

Глубинное строение Добруджи и Преддобруджинского прогиба как отражение развития Транс'европейской шовной зоны

*Т. А. Амашукели¹, А. В. Муровская¹, Т. П. Егорова¹,
В. И. Алехин², 2019*

¹Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина

²Донецкий национальный технический университет, Покровск, Украина

Поступила 3 декабря 2018 г.

На основі геолого-геофізичних даних розглянуто тектонічну будову Добруджі (ДБ) і Переддобрудзького прогину (ПДП). Підкреслено, що ДБ і ПДП є ключовими вузлами для розуміння геодинаміки Центральної Європи, оскільки вони розташовані в межах південно-східної частини Транс'європейської шовної зони (ТЄШЗ), яка тут доступна для безпосереднього польового вивчення. Сучасне положення цих структур у передгір'ях Карпат і на північно-східному узбережжі Чорного моря робить їх ланкою, що пов'язує Паннонсько-Карпатський і Кримсько-Чорноморський регіони. Глибинну будову району схарактеризовано за швидкісними моделями по профілях ГСЗ VRANCHEA 2001 і DOBRE-4 із залученням матеріалів ГСЗ профілю PANCAKE. Район Добруджі є системою насувів північно-східної вергентності, розділених серією великих розломів-зміщувачів. Ці розломи, головним з яких є Печеніга-Камена, входять до системи крайньої південної частини ТЄШЗ. Ширина зони насувів Добруджі становить близько 60 км і наближається до ширини зони насувів на лінії профілю PANCAKE. Сучасна складчасто-насувна споруда Добруджі утворена на місці давньої палеозойської сутури в кімерійській етап тектогенезу (пізня юра—рання крейда) та активізувалась у ранньоальпійській етап (пізня крейда—палеоген), тобто пізніше, ніж доюрські, і раніше, ніж альпійські насиви в Карпатському регіоні. Враховуючи геологічну і геофізичну аналогію між Рава-Руським і Північнодобрудзьким елементами Східноєвропейської платформи, а також між Внутрішньою зоною Львівського палеозойського прогину і ПДП, можна стверджувати, що в досліджуваному районі північно-східна межа ТЄШЗ проходить поблизу поверхні під ПДП, а південно-західна примикає до зони розлому Печеніга-Камена і, можливо, навіть перетинає її на межі верхньої і середньої кори. За даними ГСЗ по профілях DOBRE-4 і PANCAKE встановлено спільність структури ТЄШЗ, яка не простежується вертикально, але є похилою системою розривів, що відділяє Східноєвропейську платформу від насунутого на неї облямування Західноєвропейської та Мізійської платформ.

Ключові слова: Транс'європейська шовна зона, Добруджа, геодинаміка, глибинна будова, сейсмічність, ороген.

Введение. Добруджа и Преддобруджинский прогиб являются ключевым узлом для понимания геодинамики Центральной Европы, поскольку расположены на юго-восточном окончании Транс'европейской

шовной зоны (ТЄШЗ) и доступны непосредственному изучению в обнажениях. Большая часть Добруджи находится в Румынии, а на территории Украины находится Прутский выступ Северной Доб-

руджи и Преддобруджинский прогиб [Тектонічна ..., 2007] (рис. 1). Современное положение этих структур в предгорьях Юго-Восточных Карпат и на северо-западной окраине Черного моря делает их связующим звеном между Паннонско-Карпатским и Крымско-Черноморским регионами.

Добруджа традиционно делится разломами северо-западного простирания ($315\text{—}320^\circ$) на Южную, Центральную и Северную [Seghedi, 2012 и ссылки в ней] (рис. 2). Южная и Центральная Добруджа разделены разломом Капидаву-Овидиу. Северная ограничена разломами Печенега-Камена на юго-западе и Сфанту-Георгиевским на северо-востоке.

К **Южной Добрудже** относится погруженный блок Мизийской плиты, где на поверхность выходят пологозалегающие третичные породы и четвертичные лессовые отложения, и только в долинах ручьев наблюдаются отдельные выходы мелового комплекса. Фундамент Южной Добруджи достаточно хорошо изучен скважинами и методами сейсморазведки. Между разломами Капидаву-Овидиу и Паласу находится террейн Паласу (см. рис. 2), который имеет раннедокембрийскую метаморфическую кору, представленную архейскими ортогнейсами, палеопротерозойскими полосчатыми железистыми кварцитами и слюдистыми сланцами, а также слабометаморфизованной вулканогенно-осадочной формацией Кокосу позднего протерозоя (547 млн) [Seghedi, 2012; Balintoni, Balica, 2016]. Гнейсы и железистые кварциты могут быть сопоставлены с аналогичными образованиями Украинского щита (УЩ), а формация Кокосу — с базальтами Вольни. Блок Южной Добруджи с архейско-раннепротерозойским фундаментом, ограниченный разломом Паласу, интерпретируется как узкий террейн Балтики, оторванный от северо-западного склона УЩ и перемещенный на юго-восток вдоль ТЕШЗ [Seghedi, 2012].

На складчатых докембрийских и палеозойских образованиях Южной Добруджи несогласно залегает верхнеюрская песча-

нисто-известняковая формация, перекрытая аптскими отложениями.

В **Центральной Добрудже** (см. рис. 2), представляющей собой приподнятый блок, ограниченный разломами Печенега-Камена и Капидаву-Овидиу, обнажаются два докембрийских комплекса и несколько эрозийных останцев мезозойского чехла, в то время как палеозойские отложения здесь полностью отсутствуют [Seghedi, 2012 и ссылки в ней].

Неопротерозойские отложения группы Altin Tere (696 млн) обнажаются в узкой зоне вдоль разлома Печенега-Камена и по пологому detachment контактируют с отложениями венда, которые выходят на поверхность на большей части Центральной Добруджи [Seghedi, 2012; Balintoni, Balica, 2016]. Вендское (или эдиакарийское) основание Центральная Добруджа представлено турбидитами истринской формации мощностью около 5000 м, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации и формирующими крупные складки субширотного простирания. На основании возрастов обломочных цирконов и характерных перерывов в осадконакоплении предполагается Авалонский генезис для истринской серии [Balintoni, Balica, 2016 и ссылки в ней]. Бат-киммериджские песчаники и карбонаты несогласно перекрывают истринский флиш. Эти средне-позднеюрские образования обнажаются в синклинали Касимча северо-западного простирания и местами перекрывается субгоризонтально залегающими аптскими породами [Hirpolyte, 2002].

Северная Добруджа располагается между Мизийской и Скифской плитами и представляет собой узкий киммерийский складчато-надвиговый пояс северо-западного простирания, наложенный на палеозойский ороген, генетическая принадлежность которого является темой дискуссии. На юго-западе Северная Добруджа контактирует с приподнятым блоком Центральной Добруджи по разлому Печенега-Камена, круто падающему на юго-запад и имеющему как вертикальную, так и горизонтальную компоненты перемещения

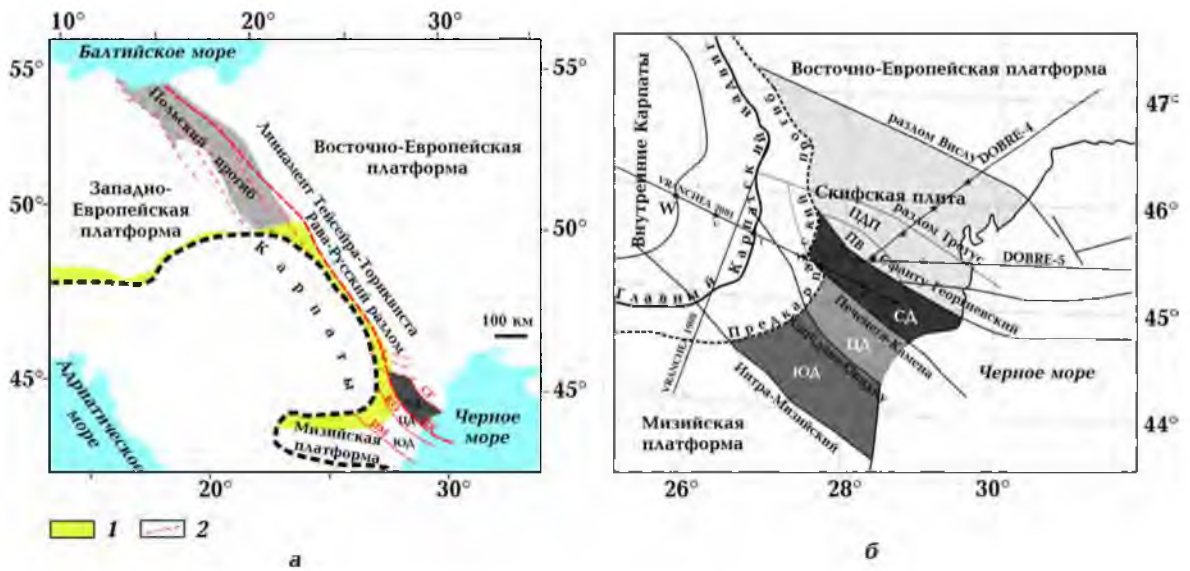


Рис. 1. Положение Добруджи в системе ТЕШЗ, по [Hippolyte, 2002] (а); тектоническая схема района исследования с положением профилей ГСЗ, по [Starostenko et al., 2015] (б): 1 — Предкарпатский прогиб, 2 — разломы.

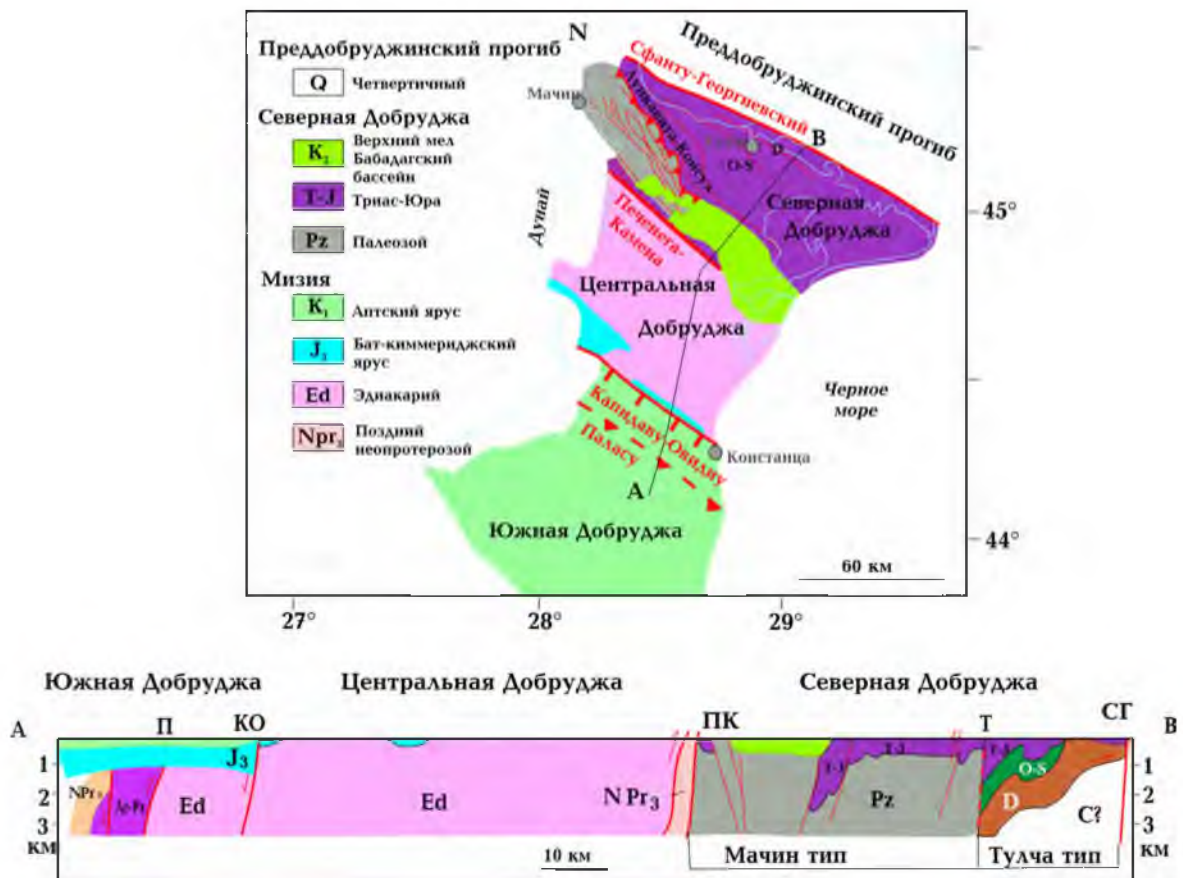


Рис. 2. Тектоническая схема Добруджи и обобщенный разрез по линии АВ, модифицировано из [Seghedi, 2012; Balintoni, Balica, 2016]. Разломы: П — Паласу, КО — Капидаву-Овидиу, ПК — Печенега-Камена, Т — Телита, СГ — Сфанту-Георгиевский.

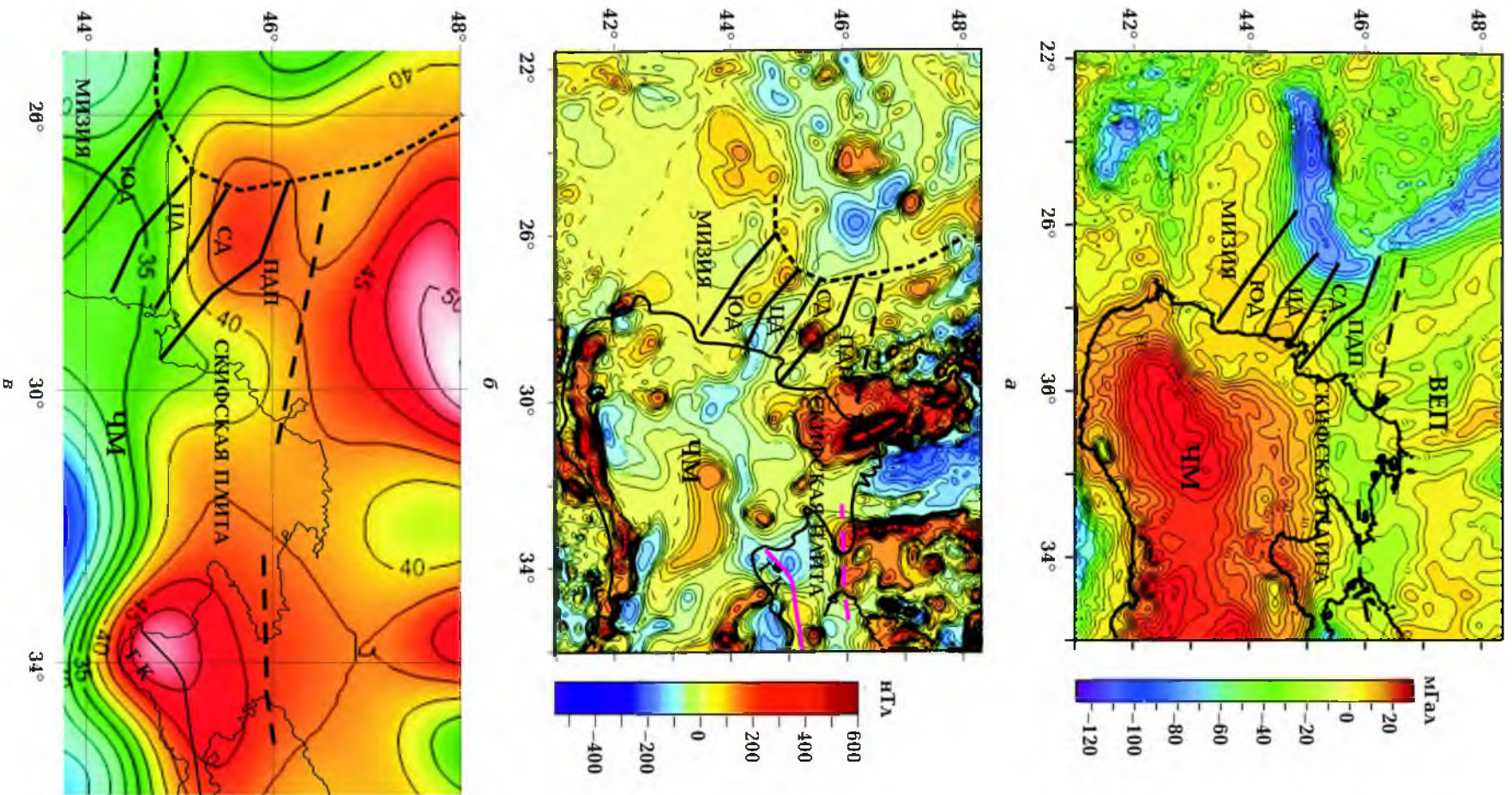


Рис. 3. Проявление Добруджи и смежных регионов в гравитационном, магнитном полях и рельефе поверхности Мохо: *а* — фрагмент карты гравитационного поля Европы (аномалии Буге, модель EGM-2008, мГал); *б* — фрагмент карты магнитного поля Европы (аномалии полного вектора магнитного поля на высоте 4 км, модель EMAG2, нТл); *в* — рельеф поверхности Мохо, по [Grad et al., 2008]. ГК — Горный Крым, ПДП — Преддобруджинский прогиб, СА — Северная Добруджа, ЦД — Центральная Добруджа, ЮД — Южная Добруджа.

[Hippolyte, 2002]. В пределах орогена Северной Добруджи выделены две основные на-двиговые пластины — Мачин на юге и Тулча на севере (см. рис. 2, разрез), разделенные крутым киммерийским надвигом Лункавита-Консул. В процесс надвижения вовлечены бескорневые реликты палеозойских структур, которые представлены разнообразными осадочными, метаморфическими и магматическими комплексами [Seghedi, 2012; Balintoni, Balica, 2016].

На палеозойских и триас-юрских складчатых структурах Северной Добруджи залегают смятые в пологие складки сеноман-коньякские мелководные отложениями Бабадагского бассейна, перекрывающего восточный сегмент разлома Печенега-Камена [Hippolyte, 2002] и продолжающегося в Черном море Истринской депрессией [Konerding et al., 2010].

Преддобруджинский прогиб (ПДП) вытянут в субширотном направлении вдоль юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы (ВЭП) и погружается на запад под кайнозойские отложения Предкарпатского прогиба (см. рис. 1, б, 2). ПДП заложен на фундаменте Скифской плиты и отделяется от Северной Добруджи Сфанту-Георгиевским разломом, круто падающим на юго-запад инвертированным взбросом, погребенным под третичными породами и голоценовыми отложениями дельты Дуная [Hippolyte, 2002; Seghedi, 2012 и ссылки в них]. Прогиб представляет собой инвертированный мезозойский бассейн, заполненный мощной толщей (около 3000 м) среднеюрско-раннемеловых отложений, залегающих на складчатом фундаменте дотриасового возраста (венд—девон), который перекрывает протерозойский кристаллический фундамент.

Структура домезозойского фундамента ПДП восстановлена на основании многочисленных скважин. Это интенсивно тектонизированная зона шириной около 100 км, ограниченная коровыми разломами под пологозалегающим среднеюрско-кайнозойским чехлом. Преддобруджинская депрессия представляет собой пер-

ский палеорифт, в пределах которого прослеживаются две основные системы разломов. Субширотные разломы разделяют ПДП на два параллельных бассейна (северный и южный), разделенных горстом. Основание бассейнов в виде ступени погружается в западном направлении в сторону Предкарпатского и Львовского палеозойского прогибов по системе субмеридиональных разломов [Seghedi, 2012 и ссылки в ней].

Глубинное строение и сейсмичность Добруджи и ПДП по геофизическим данным. В гравитационном поле (аномалии Буге, модель EGM-2008) юго-западной окраины ВЭП (рис. 3, а) находят отражение основные геологические структуры региона. Характер гравитационного поля Добруджи и Мизии практически не различается и определяется небольшими положительными значениями поля (0—40 мГал). В соответствии с гравитационным полем, структуры Добруджи и Мизии продолжают на западный шельф Черного моря, где по меридиональной зоне градиента поля контактируют с Западно-Черноморской впадиной, характеризующейся сильной положительной аномалией Буге. Преддобруджинский и Предкарпатский прогибы, как и Северная Добруджа, выделяются отрицательными гравитационными аномалиями, достигающими – 20 и – 70 мГал соответственно.

В магнитном поле (рис. 3, б) хорошо проявляется зона перехода между ВЭП и ПДП. Магнитное поле Мизии, Добруджи и ПДП, по сравнению с ВЭП, имеет спокойный характер с мозаичными аномалиями амплитудой от – 100 до + 50 нТл. Обращает на себя внимание отрицательная линейная аномалия магнитного поля, проходящая от Внутренних Карпат в юго-восточном направлении через Центральную Добруджу, а затем разветвляющаяся на акватории Черного моря на две части: вдоль северо-западного и западного континентальных склонов. В геологическом отношении она соответствует приподнятому блоку вендских зеленых сланцев, обнажающихся в Центральной Добрудже (см. рис. 2).

На карте рельефа поверхности Мохо (рис. 3, в), по [Grad et al., 2008], Северная Добруджа приурочена к зоне перехода от толстой докембрийской коры (более 40—50 км) Восточно-Европейского кратона к герцинской и альпийской утоненной коре мощностью 25—35 км. Граница раздела, за которую принята изолиния 40 км, проходит в субширотном направлении через Северную и Центральную Добруджу и не наследует северо-западно—юго-восточную ориентировку структур Добруджи. Этот факт, а также представленный геологический разрез позволяют сделать вывод о том, что Северная Добруджа состоит из двух террейнов различного строения и происхождения, граница между которыми проходит по разлому Телита.

Сейсмичность отражает современную геодинамическую ситуацию в Добрудже, которая характеризуется распределением гипоцентров землетрясений и напряжений в очагах землетрясений, связанных с системой разломов (см. рис. 1, 2) в пределах Добруджи (рис. 4).

Большинство коровых землетрясений Добруджинской сейсмогенной зоны происходит на глубинах 10—50 км в пределах Карпатского форланда, во фронте юго-восточного ороклина Карпат, с эпицентрами вдоль северо-западно—юго-восточной полосы, которая захватывает Добруджу и ПДП. Для коровой сейсмичности в пределах Добруджи характерны умеренная активность ($M_{\max} = 5,5$) и кластерное распределение эпицентров [Bala et al., 2003]. В пределах сложного тектонического окружения карпатского ороклина выделены отдельные сейсмогенные зоны, связанные с конкретными разломами, в том числе сейсмогенная зона ПДП вдоль Сфанту-Георгиевского разлома с магнитудами $MS = 4 \div 5$.

В современной сейсмичности отражаются активные тектонические процессы в пределах Фокшанского бассейна, наличие которых также подтверждается продолжающимися в плейстоцене Валахской складчатостью и надвигообразованием [Nirpolyte, 2002]. Среднеглубинные (70—200 км) землетрясения зоны Вранча сосредото-

ны в ограниченном объеме в зоне сочленения микроплит Мизийской и Тиссия-Дакия, которая на поверхности перекрыта надвигом Внешних Карпат [Гинтов и др., 2015]. Для зоны Вранча характерны механизмы взбросового типа с горизонтальной осью сжатия и вертикальной осью растяжения, а смещение при землетрясениях фиксируется с северо-востока на юго-запад по ориентации длинной оси эллипсоида макросейсмического поля. В соответствии с работами [Кендзера та ін., 2003; Гинтов и др., 2015] сейсмогенная зона Вранча характеризуется всесторонним горизонтальным сжатием.

Характер поля напряжений, определенных по механизмам коровых землетрясений во фронте юго-восточного ороклина Карпат, достаточно неоднородный: в пределах Южной и Центральной Добруджи преобладает северо-западное сжатие, а для Северной Добруджи и ПДП, как и для северо-западного шельфа Черного моря, в большей мере характерно субширотное сжатие, что подтверждается землетрясениями 1972 г. (северо-западный шельф) и 1981 г. (устье Дуная, Сфанту-Георгиевский разлом). Это связывает Добруджинскую сейсмогенную зону с Южно-Крымской и свидетельствует о том, что современная геодинамическая обстановка в изучаемом регионе прямо не наследует предыдущие палео-, мезо- и кайнозойские геодинамические процессы [Муровская и др., 2018].

Глубинное строение по данным ГСЗ. Сейсмические исследования методом ГСЗ проводятся в регионе начиная с 70-х годов прошлого века до настоящего времени [Radulescu et al., 1976; Структура ..., 1978; Cornea et al., 1981; Соллогуб и др., 1983, 1985; Соллогуб, 1986; Mucuta et al., 2005; Hauser et al., 2007; Grad et al., 2008; Enciu et al., 2009; Старостенко и др., 2013; Starostenko et al., 2013a, b, 2015]. Остановимся только на работах XXI ст., выполненных на современной высокоточной аппаратуре при современных методах обработки и интерпретации материалов (см. рис. 1, б).

Строение земной коры района иссле-

дований в направлении Трансильванский бассейн — Северная Добруджа охарактеризовано скоростной моделью по профилю VRANCHEA 2001 [Hauser et al., 2007]. На рис. 5 показан восточный участок профиля, пересекающий Северную Добруджу, Фокшанский бассейн и Карпаты.

На сейсмогеологическом разрезе отчетливо выделяются три коровых блока с различной структурой и скоростями распространения продольных волн. С запада на восток это: коровый блок композитной микроплиты Тиссия-Дакия с наложенным на него Карпатским орогеном, Мизийский блок с перекрывающим его Фокшанским бассейном и Северо-Добруджинский блок, отделенный с запада разломом Печенега-Камена. Фокшанский бассейн, заложенный на Мизийской плите, с запада ограничен крутопадающим разломом, который отделяет его от плиты Тиссия-Дакия. Разлом прослежен от поверхности палеозойского фундамента (на глубине ~4 км) до границы Мохо (42 км), а на поверхности перекрыт Карпатским надвиговым поясом. В региональном плане разлом разделяет Добруджу с корой Скифской и Мизийской плит мощностью более 40 км от альпийских структур Трансильванского бассейна и Юго-Восточных Карпат, образованных на более тонкой коре микроплиты Тиссия-Дакия. Фокшанский прогиб, наложенный на структуры Добруджи с запада, ограничен, как и сама Добруджа, разломом Печенега-Камена.

Центральный домен представляет Мизийскую плиту с утолщенной корой — поверхность Мохо здесь расположена на глубине до 45 км. Нижняя и средняя кора блока суммарной мощностью 20—25 км представлена кристаллическими и метаморфическими породами. Верхняя кора мощностью до 22 км сложена слоистой осадочной толщей Фокшанского бассейна со скоростями, изменяющимися от 2 км/с на поверхности до 5,6 км/с на глубине ~17 км, и характеризуется чередованием низко- и высокоскоростных слоев.

Восточный блок, соответствующий Северной Добрудже (см. рис. 5), имеет при-

мерно такую же толщину коры, как и средний блок, на котором заложен Фокшанский бассейн (44 км), и характеризуется трехслойным строением кристаллической коры. Верхняя кора Северной Добруджи кардинально отличается от верхней коры Мизийского блока. Она несколько тоньше (около 15 км) и очень однородна — скорости здесь составляют 6—6,2 км/с, что может указывать на ее гранитно-гнейсовый состав. Верхняя кора перекрыта тонким слоем (1—3 км) с относительно высокими скоростями (5—5,7 км/с), который интерпретируется как осадочный комплекс с включениями вулканитов и блоков (останцев) фундамента [Hauser et al., 2007].

Граница между Северной Добруджей и Мизией крутая и четкая, она соответствует хорошо известной по геофизическим и геологическим данным зоне разломов Печенега-Камена. Исследования методом ГСЗ—ОГТ, выполненные в пределах Фокшанского прогиба и зоны разломов Печенега-Камена [Mucuta et al., 2005], показали, что в зоне разломов наблюдаются смещения всех сейсмических горизонтов, амплитуда которого увеличивается с глубиной и достигает 5 км на границе Мохо.

Толстая кристаллическая кора Северной Добруджи соответствует коре Скифской плиты, которая является продолжением южной окраины ВЕП, а верхний слой (до 3 км) представляет собой надвинутые палеозойско-мезозойские породы орогена Северной Добруджи. В низах верхнего слоя получены высокие скорости 5,8—5,9 км/с, указывающие на возможное присутствие вулканического покрова. Деформированные породы орогена Северной Добруджи включают в себя герцинский фундамент и пермско-меловой осадочный чехол. Этот комплекс, вероятно, был надвинут на Скифскую плиту в период между поздним триасом и поздней юрой [Hauser et al., 2007]. К сожалению, профиль VRANCHEA 2001 [Hauser et al., 2007] пересекает Северную Добруджу под острым углом (почти субпараллельно), поэтому не дает четкого представления о ТЕШЗ, которая ох-

ватывает практически всю Северную Добруджу и частично ПДП.

Трансъевропейская шовная зона представляет собой фундаментальную границу в Европе, простирающуюся от Балтийского до Черного моря (2000 км длиной) и разделяющую различные по реологическим свойствам литосферные плиты — ЗЕП и ВЕП. ТЕШЗ наиболее изучена на территории Центральной Европы, где имеет значительную ширину (до 400 км). Это западная аккрецированная окраина ВЕП, отделяющая толстую, холодную и древнюю литосферу Балтийского щита и ВЕП от более тонкой, разогретой и молодой литосферы ЗЕП [Pharaoh et al., 2006 и ссылки в ней].

Наиболее полное изучение ТЕШЗ, как зоны сочленения двух литосферных плит, проведено при интерпретации современных глубинных сейсмических профилей и потенциальных полей (магнитного и гравитационного) [Pharaoh, 1999; Pharaoh et al., 2006; Mazur et al., 2018]. Положение ТТЗ определяется по гравитационному и магнитному полю [Wybraniec, 1999], распределению теплового потока [Сermak et al., 1989] и по изменению топографии и глубины поверхности Мохо на скоростных моделях коры [Pharaoh et al., 2006; Mazur et al., 2018].

Как известно, рифейские и палеозойские комплексы зоны сочленения ВЕП и ЗЕП продолжают из Юго-Восточной Польши на территорию Украины [Круглов, 1988; Тектонічна ..., 2007; Narkiewicz et al., 2015], где восточная граница ТЕШЗ проводится по зоне Рава-Русского разлома [Круглов, 1988; Бойко та ін., 2003; Тектонічна ..., 2007; Заяць, 2013; Гинтов и др., 2014; Narkiewicz et al., 2015]. Точное положение ТЕШЗ на территории Украины и Румынии, особенно ее западное ограничение, неизвестно, так как палеозойские и более древние комплексы перекрыты мощной толщей более молодых отложений Карпатского складчато-надвигового сооружения и Предкарпатского прогиба. Восточное ограничение ТЕШЗ по Рава-Русскому разлому проходит на территории Украины по западному борту Львовского палеозойского про-

гиба, далее на юге ТЕШЗ перекрыта отложениями Предкарпатского прогиба и отчасти Скибовых Карпат и выходит на поверхность только в районе Добруджи. Здесь некоторые румынские геологи ассоциируют ТЕШЗ с разломом Печенега-Камена, т. е. с границей Центральной и Северной Добруджи [Hippolyte, 2002 и ссылки в ней], что нашло отражение и в результатах глубинных сейсмических исследований [Oczlon et al., 2007]. Сейнтот с соавторами [Saintot et al., 2006] поместили ее вдоль разлома Капидава-Овидиу между Южной и Центральной Добруджей, что согласуется с представлениями [Seghedi, 2012]. Ж. П. Ишполите [Hippolyte, 2002] прослеживает ее, по-видимому, от зоны разлома Печенега-Камена на всю Северную Добруджу. Кроме того, в работе [Oczlon et al., 2007] Северная Добруджа интерпретируется как аккреционный варисский террейн и поэтому его северо-восточная граница должна быть аккреционной шовной зоной с окраиной ВЕП. В работе [Narkiewicz et al., 2015] дан глубокий обзор структуры ТЕШЗ и ее ассоциирования с определенными тектоническими структурами в Румынии, на основании чего сделан вывод, что ТЕШЗ в Добрудже соответствует Сфанту-Георгиевскому разлому, который маркирует шовную зону между ВЕП и Северной Добруджей.

Как видно из приведенных выше данных, в потенциальных полях исследуемого региона ТЕШЗ четко не проявляется. Для определения положения юго-восточного завершения ТЕШЗ необходимо привлекать материалы ГСЗ. Но и материалы ГСЗ, выполненных здесь как с румынской, так и с украинской стороны, не дают однозначного ответа на вопрос о положении границы и глубинном строении ТЕШЗ, так как четкая задача по ее изучению не ставилась. Профили DOBRE-4 и DOBRE-5 (см. рис. 1, б) пересекают ПДП, но не входят в Северную Добруджу. Кроме того, профиль DOBRE-5 проходит почти субпараллельно границам ПДП, а профиль VRANCHEA 2001 расположен субпараллельно Северной Добрудже. Поэтому в дальнейшем изложении

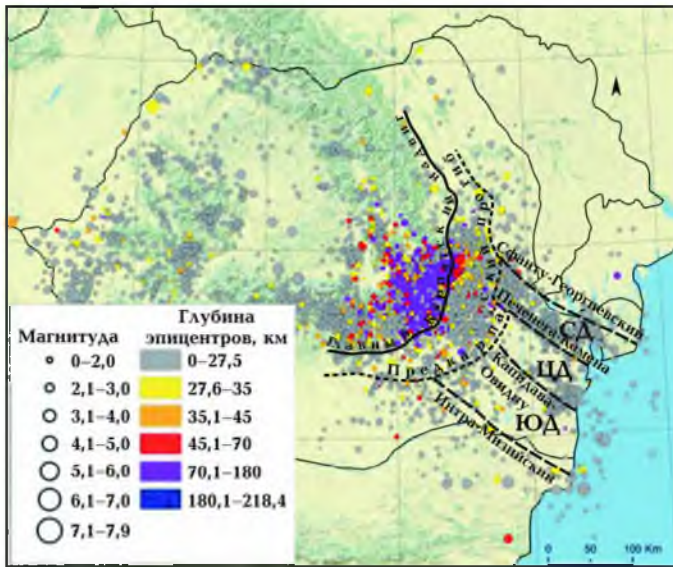


Рис. 4. Эпицентры землетрясений в пределах Карпатско-Паннонского и Добруджинского регионов с магнитудой $M = 2,5$.

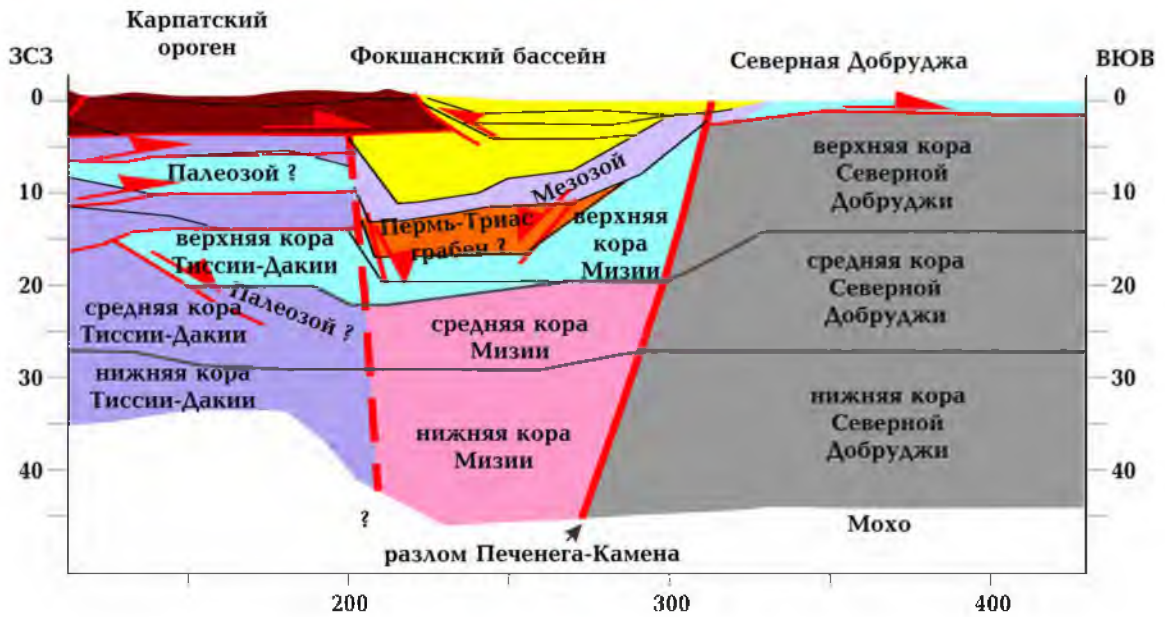


Рис. 5. Восточный фрагмент сейсмогеологического разреза по профилю VRANCHEA 2001 [Hauser et al., 2007].

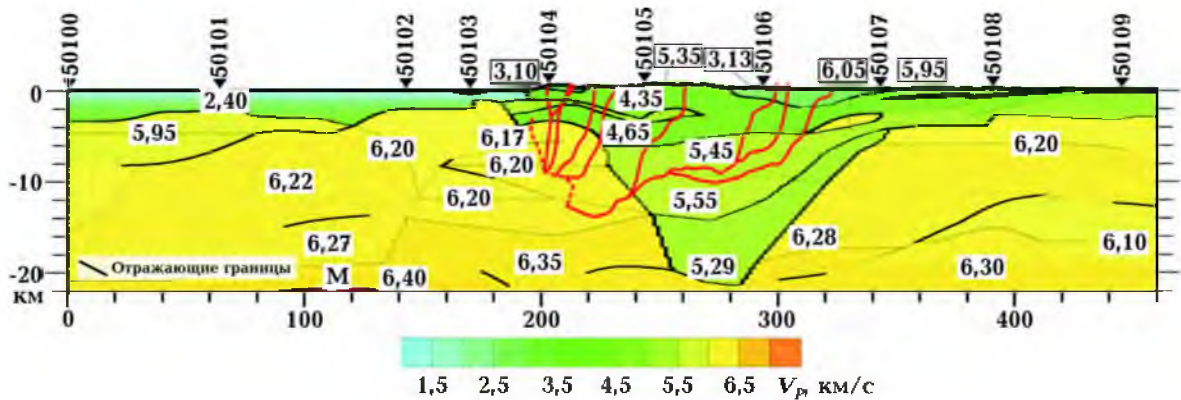


Рис. 6. Сопоставление в одном масштабе скоростного и геологического разрезов Украинских Карпат вдоль профиля PANCAKE. Красным цветом обозначены контуры покровов с геологического разреза [Шлапінський, 2012].

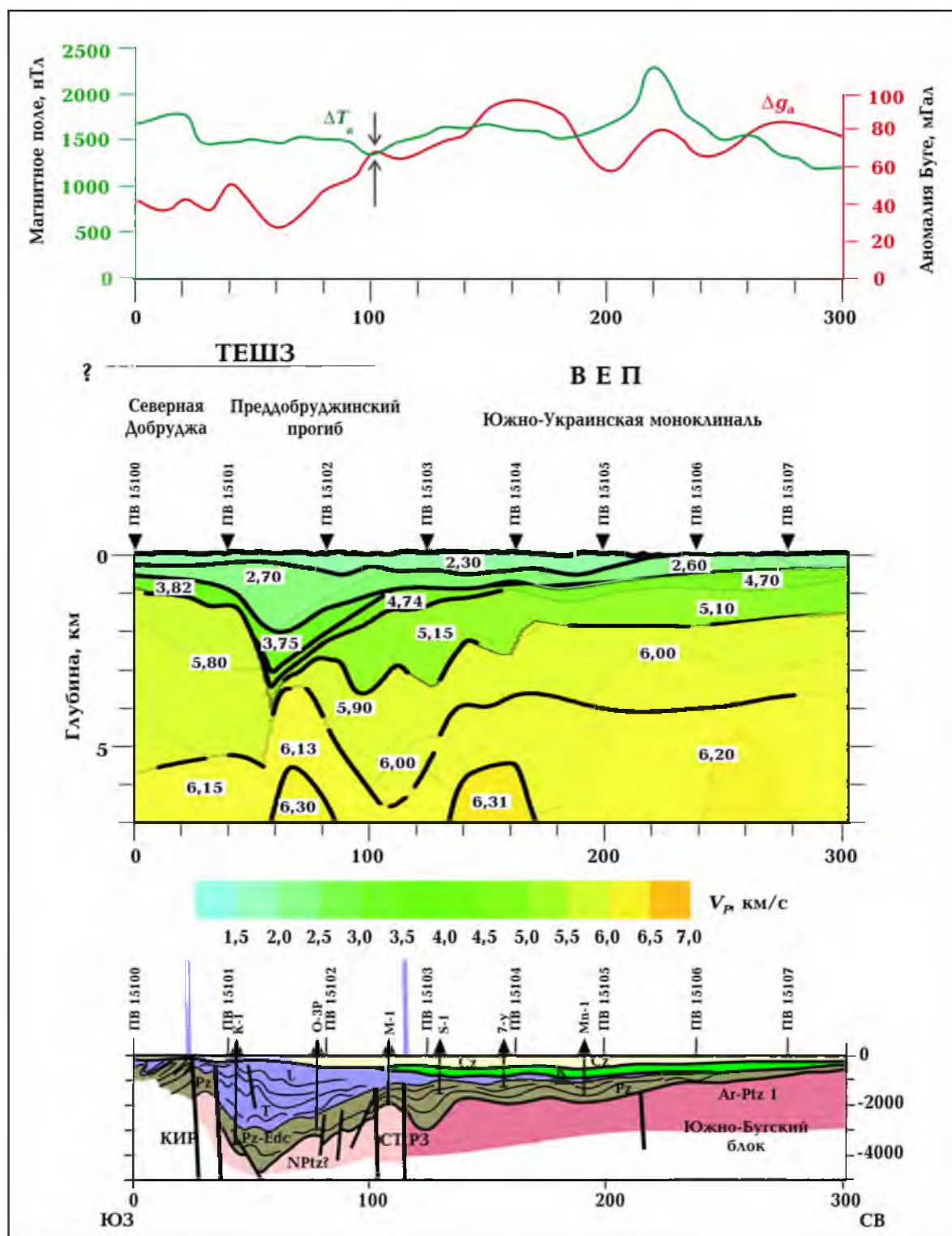


Рис. 7. Фрагмент разреза верхней части земной коры (в центре) и геологический разрез (внизу) вдоль геотраверса DOBRE-4 по данным ГСЗ [Starostenko et al., 2013b].

будем опираться на материалы профиля DOBRE-4, пересекающего ПДП и Нижнепрутский выступ Северной Добруджи

вкост простирания, а также на другие данные ГСЗ, полученные хотя и за пределами изучаемого района, но освещаю-

щие проблему ТЕШЗ более полно. Такие данные получены по профилю ГСЗ DOBRE-3 [Старостенко и др., 2013, Гинтов и др., 2014], пересекающему Украинские Карпаты и юго-западную часть ВЕП, в том числе ТЕШЗ и Львовский палеозойский прогиб (ЛПП) в 550 км к северо-западу от профиля DOBRE-4.

Для поставленной задачи представляется интерес сопоставление внутренней юго-западной зоны ЛПП с ПДП, которые занимают похожую позицию по отношению к ВЕП и ТЕШЗ, характеризуются аналогичным строением и эволюцией, а также одинаково угленосны [Геотектоника ..., 1990; Иванова, 2016]. ЛПП граничит на юго-западе с Рава-Русской эпиорогенной зоной ЗЕП, так же как ПДП на юго-западе граничит с Северной Добруджей.

При тектонофизическом изучении профиля DOBRE-3 [Гинтов и др., 2014] было показано, что Карпатский ороген имеет панадвиговое строение, при этом перемещение покровов Украинских Карпат происходило по нескольким крупномасштабным детатчментам, один из которых проходит на глубине 5—6 км, а второй — по подошве флиша на глубине 10 км в зоне перехода V_p от 5,45 к 5,55 км/с. Отражающие границы ниже альпийского структурного этажа между пунктами взрыва 50 106—50 108 (рис. 6, см. с. 161) полого (4—10°) погружаются на юго-запад, при этом также погружается и высокоскоростная (6,05 км/с) линза, являющаяся, по-видимому, отторженцем докембрийского фундамента. На профиле РАНСАКЕ ТЕШЗ соответствует граница между каледонско-герцинским структурным этажом (5,29—5,45 км/с) и кристаллическим фундаментом ВЕП (6,20—6,35 км/с), которая полого под углом не более 16° падает на юго-запад от пункта взрыва 50 107 в районе ЛПП под Скибовый покров Флишевых Карпат на глубину около 20 км. Глубже зона не прослеживается, возможно, она выполаживается и становится листрической. Авторы работы [Гинтов и др., 2014] пришли к заключению, что ТЕШЗ, скорее всего, является не вертикальной, а пологопадающей

на юго-запад широкой пограничной, возможно листрической, зоной между Восточно-Европейским кратоном и его палеозойским обрамлением.

Геотраверс DOBRE-4 длиной около 500 км берет свое начало на украинско-румынской границе недалеко от г. Рени на р. Дунай и протягивается на северо-восток по Черноморской прибрежной равнине, проходя примерно в 30 км к юго-западу от Одессы и заканчиваясь к северу от Кривого Рога [Starostenko et al., 2013b] (см. рис. 1, б). С тектонической позиции (рис. 7) профиль начинается на юго-западе в пределах Нижнепрутского выступа Северной Добруджи и северо-восточного крыла южной части ТЕШЗ, пересекает Преддобруджский прогиб, Южно-Украинскую моноклинали, перекрытый осадками южный склон УЩ и открытую его часть, заканчиваясь в пределах Криворожско-Кременчугской зоны разломов. Для настоящей статьи наибольший интерес представляет юго-западная часть профиля, по которой можно судить о соотношении ВЕП, Скифской эпиорогенной зоны, Северной Добруджи и ТЕШЗ. На скоростном разрезе (см. рис. 7) в районе ПК 60—100 виден прогиб глубиной 3—4 км в осадочном чехле с пологим северо-восточным крылом (~5°), который, скорее всего, связан с пологим участком ТЕШЗ. По геологическим данным [Тектонічна ..., 2007], это краевой шов ВЕП. Далее граница между осадочным чехлом и консолидированным фундаментом (от 5,80 до 5,90 и от 6,13 до 6,15 км/с на глубинах 4—6 км) погружается на юго-запад, хотя волновая картина на самом юго-западном окончании профиля не однозначна. Если бы не было более четкой интерпретации рассмотренного выше сейсмического материала по DOBRE-3, все приведенные рассуждения можно было бы оспорить. Однако на профиле DOBRE-3 (см. рис. 6) ТЕШЗ фиксируется под Рава-Русским линейным элементом ЗЕП на глубине около 6 км (20 км к юго-западу от ПВ 50 107) и выходит под ЛПП на глубину 4 км. Учитывая геологическую и геофизическую аналогию меж-

ду Рава-Русским и Северо-Добруджинским элементами, а также между ЛПП и ПДП, можем утверждать, что в исследуемом районе северо-восточная граница ТЕШЗ проходит вблизи поверхности под ПДП, а юго-западная примыкает к зоне разлома Печенега-Камена и, возможно, пересекает ее по границе верхней и средней коры (см. рис. 5).

Обобщение геологических данных по району Добруджи позволяет найти еще ряд характерных моментов, одинаково проявляющихся на всем протяжении ТЕШЗ. Район Добруджи представляет собой систему надвигов северо-восточной вергентности, разделенных серией крупных разломов-сместителей. Эти разломы, главным из которых является Печенега-Камена, входят в систему крайней южной части ТЕШЗ. Ширина зоны надвигов Добруджи составляет около 60 км и близка к ширине зоны надвигов по линии профиля DOBRE-3 [Гинтов и др., 2014]. Здесь на ПДП по Кагул-Георгиевскому разлому надвинуты породы протерозойского зеленосланцевого фундамента Северной Добруджи и несогласно залегающие на них отложения палеозоя—мезозоя. Юго-западнее аналогичные надвиги в северо-восточном направлении наблюдаются по ряду сместителей в Северной и Центральной Добрудже. Суммарная мощность покровов, как и по разрезу вдоль профиля DOBRE-3, не превышает 10 км. Главная надвиговая зона прослеживается по разлому Печенега-Камена. В пределах Северной Добруджи следствием раскрытия Западно-Черноморской впадины стала Бабадагская синеклиза, выполненная мезо-кайнозойскими осадками и продолжающаяся в Черном море Эвксинским порогом и Истринской депрессией [Konerding et al., 2010].

Расстояние между северной (украинско-польской) и южной (украинско-румынской) частями ТЕШЗ около 700 км и в их кинематике наблюдается определенная автономность: чередующиеся режимы сжатия, растяжения, направления сдвигов по разломам не совпадают во времени [Hippolyte, 2002]. Однако и на севере, и на юге

ТЕШЗ играет важную роль как пограничная полоса, разделяющая на поверхности Евразийскую плиту и окружающие ее микроплиты и террейны. В Черном море эта граница, по результатам переинтерпретации материалов ГСЗ по профилю 25 [Баранова и др., 2008; Yegorova et al., 2010; Yegorova, Gobarenko, 2010], прослеживается вдоль высокоамплитудного сброса на краю континентального склона (при переходе к глубоководной Западно-Черноморской впадине), играя определяющую роль в формировании сдвиговой составляющей при рифтогенном раскрытии западной части Черного моря. Некоторыми учеными (например, [Копп, 2005]) ТЕШЗ относится к глобальным сдвигам, который пересекает Черноморскую впадину в юго-восточном направлении и далее соединяется с зоной Загроса.

Выводы. Современная складчато-надвиговая структура Добруджи образована на месте древнего герцинского орогена в два этапа — киммерийский (поздняя юра — ранний мел) и раннеальпийский (поздний мел — палеоген) [Hippolyte, 2002], т. е. позже, чем доюрские, и раньше, чем альпийские надвиги в Карпатском регионе.

Северная Добруджа приурочена к зоне перехода от толстой коры (более 40—50 км) докембрийского Восточно-Европейского кратона к утоненной коре Мизийской плиты мощностью 25—35 км. Граница раздела двух типов коры проходит в субширотном направлении через Северную и Центральную Добруджу и не наследует северо-западно—юго-восточную ориентировку структур Добруджи. Этот факт, а также представленный геологический разрез позволяют сделать вывод о том, что Северная Добруджа состоит из двух террейнов различного строения и происхождения, граница между которыми проходит по разлому Телита.

На геотраверсах DOBRE-3 и DOBRE-4 прослеживаются общие закономерности в строении ТЕШЗ, которая по [Гинтов и др., 2014] совпадает с зоной перехода от Евразийской плиты к Альпийско-Гималайскому поясу: а) кора ВЕП продолжается

на юго-запад под надвинутыми на нее молодыми структурами Альпийско-Гималайского комплекса; б) на северо-западную окраину ВЕП надвинута каледонско-герцинское обрамление Рава-Русской зоны, а на юго-западную окраину ВЕП — гер-

цинско-киммерийский ороген Северной Добруджи; в) ТЕШЗ по данным ГСЗ представляет собой пологопадающую на юго-запад систему разломов, отделяющую ВЕП от надвинутого на нее палеозойско-мезозойского обрамления.

Список литературы

- 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. 124—144.
- Бойко Г. Ю., Лозиняк П. Ю., Заяць Х. Б., Анікеєв С. Г., Петрашкевич М. Й., Колодій В. В., Гайванович О. П. Глибинна геологічна будова Карпатського регіону. *Геологія і геохімія горючих копалин.* 2003. № 2. С. 52—62.
- Геотектоника Вольно-Подолки. Отв. ред. И. И. Чебаненко. Киев: Наук. думка, 1990. 244 с.
- Гинтов О. Б., Бубняк И. Н., Вихоть Ю. М., Муровская А. В., Накапелюх М. В., Шлапинский В. Е. Тектонофизический и плинспастический разрезы Украинских Карпат вдоль гетраверса DOBRE-3 (PANCAKE). *Геоф. журн.* 2014. Т. 36. № 3. С. 3—33. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i3.2014.116050>.
- 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. Глубинная сейсмогенная зона Вранча как индикатор геодинамического процесса. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 31. № 3. С. 22—44. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i3.2015.111101>.
- Заяць Х. Б. Глибинна будова надр Західного регіону України на основі сейсмічних досліджень і напрямки пошукових робіт на нафту і газ. Львів: Центр Європи, 2013. 80 с.
- Иванова А. В. Влияние геотектонических условий на формирование угленосных формаций Львовского и Преддобруджинского прогибов. *Геол. журн.* 2016. № 1 (354). С. 36—51.
- Кендзера О. В., Гурова І. Ю., Амашукели Т. А., Лісовий Ю. В. Сучасний стан сейсмологічного моніторингу на території України. *Вісник Київ. нац. ун-ту. Сер. Геологія.* 2003. Вип. 26-27. С. 112—118.
- Кош М. Л. Мобилистская неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. Москва: Наука, 2005. 340 с.
- Круглов С. С., Цышко А. К. Тектоника Украины. Москва: Недра, 1988. 254 с.
- Муровская А. В. Геодинамика Добруджи. В кн.: *Очерки геодинамики Украины.* Ред. В. И. Старостенко, О. Б. Гинтов. Киев: Предприятие "ВИ ЭН ЭЙ", 2018. С. 202—210.
- Соллогуб В. Б. Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1986. 183 с.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Соллогуб Н. В., Харитонов О. М., Кутас Р. И., Корня И., Радулеску Ф., Байсарович М. Н., Бородулин М. И., Турчаненко Н. Т., Маловицкий Я. П., Пустыльников М. Р., Воеводина А. В., Друма А. В., Сквитин А. И., Черный В. И. Структура литосферы Карпатско-Крымского сегмента Средиземноморского складчатого пояса. *Геофиз. журн.* 1983. Т. 5. № 1. С. 3—13.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Старостенко В. И., Кутас Р. И., Булах Е. Г., Соллогуб 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. Строе-

- ние литосферы вдоль геотраверса V на основании комплексных геолого-геофизических данных. *Геофиз. журн.* 1985. Т. 7. № 4. С. 3—18.
- Старостенко В. И., Кеңдзера А. В., Цветкова Т. А., Бугаенко И. В. Промежуточные землетрясения зоны Вранча и скоростное строение мантии Восточной Европы. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 3. С. 31—45. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i3.2013.116392>.
- Структура земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Под ред. В. Б. Соллогуба, А. Гутерха, Д. Просена. Киев: Наук. думка, 1978. 271 с.
- Тектонічна карта України. М-б 1 : 1 000 000. Гол. ред. С. С. Круглов, Д. С. Гурський. Київ: Міністерство охорони природного середовища України, Державна геологічна служба, 2007.
- Шлапінський В. Є. Деякі питання тектоніки Українських Карпат. *Праці наук. товариства ім. Т. Шевченка. Геологічний збірник.* 2012. Т. XXX. С. 48—67.
- Bala, A., Radulian, M., & Popescu, E. (2003). Earthquakes distribution and their focal mechanism in correlation with the active tectonic zones of Romania. *Journal of Geodynamics*, 36(1-2), 129—145. doi:10.1016/S0264-3707(03)00044-9.
- Balintoni, I., & Balica, C. (2016). Peri-Azorian provenance of the Euxinic Craton components in Dobrogea and of the North Dobrogean Orogen components (Romania): a detrital zircon study. *Precambrian Research*, 278, 34—51. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2016.03.008>.
- Čermák, V., Šafanda, J. & Guterch, A. (1989). Deep temperature distribution along three profiles crossing the Teisseyre—Tornquist tectonic zone in Poland. *Tectonophysics*, 164(2-4), 151—163. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90009-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90009-7).
- Cornea, I., Rădulescu, F., Pompilian, Al., & Soava, A. (1981). Deep seismic soundings in Romania. *Pure and Applied Geophysics*, 119(6), 1144—1156. <https://doi.org/10.1007/BF00876693>.
- Enciu, D.M., Knapp, C. C., & Knapp, J. H. (2009). Revised crustal architecture of the southeastern Carpathian foreland from active and passive seismic data. *Tectonics*, 28, TC4013. doi: 10.1029/2008TC002381.
- Grad, M., Tiira, T. and ESC Working Group (2008). The Moho depth map of the European Plate. *Geophysical Journal International*, 176(1), 279—292. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03919.x>.
- Hauser, F., Raileanu, V., Fielitz, W., Dinu, C., Landes, M., Bala, A., & Prodehl, C. (2007). Seismic crustal structure between the Transylvanian Basin and the Black Sea, Romania. *Tectonophysics*, 430(1-4), 1—25. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.10.005>.
- Hippolyte, J.-C. (2002). Geodynamics of Dobrogea (Romania): new constraints on the evolution of the Tornquist—Teisseyre Line, the Black Sea and the Carpathians. *Tectonophysics*, 357(1-4), 33—53. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00361-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00361-X).
- Konerding, C., Dinu, C., & Wong, H. K. (2010). Seismic sequence stratigraphy, structure and subsidence history of the Romanian Black Sea shelf. *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, 340, 159—80. <https://doi.org/10.1144/SP340.9>.
- Mazur, S., Krzywiec, P., Malinowski, M., Lewandowski, M., Aleksandrowski, P., & Mikołajczak, M. (2018). On the nature of the Teisseyre—Tornquist Zone. *Geology, Geophysics and Environment*, 44(1), 17—30. doi: <http://dx.doi.org/10.7494/geol.2018.44.1.17>.
- Mucuta, D. M., Knapp, C. C., Knapp, J. H., Mocanu, V., & Raileanu, V. (2005). Neotectonic southeast Carpathian foreland deformation and genetic association with the Vrancea Seismogenic Zone. *Eos Trans. AGU*, 86(52), Fall Meet. Suppl., Abstract T51C-1358.
- Narkiewicz, M., Maksym, A., Malinowski, M., Grad, M., Guterch, A., Petecki, Z., Probulski, J., Janik, T., Majdacki, M., Środa, P., Czuba, W., Gaczyński, E., Jankowski, L. (2015). Transcurrent nature of the Teisseyre—Tornquist Zone in Central Europe: results of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *International Journal of Earth Sciences*, 104(3), 775—796. <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-014-1116-4>.

- Oczlon, M.S., Seghedi, A., & Carrigan, C.W. (2007). Avalonian and Balticanterranes in the Moesian Platform (southern Europe, Romania, and Bulgaria) in the context of Caledonian terranes along the southwestern margin of the East European craton. In U. Linnemann, R.D. Nance, P. Kraft, G. Zulanf (Eds), *The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Caledonian active margin to Alleghenian-Variscan collision* (pp. 375—400). Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 423. doi: 10.1130/2007.2423(18).
- Pharaoh, T.C., Winchester, J.A., Verniers, J., Lassen, A., & Seghedi, A. (2006). The western accretionary margin of the East European Craton: an overview. In D.G. Gee & R.A. Stephenson (Eds), *European lithosphere dynamics* (pp. 291—311). Geol. Soc. London, Memoir 32.
- Pharaoh, T.C. (1999). Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. *Tectonophysics*, 314 (1-3), 17—41. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00235-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00235-8).
- Radulescu, D.P., Cornea, I., Săndulescu, M., Constantinescu, P., Rădulescu, F., & Pompilian, A. (1976). Structure de la croûte terrestre en Roumanie, Essai d'interprétation des études sismiques profondes. *Anu. Inst. Geol. Geofiz.*, L (50), 5—36.
- Saintot, A., Stephenson, R.A., Stovba, S., Brunet, M.F., Yegorova, T., & Starostenko, V. (2006). The evolution of the southern margin of Eastern Europe (Eastern European and Scythian platforms) from the latest Precambrian-Early Palaeozoic to the Early Cretaceous. In D.G. Gee & R.A. Stephenson (Eds), *European lithosphere dynamics* (pp. 481—505). Geol. Soc. London, Memoir 32.
- Seghedi, A. (2012). Paleozoic Formations from Dobrogea and Pre-Dobrogea. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, 669—721. doi: 10.3906/yer-1101-20.
- Starostenko, V., Janik, T., Kolomiyets, K., Czuba, W., Środa, P., Grad, M., Kováč, I., Stephenson, R., Lysynchuk, D., Thybo, H., Artemieva, I., Omelchenko, V., Gintov, O., Kutas, R., Gryn, D., Guterch, A., Hegedüs, E., Komminaho, K., Legostaeva, O., Tiira, T., Tolkunov, A. (2013a). Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, 608, 1049—1072. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.008>
- Starostenko, V., Janik, T., Lysynchuk, D., Środa, P., Czuba, W., Kolomiyets, K., Gintov, O., Omelchenko, B., 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), 740—766. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt292>.
- Starostenko, V.I., 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. (2015). Seismic model of the crust and upper mantle in the 675 Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the northwestern Black Sea and the 676 Crimean Peninsula. *Geophysical Journal International*, 201 (1), 406—428. doi: 10.1093/gji/ggv018.
- Wybraniec, S. (1999). *Transformations and visualization of potential field data*. Polish Geological Institute Special Papers, 1, Warszawa, 1—59.
- Yegorova, T.P., Baranova, E.P., & Omelchenko, V.D. (2010). The crustal structure of the Black Sea from reinterpretation of Deep Seismic Sounding data acquired in the 1960s. In: M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat, & V. Starostenko (Eds), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (pp. 43—56). Geol. Soc., London, Spec. Publ., 340. <https://doi.org/10.1144/SP340.4>.
- Yegorova, T., & Gobarenko, V. (2010). Structure of the Earth's crust and upper mantle of West- and East Black Sea Basins revealed from geophysical data and their tectonic implications. In: M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat, & V. Starostenko (Eds), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (pp. 23—42). Geol. Soc., London, Spec. Publ., 340. <https://doi.org/10.1144/SP340.3>.

The deep structure of the Dobrogea and Fore-Dobrogea trough as an indication of the development of the Trans-European suture zone

*T. A. Amashukeli, A. V. Murovskaya, T. P. Yegorova,
V. I. Alekhin, 2019*

The tectonic structure of Dobrogea and Fore-Dobrogea trough are considered on the basis of geological and geophysical data. Dobrogea and Fore-Dobrogea trough are the key areas for understanding of Central Europe geodynamics, because they are located within the southeastern part of the Trans-European Suture Zone (TESZ), which is available here for direct field research. The current position of these units in the foreland of the Carpathians and on the north-eastern coast of the Black Sea makes them a link that connects the Pannonian-Carpathian region and Crimean-Black Sea region. The deep structure of the study area is described by the velocity models of wide-angle reflection and refraction (WARR) profiles VRANCEA-2001, DOBRE-4 and PANCAKE. Dobrogea is a system of northeastern vergence overthrusts, separated by a series of large faults. These faults, most important of which is Peceneaga-Camena Fault, are part of the southern branch of the TESZ. The width of the Dobrogea thrust zone is about 60 km and close to the width of the thrust zone along PANCAKE profile. The modern fold and thrust structure of Dobrogea was formed on the place of the paleo-paleozoic suture in Cimmerian tectonic stage (Upper Jurassic—Lower Cretaceous) and activated in the Early-Alpine stage (Upper Cretaceous—Paleogene), being later than the Jurassic, and earlier than the Alpine thrusting in the Pannonian-Carpathian region. Taking into consideration the geological and geophysical similarity of Rava-Ruska and North-Dobrogea elements of the East European platform, as well as similarity of the Inner zone of the Lviv Paleozoic trough and the Fore-Dobrogea trough, it can be suggested that within the study area, the northeast boundary of the TESZ passes close to the surface beneath the Fore-Dobrogea trough, while the southwest boundary coincide with the Peceneaga-Camena Fault and may even cross it at the boundary of the upper and middle crust. According to the data of the WARR profiles DOBRE-4 and PANCAKE, the TESZ is considered not to be vertical zone, but gently dipping system of overthrusts separated the East European platform from the Western European and Moesian platforms.

Key words: Trans-European suture zone, Dobrogea, geodynamics, deep structure, seismicity, orogen.

References

- Baranova, E.P., Yegorova, T.P., Omelchenko, V.D. (2008). Reinterpretation of seismic materials for the PES and gravity modeling using profiles 25, 28 and 29 in the Black and Azov Seas. *Geofizicheskiy zhurnal*, 30 (5), 124—144 (in Russian).
- Boyko, G. Yu., Lozinyak, P. Yu., Zayats, Kh. B., Anikeev S.G., Petrashkevich, M.I., Kolodiy, V.V., & Hayvanovich, O.P. (2003). Deep geological structure of the Carpathian region. *Heolohiya i heokhimiya horyuchykh kopalyn* (2), 52—62 (in Ukrainian).
- Chebanenko, I.I. (Ed.). (1990). *Geotectonics of Volyn-Podolia*. Kiev: Naukova Dumka, 244 p. (in Russian).
- Gintov, O.B., Bubnyak, I.N., Vyhot, Yu.M., Murovskaya, A.V., Nakapelyuk, M.V., & Shlapinskiy, V.Ye. (2014). Tectonophysical and palinspastic sections of the Ukrainian Carpathians along the geo-traverse DOBRE-3 (PANCAKE). *Geofizicheskiy zhurnal*, 36 (3), 3—33. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i3.2014.116050> (in Russian).
- Gintov, O.B., Murovskaya, A.V., Yegorova, T.P.,

- Volfman, Yu.M., Tsvetkova, T.A., Bugaenko, I.V., Kolesnikova, E.Ya., Ostrovnaya, A.N., Bubnyak, I.N., Farfuliak, L.V., & Amashukeli, T.A. (2015). Deep seismogenic zone Vrancea as an indicator of geodynamic processes. *Geofizicheskiy zhurnal*, 31 (3), 22—44. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i3.2015.111101> (in Russian).
- Zayets, Kh.B. (2013). *The deep structure of the subsoil of the Western region of Ukraine on the basis of seismic studies and the direction of exploration for oil and gas*. Lviv: Tsentr Eyropy, 80 p. (in Ukrainian).
- Ivanova, A.V. (2016). Influence of geotectonic conditions on the coal-bearing formations of Lvov and Pre-dobrogea depression. *Geologicheskii zhurnal*, (1), 36—51 (in Russian).
- Kendzera, A.V., Gurova, I.Yu., Amashukeli, T.A., & Lesnoy, Yu. V. (2003). Current state of seismological monitoring on the territory of Ukraine. *Visnyk Kyivskoho natsionalnoho universytetu. Ser. Heolohiya* (26-27), 112—118 (in Ukrainian).
- Kopp, M.L. (2005). *Mobilist neotectonics of the platforms of South-Eastern Europe*. Moscow: Nauka, 340 p. (in Russian).
- Kruglov, S.S., & Tsypko, A.K. (1988). *Tectonics of Ukraine*. Moscow: Nedra, 254 p. (in Russian).
- Murovskaya, A.V. (2018). Geodynamics of Dobrogea. In: V.I. Starostenko & O.B. Gintov (Eds), *Essays on geodynamics of Ukraine* (pp. 202—210). Kiev: VI EN EY (in Russian).
- Sollogub, V.B. (1986). *Lithosphere of Ukraine*. Kiev: Naukova Dumka, 183 p. (in Russian).
- Sollogub, V.B., Chekunov, A.V., Sologub, N.V., Kharitonov, O.M., Kutas, R.I., Kornya, I., Rădulescu, F., Baysarovich, M.N., Borodulin, M.I., Turchanenko, N.T., Malovitskiy, Ya.P., Pustynnikov, M.R., Voevodina, A.V., Drumya, A.V., Skovitin, A.I., & Chernyy, V.I. (1983). Structure of the lithosphere of the Carpathian-Crimean segment of the Mediterranean fold belt. *Geofizicheskiy zhurnal*, 5(1), 3—13 (in Russian).
- Sollogub, V.B., Chekunov, A.V., Starostenko, V.I., Kutas, R.I., Bulakh, E.G., Sologub, N.V., Kharitonov, O.M., Pashkevich, I.K., Pustynnikov, M.R., Borodulin, M.A., Shlyakhovskiy, V.A., Kapitisa, Yu.M., Kulik, S.N., Kornya, I., Biter, M., Demitresku, K., Lazarescu, V., Pompilyan, A., Rădulescu, F., & Reymanu V. (1985). The structure of the lithosphere along the geotraverse V based on complex geological and geophysical data. *Geofizicheskiy zhurnal*, 7(4), 3—18 (in Russian).
- Starostenko, V.I., Kendzera, A.V., Tsvetkova, T.A., & Bugaenko, I.V. (2013). Intermediate earthquakes of the Vrancea zone and high-speed structure of the mantle of Eastern Europe. *Geofizicheskiy zhurnal*, 35(3), 31—45. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v35i3.2013.116392> (in Russian).
- Sollogub, V.B., Guterkh, A., & Prosen, D. (Eds). (1978). *The structure of the crust and upper mantle of Central and Eastern Europe*. Kiev: Naukova Dumka, 271 p. (in Russian).
- Kruglov, S.S., & Gurskiy, D.S. (Eds). (2007). *Tectonic map of Ukraine. 1 : 1 000 000*. Kyiv: Ministry of Environmental Protection of Ukraine, State Geological Survey (in Ukrainian).
- Shlapinskiy, V.E. (2012). Some questions tectonics Ukrainian Carpathians. *Pratsi naukovo-hovoho tovarystva im. T. Shevchenka. Heolohichnyy zbirnyk*, XXX, 48—67 (in Ukrainian).
- Bala, A., Radulian, M., & Popescu, E. (2003). Earthquakes distribution and their focal mechanism in correlation with the active tectonic zones of Romania. *Journal of Geodynamics*, 36 (1-2), 129—145. doi: 10.1016/S0264-3707(03)00044-9.
- Balintoni, I., & Balica, C. (2016). Peri-Amazonian provenance of the Euxinic Craton components in Dobrogea and of the North Dobrogean Orogen components (Romania): a detrital zircon study. *Precambrian Research*, 278, 34—51. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2016.03.008>.
- Čermák, V., Šafanda, J. & Guterch, A. (1989). Deep temperature distribution along three profiles crossing the Teisseyre—Tomquist tectonic zone in Poland. *Tectonophysics*, 164 (2-4), 151—163. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90009-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90009-7).
- Cornea, I., Rădulescu, F., Pompilian, Al., & So-

- va, A. (1981). Deep seismic soundings in Romania. *Pure and Applied Geophysics*, 119 (6), 1144—1156. <https://doi.org/10.1007/BF00876693>.
- Enciu, D.M, Knapp, C. C., & Knapp, J.H. (2009). Revised crustal architecture of the southeastern Carpathian foreland from active and passive seismic data. *Tectonics*, 28, TC4013. doi: 10.1029/2008TC002381.
- Grad, M., Tiira, T. and ESC Working Group (2008). The Moho depth map of the European Plate. *Geophysical Journal International*, 176 (1), 279—292. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03919.x>.
- Hauser, F., Raileanu, V., Fielitz, W., Dinu, C., Landes, M., Bala, A., & Prodehl, C. (2007). Seismic crustal structure between the Transylvanian Basin and the Black Sea, Romania. *Tectonophysics*, 430 (1-4), 1—25. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.10.005>.
- Hippolyte, J.-C. (2002). Geodynamics of Dobrogea (Romania): new constraints on the evolution of the Tornquist—Teisseyre Line, the Black Sea and the Carpathians. *Tectonophysics*, 357 (1-4), 33—53. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00361-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00361-X).
- Konerding, C., Dinu, C., & Wong, H.K. (2010). Seismic sequence stratigraphy, structure and subsidence history of the Romanian Black Sea shelf. *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, 340, 159—80. <https://doi.org/10.1144/SP340.9>.
- Mazur, S., Krzywiec, P., Malinowski, M., Lewandowski, M., Aleksandrowski, P., & Mikołajczak, M. (2018). On the nature of the Teisseyre—Tornquist Zone. *Geology, Geophysics and Environment*, 44 (1), 17—30. doi: <http://dx.doi.org/10.7494/geol.2018.44.1.17>.
- Mucuta, D.M., Knapp, C. C., Knapp, J.H., Mocanu, V., & Raileanu, V. (2005). Neotectonic southeast Carpathian foreland deformation and genetic association with the Vrancea Seismogenic Zone. *Eos Trans. AGU*, 86 (52), Fall Meet. Suppl., Abstract T51C-1358.
- Narkiewicz, M., Maksym, A., Malinowski, M., Grad, M., Guterch, A., Petecki, Z., Probulski, J., Janik, T., Majdacki, M., Środa, P., Czuba, W., Gaczycski, E., Jankowski, L. (2015). Transcurrent nature of the Teisseyre—Tornquist Zone in Central Europe: results of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *International Journal of Earth Sciences*, 104 (3), 775—796. <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-014-1116-4>.
- Oczlon, M.S., Seghedi, A., & Carrigan, C.W. (2007). Avalonian and Balticanterranes in the Moesian Platform (southern Europe, Romania, and Bulgaria) in the context of Caledonian terranes along the southwestern margin of the East European craton. In U. Linnemann, R.D. Nance, P. Kraft, G. Zulauf (Eds), *The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Caledonian active margin to Alleghenian-Variscan collision* (pp. 375—400). Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 423. doi: 10.1130/2007.2423(18).
- Pharaoh, T.C., Winchester, J.A., Verniers, J., Lassen, A., & Seghedi, A. (2006). The western accretionary margin of the East European Craton: an overview. In D.G. Gee & R.A. Stephenson (Eds), *European lithosphere dynamics* (pp. 291—311). Geol. Soc. London, Memoir 32.
- Pharaoh, T.C. (1999). Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. *Tectonophysics*, 314 (1-3), 17—41. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00235-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00235-8).
- Rădulescu, D.P., Cornea, I., Săndulescu, M., Constantinescu, P., Rădulescu, F., & Pompilian, A. (1976). Structure de la croûte terrestre en Roumanie, Essai d'interprétation des études sismiques profondes. *Anu. Inst. Geol. Geofiz.*, L (50), 5—36.
- Saintot, A., Stephenson, R.A., Stovba, S., Brunet, M.F., Yegorova, T., & Starostenko, V. (2006). The evolution of the southern margin of Eastern Europe (Eastern European and Scythian platforms) from the latest Precambrian-Early Palaeozoic to the Early Cretaceous. In D.G. Gee & R.A. Stephenson (Eds), *European lithosphere dynamics* (pp. 481—505). Geol. Soc. London, Memoir 32.
- Seghedi, A. (2012). Paleozoic Formations from Dobrogea and Pre-Dobrogea. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, 669—721. doi: 10.3906/yer-1101-20.
- Starostenko, V., Janik, T., Kolomiyets, K., Czuba, W., Środa, P., Grad, M., Kováč, I., Stephenson, R., Lysynchuk, D., Thybo, H., Artemieva, I., Omelchenko, V., Gintov, O., Ku-

- tas, R., Gryn, D., Guterch, A., Hegedüs, E., Komminaho, K., Legostaeva, O., Tiira, T., Tolkunov, A. (2013a). Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, 608, 1049—1072. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.008>
- Starostenko, V., Janik, T., Lysynchuk, D., Środa, P., Czuba, W., Kolomiyets, K., Gintov, O., Omelchenko, B., 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), 740—766. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt292>.
- Starostenko, V. I., 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. (2015). Seismic model of the crust and upper mantle in the 675 Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the northwestern Black Sea and the 676 Crimean Peninsula. *Geophysical Journal International*, 201(1), 406—428. doi: 10.1093/gji/ggv018.
- Wybraniec, S. (1999). *Transformations and visualization of potential field data*. Polish Geological Institute Special Papers, 1, Warszawa, 1—59.
- Yegorova, T. P., Baranova, E. P., & Omelchenko, V. D. (2010). The crustal structure of the Black Sea from reinterpretation of Deep Seismic Sounding data acquired in the 1960s. In: M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat, & V. Starostenko (Eds), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (pp. 43—56). Geol. Soc., London, Spec. Publ., 340. <https://doi.org/10.1144/SP340.4>.
- Yegorova, T., & Gobarenko, V. (2010). Structure of the Earth's crust and upper mantle of West- and East Black Sea Basins revealed from geophysical data and their tectonic implications. In: M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat, & V. Starostenko (Eds), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (pp. 23—42). Geol. Soc., London, Spec. Publ., 340. <https://doi.org/10.1144/SP340.3>.