі SP15100 + 30 км, на фундаменті виражена флексуроподібним перегином амплітудою лише 100-200 м, а сам фундамент на глибині 5.5 км триває до точки SP15101 + 20 км, після чого різко занурюється від точки SP15101 на північний схід під кутом майже 9 градусів. В принципі, говорити осадово-вулканогенний це може про те, ШО верхньопалеозойський чохол (Vp≈2.7-3.82 км/c) i рифейськонижньопалеозойський фундамент на межі Північної Добруджі і Східно-Європейського кратону поводяться по-різному: перший насунений на чохол Переддобруджінського прогину і фронт насуву відзначається в районі SP15100 + 30 км, а різка межа між фундаментами Добруджі і Східно-Європейського кратону (перехід від 5.8 до ≥ 6.0 км/с) проходить на глибині вже близько 5 км по крайовому шву кратону в районі SP15101 + 30 км.

Швидкісна модель осадового чохла DOBRE-4 представляє хороші дані про глибини поширення різновікових комплексів, хоча і не завжди відображає, в силу особливостей методу, їх структурно-фаціальні відмінності, які відіграють основну роль при тектонічному районуванні чохла.

Так, шари зі швидкостями Vp≈ 4.70- 2.60 км/с, що відповідають товщі палеозой-мезозойських (ордовік - юра) теригенно-глинистих і карбонатних формацій Преддобруджінського прогину, на швидкісному розрізі простягаються

через всю Південноукраїнську моноклиналь і не відображають її контакт з Преддобруджінським прогином. Однак, добре видно, що їхня поверхня моноклинально занурюється на південний захід, а потужність шарів змінюється від декількох сотень метрів на північному сході до 3000 м у районі крайового шва.

Байкальський фундамент Преддобруджінського прогину (Vp≈5.15 км/с), складений гранітизованою теригенною формацією потужністю близько 2000 м, за сейсмічними даними має дуже складну, клавішну будова з амплітудою вертикальних переміщень сусідніх блоків до 1 км. Це відрізняє його від всіх інших границь осадового чохла і дозволяє провести північно-східну границю прогину в районі SP15104 + 10 км, тобто по р. Гурунчук.

Далі на північний схід цей же шар характеризується швидкістю Vp≈5.10 км/с і відповідає каледонському фундаменту Молдавської плити [Тектонічна ..., 2007] - венд-нижньодевонському комплексу карбонатно-теригенних і теригенноглинистих формацій потужністю до 1 км.

Досить цікава є область Інгульського мегаблоку між SP15109-15111 зі швидкістю Vp≈5.45 км/с, яка в районі SP15110 поширюється від поверхні до глибини близько 1.5 км. Тут на денну поверхню виходять гранітоїди кіровоградського і дніпропетровського комплексів, а також гнейси інгулінгулецької серії, тому швидкість поздовжніх хвиль не повинна бути нижче 5.8-6.0 км/с. Однак слід врахувати, що Інгульський мегаблок - найбільш порушена розломами частина Українського щита. Ширина зон розломів - Кіровоградської, Західно-Інгулецької та ін. досягає 10-20км. Тому, ділянка земної кори зі швидкістю Vp≈5.45 км/с, швидше за все, пов'язана з розущільненням кристалічних порід в зонах розломів.

Кристалічна кора, границя Мохо і верхня мантія. Геологічний аналіз та інтерпретацію швидкісної моделі кристалічної кори і мантії Інгульського мегаблоку за профілем DOBRE-4 можна виконати на високому рівні, якщо доповнити її матеріалами ГСЗ і СГТ по геотраверсу VIII.

Результати СГТ [Бородулин, Байсарович, 1992] важливі тим, що вони вказують на густу подільність консолідованої кори під профілем DOBRE-4 по

системі похилих і субгоризонтальних площин. З петрологічної точки зору, така подільність навряд чи може бути з'ясована, але вона добре пояснюється деформаційними процесами, які відбувалися в земній корі (і в літосфері в цілому) під впливом тектонічних рухів. Відбиваючі поверхні, які зафіксовані методом СГТ, являють собою площині відколи та зриви, що утворилися в умовах стиснення і розтягування земної кори.

Похилі поверхні, які падають на північний схід і південний захід, перетинаються під гострим кутом, бісектриса якого як правило орієнтована субгоризонтально. Це означає, що сейсмічний розріз відображає субгоризонтальне стиснення земної кори, яке фіксується в неоархеї і першій половині раннього протерозою (від ≥ 2.6 до 2.1 млрд. років назад) по тектонофізичним даним [Гинтов, Мычак. 2011в]. Горизонтальні відбиваючі майданчики на глибинах від 10 до 30 км (їх видно і за даними ГСЗ) відповідають поверхням зриву, що виникли при диференціальних переміщеннях окремих горизонтів кори як в археї, так і в протерозої.

Не можна стверджувати, що такий тривалий період часу земна кора регіону відчувала тільки стиснення. У часовому проміжку 2.6 - 2.1 млрд років був сформований осадовий басейн порід інгуло-інгулецької серії, що свідчить і про фазу розтягнення. Але по тектонофізичним даним фази стиснення завжди відновлюються легше, ніж фази розтягування (за рахунок більш яскравих деформацій). Можна тільки говорити, що стиснення кори регіону було потужнішим і тривалішим.

Детально вивчений швидкісний розріз земної кори до глибини 7 км на профілі DOBRE-4 відображає, що крім загального занурення доюрського і докембрійського фундаментів Східно-Європейського кратону в сторону Добруджі, дві важливі особливості. Між точками SP15101 і SP15102 спостерігається різке Vподібне занурення швидкісних горизонтів від 2.30 до 5.80 км/с, яке чітко фіксує крайову зону розломів Східно-Європейського кратону і дозволяє уточнити його кордон. Таке ж досить різке занурення швидкісних горизонтів від 5.43 до 6.14 км/с спостерігається між пунктами SP15108 + 30км і SP15110. Воно відповідає осьовій зоні транс регіонального тектонічного шва Херсон – Смоленськ (ТРТШХС). В цілому, весь блок кори між Звенигородсько-Братською та Кіровоградською зонами розломів до глибини 15 км виявляється на профілі дещо низькошвидкісним (приблизно на -0.05 - -0.10 км/с менше в порівнянні з сусідніми площами), що може свідчити про дилатансійне розущільнення кори в зонах розломів.

Швидкісний розріз нижньої частини земної кори і пов'язаною з нею мантії також дає нові цікаві результати:

1) На профілі DOBRE-4 встановлений чіткий прогин Мохо між пунктами SP15108 і SP15109 (потужність кори досягає тут 45 км), який слід пов'язувати з TPTШХС. Він має іншу природу, ніж вже відомі прогини Мохо між пунктами SP15105 і SP15106 (потужність кори на профілі 47 км), а також на північний схід від SP15111. Цей останній прогин Мохо (потужність кори до 53 км) встановлено на геотраверсах VIII і IV (рис. 1.11) на ділянці, куди профіль DOBRE-4 не дійшов. Обидва прогину Мохо розглядалися свого часу В.Б. Соллогубом [Соллогуб, 1986] як «коріння гір», пов'язані з Голованівською і Інгулецько - Криворізькою «протогеосинкліналями» ранньопротерозойського віку. Надалі вони отримали назви "шовних зон", яка не суперечить плитотектонічному механізму їх утворення.

Віднесення Голованівської шовної зони (ГШЗ) і Інгулецько - Криворізької шовної зони (ІКШЗ) до «протогеосинкліналей» або шовних зон пояснювалося широким розвитком в їх межах класичних геосинклінальних формацій: асоціації глибоководних кремнієво-глинистих, залізисто-кремнієвих і карбонатних відкладів з продуктами виверження основних і ультраосновних магм. Обидві зони остаточно сформувалися в умовах транспресії, чим обумовлені особливості їх внутрішньої структури, що вже відзначалося вище.

Для зони ТРТШХС подібні асоціації порід не типові, а її формування відбувалося в умовах транстенсії. Тому прогин Мохо тут має, швидше за все іншу, природу. Широкий розвиток в зоні ТРТШХС масивів магматичних і анатектичних гранітів вказує на сильну диференціацію і розшарування верхньої літосфери та більш різкий поділ кори і мантії без наявності коромантійної суміші. На розрізі DOBRE-4 видно, що між пунктами SP15108 і SP15109 границя Мохо чітко відокремлює шар кори зі швидкістю 6.70 км/с від мантії зі швидкістю 8.40 км/с.

Область мантії зі швидкістю 8.35-8.40 км/с, що є підошвою кори в зоні ТРТШХС, далі на північний захід занурюється майже на 20 км до глибини 63 км. Відбиваюча границя, яка обмежує її зверху, ділить літосферну мантію на два шари - верхній, з середньою швидкістю 8.20 км/с, і нижній, з середньою швидкістю 8.39 км/с. Слід при цьому зазначити, що, на думку Н.І. і Г.А. Павленкової [Павленкова, Павленкова, 2014], швидкості 8.4 км/с в верхах мантії важко пояснити, так як «серед мантійних порід не виявлено зразки з такими характеристиками».

2) Безпосередній зв'язок виділених геолого-геофізичними методами ГШЗ і ІКШЗ з ділянками збільшеної потужності земної кори, не дивлячись на їх неповний збіг в плані (про що буде сказано нижче), не викликає сумніву. Поперше, їх пов'язують спільні зони розломів - Тальнівська і Врадіївська на заході ГШЗ і Криворізько-Кременчуцька на сході ІКШЗ. По-друге, загальне простягання шовних зон і прогинів Мохо, причому загальними виявляються і зміни простягання, наприклад, на широті 48 градусів вигин ГШЗ супроводжується аналогічним вигином западини Мохо. По-третє, необхідно враховувати, що ГШЗ і ІКШЗ формувалися в умовах транспресіє, яка може розглядатися як поєднання деформацій простого і чистого зсуву при субгоризонтальному положенні площини σ1σ3. У цих умовах видовження корових призм, що становлять обидві шовні зони, повинно було відбуватися як в субмеридіональному напрямку, так і по вертикалі.

Структурно-тектонофізичні дослідження в межах ГШЗ і ІКШЗ [Гинтов, Исай, 1988; Гинтов и др., 1990, 2011в; Starostenko *et* al., 2013а] також дозволяють відзначити як горизонтальну, так і вертикальну складові переміщення гірських мас. Латеральне переміщення речовини уздовж зон зсуву відбивається в горизонтальній площині і проявляється у видовженні слюд, лінзоподібних зернах кварцу, польового шпату, перекристалізованих у лінзи зернах гранату, кордієіриту і ін., а вертикальне - в витягнутості за напрямком падіння слюд, кварцу і польового шпату. Ряд етапів деформації (першотравневий, криворізький) і фаз (тальнівська і ін.) визначаються як скидання-зсуви. Наведені дані дозволяють зробити висновок, що утворення прогинів Мохо під ГШЗ і ІКШЗ обумовлено потовщенням земної кори під ними за рахунок переміщення речовини кори вниз на глибину.

3) Обидва прогину Мохо зміщені по відношенню до шовних зон, які виявлені та закартовані на поверхні: під ГШЗ — приблизно на 40 км в західних румбах, під ІКШЗ — приблизно на 40 км в східних. В роботі [Гинтов, Мычак, 2011б] було показано, що в кінці раннього протерозою сталося розсування у верхній частині Інгульського мегаблоку мінімум на 70 км. Отже, якщо пов'язувати ці два процеси воєдино, виходить, що в період 2.1-1.75 млрд. років тому обидві шовні зони розсунулися біля поверхні (в даному випадку ерозійний зріз можна не враховувати) на 70 км, а на рівні Мохо - на 150 км.

Така різниця в величині розтягування верхньої частини літосфери Інгульського мегаблоку на двох рівнях, що відрізняються по глибині всього на 40-50 км, вказує на різну реологію верхньої і нижньої кори в докембрії.

5.4. Швидкість модель земної кори за профілем DOBRE-5.

5.4.1. Швидкісна модель за поздовжніми хвилями.

Осадовий чохол складають шари з суттєво різною потужністю і швидкісними характеристиками за Р-хвилями, яка змінюється від 1.9 до 4.65 км/с. Кристалічний фундамент покритий осадовими шарами різного віку, літології і стилю деформації. Однакові за літологією і стратиграфією одиниці можуть мати різні швидкісні характеристики в залежності від глибини і місця розташування. В той же час, шари з аналогічними швидкостями часто відповідають осадовим послідовностям різного віку. Аналогічні дані були зафіксовані в швидкісній моделі профілю DOBRE-4 (рис. 5.6) при переході між СЄК і Північною Добруджею [Starostenko et al., 2013b], що також відмічалося у розділі 4.3.3 даної роботи.

Гетерогенний фундамент Скіфської платформи уздовж лінії DOBRE-5 інтерпретуються як шар зі швидкостями поздовжніх хвиль в межах 5.72-5.82 км/с. Глибина фундаменту складає від 1 до 5 км на ділянках його підняття (виступ

Кілія-Зміїний і Центрально Кримське підняття), які поділяють осадовий чохол на три основних області накопичення осадів. Максимальні потужності осадових порід до 10-12 км знаходяться в межах Каркінітської та Індоло-Кубанської западин (рис. 5.7).



Рис. 5.7. Двомірна швидкісна модель профілю DOBRE-5 за поздовжніми хвилями (за матеріалами роботи [Starostenko et al., 2015], використана в дисертації [Фарфуляк, 2016]). Верхня діаграма містить криві аномалій Буге (червона), напруженості магнітного поля (зелена) [Хоменко, 1987; Круглов, 2001]. Позначені основні блоки земної кори. Середня діаграма містить верхню частину швидкісного розрізу у збільшеному вертикальному масштабі 14.5:1 проти 2,4:1 на нижній. Нижня діаграма - швидкісна модель за променевим трасуванням.

Додатковий опис як на рис. 5.4.

Поверхня покриття кристалічного фундаменту характеризуються сейсмічним інтерфейсом з пластовою швидкістю V_p = 6.2-6.4 км/с, який на нашу думку пов'язаний з верхньою частиною дорифейських комплексів. Він заглиблюється від 3-5 км нижче Кілія-Зміїного підняття до 20-22 км в Індоло-Кубанському прогині, хоча може бути набагато менше заглибленим під Центральним Кримським підняттям. Різноманітність годографів відповідних Р-хвиль свідчить, що внутрішня структура фундаменту комплексів Скіфської платформи може бути виправдана наявністю байкальського, варійського і кіммерійського метаморфізму різного ступеня для окремих комплексів.

Отримана модель швидкості поздовжніх хвиль за профілем DOBRE-5 (рис 5.7) містить три шари в кристалічній корі: верхня кора зі швидкостями V_p = 6.20-6.40 км/с, середня кора, де V_P = 6.50-6.70 км/с, та нижня кора зі швидкостями V_p = 6.80-7.20 км/с. Крім того, були зафіксовані два самі верхні шари земної кори зі швидкостями 5.55-5.9 км/с і 6.2-6.38 км/с, які мають сильно хвилясті деформовані поверхні. Вихід цих шарів на глибину до 1-4 км окреслює підняття фундаменту на шельфі Одеси на ділянці Кілія-Зміїний і аналогічне Центрально Кримське підняття в районі Кримської низовини. Східна частина профілю має складну верхню структуру земної кори з великим числом високошвидкісних тіл під Центральним Кримському підняттям, чим і відрізняється від західної частини. Середня-нижня кора має потужність 10-20 км і включає в себе високшвидкісні тіла у нижній земній корі (V_P ~ 7.15 км/с) з максимальною потужністю 15 км на дистанціях від 160 км до 440 за профілем на ділянці Каркінітської западини.

Модель швидкості (рис. 5.7) демонструє сильну бічну зміну структури земної кори і топографії Мохо. Цей результат узгоджується з попередніми дослідженнями, які показали виражену хвилястість границі Мохо в регіоні [Соллогуб *и др.*, 1985;.Соллогуб, 1986]. На захід, на дистанції починаючи зі 160 км від початку профілю, поверхня Мохо є відносно плоскою на глибині приблизно 38 км. На наступній ділянці профілю до відстані 340 км глибина границі Мохо зменшується майже до 33 км. Ще далі на схід поверхня земної кори глибшає до 47 км в районі відмітки 520 км за профілем. Швидкості заломлених хвиль відразу під Мохо складають приблизно 8.15 км/с. У мантії на глибині приблизно 60 км змодельовано субгоризонтальну відбиваючу границю, яка ділить верхню мантію на дві частини. Потужність верхньої складає близько 25 км. Швидкість поздовжніх хвиль в цій частині градієнтно зростає з 8.15 до 8.25 км/с.

5.4.2. Геологічна та тектонічна інтерпретація швидкісної моделі.

Основні блоки земної кори. Профіль DOBRE-5 перетинає головні тектонічні одиниці Скіфської платформи (СП), які представляють собою складну мозаїку сегментів фундаменту байкальського і фанерозойського віку за межами південної границі СЄК. Швидкісна модель Р-хвиль за профілем DOBRE-5 (рис. 5.7) показує чітку сегментацію кори на чотири блоки із заходу на схід, які детально обговорюються в нижче: 1) Переддобруджінський прогин (ділянка вздовж профілю 20-160 км); 2) Одеський шельф Чорного моря разом з Каркінітським прогином (160-360 км); 3) Центральне Кримське підняття (360-520 км); 4) Індоло-Кубанський прогин на Керченському півострові (520-620 км).

Перераховані блоки відокремлені один від одного великими глибинними розломами. Сегментація областей земної кори, яка виділена за сейсмічними даними профілю DOBRE-5, корелюється з закономірностями гравітаційного та магнітного полів (рис. 5.7, верхня діаграма) [Хоменко, 1987; Круглов, 2001].

західному кінці профілю слабкі позитивні магнітні аномалії Ha Переддобруджінського прогину закінчуються на Нижнєпрутському виступі і Північній Добруджі, де зафіксована сильна магнітна аномалія. Подібна сильна позитивна магнітна аномалія пов'язана з Кілія-Зміїним підняттям фундаменту. менші позитивні магнітні аномалії Значно спостерігаються В Переддобруджінському і Каркінітському прогинах. Остання є частиною Одеської магнітної аномалії з лінійним простяганням з півночі на південь, яка може бути викликана магнітними джерелами в докембрійському фундаменті південної частини Східно-Європейського кратону [Yegorova & Gobarenko, 2010; Starostenko

et al., 2014]. Магнітне поле Центрального Кримського підняття і Керченського півострова є негативним (магнітуда близько - 80 нТл). Це узгоджується з нашою інтерпретацією потужної кіммерійської послідовності, що пояснює дуже велику глибину магнітного шару. Інше пояснення може полягати в тому, що літосферна температура зависока, про що свідчить наявність недавньої активності грязьового вулканізму в Керченському півострові.

Аномалія Буге слабо позитивна в межах Каркінітського прогину. Характерно, що ділянка профілю з найменшою глибиною Мохо відповідає гравітаційному мінімуму (рис. 5.7, верхня діаграма) між Одеським шельфом та Кримом. Основна частина Центрального Кримського підняття характеризується слабким позитивним максимумом (+ 20 мГал) аномалії сили тяжіння, який розташований в північній периферійній зоні +100 мГал гравітаційної аномалії в Кримських горах [Yegorova & Gobarenko, 2010]. Слабке гравітаційне поле (-40 до -50 мГал) в Керченському півострові і Індоло-Кубанському прогині, ймовірно, може бути викликано потужними кайнозойськими осадовими послідовностями (рис. 5.7).

5.4.2.1. Переддобруджінський прогин.

Осадовий чохол. В районі Переддобруджінського прогину були пробурені кілька свердловин до глибини приблизно 5.5 км. [Слюсарь и др., 1984; Papanikolaou *et al.*, 2004; Patrut *et al.*, 1983; дані з кримських промислових організацій]. Осадовий чохол, потужність якого складає від 4 до 12 км, характеризується складною літологією і стратиграфією [Слюсарь и др., 1984; Dinu *et al.*, 2002, 2005; Seghedi, 2012]. Його верхня частина складається з міоценчетвертинних (V_p = 2.05 км/с) і еоцен-олігоценових (V_p = 2.24 км/с) осадових послідовностей, що перекривають мергелі еоценового віку. Останні, в свою чергу, залягають на шарах юри-крейди зі швидкостями V_p = 2.90 км/с і потужністю 500-700 м. Поступова зміна умов накопичення осадів від глибоководних у середнійюрі до лагунних і континентальних уламково-карбонатних і сульфатно-галогенних у нижній крейді, передбачає поступове підняття цієї території під час фінальної

стадії кіммерійського складкоутворення.

У варійських формаціях Переддобруджінського прогину присутні терригенні глини тріасового комплексу зі швидкостями V_p= 4.65 км/с, пермські червоні вулканічно-уламкові породи зі швидкостями V_p= 5.45 км/с і сульфаткарбонатні осадові послідовності зі швидкостями V_p= 5.60 км/с віку середнього девону - карбону, які всі разом складають пачку з потужністю приблизно 4 км. Платформні комплекси осадових послідовностей верхнього палеозою В Переддобруджінському прогині можуть відповідати однаковим з ними за віком верствам в Північній Добруджі, які були деформовані під час байкальськоварійських тектонічних зрушень [Ермаков и др., 1985; Круглов, Цыпко, 1988]. Проте, границя між Північною Добруджею і Переддобруджінським прогином не виявлена в швидкісних моделях ні DOBRE-5 (рис. 5.7), ні профілю DOBRE-4 [Starostenko et al., 2013b] (рис. 5.6).

Нижню частину осадових порід складає потужний 8-10 км шар, який залягає в інтервалі глибин приблизно від 4-5 км до 10-12 км. Жодна з пробурених свердловин не досягла цієї товщі і його структура відома тільки з дистанційних геофізичних досліджень. Відповідно до роботи [Слюсарь, 1984] ця товща складається з вендських - нижньодевонських карбонатів і теригенних комплексів осадових утворень, які залягають на рифейському фундаменті, що складається з мігматитів, плагіогранитів і сланців. Найбільш древні відклади, які знайдені в цьому районі складаються з венд-нижньокембрійських пісковиків, туфів і глинистих туфів [Patrut et al., 1983; Dinu et al., 2005]. У швидкісній моделі неможливо виявити ніякої різниці між девонськими породами і рифейським фундаментом (рис. 5.7), швидкість поздовжніх хвиль в якому становить V_p= 5.72-5.80 км/с. Фундамент Нижнєпрутського виступу, який розташований у зануреній північно-західній частині Північної Добруджі (ділянка вздовж профілю 0-70 км), складається з кристалічних сланців пізнього протерозою і зелених сланців рифейнижньокембрійського віку, теригенно-карбонатних шарів силурійськогонижньодевонського віку і середньо-верхньодевонських карбонатних покладів зі швидкостями поздовжніх хвиль V_p= 5.76-5.8 км/с [Слюсарь, 1984; Seghedi, 2012;

Dinu et al., 2002, 2005].

Кристалічна кора. На відміну від СП, Переддобруджінський прогин має два виражених у швидкостях шари кристалічної кори. Це явище є харатерним для швидкісної структури палеозойської Західно-Європейської платформи [Aichroth *et al.*, 1992; Jensen *et al.*, 2002; Artemieva & Meissner, 2012]. В той же час, глибина поверхні Мохо складає 38-40 км, що свідчить про більшу потужність земної кори в порівнянні з тришаровою кристалічної корою СЄК, наприклад, за профілями LT-7 [Guterch et al., 1994], Р4 [Grad et al., 2003], CEL05 [Grad et al., 2006], та багато інших. Ці два шари, в яких верхній має швидкості 6.23-6.35 км/с, а нижній приблизно 6.6 км/с, відокремлені один від одного плавною границею на глибині біля 18 км. На цій ділянці відсутня високошвидкісна нижня кора, що робить її подібною до сучасних і палео-розширених континентальних районів, таких як, наприклад, Західна Європа, а схожість з розширеною континентальною корою тим більше підтримуються потужним 28-30 км фундаментом.

Аналогічні дані у Переддобруджінському прогині були отримані раніше в південній частині профілю DOBRE-4 [Starostenko et al., 2013b], де була виявлена подібна потужна 40 км товща земної кори зі швидкостями в межах від 6.5 км/с на глибині 6 км до 6.70 км/с на глибині поверхні Мохо. Переддобруджінський прогин розглядається як передовий прогин орогену Північної Добруджі, який представляє транс'європейську шовну зону (ТЄШЗ) в Румунії [Хаин, 1977]. У сейсмічній DOBRE-5 моделі ШЯ точка зору підтверджена. Будова земної кори Переддобруджінського прогину схожа на ТЄШЗ і Західну Європу. В той же час вона різко контрастує з платформною корою СЄК (СП) [Artemieva & Thybo, 2013].

На ділянці сейсмічного профілю VRANCEA-2001, яка розташована у складчастому поясі Північної Добруджі, приблизно у 30 км від південно-західного краю профілів DOBRE-4 і DOBRE-5 (рис. 1.1), границя Мохо була змодельована на глибині 44 км [Hauser *et al.*, 2007], що на 6 км глибше ніж в наших моделях за профілями DOBRE-4 та DOBRE-5. Ця різниця частково може пояснюватися тим, що в моделі VRANCEA-2001 для нижньої кори прийнята менша швидкість поздовжніх хвиль (6.7 – 7.1 км/с), ніж за профілем DOBRE-5.

5.4.2.2. Каркінітський прогин

Осадовий чохол. На Одеському шельфі пробурено ряд свердловин до глибини 4 км, дані з яких опубліковані [Денега та ін., 1998; Кhriachevskaia *et al.*, 2010]. Верхні шари осадових послідовностей, потужність яких складає 700-800 м, а швидкість розповсюдження поздовжніх хвиль $V_p \approx 2.05$ км/с являють собою головним чином дрібні морські карбонатно-теригенні відклади середнього міоцену-четвертинного періоду. Вони залягають на глинах майкопського комплексу олігоценового — ранньо-міоценового віку з $V_p = 2.24$ км/с (рис. 5.7). Такі значення відповідають швидкостям 2.0-2.5 км/с, що характерні для аналогічного комплексу в болгарському шельфі Чорного моря [Finetti *et al.*, 1988]. Потужність верхньої частини майкопського комплексу в Каркінітському прогині складає 1.2-1.3 км, а нижньої - приблизно 2 км (рис. 5.7). Такі результати узгоджуються з даними, які отримані за результатами СГТ та КМЗХ досліджень в північно-західному шельфі Чорного моря [Моргунов и др., 1981; Соллогуб и др., 1987; Козленко *и др.*, 2013; Туголесов *и др.*, 1985; Khriachevskaia *et al.*, 2010].

Два осадові шари, що розташовані глибше, приблизно на 3 км, які мають швидкості 3.0-4.0 км/с і 5.55-5.70 км/с відповідно, і загальну потужність близько 6-7 км, ймовірно, складаються з вапняків і мергелів верхньої крейди-еоцену, а також уламкових осадових послідовностей і вулканітів нижньої крейди [Моргунов и др., 1981; Плахотный и др., 1971] (рис. 5.7). Границя, яка розділяє ці шари приблизно відповідає поверхні уламкових і вулканічних порід сеноманського, а подекуди - туронського віку. Швидше за все, впродовж альб-сеноманського часу нижньої крейди в морському середовищі відбувалася вулканічна активність [Khriachevskaia *et al.,* 2010; Никишин и др., 2001], яка на своєму заключному етапі перетворилася на вибуховий вулканізм, що в результаті вулканічних вивержень призвело до утворення вулканічних островів. Одним з яких є мис Тарханкут, що знаходиться в західній частині Криму. Деякі свердловини, які пробурені у морському шельфі пройшли андезити, андезитові туфи і андезитові порфірити альбського віку [Никишин и др., 2003].

Кристалічна кора. Зім'ятий складками фундамент Каркінітської западини, рифейсько-кембрійські породи, що включає в себе: порушені під час байкальського орогенезу; карбон-нижньотріасові відклади, що зім'яті варіськими тектонічними рухами; і комплекси середнього-нижнього тріасу, які деформовані кіммерійськими тектонічними рухами [Муратов и др., 1968; Чекунов, 1972; Моргунов и др., 1981; Круглов, Цыпко, 1988; Никишин и др., 1998]. Всі ці пачки залягають без помітних розривів швидкісних характеристик. Загалом, фундамент складають породи зі швидкостями V_p = 5.74-6.05 км/с і потужністю 12 км (рис. 5.7). Середня земна кора представлена тонким шаром, потужність якого не перевищує 3-5 км. Глибина земної кори під Каркінітською западиною зменшується від 38 км на заході до 33 км на сході, де нижня кора містить високошвидкісне тіло (HVLC, рис. 4.7) зі швидкостями поздовжніх хвиль V_p= 7.16 км/с.

Максимальна потужність асиметричного за формою високошвидкісного тіла складає 10 км в його західній частині на пікеті 240 км. Верхня границя високошвидкісного тіла має найменшу глибину приблизно 21 км. Швидкості всередині високошвидкісного тіла надійно визначені за заломленими в ньому хвилями, а його границі, як верхня, так і нижня (Мохо), впевнено фіксуються у хвильовому полі гілками відбитих годографів. Наявність в нижній корі високошвидкісного тіла може свідчити, що частина нижньої кори була модифікована магматичними інтрузіями або структурними зрушеннями в результаті вторгнення мафічних інтрузій [Lyngsie et al., 2007; Thybo & Artemieva, 2013]. Контрастні сейсмічні границі та відносно висока швидкість (7.16 км/с) високошвидкісного тіла може свідчити про магматичні інтрузії основного складу (габро, габро-норит, норит). В той же час, це тіло може бути продовженням нижньої кори східної частини СП. В такому разі, воно було насунуте під час колізії, по аналогії із тим, що зафіксовано на сейсмічних профілях у Північному [MONA LISA Working Group 1997; Abramovitz & Thybo, 2000] та Балтійському морях [Thybo, 2000], і в Польщі [Janik et al., 2002; Jensen et al., 1999].

В силу того, що профіль DOBRE-5 перетинає Каркінітську западину тільки

за матеріалами одного перетину, важко визначити геометрію високошвидкісного тіла поза межами профілю. Швидкісні характеристики цього тіла можуть бути властиві тільки нижній корі Каркінітської западини, або вони можуть бути ознакою всього Одеського континентального шельфу, чи навіть характеризувати східне продовження СП. За даними сучасної переінтерпретації існуючих даних попередніх досліджень ГСЗ у західній шельфовій частині Чорного моря, зокрема, профілю-25 із спрямуванням південь-північ і профілю-26, який пролягає зі сходу на захід, нижній шар земної кори в районі Каркінітської западини має потужність 14 км, при цьому його внутрішні швидкості градієнтно збільшуються від 6.7 км/с до 7.2 км/с на границі Мохо, глибина якої складає приблизно 35 км [Yegorova et al., 2010; Баранова и др., 2011].

В цілому, будова земної кори в районі Каркінітської западини дуже схожа конфігурацією на будову Донбасу, який представляє собою частину за палеозойського Дніпровсько-Донецького рифтового басейну на південному кордоні СЄК, де він перетинається профілем DOBRE [DOBREfraction 99 Working Group 2003; Maystrenko et al., 2003]. Однак, високошвидкісне тіло нижче осадового басейну має трохи меншу величину швидкості і менші відбиваючі властивості в порівнянні з високошвидкісним тілом, що залягає нижче Донбаського рифту. Не зважаючи на це, ми інтерпретуємо високошвидкісне тіло в нижній корі в районі Каркінітської западини як свідчення дії мафічних магматичних розплавів або магматичної інтрузії мантійних порід в нижній корі під час крейдяного рифтогенезу. Подібна інтерпретація були проведена за сейсмічними даними, які зібрані в межах активних рифтових зон на озері Байкал в Сибіру [Thybo & Nielsen, 2009], в Кенії та Ефіопії в Східній Африці [Thybo et al., 2000; Mackenzie, 2005], та в більш ранніх умовах розширення [Thybo & Schönharting, 1991; Sandrin & Thybo, 2008]. B pofori [Khriachtchevskaia et al., 2010] активна стадія рифтогенезу на Одеському шельфі тривала починаючи з апт-альбу у ранній крейді до кінця сантону в пізній крейді. Такі самі свідчення рифтогенезу знайдені за сейсмічними даними на профілі-25, які показують наявність крайових розломів на континентальній околиці СЄК (СП), які інтерпретується як рифтові

структури першого порядку, що контролювали відкриття басейну Західного Чорного моря в крейді [Yegorova et al., 2010].

5.4.2.3. Центральне Кримське Підняття

Осадовий чохол. Осадовий чохол в центральній частині Кримського півострова на ділянці Кримської низовини і Центрального Кримського підняття має потужність приблизно 2-4 км, а швидкість поздовжніх хвиль в ньому коливається в межах 2.7-3.0 км/с. Осадові послідовності еоцен-верхньокрейдяних вапняків і мергелів спостерігаються в свердловинах на Керченському півострові і розповсюджені в південно-західній частині Кримського півострова (мис Чауда). Деякі з пробурених свердловин дійшли до фундаменту, який складається з метаморфізованих порід, в тому числі, зеленокам'яних порід, що були метаморфізовані 410-470 млн. років тому [Белов, 1981], а також чорні сланці, вапняки і пісковики девонського і карбонового віку [Зоненшайн и др., 1990].

Кристалічна кора. Потужність гетерогенного фундаменту Центрального Кримського підняття зростає з 10 до 20 км в напрямку від західного до східного краю структури. Загалом, будова земної кори Центрального Кримського підняття дуже схожа на будову кори СЄК, що складається з трьох шарів з V_p= 5.8-6.4 км/с для верхньої верстви, 6.5-6.6 км/с для середньої і 6.7-7.0 км/с для нижньої кори. Дані величини були визначені для СЄК в роботах [Pavlenkova, 1996; Grad *et al.*, 2006а,b; Janik *et al.*, 2011; 2009а; Artemieva & Thybo, 2013]; для Балтійського та Українського щитів [BABEL Working Group, 1993; Thybo, 2000; Janik *et al.*, 2007, 2009b; EUROBRIDGE'95 Seismic Working Group, 2001].

Потужність верхнього шару земної кори коливається в межах 8-15 км, а швидкість поздовжніх хвиль - 5.74-6.0 км/с. Аналогічно з Каркинітською западиною, фундамент Центрального Кримського підняття може включати в себе породи, які деформовані під час байкальського, варійського і кіммерійського орогенезів. В фундаменті знайдено три високошвидкісних тіла зі швидкостями V_p = 6.22-6.3 км/с (рис. 5.7). Два з них мають маленький розмір і залягають на глибині близько 5 км. Третє тіло на глибині 10-15 км проходить через всі підняття

на профілі на відстанях 360-560 км. Його природа інтерпретується як гранітна інтрузії. Вік цих гранітів, як правило, приймається рівним пізньому палеозою [Круглов, Цыпко, 1988; Зоненшайн и др., 1990; Хаин, 1977]. Завдяки подібності геологічних умов і петрохімічному складу порід, вік може бути визначений, як приблизно, до 250-325 млн років, так само, як визначено для магматичних порід Передкавказзя [Adamia *et al.*, 2011; Белов, 1981; Gamkrelidze *et al.*, 2011; Roland *et al.*, 2011; Zakariadze *et al.*, 2007) і Добруджі. Ці шари містять діорити та гранодіорити, які пов'язані з варійською стадією орогенних тектонічних подій [Круглов, Цыпко 1988; Хаин, 1977]. Схожа гранітна композиція, що складається з гранітів, гранодіоритів і різноманітних гнейсів, може бути присутня у верхній частині кристалічної кори, швидкість поздовжніх хвиль в якій становить V_P= 6.3-6.4 км/с, а потужність в східній частині підняття досягає 15 км (рис. 5.7).

Середній шар земної кори може складатися з діоритів і ендербітів [Christensen & Muni, 1995]. Його порівняно невелика потужність не перевищує 5 км, а швидкість поздовжніх хвиль приблизно 6.6 км/с. Границі, що обмежують середню кору, є розривами швидкості першого роду.

Верства, яка відповідає нижній земній корі на ділянці Центрального Кримського підняття, нарощує потужність з заходу на схід від 7 км до 18 км на сході, в районі Індоло-Кубанського прогину. Швидкість поздовжніх хвиль в цьому шарі становить V_p = 6.8-7.0 км/с. Швидкість вздовж нижньої кори на цій ділянці також змінюється. Вона зростає у напрямку високошвидкісного тіла, яке визначене нижче Каркінітського прогину, від 6.8 км/с до 7.05 км/с. Таким чином, нижня кора під Центральним Кримським підняттям може мати інший склад, в порівнянні з високошвидкісним тілом Каркінітського прогину. Це можуть бути мафічні грануліти, походження яких може збігатися з походженням порід високошвидкісного тіла. Подібна за потужністю, високою швидкістю поздовжніх хвиль і щільністю вміщуючих порід нижня кора зі швидкостями 6.8-7.1 км/с і щільністю 3.06-3.10 г/см³, яка представлена мафічними гранулітами, була знайдена в південній частині Українського щита за даними інтерпретації південної частини профілю EUROBRIDGE-97 [Thybo *et al.* 2003; Yegorova *et al.* 2004]. Таким чином, за даними швидкісної моделі земної кори Центрального Кримського підняття, ця кора може вважатися потужною докембрійською корою СЄК з гетерогенним фундаментом із зелених сланців і амфіболітів байкальськоварійсько-кіммерійського віку. Верхня кора разом з фундаментом зазнали значних змін в палеозої, які пов'язані з магматизмом, про що свідчать ряд включень гранітних тіл в фундаменті (рис. 5.7), які можливо, привели до утворення великого куполоподібного підйому Центрального Кримського підняття. Аналогічна інтерпретація [Хаин, 1977] була запропонована для інших підняттів СП (в Карабогазі і Центральних Каракумах).

Починаючи з фундаменту і аж до поверхні Мохо консолідована кора Центрального Кримського підняття зазнала вигинання і масштабне зминання, що утворило складку з довжиною хвилі приблизно 160 км, яка притаманна всій корі (рис. 5.7). Така тектонічна структура може бути результатом компресійної деформації в кримських горах під час альпійських тектонічних зрушень. Зминання літосферного масштабу у південній частині СЄК були виявлені на профілі DOBRE-4 на півдні України поряд з лінією DOBRE-5. Хвилеподібні структури в земній корі і верхній мантії пояснюються компресійним зминанням та випинанням земної кори, що має гігантський літосферний масштаб. Воно було пов'язано із тектонічними колізіями під час закриття океанів Палеотетіс і Неотетіс у пізній юрі - ранній крейді [Starostenko et al., 2013b]. Аналогічне пояснення було запропоновано для з'ясування процесу походження Північного Німецького басейну, яке пов'язане з альпійської колізією, що було підтверджено з допомогою геодинамічного моделювання, яке доводить принципову можливість таких процесів взагалі [Marotta et al., 2000, 2002].

5.4.2.4. Індоло-Кубанський прогин

Осадовий чохол. Профіль DOBRE-5 у своїй самій східній частині (дистанції за профілем 505-620 км) перетинає Індоло-Кубанський прогин в його західній окраїні. Цей прогин разом з Терек-Каспійським прогином входять в прогин Великого Кавказу, який розвивався на фундаменті СП. Уздовж профілю DOBRE-5 Індоло-Кубанський прогин заповнений потужними аж до 10 км осадовими

відкладами, які складаються в основному з комплексів глин і меляс майкопського віку, швидкість поздовжніх хвиль в яких складає V_p = 2.70 км/с, і вапняків та мергелів еоцен-верхньокрейдяного віку, зі швидкостями V_p = 3.50-4.50 км/с. Керни, які були підняті із свердловини Горностаєвська-4 (GOR-4 на рис. 5.7) у Індоло-Кубанському прогині показують, що накопичення палеоцену-еоцену складають до 30% від всієї потужності шару. Осадові послідовності еоцен-верхньокрейдяного віку, швидкість в яких наближається до Vp ~ 4.5 км/с, можуть бути насунені на осадові породи зі швидкостями V_p= 3.50 км/с. В такому разі вік цих осадових накопичень може бути з верхньої крейди до еоцену.

Загальна будова Індоло-Кубанського прогину (рис. 5.7) гарно корелюється зі швидкісними характеристиками і структурою осадових послідовностей, які отримані при інтерпретації даних за профілем-28 [Yegorova et al., 2010] і профілем DOBRE-2 [Starostenko et al., 2016]. Ці два профілі перетинають прогин в меридіональному напрямку від Азовського до Чорного моря. На швидкісній моделі за профілем-28 показані шари зі швидкостями V_p<3.0 км/с до глибини 3-3.4 км (на профілі DOBRE-5 вони є до глибини 3.5 км), які відповідають осадовим послідовностям, і шари зі швидкостями 3.0-4.2 км/с до глибини 10.5 км, що теж спостерігаються у швидкісній моделі за профілем DOBRE-5. У сейсмічній моделі за профілем DOBRE-2, потужність цих двох шарів збільшується до 3.5 км при швидкості поздовжніх хвиль V_p=2.30 км/с для верхнього, і 8 км при швидкості V_p=3.75 км/с для нижнього [Starostenko et al., 2016].

Кристалічна кора. Сама верхня кристалічна кора має потужність від приблизно 12 км, яка збільшується до десь 22 км (рис. 5.7). Швидкість поздовжніх хвиль в верхній корі становить приблизно $V_P \approx 6.0$ км/с. Починаючи з глибини приблизно 25 км, структура земної кори в районі Індоло-Кубанського прогину не досліджена, що пояснюється характером системи спостереження на закінченні профілю (це самий східний край сейсмічного профілю), де відсутні зустрічні годографи та не зареєстровані заломлені хвилі в заглиблених шарах. Проте, структура швидкісної моделі подібна за будовою до Центрального Кримського підняття (рис. 5.7). За даними швидкісної моделі профілю-28 консолідована кора в

районі Індоло-Кубанського прогину інтерпретується як типова платформна [Yegorova et al., 2010]. За даними профілю DOBRE-5 не спостерігається ніякої різниці між структурою земної кори СП і південною окраїною СЄК. Це узгоджується з моделями, які розглядають СП, як перероблену кору СЄК, що відбулося протягом пізнього протерозою і молодших за віком тектонічних процесів [Saintot et al., 2006].

5.4.3. Розломи на території Скіфської плити вздовж профілю DOBRE-5

Блоки СП розділені між собою розломами земної кори, які в своїй більшості мають напрямок приблизно з північного заходу на південний схід. Переддобруджінський прогин зі сходу закінчується розломом Ністру [Morosnu, 2007], який тягнеться з півночі на південь. Каркінітський прогин і Центральне розділені між собою Західно-Кримським Кримське підняття розломом; Центральне Кримське підняття відокремлене від Індоло-Кубанського прогину по Феодосійському розлому, який є продовженням протерозойського Горіхово-Павлоградського розлому Українського щита у південному напрямку. Розломи Голіцина і Азовський, які спрямовані з південного заходу на північний схід, можуть позначати перехід від Східно-Європейського кратону до Скіфської плити.

Розлом Голіцина проходить через Одеський шельф і фіксується на поверхні в районі Кілія-Зміїного підняття на відстанях біля 150 км від початку профілю на острові Зміїний, утворюючи по суті морське продовження Переддобруджінського прогину. Цей розлом фіксується на глибині вздовж західного борту депресії в фундаменті під Каркінітським прогином до глибини приблизно 12 км, маючи продовження і в нижній земній корі уздовж відбиваючої границі на східному схилі високошвидкісного тіла нижче Каркінітського прогину (рис. 5.7). Він може бути простежений і далі на схід вздовж границі Мохо, яка поглиблюється від 32 км в районі Каркінітського прогину до 47 км в районі східного краю Центрального Кримського підняття до відмітки 520 км вздовж профілю. Таким чином, загальна протяжність цього розлому уздовж профілю DOBRE-5 складає приблизно 370 км. Він виходить на поверхню поблизу острова Зміїний, недалеко від субширотного південного кордону СЄК і до субмеридіонального розлому Ністру. Це передбачає два можливих варіанта інтерпретації походження цього розлому земної кори.

Згідно першого, даний розлом міг утворитися в умовах рифтогенезу (екстенсійної тектоніки) уздовж південного краю СЄК (СП). В цьому випадку високошвидкісне тіло в районі Каркінітського прогину може бути результатом тектонічного розширення та магматичного розплавлення чи розм'якшення уздовж південного краю СЄК. Розлом земної кори, що орієнтований із заходу на схід, може являти собою межу, яка ділить земну кору між корою СЄК на півночі і переробленою корою СП на півдні. Розлом Голіцина, який закартований на поверхні, і є тією глибинною границею, яка спостерігається між СЄК і СП. В силу того, що профіль DOBRE-5 проходить майже паралельно цій границі, швидкісний розріз (рис. 5.7) показує проекцію цього розлому під кутом приблизно 17°.

Другий варіант інтерпретації розлому передбачає альтернативу, коли розлом перетинає профіль DOBRE-5 майже під прямим кутом і має орієнтацію з півночі на південь. У такому разі він може бути пов'язаний з розломом Ністру, який виходить на поверхню в Кілія-Зміїному піднятті, і розташований між Переддобруджінським прогином і Каркінітською западиною (рис. 5.7). Цей варіант передбачає субширотное розширення в Каркінітському прогині. В такому випадку досить важко пояснити походження овальної форми витягнутого субмеридіонального Західно-Чорноморського басейну з допомогою субширотного тектонічного розширення. Проте, така можливість приймається в деяких інтерпретаціях відкриття Східно-Чорноморського басейну [Finetti *et al.*, 1998; Okay *et al.*, 1994; Shillington *et al.*, 2009].

В центральній частині профілю DOBRE-5 знаходиться Західнокримський розлом, який може представляти собою перехідну зону між двома доменами СП: морським Каркінітським прогином і береговим Центральним Кримським підняттям. Західнокримський розлом разом з Одеським розломом утворюють систему основних розломів на Одеському шельфі, які орієнтовані з півночі на південь. Крім того, швидкісна модель профілю DOBRE-5 (рис. 5.7) може дати доказ існування Феодосійського розлому, який спостерігається в осадових товщах

і в фундаменті Індоло-Кубанського прогину, а також його глибинного продовження між Індоло-Кубанським прогином і Центральним Кримським підняттям аж до глибини приблизно 23 км. Цей розлом може бути південним продовженням протерозойського Гріхово-Павлоградського розлому, що спостерігається в УЩ [Соллогуб, 1986], і був відновлений протягом палеозоймезозойських тектонічних подій.

5.5. Висновки

Під час проекту EUROBRIDGE'97 уздовж 530-кілометрового профілю меридіонального простирання в Східно-Європейському кратоні були зібрані сейсмічні дані високої якості, інтерпретація яких дозволила побудувати швидкісні моделі поздовжніми та поперечними Профіль структурні за хвилями. простягається від Прип'ятського прогину в магматичному поясі Осніцьк-Мікашевичі, через Коростенський плутон і Волинський блок в Подільській блок Українського щита. Сейсмічна енергія, що згенерована з 18 пунктів хімічних вибухів, середня відстань між якими складала близько 30 км уздовж профілю, була записана на 120 мобільних трикомпонентних сейсмографах у двох розгортаннях. Дані були проінтерпретовані за допомогою трьох різних програм томографічної сейсмічної інверсії часів перших вступів поздовжніх хвиль та програми двовимірного трасування променів. Для моделювання були використані годографи прямих заломлених та відбитих поздовжніх та поперечних хвиль. Також були розраховані синтетичні сейсмограми, за якими оцінювалася відповідність динамічних характеристик вступів Р-хвиль. Моделі швидкості сейсмічних Р-хвиль і співвідношення Vp/Vs свідчать про ряд особливостей земної кори і верхньої мантії за профілем:

1. Існують виражені відмінності в структурі швидкісної моделі між трьома основними блоками земної кори, що перетинаються профілем. Ці блоки пов'язані з палеопротерозойським об'єднанням кори за рахунок зрощення террейнів з архейським ядром. Отже, тектонічна структура і композиційні відмінності збереглися протягом приблизно 1,8 млрд. років.

2. Як свідчать дані сейсмічного розрізу СГТ при реєстрації відбитих хвиль з близьким до вертикального падінням, контрастні зміни в сейсмічних швидкостях перетинають занурений мантійний рефлектор, визначений за хвилями з широким кутом падіння. Це вказує на те, що структура сейсмічної швидкості змінилася після утворення кори, хоча виражені контрасти в сейсмічній швидкості також збереглися на кордонах террейнів.

3. Коростенський плутон інтерпретується у вигляді високошвидкісної аномалії на глибину не менше 15 км, а не 6 км, як вважалося раніше. Вірогідно, плутон в верхній корі об'єднаний з високошвидкісною аномалією в нижній земній корі. Відношення Vp/Vs є вищим за середнє значення, що свідчить про основний композиційний склад вміщуючих порід з мафічним тілом, яке утворилося з мантійних розплавів з внеском габброідних мас з нижньої земної кори.

4. На Українському щиті змодельована типова швидкісна структуру кратону, однак, з відносно низькими швидкостями поздовжніх сейсмічних хвиль і дуже малими коефіцієнтами відношення Vp/Vs.

5. Північна частина магматичного поясу Осніцьк-Мікашевичі характеризується типовою структурою розподілу сейсмічної швидкості для Балтійсько-Білоруської частини Східно-Європейського кратону, тобто типовою структурою для платформи, яка підстелена особливим тонким шаром з дуже високою швидкістю.

6. Прип'ятський прогин представлено у вигляді типового рифтового осадового басейну. Під прогином границя Мохо в основному має форму плоскої поверхні, що свідчить про вплив тільки процесів розширення від верхньої до середньої кори, наприклад, шляхом розтягування реологічно сильної літосфери, або, як альтернативна можливість, що процеси магматичного андерплейтінгу маскували витончення земної кори.

7. За сейсмічними даними змодельований круто занурений в південнозахідному напрямку мантійний відбивач. Цей відбивач корелюється з субгоризонтальним відбивачем із заляганням з північного заходу на південний схід, який зафіксований за даними профілю EUROBRIDGE'96. В нашій інтерпретації цей рефлектор є виразом мантійного шва між Сарматією і Волго-Уральським террейнами, або мантійною зоною зсуву, пов'язаною з наступними тектонічними процесами.

8. Мантійні породи відразу під поверхнею Мохо мають дуже високі сейсмічні швидкості уздовж більшої частини профілю, за винятком поясу над зануреним мантійним відбивачем, ширина якого складає приблизно 200-км.

Дослідження методом ШГСЗ вздовж профілю **РАNCAKE** довжиною 650 км висвітлюють будову земної кори через ТЄШЗ. Швидкісна модель дозволяє розділити структуру земної кори в межах профілю РАNCAKE на три окремих блоки: південно-західний, де розташований Паннонський басейн та Закарпатський прогин; центральний, який включає гори Карпати і Прикарпатський прогин; північно-східний, де перетинається південно-західна окраїна СЄК.

Потужність земної кори в межах Паннонського басейну порівняно невелика і складає від 20 до 25 км разом з приблизно від 2 до 5 км пачкою осадових порід, які залягають на низькошвидкісному фундаменті, де поздовжні хвилі розповсюджуються зі швидкістю близько 6.07 км/с нижче Паннонського басейну і 6,24 км/с в районі Закарпатського прогину. На цій ділянці відсутній мафічний шар у нижній корі, а швидкість у верхній мантії становить близько 8.0 км/с. Карпати і Прикарпатський прогин, де потужність осадового покриву перевищує 20 км і включає приблизно 8 км флішових порід, які залягають на більш древніх метаосадових утвореннях потужністю до 12 км. Відбиття від підошви осадового шару не зафіксовано, що свідчить про відсутність яскраво вираженого кристалічного фундаменту, поверхня Мохо заглиблюється з 22 до 45 км в напрямку СЄК. Північно-східна частина профілю, яка розташована в межах СЄК, має типову для кратону тришарову земну кору з майже постійною потужністю, що не перевищує 48 км. Її швидкісна структура в значній мірі однорідна, а границі зміни швидкості залягають субгоризонтально. На глибині приблизно 15 км інтерпретуються лінзи з низькою швидкістю. Високі швидкості у нижній корі, які складають від 7.2 до 7.4 км/с, в районі Українського щита можуть бути пояснені магматичними інтрузіями. Високі швидкості у верхній мантії (8.3 км/с) відповідають типовим характеристикам платформних районів. В мантії СЄК на глибинах 60-70 км були змодельовані субгоризонтальні відбиваючі границі, які тягнуться з центральної у північно-східну частину профілю. Ще два відбиваючих майданчика у верхній мантії були задокументовані під Паннонським басейном на глибинах приблизно 45 і 75 км.

У Південно-Східній частині України було проведено масштабний ширококутний сейсмічний експеримент **DOBRE-4** з метою вивчення глибинної будови земної кори і верхньої мантії. Висока якість сейсмічних даних дозволила змоделювати структури Нижнєпрутського підняття (НПП) в Північній Добруджі, Переддобруджінського прогину (ПДП), Південно-Української моноклиналі (ПдУМ), південного схилу Українського щита і його відкритої частини.

Швидкісна модель профілю DOBRE-4 включає в себе осадові шари зі швидкістю Vp ≈ 2.6–4.7 км/сек, представлені теригенно-глинистими і вапняними утвореннями ордовік-юрського віку. Вони присутні по всьому НПП, ПДП і ПдУМ.

Фундамент під НПП складається з одного шару зі швидкістю Vp ≈ 5.8 км/сек, що відрізняється від ПДП, де присутні два шари зі швидкостями Vp = 5.10-5.15 км/сек і Vp ≤ 6.0 км/сек, відповідно. Кордон між ПДП і ПдУМ було виділено в зв'язку зі складною клавіше-подібною структурою фундаменту ПДП, де амплітуда вертикальних зсувів сусідніх блоків досягає 1 км.

Швидкісний розріз показує загальне занурення доюрського і докембрійського фундаментів СЄК в сторону Добруджі з двома важливими особливостями: 1) різка V-подібна западина зі швидкістю поздовжніх хвиль в межах від 2.30 до 5.80 км/с між SP15101 і SP15102, яка відповідає зоні розломів СЄК і дає можливість уточнити положення її кордону; 2) дуже схоже різке занурення між SP15108 +30 км і SP15110 зі швидкістю поздовжніх хвиль, що змінюється від 5.43 до 6.14 км/с, яке відповідає осьовій зоні міжрегіонального тектонічного шва Херсон-Смоленськ.

За сейсмічними даним було виявлено два прогини границі Мохо літосферного масштабу. Перший з них знаходиться між SP15108 і SP15109. Товщина земної кори тут досягає 45 км. Швидкість в низах кори Vp ≈ 6.7 км/с

різко змінюється на поверхні Мохо до Vp ≈ 8.4 км/с у верхній мантії. Цей прогин Мохо, що пов'язаний з Херсон-Смоленською шовною зоною, був виявлений даними роботами вперше. Даний прогин має інший характер, ніж прогин, що представлений на Геотраверсі VIII і на самому профілі DOBRE-4 між SP15105 SP15106, де товщина кори становить 57 км, а швидкості в мантії - близько 8.2 км/с.

Прогин мантії між SP15105 SP15106 відповідає ГШЗ. Аналогічний прогин встановлений на геотраверсах IV і VIII під ІКШЗ. Обидва ці прогину Мохо в результаті розтягування літосфери зрушені по відношенню до відповідних шовних зон, які простежуються на поверхні. Відстань між ГШЗ і ІКШЗ становить 70 км на поверхні і 150 км на рівні Мохо. Така різниця в величині розтягування верхньої частини літосфери на двох рівнях, що відрізняються за глибиною всього на 40-50 км, вказує на різну реологію верхньої і нижньої кори в докембрії. Аттачмент, що розділяє верхню і нижню частини кори з різною реологією, фіксується в швидкісному розрізі на глибині 13-22 км.

Швидкісний розріз кори і прилеглої частини мантії DOBRE -4 дозволяє більш виразно говорити про геодинамічну модель формування південно-західної частини СЄК в ранньому докембрії з позиції тектоніки плит.

Швидкісна модель уздовж субширотного сейсмічного профілю DOBRE-5, який був відпрацьований за ширококутною методикою реєстрації заломлених та відбитих сейсмічних хвиль, забезпечує нові дані про будову земної кори Скіфської плити, яка оточена на півночі докембрійським Східно-Європейським кратоном і Кримсько-Кавказьким складчастим поясом з Чорноморським басейном на півдні. Відповідно до будови швидкісного розрізу було виділено чотири характерні структурні одиниці земної кори в послідовності із заходу на схід, які можуть бути Переддобруджінський розділені розломами: прогин; морська частина Каркінітського прогину на Одеському шельфі Чорного моря; берегові області підняття Центрального Кримського на Кримській низовині Кримського півострова; Індоло-Кубанська западина на Керченському півострові.

1) Передобруджінський прогин має потужний 10-12 км осадовий чохол,

який містить у собі товстий шар 8-10 км зі швидкостями поздовжніх хвиль Vp~ 5.7-5.8 км/с. У двошаровій кристалічній корі даного структурного елементу відсутня нижня кора. Будова кори вказує на її відмінність від кори СЄК. Такий тип земної кори схожий на кору Транс-Європейської шовної зони і кору варійської Західної Європи. В той же час, потужність кори дещо більша, а глибина до Мохо складає 38-40 км.

2) Морська частина Каркінітського прогину на Одеському шельфі Чорного моря має осадовий чохол потужністю 6-11 км, в якому 4 км складають породи з низькими швидкостями поздовжніх хвиль 2.0-4.0 км/с. Далі на схід потужність осадових порід збільшується за рахунок збільшення високошвидкісних відкладів зі швидкостями 5.6-5.7 км/с від 2 км до 7 км на західному узбережжі Криму. Верхня кора має потужність 12 км, а середня - приблизно 3-5 км. Глибина до поверхні Мохо зменшується в східному напрямку від 38 км до 33 км. Високошвидкісна нижня кора має максимальну потужність приблизно 10 км в західній частині прогину. Природа високошвидкісного тіла в нижній корі пояснюється мафічним магматизмом з розплавленням або інтрузіями під час крейдяного рифтогенезу, який відбувався одночасно з вулканічною активністю в Каркінітському прогині. Перехід між морським Каркінітським прогином і береговим Центрально Кримським підняттям виражений субмеридіональним Західного Кримським розломом, що розділяє регіони, які підпали під дію крейдяного розширення/рифтогенезу на Одеському шельфі і компресійної тектоніки в Криму.

3) Центральне Кримське підняття має осадовий чохол, потужність якого складає приблизно 2-4 км, а швидкість поздовжніх хвиль - 2.7-3.0 км/с. Чохол залягає на гетерогенному фундаменті, потужність якого збільшується в східному напрямку від 10 до 20 км. У верхній корі виявлено три високошвидкісні тіла зі швидкостями поздовжніх хвиль 6.22-6.30 км/с. Потужність верхнього шару земної кори складає 8-16 км. Гетерогенний фундамент був утворений під час варійського, кіммерійського і альпійського тектогенезу. Він складений гранітними інтрузіями, які відбулися під час варійського складкоутворення. Потужна кора (до 47 км)

подібна за швидкісною будовою до платформної тришарової кори СЄК, що може свідчити про те, що СП сформована на корі докембрійського кратону (СЄК). Глибинний розлом земної кори, який залягає під кутом падіння 17° у південному напрямку уздовж профілю DOBRE-5, може відокремлювати південний край СЄК від СП. Загальний вигин і масштабне зминання земної кори Центрального Кримського підняття може бути результатом стиснення під час альпійських тектонічних зрушень в сусідніх Кримських горах.

4) Індоло-Кубанська западина на Керченському півострові має потужний осадовий чохол до 10 км глибини з низькошвидкісними осадовими породами. Потужність верхньої кори за швидкісною моделлю складає 12 км. Починаючи з глибини нижче приблизно 25 км в даному експерименті відсутні дані про швидкісні характеристики розрізу, хоча за даними профілю 28, який перетинає DOBRE-5, можна стверджувати, що кора на цій ділянці може бути перероблена платформна кора СЄК.
ВИСНОВКИ.

Виконана автором робота забезпечила отримання глибинної будови літосфери України на основі швидкісних моделей, які розраховані за даними ширококутних глибинних сейсмічних зондувань вздовж регіональних профілів, виділення шарів та масштабних блоків в земній корі, які різняться за швидкісними параметрами та перспективами нафтогазоносності і вмістом мінеральних корисних копалин. Впродовж 1997 — 2011 років при безпосередній участі автора зібрані нові унікальні експериментальні дані вздовж чотирьох сейсмічних ширококутних профілів регіональних на території України: EUROBRIDGE'97 — 530 км завдовжки, 18 пунктів вибуху через приблизно 30 км, спостереження через 3-4 км; PANKACE — 645 км завдовжки, 14 пунктів вибуху через 30-50 км, спостереження через 2.5 км; DOBRE-4 - 500 км завдовжки, 13 пунктів вибуху через приблизно 35-50 км, спостереження через 2.5 км; DOBRE-5 630 км завдовжки, 8 пунктів вибуху в наземній частині через приблизно 50 км, спостереження через 2.5 км. Одержані нові експериментальні дані, обробка та інтерпретація яких забезпечила отримання глибинних швидкісних моделей вздовж регіональних профілів, дозволили вивчити будови земної кори та верхньої мантії і геодинамічну історію розвитку глобальних тектонічних структурних одиниць на території України.

В усіх роботах, починаючи з польових експериментів, збору і первинної обробки інформації, сейсмічного моделювання, розрахунку швидкісних моделей та їх геологічної інтерпретації, написання звітів та підготовки публікацій, автор приймав безпосередню участь у співпраці з колегами Інституту геофізики НАН України та з закордонними партнерами з геофізичних наукових установ Данії, Фінляндії, Польщі та багатьох інших. Крім описаних в роботі, автор брав участь в усіх інших дослідженнях з ширококутних сейсмічних зондувань, які виконувалися в Україні протягом останніх 20-ти років. Основні наукові результати, які викладені в дисертації, отримані автором особисто і опубліковані в престижних загальновизнаних фахових геофізичних журналах в Україні та за кордоном.

Автором вперше створена база даних у стандартному сейсмічному форматі

SEG-Y, в якій збережені польові записи всіх вибухів, траси зібрані в сейсмограми спільного пункту вибуху для наземних експериментів та спільного пункту приймання для морських. В подальшому ці дані послужили основою для розрахунку швидкісних моделей та синтетичних сейсмограм з використанням різних алгоритмів та комп'ютерних програм.

Інтерпретація даних глибинної сейсміки на основі ширококутних досліджень за відбитими та заломленими хвилями базується на розрахунку моделі розподілу швидкісних характеристик вздовж лінії профілю. В процесі розрахунку застосовувалися різноманітні підходи та методичні прийоми. Сам процес складався з багатьох етапів чи ітерацій, на виході з яких отримувались моделі для певних глибин чи типів сейсмічних хвиль. Ітерації були організовані у цикли зі зворотними зв'язками. Важливим етапом в інтерпретації даних ширококутних сейсмічних досліджень є аналіз хвильового поля та кореляція регулярних хвиль з наступним визначенням їх типу та природи, пікінгом вступів – фіксацією відстані джерело-приймач та часових відміток на зареєстрованих годографах. В роботі розглянуто ряд загальновживаних комп'ютерних програмних комплексів, які забезпечують підбір чи розрахунок швидкісної моделі вздовж глибинного розрізу.

В роботі запропонована методика побудови швидкісної моделі, яка базується на комплексному використанні принципово різних алгоритмів та програм, разом з наступним розрахунком синтетичних сейсмограм та перевіркою їх відповідності спостереженому хвилевому полю. Розраховані швидкісні моделі чотирьох регіональних профілів, які висвітлюють будову земної кори та верхньої мантії вздовж ліній досліджень на території України. Робота удосконалює сучасні уявлення про будову земної кори та верхньої мантії території України. Швидкісні характеристики літосферних структурних блоків, шарів, що їх складають, зон контактів та зрощування окремих одиниць дають нову інформацію про умови утворення, деформації та історії розвитку як окремих тектонічних структур, так і всього регіону загалом. Інформація про умови розвитку осадових басейнів, переробку та деформацію шарів, яка відображена у змінах розподілу швидкісних характеристик, дозволяє виділяти ділянки розрізу, що є перспективними в нафтогазоносному плані та обґрунтовано планувати відповідні детальні пошукові роботи. Швидкісні характеристики кристалічних порід у верхніх шарах земної кори, особливо в районі Українського щита, де на глибинних розрізах визначені крім поздовжніх швидкостей ще й поперечні, чи коефіцієнт їх відношення Vp/Vs, дозволяють проводити прогнозування мінерального складу та направлення детальних пошукових робіт, які забезпечують розвиток мінерально-сировинної бази країни.

В інтерпретації ширококутних сейсмічних даних на сьогоднішній день найбільше використовуються алгоритми прямого моделювання для трасування променів. Основним недоліком такого підходу є великі витрати часу, коли інтерпретатор вручну модернізує модель, намагаючись підігнати розрахункові та спостережені годографи. На відміну, рішення оберненої задачі на основі інверсії годографів може забезпечити оцінку невизначеності швидкісних параметрів моделі, дозвільної здатності і неоднозначності вихідних даних, а також зменшити суб'єктивний вплив особи інтерпретатора на кінцевий результат за рахунок певних критеріїв виходу із процесу ітераційного вдосконалення кінцевої моделі. Спираючись на викладені вище дані, в роботі було запропоновано спочатку проводити аналіз хвильового поля та створювати систему ув'язаних у взаємних точках годографів, проводити інверсію часів пробігу сейсмічних хвиль та визначати початкову швидкісну модель будови земної кори, потім з допомогою моделювання покроково зменшувати розбіжність променевого між спостереженими та розрахованими годографами, а вже на фінальному етапі розраховувати синтетичні сейсмограми, і за мірою їх збігу із зафіксованим хвильовим полем робити висновки про достовірність отриманої швидкісної моделі.

Фундамент дисертаційної роботи склали сейсмічні дані чотирьох сучасних ширококутних профілів: EUROBRIDGE'97, PANKACE, DOBRE-4, DOBRE-5 та система годографів морського профілю 26 разом з двома оцифрованими автором сейсмограмами, що були записані донними станціями. З геологічної точки перші три профілі досліджують такі великі тектонічні структури, як Східно-

Європейський кратон, розташовані в його межах Прип'ятський рифтовий прогин та Український щит, зону зчленування кратону з Карпатськими горами і Закарпатським прогином, та з Північною Добруджею. Останній четвертий профіль, який досліджував будову Скіфської платформи, проходив на півдні України через одеський шельф та Крим. Для всіх згаданих профілів розраховані моделі розподілу швидкісних характеристик поздовжніх хвиль, а де було можливим, зроблені розрахунки за поперечними хвилями і визначено розподіл поперечних швидкостей чи, як мінімум, відношення Vp/Vs. Крім того, автором була проведена переінтерпретація ряду профілів ГСЗ, які знаходяться поруч чи перетинаються з досліджуваними геотраверсами, що дозволило використати дані про розподіл швидкісних характеристик з розрахованих моделей для підготовки стартових моделей і розрахунок променевого трасування та інверсії вступів сейсмічних хвиль.

Використання різних алгоритмів та програм розрахунку швидкісних моделей дозволило оцінити достовірність отриманих результатів при принциповому збігу кінцевих моделей, а також визначити переваги та недоліки кожної з програм, які важливо знати для використання в різних геотектонічних умовах. Порівняння програмних пакетів сейсмічного моделювання виконано в різній мірі для кожного з профілів. Найбільш повний комплекс програм було випробувано для даних сейсмічного профілю DOBRE-4, де зафіксовані дуже незвичайні та своєрідні відбиті фази в хвильовому полі.

Головним інструментом для побудови швидкісної моделі розрізу для всіх чотирьох профілів був метод підбору на основі прямого променевого моделювання з використанням програмного комплексу SEIS83. Стартові вхідні швидкісні моделі були підготовлені за результатами інверсії часів пробігу заломлених та відбитих хвиль, чи на основі даних попередніх геофізичних досліджень, таких як СГТ, KM3X та даних про поздовжні сейсмічні швидкості зі свердловин. Врахування поверхневих даних дозволяє уникнути зайвих помилок у швидкісній моделі верхньої частини розрізу і, таким чином, покращує результати глибинної інтерпретації ширококутних сейсмічних даних. Швидкісні моделі будувалися пошарово, починаючи із самого верхнього і поступово заглиблюючись до самого нижнього у мантії. Послідовність, в якій за заломленими хвилями розраховувалася швидкість у поточному шарі, після чого за відбитими фазами визначалася його потужність, дозволила розрахувати всю швидкісну модель. Необхідні зміни у швидкісні параметри та геометрію границь вносилися після порівняння спостереженого і розрахункового часу пробігу сейсмічних хвиль, з метою зменшити розбіжності між ними. Такі дії виконувалися в ітеративному режимі до тих пір, доки не вдавалося мінімізувати розбіжності для кожної сейсмічної фази, що була задіяна у розрахунках швидкісної моделі. Повнохвильові синтетичні сейсмограми використовувалися для якісного порівняння амплітуд спостережених і синтетичних даних. За цими даними вводилися додаткові обмеження на величину градієнту швидкості в кожному шарі і контраст швидкості на границях розриву між шарами. Прийнятними вважалися розбіжності між спостереженими та розрахунковими параметрами 0.1 секунди за часом і 30% за амплітудою.

Запропоновані швидкісні моделі чотирьох регіональних профілів, які висвітлюють будову літосфери вздовж ліній досліджень на території України. Швидкісні характеристики структурних блоків земної кори, шарів, що їх складають, зон зрощування та контактів окремих геологічних споруд дають нову інформацію про обставини утворення, деформації та історії розвитку як окремих геотектонічних структур, так і всього регіону загалом. Проведено структурний аналіз швидкісних моделей з виділенням осадових басейнів, які мають перспективи в нафтогазоносному плані та ділянок з близьким до поверхні заляганням кристалічних порід, де можуть міститися поклади мінеральних корисних копалин.

Дані профілю EUROBRIDGE'97 були проінтерпретовані з використанням двомірного моделювання часів пробігу сейсмічних хвиль з допомогою трьох різних програм томографічної інверсії і програми трасуванням променів. Висока якість даних дозволила провести моделювання швидкісного розрізу з використанням P- і S-хвиль. Виявлені виражені відмінності в структурі сейсмічної швидкості земної кори і верхньої мантії між трьома основними тектонічними блоками, що перетинаються профілем: (I) Прип'ятський прогин, що є осадовим басейном з глибиною приблизно 4 км, який повністю знаходиться в магматичному поясі Осніцьк-Мікашевичі в північній частині профілю. Структура швидкісного розрізу є типовою для докембрійського кратону, але під ним знаходитися потужний 5 км високошвидкісний шар в нижній земній корі. (II) Волинський блок разом з Коростенським плутоном, глибина якого не менша 15 км, і нижньою земною корою характеризуються дуже високою швидкістю сейсмічних хвиль і співвідношенням Vp/Vs. Значення швидкостей у верхній корі високим відповідають інтрузивним тілам основного складу. (III) Подільський блок - за близький типової платформної швидкостями ЛО структури, хоча він відносно сейсмічною швилкістю характеризується низькою i малим співвідношення Vp/Vs. У мантії виявлено круто занурений відбиваючий горизонт відразу під поверхнею Мохо, щонайменше до глибини 70 км. Він може представляти собою протерозойський шов між Сарматією і Волго-Уралом, які утворюють структуру зрощення платформи із зоною подальшого зсуву у верхній мантії [Bogdanova et al., 2006].

Швидкісна модель профілю РАNCAKE також розділяється на три масштабні тектонічні одиниці: (І) Паннонський басейн і Закарпатський прогин, де потужність кори порівняно невелика і складає від 20 до 25 км разом з приблизно від 2 до 5 км пачкою осадових порід, які залягають на низькошвидкісному фундаменті, де поздовжні хвилі розповсюджуються зі швидкістю близько 6.07 км/с нижче Паннонського басейну і 6.24 км/с в районі Закарпатського прогину, відсутній мафічний шар у нижній корі, швидкість у верхній мантії становить близько 8.0 км/с; (ІІ) Карпати і Прикарпатський прогин, де потужність осадового покриву перевищує 20 км і включає приблизно 8 км флішових порід, які залягають на більш древніх метаосадових утвореннях потужністю до 12 км. Відбиття від підошви осадового шару не зафіксовано, що свідчить про відсутність яскраво вираженого кристалічного фундаменту, поверхня Мохо заглиблюється з 22 до 45 км в напрямку СЄК; (ІІІ) Північно-східна частина профілю, яка

розташована в межах СЄК, має типову для кратону тришарову земну кору з майже постійною потужністю, що не перевищує 48 км. ЇЇ швидкісна структура в значній мірі однорідна, а границі зміни швидкості залягають субгоризонтально. На глибині приблизно 15 км інтерпретуються лінзи з низькою швидкістю. Високі швидкості у нижній корі, які складають від 7.2 до 7.4 км/с, в районі Українського цита можуть бути пояснені магматичними інтрузіями. Високі швидкості у верхній мантії (8.3 км/с) відповідають типовим характеристикам платформних районів. В мантії СЄК на глибинах 60-70 км були змодельовані субгоризонтальні відбиваючі границі, які тягнуться з центральної у північно-східну частину профілю. Ще два відбиваючих майданчика у верхній мантії були задокументовані під Паннонським басейном на глибинах приблизно 45 і 75 км.

Швидкісна модель профілю DOBRE-4 включає в себе осадові шари зі швидкістю Vp ≈ 2.6 – 4.7 км/сек, які представлені теригенно-глинистими і вапняними утвореннями ордовік-юрського віку. Фундамент під Нижнєпрутським підняттям складається з одного шару зі швидкістю Vp ≈ 5.8 км/с, у Переддобруджінській депресії присутні два шари зі швидкостями Vp = 5.10-5.15 км/с і Vp ≤ 6.0 км/с. Швидкісний розріз показує загальне занурення доюрського і докембрійського фундаментів СЄК в сторону Добруджі з двома важливими особливостями: 1) різка V-подібна западина на дистанції 60-90 км дає можливість уточнити положення кордону СЄК; 2) дуже схоже різке занурення на дистанції 370-440 км відповідає осьовій зоні міжрегіонального тектонічного шва Херсон-Смоленськ. За сейсмічними даним було виявлено два прогини границі Мохо літосферного масштабу. Перший - на дистанції 200-250 км, де потужність кори досягає тут 47 км, пов'язується з Голованівською шовною зоною, а другий - на дистанції 330-370 км, з потужністю кори 45 км, пов'язується з тектонічним швом Херсон-Смоленськ. Останній був виявлений даними роботами вперше. Швидкість в низах кори Vp ≈ 6.7 км/с різко змінюється на поверхні Мохо до Vp ≈ 8.4 км/с у верхній мантії. Швидкісний розріз кори і прилеглої частини мантії DOBRE-4 дозволяє більш виразно говорити про геодинамічну модель формування південнозахідної частини СЄК в ранньому докембрії з позиції тектоніки плит.

Швидкісна модель уздовж профілю DOBRE-5 дозволила виділити чотири характерні структурні одиниці земної кори в послідовності із заходу на схід: (I) Переддобруджінський прогин, що має потужний 10-12 км осадовий чохол зі швидкостями 5.7-5.8 км/с. У двошаровій кристалічній корі відсутня нижня кора, що відрізняє її від кори СЄК. Глибина до Мохо складає 38-40 км. (II) Каркінітський прогин має осадовий чохол потужністю 6-11 км, в якому 4 км складають породи з низькими швидкостями 2.0-4.0 км/с. Далі на схід потужність порід збільшується за рахунок високошвидкісних відкладів зі осадових швидкостями 5.6-5.7 км/с від 2 км до 7 км на західному узбережжі Криму. Верхня кора має потужність 12 км, а середня - приблизно 3-5 км. Високошвидкісна нижня кора має максимальну потужність приблизно 10 км в західній частині прогину. Глибина до поверхні Мохо зменшується в східному напрямку від 38 км до 33 км. (III) Центрально Кримське Підняття має осадовий чохол, потужність якого складає приблизно 2-4 км, а швидкість - 2.7-3.0 км/с. Чохол залягає на гетерогенному фундаменті, потужність якого збільшується в східному напрямку від 10 до 20 км. У верхній корі виявлено три високошвидкісні тіла зі швидкостями поздовжніх хвиль 6.22-6.30 км/сек. Потужна кора (до 47 км) подібна за швидкісною будовою до платформної тришарової кори СЄК, що може свідчити про те, що Скіфська платформа сформована з кори докембрійського кратону. (IV) Індоло-Кубанська западина на Керченському півострові має потужний осадовий чохол до 10 км глибини з низькошвидкісними осадовими породами. Потужність верхньої кори за швидкісною моделлю складає 12 км. Починаючи з глибини нижче приблизно 25 км в даному експерименті відсутні дані про швидкісні характеристики розрізу, що пояснюється відсутністю зустрічних годографів в крайовій системі спостережень

ПЕРЕЛІК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа. // Сборник докладов VIII Международной конференции «Крым-2009». Симферополь, 2010. С. 214.

- Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г., Клушин С. В., Левков Э. А., 1987. Глубинное строение и геодинамика Припятского палеорифта и его обрамления // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, С. 200– 211.
- Аккуратов Г.В., Дмитриев В.И., 1979. Метод расчета поля установившихся упругих колебаний в произвольной слоистой среде. В кн.: Численные методы в геофизических исследованиях // М.: Изд-во МГУ– Вып.3.– С.64-73.
- Аксаментова Н.В. Тектоника фундамента // Тектоника запада Восточно-Европейской платформы / Под ред. Р.Г. Гарецкого. Минск, 1990. — С. 13– 24.
- 5. Аладышев О.С., Савин Г.И., Телегин П.Н., Шабанов Б.М., **2001**. Кластеры класса Беовульф. Научн.-техн. журнал "Известия высших учебных заведений. Электроника". № 1. С. 7-13. Режим доступу: http://www.jscc.ru/informat/ClusterBeoWulf.html
- Алексеев А. С., Михайленко Б. Г. Метод вычисления теоретических сейсмограмм для сложнопостроенных моделей сред // Докл. АН СССР. 1978. Т.240, 1& 5. с.1062-1065.
- Алексеев А.С., Михайленко Б.Г. Решение задачи Лэмба для вертикальнонеоднородного полупространства. Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1976, J& 12, с.П-25.
- Афанасенков А. П., Никишин А. М., Обухов А. Н.: Геологическое строение и углеводный потенциал Восточно-Черномоского региона. Москва. Научный мир, 2007. с. 172.
- Бабич В.М. О пространственно-временном лучевом методе в теории упругих волн // В кн.: Вычислительные методы в геофизике.– М.: Радио и связь, 1981. – С.31-38.
- 10.Баранов А., Кюнец Г., 1962. Синтетические сейсмограммы с многократными отражениями // В кн.: Проблемы сейсмической разведки. – М.: Гостоптехиздат– С.179-188.

- 11.Баранова Е. П., Егорова Т. П., Омельченко В. Д. Обнаружение волновода в фундаменте северо-западного шельфа Черного моря по результатам переинтерпретации материалов ГСЗ профилей 26 и 25. Геофиз. журн. 2011. Т. 33. №6. С. 15-29.
- 12.Баранова Е. П., Егорова Т. П., Омельченко В. Д. Переинтерпретация сейсмических материалов ГСЗ и гравитационное моделирование по профилям 25, 28 и 29 в Черном и Азовском морях. Геофиз. журн. 2008. Т. 30. №5. С. 1-20.
- 13.Барзам В.А., 1981. Взаимодействие сейсмических волн с границами раздела в пористых насыщенных средах. В кн.: Вопросы нелинейной геофизики. М.: ВНИИЯ–Т.1. С.66-74.
- 14.Белинский А.А., Боборыкин А.М., Клушин С.В., и др., **1984**. Методы повышения эффективности сейсмических исследований в Припятских ловушках и результаты геолого-геофизического поиска нефти и газа в Припятском прогибе. // Минск., Научно-технический отчет, стр. 5-16.
- 15.*Белов А. А.* Тектоническое развитие альпийской складчатой зоны в палеозое, Москва: Наука, **1981**, 212 с.
- 16.*Белоусов В.В., Павленкова Н.И., Егоркин А.Е.* **1991**. Глубинное строение территории СССР. Наука. Москва. 224 с.
- 17.*Берзон И*. Модели реальных сред и сейсмические волновые поля / Сб.статей. Под ред. И.С.Берзон // М.: Наука, **1967**. 247 с.
- 18.Бородулин М.А., Байсарович М.Н. Модели литосферы Украинского щита по материалам ОГТ // Геофиз. журн. **1992**. Т. 14, № 4. С. 57-66.
- 19.*Бреховских Л.М.* Волны в слоистых средах // М.: Наука, **1973**. 343 с.
- 20.*Бухарев В. П.* Эволюция докембрийского магматизма западной части Украинского щита. - Киев: Наук, думка, **1992**. - 152 с.
- 21. Верхогляд В.М. Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона // Геохимия и рудообразова- ние. **1995**. Вып. 21. С. 34–47.

- 22. Воеводин В.В., Воеводин Вл.В., **2004**. Параллельные вычисления. СПб: БХВ-Петербург– 608с.
- 23.Вольфман Ю. М., Фарфуляк Л. В. Результаты идентификации и структурнокинематической параметризации зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Крымского сегмента Скифской плиты (по данным скоростной модели профиля ГСЗ DOBRE-5). // Глубинное строение, минерагения, современная геодинамика и сейсмичность восточно-европейской платформы и сопредельных регионов. Материалы XX Всероссийской конференции с международным участием г. Воронеж, 25—30 сентября, 2016. Издательско-полиграфический центр «Научная книга» 2016.
- 24.Воронин В.В. Численное решение двумерной задачи дифракции упругой волны на упругом теле методом потенциалов. В кн.: Условно -корректные задачи математической физики в интерпретации геофизических наблюдений. Новосибирск, **1978**. С. 5-22.
- 25.Вялов С.О., Буров В.С., Матвеева А.А. Краткий обзор новых материалов по текто-нике Закарпатского прогиба. В кн. «Тектоника Карпат», Издательство «Наукова думка», К **1966**, стр.77-82.
- 26.*Газизова С. А.* К сравнительному анализу прогибов, обрамляющих Восточно-Европейскую платформу. Преддобруджский передовой прогиб. Информационные материалы. Институт геологии Уфимского научного центра РАН. *Геологический сборник*, № 8. **2009**., С. 88 93.
- 27.*Гарецкий Р. Г., Клушин С. В.* Листрические разломы в Припятском палеорифте //Геотектоника. **1989**. No 1. С. 48–60.
- 28. Геодинамика, тектоника и флюидодинамика нефтегазоносных регионов Украины. // Сборник докладов VII Международной конференции «Крым-2007». Симферополь, 2008. С. 214.
- 29.*Геологическая карта* кристаллического основания Украинского щита м-ба 1:500000. Объяснительная записка, К **1983**, 101 стр.
- 30.*Геология* шельфа УССР (шельф и побережье Черного моря). Стратиграфия // Киев. – Наукова думка. - **1984**. – с. 184.

- 31. Геология шельфа УССР. Литология // Киев. Наукова думка. **1985**. с. 189.
- 32.*Геология* шельфа УССР. Нефтегазоносность / Богаец А. Т., Бондарчук Г. К., Леськив И. В. и др. // Киев. Наукова думка. **1986.** с. 152.
- 33. Геология шельфа УССР. Тектоника. Под ред. Е.Ф. Шнюкова // Киев. -Наукова думка. - **1987**. – с. 152.
- E. «Палеомикроконтинент» 34.Герасимов М. Аратия (Украиния) И эволюция его обрамления **(B** связи оценкой геодинамическая с тектонической позиции о-ва Змеиный). // Геофиз. журн. 2006. Т. 28. №2. С. 26-63.
- 35.Герасимов М. Е., Бондарчук Г. К., Юдин В. В., Белецкий С. В. Геодинамика и тектоническое районирование Азово-Черноморского региона // Геодинамика, тектоника и флюидодинамика нефтегазоносных регионов Украины. Гл. ред. В.Е.Хаин. М-лы VII Международной конференции «Крым-2007». Симферополь, «Форма» 2008 С.115-151.
- 36. Гинтов О. Б., Егорова Т. П., Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Муровская А. В. Геодинамические особенности зоны сочленения Евразийской плиты и Альпийско-Гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий. // Геофиз. журн. 2014. Т. 36. №5. С. 26-63.
- 37.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. Геофиз. журн. 2015. Т. 37. №3. С. 22-49.
- 38.Гинтов О.Б, Пашкевич И.К. 2010. Тектонофизический анализ и геодинамическая интерпретация трехмерной геофизической модели Украинского щита. Геофиз.журн. Киев. Т.33. 2. С.3-27
- 39.*Гинтов О.Б., Исай В.М.* Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. К.: Наук. думка. **1988**. 228 с.

- 40.*Гинтов О.Б., Исай В.М., Коваленко В.Н.* Тектонофизические данные о механизме формирования складок первого порядка Криворожского бассейна на примере Лихмановской структуры // Геол. журн. **1990**. № 5. С. 115-123.
- 41. Гинтов О.Б., Мычак С.В. Геодинамическое розвитие Ингульского мегаблока Украинского щита по геолого-геофизическим и тектонофизическим данным.
 I // Геофиз. журн. 20116. 33. № 3. С. 102 – 118.
- 42.*Гинтов О.Б., Мычак С.В.* Напряженные состояния и деформации земной коры центральной части Ингульского мегаблока по материалам тектонофизического изучения Новоукраинского массива // Геофиз. журн. **2011а**. 33. № 2. С. 28-45.
- 43. Глоговский В.М., Кац С.А., Кондратьев О.К. Выбор волнового уравнения для расчета синтетических сейсмограмм в поглощающих средах. Изв. ВУЗов. Геология и разведкаю **1972**. Тб. С.111–119.
- 44.*Глоговский В.М., Райман М.Р.* Алгоритм решения прямой двумерной динамической задачи сейсморазведки. Изв. Ж СССР, Сер. Физика Земли. **1981**. № 5. С.42-53.
- 45. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Под ред. Шарова Н.В. РАН. КарНЦ. Ин-т геологии, М-во природ. ресурсов. ФГУ ГНПП "Спецгеофизика". Петрозаводск. 2004. 352 с.
- 46. *Глушко В.В.* Западные и Восточные Карпаты. В кн. «Молодые платформы и аль-пийский складчатый пояс». Издательство «Наукова думка» К **1994**, стр 24-94.
- 47. *Глушко В.В.* Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. Из-дательство «Недра», М **1968**, 264 стр.
- 48.*Гогоненков Г.Н.* Расчет и применение синтетических сейсмограмм. М.: Недра, **1972**. – 142 с.
- 49.Гогоненков Г.Н., Захаров Е.Т., Асриянц Л.Я. Комлексная программа расчета синтетических сейсмограмм и синтетических вертикальных профилей. ВНИИГеофизика. М., 1975. - 54 с.

- 50.Гогоненков Г.Н., Захаров Е.Т., Исмаилова Р.С. Программа расчета синтетических сейсмограмм с учетом поглощения. ВНИИГео-физика. М., 1971. – 46 с.
- 51. Годунов С.К., Рябенький В.С. Разностные схемы. М.: Наука, 1977. 439 с.
- 52. Гончаров В. П., Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф. Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины // Москва. Наука. 1972. с. 158.
- 53.Град М., Гринь Д., Гутерх А., Келлер Р., Ланг Р., Лингси С., Лысынчук Д., Лысынчук Е., Омельченко В., Старостенко В., Стифенсон Р., Стовба С., Тибо Г., Толкунов А., Яник Т., 2003. DOBRE-99: структура земной коры Донбасса вдоль профиля Мариуполь Беловодск . Физика Земли. № 6. С. 33–43.
- 54. Денега В.І., Німець М.В., Павлюк М.І., Палінський Р.В., Федишин В.О. 1988. Південний нафтогазоносний район. Атлас родовищ нафти і газу України: в 6 т. / гол. ред. М. М. Іванюта. — Львів: «Центр Європи», **1998**
- 55. Довбуш Т.И., Скобелев В.М., Степанюк Л.М. Результаты изучения докембрийских пород западной части Украинского щита Sm-Nd изотопным методом // Минерал. журн. 2000. 22, № 2/3. С. 132—142.
- 56. Егорова Т. П., Гобаренко В. С., Яновская Т. Б., Баранова Е. П. Строение литосферы Черного моря по результатам 3 D гравитационного анализа и сейсмической томографии. // Геофиз. журн. **2012**. т.34, №5 С.38 59.
- 57. Ермаков А. П., Пийп В. Б., Глубинное строение Черноморской впадины по результатам но-вой интерпретации сейсмических данных. Ежегодная научная конференция «Ломоносовские чтения». МГУ. 2005.
- 58.*Ермаков Ю. Г., Вольфман Ю. М.* Тафрогенез и его роль в формировании платформенных структур форланда поднятий Добруджи и Горного Крыма // Доклады АН УССР, сер. Б. **1986**. №4. С.9-12.
- 59.Ермаков Ю. Г., Кирикилица С. И., Вольфман Ю. М., Щербакова Л. Н. Структурные формы венд-раннемезозойской тектонической активизации Приднестровской части Русской плиты // Геол. ж-л. **1985**. 45, №4. С.117-127.

- 60. Завьялов В.М., Крамаренко В.Н., Палий А.М., Пархомовский О.А. Эффективность геологоразведочных работ на нефть и газ в Украинской ССР. Изд-во «Недра», М-1966, 247 стр.
- 61.3волинский Н.В. Отраженные и головные волны, возникающие на плоской границе раздела двух упругих сред // Изв. АН СССР. Сер. геофиз.–1957. № 10.– С.1201-1218.
- 62.3*оненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М.* Тектоника литосферных плит территории СССР (в 2-х томах). Недра, **1990**.
- 63. Иванова А. В., 2011. Катагенез пород фанерозоя Днестровско-Прутского междуречья как следствие особенностей его геологического развития. Доповіді НАНУ, № 1, с. 91 97.
- 64. *Ильченко Т.В.* Скоростная модель земной коры Украинского щита на участке геотраверса VIII (Рени Кривой Рог. // Геофиз. журн. **1987**. –9, №1. С.44-51
- 65.*Ильченко Т.В.*, **1985**. Методика определения скоростной модели по системе профильных годографов волн в ГСЗ // Геофиз. журн. (7). № 1. С. 40–45.
- 66. *Ильченко Т.В., Калюжная Л.Т.*, **1998**. Земная кора и верхняя мантия Волынского блока и Коростенского плутона (северо-западная часть Украинского щита) по данным ГСЗ. // Геофиз. журн. 20 (4), 81-82.
- 67.Калюжная Л.Т., Лысынчук Д.В., Омельченко В.Д., Коломиец Е.В. Скоростная модель строения земной коры вдоль профиля КМПВ-ГСЗ Синельниково – Чугуев. Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. Збірник наукових праць. Київ-**2007**. С.95-105
- 68. Каратаев Г.И., Гирин Р.Э., Данкевич И.В. и др. Геофизические модели земной коры Белорусско-. Прибалтийского региона. // Мн., ИГН НАН Беларуси, **1993**. 188 с.
- 69.Каштан Б.М., Ковтун А.А., Петрашень Г.И. Некоторые проблемы изучения сейсмических волновых полей на основе трехкомпонент-ных наблюдений // В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Л.: Наука, 1981. ХХІ. С. 55-111.

- 70.Каштан Б.М., Ковтун А.А., Решетников В.В. 0 вычислении волновых полей в слоисто-однородных анизотропных упругих средах // В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. – Л.: Наука, 1982. – XXII.– С.32-47.
- 71.Коболев В. П. Геодинамічна еволюція Чорноморської мегазападини та структур її обрамлення (за геофізичними даними): Автореф. дис.. д-ра геолог. наук: 04.00.22 / В.П. Коболев ; НАН України. Ін-т геофізики ім. С.І.Субботіна. К., 2002. 36 с.
- 72.Козленко М. В., Козленко Ю. В., Лысынчук Д. В. Структура земной коры северо-западного шельфа Черного моря вдоль профиля ГСЗ №26 Геофиз. журн. 2013. 35, №1. С. 158-168.
- 73.Козленко Ю.В., Лысынчук Д.В., Козленко М.В. Глубинное строение земной коры западной части Черного моря по результатам комплексной переинтерпретации геофизических данных по профилю ГСЗ № 25. // Геофиз. Журнал. 20096. 31. № 6. С.77 91
- 74.Козленко Ю.В., Лысынчук Д.В., Козленко М.В. Комплексное сейсмоструктурное моделирование перспективных углеводородных структур в западной части Черного моря. // Геолог. и полезн. ископ. Мирового океана. 2009а. № 3. С. 25 34.
- 75.Козленко Ю.В., Лысынчук Д.В., Козленко М.В. Структура земной коры северо-западного шельфа Черного моря вдоль профиля ГСЗ № 26. Геофиз. журнал. **2013**. **35**. № 1. С.142 152
- 76.*Колмогоров А.Н., Фомин С.В.* Элементы теории функций и функционального анализа. М.: ФИЗМАТЛИТ, **2006**. 572 с.
- 77.*Коломиец А.В., Харченко А.В.* Распараллеливание вычислительных задач в сетях с низкой пропускной способностью Компьютерная математика. **2008**. № 1. С.63–69.
- 78.Коломиец Е.В. Козленко Ю.В., Козленко М.В., Лысынчук Д.В. Разломная тектоника Днепровско-Донецкой впадины по данным томографической инверсии. Геол. Журн. **2013**. № 2 С.59 67

- 79.Коломієць К.В. Моделювання хвильових полів при інтерпретації даних ширококутових глибинних сейсмічних досліджень: Автореф. дис. канд. фіз.-мат. наук: 04.00.22 / К.В. Коломієць; НАН України. Ін-т геофізики ім. С.І.Субботіна. — К., 2015. 20 с.
- 80.*Коновалов А.Н.* Решение задач теории упругости в напряжениях. Новосибирск // Изд-во НГУ, **1979**. – 92 с.
- 81. Коптяев Н. И., Окольский А. В., **1981**. Расчет теоретических сейсмограмм в вертикально-неоднородных средах. Геология и геофизика. № 12. С.104-112.
- 82.Костюкевич А. С., Старостенко В. И., Стефенсон Р. А., 2000. Полноволновые изображения моделей глубоких литосферных структур, построенных по интерпретации данных ГСЗ и ОГТ. Геофизический журнал, 4. Т.22. С.96–98.
- 83.Костюченко С.Л., Федоров Д.Л. 1998. Глубинное строение Прикаспийского региона и его влияние на перспективы нефтегазоносности. Недра Поволжья. Т.16. С. 6-10.
- 84.*Круглов С. С, Цыпко А.* (ред.) Тектоника Украины. Москва, Недра, **1988**, 254 с.
- 85.Круглов С. С., Гурський Д. С (ред.) Тектонічна карта України. Масштаб 1:1000000. Державна геологічна служба. Київ.: УкрДГРІ. **2007**.
- 86.*Круглов С.С.* **2001** Проблемы тектоники и палеогеодинамики запада Украины (критический обзор новых публикаций). Львов. 2001. 88 с.
- 87. *Крылов С.В.* Моделирование задач сейсморазведки / С.В. Крылов (Ред.) // Новосибирск, **1988**. 160 с.
- 88.Кун В.В., 1961. Особенности сейсмических волн в средах с выклинивающимися слоями (по модельным исследованиям). Изв. АН СССР. Сер. геофиз. J12. – С.1749-1767.
- 89. Лавренюк С.И., Перевозчикова О.Л., **2011** Определение оптимального метода прогноза загрузки кластерных ресурсов и грид-узлов. Кибернетика и системный анализ, № 2. С. 159–172.

- 90. *Лёвшин А.Л., Ратникова Л.И., Сакс М.В.,* **1981**. О дисперсии и поглощении упругих волн в горных породах. В кн.: Методы и алгоритмы интерпретации сейсмологических данных. М.: Наука, С.134-142.
- 91. Лесная И. М., Плоткина Т. Э., Степанюк Л. М., Бартницкий Е. Н., **1995**. Возрастные этапы формирования мафит-эндербитовой ассоциации Побужья // Геохимия и рудообразование, № 21. С. 56—69.
- 92. Лисинчук Д. В., Коломієць К. В., **2011**. Пошарова сейсмічна інверсія на прикладі 3Д досліджень МЗГТ в Донбасі Геоінформатика. CD-ROM, P014.pdf.
- 93.Лисинчук Д.В., Лисинчук К.В., Омельченко В.Д. Будова земної кори та верхньої мантії Донбасу вздовж профілю ГСЗ Маріуполь – Біловодськ. // Науковий вісник Івано-Франківського національного технічного університету нафти і газу, 2002, №3(4), с.178-180.
- 94.Лисинчук Д.В., Лисинчук К.В., Омельченко В.Д. Моделювання хвильових полів при інтерпретації ГСЗ на прикладі профілю DOBRE'99. //

Науковий вісник Івано-Франківського національного технічного університету нафти і газу, 2002, №3(4), с.180-183.

- 95. *Литосфера Центральной и Восточной Европы*. Восточно-Европейская платформа. Под редакцией А.В.Чекунова. Наукова думка. **1989**. 188с.
- 96. *Литосфера Ц*ентральной и Восточной Европы. Геотраверсы III, VI, IX. **1993**. Киев, Наукова Думка. С. 8-77.
- 97. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы IV, VI, VIII. Киев: Наук. Думка, **1988**. С. 127–165.
- 98. *Литосфера Ц*ентральной и Восточной Европы. Геотраверсы I, II, V. Наукова думка. **1988а**. Киев, Наукова Думка. С. 112 160.
- 99. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Молодые платформы и альпийский складчатый пояс. Под редакцией А.В.Чекунова. Наукова думка. **1994**. 331 с.
- 100. *Лысынчук Д.В., Коломиец Е.В.* Результаты послойного псевдоскоростного преобразования сейсмических данных площадного

исследования МОГТ в Донбассе. // Наукові праці УкрНДМІ НАН України, №9 (II), 2011, С.195-202.

- 101. Лысынчук Д.В., Коломиец Е.В., Козленко М.В, Козленко Ю.В., Омельченко В.Д., Калюжная Л.Т. Комплексная интерпретация сейсмических данных вдоль профиля КМПВ-ГСЗ Синельниково – Чугуев. // Геофиз. Журнал. – 2013. – 35. - № 6. – С.165 – 173
- 102. *Маловицкий Я. П., Непрочнов Ю. П.* (ред.). Строение западной части Черноморской впадины. М.: Наука. **1972**. 244 с.
- 103. *Милановский Е.Е.*, **1996**. Геология России и близлежащих территорий (северная Евразия) // Москва: University Press, 448 с.
- 104. *Милановский Е. Е.* Геология СССР. Часть 3. **1991**. Москва: University Press, 273 с.
- 105. Милановский Е. Е. Проблема происхождения Черноморской впадины и ее место в структуре Альпийского пояса // Вестник Московского государственного университета. - №1. – 1967. – с. 27-43.
- 106. *Михайленко Б.Г.*, **1979.** Метод решения динамических задач сейсмики для двумерно-неоднородных моделей сред. Докл. АН СССР. Т.246, № I. С.47-51.
- 107. Молотков Л. А., 1981. О применении матричного метода к исследованию процессов распространения волн в слоистых средах. В кн.: Вычислительные методы в геофизике. – М.: Радио и связь– С.91-101.
- 108. *Молотков Л. А., Баймагамбетов У.*, **1978**. Об исследовании распространения волн в слоистых трансверсально-изотропных упругих средах. Записки научных семинаров ЛОМИ. Т.78. С.149-173.
- 109. *Молотова Л.В., Васильев Ю.І.* О величине отношения Р- и S-волн в горных прородах. **1960**. Изв. АН СССР, сер. Геофиз. 8, С. 1097–1116.
- 110. Моргунов Ю. Г., Калинин В. В., Куприн П. Н., Лимонов А. Ф., Пивоваров Б. Л., Щербаков Ф. А. (ред.) Тетоника и эволюция северозападного шельфа Черного моря. Москва, Наука, 1981, 244 с.

- 111. Москаленко В. Н., Маловицкий Я. П. Результаты глубинного сейсмического зондирования на трансмеридиональном профиле через Азовское море. Изв. АН СССР. Сер. геол. **1974**. №9. С. 23-31.
- 112. Муратов М. В., Бондаренко В. Г., Плахотный Л. Г. Строение складчатого основания Рав-нинного Крыма // Геотектоника. 1968. №4. С.54-70.
- 113. *Муратов М.В.* Геология СССР. Т.8. Крым. Ч.1. Геологическое описание. под. ред. Сидоренко А.В., // М.: Госгеолиздат, **1969**. 575 с.
- 114. Муровская А. В., Ипполит Ж.-К., Шеремет Е., Егорова Т., Вольфман Ю.,. Колесникова К. Деформационные структуры и поля напряжений Юго-Западного Крыма в контексте эволюции Западно-Черноморского бассейна // Геодинаміка. - 2014. - № 2. - С. 53-68.
- 115. Никишин А. М., Коротаев М. В., Болотов С. Н., Ершов А. В. Тектоническая история Черноморского бассейна // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2001, т.76, вып. 3,, с. 3-18.
- 116. Павленкова Н.И., Павленкова Г.А. Строение земной коры и верхней мантии Северной Евразии по данным сейсмического профилирования с ядерными взрывами. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС. 2014. 192 с.
- 117. Павленкова Н.И., Пилипенко В.Н., Дзюба В.В. Машинная обработка сейсмограмм ГСЗ и КМПВ. Прикладная геофизика. – 1978.– Вып.90. – С. 98-112.
- 118. *Петрашень Г. И.* Распространение волн в анизотропных упругих средах. Л.: Наука, **1981**. –281с.
- 119. Петрашень Г.И. 0 строгости в постановке задач на сейсмическое моделирование // В кн.: Геоакустика. М.: Наука, **1966**. С.19-24.
- 120. Петрашень Г.И. Ледовская Е.М. Общая теория полей кратных волн в многослойных упругих средах с плоско-параллельными границами раздела // В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. – Л.: Наука, 1979. – XIX.– С.5-48.

- 121. Плахотный Л. Г., Апостолова М. Я., Бондаренко В. Г., Гордиевич В. А. Меловой вулканизм Равнинного Крыма // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отделение геологии. 1971. 48, вып. 4. С.102-112.
- 122. Попадюк І. В. Геодинаміка Чорноморського регіону на альпійському етапі // Львів. - Дисертація на здобуття наукового ступеня кандата геологічних. наук (рукопис). – 2004. – с. 205.
- 123. Пошгай К. Строение литосферы в пределах Венгрии. // В кн. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы I, II, V. – К.: Наук. думка, 1988. – Стр. 137-140.
- 124. *Пузырев Н.Н.* Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. М.: Гостоптехиздат, **1959**. 451 с.
- 125. Самарский А.А. Введение в теорию разностных схем. М.: Наука, 1971, 552 с.
- 126. Самарский А.А. Теория разностных схем. М.: Наука, 1977. 656 с.
- 127. Самарский А.А., Гулин А.А. Устойчивость разностных схем. М.: Наука, **1973**. – 415 с.
- 128. Семененко Н.П. (ред.) Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность. Изд-во «Наукова Думка», К-1972.
- 129. Скобелев В.М., Яковлев Б.Г., Галий В.А. и др. Петрогенезис никеленосных габброидных интрузий Волынского мегаблока Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1991. — 140 с.
- 130. *Слюсарь В. С.* Структуры горизонтального сжатия в северном Преддобруджье. Геотектоника, **1984**, 4, 90-105.
- 131. Смирнова Н.С. О расчете теоретических сейсмограмм кратных продольных волн с учетом поглощения в области предельного луча. В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн // Л.: Наука, 1979. – С.99-105.
- 132. Соллогуб В. Б. Литосфера Украины. Киев, Наукова Думка, 1986.
 184с.

- 133. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. и др., Геология шельфа СССР. Тектоника. Наук.думка. 152 с.
- 134. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Старостенко В. И., Кутас Р. И., Булах Е. Г., Сологуб Н. В., Харитонов О. М., Пашкевич И. К., Пустыльников М. Р., Бородулин М. А., Шляховский В. А., Капица Ю. М., Кулик С. Н., Корня И., Битер М., Демитреску К., Лазареску В., Помпилян А., Радулеску Ф., Рейману В.. Строение литосферы вдоль геотраверса V на основании комплексных геолого-геофизических данных. // Геофиз.журн. 1985. Т. 7. № 4. С. 3–18.
- 135. Соллогуб В. Б.,. Земная кора Украины // Геофиз. Журн. 1982 4(4), 3 –
 25.
- 136. Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Калюжная Л.Т. Строение литосферы вдоль геотраверса II // Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы I, II, V (Ред. В.Б.Чекунов) – К.: Наук. думка, 1988. – Стр. 63-111.
- 137. Старостенко В. И., Пашкевич И. К., Макаренко И. Б., Русаков О. М., Кутас Р. И., Легостаева О. В. Разломная тектоника консолидированной коры северо-западного шельфа Черного моря. // Геофиз. журн. 2005. Т. 27. №2. С. 195-207.
- 138. Старостенко В. И., Казанский В. И., Дрогицкая Г. М. и др., 2007. Связь поверхностных структур Кировоградского рудного района (Украинский щит) с локальными неоднородностями коры и рельефом раздела Мохо // Геофизический журнал. Т. 29, № 1. – С. 3-21
- 139. Старостенко В.І., Омельченко В.Д., Лисинчук Д.В., Коломієць К.В., Легостаєва О.В., Гринь Д.М. Дослідження глибинної будови земної кори та верхньої мантії за профілем ГСЗ Дебрецен–Мукачеве–Рівне (проект РАNCAKE-08). // Геоінформатика. - 2009. - №2. - С.25-29.
- 140. Старостенко В., Омельченко В., Лисинчук Д., Легостасва О., Гринь Д., Коломісць К. Геофізичне вивчення глибинної будови земної кори та верхньої мантії деяких головних геологічних структур від

Східноєвропейського кратону до Адріатичного моря. Українсько-Македонський науковий збриик, **2011** Т. 5. С. 365-372.

- 141. Старостенко В.И., Т.Яник, О.Б.Гинтов, Лысынчук Д.В., П.Сьрода, В.Чуба, Е.В.Коломиец, П.Александровский, В.Д.Омельченко, К.Коминахо, А.Гутерх, Т.Тиира, Д.Н.Гринь, О.В.Легостаева, Г.Тибо, А.В.Толкунов Скоростная модель земной коры и верхней мантии вдоль профиля DOBRE-4 от Северной Добруджи до центральной области Украинского щита. 1. Сейсмические данные. // ФИЗИКА ЗЕМЛИ. 2017а. № 2. с.24–35
- 142. Старостенко В.И., Т.Яник, О.Б.Гинтов, Лысынчук Д.В., П.Сьрода, В.Чуба, Е.В.Коломиец, П.Александровский, В.Д.Омельченко, К.Коминахо, А.Гутерх, Т.Тиира, Д.Н.Гринь, О.В.Легостаева, Г.Тибо, А.В.Толкунов Скоростная модель земной коры и верхней мантии вдоль профиля DOBRE-4 от Северной Добруджи до центральной области Украинского щита. 2. Геотектоническая Интерпретация. // ФИЗИКА ЗЕМЛИ. – 2017b. - № 2. с.36–44.
- 143. Степанюк М. П., Степанюк О. І., Ольшанецький М. В. Звіт: «Уточнення геологічної будови акваторії українського сектору Чорного моря за регіональними сейсморозвідувальними роботами Western Geophysical та BS-05» за договором № 15/200 між ДП «Науканафтогаз» та Національною акціонерною компанією «Нафтогаз України». 4 книги, Київ, 2010 - 418 с.
- 144. Тектоническая карта Украины М-ба 1:1000000 / Ред. С.С. Круглов,
 Д.С. Гурский // К.: Изд-во Госгеол Службы, 2004.
- 145. Тектоническая карта Украины М-ба 1:1000000. Объяснительная записка / Ред. С.С. Круглов, Д.С. Гурский // К.: Изд-во Госгеол Службы, 2007. – 96 стр.
- 146. Трапезникова Н.А. Шушакова Н.С., Патрикеев В.Н. Результаты расчетов теоретических сейсмограмм для тонкослоистых поглощающих сред при нормальном падении плоских волн Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. – 1976. – № 12. – С.87-98.

- 147. Троян В.Н., Киселев Ю.В. Статистические методы обработки и интерпретации геофизических даннях // Учебник.СПб.: Изд. С.-Петерб. Унта, 2000. – 578 с.
- 148. Туголесов Д. А., Горшков А. С., Мейснер Л. Б. и др. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины // Москва. - Недра. -1985. – с. 215.
- 149. Фарфуляк Л. В. Глибинна будова західної частини Скіфської мікроплити за сучасними сейсмічними даними: Автореф. дис. канд. геолог. наук: 04.00.22 / Л.В. Фарфуляк; НАН України. Ін-т геофізики ім. С.І.Субботіна. К., 2016. 21 с.
- 150. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и западная Азия. Москва: Недра, **1977**. 359 с.
- 151. *Хаин В.Е. Тектоническая карта Европы* / Отв. ред. В.Е. Хаин, Ю.Г. Леонов // М.: GIN RAN, 1998.
- 152. *Хоменко В.И.* **1987**. Глубинное строение юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. К.: Наук.думка. 140 с.
- 153. Хрящевская О. И., Стовба С. Н., Стефенсон Р. А. Одномерное моделирование истории тектонического погружения Черного (северозападный шельф) и Азовского морей в мелу – неогене // Киев. – Геофиз. журнал. – №5. – 2007 – Т. 29 - с. 28-49.
- 154. Хрящевская О.И., Стовба С.Н., Попадюк И.В. Стратиграфическая основа геолого-геофизических исследований Одесского шельфа Черного моря: состояние, проблемы и пути их решения // Геофиз. журнал. 2009. №3. Т.31 с. 17.
- 155. *Чекунов А. В.* Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. Киев: Наукова думка, **1972**, 176 с.
- 156. Чекунов А.В. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Молодые платформы и альпийский складчатый пояс. Под редакцией. Наукова думка. 1994. 331 с.

- 157. *Чекунов и др.* Литосфера Центральной и Восточной Европы: методика и результаты комплексной интерпретации К.: Наук. думка. **1992**. 247 с.
- 158. Шеремет Е., Соссон М., Гинтов О., Мюллер К., Егорова Т., Муровская А. Ключевые проблемы стратиграфии восточной части Горного Крыма. Новые микропалеонтологические данные датирования флишевых пород. // Геофиз.журн. – 2014. – Т. 36, № 2. – С. 35 – 56.
- 159. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н. и др. Геохронологическая шкала докембрия Украин- ского щита. — Киев : Наук. думка, 1989. — 144 с.
- Юдин В. В. Геодинамика Черноморско-Каспийского региона. Киев, УкрГГРИ. — 2008. — 117 с.
- 161. Юдин В. В. Предскифский краевой прогиб. В сборнике докладов III Международной конференции "Крым-2001": "Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона". Симферополь, "Таврия-Плюс", 2001. С.177-183.
- 162. Юдин В. В., Герасимов М. Е. Геодинамическая модель Крымско-Черноморского и прилегающих регионов // Геодинамика Крымско-Черноморского региона. - Сборник научых трудов. – Симферополь. - 1997. – с. 16–23.
- 163. Яновская Т.Б., Прохорова Л.Н. Обратные задачи геофизики. Учебн.
 Пособие. Л.: Изд-во Ленингр. Ун-та, 1983. 212 с.
- Abramovitz, T. & Thybo, H., 2000. Seismic images of Caledonian, lithosphere-scale collision structures in the southeastern North Sea along MONA LISA Profile 2, Tectonophysics, 317, 27–54.
- 165. Abramovitz, T., Berthelsen, A., Thybo, H., 1997. Proterozoic sutures and terranes in the southeastern Baltic interpreted from BABEL deep seismic data. Tectonophysics 270, 259–277.
- 166. *Abramovitz, T., Thybo, H., MONA LISA Working Group,* **1998**.Seismic structure across the Caledonian deformation front along MONA LISA profile 1 in the southeastern North Sea. Tectonophysics 288, 153–176.

- Adamia, Sh., Zakariadze, G., Chkhotua, T., Sadradze, N., Tsereteli, N., Chabukiani, A. & Gventsadze, A., 2011. Geology of the Caucasus: a review, Turkish J. Earth Sci., 20, 489–544.
- Aichroth, B., Prodehl, C., Thybo, H., 1992. Crustal structure along the central segment of the EGT from seismic-refraction studies. Tectonophysics 207, 43–64.
- 169. Artemieva I. M., 2011. The Lithosphere: An Interdisciplinary Approach, Cambridge Univ. Press, Monograph, 794 pp.
- 170. *Artemieva, I.M. & Meissner, R.,* **2012**. Crustal thickness controlled by plate tectonics: a review of crust–mantle interaction processes illustrated by European examples, Tectonophysics, 519, 3–34.
- 171. Artemieva, I.M., Thybo, H., Kaban, M.K., 2006. Deep Europe today: geophysical synthesis of the upper mantle structure and lithospheric processes over 3.5 Ga. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.), European Lithosphere Dynamics. Geological Society, London, Memoirs, 32, pp. 11–41.
- BABEL Working Group (Baltic and Bothnian Echoes from the Lithosphere), 1990. Early Proterozoic plate tectonics: evidence from seismic reflection profiles in the Baltic Shield. Nature 348 (6296), 34–38.
- 173. *BABEL Working Group*, **1993**. Deep seismic reflection/refraction interpretation of the crustal structure along BABEL profiles A and B in the southern Baltic Sea. Geophys. J. Int. 112, 325–343.
- *Baina, R.*, **1998**. Tomographie sismique entre puits: Mise en œuvre et rôle de l'analyse a posteriori; vers une prise en compte de la bande passante. Ph.D. thesis, Université de Rennes.
- 175. Balintoni, I., Balica, C., Seghedi, A. & Ducea, M.N., 2010. Avalonian and Cadomian terranes in North Dobrogea, Romania, Precambrian Res., 182, 217– 229.

- 176. *Banks C. J., Robinson A.*, **1997**. Mesozoic strike-slip back-arc basins of the western Black Sea region. In: Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region (ed. Robinson A.G.). AAPG Memoir. 68. –P. 53-62.
- 177. Benz H. M., Smith R. B. & Mooney W. D., 1990. Crustal structure of the northwestern Basin and Range province from the 1986 Program for Array Seismic Studies of the Continental Lithosphere seismic experiment, J. geophys. Res., 95, 21 823-21 842.
- Berthelsen A. 1993. Were different geological philosophies meet: the Trans-European. Suture Zone / A. Berthelsen // Publications of the Institute of Geophysics, Polish Acadamy of Sciences. 1993. A20 (255). P. 19–31.
- 179. *Biot, M.A.*, **1961**. Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis, Geol. Soc. Am. Bull, vol. 72, 1595–1620.
- 180. Bogdanova S., Gorbatschev R., Grad M., Guterch A., Janik T., Kozlovskava E., Motuza G., Skridlaite G., Starostenko V., Taran L., Astapenko V.N., A.A.Belinsky, R.G. Garetsky, G.I.Karatayev, V.V. Terletsky, G.Zlotski, S.L.Jensen, M.E.Knudsen, H.Thybo, R. Sand, K. Komminaho, U.Luosto, T. Tiira, J. Yliniemi, R.Giese, J. Makris, J. Jacvna, L.Korabliova, V.Nasedkin, G.Motuza, A.Rimsa, R.Seckus, P.S'roda, W.Czuba, E.Gaczyn'ski, M.Wilde-Pio'rko, E. Bibikova, S.Claesson, S.A.Elming, C.-.Lund, J.Mansfeld, L.Page, K.Sundblad, J.J.Doody, H.Downes, V.B.Buryanov, T.P.Egorova, T.V.Il'chenko, O.M. Kharitonov, O.V.Legostayeva, D.V.Lysynchuk, I.B.Makarenko, V.D.Omel'chenko, I.K.Pashkevich, V. M.Skobelev, L.M.Stepanyuk, M.I.Orlyuk, G.R.Keller. *K.C.Miller* **2006**. EUROBRIDGE: New insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. // Geological Society. London. Memoirs. 32. P.599-625. -DOI: 0435-4052/06/\$15.00
- 181. Bogdanova S.V., Pashkevich, I.K., Gorbatschev, R., Orlyuk M.I., 1996.
 Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics // Tectonophysics. 268. P. 1-21.

- Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Stephenson R.A., 2001. EUROBRIDGE:
 Palaeoproterozoic Accretion of Fennoscandia and Sarmatia // Tectonophysics. —
 339, P. 1 –237.
- Boland, A. V. & Ellis, R. M., 1989. Velocity structure of the Kapuskasing uplift, northern Ontario, from seismic refraction studies, J. geophys. Res., 94, 7189-7200.
- 184. Braun, J. A. & Smith, R. B., 1989. Two-dimensional inversion for crustal structure using refraction/wide-angle reflection data from the 1986 PASSCAL Basin-Range experiment, EOS, Trans. Am. geophys. Un., 70, 1206.
- 185. Brenders A. J. & Pratt R. G, 2007. Efficient waveform tomography for lithospheric imaging: Implications for realistic, two-dimensional acquisition geometries and low-frequency data. Geophysical Journal International. 168. –P. 152–170.
- 186. *Burov, E.B., Lobkovsky, L.I., Cloetingh, S., and Nikishin, A.M.* **1993**. Continental lithosphere folding in Central Asia, part II: Constraints from gravity and topography. Tectonophysics, vol. 226, pp. 73–87.
- Cassinis, R., 2006. Reviewing pre-TRANSALP DSS models. Tectonophysics 414, 79–86.
- Catchings, R. D. & Mooney, W. D., 1988. Crustal structure of the Columbia Plateau: evidence for continental rifting, J. geophys. Res., 93, 459-474.
- 189. Červený V. & Pšenčík I. SEIS83 Numerical modelling of seismic wave fields in 2-D laterally varying layered structures by the ray method // in: Documentation of Earthquake Algorithms Engdal, E.R. (Ed.). – World Data Cent. A for Solid Earth Geophysics, Boulder, Colo. –1984.– Rep. SE-35. – P.36-40
- 190. Červený V. Seismic ray theory. Cambridge University Press. 2001. 713
 p.
- 191. Cerveny, V., Molotkov, I. & Pšenčík I., 1977. Ray Method in Seismology, University of Karlova, Prague, Czechoslovakia.

- 192. Cherepanova, Yu, Artemieva, I.M., Thybo, H., Chemia, Z., 2013. Crustal structure of the Siberian Craton and the West Siberian Basin: an appraisal of existing seismic data. Tectonophysics. http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.05.004.
- 193. *Christensen, N., Mooney, W.,* **1995**. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global view. Journal of Geophysical Research 100, 9761–9788.
- 194. *Christensen, N.I.*, **1996**. Poisson's ratio and crustal seismology. J. Geophys. Res. 101, 3129–3156.
- Cloetingh S. & Burov E. B., 2011. Lithospheric folding and sedimentary basin evolution: a review and analysis of formation mechanisms, Basin Research, 23, 257–290.
- Cloetingh S., Burov E. & Poliakov A., 1999. Lithosphere folding: primary response to compression? 1166 (from Central Asia to Paris Basin), *Tectonics*, 18, 1064-1083.
- 197. Cloetingh, S.A.P.L., Burov, E., Matenco, L., 2004. Thermo-mechanical controls on the mode of continental collision in the SE Carpathians (Romania).
 //Earth and Planetary Science Letters 218, 57–76.
- 198. Clowes, R.M., Burianyk, M.J.A., Gorman, A.R., et al., 2002. Crustal velocity structure from SAREX, the Southern Alberta Refraction Experiment. Canadian Journal of Earth Sciences 39, 351–373. http://dx.doi.org/10.1139/E01-070.
- 199. *Csontos, L., Nagymarosy, A.,* **1998**. The mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversions. Tectonophysics 297 (1-4), 51-71.
- 200. Dessa J.-X., Operto, S.; Kodaira, S.; Nakanishi, A.; Pascal, G.; Uhira, K.; Kaneda, Y., **2004**. Deep seismic imaging of the eastern Nankai Trough, Japan, from multifold ocean bottom seismometer data by combined traveltime tomography and prestack depth migration. Journal of Geophysical Research. 109, B02111.

- 201. Díaz, J., Gallart, J., 2009. Crustal structure beneath the Iberian Peninsula and surrounding waters: a new compilation of deep seismic sounding results. Physics of the Earth and Planetary Interiors 173, 181–190.
- 202. *Dinu C., Wong H. K. & Ţambrea D.*, **2002**. Stratigraphic and tectonic syntheses of the Romanian Black Sea shelf and correlation with major land structures, Bucharest Geoscience Forum, Special Volume, 2, 101-117.
- Dinu C., Wong H. K., Tambrea D. & Matenco L., 2005. Stratigraphic and structural characteris-tics of the Romanian Black Sea shelf, Tectonophysics, 410, 417-435.
- 204. DOBREfraction'99 Working Group: Grad, M., Grin, D., Guterch, A., Janik, T., Keller, G.R., Lang, R., Lyngsie, S.B., Omelchenko, V., Starostenko, V.I., Stephenson, R.A., Stovba, S.M., Thybo, H. & Tolkunov, A., 2003.
 "DOBREfraction'99" velocity model of the crust and upper mantle beneth the Donbas Foldbelt (East Ukraine), Tectonophysics, 371, 81-110.
- 205. *Drummond*, *B.J.*, **1988**. A review of crust/upper mantle structure in the Precambrian areas of Australia and implications for Precambrian crustal evolution. Precambrian Research 40/41, 101–116.
- 206. *Durrheim, R.J., Mooney, W.D.*, **1994**. Evolution of the Precambrian lithosphere: seismological and geochemical constraints. Journal of Geophysical Research 99, 15,359–15,374.
- 207. EUROBRIDGE Seismic Working Group. Seismic velocity structure across the Fennoscandia-Sarmatia suture of the East European Craton beneath the EUROBRIDGE profile through Lithuania and Belarus. // Tectonophysics. 1999. 314. P. 193-217.
- 208. EUROBRIDGE'95 seismic working group, Yliniemi, J., Tiira, T., Luosto, U., Komminaho, K., Giese, R., Motuza, G., Nasedkin, V., Jacyna, J., Seckus, R., Grad, M., Czuba, W., Janik, T., Guterch, A., Lund, C.E. & Doody, J.J., 2001. EUROBRIDGE'95: deep seismic profiling within the East European Craton, Tectonophysics, 339, 153-175.

- 209. Finetti I., Bricchi G., Del Bel A., Pipan M., Xuan Z. Geophysical study of the Black Sea area // Bol. di Geofizica Teorica e Applicata. – 1988. – Vol. 30, No 117–118. – P. 197–324.
- 210. *Firbas, P.*, **1987**. Tomography from seismic profiles, in Seismic Tomography, pp. 189-202, ed. Nolet, G., Reidel, Dordrecht.
- 211. Fodor, L., Csontos, L., Bada, G., Györfi, I., Benkovics, L., 1999. Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. In: B. Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F. & Serranne, M. (eds), The Mediteranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen., The Geological Society, London, Special Publications 156, 295–334.
- 212. *Foster I, Kesselman C. (eds)*, **2004.** The Grid 2: Blueprint for a New Computing Infrastructure. Morgan Kaufmann Publishers, Inc. 748 p.
- 213. *Foster I., Kesselman C. (eds)*, **1999**. The Grid, Blueprint for a New Computing Infrastructure. Morgan Kaufmann Publishers, Inc. 677 p.
- 214. *Galetsky L. S.* (Ed.), 2007. *An Atlas of the Geology and Mineral Deposits of Ukraine*, University of Toronto Press, 168 pp.
- 215. Gamkrelidze, I., Shengelia, D., Tsutsunava, T., Chung, S-L., Chiu, H-Y. & Chikhelidze, K., 2011. New data on the U-Pb zircon age of the pre-Aipine crystalline basement of the Black Sea—Central Transcaucasian Terrane and their geological significance, Bull. Georgian Natl. Acad. Sci., 5(1), 64–75.
- 216. *Gee D. and Stephenson R.A.* (eds), 2006. *European Lithosphere Dynamics*.Geological Society, London, Memoir 32, 662 pp.
- 217. Gemmer L. Hauseman G.A, 2007. Convergence and extension driven by lithospheric gravitational instability: evolution of the Alpine-Carpatian-Pannonian system // Geophys. J. Int. 168. – P.1276-1290.
- 218. *Golonka J.*, **2004**. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic, Tectonophysics, vol. 381, pp. 235–273.
- 219. *Görur N.* Timing of opening of the Black Sea basin // Tectonophysics. **1988**. Vol. 147. P. 247–262.

- Grad M., Guterch A., Keller R. G., Janik T., Hegedűs E., Vozár J., Ślączka A., Tiira T., Yliniemi J. 2006a. Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pan-nonian basin: CELEBRATION 2000 seismic profile CEL05, Journ. Geophys. Res, 111. B03301, doi: 10.1029/2005JB003647.
- Grad M., Guterch A., Sroda P., Czuba W., Astapenko V. N., Belinsky A. A., Garetsky R. G., G. I. Karatayev, V. V. Terletsky, G. Zlotski, S. L. Jensen, M. E. Knudsen, H. Thybo,R. Sand, K. Komminaho, U. Luosto, T. Tiira, J. Yliniemi, R. Giese, J. Makris, J. Jacyna, L. Korabliova, G. Motuza, V. Nasedkin, R. Seckus, W. Czuba, E. Gaczyñski, M. Grad, A. Guterch, T. Janik, P. Sroda, M. Wilde-Piórko, A.Tokarski, M. Rauch, S. V. Bogdanova, C.-E. Lund, R. Gorbatschev, J. J. Doody, T. Ilchenko, O. M. Kharitonov, V. D. Omelchenko, D.V. Lysynchuk, V. M. Skobelev, V. I. Starostenko, A. A. Tripolsky, G. R. Keller, K. C. Miller, A. Smirnov. 2006b. Lithospheric structure of the western part of the East European Craton investigated by deep seismic profiles. // Geological Quarterly. 50 (1). P.9– 22
- M. Grad, S.L. Jensen, G.R. Keller et al. Crustal Structure of the Trans-European suture zone region along POLONAISE'97 seismic profile P4. J. Geophys. Res. 2003. 108 (B11). P. 25-41, doi:10.1029/2003JB002426.
- 223. *Grad, M.*, **1992**. Seismic structure of the sub-crustal continental lithosphere. Phys. Earth Planet. Inter. 69, 224–230.
- 224. *Grad, M., Guterch, A., Keller, G.R., Janik, T., Hegedűs, E., Vozár, J., Ślączka, A., Tiira, T., Yliniemi, J.,* **2006c.** Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin CELEBRATION 2000 seismic profile CEL05. Journal of Geophysical Research 111, B03301. http://dx.doi.org/10.1029/2005JB003647.
- 225. Grad, M., Guterch, A., Mazur, Z., Keller, G.R., Spic´ak, A., Hrubcov´a, P. & Geissler, W.H., **2008**. Lithospheric structure of the Bohemian Massif and adjacent

Variscan belt in central Europe based on profile S01 from the SUDETES 2003 experiment, J. geophys. Res., 113, B10304, doi:10.1029/2007JB005497.

- Grad, M., Keller, G.R., Thybo, H., Guterch, A., POLONAISE Working Group, 2002. Lower lithospheric structure beneath the trans-European Suture Zone from POLONAISE'97 seismic profiles. Tectonophysics 360, 153–168.
- 227. *Grad, M., Luosto, U.,* **1987**. Seismic models of the crust of the Baltic Shield along the SVEKA profile in Finland. Ann. Geophys. 5B, 639–650.
- Grad, M., Tripolsky, A.A., 1995. Crustal structure from P and S seismic waves and petrological models of the Ukrainian shield. Tectonophysics 250, 89–112.
- 229. Guterch A., Grad M., Keller R.G., 2001. Seismologists celebrate the new millennium with an experiment in Central Europe, // EOS 82 (45). 529. P. 534–535.
- 230. Guterch A., Grad M., Keller R.G., 2007. Crust and Lithospheric Structure

 Long Range Controlled Source Seismic Experiments in Europe // In, Treatise
 on Geophysics, G. Schubert, B. Romanowicz, A. Dziewonski (Editors), Elsavier,
 Amsterdam, 1. P. 533–558.
- Guterch, A. et al., 1994. Crustal structure of the transitional zone between Precambrian and Variscan Europe from new seismic data along LT-7 profile (NW Poland and eastern Germany), C. R. Acad. Sc. Paris, II, 319(2), 1489–1496.
- 232. Haas, J., Mioč, P., Pamić, J., Tomljenović, B., Árkai, P., Bérczi-Makk, A., Koroknai, B., Kovács, S., Felgenhauer, E.R., 2000. Complex structural pattern of the Alpine–Dinaridic–Pannonian triple junction. International Journal of Earth Sciences 89 (2), 377–389.
- 233. Hajnal, Z., Hegedűs, E., Keller, R.G., Fancsik, T., Kovacs, Cs.A., Csabafi, R., 2004. Low-frequency 3-D seismic survey of upper crustal magmatic intrusions in the northeastern Pannonian basin of Hungary. Tectonophysics 388 (1–4), 239–252.

- 234. Hansen T. M. & Jacobsen B. H., 2002. Efficient finite difference waveform modeling of selected phases using a moving zone. Computers and Geosciences. 28 (7). P. 819-826.
- 235. 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.
- 236. *Hauser F., Raileanu, V., Fielitz W., Dinu, C., Landesa M., Bala, A. & Prodehl C.,* **2007**. Seismic crustal structure between the Transylvanian Basin and the Black Sea, Romania, Tectonophysics, 430, 1-25.
- 237. Hawman, R. B., Colburn, R. H., Walker, D. A. & Smithson, S. B., 1990.
 Processing and inversion of refraction and wide-angle reflection data from the 1986 Nevada PASSCAL experiment, J. geophys. Res., 95, 4657-4691.
- 238. Henry, W. J., Mechie, J., Maguire, P. K. H., Khan, M. A., Prodehl, C., Keller, G. R. & Patel, J., 1990. A seismic investigation of the Kenya Rift Valley, Geophys. J. Int., 100, 107-130.
- 239. *Hippolite J.-C.* Geodynamics of Dobrogea (Romania): new constraints on the evolution of the Tornquist-Teisseyre Line, the Black Sea and the Carpathians // Tectonophysics. 2002. 357. –P. 33-53.
- 240. *Hobro, J.W.D.* Three-dimensional tomographic inversion of combined reflection and refraction seismic travel-time data. Ph.D. Thesis. Department of Earth Sciences. University of Cambridge. Cambridge. **1999**.
- Hobro, J.W.D., S.C. Singh, and T.A. Minshull. Three-dimensional tomographic inversion of combined reflection and refraction seismic travel time data. 2003. Geophys. J. Int. 152. P. 79-93.
- 242. *Hole, J.A.*, **1992**. Nonlinear high resolution three-dimensional seismic travel time tomography, J. Geophys. Res. 97, 6553-6562.
- 243. *Horváth, F.*, **1993**. Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin, Tectonophysics 226, 333-357.

- 244. *Huang, H., Spencer, C. & Green, A.,* 1986. A method for the inversion of refraction and reflection travel times for laterally varying velocity structures. Bull, seism. Soc. Am., 76, 837-846.
- 245. *Huismans, R.S., Podladchikov, Y.Y., Cloetingh, S.A.P.L.*, **2001**. Dynamic modeling of the transition from passive to active rifting, application to the Pannonian basin. //Tectonics 20, 1021–1039.
- 246. Janik T., Środa P., Czuba W., Lysynchuk D. 2016. Various Approaches to Forward and Inverse Wide-Angle Seismic Modelling Tested on Data from DOBRE-4 Experiment. // Acta Geophysica. vol. 64. 6. P.1989-2019. -DOI:10.1515/acgeo-2016-0084
- 247. Janik, T., Grad, M. & Guterch, A. CELEBRATION 2000 Working Group,
 2009a. 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(1), 141–158.
- 248. 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. Journal of Geodynamics 52, 97–113. http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2010.12.002.
- 249. Janik, T., Kozlovskaya, E. & Yliniemi, J., 2007. Crust-mantle boundary in the central Fennoscandian shield: Constraints from wide-angle P and S wave velocity models and new results of reflection profiling in Finland, J. geophys. Res., 112, B04302, doi:10.1029/2006JB004681.
- 250. Janik, T., Kozlovskaya, E., Heikkinen, P., Yliniemi, Ju. & Silvennoinen, H., 2009b. Evidence for preservation of crustal root beneath the Proterozoic Lapland-Kola orogen (northern Fennoscandian shield) derived from P and S wave velocity models of POLAR and HUKKA wide-angle reflection and refraction profiles and FIRE4 reflection transect, J. geophys. Res., 114, B06308, doi:10.1029/2008JB005689.

- 251. Janik, T., Yliniemi, J., Grad, M., Thybo, H. & Tiira, T. POLONAISE P2 Working Group, **2002**. Crustal structure across the TESZ along POLONAISE'97 seismic profile P2 in NW Poland, Tectonophysics, 360, 129–152.
- 252. *Jensen, S.L., Janik, T. & Thybo, H.*, **1999**. Seismic structure of the Palaeozoic Platform along POLONAISE'97 profile P1 in northwestern Poland, Tectonophysics, 314, 123–143.
- 253. *Jensen, S.L., Thybo, H., Polonaise'97 Working Group*, **2002**. Moho topography and lower crustal wide-angle reflectivity around the TESZ in southern Scandinavia and northeastern Europe. Tectonophysics 360, 187–213.
- 254. *Juhlin C., Stephenson, R.A., Klushin, S.*, **1996**. Reappraisal of deep seismic reflection profile VIII across the Pripyat Trough. // Tectonophysics 268, 99–108.
- 255. *Kalvoda J. and Bábek O.*, **2010**. The margins of Laurussia in Central and Southeast Europe and Southwest Asia, Gondwana Res., vol. 17, 526–545.
- 256. *Kashubin, S., Juhlin, C., Friberg, M.*, et al., 2006. Crustal structure of the Middle Urals based on seismic reflection data. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.), European Lithosphere Dynamics. Geol. Soc. London, Memoirs, 32, pp. 427–442.
- 257. *Kern, H., Popp, T., Gorbatsevich, F., Zharikov, A., Lobanov, K.V., Smirnov, Yu.P.,* **2001**. Pressure and temperature dependence of Vp and Vs in rocks from the superdeep well and from surface analogues at Kola and the nature of velocity anisotropy. Tectonophysics 338, 113–134.
- 258. Khriachtchevskaia O., Stovba S. & Stephenson R., 2010. Cretaceous-Neogene tectonic evolution of the northen margin of the Black Sea from seismic reflection data and tectonic subsidence analysis, in Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform, Vol. 340, pp. 137– 157, eds Sosson, M., Kaymakci, N., Stephenson, R.A., Bergerat, F. & Starostenko, V., Geological Society, Special Publications.
- 259. *Komminaho K.* Software manual for programs MODEL and XRAYS: A graphical interface for SEIS83 program package. University of Oulu. Dep. of Geophys. **1998**. Rep. 20. 31 p.
- 260. Korenaga, J., W.S. Holbrook, G.M. Kent, P.B. Kelemen, R.S. Detrick, H.-C. Larsen, J.R. Hopper, and T. Dahl-Jensen. Crustal structure of the southeast Greenland margin from joint refraction and reflection seismic tomography. 2000. J. Geophys. Res. 105. 21. P. 591-614.
- 261. Korsman, K., Korja, T., Pajunen, M., Virransalo, P., GGT/SVEKA Working Group, 1999. The GGT/SVEKA transect: structure and evolution of the continental crust in the Palaeoproterozoic Svecofennian orogen in Finland. International Geology Review 41, 287–333.
- 262. Kostyukevych A., Marmalevskyi N., Roganov Yu., Tulchinsky V., 2008.
 Anisotropic 2.5D 3C finite-difference modeling. 70th EAGE Conference & Exhibition, Extended Abstracts CD-ROM.– P043.pdf
- 263. Kostyukevych A., Roganov Yu., 2010. 2.5D forward modeling: a cost effective solution that runs on small computing systems / A. Kostyukevych, // ASEG Extended Abstracts. –. 1–4, doi: 10.1071/ASEG2010ab085.
- 264. Kostyukevych A.S., V.I. Starostenko, R.A. Stephenson. The full-wave images of the models of the deep lithosphere structures constructed according to DSS and CDP data interpretation. Геофизический журнал. 2000. 4. Т.22. С. 96–98.
- 265. Kovács S., Szederkényi T., Haas J., Hámor G., Nagymarosy A., 2000.
 Tectonostratigraphic terranes in the pre-neogene basement of the Hungarian part of the Pannonian area. //Acta Geologica Hungarica 43 (3), 225–328.
- 266. Kovács, I., Falus, Gy, Stuart, G., Hidas, K., Szabó, Cs, Flower, M., Hegedűs, E., Posgay, K., Zilahi-Sebess, L., 2012. Seismic anisotropy and deformation patterns in upper mantle xenoliths from the central Carpathian– Pannonian region: asthenospheric flow as a driving force for Cenozoic extension and extrusion. // Tectonophysics 514, 168–179.
- 267. Kovács, S., Szederkényi, T., Haas, J., Hámor, G., Nagymarosy, A., 2000.
 Tectonostratigraphic terranes in the pre-neogene basement of the Hungarian part of the Pannonian area. Acta Geologica Hungarica 43 (3), 225–328.

- 268. Kozlovskaya, E., Taran, L.N., Yliniemi, J., Giese, R., Karatayev, G.I., 2002.
 Deep structure of the crust along the Fennoscandia–Sarmatia Junction Zone (central Belarus): results of a geophysical–geological integration. Tectonophysics 358, 97–120.
- 269. *Kusznir N. J., Stovba S. M., Stephenso, R. A., Poplavskii K. N.*, **1996**. The formation of the northwestern Dniepr– Donets Basin; 2-D forward and reverse syn-rift and post-rift modelling // Tectonophysics, 268, 237–255.
- 270. *Le Meur H*. Tomographie tridimensionnelle à partir des temps des premières arrivées des ondes P et S. Ph.D. thesis: Université Paris.– **1994.** VII.
- Lutter, W. J. & Nowack, R. L., 1990. Inversion for crustal structure using reflections from the PASSCAL Ouachita experiment, J. geophys. Res., 95, 4633-4646.
- 272. *Lutter, W. J., Nowack, R. L. & Braile, L. W.*, **1990**. Seismic imaging of upper crustal structure using travel times from the PASSCAL Ouachita experiment, J. geophys. Res., 95, 4621-4631.
- 273. *Lyngsie*, *S.B.*, *Thybo*, *H*. & *Lang*, *R.*, **2007**. Rifting and lower crustal reflectivity: a case study of the intracratonic Dniepr-Donets rift zone, Ukraine, J. geophys. Res., 112(1–27), B12402, doi:12410.11029/12006JB004795.
- 274. *Mackenzie, G.D., Thybo, H. & Maguire, P.K.H.,* **2005**. Crustal velocity structure across the Main Ethiopian Rift: results from two-dimensional wide-angle seismic modelling, Geophys. J. Int., 162, 994–1006.
- 275. *Marotta, A.M., Bayer, U. & Thybo, H.*, **2000**. The legacy of the NE German Basin reactivation by compressional buckling, Terra Nova, 12, 132–140.
- 276. Marotta, A.M., Bayer, U., Thybo, H. & Scheck, M., 2002. Origin of the regional stress in the North German basin: results from numerical modelling, Tectonophysics, 360, 245–264.
- 277. *Maystrenko, Yu., Stovba, S.M., Stephenson, R.A.*, et al., **2003**. Crustal-scale pop-up structure in cratonic lithosphere: DOBRE deep seismic reflection study of the Donbas Foldbelt, Ukraine. Geology 31, 733–736.

- 278. *McConnell Jr., R.K., Gupta, R.N., Wilson, T.,* **1966**. Compilation of deep crustal seismic refraction profiles. Reviews of Geophysics 4, 41–100.
- 279. *McMechan, G. A. & Mooney, W. D.*, **1980.** Asymptotic ray theory and synthetic seismograms for laterally varying structures: theory and application to the Imperial Valley, California, Bull, seism. Soc. Am., 70, 2021-2035.
- 280. *Meissner, 1986). Meissner, R.*, **1986**. The continental crust: a geophysical approach. International Geophysical Series, vol. 34. Academic Press, New York.
- 281. Meléndez, A., Korenaga J., Sallarès V., Miniussi A., Ranero C.R. TOMO3D: 3-D joint refraction and reflection traveltime tomography parallel code for active-source seismic data—synthetic test. 2015. Geophys. J. Int. 203. 1. P. 158-174. DOI: 10.1093/gji/ggv292.
- 282. Mengel, K., Kern, H., 1992. Evolution of the petrological and seismic Moho—implications for the continental crust mantle boundary. Terra Nova 4, 109–116.
- 283. *Menke, W.*, **1984**. Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory, Academic Press, Orlando.
- 284. MONA LISA Working Group, 1997. Closure of the Tornquist sea: Constraints from MONA LISA deep seismic reflection data, Geology, 25, 1071– 1074.
- 285. *Morosanu, I.*, 2007. Romanian Continental Plateau of the Black Sea, Oscar Print, 176 pp.
- 286. *Moser, T.J.* Shortest path calculation of seismic rays. **1991**. Geophysics. 56.
 1. P.59-67. DOI: 10.1190/1.1442958.
- 287. Munteanu I., Matenco L., Dinu C. & Cloetingh, S., 2011. Kinematics of back-arc inversion of the Western Black Sea Basin, *Tectonics*, 30, TC5004, doi:10.1029/2011TC002865.

- 288. Musacchio, G., Mooney, W.D., Luetgert, J.H., Christensen, N.I., 1997.
 Composition of the crust in the grenville and Appalachian provinces of North America inferred from Vp/Vs ratios. J. Geophys. Res 102, 15225–15241.
- 289. *Natal`in B. A. & Şengör A. M. C.,* 2005. Late Palaeozoic to Triassic evolution of the Turan and Scythian platforms: the pre-history of the Palaeo-Tethyan closure, *Tectonophysics,* 404, 175-202.
- 290. Nikishin A. M., Korotaev M. V., Ershov A. V., Brunet M.-F. The Black Sea basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modelling // Sedimentary Geology. – 2003. – 156. – P. 149-168.
- 291. Nikishin A. M., Okay A. I. et al. **2015a**. The Black Sea basins structure and history: new model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: basins structure and fill. Marine and Petroleum Geology, 59, 638–655.
- 292. *Nikishin A. M., Okay A. I. et al.* **2015b.** The Black Sea basins structure and history: new model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: tectonic history and paleogeography. Marine and Petroleum. Geology 59, 656–670.
- 293. *Nikishin A., Ziegler P., Bolotov S. & Fokin P.*, **2011**. Late Palaeozoic to Cenozoic Evolution of the Black Sea-Southern Eastern Europe Region: A View from the Russian Platform, Turkish J. Earth Sci., 20, 571-634.
- 294. Nikishin A.M. Mesozoic and Cenozoic evolution of the Scythian Platform-Black Sea-Caucasus domain / A.M. Nikishin, P.A. Ziegler, D.I. Panov // In: Peri-Tethys Memoir 6. PeriTethyan Rift /Wrench Basins and Passive Margins. Mémoires du Musée National d'Histoire Naturelle. Ziegler P.A., Cavazza W., Robertson A.H.F. & Crasquin-Solau S. (eds). 2001. 186. P. 296–346.
- 295. Nikishin A.M., Cloetingh S., Brunet M.-F., 1998. Scythian Platform, Caucasus and Black Sea region: Mesozoic-Cenozoic tectonic history and dynamics / et al. // Peri-Tethys Memoir 3: stratigraphy and evolution of Peri-Tethyan platforms; S. Crasquin-Soleau & E. Barrier (eds). Memoires du Museum national d'Histoire naturelle – Paris, – Vol.177. – P.163-176.

- 296. Okay A. I., Şengör A. M. C., Görur N. Kinematic history of the opening of the Black Sea: its effects on the surrounding regions // Geology. 1994. Vol. 22. P. 267–270.
- 297. Okay A. I., Tüysüz O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In "The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen" (eds. B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth and M. Séranne), Geological Society, London, Special Publication 156, 475-515.
- 298. Paige C., Saunders M. A., **1982**. LSQR: Sparse linear equations and least squares problems, part I and part II. ACM Transactions on Math Software. 8. P. 43–71.
- 299. Papanikolaou D., Barghathi H., Dabovski Ch., Dimitriu R., El-Hawat A., Ioane D., Seghedi A. & Zagorchev I., 2004. Transect VII: East European Craton
 Scythian Platform — Dobrogea — Balkanides — Rhodope Massif — Hellenides — East Mediterranean — Cyrenaica. In: Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G.M., Ziegler, P.A. (Eds.), The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from Crust to Mantle, Geological and Geophysical Framework. Springer. (CDROM content).
- 300. Patrut I., Paraschiv C. and Danet T., 1983. The geological constitution of the Danube Delta. An. Inst. Geol. Geof., LIX, 55-62.Pavlenkova, N.I., 1996. Crust and UpperMantle Structure in Northern Eurasia from Seismic Data, in Advances in Geophysics, Vol. 37, pp. 3–133, eds Dmovska, R. & Altzman, B.S., Academic Press Inc.
- 301. Pavlenkova N. I. Crust and Upper Mantle Structure in Northern Eurasia from Seismic Data. Advances in Geophysics (R. Dmovska, B.S. Altman Eds)). Academic Press Inc., 1996. v. 37. p. 3-133.
- 302. *Podvin P., Lecomte I.*, **1991**. Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity model: A massively parallel approach and its associated tools. Geophysical Journal International. 105, 271–284.

- Posgay, K., Bodoky, T., Hegedűs, E., Kovácsvölgyi, S., Lenkey, L., Szafián,
 P., Takács, E., Timár, Z., Varga, G., 1995. Asthenospheric structure beneath a Neogene basin in southeast Hungary. Tectonophysics 252, 467–484.
- 304. *Robinson A. G.* (ed.). 1997. Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: AAPG Memoir. 68 Tulsa, Oklahoma, USA, 385 p.
- 305. *Robinson A. G., Rudat J. H., Banks C. J., Wiles R. L. F.*, **1996**. Petroleum geology of the Black Sea // *Marine and Petroleum Geology*. **13**. P. 195-223.
- 306. *Rolland, Y., Sosson, M., Adamia, S. & Sadradze, N.,* **2011**. Prolonged 'Variscan to Alpine' history of Active Eurasian margin (Georgia, Armenia) revealed by 40Ar/39Ar dating, Gondwana Reserch, 20(4), 798–815.
- 307. Ryberg, T., Fuchs, K., Egorkin, A.V., Solodilov, L., 1995. Observation of high-frequency teleseismic Pn on the long-range QUARTZ profile across northern Eurasia. J. Geophys. Res. 100, 18151–18163.
- 308. Saintot A., Brunet M.-F., Yakovlev F., Sébrier M., Stephenson R., Ershov A., Chalot-Prat F., McCann T., 2006a. The Mesozoic-Cenozoic evolution of the Greater Caucasus. In: European Lithosphere Dynamics (eds. Gee D., Stephenson R.) // Geological Society, London, Memoirs. 32. 277-289.
- 309. Saintot A., Stephenson R.A., Stovba S., Brunet M.-F., Yegorova T. & Starostenko V., 2006b. 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. Geological Society, London, Memoirs, 32, 481-505.
- Sandrin, A. & Thybo, H., 2008. Seismic constraints on a large mafic intrusion with implications for the subsidence history of the Danish Basin, J. Geophys. Res.: Solid Earth, 113, B09402, doi:10.1029/2007JB005067.
- 311. Seghedi A. The North Dobrogea orogenic belt (Romania): a review / A. Seghedi // Peri-Tethys Memoir 6: PeriTethyan Rift /Wrench Basins and Passive

Margins (Eds. Ziegler P.A., Cavazza W., Robertson A.F.H., Crasquin-Soleau S.) Memoires du Museum national d'Histoire naturelle. – **2001**. – 186. – P. 237–257.

- 312. *Seghedi, A.*, **2012**. Palaeozoic formations from Dobrogea and Pre-Dobrogea—an overview, Turkish J. Earth Sci., 21, 669–721.
- 313. Shillington, D.J., Scott, C.L., Minshull, T.A., Edwards, R.A., Brown, P.J. & White, N., 2009. Abrupt transition from magma-starved to magma-rich rifting in the eastern Black Sea, Geology, 37(1), 7–10.
- 314. Silva Neto F., Costa J., Novais A., 2007. 2.5D Elastic Anisotropic Finite-Difference Modeling. 10th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Extended Abstracts. Режим доступу: http://earthdoc.eage.org/publication/publicationdetails/?publication=42427.
- 315. Sokoutis, D., Burg, J.-P., Bonini, M., Corti, G., and Cloetingh, S., 2005.
 Lithospheric-scale structures from the perspective of analogue continental collision, Tectonophysics, vol. 406, pp. 1–15.
- 316. *Spence, G. D.,* **1984**. Seismic structure across the active subduction zone of western Canada, PhD thesis, University of British Columbia.
- 317. *Spence, G. D., Clowes, R. M. & Ellis, R. M.*, **1985**. Seismic structure across the active subduction zone of western Canada, J. geophys. Res., 90, 6754-6772.
- 318. Środa P., Czuba W., Grad M. and CELEBRATION 2000 Working Group,
 2006. Crustal structure of the Western Carpathians from CELEBRATION 2000 profiles CEL01 and CEL04: seismic models and geological implication. Geophys. J. Int. 167. 737-760. Режим доступу: http://dx.doi.org 10.1111/j.1365-246X.2006.03104.x.
- 319. *Środa, P., and POLONAISE Profile P3 Working Group,* **1999**. P- and Swave velocity model of the southwestern margin of the Precambrian East European Craton; POLONAISE'97, profile P3. Tectonophysics 314, 175–192.
- 320. *Stampfli, G.L. and Borel, G.D.,* **2002**. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones, Earth Planet. Sci. Lett., vol. 196, pp. 17–33.

- 321. Starostenko V. I. & Stephenson R. A., 2007. DOBRE-2: geophysical studies of the crust and upper mantle of the Azov Sea Crimea –Black Sea area, In.: International Symposium on Middle East basins evolution, MEBE, Abstr., U. Pierre et Marie Curie, Paris, 62.
- 322. Starostenko V. I., Grad M., Gryn D. N., Guterch A., Dannovski A., Kolomiyets K. V, Legostaeva O. V., Lysynchuk D. V., Omelchenko V. D., Stephenson R. A., Stratford W., Thybo H., Tolkunov A.P., Flyuh E., Czuba W., Środa P., Shulgin A. & Janik T., 2008. Seismic studies of the lithosphere by the DSS and CDP methods at the junction between the East European Platform and the Scythian plates (Project DOBRE-2). In: Tenth Geoph. Reading by Fedynsky V.V. Abstr. Moscow. P.41.
- Starostenko V. I., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., Czuba W., Środa P., 323. Lysynchuk D., Thybo H., Artemieva I., Sosson M., Volfman Y., Kolomiyets K., Omelchenko V., Gryn D., Guterch A., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A. 2015. Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the northwestern Black Sea and the Crimean Peninsula. || Geophys. J. Int. _ 201. _ P.406-428. doi:10.1093/gji/ggv018
- 324. Starostenko V. I., Omelchenko V. D., Yegorova T. P., Tolkunov A. P., Tchjoha O. G., Baranova E. P., Sirchenko V. V., Legostaeva O. V. & Stephenson R. A., 2006. DOBRE-2: integrated geophysical studies of the crust and upper mantle on the southern margin of the East European Craton (Azov Sea — Crimea –Black Sea area), In.: 12-th International Symposium on Deep Seismic Profiling of Continents and their Margins, Abstr., Hayama, Japan, 108.
- 325. Starostenko V., Buryanov V., Makarenko I., Rusakov O., Stephenson R., Nikishin A., Georgiev G., Gerasimov M., Dimitriu R., Legostaeva O., Pchelarov V., & Sava C., 2004. Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea Basin, Tectonophysics, 381, 211–233.
- 326. Starostenko V., Janik T, Stephenson R., Gryn D., Rusakov O., Czuba W., S'Roda P., Lysynchuk D., Grad M., Guterch A., Fluh E, Thybo H., Artemieva I.,

Tolkunov A., Sydorenko G., Omelchenko V., Kolomiyets K, Legostaeva O., Dannowski A., Shulgin A., **2016**. DOBRE-2 WARR profile: the Earth's crust across Crimea between the pre-Azov Massif and the northeastern Black Sea Basin. // University of Aberdeen on February 3, 2016 From: Sosson, M., Stephenson, R.A. &Adamia, S. A. (eds). - Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus. Geological Society. - London. - Special Publications. -428. - doi:10.1144/SP428.11.

- 327. Starostenko V., Janik T., Kolomiyets K., Czuba W., Sroda P., Lysynchuk D., Grad M., Kovacs I., R. Stephenson, H. Thybo, I.M. Artemieva, V. Omelchenko, O. Gintov, R. Kutas, D. Gryn, A. Guterch, E. Hegedus, K. Komminaho, O. Legostaeva, T. Tiira, A. Tolkunov 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. P.1049– 1072. DOI:10.1016/j.tecto.2013.07.008
- 328. Starostenko V., Janik T., Lysynchuk D., Sroda 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. // Geophysical Journal International. 195 (2). P.740-766
- 329. Starostenko V., Janik T., Stephenson R., Gryn D., Rusakov O., Czuba W., S Roda P., Lysynchuk D., Grad M., Guterch A., Fluh E., Thybo H., Artemieva I., Tolkunov A., Sydorenko G., Omelchenko V., Kolomiyets K., Legostaeva O., Dannowski A., Shulgin A. 2016. DOBRE-2 WARR profile: the Earth's crust across Crimea between the pre-Azov Massif and the northeastern Black Sea Basin. // University of Aberdeen on February 3, 2016 From: Sosson, M., Stephenson, R.A. &Adamia, S. A. (eds). - Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus. Geological Society. London. Special Publications. 428. doi:10.1144/SP428.11

- 330. Starostenko V., Janik T., Stephenson R., Gryn D., Tolkunov A., Czuba W., Sroda P., Lysynchuk D., Omelchenko V., Grad M., Kolomiyets K., Thybo H., Legostaeva O., 2012. Integrated seismic studies of the crust and upper mantle at the southern margin of the East European Craton (Azov Sea-Crimea-Black Sea area), DOBRE-2 & DOBRE'99 transect. In: The 15th Intrnational Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins. Programme and Abstracts. Beijing, China, September 16-20, 2012, p. 85.
- 331. Starostenko, V. I. on behalf of the DOBRE-2 Working Group, 2007. Integrated geophysical studies of the crust and upper mantle on the southern margin of the East European Craton (Azov Sea — Crimea — Black Sea area), In.: Models of the Earth's crust and upper mantle, VSEGEI, St. Petersburg, 206– 207.
- 332. *Steer, D.N., Knapp, J.H., Brown, L.D.*, **1988**. Super-deep reflection profiling: exploring the continental mantle lid. Tectonophysics 286, 111–121.
- 333. Stepanyuk, L.M., Bibikova, E.B., Claesson, S., Stein, H.J., Bogdanova, S.V., Skobelev, V.M., 1999. Geochronological and petrological evidence for far-field effects of 2.1– 2.0 Ga convergen tectonics in the western Ukrainian Shield. Abstracts of the Seventh EUROBRIDGE Workshop, pp. 80–83.
- 334. Stephenson R. A., Mart Y., Okay A., Robertson A., Saintot A., Stovba S. M., Khriachtcevskaia 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.
- 335. Stephenson R.A., Stovba S. M., Starostenko V. I., 2001. Pripyat Dniepr Doniec Basin: implications for dynamics of rifting and the tectonic history of the northern Peri-Tethyan Platform // In: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F., Crasquin- Soleau, S. (Eds.), Peri_Thethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/

Wrench Basins and Passive Margins. Me´moires du Muse´um National d'Historie Naturelle, 186, – P. 369–406.

336. *Tarantola A.*, **1987**. Inverse Problem Theory, Elsevier, Amsterdam.

- 337. *Thybo H. & Artemieva I.M.* Moho and magmatic underplating in continental lithosphere // Tectonophysics. 2013. doi: 10.1016/j.tecto.2013.05.032
- 338. Thybo H., Janik T., Omelchenko V.D., Grad M., Garetsky R.G., Belinsky A.A., Karatayev G.I., Zlotski G., Knudsen M.E., Sand R., Yliniemi J., Tiira T., Luosto U., Komminaho K., Giese R., Guterch A., Lund C.-E., Lysynchuk D.V., Kharitonov O.M., Ilchenko T., Skobelev V.M., Doody J.J. 2003. Upper lithospheric seismic velocity structure across the Pripyat Trough and the Ukrainian Shield along the EUROBRIDGE'97 profile. // Tectonophysics. -371. -P.41-79
- 339. *Thybo, H. & Nielsen, C.A.*, **2009**. Magma-compensated crustal thinning in continental rift zones, Nature, 457, 873–876.
- 340. *Thybo, H. & Schonharting, G.*, **1991**. Geophysical evidence for Early Permian igneous activity in a transtensional environment, Denmark, Tectonophysics, 189, 193–208.
- 341. *Thybo, H.*, 2000. Crustal structure and tectonic evolution of the Tornquist Fan region as revealed by geophysical methods, Bull. Geol. Soc.Denmark, 46, 145–160.
- 342. 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.
- 343. *Thybo, H., Perchuc`, E.,* **1997**. The seismic 8 degree discontinuity and partial melting in continental mantle. Science 275, 1626–1629.
- 344. Tolkunov A., Sydorenko G., Voitsytskyi Z., Srarostenko V., Yegorova T., Stephenson R., Omelchenko V., Pobedash N. & Polyvach N. Geological structure of the north-western terminus of the Eastern Black Sea Rift from new regional

CDP profile DOBRE-2. Abstr. 3rd International Symposium on the Geology of the Black Sea Region. **2011**. No.17. P. 187-189.

- 345. TRANSALP Working Group, 2002. First deep seismic reflection images of the Eastern Alps reveal giant crustal wedges and transcrustal ramps. Geophysical Research Letters 29 (10). http://dx.doi.org/10.1029/2002GRL014911 92-1/92-4.
- 346. *Tulchinsky V.G., Iushchenko O.K., Iushchenko R.A.,* **2008a**. Optimization of the Seismic Data Processing on Parallel Computers. EAGE Conference on Geosciences From New Ideas to New Discoveries. Saint Petersburg, Russia. P074.pdf.
- 347. Tulchinsky V.G., Iushchenko O.K., Iushchenko R.A., 2008b. Parallel Computing Optimization for Processing the Seismic Data.70th EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2008. Extended Abstracts CD-ROM. P056.pdf.
- 348. *Vinje V. Iversen E., Gjystdal H.,* **1993**. Traveltime and amplitude estimation using wavefront construction. Geophysics. 58. 1157–1166.
- 349. *Virieux J.*, **1986**. Wave propagation in heterogeneous media: Velocitystress finite-difference method. Geophysics. V. 51 – P.889-901.
- Wilson, M., Lyashkevich, Z.M., 1996. Magmatism and the geodynamics of rifting of the Pripyat Dnieper –Donats rift, East European Platform. Tectonophysics 268, 65–81.
- 351. Wybraniec, S., Zhou, S., Thybo, H., Forsberg, R., Perchuc`, E., Lee, M., Demianov, G.D., Strakhov, V.N., 1998. New map compiled of Europe's gravity field. EOS Trans.-Am. Geophys. Union 79 (37), 437–442.
- 352. *Yegorova T. P., Baranova E. P., Omelchenko V. D.*, **2010a**. The crustal structure of the Black Sea from reinterpretation of Deep Seismic Sounding data acquired in the 1960 s. In: Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform (eds Sosson M., Kaymakci N., Stephenson R., Bergerat F., Starostenko V.) // Geological Society, London, Special Publicatons. 340. –p. 43-56.

- Yegorova T., Gobarenko V. & Yanovskaya T., 2013. Lithosphere structure of the Black Sea from 3D gravity analysis and seismic tomography, Geophys. J. Int., 193, 287-303.
- 354. Yegorova T., Gobarenko V., 2010b. Structure of the Earth's crust and upper mantle of West- and East-Black Sea Basins revealed from geophysical data and its tectonic implications. In Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform, (eds Sosson M., Kaymakci N., Stephenson R., Bergerat F., Starostenko V.), Geological Society, London, Special Publicatons, 340, p. 23-42.
- 355. Yegorova, T.P., Starostenko, V.I., Kozlenko, V.G. &Yliniemi, J., 2004. Lithosphere structure of the Ukrainian Shield and Pripyat Trough in the region of EUROBRIDGE-97 (Ukraine and Belarus) from gravity modeling, Tectonophysics, 381, 29–59.
- 356. Yilmaz Y., Tüysüz O., Yiğitbaş E., Can Genç Ş., Şengör A.M.C. Geology and tectonic evolution of the Pontides // Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: AAPG Memoir. 68 / A.G. Robinson, ed. – Tulsa, Oklahoma, USA, 1997. – P. 183–226.
- 357. Zakariadze, G., Dilek, Y., Adamia, S., Oberh⁻ansli, R., Karpenko, S., Bazylev, B. & Solov'eva, N., **2007**. Geochemistry and geochronology of the Neoproterozoic Pan-African Transcaucasian Massif (Republic of Georgia) and implications for island-arc evolution of the late Precambrian Arabian-Nubian Shield, Gondwana Res., 11, 97–108.
- 358. Zayats, Ch.B., Moroshan, R.P., 2007. Reserves of oil- and gas-prospective objects in the geological section along transcarpathian geotraverse Uzhok–Borislav–Turka–Rudky–Velyki Mosty. Collected Works UkrDGRI (50 years), 2, pp. 312–316.
- 359. *Zelt C. A. & Barton P. J.*, **1998**. Three-dimensional seismic refraction tomography: A comparison of two methods applied to data from the Faeroe Basin. Journal of Geophysical Research. 103. –P. 7187–7210.

- 360. Zelt C. A., Azaria A., Levander A., **2006**. 3D seismic refraction traveltime tomography at a groundwater contamination site. Geophysics. 71, No. 5. 67–78.
- 361. *Zelt C.A.* ZPLOT—an interactive plotting and picking program for seismic refraction data. Bullard Laboratories. University of Cambridge. U.K. **1994**.
- 362. Zelt C.A., **1999**. Modelling strategies and model assessment for wide-angle seis-mic traveltime data, Geophys. J. Int. 139, 183-204.
- 363. Zelt C.A., and Smith R.B., **1992.** Seismic traveltime inversion for 2D crustal velocity structure, Geophys. J. Int. 108, 1, 16-34.
- 364. Zelt, C. A. & Ellis, R. M., **1988**. Practical and efficient ray tracing in twodimensional media for rapid traveltime and amplitude forward modelling, Can. J. expl. Geophys., 24, 16-31.
- 365. Zhu X., Sixta D.P., Angstman B.G., **1992**. Tomostatics: Turning-ray tomography static corrections. The Leading Edge. 11, 15-23.
- 366. Zorin, Y.A., Mordvinova, V.V., Turutanov, E.K., Belichenko, B.G., Artemyev, A.A., Kosarev, G.L., Gao, S.S., 2002. Low seismic velocity layers in the Earth's crust beneath Eastern Siberia (Russia) and Central Mongolia: receiver function data and their possible geological implication. Tectonophysics 359, 307– 327.

до дисертації Лисинчука Д.В. «Швидкісні моделі літосфери України за даними ширококутних глибинних сейсмічних зондувань», яка представлена на здобуття наукового ступеня доктора геологічних наук за спеціальністю 04.00.22 _ геофізика (10природничі науки). - Інститут геофізики НАН України, Київ, 2017.

СПИСОК ПУБЛІКАЦІЙ ЗДОБУВАЧА.

Статті в наукових виданнях.

- Лисинчук Д.В., Лисинчук К.В., Омельченко В.Д. Будова земної кори та верхньої мантії Донбасу вздовж профілю ГСЗ Маріуполь – Біловодськ. // Науковий вісник Івано-Франківського національного технічного університету нафти і газу, 2002, №3(4), с.178-180.
- Лисинчук Д.В., Лисинчук К.В., Омельченко В.Д. Моделювання хвильових полів при інтерпретації ГСЗ на прикладі профілю DOBRE'99. // Науковий вісник Івано-Франківського національного технічного університету нафти і газу, 2002, №3(4), с.180-183.
- Град М., Гринь Д., Гутерх А., Келлер Р., Ланг Р., Лингси С., Лысынчук Е., **Лысынчук Д.,** Омельченко В., Старостенко В., Стифенсон Р., Стовба С., Тибо Г., Толкунов А., Яник Т. DOBRE-99: структура земной коры Донбасса вдоль профиля Мариуполь – Беловодск. // ФИЗИКА ЗЕМЛИ, 2003, №6, С.33-43
- Thybo H., Janik T., Omelchenko V.D., Grad M., Garetsky R.G., Belinsky A.A., Karatayev G.I., Zlotski G., Knudsen M.E., Sand R., Yliniemi J., Tiira T., Luosto U., Komminaho K., Giese R., Guterch A., Lund C.-E., Lysynchuk D.V.,

Kharitonov O.M., Ilchenko T., Skobelev V.M., Doody J.J. **2003**. Upper lithospheric seismic velocity structure across the Pripyat Trough and the Ukrainian Shield along the EUROBRIDGE'97 profile. // Tectonophysics. - **371.** -P.41-79

- Grad M., A.Guterch, P. Sroda, W. Czuba, V. N.Astapenko, A. A. Belinsky, R. G. Garetsky, G. I. Karatayev, V. V. Terletsky, G. Zlotski, S. L. Jensen, M. E. Knudsen, H. Thybo, R. Sand, K. Komminaho, U. Luosto, T. Tiira, J. Yliniemi, R. Giese, J. Makris, J. Jacyna, L. Korabliova, G. Motuza, V. Nasedkin, R. Seckus, W. Czuba, E. Gaczyñski, M. Grad, A. Guterch, T. Janik, P. Sroda, M. Wilde-Piórko, A.Tokarski, M. Rauch, S. V. Bogdanova, C.-E. Lund, R. Gorbatschev, J. J. Doody, T. Ilchenko, O. M. Kharitonov, V. D. Omelchenko, D.V. Lysynchuk, V. M. Skobelev, V. I. Starostenko, A. A. Tripolsky, G. R. Keller, K. C. Miller, A. Smirnov 2006. Lithospheric structure of the western part of the East European Craton investigated by deep seismic profiles. // Geological Quarterly.- 50 (1). -P.9–22
- 6. Bogdanova S., R.Gorbatschev, M. Grad, A.Guterch, T.Janik, E.Kozlovskaya, G. Motuza, G.Skridlaite, V.Starostenko, L.Taran, V.N.Astapenko, A.A.Belinsky, R.G.G.I.Karatayev, V.V.Terletsky, G.Zlotski, Garetsky, S.L.Jensen, M.E.Knudsen, H.Thybo, R. Sand, K. Komminaho, U.Luosto, T. Tiira, J. Yliniemi, R.Giese, J. Makris, J. Jacyna, L.Korabliova, V.Nasedkin, G.Motuza, A.Rimsa, R.Seckus, P.S'roda, W.Czuba, E.Gaczyn'ski, M.Wilde-Pio'rko, E. Bibikova, S.Claesson, S.A.Elming, C.-.Lund, J.Mansfeld, L.Page, K.Sundblad, J.J.Doody, H.Downes, V.B.Buryanov, T.P.Egorova, T.V.II'chenko, O.M. Kharitonov. O.V.Legostayeva, D.V.Lysynchuk, I.B.Makarenko, V.D.Omel'chenko, M.I.Orlyuk, I.K.Pashkevich, V. M.Skobelev, L.M.Stepanyuk, G.R.Keller, K.C.Miller 2006. EUROBRIDGE: New insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. // Geological Society, London, Memoirs. -32. -P.599-625. -DOI: 0435-4052/06/\$15.00

7. Старостенко В.І., Омельченко В.Д., Лисинчук Д.В., Коломієць К.В., Легостаєва

О.В., Гринь Д.М. Дослідження глибинної будови земної кори та верхньої мантії за профілем ГСЗ Дебрецен–Мукачеве–Рівне (проект РАNCAKE-08). // Геоінформатика. - **2009.** - №2. - С.25-29.

- 8. Козленко Ю.В., Лысынчук Д.В., Козленко М.В. Комплексное сейсмоструктурное моделирование перспективных углеводородных структур в западной части Черного моря. // Геолог. и полезн. ископ. Мирового океана. 2009.
 № 3. С. 25 34.
- Козленко Ю.В., Лысынчук Д.В., Козленко М.В. Глубинное строение земной коры западной части Черного моря по результатам комплексной переинтерпретации геофизических данных по профилю ГСЗ № 25. // Геофиз. Журнал. 2009. 31. № 6. С.77 91
- Лысынчук Д.В., Коломиец Е.В. Результаты послойного псевдоскоростного преобразования сейсмических данных площадного исследования МОГТ в Донбассе. // Наукові праці УкрНДМІ НАН України, №9 (ІІ), 2011, С.195-202.
- 11. Старостенко В., Омельченко В., Лисинчук Д., Легостаєва О., Гринь Д., Коломісць К. Геофізичне вивчення глибинної будови земної кори та верхньої мантії деяких головних геологічних структур від Східноєвропейського кратону до Адріатичного моря. Українсько-Македонський науковий збірник, 2011 Т. 5. С. 365-372.
- Козленко Ю.В., Лысынчук Д.В., Козленко М.В. Структура земной коры северозападного шельфа Черного моря вдоль профиля ГСЗ № 26. // Геофиз. журнал. – 2013. – 35, № 1. – С.142 – 152
- Коломиец Е.В. Козленко Ю.В., Козленко М.В., Лысынчук Д.В. Разломная тектоника Днепровско-Донецкой впадины по данным томографической инверсии. // Геол. Журн.- 2013. - № 2 – С.59 – 67
- 14. Лысынчук Д.В., Коломиец Е.В., Козленко М.В, Козленко Ю.В., Омельченко

В.Д., Калюжная Л.Т. Комплексная интерпретация сейсмических данных вдоль профиля КМПВ-ГСЗ Синельниково – Чугуев. // Геофиз. Журнал. – 2013. – 35. - № 6. – С.165 – 173

- 15. Starostenko V., Janik T., Kolomiyets K., Czuba W., Sroda P., Lysynchuk D., Grad M., Kovacs I., Stephenson R., Thybo H., Artemieva I.M, Omelchenko V., Gintov O., Kutas R., Gryn D., Guterch A., Hegedus 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. -P.1049–1072. DOI:10.1016/j.tecto.2013.07.008
- Starostenko V., Janik T., Lysynchuk D., Sroda 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. // Geophysical Journal International. - 195 (2). - P.740-766
- 17. Starostenko V. I., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., Czuba W., Sroda P., Lysynchuk D., Thybo H., Artemieva I., Sosson M., Volfman Y., Kolomiyets K., Omelchenko V., Gryn D., Guterch A., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A. 2015. Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the northwestern Black Sea and the Crimean Peninsula. // Geophys. J. Int. - 201. - P.406–428. doi:10.1093/gji/ggv018
- 18. Starostenko V., Janik T., Stephenson R., Gryn D., Rusakov O., Czuba W., S'Roda P., Lysynchuk D., Grad M., Guterch A., Fluh E., Thybo H., Artemieva I., Tolkunov A., Sydorenko G, Omelchenko V., Kolomiyets K., Legostaeva O., Dannowski A., Shulgin A. 2016. DOBRE-2 WARR profile: the Earth's crust across Crimea between the pre-Azov Massif and the northeastern Black Sea

Basin. // University of Aberdeen on February 3, 2016 From: Sosson, M., Stephenson, R.A. &Adamia, S. A. (eds). - Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus. Geological Society. - London. - Special Publications. - **428.** - doi:10.1144/SP428.11

- 19. Janik T., Środa P., Czuba W., Lysynchuk D. 2016. Various Approaches to Forward and Inverse Wide-Angle Seismic Modelling Tested on Data from DOBRE-4 Experiment. // Acta Geophysica. vol. 64. 6. -P.1989-2019. DOI:10.1515/acgeo-2016-0084
- 20. Старостенко В.И., Яник Т., Гинтов О.Б., Лысынчук Д.В., Сърода П., Чуба В., Коломиец Е.В., Александровский П., Омельченко В.Д., Коминахо К., Гутерх А., Тиира Т., Гринь Д.Н., Легостаева О.В., Тибо Г., Толкунов А.В. Скоростная модель земной коры и верхней мантии вдоль профиля DOBRE-4 от Северной Добруджи до центральной области Украинского цита. 1. Сейсмические данные. // ФИЗИКА ЗЕМЛИ. – 2017а. - № 2. с.24–35
- 21. Старостенко В.И., Яник Т., Гинтов О.Б., Лысынчук Д.В., Сърода П., Чуба В., Коломиец Е.В., Александровский П., Омельченко В.Д., Коминахо К., Гутерх А., Тиира Т., Гринь Д.Н., Легостаева О.В., Тибо Г., Толкунов А.В. Скоростная модель земной коры и верхней мантии вдоль профиля DOBRE-4 от Северной Добруджи до центральной области Украинского щита. 2. Геотектоническая Интерпретация. // ФИЗИКА ЗЕМЛИ. 2017b. № 2. с.36–44

Тези доповідей (на конференціях представлялись у вигляді стендових доповідей)

 Starostenko V. Velocity model of the crust and upper mantle along the profile PANCAKE from Pannonian basin across Carpathians towards the cratonic Europe / V. Starostenko, W. Czuba, M. Grad, O. Gintov, D. Gryn, A. Guterch, E. Hegedűs, T. Janik, K. Kolomiyets, K. Komminaho, R. Kutas, O. Legostaeva, D. Lysynchuk, V. Omelchenko, P. Środa, R. Stephenson, *H. Thybo, T. Tiira, A. Tolkunov //* The 33rd General Assembly of the European Seismological Commission (GA ESC 2012), (Russia Moscow, Moscow-Obninsk 19-24 August 2012). – Book of Abstracts, P.70-71.

- Starostenko V. Velocity model of the crust and upper mantle along the profile PANCAKE from Pannonian basin across Carpathians towards the cratonic Europe / V. Starostenko, W. Czuba, M. Grad, O. Gintov, D. Gryn, A. Guterch, E. Hegedűs, T. Janik, K. Kolomiyets, K. Komminaho, R. Kutas, O. Legostaeva, D. Lysynchuk, V. Omelchenko, P. Środa, R. Stephenson, H. Thybo, T. Tiira, A. Tolkunov // The 15-th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins "Seismix 2012", (China, Beijing, 16–20 September 2012). –2012. – Book of abstracts, P.84.
- Starostenko V. Velocity model of the lithosphere from Dobrogea Orogen towards the UkrainianShield, DOBRE-4 profile.V.Starostenko, *T.Janik*, , *D.Lysynchuk*, *P.Środa*, *W.Czuba*, *K.Kolomiyets*, *O.Gintov*, *V. Omelchenko*, *K.Komminaho*, *A.Guterch*, *T.Tiira*, *D.Gryn*, *O.Legostaeva*, *H.Thybo*, *A.Tolkunov*. // The 15-th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins "Seismix 2012", (China , Beijing, 16–20 September 2012). –2012. – Book of abstracts, P.86.
- Starostenko V. Velocity model of the crust and upper mantle at the southern margin of the East European Craton (Azov Sea-Crimea-Black Sea area), DOBRE-2 & DOBRE'99 transect / V. Starostenko, T. Janik, R. Stephenson, D. Gryn, A. Tolkunov, W. Czuba, P. Środa, D. Lysynchuk, V. Omelchenko, M. Grad, A. Guterch, K. Kolomiyets, H. Thybo, O. Legostaeva // The 15-th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins "Seismix 2012", (China , Beijing, 16–20 September 2012). 2012. Book of abstracts, P.85.
- Starostenko V. Mesozoic(?) lithosphere-scale buckling of the East European Craton in southern Ukraine: DOBRE-4 deep seismic profile / V. Starostenko, T. Janik, D. Lysynchuk, P. Środa, W. Czuba, K. Kolomiyets, P. Aleksandrowski, O. Gintov, V. Omelchenko, K. Komminaho, A. Guterch, T. Tiira, D. Gryn, O. Legostaeva, H. Thybo, A. Tolkunov // EGU General

Assembly 2013 (Austria, Vienna, 07 – 12 April 2013). – Geophysical Research Abstracts. – Vol. 15, EGU2013-4348.

- Janik T. Various approaches to forward and inverse wide-angle seismic modelling tested on data from DOBRE-4 experiment / T. Janik, P. Środa, W. Czuba, D. Lysynchuk, K. Kolomiyets // 16TH SEISMIX International Symposium (Spain, Barcelona Castelldefels, 12-17 October 2014). Book of abstracts, P12.
- Janik T. The GEORIFT 2013 wide-angle seismic profile, preliminary results / V. Starostenko, T. Janik, T. Yegorova, W. Czuba, P. Środa, D. Lysunchuk, R. Aizberg, R. Garetsky, G. Karataev, Y. Gribik, L. Farfuliak, K. Kolomiyets, V. Omelchenko, D. Gryn, A. Guterch, K. Komminaho, O. Legostaeva, H. Thybo, T. Tiira & A. Tolkunov. // 16TH SEISMIX International Symposium (Spain, Barcelona - Castelldefels, 12-17 October 2014). – Book of abstracts, P24.
- Janik T. The crust and upper mantle in the Scythian platform: seismic model along DOBRE-5 profile (the northwestern Black sea and the Crimean peninsula) / Starostenko V., Janik T., Czuba W., Środa P., Farfuliak L., Volfman Y., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Omelchenko V., Gintov O., Gryn D., Guterch A., Komminaho K., Legostaeva O., Thybo H., Tiira T., Tolkunov A. // Final symposium «Evolution of the Blac Sea to Central Asia Tethyan Realm since the Late Paleozoic», Paris, France, December 8–9, 2014. – Paris, 21 2014. – P. 147-149.
- Farfuliak L. Seismic structure along DOBRE-5 profile, from the North Dobrogea Orogen across the SW shelf of the Black Sea and Crimea Peninsula, Ukraine / Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., Czuba W., Środa P., Sosson M., Volfman Y., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Omelchenko V., Gryn D., Guterch A., Komminaho K., Legostaeva O., Thybo H., Tiira T., Tolkunov A. // 16TH SEISMIX International Symposium, Barcelona, Spain, 12 – 17 October 2014. – Barcelona, 2014. – P27.
- RomUkrSeis Working Group. The RomUkrSeis wide-angle seismic profile: preliminary results. / T. Amashukeli, W. Czuba, J. Grzyb, A. Dragut, D. Gryn, T.Janik, K. Kolomiyets, O. Legostaeva, D.Lysynchuk, J. Mechie, V. Mocanu,

J. Okoń, V.Omelchenko, V. Starostenko, R. Stephenson, P. Środa, & M. *Trzeciak.* // SEISMIX 2016, Seismology at the Crossroads, 17th International Seismix Symposium, Macdonald Aviemore Resort, Aviemore, Scotland, 15-20 May 2016.

- T. Janik. The GEORIFT 2013 wide-angle seismic profile, preliminary results. / V. Starostenko, T. Janik, T. Yegorova, W. Czuba, P. Środa, D. Lysunchuk, R. Aizberg, R. Garetsky, G. Karataev, Y. Gribik, L. Farfuliak, K. Kolomiyets, V. Omelchenko, D. Gryn, A. Guterch, K. Komminaho, O. Legostaeva, H. Thybo, T. Tiira & A. Tolkunov. // SEISMIX 2016,Seismology at the Crossroads, 17th International Seismix Symposium, Macdonald Aviemore Resort, Aviemore, Scotland, 15-20 May 2016.
- T. Tiira. TheGEORIFT2013wide-angle seismic profile, along Pripyat-Dnieper-Donets Basin. / V. Starostenko, T. Janik, T. Yegorova, W. Czuba, P. Środa, Lysunchuk D., R. Aizberg, R. Garetsky, G. Karataev, Y. Gribik, L. Farfuliak, K. Kolomiyets, V. Omelchenko, D. Gryn, A. Guterch, K. Komminaho, O. Legostaeva, H. Thybo, T. Tiira & A. Tolkunov. // Geophysical Research Abstracts Vol. 19, EGU2017-PREVIEW, 2017 EGU General Assembly 2017