

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

ФАРФУЛЯК ЛЮДМИЛА ВІКТОРІВНА

УДК 551.24+550.834

**ГЛИБИННА БУДОВА ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ СКІФСЬКОЇ
МІКРОПЛИТИ ЗА СУЧАСНИМИ СЕЙСМІЧНИМИ
ДАНИМИ**

04.00.22 – геофізика

Автореферат дисертації на здобуття наукового ступеня
кандидата геологічних наук

Київ – 2016

Дисертацією є рукопис

Робота виконана в Інституті геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України

Науковий керівник – член-кореспондент НАН України,
кандидат фізико-математичних наук
Кендзера Олександр Володимирович,
Інститут геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України,
заступник директора, завідувач відділом сейсмічної
небезпеки

Офіційні опоненти: доктор геологічних наук,
старший науковий співробітник
Верховцев Валентин Генадійович,
Державна установа «Інститут геохімії навколишнього
середовища Національної академії наук України»,
завідувач відділу спеціальної металогенії

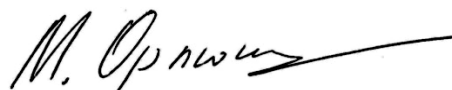
кандидат геолого-мінералогічних наук
Хрящевська Оксана Іванівна,
ТОВ «СПК-ГЕО»,
заступник головного геолога

Захист відбудеться «12» грудня 2016 р. о 10⁰⁰ годині на засіданні спеціалізованої вченої ради Д 26.200.01 при Інституті геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України за адресою: 03680, м. Київ-142, пр-т. Палладіна 32; факс: (044)450-25-20; email: rada-igph@igph.kiev.ua

З дисертацією можна ознайомитись в бібліотеці Інституту геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України за адресою: 03680, м. Київ-142, пр-т. Палладіна, 32, та електронному ресурсі: <http://www.igph.kiev.ua>

Автореферат розіслано «___» листопада 2016 р.

Вчений секретар
спеціалізованої вченої ради,
доктор геологічних наук



М. І. Орлюк

ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА РОБОТИ

Актуальність теми досліджень. Скіфська мікроплита (СМ) є важливим структурним елементом літосфери, проміжним між Східноєвропейською платформою (СЄП), як південною частиною древньої Євразійською плити (ЄАП), та Альпійсько-Гімалайським складчастим поясом (АГП). Геодинамічна позиція СМ до цього часу не до кінця з'ясована і трактується по-різному: або як частина ЄАП (її епіорогенна зона), або як террейн АГП (минулих океанів Палео- та Неотетис). Геолого-тектонічна інтерпретація даних глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ) вздовж профілю DOBRE-5 (2011) та профілів ГСЗ, що його перетинають в межах СМ в Україні, дозволяє одержати новий матеріал, необхідний для обґрунтування геодинамічних умов процесу формування району досліджень, що у подальшому може бути використано для пошуків нафтогазових родовищ та прогнозування небезпеки від землетрусів.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами та темами. Робота виконувалася у відповідності з науковими темами: **1)** 1.5.2.218, держ. реєстр. номер 0109U000103, проект DOBRE-5 «*Геофізичні дослідження глибинної будови і геодинаміки літосфери зони зчленування Східноєвропейської платформи та Скіфської плити для оцінки перспектив нафтогазоносності*»; **2)** 1.5.2.160, держ. реєстр. номер 107U0022195, «*Моніторинг геофізичних полів з метою зниження ризиків від небезпечних природних явищ на території України (2007–2011 рр.)*»; **3)** Ш-6-14, держ. реєстр. номер 0114U000234, «*Геофізичні дослідження глибинної будови, еволюції та геодинаміки Азово-Чорноморського регіону України та Криму у зв'язку з оцінкою перспектив нафтогазоносності (2014–2018 рр.)*»; **4)** Ш-27-14, держ. реєстр. номер 0114U000231, «*Сейсмічні та геофізичні спостереження на платформній частині території України у 2014–2018 рр.*»; **5)** Ш-21-12, держ. реєстр. номер 0112U003044, цільова тема «*Геодинамічний розвиток літосфери України та формування і розміщення родовищ корисних копалин (2012–2016 рр.)*»

Мета та завдання досліджень. Метою досліджень є з'ясування глибинної будови земної кори в межах західної частини СМ за даними ГСЗ 1960–80-х рр. та нових досліджень 1999–2013-х рр. Це дозволяє обґрунтувати процеси геодинамічного розвитку району досліджень для прогнозування пошуків нафтогазових родовищ та прогнозування небезпеки від землетрусів.

Для досягнення поставленої мети необхідно було вирішити наступні задачі:

- побудувати геологічний розріз із залученням свердловинних даних, який застосовувався в том числі і для вихідної сейсмічної моделі верхньої (осадової) частини розрізу земної кори по лінії профілю DOBRE-5 (2011);
- побудувати узагальнену тектонічну схему західної частини СМ;
- виконати геолого-тектонічну інтерпретацію сейсмічного розрізу вздовж субширотного профілю DOBRE-5 (2011);
- провести аналіз перетинів субширотного профілю DOBRE-5 з відпрацьованими раніше (1960–80-х рр.) субмеридіональними профілями ГСЗ західної частини СМ;
- пояснити тектонічну природу виявленої похилої сейсмічної границі (ПСГ) у корі; виконати її структурно-парагенетичну параметризацію; визначити параметри

напружень в зоні ПСГ при основних геодинамічних процесах та дослідити локальну сейсмічність СМ.

Об'єктом досліджень є глибинна будова земної кори західної частини СМ за сейсмічними даними. *Предметом досліджень* є геолого-тектонічна інтерпретація даних глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ) вздовж профілю DOBRE-5 (2011) та профілів ГСЗ, що його перетинають в межах СМ в Україні.

Методи дослідження. Методом глибинного сейсмічного зондування були отримані сейсмічні дані, за якими було створено швидкісну модель, що дало можливість уточнити глибинну будову західної частини СМ. Застосовано структурно-парагенетичний метод тектонофізичного аналізу для структурно-кінематичної параметризації виявленої зони ПСГ та з'ясування напружено-деформованого стану СМ.

Наукова новизна отриманих результатів.

- Вперше за сучасними сейсмічними даними ГСЗ вздовж профілю DOBRE-5 (2011) виявлено нові, раніше невідомі, сейсмічні границі. Зокрема, виділено ПСГ у корі, яка пов'язується із зоною зчленування СЄП та СМ.

- За результатами аналізу швидкостей пружних хвиль в сейсмічних розрізах по профілях DOBRE-5 (2011), DOBRE -4 (2009), DOBRE -2 (2007) та VRANCHEA-99 показано, що СМ має таку ж тришарову структуру земної кори, як і СЄП.

- Вперше показано, що похила сейсмічна границя в земній корі СМ, імовірно, є пізньопалеозойсько-ранньомезозойською сутурою, яка була виділена за геологічними даними В. В. Юдіним у 2008 р. та названа ним Північнокримською сутурою. Підраховано, що ПСГ має середній кут нахилу 17° в південному напрямку, що підтверджено даними аналізу перетинів субширотного профілю DOBRE-5 (2011) з субмеридіональними профілями ГСЗ.

- Вперше за результатами структурно-парагенетичної параметризації показано, що ПСГ сформувалася в обстановці північно-північно-західного – південно-південно-східного стиснення і має складову зсуву.

- Обґрунтовані та підтверджені геолого-геофізичні критерії виділення потенційно небезпечних сейсмогенних зон і активізованих тектонічних структур слабосейсмічних платформних областей на основі аналізу місцевої сейсмічності СМ, СЄП із залученням геологічних та геофізичних даних.

Практичне значення отриманих результатів. В результаті інтерпретації та спільного аналізу сейсмічних даних ГСЗ 1960–80-х та 1999–2013-х рр., відпрацьованих в межах західної частини СМ, було одержано нові знання про будову і геодинаміку району досліджень. У подальшому вони будуть використовуватися для пошуків нафтогазових родовищ і прогнозу небезпеки від місцевих землетрусів. Відомо, що точність прогнозних оцінок запасів вуглеводнів, окрім інших ознак, залежить від повноти знань про глибинну будову геологічного середовища і геодинамічні процеси, які в ньому відбуваються.

Особистий внесок здобувача в опублікованих наукових працях є наступним. Вихідні сейсмічні дані по профілю DOBRE-5 (2011) були отримані при безпосередній участі дисертанта в польових дослідженнях. Із залученням даних буріння свердловин здобувач самостійно побудувала геологічний розріз, який було використано для вихідної сейсмічної моделі вздовж профілю DOBRE-5 (2011) [8].

Первинна геолого-тектонічна інтерпретація сейсмічної моделі даного профілю також виконувалась за участю здобувача, як і підготовка до публікації результатів ГСЗ в міжнародному фаховому високореєтинговому виданні [8].

Автор виконала розширену аргументовану інтерпретацію вперше виявленої похилої сейсмічної границі (порушення) ПСГ [10] з урахуванням сучасних сейсмічних моделей ГСЗ 1999–2013-х рр., геотраверсів та профілів ГСЗ 1960–80-х рр. Застосовано структурно-парагенетичний метод тектонофізичного аналізу для структурно-кінематичної параметризації [3, 5] ПСГ та з'ясування напружено-деформованого стану СМ. В результаті виконаного аналізу регіональної [6] та локальної [1, 2] сейсмічності СМ з орієнтацією на вивчення геодинамічних процесів [9] дисертантом показано, що механізм поширення тектонічних деформацій продовжує активно діяти від південних границь СМ, де вона взаємодіє з АГП, далеко у внутрішньоплитові області СЄП. Обґрунтовано та підтверджено геолого-геофізичні критерії виділення потенційно небезпечних сейсмогенних зон і активізованих тектонічних структур слабосейсмічних платформних областей [4, 7].

Апробація результатів дисертаційної роботи. Основні положення та результати робіт доповідались і пройшли апробацію на: міжнародній конференції «Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища» (Київ, 2003); всеукраїнській науковій конференції «Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища» (Київ, 2006); міжнародній конференції «Уроки и следствия сильных землетрясений» (Ялта, 2007); міжнародній конференції «Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища» (Львів, 2008); IX Міжнародній науковій конференції «Моніторинг геологічних процесів» (Київ, 2009); міжнародній конференції GEODYNAMICAL PHENOMENA: “From Observations and Experiments to Theory and Modelling” (Київ, 2010); світовому форумі «Natural cataclysms & global problems of the modern civilization, GEO-CATAclysm-2011 (Турція, Стамбул, 2011); European Geosciences Union General Assembly 2013 (Австрія, Вена, 2013); Final symposium «Evolution of the Black Sea to Central Asia Tethyan Realm since the Late Paleozoic» (Франція, Париж, 2014); 16th SEISMIX International Symposium on Multi-scale Seismic Imaging of the Earth's Crust and Upper Mantle (Іспанія, Барселона, 2014).

Публікації. Основні результати дисертаційної роботи опубліковано в 10 статтях, 1 монографії та в 11 тезах міжнародних конференцій.

Структура та обсяг дисертації. Дисертація складається зі вступу, семи розділів, висновків та списку використаних джерел, які налічують 257 найменувань. Робота викладена на 159 сторінках, містить 45 рисунків та 17 таблиць.

Подяка. Дисертація виконана в Інституті геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України під керівництвом члена-кореспондента НАН України, кандидата фіз. – мат. наук Кендзери Олександра Володимировича, якому автор висловлює вдячність. Особливу подяку автор дисертаційної роботи висловлює науковому консультанту – член-кореспонденту НАН України, доктору геол. – мін. наук, професору Олегу Борисовичу Гінтову за допомогу у постановці задачі, поради, наукові консультації та всебічну підтримку при виконанні роботи. Здобувач висловлює подяку усім співробітникам Інституту геофізики та іноземним колегам, які брали участь в

польовому експерименті методом ГСЗ вздовж профілю DOBRE-5 (2011).

ОСНОВНИЙ ЗМІСТ РОБОТИ

Розділ 1. Геолого-геофізична вивченість західної частини Скіфської мікроплити присвячений огляду літератури за темою роботи. Ще з кінця XVIII - початку XIX століття на Кримському півострові, зокрема в Гірському Криму, були дослідженні стратиграфія, літологія, петрографія гірських порід, складені перші геологічні та тектонічні карти [Муратов, 1955, 1960 и др.]. У першій половині XX століття розпочались геологічні дослідження Чорноморського басейну [Андрусов, 1926; Архангельский, 1938; Муратов, 1955 та ін.]. Пізніше геологічна інтерпретація результатів методів сейсмозв'язки дала можливість встановити потужність осадової товщі, виділити окремі тектонічні елементи та нафтогазоперспективні ділянки Чорноморського регіону [Туголесов и др., 1985; Finetti et al., 1988; Хрящевская и др., 2007, 2009; Khriachtchevskaia et al., 2010; Nikishin et al., 2015a, б].

За результатами відпрацьованих методом ГСЗ V, VI і III геотраверсів, які супроводжувалися комплексом інших геофізичних методів, та 25, 26, 28, 29 профілів одержано перші уявлення про глибинну будову СМ та зони глибинних розломів [Соллогуб и др., 1984, 1986, 1988; Литосфера..., 1989; Краснопевцева, Щукин, 1993; Маловицкий, Непрочнов, 1972; Геологическая..., 1980; Чекунов и др., 1972; Строеие..., 1992; Pavlenkova, 1996] (рис. 1). Детальна характеристика геології та глибинної будови Чорноморського регіону України була наведена у серії монографій [Геология., 1984–1987].

Геологи та геофізики сходяться на думці, що фундамент СМ виповнений дислокованими на герцинському етапі тектогенезу породами пізнього докембрію та палеозою, а чохол тріас-юрським комплексом [Муратов и др., 1968; Геология..., 1969; Хаин, 1977; Тектоника..., 1988; Милановский и др., 1991; Nikishin et al., 1998, 2001, 2011; Natal'in, Sengör, 2005]. Структурний та геодинамічний розвиток регіону пов'язують з венд-фанерозойською активністю південної окраїни СЄП та розвитком/еволюцією океанів Палео-, Мезо- та Неотетис [Тектоника..., 1988; Nikishin et al., 1998, 2001, 2011; Okay et al., 1994; Saintot et. al., 2006; Seghedi, 2001, 2012; Юдин, 2008].

З 2005 по 2013 р. були переглянуті первинні матеріали по 25, 26 та 28/29 профілях ГСЗ з метою проведення повторної інтерпретації та отримання більш досконалих розрізів земної кори [Ермаков, Пийп, 2005; Баранова и др., 2008, 2011; Козленко и др., 2009, 2013], а до моделювання вздовж профілю DOBRE-5 (2011) включені первинні дані по 26 профілю [Маловицкий, Непрочнов, 1972]. Сучасні сейсмічні дослідження ГСЗ/WARR (wide angle refraction/reflection) було відпрацьовано в Україні по міжнародних проектах DOBRE-2 (2007), DOBRE-4 (2009), DOBRE-5 (2011) [Starostenko et al., 2007, 2012, 2013, 2015, 2016] та на території Румунії (профілі VRANCHEA-99 і VRANCHEA-2001 [Hauser et et al., 2001, 2007]) з метою вивчення глибинної будови західної частини СМ і прилеглих територій (рис.1). За результатами інтерпретації сучасних геолого-геофізичних даних висловлюється думка, згідно з якою СМ формувалась як частина СЄП перероблена під час пізньопалеозойсько-ранньомезозойських процесів активізації південного краю СЄП та рифтогенезу [Шнюков, 1997; Stephenson et al., 2004;

Kostyuchenko et al., 2004; Saintot et al., 2006; Gee & Stephenson 2006; Chalot-Prat et al., 2007; Гинтов и др., 2014]. Тобто фундамент мікроплити древніший, ніж передбачалося, – як мінімум неопротерозойський (за датуванням цирконів з гірських порід Ломоносівського масиву та мису Фіолент західної частини Гірського Криму [Шнюкова, 2013]). При цьому домінуючим тектонічним режимом з кінця девону до кінця юри було розтягнення, яке переривалося компресійними подіями, головною з яких було пізньотріасове закриття Палеотетису і підсув СЄП під СМ, про що свідчить (за геологічними даними В. В. Юдіна) наявність Північнокримської сутури. Пологе трасування сутури від о. Зміїний під Каркінітським прогином і на глибину до поверхні Мохо під Центарьнокримським підняттям підтверджують дослідження в дисертаційній роботі здобовуча. Будова літосфери СМ за геофізичними даними має більше схожості з СЄП, ніж з герцинським поясом Європи, про що також свідчить відсутність потужного метаморфізму, звичного в орогенних поясах варісцид [Saintot et al., 2006].

Розділ 2. Будова західної частини Скіфської мікроплити за геолого-геофізичними даними. СМ розглядається як «епіорогенна зона» на останній тектонічній карті України під редакцією С. С. Круглова [Тектонічна карта, 2007] та в сучасних роботах [Гинтов и др., 2014, 2015] з метою усунення подвійного розуміння слова «плита» прихильниками двох різних тектонічних гіпотез – класичної (геосинклінальної) та посткласичної (тектоноплитної). Але з позиції палеогеодинаміки Скіфська плита є не що інше як мікроплита або террейн, який неодноразово протягом геологічної історії відділявся та приєднувався до ЄАП будучи то її частиною, то частиною Тетису [Хаин, 1984, 2001; Зонненшайн и др., 1990; Хаин, Сеславинский, 1991; Юдин, 2008]. А ЄАП утворилась у сучасному вигляді після формування Західноєвропейської епігерцинської платформи та приєднання її в ранньому тріасі до докембрійської СЄП. Враховуючи зазначене, в подальшому будемо притримуватися терміну «Скіфська мікроплита (СМ)». Основними структурними елементами СМ є зони порівняно вузьких прогинів і пов'язані з ними зони валоподібних піднять (рис. 1), які детально описані в дисертаційній роботі.

Західна частина СМ витягнута субширотно вздовж південного краю СЄП як основної структури ЄАП і в основному залягає під водами Чорного та Азовського морів. На суходолі вона охоплює південну частину Західного Причорномор'я та практично весь Крим. На південь від СМ знаходяться Західночорноморська та Східночорноморська западини з тонкою високошвидкісною субокеанічною корою і глибиною залягання до поверхні Мохо 20–30 км [Starostenko et al., 2004; Yegorova et al., 2010, 2013].

Кристалічний фундамент південного схилу СЄП поступово занурюється в південному напрямку на глибини від декількох сотень метрів до 2 – 5 км і більше [Соллогуб, 1986; Тектоника..., 1988; Yegorova et al., 2010]. Внутрішня будова СМ ускладнена насувами північної вергентності, сформованими на альпійському етапі еволюції, на рубежі еоцену-олігоцену. Її палеозойсько-мезозойський фундамент прийнято вважати деформованим на варійському етапі тектогенезу [Муратов и др., 1968; Геология ..., 1969; Милановский и др., 1991; Nikishin et al., 1998, 2001, 2011; Natal'in, Sengör, 2005].

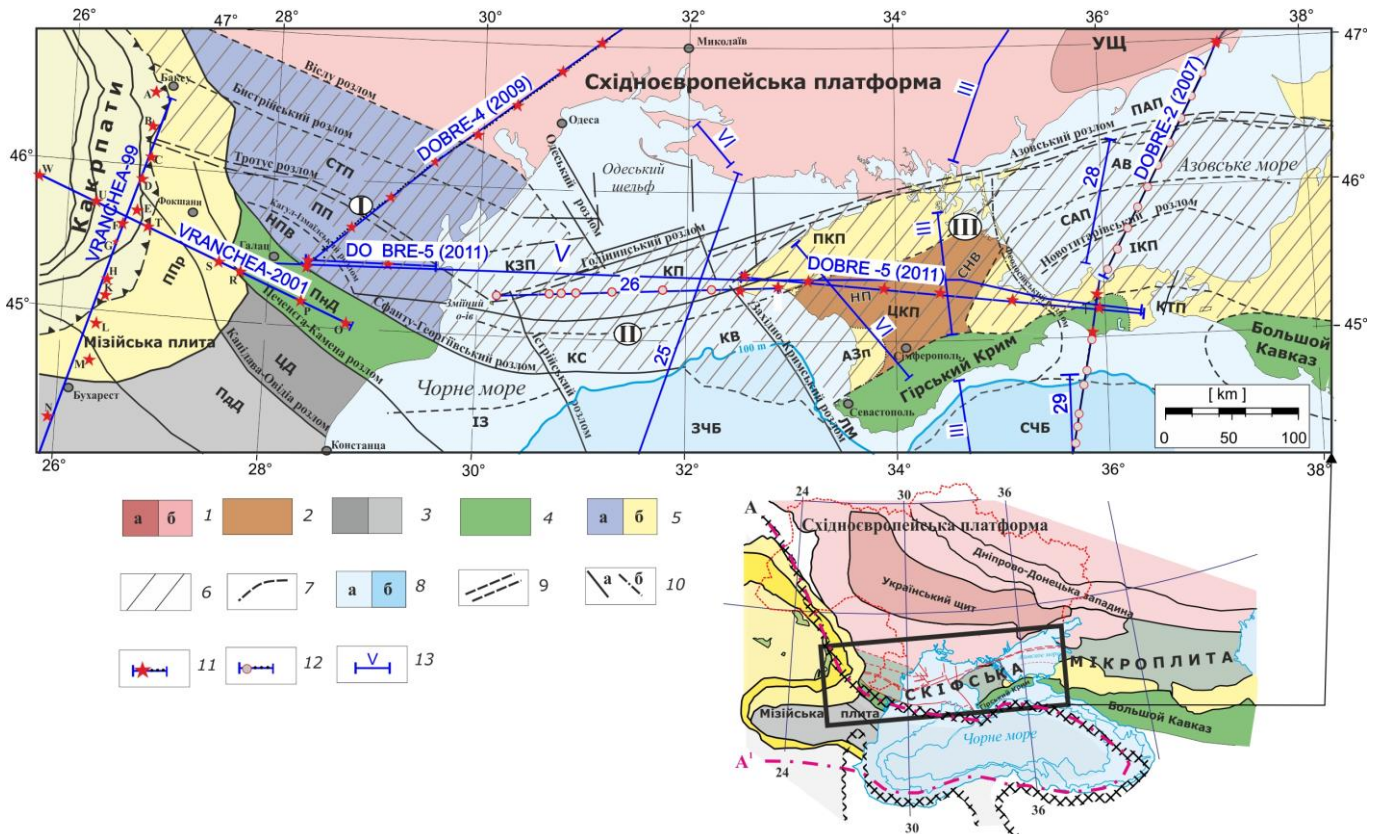


Рис. 1. Тектонічна схема західної частини Скіфської мікроплити, за [Starostenko et al., 2015] зі змінами: 1 – Архей-нижньо-протерозойська ССП (а – УЩ, б – Південний схил); 2 – палеозой-мезозойський фундамент СМ; 3 – палеозойська Мізійська плита; 4 – альпійський складчастий пояс; 5 – накладені прогини (а – палеозой-середньомезозойські, б – альпійські); 6 – СМ; 7 – границі тектонічних елементів, 8 – шельф (а), континентальний схил і глибоководна частина Чорного та Азовського морів (б); 9 – південна границя ССП; 10 – глибинні й регіональні розломи (а – загальноприйняті, б – передбачувані); 11, 12 – пункти вибуху і спостережень вздовж профілів ГСЗ DOBRE-2 (2007), -4 (2009), -5 (2011), VRANCHEA-99, VRANCHEA-2001 та 25, 28/29 в новій інтерпретації [Баранова и др., 2008, 2011], 26 профіль є частиною моделі DOBRE-5 (2011) (11 – на суходолі, 12 – положення донних станцій OBS і ОВН в морі); 13 – геотраверси 1960-80-х років. **Цифри в колах:** I – Переддобруджинський сегмент, II – Західночорноморський сегмент, III – Кримсько-Азовський сегмент. АВ – Азовський вал, АЗп – Альмінська западина, ЗЧБ – Західночорноморський басейн, ІЗ – Істрійська западина, ІКП – Індоло-Кубанський прогин, КВ – Каламітський вал, КЗП – Кілійсько-Зміїне підняття, КП – Каркінітський прогин, КС – Крайова ступінь, КТП – Керченсько-Таманський прогин, ЛМ – Ломоносівський масив, НП – Новоселівське підняття, НПВ – Нижньопрутський виступ, ПАП – Північноазовський прогин, ПД – Північна Добруджа, ПдД – Південна Добруджа, ПКП – Північно-Кримський прогин, ПП – Переддобруджинський прогин, ППр – Передкарпатський прогин, ПнД – Північна Добруджа, САП – Середньоазовське підняття, ССП – Східноєвропейська платформа, СНВ – Сімферопольсько-Новоцарицинський виступ, СТП – Сарата-Тузлинський прогин, СЧБ – Східночорноморський басейн, УЩ – Український щит, ЦД – Центральна Добруджа, ЦКП – Центральнокримське підняття. Вставка в правому нижньому кутку – загальне тектонічне положення СМ, де А – зона розділу товстої (>40 км, біле) і тонкої (<40 км, сіре) кори, по [Grad et al., 2008]; А¹ – лінімент А, по [Структура..., 1978; Соллогуб, 1986]

Фундамент СМ, що складається з декількох сегментів з різною тектонічною історією (див. нижче розділи 3 і 4), був повністю об'єднаний в одну велику одиницю, скоріш за все, в кінці середньої юри [Natal'in, Sengör, 2005]. На румунському шельфі Чорного моря фундамент складається з пізньопалеозойських зелених сланців і молодих осадових відкладів [Dinu et al., 2005]. Комплекси цих порід можуть також представляти слабодетформований край ССП [Хаин, 1977; Милановский, 1996; Okay et al., 1996; Robinson et al., 1996; Тектоника..., 1988], що також узгоджується з останніми дослідженнями [Stephenson et al., 2004; Kostyuchenko et al., 2004; Chalot-Prat et al., 2007; Saintot et al., 2006; Gee & Stephenson 2006; Шнюков, 1997; Гинтов и др., 2014].

Положення, природа північної і південної границь СМ та її основних тектонічних структур досі продовжують викликати дискусії. На півночі границею сутурної/шовної зони між ССП і СМ пропонується вважати субширотну систему грабенів і напівграбенів уздовж Голіцинської та Азовської зон розломів [Тектоника..., 1988; Старостенко и др., 2005; Saintot et al., 2006; Yegorova et al., 2010;], які практично повністю співпадають з Північнокримською сутурою, виявленою за геологічними даними В. В. Юдіним [Юдін, 2008]. На південному заході району досліджень СМ обмежена Сфанту-Георгіївським розломом, який відокремлює Переддобруджинський прогин від Північної Добруджі [Seghedi, 2012]. Східне продовження розлому виходить у море і простежується вздовж континентального схилу глибоководного басейну Чорного моря. Існує і дещо інше уявлення про продовження південного краю СМ в межах Чорного моря [Гинтов и др., 2014]. Згідно з цим уявленням, південна границя СМ збігається в акваторії з границею товстої і тонкої кори – лінеаментами А – А' [Структура..., 1978; Соллогуб, 1986; Grad et al., 2008] (див. вставку на рис. 1), оскільки за даними ГСЗ товщина кори СМ не відрізняється від кори ССП. Ця границя проходить дещо південніше показаної на рис. 1 і співпадає з Кримсько-Кавказською смугою сейсмогенних зон.

Розділ 3. Сейсмічні дані в межах західної частини СМ, отримані методом глибинного сейсмічного зондування. Основним вихідним матеріалом для дисертаційної роботи слугували дані ГСЗ/WARR, отримані при безпосередній участі дисертанта в польових дослідженнях вздовж профілю DOBRE-5 (2011). В 3 та 4 розділах дисертаційної роботи представлена розширена та аргументована інтерпретація цих матеріалів з урахуванням сейсмічних моделей по відпрацьованих раніше сучасних профілів ГСЗ/WARR DOBRE-2 (2007), DOBRE-4 (2009), VRANCHEA-99, VRANCHEA-2001 та геотраверсах і профілях ГСЗ 1960–80-х рр. Проведено аналіз методик досліджень методом ГСЗ на цих профілях.

Сейсмічні дані ГСЗ 1960–80-х рр. (V, VI, III геотраверси та 25, 26, 28, 29 профілі) мають високу роздільну здатність по латералі. Це досягалося завдяки розміщенню пунктів спостереження на невеликих відстанях (100–200 м), що спрощувало виділення та кореляцію корисних хвиль в сейсмічному полі та забезпечувало побудову великої кількості відбиваючих площадок вздовж досліджуваного сейсмічного розрізу. Аналізуючи характер поведінки, положення та щільність таких відбиттів, можна виділяти різні зони сейсмічного розрізу за

відбиваючими властивостями (прозорі ділянки, області з підвищеними амплітудами сейсмічних коливань тощо).

Сучасні ж сейсмічні спостереження ГСЗ/WARR вздовж профілів DOBRE-2 (2007), DOBRE-4 (2009), DOBRE-5 (2011) хоча і не мають такої детальності спостережень по латералі, але дозволяють отримати суттєво нову інформацію про значення швидкостей в середині розрізу на глибинах порядку 50–80 км. Це досягається завдяки реєстрації сейсмічних хвиль на великих виносках з використанням сучасних сейсмічних станцій, які за методикою досліджень розташовуються на відстанях 2,5–3,0 км вздовж профілю довжиною в декілька сотень кілометрів. Це дозволяє реєструвати не тільки відбиті, але і рефраговані хвилі в шарах, що знаходяться на значних глибинах. Вздовж профілів, що розглядаються в даній роботі, відстані між пунктами збудження та спостереження для крайніх пунктів вибухів складала до 500 і навіть 650 км по проектах PANCAKE, GEORIFT-2013 [Starostenko et al., 2013; Janik, 2014]. Як правило, на відстанях 200–450 км від пункту вибуху фіксуються фази рефрагованих хвиль, які несуть інформацію про зміну градієнта швидкості в глибоких шарах літосфери та верхньої мантії.

Таким чином, сучасні сейсмічні спостереження ГСЗ/WARR дозволяють отримувати записи сейсмічних хвиль на значних виносках від пунктів збудження (понад 200 км), інтерпретувати рефраговані хвилі в земній корі та верхній мантії, що надає абсолютно нову інформацію – швидкісні характеристики шарів, через які вони проходять. До того ж сучасні методи повнохвильового моделювання (ray-tracing method) дозволяють будувати швидкісні моделі кори та верхньої мантії вздовж профілю, які задовільняють усій сукупності хвильового поля (рефраговані та закритичні відбиті хвилі), які зареєстровані усіма пунктами збудження. Це дійсно підвищує надійність отриманої швидкісної моделі.

Для верхньої (осадової) частини моделі до глибини 5 км вздовж профілю DOBRE-5 (2011) був побудований геологічний розріз із залученням геологічних даних з свердловин [Новые..., 1973, Хрящевская и др., 2007, 2009] та даних вертикального сейсмічного профілювання (ВСП) свердловин, найближче розташованих до лінії профілю. Характер осадового чохла уже отриманої 2D швидкісної моделі DOBRE-5 (2011) змінюється як вхрест простягання СМ (в напрямку від ССП до альпійського обрамлення), так і за простяганням. Сейсмогеологічна модель розглянута по сегментах: *Переддобруджинському (I), Західночорноморському (II) та Кримсько-Азовському (III)* (рис. 2, верхній розріз).

Швидкісна характеристика *Переддобруджинського сегменту* є наступною: міоцен-четвертинні відклади – $V_p = 2,05$ км/с; олігоцен-еоценові – 2,24 км/с; юрсько-крейдяні – $V_p = 2,90$ км/с (загальна потужність 500–700 м); триасовий теригенно-глинистий комплекс – $V_p = 4,65$ км/с; пермські червоноколірні вулканічні уламкові породи – $V_p = 5,45$ км/с; середньодевонський карбонатний комплекс – 5,60 км/с (загальна потужність близько 4 км). Швидкісна модель показує відсутність різниці між девонськими породами і рифейським фундаментом з $V_p = 5,72–5,80$ км/с.

Верхня частина осадової товщі (700–800 м) *Західночорноморського сегменту* (Каркінітський прогин – дистанція 220–360 км) зі швидкістю $V_p = 2,05$ км/с представлена в основному середньоміоценовими – четвертинними мілководними

морськими карбонатно-теригенними відкладами, нижче глинами майкопського комплексу (олігоцен – нижній міоцен) зі швидкістю $V_p = 2,24$ км/с

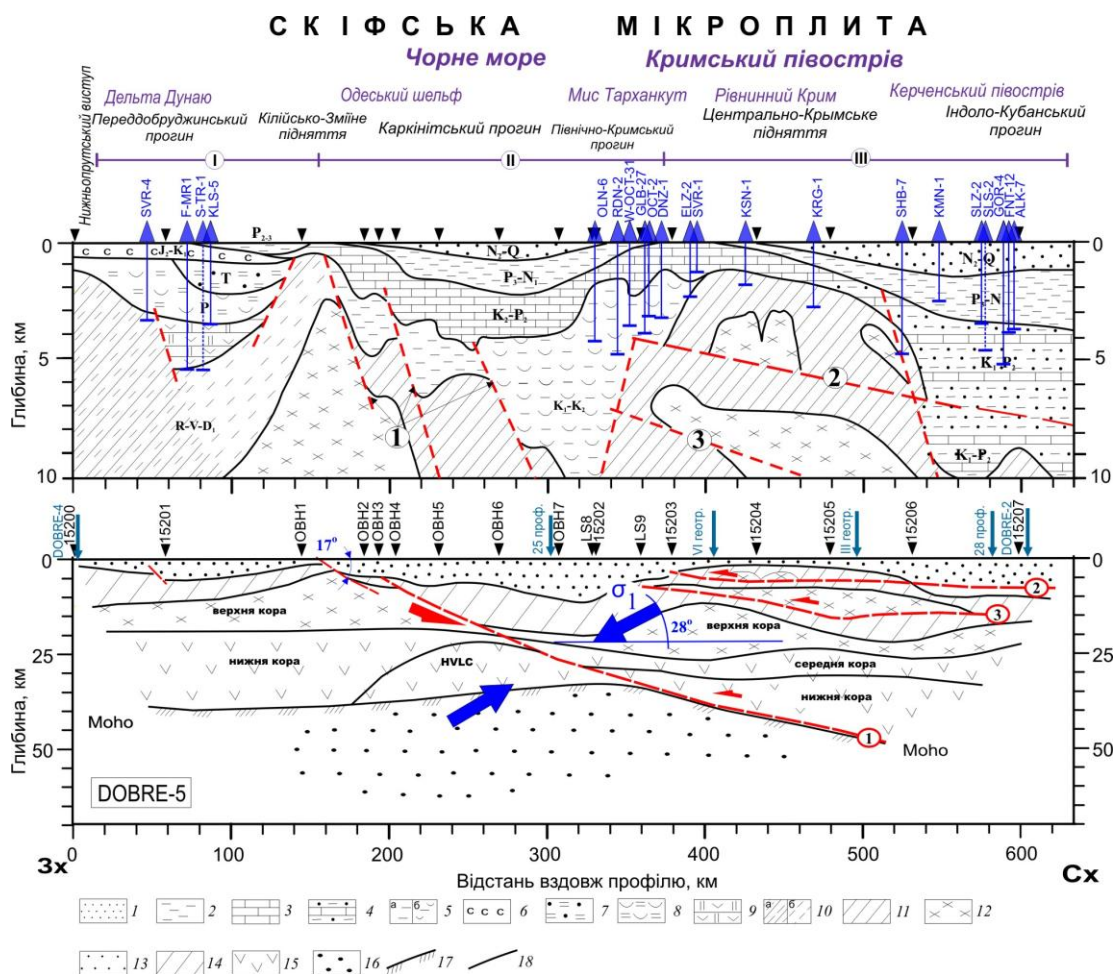


Рис. 2. Сейсмогеологічний розріз осадового чохла (верхній розріз) і будова земної кори (нижній розріз) з імовірними зонами розривних порушень вздовж профілю DOBRE-5 (2011): 1–9 – літолого-стратиграфічні комплекси осадового чохла (1 – середньо міоцен-четвертинний; 2 – еоцен-олігоценовий (Переддобруджинський) і олігоцен-нижньоміоценовий Каркінітського, Північнокримського та Індоло-Кубанського прогинів; 3 – верхньокрейдово-еоценовий Каркінітського та Північнокримського прогинів; 4 – нижньокрейдово-еоценовий Індоло-Кубанського прогину; 5 – нижньо-верхньокрейдовий (альб-сеноманський) теригенний (а) і теригенно-вулканогенні (б) Каркінітського та Північнокримського прогинів; 6 – середньоюрсько-нижньокрейдовий; 7 – тріасовий; 8 – пермський; 9 – середньодевонсько-карбонівий); 10 – рифейсько-нижньодевонський нерозчленований комплекс платформного чохла Придністровського схилу СЄП (а), синхронні йому відклади Північної Добруджі, перероблені в байкальську і варійську епохи (б); 11 – палеозой-мезозойський фундамент СМ; 12 – дорифейський гранітно-гнейсовий шар – верхня земна кора; 13 – осадовий чохол, 14 – палеозой-мезозойський фундамент СМ; 15 – середня (шар під Центральнокримським підняттям) та нижня земна кора; 16 – верхня мантія; 17 – поверхня Мохо; 18 – швидкісні границі. Червоним пунктиром і цифрами в кружках позначено імовірні тектонічні порушення (1 – зона зчленування СЄП і СМ – похила сейсмічна границя, 2–3 – зони порушень Кримсько-Азовського сегменту СМ). Напружено-деформований стан ПСГ (нижній розріз): великі товсті сині стрілки – кут нахилу осі σ_1 до горизонту, що дорівнює 28° , за умови, що кут

нахилу проекції в меридіональному перетині тектонічного порушення (ПСГ) рівній 17° (рис. 3, верхня діаграма); червона стрілка під Каркінітським прогином із заходу на схід – субдукція СЄП під СМ; малі стрілки під Центральнокримським підняттям зі сходу на захід – насуви СМ на СЄП

(потужність до 1,5 км). Глибше шари зі швидкостями $V_p = 3,0\text{--}4,0$ (потужність 3 км) і $5,55\text{--}5,70$ км/с (потужність 6–7 км) представлені еоцен-верхньокрейдовими вапняками і мергелями, нижньокрейдовими уламковими комплексами, а також вулканітами [Плахотный, 1971; Тектоника..., 1981].

Кримсько-Азовський сегмент (Центральнокримське підняття) (дистанція 380–505 км) має осадовий чохол товщиною близько 2–4 км, представлений еоцен-верхньокрейдяними вапняками і мергелями з швидкостями $V_p = 2,70\text{--}3,0$ км/с. Західна частина Індоло-Кубанського прогину (505–620 км), який умовно відноситься (разом з Терсько-Каспійським прогином) до передового прогину Великого Кавказу, в межах профілю заповнений осадовою товщею потужністю до 10 км, представленою, головним чином, моласовими комплексами майкопу ($V_p = 2,70$ км/с), а також еоцен-верхньокрейдовими вапняками і мергелями ($V_p = 3,50\text{--}4,50$ км/с).

В районі профілю покрівля кристалічного фундаменту СМ залягає на різних глибинах (рис. 2, нижній розріз): під Кілійсько-Зміїним підняттям – від 3 до 5 км, під Індоло-Кубанським прогином – 20–22 км, під Центральнокримським підняттям стає приповерхневим шаром. Кристалічну кору за даними швидкісної моделі вздовж профілю DOBRE-5 (2011) можна розділити на верхню ($V_p = 6,20\text{--}6,40$ км/с), середню ($V_p = 6,50\text{--}6,70$ км/с) і нижню ($V_p = 6,80\text{--}7,20$ км/с). Верхня кора складається з двох шарів з швидкостями $5,55\text{--}5,9$ км/с і $6,2\text{--}6,38$ км/с і характеризується чітко вираженими хвилястими поверхнями. Підняття цих шарів на глибинах від 1 до 4 км утворюють фундамент Кілійсько-Зміїного і Центральнокримського підняття. Середня і нижня кора товщиною 10–20 км включає високошвидкісне тіло ($V_p \approx 7,16$ км/с) з максимальною товщиною до 15 км на відстанях від 160 до 360 км вздовж профілю (під Каркінітським прогином).

За сейсмічними даними земна кора СМ умовно (границя не скрізь чітка) поділяється на осадовий шар і кристалічний фундамент з швидкостями менше і більше $V_p = 5,72$ км/с відповідно.

Були виявлені варіації у внутрішній сейсмічній структурі кори і топографії границі Мохо. У західній частині моделі глибина до границі Мохо є постійною – близько 38 км. На відстані 160 – 340 км границя Мохо піднімається до глибини 33 км. У східній частині профілю вона занурюється до глибини 47 км (на відстані 520 км). Швидкості на границі Мохо складають близько 8,15 км/с. У верхній мантії на глибині близько 60 км ($8,25$ км/с) виявлена субгоризонтальна відбиваюча границя.

На сейсмічній моделі DOBRE-5 (2011) чітко прослідковується похила сейсмічна границя від пункту вибуху (ПВ) ОВН1 + 20 км біля о. Зміїний на глибині 2 км до ПВ 15205 + 30 км на глибині 47 км (рис. 2, 3). Візуалізації ПСГ сприяє те, що, по-перше, в її межах ізолінії V_p змінюють свій нахил від субгоризонтального до субпаралельного границі Мохо, по-друге, майже всюди в земній корі в районі ПСГ загалом впевнено простежені ізолінії відбитих і заломлених хвиль перериваються

(проведені умовно). Це свідчить про те, що ПСГ є досить потужною зоною дезінтеграції, тобто має явну тектонічну природу.

Розділ 4. Глибинна будова західної частини Скіфської мікроплити за результатами аналізу перетинів профілю DOBRE-5 (2011) з профілями ГСЗ. Дисертантом виконана комплексна інтерпретація як сучасних сейсмічних даних 1999 – 2013 рр. (профілі ГСЗ/WARR DOBRE-2 (2007), DOBRE-4 (2009), DOBRE-5 (2011), VRANCHEA-99, VRANCHEA-2001 та 25, 28/29 профілі в новій інтерпретації [Баранова и др., 2008, 2011]), так і геотраверсів 1960 – 80-х рр., відпрацьованих в межах західної частини СМ. Побудовані об'ємні перетини субширотного профілю DOBRE-5 (2011) з субмеридіональними профілями ГСЗ та проведено їх аналіз з метою з'ясування глибинної будови та підтвердження існування ПСГ в земній корі СМ.

Так як профіль DOBRE-5 (2011) і V геотраверс простягаються субпаралельно і в безпосередній близькості один від одного, розглянуто зіставлення їх сейсмічних моделей. Сейсмічне поле V геотраверса виражене тільки горизонтальними границями K_0 , K_1 та шаром К-М на відповідних глибинах, на відміну від детальної верхньої, середньої та нижньої кори сейсмічної моделі профілю DOBRE-5 (2011). Під Центральнокримським підняттям горизонти K_1 (з $V_n = 5,6-6,2$ км/с), К-М ($V_n = 7,5$ км/с) по V геотраверсу співпадають відповідно з границею верхньої (6,3–6,4 км/с) та нижньої кори (6,8 – 7,0 км/с) по профілю DOBRE-5 (2011). Під Кілійсько-Зміїним підняттям горизонти K_0 і K_1 співпадають з фундаментом СМ та границею верхньої кори за даними DOBRE-5 (2011).

У Переддобруджинському прогині району перетину профілів DOBRE-5 (2011) і DOBRE-4 (2009) в клиновидному прогині осадового чохла моделі DOBRE-4 (2009) похилі границі відбиттів інтерпретовані як розлом Тротус у зоні зчленування СЄП з СМ [Starostenko et al., 2013].

Сейсмічні границі верхньої, середньої, нижньої кори та границі Мохо моделі DOBRE-5 (2011) на перетині з 25 профілем в новій інтерпретації [Баранова и др., 2008, 2011] співпадають. А в інтерпретації [Козленко и др., 2009] спостерігаються похилі границі відбиттів до глибини 15 км, що підтверджує існування ПСГ.

Основні сейсмічні горизонти на перетинах швидкісного розрізу DOBRE-5 (2011) з VI та III геотраверсами співпадають. На відстані 350 км III геотраверсу спостерігаються сейсмічні відбиваючі площадки з невеликим кутом нахилу на південь. На відстані 300 км на VI геотраверсу виділяється нахилена на південь сейсмічна границя та паралельні до неї ізолінії швидкостей, що відповідають фундаменту СЄП. А починаючи з глибини 25 км виявлено нахилені на південь сейсмічні неоднорідності – СН-4, СН-6, СН-7 та СН-8 в межах переходу від СЄП до СМ [Соллогуб, 1986]. Ці неоднорідності об'єднано в нахилені пласти I та II, які В. Б. Соллогуб назвав нахиленими розломними зонами. Припускалось, що по цих зонах відбувалося проникнення магми у земну кору. Вказані ознаки слугують підтвердженням існування ПСГ.

Перетин DOBRE-5 (2011) з 28 профілем [Баранова и др., 2008, 2011] також показав хорошу кореляцію сейсмічних границь. При цьому, починаючи з Азовського розлому до Новотитарівського, спостерігається похилопадаюча на

південь сейсмічна границя. Характеристика перетину профілів DOBRE-5 (2011) з DOBRE-2 (2007) дана у розділі 4 та представлена на рис. 3.

Таким чином, результати аналізу перетинів субширотного профілю ГСЗ/WARR DOBRE-5 (2011) з субмеридіональними профілями ГСЗ підтверджують існування ПСГ та основну тенденцію її нахилу з півночі на південь.

Аналіз швидкостей пружних хвиль в сейсмічних розрізах ГСЗ/WARR вздовж профілів DOBRE-5 (2011), DOBRE-4 (2009), DOBRE-2 (2007) та VRANCHEA-99, показав, що СМ притаманна тришарова швидкісна структура земної кори (табл.).

Таблиця

Швидкості пружних хвиль в кристалічній корі СМ у порівнянні з СЄП

Земна кора	Кристалічна кора СЄП, км/с	Кристалічна кора СМ, км/с			
		VRANCHEA-99	DOBRE-4 (2009)	DOBRE-5 (2011)	DOBRE-2 (2007)
Верхня кора	5,8-6,4	5,9-6,2	5,8-6,0	5,55-5,9	5,3-5,8
			6,13-6,31	6,2-6,38	6,1-6,28
Середня кора	6,5-6,6	–	6,47-6,55	6,6	6,5-6,68
Нижня кора	6,7-7,0	6,7-7,0	6,6-6,8	6,8-7,15	6,8-6,9
Мохо	–	7,9-8,0	8,2	8,15-8,16	8,05

Наприклад, структура кори Центральнокримського підняття за даними DOBRE-5 (2011) подібна до структури кори СЄП, яка складається з трьох шарів зі швидкостями $V_p = 5,8-6,4$ км/с (верхня кора), $6,5-6,6$ км/с (середня кора) і $6,7-7,0$ км/с (нижня кора), визначених для СЄП в цілому [Чекунов, 1972; Белоусов, Павленкова, 1984; Соллогуб, 1986; Pavlenkova, 1996; Grad et al., 2006; Janik et al., 2009, 2011; Artemieva, Thybo, 2013], а також на Балтійському і Українському щитах [BABEL Working Group, 1993; Thybo, 2000; EUROBRIDGE'95 Seismic Working Group, 2001; Janik et al., 2007, 2009]. Різниця між структурою земної кори СМ і південною частиною СЄП не спостерігається, що узгоджується з моделями, відповідно до яких СМ можна представляти як перероблену кору СЄП [Шнюков, 1997; Stephenson et al., 2004; Kostyuchenko et al. 2004; Chalot-Prat et al., 2007; Saintot et al., 2006; Gee, Stephenson, 2006; Шнюкова, 2013; Гинтов и др., 2014].

Розділ. 5. Похила сейсмічна границя – ключовий структурно-швидкісний елемент 2D моделі вздовж профілю DOBRE-5 (2011). В даному розділі надане можливе трактування тектонічної природи утворення ПСГ [Фарфуляк, 2015]. ПСГ простежується уздовж 400 км та перетинає під крейдяно-кайнозойським чохлам усю земну кору і на значному своєму відрізку збігається з похилою поверхнею Мохо (рис. 3).

Дисертантом розглянуто декілька аспектів трактування тектонічної природи виявленої зони порушень (ПСГ). Можливі механізми формування ПСГ є наступними.

1. Границя може відображати нахилений на схід субмеридіональний Істрійський розлом, який виділено на румунській тектонічній карті [Morosanu,

2007]. 2. Вона може бути південним краєм Східноєвропейського кратону, що відображений активним насувним фронтом на Євксинський орогенний пояс [Nikishin et al., 2011].

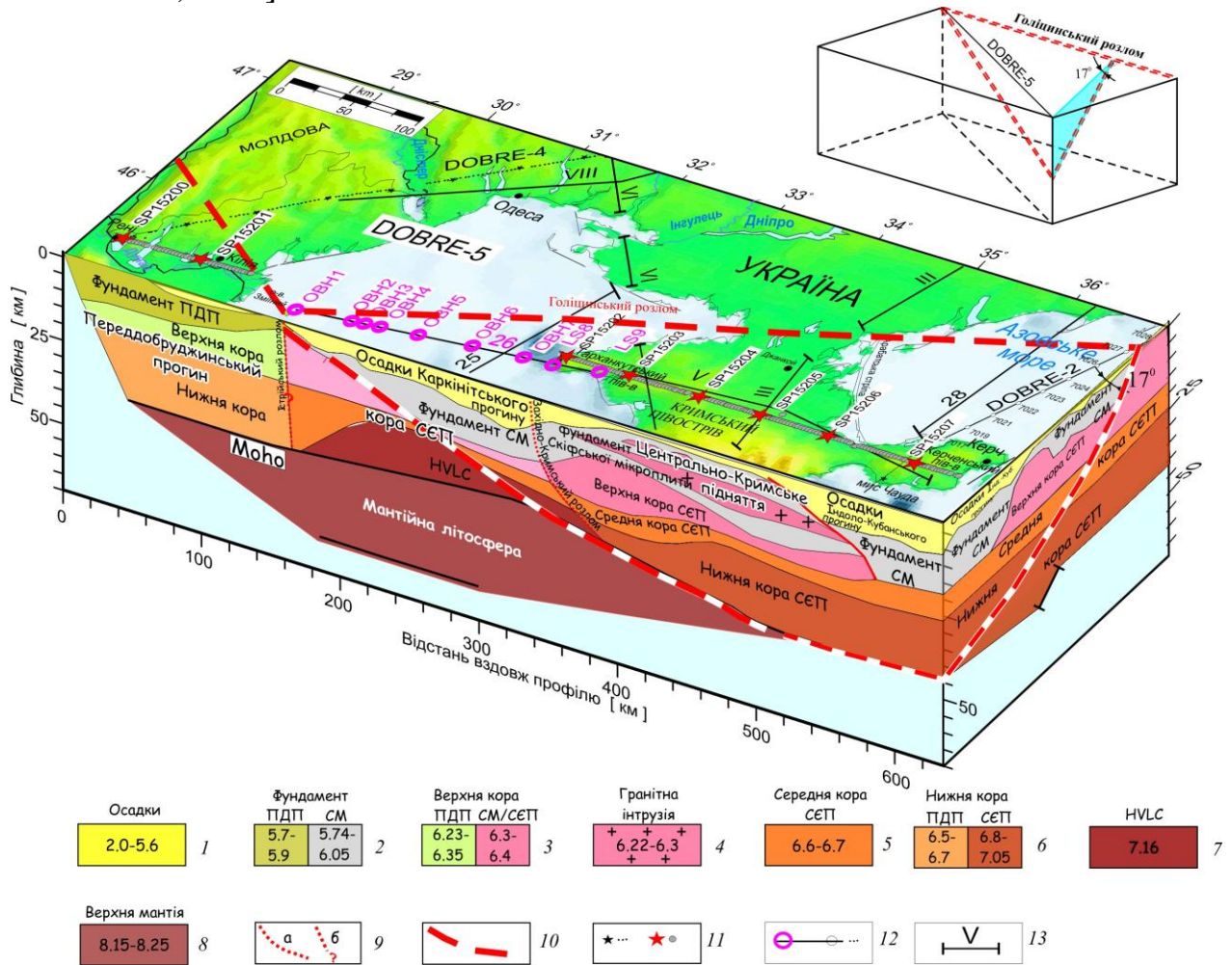


Рис. 3. Об'ємна схема глибинної будови земної кори західної частини СМ на перетині сейсмічних розрізів по профілях DOBRE-5 (2011) (біля ПВ 15207) з DOBRE-2 (2007) (ПВ 15005) [Starostenko et al. 2006, 2007, 2012, 2015], та її узгодження на поверхні з фізичною картою району досліджень: 1 – осадові товщі з $V_p = 2,0-5,6$ км/с; 2 – фундамент Переддобруджинського прогину (ПДП) з $V_p = 5,7-5,9$ км/с і СМ ($V_p = 5,74 - 6,05$ км/с); 3 – верхня кора ПДП ($V_p = 6,23-6,35$ км/с) і СМ/СЄП ($V_p = 6,3-6,4$ км/с); 4 – гранітні інтрузії у фундаменті СМ ($V_p = 6,22-6,3$ км/с); середня кора СЄП ($V_p = 6,6-6,7$ км/с); 5 – нижня кора ПДП ($V_p = 6,5-6,7$ км/с) і СЄП/СП (6,8–7,1 км/с); 6 – високошвидкісний шар нижньої кори; 7 – тіло нижче Каркінітського прогину (HVLC з $V_p \approx 7,16$ км/с); 8 – верхня мантія з швидкостями 8,15–8,25 км/с; 9 – глибинні розломи ((a) – Західнокримський розлом, (б) – Істрійський [Morosani, 2004]); 10 – шовна зона розломів земної кори (ПСГ) між СЄП і СМ. Її проекцією на поверхню є Голіцинська та Азовська зони розломів; 11, 12 – пункти вибуху та спостережень вздовж профілів (11 – на суші; 12 – донні станції OBS та OBN на морі); 13 – геотраверси та профілі ГСЗ 1960 – 80-х рр. Діаграма на вставці показує середній кут нахилу 17° ПСГ між СЄП і СМ на перпендикулярному зрізі до Голіцинського розлому

3. ПСГ утворилася внаслідок літосферного складкоутворення (folding / buckling) і подальшого розломоутворення в земній корі зони зчленування південної окраїни СЄП з СМ [Stephenson, Cloetingh, 1991; Cobbold et al., 1993; Burov et al., 1993; Ziegler et al., 1995; Cloetingh et al., 1999, 2002, 2008; Sokoutis et al., 2005; Matenco et al., 2007; Cloetingh, Burov, 2011; Starostenko et al., 2013]. 4. Вона відповідає Північнокримській сутурі, яка утворилася в результаті закриття Палеотетису в пізньому палеозой-тріасі та субдукції СЄП під СМ (велика червона стрілка на рис. 2) в південному напрямку і їх колізії [Юдин, 2008].

Автор дисертаційної роботи схиляється на користь останнього із представлених механізмів, так як розглянута палеогеодинамічна інтерпретація ґрунтується на детально вивчених геологічних фактах [Юдин, 1993-1995, 2008]. Вона узгоджується з палінспастичною реконструкцією території для пізнього девону, виконаною в роботі [Зоненшайн и др., 1990], а також підтверджується тектонофізичними та сейсмотомаграфічними даними [Гинтов и др., 2014], та співпадає з розрахунками напрямку і кута нахилу ПСГ, виконаних на підставі аналізу матеріалів профілю DOBRE-5 (2011) в дисертаційній роботі. Дані підрахунки показали, що ПСГ є границею, що падає на південь – південний схід з середнім кутом нахилу 17° (рис. 3, верхня діаграма), а в приповерхневих горизонтах до 38° . У осадовому чохлі Північнокримська сутура простежується у вигляді Голіцинської та Азовської зон розломів, які зазвичай розглядаються як границя між СЄП та СМ (рис. 1).

Внаслідок того, що профіль DOBRE-5 (2011) має приблизно повздовжнє положення по відношенню до СМ, визначення просторово-кінематичних параметрів ПСГ за характером її проекції на площину профілю є досить проблематичним. Проте, використовуючи можливості графічного аналізу на стереографічних сітках (рис. 4 а, б) і залучаючи відомі дані про будову регіону, дисертантом визначені умови залягання цієї зони і виконана реконструкція кінематичних ситуацій її формування. В якості вихідних залучались винесені на стереограми дані про орієнтування профілю DOBRE-5 (2011) (274°) (рис. 4а) та нахил проекції ПСГ на південь – південний схід з середнім кутом 17° . Винесені можливі варіанти положення ПСГ з кутами нахилів $8^\circ, 10^\circ, 20^\circ, \dots 80^\circ$ (рис. 4а) як в північних, так і в південних румбах, у вигляді дуг на верхній півсфері. Якщо ПСГ являє собою підкид (або насув) без суттєвої зсувної складової, орієнтування проекції вектора зміщення складе $(340 \pm 15)/17^\circ$, а осі $\sigma_1 - (160 \pm 15)/28^\circ$ (рис. 4 б). Тобто формування ПСГ відбувалося в обстановці субмеридіонального, точніше, північно-північно-західного – південно-південно-східного стиснення (рис. 2, великі товсті сині стрілки).

Отже, структурно-кінематична параметризація ПСГ (зони зчленування СЄП і СМ за даними DOBRE-5 (2011)) показала, що це регіональна система підсувів-насувів північно-північно-західного орієнтування, що ідентифікується як фрагмент південної границі СЄП і є зоною розломів, що складається з більш крутих ділянок біля поверхні і більш похила в середніх та глибинних горизонтах кори. Формування ПСГ як зони субдукції СЄП під СМ відноситься до пізньопалеозойсько-ранньомезозойського періоду, а наступні активізації, що відзначились у подальших насувах СМ на СЄП, відбувалися в мезо-кайнозой. Про те, що тектонічна активізація ПСГ могла періодично відбуватися протягом пізнього палеозой-мезозой, свідчить велика (в порівнянні з Добруджинським регіоном) потужність шару з $V_p = 5,72 -$

6,05 км/с, що відповідає гетерогенному фундаменту СМ за даними DOBRE-5 (2011). Максимум тектонічної активності зони, мабуть, припадає на кіммерійський і, головним чином, на альпійський етапи. На це, за геологічними даними, вказують наявність потужного кіммерійського комплексу в складі гетерогенного фундаменту цього сегменту СМ і Гірського Криму, а також суттєво значніші, ніж на суміжному причорноморському схилі СЄП, потужності альпійського осадового чохла.

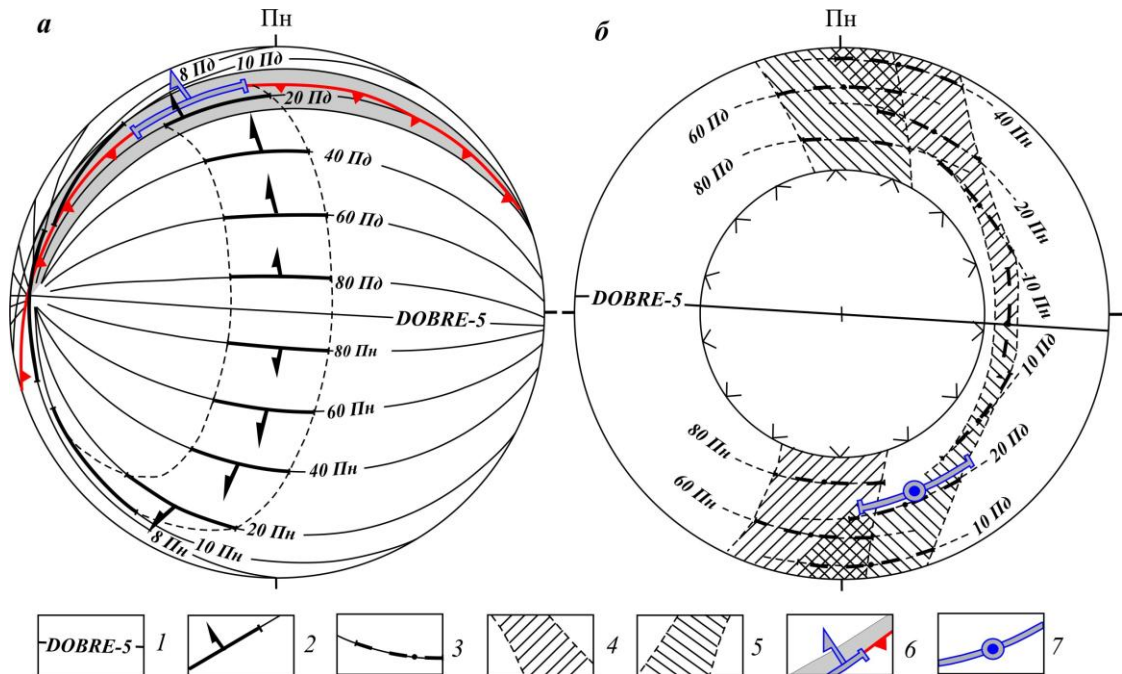


Рис. 4. Структурно-кінематичний аналіз ПСГ (рис. 2, зона 1) (верхня півсфера): *а* – варіанти положення площини розриву і проєкції вектора зміщення; *б* – відповідні їм положення осі стиснення (σ_1): 1 – орієнтування профілю DOBRE-5 (2011); 2 – площини та вектори зсуву при різних кутах падіння зони в північних і південних румбах; 3–5 – імовірні положення осі σ_1 для відповідних варіантів залягання зони (3) і сегменти її можливої локалізації для площин з північним (4) і південним (5) падінням; 6–7 – зона зчленування СЄП і СМ (сірий сегмент – з урахуванням зміни кутів падіння), вектор зміщення її висячого крила (6) і реконструйоване положення осі стиснення σ_1 для цієї зони (7)

Розділ 6. Сейсмічність Скіфської мікроплити. СМ, як важливий тектонічний елемент Чорноморського регіону, характеризується слабкою власною сейсмічністю, у порівнянні із сейсмічністю розташованого південніше Альпійсько–Гімалайського сейсмоактивного поясу. І все ж, на її території проявляються місцеві вогнища землетрусів, параметри яких представлено в каталогах українських, російських і європейських авторів. Основні матеріали про локальні землетруси СМ зібрано також в каталогах міжнародного сейсмологічного центру (ISC). В дисертаційній роботі аналізувалися сейсмічні події, які відбулись з початку 50-х років двадцятого сторіччя до теперішнього часу. Дані про локальні землетруси на території СМ представлено в табличному вигляді та винесено на фізичну карту досліджуваного регіону.

Обґрунтовано та доповнено геолого-геофізичні критерії виділення потенційно небезпечних сейсмогенних зон на основі аналізу місцевої сейсмічності СМ, СЄП із

залученням геологічних та геофізичних даних: 1) вогнища землетрусів в просторі тяжіють до зон тектонічних розломів та їх перетину; 2) існує зв'язок між положенням вогнищ землетрусів і різкою зміною глибини залягання границі Мохо; 3) підвищення рівня сейсмічної активності спостерігається в зонах високих значень градієнта швидкості неотектонічних рухів земної кори [Верховцев, 2010]; 4) підвищеною сейсмічністю часто характеризуються блоки тонкої земної кори в межах різновікових геологічних структур; 5) матеріали ГСЗ дозволяють виділити неоднорідності будови земної кори, з якими можуть бути пов'язані потенційно небезпечні зони виникнення землетрусів.

Різна структура земної кори вздовж розрізу по профілю DOBRE-5 (2011) (хвилясті сейсмічні границі в корі в межах Центральнокримського підняття та Каркінітського прогину; відсутність аналогічних сейсмічних границь, однорідність земної кори в Переддобруджі) та локальна сейсмічність ПСГ (положення та параметри землетрусів, які відбулись найближче до лінії профілю винесені на профіль DOBRE-5 (2011)) можуть свідчити про продовження сучасного літосферного складкоутворення (folding / buckling) і подальшого розломоутворення (faulting) в земній корі зони зчленування південної околиці СЄП та СМ.

ВИСНОВКИ

1. За результатами аналізу швидкостей пружних хвиль в сейсмічних розрізах по профілях DOBRE-5 (2011), DOBRE-4 (2009), DOBRE -2 (2007) та VRANCHEA-99 показано, що СМ має таку ж тришарову структуру земної кори, як і СЄП. Це підтверджує гіпотезу, що СМ формувалась як південний край СЄП перероблений на неопротерозойському і ранньопалеозойському етапах тектонічної активності.

2. За сучасними сейсмічними даними ГСЗ вздовж профілю DOBRE-5 (2011) виділено ПСГ, яка пов'язується із зоною зчленування СЄП та СМ.

3. Показано, що похила сейсмічна границя СМ імовірно є пізньопалеозойсько-ранньомезозойською Північнокримською сутурою, яку за геологічними даними виділив В. В. Юдін у 2008 р. Підраховано, що ПСГ має середній кут нахилу 17° в південному напрямку, що підтверджено даними аналізу перетинів субширотного профілю DOBRE-5 (2011) з субмеридіональними профілями ГСЗ.

4. За результатами структурно-парагенетичної параметризації показано, що ПСГ сформувалася в обстановці північно-північно-західного – південно-південно-східного стиснення і має складову зсуву.

5. Обґрунтовані та підтверджені геолого-геофізичні критерії виділення потенційно небезпечних сейсмогенних зон і активізованих тектонічних структур слабосейсмічних платформних областей на основі аналізу місцевої сейсмічності СМ, СЄП із залученням геологічних та геофізичних даних.

6. Локальна сейсмічність СМ та ПСГ може свідчити про наявність процесів сучасного літосферного складкоутворення і пов'язаного з ним розломоутворення в земній корі зони зчленування південної околиці СЄП та СМ.

СПИСОК ОПУБЛІКОВАНИХ ПРАЦЬ ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

Наукові журнали

1. **Миронівська Л. В.** Тектонічне положення вогнищ землетрусів Волино-Поділля / **Миронівська Л. В.**, Мичак С. В. // Геофиз. журн. – 2006. – Т. 28, № 6. –

С. 94–104.

2. Кендзера О. В. Локальні землетруси Волино-Поділля та їх значення для сейсмічного районування / Кендзера О. В., **Миронівська Л. В.**, Мичак С. В. // Вісник КНУ. Геологія. – 2007. – Вип. 41–42. – С. 17–21.
3. Гинтов О. Б. Субботско-мошоринский этап деформирования земной коры Украинского щита / Гинтов О. Б., Орлюк М. И., Мычак С. В., Бакаржиева М. И., **Фарфуляк Л. В.** // Геофиз. журн. – 2008. – Т. 30, № 6. – С. 23–39.
4. Трипольский А. А. Анализ тектонических и геолого-геофизических условий в пределах платформенной части территории Украины с целью размещения сейсмологических станций / Трипольский А. А., Кендзера О. В., **Фарфуляк Л. В.**, Мычак С. В. // Геофиз. журн. – 2009. – Т. 31, № 5. – С. 115–127.
5. Mychak S. Strain state and crustal deformation in the central part of the Ingul megablock of the Ukrainian Shield according to structural data on the Novoukrainka massif and the Subbottsy-Moshoryno fault zone / Mychak S., **Farfuliak L.** // Geophys. Journal. – 2010. – Т. 32, № 4. – P. 112–115.
6. Kendzera O. V. Lessons for Ukraine about recent strong earthquakes in the world / Kendzera O. V., Lisovyi Yu. V., Amashukeli T. A., **Farfuliak L. V.**, Semenova Yu. V. // Geophys. Journal. – 2010. – Т. 32, № 4. – P. 60–62.
7. Трипольский А. А. Особенности сейсмогенной зоны Ингульского и Среднеприднепровского мегаблоков Украинского щита / Трипольский А. А., Мычак С. В., **Фарфуляк Л. В.**, Калюжна Л. Т. // Геофиз. журн. – 2013. – Т. 35, № 2. – С. 115–127.
8. Starostenko V. 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 / Starostenko V., Janik T., Yegorova T., **Farfuliak L.**, Czuba W., Środa P., Thybo H., Artemieva I., Sosson M., Volfman Y., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Omelchenko V., Gryn D., Guterch A., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A. // Geophys. J. Int. – 2015. – Vol. 201. – P. 406–428. doi:10.1093/gji/ggv018.
9. Гинтов О. Б. Глубинная сейсмогенная зона Вранча как индикатор геодинамического процесса / Гинтов О. Б., Муровская А. В., Егорова Т. П., Вольфман Ю. М., Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Колесникова Е. Я., Островной А. Н., Бубняк И. Н., **Фарфуляк Л. В.**, Амашукели Т. А. // Геофиз. журн. – 2015. – Т. 37, № 3. – С. 23–39.
10. **Фарфуляк Л. В.** Природа наклонной сейсмической границы в земной коре Скифской микроплиты вдоль профиля DOBRE-5 / **Фарфуляк Л. В.** // Геофиз. журн. – 2015. – Т. 37, № 6. – С. 23–39.

Монографії

Гинтов О. Б., Орлюк М. И., Мычак С. В., Бакаржиева М.И., **Фарфуляк Л. В.** Субботско-Мошоринская зона разломов в кн.: Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождения рудных полезных ископаемых. / Старостенко В.И., Гинтов О.Б.. – К. : Пастыи луды, 2013. – С. 230–240.

Тези доповідей

1. **Миронівська Л. В.** Геотектоніка і сейсмічність західної окраїни Східноєвропейської платформи / **Миронівська Л. В.** // Тези доп. міжнар. конф.

- «Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища». – К., 2003. – С. 112–118.
2. **Миронівська Л. В.** Тектоніка і вогнища землетрусів Волино-Поділля / **Миронівська Л. В.**, Мичак С. В. // Тези доп. Всеукр. наук. конф. «Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища», 21–24 верес. 2006 р. – К., 2006. – С. 85–87.
 3. **Миронівська Л. В.** Локальні землетруси Волино-Поділля та їх значення для сейсмічного районування / Кендзера О. В., **Миронівська Л. В.**, Мичак С. В. // Тези доп. опубліковані в матеріалах конф. «Нові геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища», 5 жовт. 2006 р. – Львів, 2006. – С. 15-17.
 4. **Мироновская Л. В.** Геодинамика и сейсмотектоника области сочленения Карпат и Восточноевропейской платформы / **Мироновская Л. В.**, Амашукели Т. А. // Тези доп. міжнар. конф. «Уроки и следствия сильных землетрясений» (к 80-летию разрушительных землетрясений в Крыму), 25–28 сентября 2007 р. – Ялта, 2007. – С. 180–182.
 5. Трипільський О. А. Критерії виділення сейсмогенних зон на прикладі Інгульського блоку Українського щита / Трипільський О. А., Мичак С. В., **Миронівська Л. В.** // Тези доп. міжнар. конф. «Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища», 6–10 жовт. 2008 р. – Львів, 2008. – С. 66–68.
 6. **Фарфуляк Л. В.** Дослідження тектонічних та геолого-геофізичних умов з метою розташування сейсмічних станцій на платформній частині території України. / Фарфуляк Л. В., Трипільський О.А., Мичак С. В. // Тези ІХ Міжнародної наукової конференції «Моніторинг геологічних процесів», 14–17 жов. 2009 р. – К., 2009. – С. 56–58.
 7. Мичак С. В. Можливі сейсмогенні зони Інгульського та деяких суміжних блоків Українського щита. / Мичак С. В., **Фарфуляк Л. В.**, Трипільський О.А. // Тези ІХ Міжнародної наукової конференції «Моніторинг геологічних процесів», 14–17 жов. 2009 р. – К., 2009. – С. 58–59.
 8. Kendzera O. Seismicity and seismic protection in Ukraine / Starostenko V., Kendzera O., **Farfuliak L.**, Legostaieva O. // World Forum, «Natural cataclysms & global problems of the modern civilization, GEO-CATAclysm-2011, 19-21 September, 2011, Istanbul, Turkey. – Istanbul, 2011. – P. 55.
 9. Janik T. Preliminary results along deep seismic sounding profile DOBRE-5 from the North Dobrogea Orogen across the SW shelf of the Black Sea and Crimea 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. // European Geosciences Union General Assembly 2013 Vienna, Austria, April 07–12, 2013. – Vienna, 2013. – P. EGU2013-4871.
 10. 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,

2014. – P. 147-149.

11. **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.

АНОТАЦІЯ

Фарфуляк Л. В. Глибинна будова західної частини Скіфської мікроплити за сучасними сейсмічними даними. – Рукопис.

Дисертація на здобуття наукового ступеня кандидата геологічних наук за спеціальністю 04.00.22 – геофізика. – Інститут геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України, Київ, 2016.

Дисертаційна робота присвячена вивченню глибинної будови західної частини СМ за даними ГСЗ. За сучасними сейсмічними даними, які отримано вздовж профілю DOBRE-5 (2011), виявлено нові, раніше невідомі сейсмічні границі. Зокрема, виділено похилу сейсмічну границю (ПСГ), яка пов'язується із зоною зчленування Східноєвропейської платформи (СЄП) з СМ. Показано, що ПСГ в земній корі мікроплити, імовірно, є пізньопалеозойсько-ранньомезозойською Північнокримською сутурою. Підраховано, що ПСГ має середній кут нахилу 17° в південному напрямку та сформувалась в обстановці північно-північно-західного – південно-південно-східного стиснення.

За результатами аналізу швидкостей пружних хвиль в сейсмічних розрізах по профілях DOBRE-5 (2011), DOBRE -4 (2009), DOBRE -2 (2007) та VRANCHEA-99 показано, що СМ має тришарову структуру земної кори як і СЄП. Локальна сейсмічність СМ та ПСГ може свідчити про наявність процесів сучасного літосферного складкоутворення і пов'язаного з ним розломоутворення в земній корі зони зчленування південної околиці СЄП та СМ. Діє механізм поширення тектонічної деформації від південних активних границь СМ, де вона взаємодіє з АГП, далеко у внутрішньоплитові області СЄП.

Ключові слова: земна кора, мантія, сейсмічні границі, глибинне сейсмічне зондування, сейсмічність, зона розломів, Скіфська мікроплита, Східноєвропейська платформа, геодинамічний розвиток, структурно-парагенетичний метод.

ABSTRACT

Farfuliak L. Deep structure of the western part of the Scythian microplate based on present seismic data. – The manuscript.

The thesis presents for candidate's degree in specialty 04.00.22 – geophysics. – S. Subbotin Institute of Geophysics of NAS of Ukraine, Kyiv, 2016.

The thesis is devoted to study the deep structure of the western part of the Scythian microplate (SM) based on data of deep seismic sounding (DSS) method. New seismic boundaries have been revealed according to the wide-angle refraction and reflection (WARR) seismic experiment along the DOBRE-5 (2011) profile. The inclined seismic boundary (ISB) was allocated as a result of geological interpretation of 2D seismic model along the DOBRE-5 (2011), which is associated with a joint zone of East European Platform (EEP) (as part of the Eurasian plate) with SM. It is shown that ISB is likely Late

Paleozoic-Early Mesozoic North-Crimea suture in the SM crust. It is estimated that ISB has an average angle of 17° dip to the south and was formed in conditions of north-north-west – south-southeast compression.

The analysis of the P-wave velocity distributions in seismic models of profiles DOBRE-5 (2011), DOBRE-4 (2009), DOBRE-2 (2007) and VRANCHEA-99 shows that SM has a three-layered structure of the crust similar to that observed for the EEP crust.

Local seismicity of the ISB and SM may indicate the presence of on-going processes of lithospheric folding/buckling and related faulting in the crust of the suture zone of East European Platform with SM. A mechanism of propagation of tectonic deformations acts from active southern boundary of the SM, where it locates at the boundary with the Alpine fold-and-thrust belt, far away within the intracontinental areas of the EEP.

Keywords: the crust, mantle, seismic boundaries, deep seismic sounding, seismicity, fault zone, Scythian microplate, the East-European platform, geodynamic development, structural and paragenetic method.

АННОТАЦИЯ

Фарфуляк Л. В. Глубинное строение западной части Скифской микроплиты по современным сейсмическим данным. – Рукопись.

Диссертация на соискание ученой степени кандидата геологических наук по специальности 04.00.22 – геофизика. – Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, Киев, 2016.

Диссертационная работа посвящена изучению глубинного строения западной части СМ по данным ГСЗ. По современным сейсмическим данным, полученным вдоль профиля DOBRE-5 (2011), выявлены новые, ранее неизвестные сейсмические границы. В частности, выделены наклонная сейсмическая граница (НСГ), которая связывается с зоной сочленения Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и СМ. Показано, что НСГ в земной коре микроплиты, вероятно, является позднепалеозойско-раннемезозойской Северо-Крымской сутурой. Подсчитано, что НСГ имеет средний угол наклона 17° в южном направлении и сформировалась в обстановке северо-северо-западного - юго-юго-восточного сжатия.

Результаты анализа скоростей упругих волн в сейсмических разрезах профилей DOBRE-5 (2011), DOBRE 4 (2009), DOBRE 2 (2007) и VRANCHEA-99 показали, что СМ имеет трехслойную структуру земной коры по ВЕП.

Обоснованы геолого-геофизические критерии, перспективные для определения потенциально опасных сейсмогенных зон по результатам изучения локальной сейсмичности СМ с привлечением геологических и геофизических данных. Локальная сейсмичность СМ и НСГ может свидетельствовать о наличии процессов современного литосферного складкообразования и связанного с ним разломообразования в земной коре зоны сочленения южной окраины ВЕП и СМ. Действует механизм распространения тектонической деформации от южных активных границ СМ, где она взаимодействует с Альпийско-Гималайским поясом, далеко в внутриплитовые области ВЕП.

Ключевые слова: земная кора, мантия, сейсмические границы, глубинное сейсмическое зондирование, сейсмичность, зона разломов, Скифская микроплита, Восточно-Европейская платформа, геодинамическое развитие, структурно-парагенетический метод.

Підписано до друку 29.07.2016 р. Формат 60 x 84/16.
Папір офсетний. Друк цифровий.
Обсяг 0,9 ум.-друк. арк. Наклад 100 прим. Зам. № П-2016-302

Надруковано у центрі оперативної поліграфії ФОП Кравченко Я.О.
03039, м. Київ, пр-т. В.Лобановського, 119.
Тел. (044) 561-95-31, (067) 506-57-55, (050) 57-06-555