

## Глубинная сейсмогенная зона Вранча как индикатор геодинамического процесса

© О. Б. Гинтов<sup>1</sup>, А. В. Муровская<sup>1</sup>, Т. П. Егорова<sup>1</sup>, Ю. М. Вольфман<sup>1</sup>,  
Т. А. Цветкова<sup>1</sup>, И. В. Бугаенко<sup>1</sup>, Е. Я. Колесникова<sup>1</sup>, А. Н. Островной<sup>1</sup>,  
И. Н. Бубняк<sup>2</sup>, Л. В. Фарфуляк<sup>1</sup>, Т. А. Амашукели<sup>1</sup>, 2015

<sup>1</sup>Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

<sup>2</sup>Львовский национальный университет им. И. Франко,  
Львов, Украина

Поступила 22 декабря 2014 г.

Представлено членом редколлегии В. И. Старостенко

Для сейсмогенной зоны Вранча выполнено тектонофизичну інтерпретацію 80 механізмів вогнищ землетрусів (глибина від 80 до 172 км) за 1940—2011 рр. Епіцентри вогнищ локалізовані на площі 60 × 21 км. Ідентифіковано діючі нодальні площини механізмів як площини підкидів і підкидо-зсувів, які формувалися в умовах субгоризонтального стиску. Побудовано структурну схему глибинної зони Вранча, на якій діючі нодальні площини об'єднані в зони насувів, підкидів і підкидо-зсувів, що простягаються у північно-східному, північно-західному, північ-північно-західному і субширотному напрямках. Показано, що орієнтація площин зсувів зони Вранча близька до орієнтації площин зсувів флішових Карпат і великих зон розломів, які перетинають її. Ці результати суперечать двом основним концепціям утворення зони Вранча, що ґрунтуються на механізмах відриву слевів океанічної літосфери або деламінації континентальної літосфери, оскільки припускається поворот сегмента літосфери з субгоризонтального у субвертикальне положення і досить сильна деформація літосфери, в тому числі нижньої кори на ділянках, прилеглих до зони. Згідно з наявними даними ГСЗ і сейсмотомографії, будова земної кори і верхньої мантії в районі південно-східного орокліна Карпат мало відрізняється від будови кори і верхньої мантії в інших частинах карпатського сегмента альпід. Запропоновано альтернативну концепцію, яка виходить з того, що зона Вранча є не петрологічним тілом — частиною океанічної або континентальної плити, залученою у субдукційні-колізійні процеси і перемщеною в сучасне становище, а швидше за все деформаційною зоною всебічного бокового (горизонтального) стиску, що виникла *in situ* в результаті втиснення досить вузького індентора мікроплити Тися-Дакія в утворений ним південно-східний ороклін Карпат. Всебічний боковий стиск зумовлений опором просуванню індентора з боку північної частини Мізійської мікроплити, Добруджі і Західночорноморської мікроплити, а також центриклінальним падінням зон розломів, що обмежують його рух з півночі і півдня. Таке утворення зони Вранча *in situ* підтверджується її розміщенням у зоні перетину найбільших розломних зон — ТЕШЗ, Г'—Г'', Південно-карпатської та ін.

**Ключові слова:** зона Вранча, вогнища землетрусів, тектонофізика, геодинаміка, сейсмотомографія, осі напружень.

**Введение.** В многочисленных работах, посвященных геодинамике Карпатского региона, рассматривается несколько самых разнообразных геодинамических моделей формирования зоны сочленения Восточных и Южных Карпат — Юго-восточного орокліна Карпат (ЮВОК), одним из важных элементов ко-

торой является сейсмогенная зона Вранча (ЗВ) (рис. 1).

В настоящей статье авторы не останавливались подробно на известных моделях, так как материалы прежних исследований обобщены во многих работах. Приуроченность ЗВ к трансрегиональным зонам разломов в пограничной

области Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и ее юго-западного обрамления рассматривается, например, в работах [Щукин, Добрев, 1980; Соллогуб и др., 1980, 1983, 1985; Ризниченко, 1985; Чекунов, 1986, 1987; Харитонов и др., 1993; Гинтов и др., 2014 б]; процесс отрыва слэба при субдукции и перемещения его на юго-восток — в работах [Linzer, 1996; Fodor et al., 1999; Wortel, Spakman, 2000; Sperner et al., 2001; Wenzel et al., 2002; Heidbach et al., 2007; Müller et al., 2010 и др.]; отслоение участка континентальной литосферы и нижней коры (деламинация) — в [Girbacea, Frisch, 1998; Chalot-Prat, Girbacea, 2000; Knapp et al., 2005; Mucuta et al., 2005; Trifonov et al., 2010; Koulikov et al., 2010 и др.]. В работах [Бугаенко и др., 2008; Цветкова, Бугаенко, 2012; Старостенко и др., 2013] землетрясения зоны Вранча связываются с существованием

высокоскоростных наклонных слоев, распространяющихся со стороны ВЕП, Черноморской либо Мизийской плиты. Е.Л. Лыскова и Т.Б. Яновская, проанализировав большое количество данных, пришли к выводу, что в каждой модели есть уязвимые места, т. е. геодинамическая обстановка и природа сейсмичности на промежуточных глубинах в зоне Вранча все еще остаются предметом дискуссии [Лыскова, Яновская, 2013].

Одно из последних обобщений по району ЗВ выполнено в работе [Старостенко и др., 2013], освещающей результаты сейсмотомографических исследований Института геофизики НАН Украины на территории, ограниченной параллелями 30—55° с. ш. и меридианами 15—35° в. д. Получены принципиально новые результаты регионального характера, которые, наряду с известными материалами локальной сейсмото-

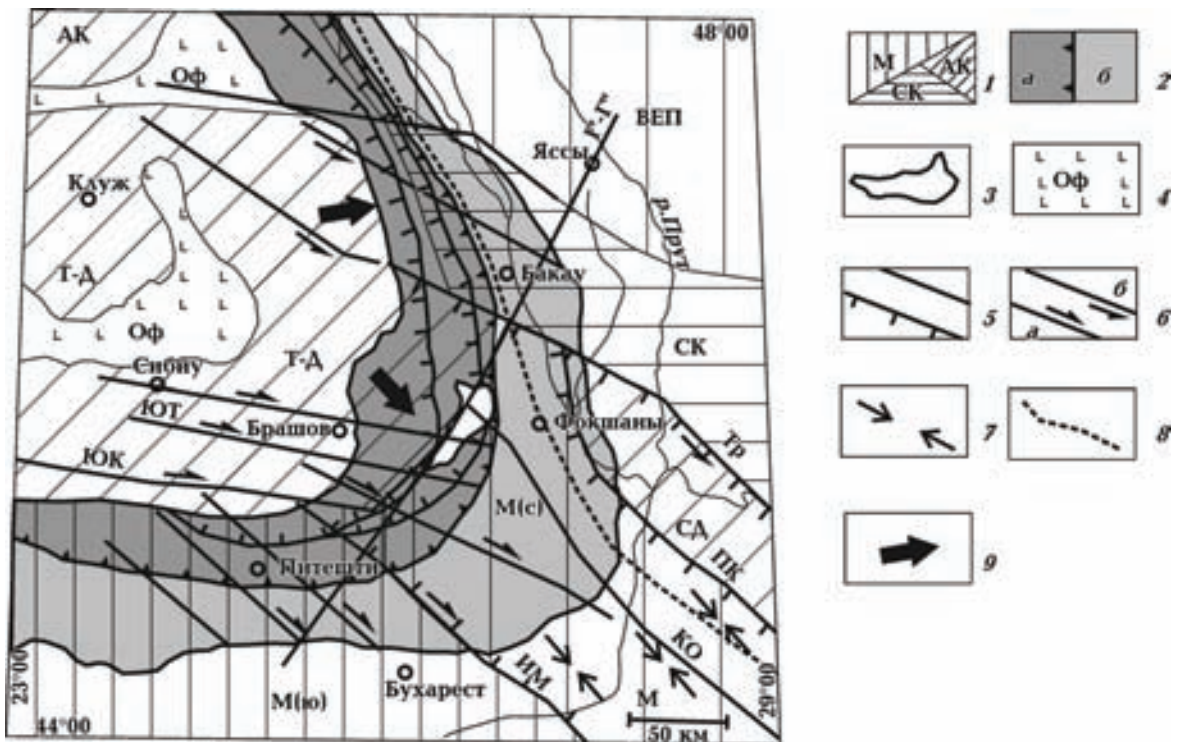


Рис. 1. Тектоническая схема района исследований. Составлена с использованием материалов [Landes et al., 2004; Vocin et al., 2005; Panea et al., 2005; Hauser et al., 2007; Enciu et al., 2009; Müller et al., 2010]: 1 — плиты и микроплиты (АК — Алькапа, ВЕП — Восточно-Европейская платформа, М — Мизийская микроплита, М(ю) — южная часть, М(с) — северная часть, СД — Северная Добруджа, СК — Скифская, Т-Д — Тиссия-Дакия), 2 — Карпатский ороген (а), Предкарпатский прогиб (б), 3 — контур исследуемой среднеглубинной сейсмогенной зоны Вранча, 4 — офиолитовые комплексы, 5 — зоны разломов (бергштрихи указывают направления падений), 6 — направления сдвига (а — правый, б — левый), 7 — направление позднекайнозойского сжатия в пределах Добруджи, по [Hippolite, 2002], 8 — шовная зона Тейссейра—Торнквиста, 9 — направления перемещения плиты Тиссия-Дакия. Зоны разломов: ИМ — Интра-Мизийская, КО — Капидава-Овидиу, ПК — Печенега-Камена, Тр — Тротус, ЮК — Южно-Карпатская, ЮТ — Южно-Трансильванская, Г'—Г'' — трансрегиональная зона, по [Соллогуб и др., 1985].

графии и ГСЗ—ОГТ [Wenzel et al., 2002; Landes et al., 2004; Martin et al., 2005, 2006; Mucuta et al., 2005; Koulikov et al., 2010 и др.], позволяют рассмотреть природу ЗВ с альтернативных позиций.

В большинстве случаев данные глубинной геофизики могут быть использованы для изучения ЗВ в виде некой неоднородности или единого тела определенной формы и размера, с общими скоростными, плотностными и другими характеристиками без выяснения его детальной внутренней структуры, хотя знание внутреннего строения зоны необходимо для установления процессов и сил, приведших к ее формированию. Такая задача может быть решена посредством тектонофизической интерпретации механизмов очагов вранчских землетрясений (ОЗ) в сопоставлении с напряженно-деформированным состоянием ЮВОК. Ниже, в контексте рассматриваемой проблемы, тектонофизическим исследованиям ЗВ и прилегающих к ней районов уделено достаточно большое внимание.

**Тектонофизические данные.** Относительно недавно сейсмологами Молдовы получено достаточно качественное решение механизмов 80 промежуточных ( $m_b = 3,8$ ) вранчских ОЗ [Степаненко и др., 2013], а в Институте геофизики НАН Украины Ю. М. Вольфманом и Е. Е. Колесниковой [Вольфман, Колесникова, 2014] выполнена их тектонофизическая интерпретация: установлены деформационные режимы, структурно-кинематические парагенезисы сейсмогенных разрывов и выделены локальные внутривранчские сейсмогенные зоны.

В настоящей статье детализируется внутреннее строение ЗВ и дается анализ геодинамической ситуации, для чего привлекается широкий набор геолого-геофизических материалов. Используются результаты применения программы Win TENSOR [Delvaux, 1993], дополняющие предыдущую тектонофизическую интерпретацию (рис. 2), а также материалы тектонофизического изучения Восточных (Украинских и Румынских) и Южных Карпат [Аронский и др., 1995; Linzer, 1996; Matenco et al., 1997 a, b; Besutiu, Cadicheanu, 2002; Knapp et al., 2005; Бубняк и др., 2013; Гинтов и др., 2014 а]. Ниже будет показано, что характер современного напряженно-деформированного состояния глубинной очаговой ЗВ во многом повторяет палеонапряженное состояние Восточных и Южных Карпат в миоцен-плейстоценовую эпоху.

В табл. 1—4 приведены уточненные расчетные элементы залегания (азимут и угол падения) нодальных плоскостей очагов землетрясений ЗВ, разделенных в соответствии со стереограммой полюсов рабочих нодальных плоскостей (рис. 3, а), которая показывает, что геометрия механизмов ОЗ не хаотична, а подчиняется четкой ориентации плоскостей подвижек, имеющих падение на север, северо-запад и юго-запад. В таблицы вошли данные по 73 ОЗ. Остальные семь механизмов выпадают из общих закономерностей. Номера очагов землетрясений в таблицах приведены соответственно нумерации в работе [Степаненко и др., 2013].

Поскольку выбор рабочей нодальной плоскости в механизме очага землетрясения всег-

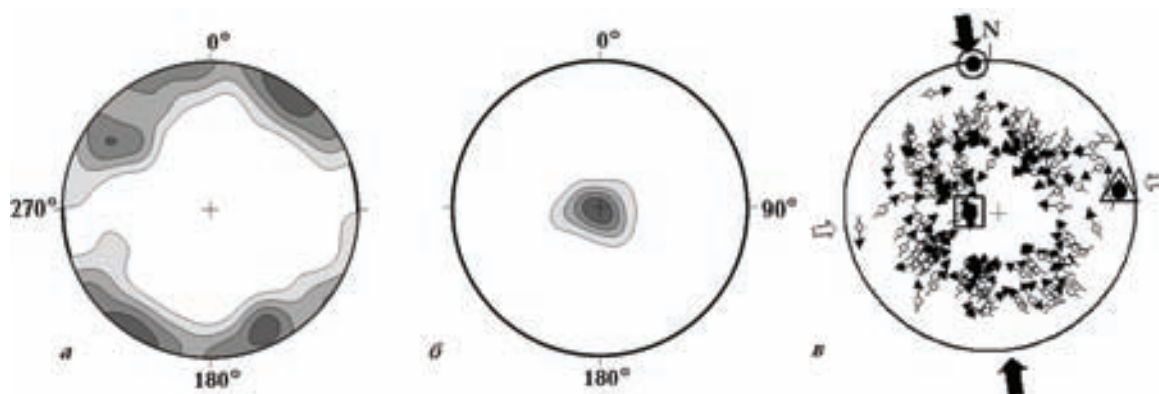


Рис. 2. Напряженно-деформированное состояние ЗВ на глубине 80—170 км по механизмам очагов землетрясений; стереограммы (нижняя полусфера): изолиний концентрации осей: а — максимального сжатия  $\sigma_1$ , б — минимального сжатия  $\sigma_3$ , в — полюсов нодальных площадок с векторами перемещений и соответствующее обобщенное поле напряжений (кружок и черные жирные стрелки — максимальное сжатие, треугольник и белые стрелки — промежуточное сжатие, квадрат — субвертикальное минимальное сжатие).

**Т а б л и ц а 1.** Расчетные элементы залегания широтных действующих (Пл1) и вспомогательных (Пл2) плоскостей глубоких землетрясений Вранча

Номер ОЗ	Координаты		H, км	Плоскость (нижняя полусфера)			
	φ	λ		Пл1 Ап/Уп	Тип подвижки	Пл2 Ап/Уп	Тип подвижки
11	45,59	26,31	154	006/41	ID	131/64	IS
13	45,78	26,60	144	004/62	ID	110/62	IS
18	45,51	26,34	133	008/44	ID	172/47	IS
19	45,64	26,48	130	003/42	ID	131/61	IS
22	45,58	26,34	154	003/42	ID	148/54	IS
27	45,68	26,48	159	002/40	IS	207/53	ID
28	45,54	26,26	135	178/56	ND	081/80	NS
32	45,50	26,24	140	006/47	ID	162/46	IS
32	45,50	26,24	140	—	ID	—	IS
42	45,56	26,34	139	004/51	ID	140/49	IS
43	45,57	26,26	156	004/50	ID	211/44	IS
44	45,48	26,22	150	002/40	ID	130/63	IS
49	45,65	26,32	152	005/51	ID	116/66	IS
51	45,67	26,43	151	004/40	ID	229/59	IS
52	45,53	26,34	158	004/44	ID	143/54	IS
56	45,69	26,44	80	020/39	NS	172/55	ND
57	45,52	26,36	140	004/43	IS	199/48	ID
63	45,54	26,32	150	004/43	ID	324/41	IS
65	45,60	26,31	154	002/61	ND	261/71	NS
66	45,65	26,48	89	016/41	ND	267/75	NS
76	45,65	26,45	160	006/40	ID	161/53	IS
78	45,53	26,36	146	001/45	ID	177/45	IS
Средние элементы залегания Пл1 $004 \pm 1,7^\circ / 46 \pm 6,6^\circ$							
Средняя ориентация осей сжатия $\sigma_{11}$ и $\sigma_{12}$ : $149 \pm 13^\circ / 6 \pm 12^\circ$ ; $180 \pm 8^\circ / 1 \pm 4^\circ$							

*Примечание:* I — взброс, N — сброс, D — правый сдвиг, S — левый сдвиг (ID — правый взбросо-сдвиг и т. д.).

да неоднозначен и представляет довольно сложную проблему, авторы работы [Степаненко и др., 2013] использовали общегеологические представления. Выбранные на этом основании рабочие нодальные плоскости обозначили как NP1. В настоящей статье, как и в работе [Вольфман, Колесникова, 2014], был использован критерий компактности — положение конкретного очага в общей группе близлежащих очагов со сход-

ными механизмами (пространственно-кинематическими параметрами). При этом в отдельных случаях пришлось отойти от первоначальных представлений и принять за рабочую нодальную плоскость NP2.

На рис. 3, б показана структурная схема ЗВ в плане, обобщенная для глубины 80—172 км, а на рис. 4 — ее стереометрическая проекция и вертикальные сечения по линиям AA', BB',

**Т а б л и ц а 2.** Расчетные элементы залегания северо-западно—юго-восточных действующих (Пл1) и вспомогательных (Пл2) плоскостей глубоких землетрясений Вранча

Номер ОЗ	Координаты		H, км	Плоскости (нижняя полусфера)			
	φ	λ		Пл1 Ап/Уп	Тип подвижки	Пл2 Ап/Уп	Тип подвижки
3	45,76	26,54	137	226/38	IX	046/52	IX
4	45,70	26,50	141	238/44	IS	060/46	ID
6	45,62	26,55	129	215/43	IS	074/54	ID
9	45,72	26,54	161	212/40	IS	064/55	ID
14	45,67	26,64	130	203/41	IS	053/53	ID
15	45,74	26,80	137	198/55	IS	060/43	ID
16	45,72	26,59	146	221/50	IS	055/40	ID
17	45,73	26,59	146	208/51	IS	046/40	ID
21	45,76	26,52	107	229/43	ID	001/58	IS
25	45,63	26,65	118	214/41	ID	061/44	IS
26	45,81	26,74	82	221/39	ID	038/51	IS
29	45,66	26,73	110	218/33	ID	035/57	IS
33	45,71	26,70	132	205/42	IS	047/50	ID
34	45,73	26,68	122	218/44	ID	010/50	IS
36	45,52	26,50	146	202/43	IS	049/50	ID
47	45,74	26,71	127	210/50	ID	021/41	IS
50	45,69	26,52	153	229/59	ID	004/40	IS
64	45,87	26,76	96	209/50	IS	002/61	ID
69	45,69	26,49	152	231/51	IS	073/41	ID
73	45,68	26,47	159	233/31	IS	088/61	ID
74	45,78	26,69	112	231/55	IS	053/35	ID
77	45,61	26,43	120	217/45	ID	018/46	IS
Средние элементы залегания Пл1 $218 \pm 11^\circ / 45 \pm 7^\circ$							
Средняя ориентация оси сжатия $\sigma_3$ $218 \pm 14^\circ / -1 \pm 7^\circ$							

СС' и DD', на которые спроектированы соответствующие нодальные площадки. На сечениях видно, что площадки образуют характерные совокупности и даже зоны, продолжая друг друга по падению (ОЗ 32, 78, 63, 22, 11, 76 на се-

чении ВВ'; ОЗ 41, 68, 35, 46 на сечении DD' и т. д.). Это указывает на четкую структурированность ЗВ и на то, что большинство подвижек в ОЗ происходят по унаследованным ослабленным зонам<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Поднятый выше вопрос не праздный, поскольку до сих пор у специалистов-сейсмологов нет единого представления о механизме очага, и предложенный в свое время А. В. Введенской механизм ОЗ, основанный на теории дислокаций [Введенская, 1969], принимается не всеми. Однако тектонофизики уже давно заметили, что нодальные плоскости в механизмах очагов, построенных по методике А. В. Введенской, совпадают с известными плоскостями разрывов, а пути землетрясений сопровождаются перемещениями блоков и плит. Это хорошо видно на примере сейсмоактивных областей Евразии

**Т а б л и ц а 3.** Расчетные элементы залегания северо-восточно—юго-западных действующих (Пл1) и вспомогательных (Пл2) плоскостей глубоких землетрясений Вранча

Номер ОЗ	Координаты		H, км	Плоскости (нижняя полусфера)			
	φ	λ		Пл1 Ап/Уп	Тип подвижки	Пл2 Ап/Уп	Тип подвижки
1	45,9	26,5	140	305/56	ID	113/35	IS
2	45,8	26,8	140	305/55	ID	118/35	IS
8	45,83	26,72	86	313/70	ID	110/21	IS
10	45,63	26,47	130	328/68	IS	212/42	ID
20	45,80	26,75	113	333/43	ID	120/52	IS
23	45,54	26,31	137	323/65	ID	140/25	IS
24	45,62	26,44	143	296/61	ID	061/44	IS
30	45,85	26,66	89	311/63	IS	135/27	ID
37	45,55	26,48	130	319/59	IS	176/37	ID
38	45,64	26,47	152	336/60	ID	150/30	IS
40	45,71	26,54	130	327/60	ID	114/35	IS
41	45,68	26,71	125	324/45	ID	113/50	IS
45	45,73	26,58	37	316/70	ID	128/20	IS
46	45,63	26,42	144	293/51	ID	111/39	IS
59	45,70	26,7	132	326/69	ID	082/41	IS
60	45,72	26,6	141	316/70	ID	128/20	IS
61	45,54	26,3	124	314/41	ID	125/49	IS
62	45,55	26,3	120	324/41	IS	004/43	ID
67	45,68	26,5	103	326/40	IS	165/51	ID
68	45,55	26,3	134	296/55	ID	100/36	IS
80	45,55	26,5	130	309/49	ID	118/41	IS
Средние элементы залегания Пл1 $316 \pm 12^\circ / 57 \pm 10^\circ$							
Средняя ориентация оси сжатия $\sigma_1$ $313 \pm 12^\circ / 10 \pm 10^\circ$							

Практически все субширотные разрывы — 20 из 22 (см. табл. 1, рис. 3, 4, в) — расположены в наиболее глубокой ( $H \geq 130$  км) юго-восточной части зоны, а менее глубокие ( $H \leq 120$  км) разрывы северо-западного и северо-восточно-

го простираний сосредоточены в северо-восточной ее части (см. табл. 2, 3; рис. 4, б, г).

Разрывы северо-восточного простирания (см. табл. 3, рис. 3) в подавляющем большинстве (17 из 21) локализованы в осевой части зоны по всей

[McKenzie, 1969; Гуценко, 1979], крымских землетрясений [Гинтов, 2005; Гончар, 2013; Вольфман, 2015], района Загроса [Volfman et al., 2014]. Более того, на основании тектонофизических данных сделана попытка уточнить методику А. В. Введенской путем использования обеих нодалных плоскостей, так как при разрушении горного массива перемещения часто происходят по сопряженным  $LL'$ -,  $LR'$ -,  $L'R$ - и  $RR'$ -сколам. Такой процесс подтверждается механиками [Ребецкий и др., 2014] и сейсмологами [Пустовитенко, Капитонова, 1991].

**Т а б л и ц а 4.** Расчетные элементы залегания северо-северо-западных—юго-юго-восточных действующих (Пл1) и вспомогательных (Пл2) плоскостей глубоких землетрясений Вранча

Номер ОЗ	Координаты		H, км	Плоскости (нижняя полусфера)			
	φ	λ		Пл1 Ап/Уп	Тип подвижки	Пл2 Ап/Уп	Тип подвижки
5	45,72	26,39	151	246/39	ID	057/51	IS
7	45,76	26,61	135	240/71	IS	070/19	ID
12	45,78	26,60	141	258/40	IS	152/76	ID
39	45,69	26,66	134	251/68	ID	056/23	IS
53	45,78	26,58	98	246/46	ID	048/45	IS
70	45,73	26,58	138	258/52	IS	129/52	ID
71	45,74	26,65	80	258/39	NS	052/54	ND
79	45,58	26,45	137	245/68	IS	105/28	ID
Средние элементы залегания Пл1 $250 \pm 7^\circ / 53 \pm 13^\circ$							
Средняя ориентация осей сжатия $\sigma_{15}$ и $\sigma_{16}$ : $245 \pm 7^\circ / 12 \pm 12^\circ$ ; $113 \pm 10^\circ / 12 \pm 10^\circ$							

ее длине, тем самым указывая на наличие здесь глубокого крупного продольного разлома, вытягивающегося по азимуту  $46^\circ$  далеко за пределы зоны, о чем свидетельствует вытянутость в этом направлении изосейст [Сагалова, 1975; Щукин, Добрев, 1980; Винник, 1980; Карпатское ..., 1980, 1990; Чекунов, 1987].

Значительная часть (10 из 21) разрывов наклонена на северо-запад под крутыми углами ( $60\text{—}70^\circ$ ), что также подчеркивает их связь с глубинным разломом.

Как показывает сейсмологическая и тектонофизическая интерпретация механизмов очагов, подвижки практически по всем (за исклю-

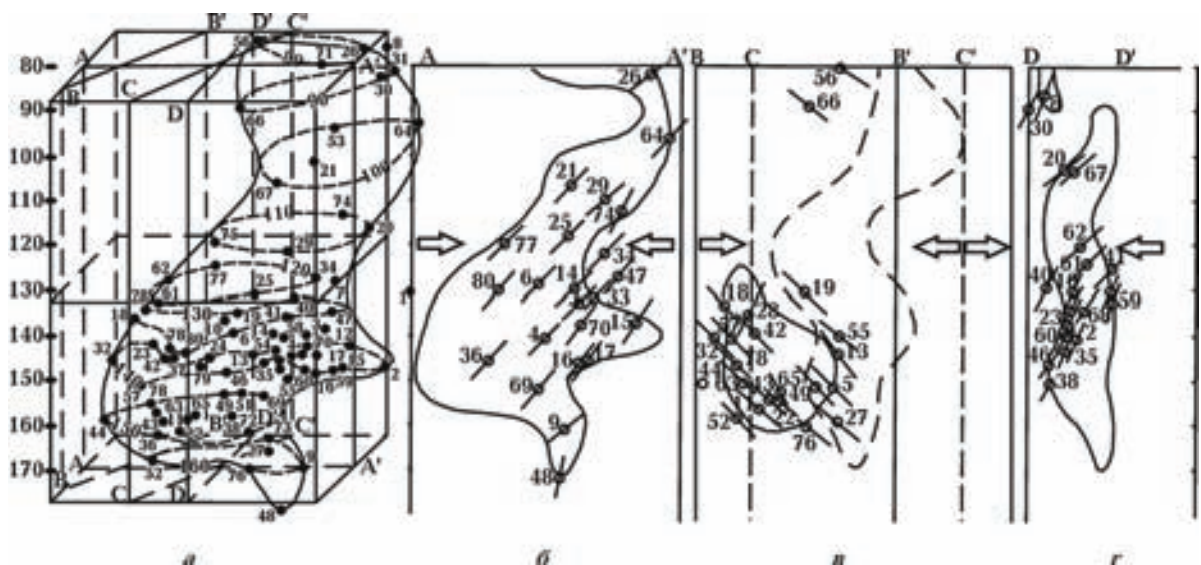


Рис. 4. Стереометрическая проекция зоны Вранча (а) и вертикальные сечения (б—г) с соответствующими контурами зоны по линиям А—А', В—В', С—С' (штриховой контур) и D—D'. Кружками обозначены гипоцентры землетрясений с их номерами. Отрезки на гипоцентрах показывают ориентировку действующих нодальных площадок, а стрелки — направления горизонтального сжатия.

чением шести) разрывам (см. рис. 2, в) происходили в условиях субгоризонтального сжатия. Субгоризонтальные оси сжатия  $\sigma_1$  ориентированы в юго-восточном, северо-западном, западно-юго-западном и восточно-юго-восточном направлениях, ортогонально соответствующим разрывам (см. табл. 2—4, рис. 3), т. е. основной тип деформационных режимов — взбросовый. И только для субширотных разрывов характерны, кроме взбросов, правые сдвиги (взбросо-сдвиговый деформационный режим).

За относительно короткий, в геологических масштабах времени, период (1940—2011 гг.) сжатие в направлении зоны фиксировалось в нескольких секторах. В каталоге вранчских землетрясений [Степаненко и др., 2013] приведены данные о смене направления оси  $\sigma_1$  на  $90^\circ$  и более в течение одного года, месяца и даже одного дня (например, 1 августа 1985 г., в октябре 2004 г., феврале 2007 г., октябре 2009 г.). Поэтому можно говорить о том, что зона Вранча находится в состоянии всестороннего бокового (при максимальном субгоризонтальном и минимальном вертикальном) сжатия. Этот вывод автоматически следует и при интерпретации с помощью программы Win Tensor (см. рис. 2, в). Другими словами, находясь при круговом боковом сжатии, деформационное пространство ЗВ испытывает резкие подвижки в различных наиболее ослабленных местах.

Интересно сравнить полученные данные с материалами тектонофизического изучения других участков Карпатского орогена.

В работе [Гинтов, 2005] обобщены результаты тектонофизического изучения Украинских Восточных Карпат с 1992 по 1995 г. и сделан вывод, что главная фаза формирования складчатости здесь связана со сжатием по азимуту  $220^\circ$ . В работе [Гинтов и др., 2014 а] этот результат уточнен: в миоцене—плиоцене сжатие украинской части Карпатского орогена происходило в поле напряжений  $\sigma_1 — 219/03^\circ$ ,  $\sigma_3 — 46/73^\circ$ . Изучение Украинских Карпат в самой южной их части по р. Серет [Бубняк и др., 2013] показало, что в плиоцене они испытывали сжатие с главными осями  $\sigma_1 — 216/16^\circ$ ,  $\sigma_3 — 329/53^\circ$ .

Особенно интересны результаты полевого тектонофизического изучения Румынских Восточных и Южных Карпат вблизи ЗВ, опубликованные в работах [Matenco et al., 1997 a, b]. Из приведенных в них таблиц нами выделены данные по районам Команешти—Онешти (к северу от зоны) и Калиманешти—Титешти (к западу от нее) и построены стереограммы, показанные на рис. 5. В Восточных Карпатах для ми-

оцен-плиоценового периода характерно северо-западно—юго-восточное и северо-восточно—юго-западное сжатие с осями главных нормальных напряжений (нижняя полусфера): 1)  $\sigma_1 — 159/16^\circ$ ,  $\sigma_3 — 337/62^\circ$ ; 2)  $\sigma_1 — 126/02^\circ$ ,  $\sigma_3 — 237/53^\circ$ ; 3)  $\sigma_1 — 252/19^\circ$ ,  $\sigma_3 — 058/72^\circ$ ; 4)  $\sigma_1 — 037/05^\circ$ ,  $\sigma_3 — 126/16^\circ$ ; 5)  $\sigma_1 — 218/36^\circ$ ,  $\sigma_3 — 129/38^\circ$ . В Южных Карпатах в этот период происходили надвиговые, сдвиговые и сдвиго-надвиговые процессы в полях напряжений: 1)  $\sigma_1 — 346/02^\circ$ ,  $\sigma_3 — 069/70^\circ$ ; 2)  $\sigma_1 — 093/04^\circ$ ,  $\sigma_3 — 285/65^\circ$ ; 3)  $\sigma_1 — 123/15^\circ$ ,  $\sigma_3 — 069/70^\circ$ ; 4)  $\sigma_1 — 123/15^\circ$ ,  $\sigma_3 — 213/04^\circ$ ; 5)  $\sigma_1 — 227/09^\circ$ ,  $\sigma_3 — 321/08^\circ$ ; 6)  $\sigma_1 — 35/85^\circ$ ,  $\sigma_3 — 242/10^\circ$ .

Палеонапряжения, определенные полевыми методами непосредственно над ЗВ, приведены в обобщении [Vasiliev et al., 2009]. По 20 определениям наиболее значимые азимуты ориентации осей  $\sigma_1 — 315, 342, 290$  и  $250^\circ$ .

Все приведенные выше данные по напряжениям сжатия  $\sigma_1$  включены в табл. 5. Напряжения  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$  не учитывались, так как сжатие орогена является ведущим процессом, причем, если оно близко к одноосному, то ориентация осей  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$  может отклоняться от среднего положения в значительных пределах.

Поскольку оси  $\sigma_1$  практически везде субгоризонтальны, в табл. 5 для удобства сопоставления все азимуты ориентации приведены к западным румбам.

Как видим, напряженно-деформированное состояние сжатия, фиксируемое в ЗВ на значительных глубинах, достаточно близко к таковому других участков Карпатского орогена, хотя в зоне оно современное, а в Восточных и Южных Карпатах определены палеонапряжения в породах миоцена—плиоцена вблизи земной поверхности. Особенно близка северо-западно—юго-восточная ориентация осей сжатия ЗВ на глубине и на поверхности: здесь везде фиксируются два положения оси  $\sigma_1$  при взбросовом деформационном режиме (см. рис. 2, 5).

Южную часть ЗВ, находящуюся на продолжении Южных Карпат — Южно-Карпатской и Южно-Трансильванской систем разломов, по [Linzer, 1996], связывает с последними также наличие субширотных разрывов и правых сдвиго-надвигов, чего не наблюдается в северной части, которая тяготеет, скорее, к южной части Восточных Карпат.

Также были сопоставлены средние азимуты простирания разрывных структур ЗВ (перпендикулярные средним азимутам падения, приведенным в табл. 1—4) с розой-диаграммой простираний разломов Карпатского орогена, вы-



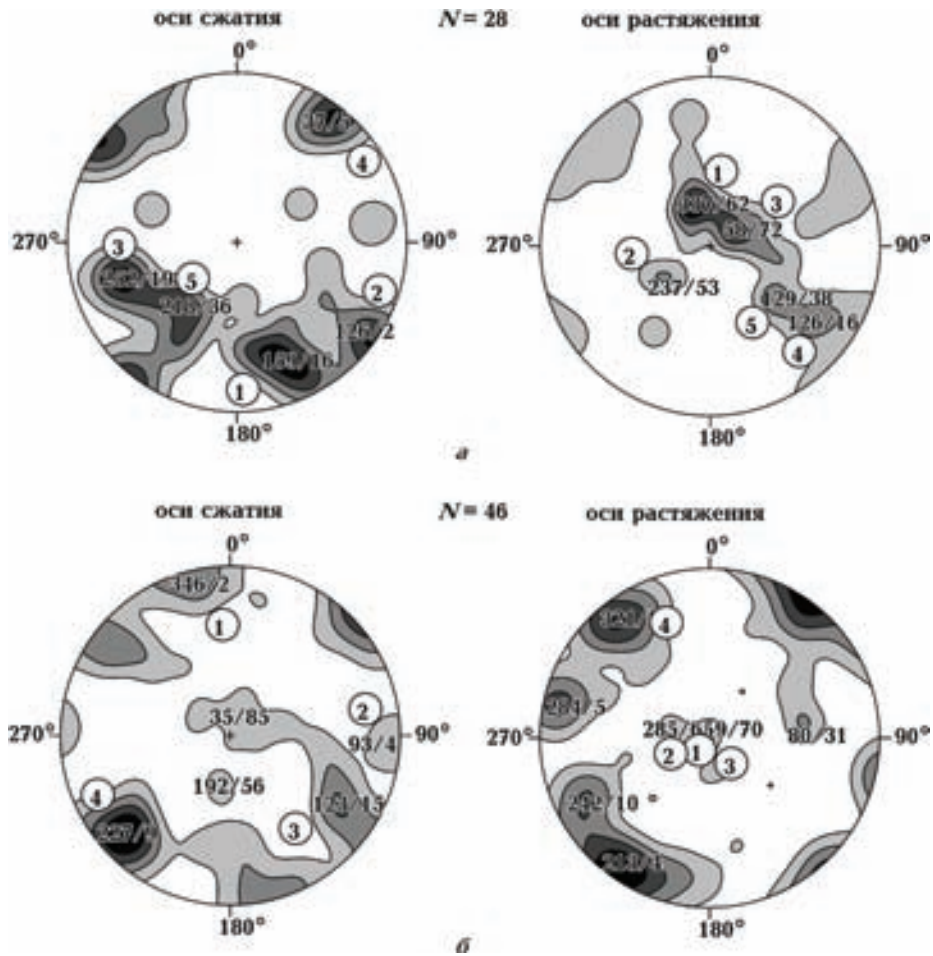


Рис. 5. Стереогаммы (нижняя полусфера) осей максимального и минимального сжатия для: *а* — Восточных (район Команешти—Онешти), *б* — Южных (район Калиманешти—Титешти) Карпат, по [Manenco et al., 1997 a, b]. Цифры в кружках — номера максимумов концентрации осей. Белые дроби — обобщенные азимут/угол наклона осей.

**Т а б л и ц а 5.** Сопоставление азимутов ориентации осей сжатия  $\sigma_1$  для зоны Вранча, Восточных и Южных Карпат, определенных тектонофизическими методами, град

Сектор сжатия	Зона Вранча на глубине 80—172 км		Восточные Карпаты	Южные Карпаты	Непосредственно над зоной Вранча
	север	юг			
Северо-запад—юго-восток	313	329	306 339	303,317 346	315 342
Юго-запад—северо-восток	218 245		219, 216, 217, 218 252	227	250
Восток—запад	293		—	273	290
Север—юг	180		—	—	—

деленных по карте 3D рельефа прилегающих к зоне участков (рис. 6 и врезка к нему). Средние азимуты простирания разрывных структур (рабочих нодальных площадок) ЗВ составляют 274, 308, 340 и 46°. Главные максимумы на розе-диаграмме — 270, 290, 340 и 40°, т. е. три из четырех азимутов простираний очень близки. Снова-таки структурные элементы ЗВ отражают современное состояние зоны, а на карте 3D рельефа проявляются прямолинейные отрезки разломов, образовавшихся, по крайней мере, в позднем плейстоцене и ранее.

Приведенные данные позволяют сделать вывод, что, несмотря на отмечаемое большинст-

вом исследователей наличие в ЗВ перерыва между густой коровой и еще более густой мантийной областями сейсмичности (подкорковая низкоскоростная область на глубине 40—70 км), между тектоническими процессами на поверхности и глубинной очаговой зоной существует тесная пространственно-временная связь. Поэтому многие закономерности, касающиеся характера тектонических движений и устанавливаемые геолого-геофизическими методами в земной коре, могут быть перенесены и на глубинную часть ЗВ.

Однако необходимо подчеркнуть, что сопоставление глубинных и поверхностных струк-



Рис. 6. Карта 3D рельефа района исследований. Белым контуром обозначена среднеглубинная сейсмогенная ЗВ; прямолинейные отрезки соответствуют тополинаментам, азимуты простирания которых обобщены на розе-диаграмме (врезка).

тур выполнялось по вертикали сейсмогенная зона — ороген. Передовой прогиб ЮВОК, Фокшанский элемент которого примыкает на поверхности к сейсмогенной зоне с востока, трудно сравнивать с зоной, так как он формировался в основном в условиях различно ориентированного растяжения и сдвиговых деформаций. Как будет показано ниже, глубинная часть ЗВ находится в зоне контакта микроплит Тиссия-Дакия и Мизия и испытывает влияние давления первой на вторую. Фокшанский прогиб расположен в пределах узкого участка Мизийской микроплиты и ему свойственны частые вариации напряженно-деформированного состояния. Можно сослаться на работу [Matenco et al., 1997 б], посвященную тектонофизическому изучению Гетской депрессии Южных Карпат, для которой характерны палеоген-ранне-неогеновые юго-западные сбросы, плиоценовые северо-восточные надвиги и позднемiocеновые сдвиги разной направленности.

**Глубинное строение района. Верхняя часть литосферы по геологическим данным и материалам ГСЗ—ОГТ.** Результаты изучения глубинного строения земной коры и самой верхней части мантии области Вранча геотраверсами ГСЗ и профилями МОВ—ОГТ изложены и обобщены во многих работах [Constantinescu, 1978; Соллогуб и др., 1980, 1983, 1985; Щукин, Добрев, 1980; Radulescu, 1981; Чекунов, 1986, 1987; Oncescu, Bonjer, 1997; Zugravescu, Polonic, 2002; Hauser et al., 2001, 2007; Knapp et al., 2005; Panea et al., 2005; Vocin et al., 2005; Mucuta et al., 2005; Enciu et al., 2009; Tondi et al., 2009]. Поэтому мы ограничимся сведениями, полученными в основном в последние годы, которые необходимы для дальнейшей геодинамической интерпретации.

Материалы по  $V_p$ -скоростной модели земной коры Румынских Восточных Карпат и района Вранча на расположенных рядом параллельных (ВЮВ—ЗСЗ) профилях (Трансект Х—Х', Вранча-2001, Дакия План) обобщены в работах [Mucuta et al., 2006; Hauser et al., 2007; Enciu et al., 2009]. Авторы представляют несколько разную интерпретацию положения поверхности Мохо, глубина которой различается в отдельных местах на 10 (от 40 до 50) км. Вместе с тем общим в этих интерпретациях является уменьшение мощности коры с юго-востока на северо-запад и отсутствие "корня гор" под Карпатским орогеном.

По данным субмеридионального (ЮЮЗ—ССВ) профиля Вранча-99 Бухарест—Бакау [Hauser et al., 2001], пересекающего ЗВ, толщина земной коры максимальна (41—42 км) под самой зо-

ной и несколько южнее. К северу и югу толщина коры уменьшается до 30 (в районе Бакау) и 32 км (южнее Бухареста). Осадочный слой мощностью до 10 км в центральной части перекрывает двухслойную консолидированную кору со скоростями 5,9—6,2 км/с в верхней и 6,7—7,0 км/с в нижней коре, разделенную внутрикоровой границей на глубине 18—31 км. В подкоровом слое на глубине 47—55 км в пределах ЗВ на этом профиле выделена зона пониженных (до 7,6 км/с) скоростей, которая совпадает с областью низкой сейсмичности.

Профиль пересекает известные зоны разломов (Интра-Мизийскую, Капидава-Овидиу, Тротус), которые наклонены в сторону Вранча как с юга, так и с севера.

Скоростная модель земной коры по профилю Вранча-2001 (Трансильванский бассейн — Северная Добруджа) (рис. 7) показывает, что глубинная ЗВ расположена под крутопадающим разломом, который прослежен методом преломленных волн от поверхности палеозойского фундамента (на глубине ~ 4 км) до границы Мохо (45 км) [Hauser et al., 2007]. При этом на всех коровых сейсмических границах в пределах разлома наблюдаются крутые ступени (по которым он и выделен) с погруженным восточным крылом. Максимальная амплитуда ступени отмечается по поверхности Мохо (12—13 км). Рассматриваемый разлом перекрыт Карпатским орогеном, но на глубине, начиная с 4 км, он ограничивает с запада Фокшанский прогиб, отделяя его от верхней части плиты Тиссия-Дакия. Поскольку разлом не прослеживается во флишевом комплексе, он имеет, по крайней мере, доплиоценовый возраст. Обращает на себя внимание то, что разлом ограничивает с запада блок Мизийской плиты, перекрытый осадками Фокшанского прогиба. Блок выделяется своими пониженными скоростями (6,0—6,3 км/с) в коре до глубины около 28 км на фоне скоростей распространения продольных волн 6,4—6,8 км/с в соседних блоках Тиссия-Дакия и Северная Добруджа. В нижней коре скорости изменяются от 6,7 до 7,1 км/с.

На рис. 7 рассматриваемый субвертикальный разлом показан пунктиром, так как его положение восстанавливается ориентировочно по ступеням в преломляющих границах без изучения внутренней структуры. Описанные выше тектонофизические данные позволяют дополнить характеристику этого разлома, если предположить, что он уходит глубоко в мантию. Разлом имеет значительную ширину и состоит из большого количества пологопадающих сколов

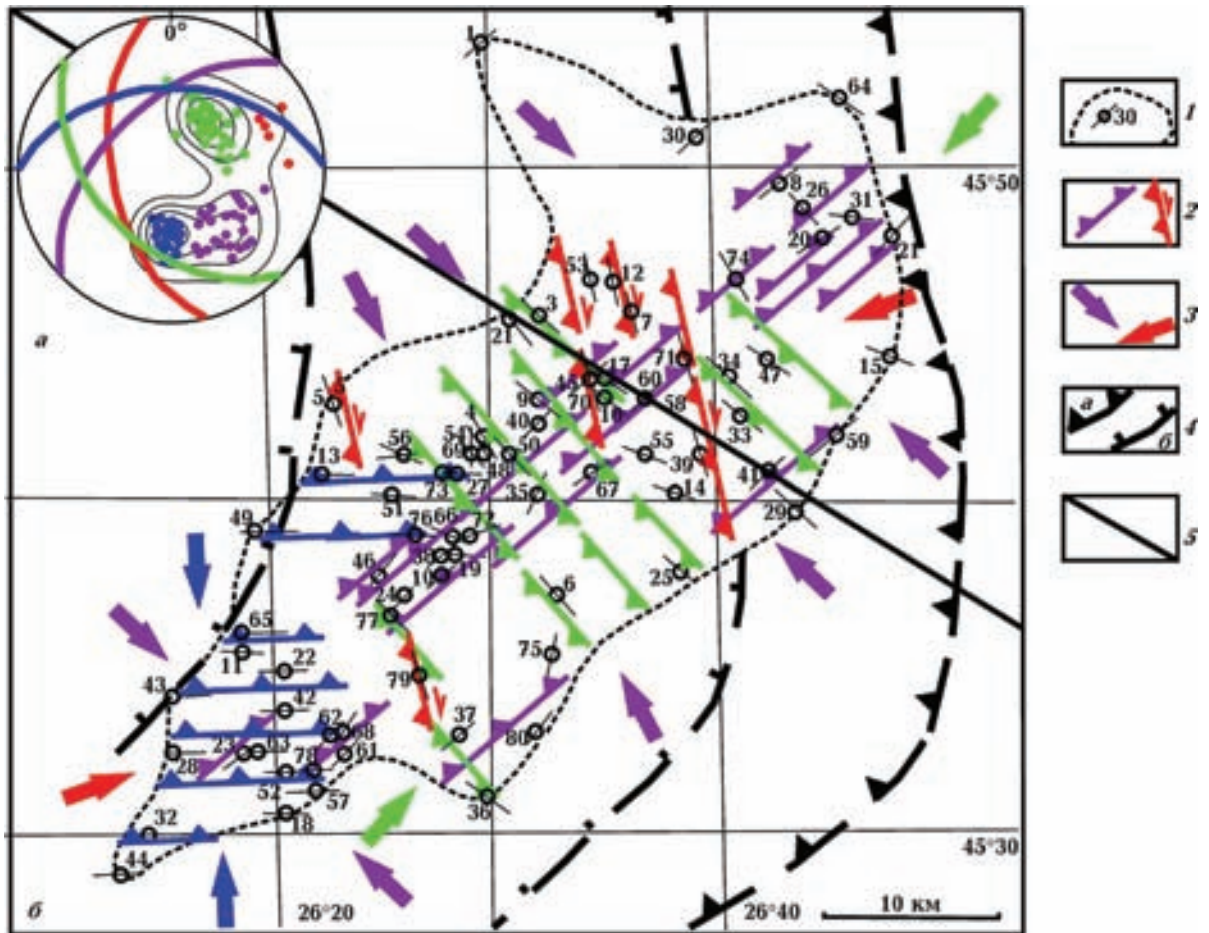


Рис. 3. Результаты тектонофизической интерпретации механизмов очагов землетрясений ЗВ: *a* — стереограмма полюсов нодальных площадок и обобщенных плоскостей, соответствующих (по цвету) максимумам концентрации полюсов (нижняя полусфера); *b* — обобщенный структурный план ЗВ для глубины 80—170 км: 1 — граница зоны, эпицентры землетрясений с номерами и простирание действующих нодальных площадок, 2 — зоны концентрации нодальных площадок соответствующих направлений с указанием направлений падения и сдвигового перемещения, 3 — направления субгоризонтального сжатия для соответствующих (по цвету) зон концентрации нодальных площадок, 4 — границы (*a* — Флишевых Карпат, *b* — отдельных покровов), 5 — линия сейсмического профиля Вранча-2001.



Рис. 7. Разрез земной коры по профилю Вранча-2001, [Hauser, 2007]. Положение профиля показано на рис. 3. Синими пунктирными линиями и стрелками показана проекция контура ЗВ на линию профиля.

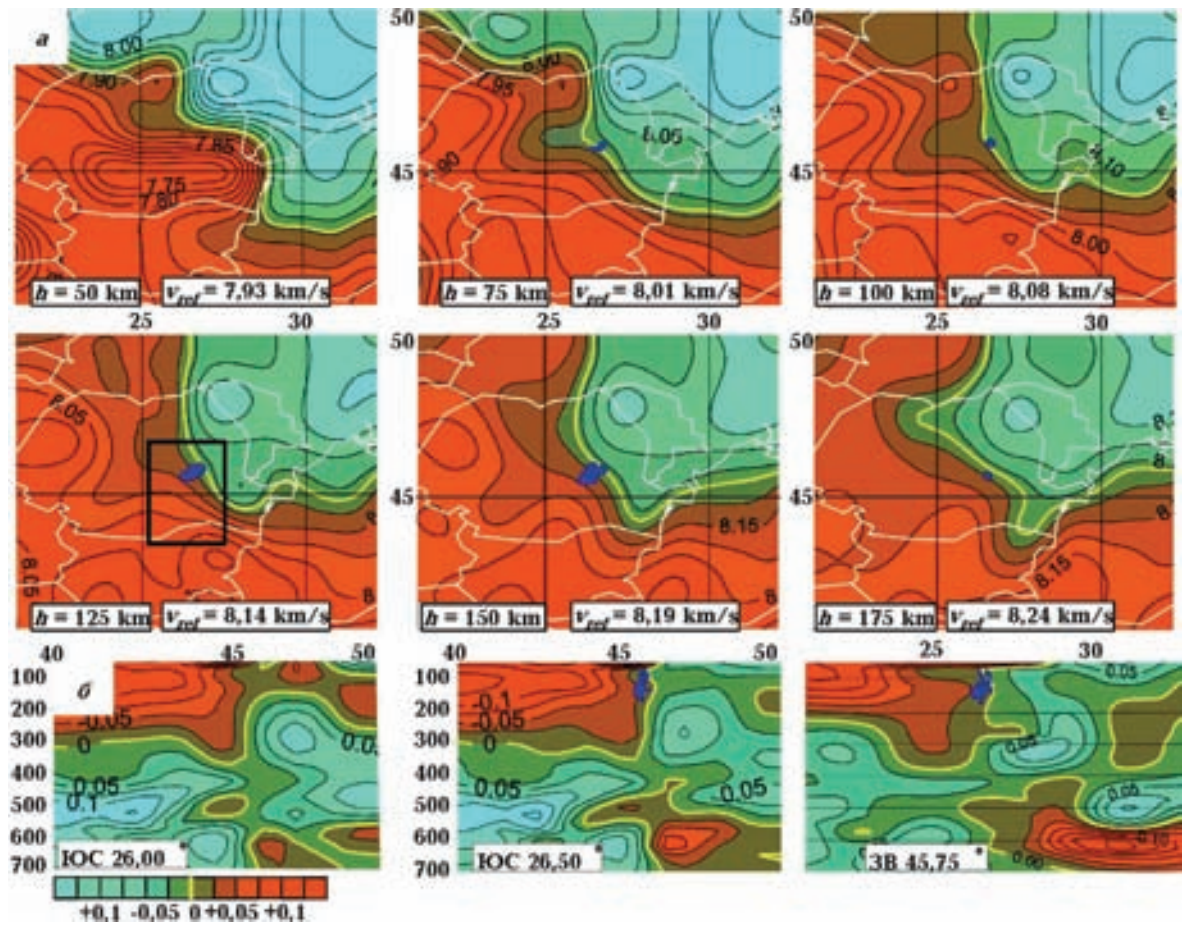


Рис. 8. Региональные сейстотомографические сечения района исследования, по [Старостенко и др., 2013]: *a* — горизонтальные ( $V_p$ , км/с), *б* — вертикальные ( $\Delta V_p$ , км/с). Прямоугольником отмечена площадь детальных сейстотомографических исследований, по [Koullakov et al., 2010].

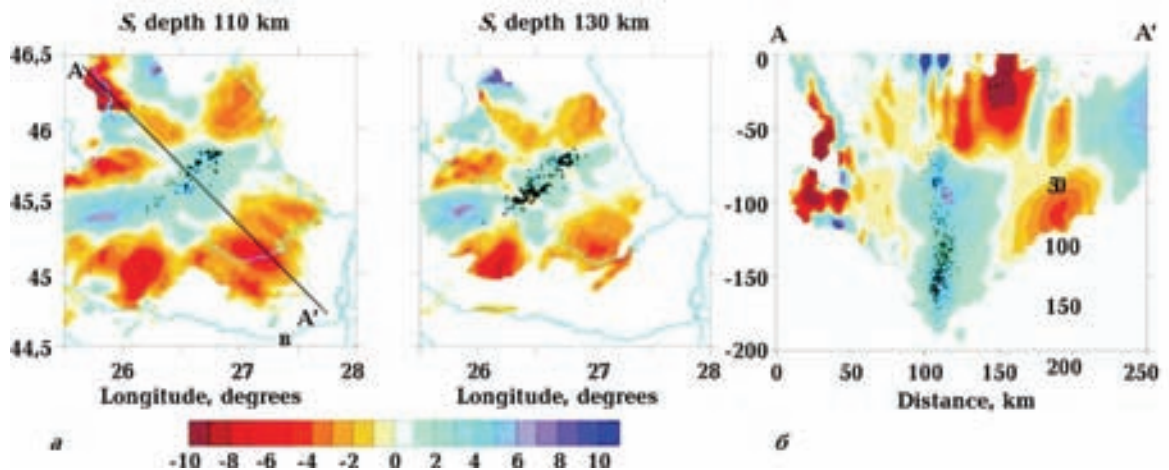


Рис. 9. Локальные сейстотомографические сечения зоны Вранча, по [Koullakov et al., 2010]: *a* — горизонтальные, *б* — вертикальное.

(см. рис. 3, 4, г). Активизированными в настоящее время являются сколы, падающие на северо-запад под углом  $57 \pm 10^\circ$  (см. табл. 3).

Следует отметить, что субвертикальный глубинный разлом, проходящий вдоль осевой плоскости ЗВ и поднимающийся под Фокшанский прогиб, был выделен еще на субширотном геотраверсе V (разлом Г'—Г'', по [Соллогуб и др., 1980, 1983, 1985]), хотя на разделе Мохо была зафиксирована не ступень, а контакт коромантийной смеси и мантии. Авторы описывают его как мантийный разлом планетарного характера, трассирующийся от о-ва Сицилия до Урала. Общая ориентация разлома, судя по работе [Чекунов, 1987], —  $45^\circ$ . Она практически совпадает с ориентацией описанного в предыдущем разделе разлома, выделяемого по системе нодальных площадок в осевой части зоны ( $46^\circ$ ).

На востоке профиля Вранча-2001 Фокшанский прогиб ограничен разломом Печенега-Камена, который, как известно, входит в систему Трансъевропейской шовной зоны (ТЕШЗ). Разлом проходит северо-восточнее ЗВ, имеет юго-западное падение и, как мы полагаем, пересекает зону на глубине 130—150 км. В систему ТЕШЗ входит и разлом Капидава-Овидиу (ориентация  $315\text{—}320^\circ$ ), проходящий на поверхности над ЗВ и пересекающий ее на глубине. Следовательно, системы разрывов  $218 \pm 11^\circ/45 \pm 7^\circ$  и  $250 \pm 7^\circ/53 \pm 13^\circ$  (см. табл. 2, 3; рис. 3, 5, а) могут соответствовать этим разломам, т. е. ТЕШЗ.

В работе [Гинтов и др., 2014 а], посвященной тектонофизической интерпретации профиля ГСЗ DOBRE-3 (PANCAKE профиль), который пересекает Восточные Карпаты, уже высказывалось мнение о пологом юго-западном наклоне ТЕШЗ в Восточных Карпатах. Материалы изучения ЗВ не противоречат такому выводу.

Исследования методом ГСЗ—ОГТ, выполненные к востоку от ЗВ в пределах Фокшанского прогиба и зоны разломов Печенега-Камена [Mucuta et al., 2006], показали, что в этой зоне разломов наблюдаются ступени по Мохо амплитудой около 5 км. По мере приближения к поверхности (подошве прогиба) ступени по сейсмическим границам резко уменьшаются. Полученные данные рассматриваются как доказательство невозможности субдукции с востока на запад [Mucuta et al., 2006].

Сейсморазведкой МОВ по профилю Дакия План, пересекающему Фокшанский прогиб с востоко-юго-востока на запад-северо-запад [Vocin et al., 2005], изучено строение земной коры до глубины более 10 км. Установлено, что в районе форланда Карпат (западного края Фокшан-

ского прогиба), т. е. над ЗВ, полого залегающие комплексы чехла прогиба (от верхнего миоцена и древнее) с  $V_p = 2,5 \div 4,5$  км/с погружены на глубину 10 км и сильно перемяты. Это свидетельствует о движении фундамента ЮВОК в юго-восточном направлении и соответствующем сжатии форланда. Движение на юго-восток продолжается и в настоящее время, что подтверждается данными GPS [GPS Probes ..., 2004]. Стиль деформаций осадочных комплексов по профилю Дакия План привел авторов [Vocin et al., 2005] к выводу о существовании поверхности детэчмента на глубине примерно 12 км в основании миоценовых и более молодых осадков.

Геологические данные [Linzer, 1996; Girba-sea, Frisch, 1998; Enciu et al., 2009] указывают на существование узкого индентора, который вдвигается в ЮВОК с западо-северо-запада. С юга и севера он ограничен нарушениями, проходящими соответственно через правосдвиговые Южно-Карпатскую, Синая-Интра-Мизийскую (разлом Синая-Лаломита) и левосдвиговую Тротус зоны разломов (см. рис. 1). ЗВ находится на "острие" индентора, ширина которого в районе Карпат составляет не более 120 км.

Анализируя материалы ГСЗ и геологии, [Enciu et al., 2009] пришли к выводу, что ЗВ вместе с глубинной частью ЮВОК составляют единый блок, перемещающийся в юго-восточном направлении, и механизмы как субдукции, так и деламинации оказываются неприемлемыми. Согласно [Enciu et al., 2009], разломы Печенега-Камена и Капидава-Овидиу в мезо-кайнозой были неактивными и, возможно, активизировались только совсем недавно.

Приведенные геолого-геофизические данные о строении земной коры показывают, что коровая часть ЮВОК в районе Вранча в общем мало отличается от строения коры Восточных Карпат, изученной геолого-геофизическими методами в их украинской части [Starostenko et al., 2013; Гинтов и др., 2014 а]. Мощность коры увеличивается от ВЕП к микроплитам Алькапа и Тиссия-Дакия от 50 до почти 30 км, поверхность Мохо нарушена разломами как безамплитудными, так и сопровождающимися ступенями с амплитудой от нескольких до 5—12 км.

Важной особенностью, установленной методами ГСЗ и тектонофизики, является: 1) локализация субвертикальной сейсмогенной ЗВ в субвертикальной же зоне разломов, вытягивающейся с юго-запада на северо-восток; 2) формирование ее внутренней структуры под влиянием разломов субширотного, северо-восточного и северо-западного направлений. Влияние

этих факторов на геодинамическую обстановку в регионе ЮВОК будет рассмотрено ниже.

**Верхняя мантия по данным сейсмической томографии.** Для регионального анализа использовались материалы сейсмотомографических исследований Института геофизики НАН Украины, частично опубликованные в работе [Старостенко и др., 2013]. В ней детально рассмотрены методические основы получения 3D  $V_p$ -скоростной модели мантии на глубине 50—800 км, построения горизонтальных сечений в изолиниях  $V_p$  и вертикальных в изолиниях  $\Delta V_p$  (отклонения  $V_p$  от референтной скоростной модели для Евразии), допустимые погрешности определения  $V_p$  и  $\Delta V_p$ . Дан анализ скоростного строения мантии для Европы и Средиземноморья в рамках 30—55° с. ш., 15—35° в. д. Особое внимание было обращено на крупномасштабные относительно низко- и высокоскоростные неоднородности мантии, которые формируют блоки (условно) — Адриатический, Эгейский и Черноморский. Эти блоки своими длинными осями сходятся в районе Мизийской плиты несколько южнее ЗВ и при перемещениях могут оказывать влияние на ее неустойчивость (быть спусковым механизмом). Движение блоков в направлении ЗВ обуславливается, как полагают авторы, перемещением на север Афро-Аравийской плиты и Эгейской зоны субдукции, давлением с севера ВЕП и с востока — Скифско-Туранской плиты.

В настоящей статье несколько сужены рамки исследуемой территории и обсуждаются глубины  $\leq 400$  км, характеризующие собственно верхнюю мантию (рис. 8, а, б). Представляется, что рассмотренное в предыдущей работе влияние крупномасштабных неоднородностей мантии, естественно, влияет на состояние региональной неустойчивости в области Вранча, но не может объяснить некоторых важных деталей — локализации землетрясений в чрезвычайно узком пространстве, тесной связи напряженно-деформированного состояния зоны и Карпатского орогена и др. Для такого более детального анализа необходимо учитывать результаты и локальной сейсмотомографии, использующей данные пассивных сейсмических экспериментов, и румынской сейсмической сети от местных (локальных) землетрясений [Wenzel et al., 2002; Landes et al., 2004; Weidle et al., 2005; Koulakov et al., 2010].

По данным локальной сейсмотомографии, очаги ЗВ на глубине 60—200 км расположены в зоне повышенных скоростей (2—5% по отношению к нормальной для данной глубины ско-

рости  $V_p$  и  $V_s$ ). Ширина области составляет около 50 км, что значительно шире самой зоны (около 20 км в поперечнике). Эта высокоскоростная зона с расположенными по ее центру очагами имеет четкое северо-западно—юго-восточное простирание и расположена между областями с пониженными скоростями (рис. 9, а, б, по [Koulakov et al., 2010]). Причем наблюдается интересная закономерность: высокоскоростная область появляется на глубине около 70 км, как бы резко срезая расположенную выше область пониженных значений  $V_p$  и  $V_s$ . Такое распределение интерпретируется авторами двояко — или как отрыв океанического слэба при субдукции, или как деламинированный блок эклогитизированной коры (литосферы).

На горизонтальных сечениях  $V_p$  и вертикальных сечениях  $\Delta V_p$  [Старостенко и др., 2013] (см. рис. 8, а, б) глубинная часть ЗВ расположена в области перехода от относительно высокоскоростной мантии на северо-востоке к относительно низкоскоростной на юго-западе. На горизонтальных сечениях, построенные через 50 км по глубине, вынесены исследуемые в работе [Степаненко и др., 2013] землетрясения ЗВ. На сечении 50 км землетрясения отсутствуют, на 75 км выделяется 4 землетрясения, на 100 км — 10 землетрясений, на 125 и 150 км — 27 и 37 землетрясений соответственно, на 175 км — одно. Глубже землетрясений нет. Локальная высокоскоростная аномалия не выделяется. Это можно объяснить разрешающей способностью региональной сейсмотомографии, для которой выделение аномалии  $\Delta V_p$  шириной 50 км не всегда возможно.

Однако на вертикальных широтных и долготных сечениях (см. рис. 8, б) видно, что рассматриваемая область перехода погружается как бы субвертикально на глубину до 400 км, т. е. охватывает не только литосферу, но и часть подстилающей мантии. Туда, судя по рассматриваемым сечениям, погружаются (заталкиваются?) участки относительно низкоскоростной литосферы Мизийской (с юга) и Тиссия-Дакия (с запада) микроплит. Их толщина около 150—200 км.

Сравнивая эти данные с приведенными выше сейсмогеологическими моделями и учитывая точность определения  $V_p$  в используемых в данной работе материалах сейсмотомографии (около 0,015 км/с) [Гейко и др., 1998, 2007], можно заключить, что выделяемая региональной сейсмотомографией по нулевой изолинии ( $V_{p_0}$ ) область перехода является достаточно условной и широкой. На сечениях 100—175 км вблизи ЗВ она охватывает полосу  $V_{p_0} \pm 0,05$  км/с и вклю-

чает в себя несколько наклонных разломных зон — Печенега-Камена, Капидава-Овидиу, т. е. ТЕШЗ, субширотные Южно-Карпатскую и Южно-Трансильванскую. В пределах этой полосы ее субвертикальное положение также достаточно условно.

ТЕШЗ выделяется на всех горизонтальных сечениях от 50 до 175 км (см. рис. 8, а) по северо-западному направлению изолиний в области  $0 \pm 0,05$  км/с вблизи ЗВ. На сечениях 50—100 км видно, что эта область смещается в юго-западном направлении на 50—100 км, т. е. предположение о пологом наклоне ТЕШЗ в западных румбах [Гинтов и др., 2014 а] не противоречит данным сейсмотомографии.

Особенно отчетливо на горизонтальных сечениях 50—125 км выделяется Южно-Карпатская система разломов по субширотному направлению изолиний  $V_p$ .

В продолжение ранее выполненной интерпретации материалов сейсмотомографии [Старостенко и др., 2013], авторами этой работы рассчитаны значения и построены карта и графики вертикального градиента  $\partial V_p / \partial H$  с<sup>-1</sup> (рис. 10). Они указывают на увеличение градиента скорости на глубине около 75 км в области ЗВ не менее чем в 5 раз по сравнению с выше- и нижележащими примыкающими горизонтами мантии. Этим подтверждается наличие выше границы 75 км (подошвы) зоны низких скоро-

стей, с которой, как известно, совпадает область пониженной сейсмичности ЗВ. Появление асейсмичных участков в сейсмогенных зонах обычно связывают с серпентинизацией мантийных пород. Не исключена такая связь и в данном случае. Площадь зоны высоких градиентов достаточно велика (500 × 250 км) и вытянута в широтном направлении от Трансильванской впадины до Черноморского побережья. Если это подошва слоя серпентинизированной мантии, то можно ожидать, что такой слой служит "смазочным материалом", облегчающим перемещение мантийной части ЗВ в юго-восточном направлении.

**Обсуждение и выводы.** По данным ГСЗ [Структура ..., 1978; Соллогуб и др., 1980, 1983, 1985; Mucuta et al., 2006; Hauser et al., 2007; Grad et al., 2008; Enciu et al., 2009; Starostenko et al., 2013 и др.], толщина и структура земной коры региона от Добруджи до Трансильванской впадины принципиально не отличаются от таковой региона от ВЕП до Паннонской впадины. При этом скорость сейсмических волн в породах нижней коры под Трансильванской впадиной на профиле Вранча-2001 даже выше (около 7,0 км/с), чем под Паннонской на профиле DOBRE-3 (около 6,4 км/с), т. е. в коре Трансильванской впадины сохранен базальтовый слой. Поэтому механизм деламинации — отслоения мантийной литосферы и прилегающей части

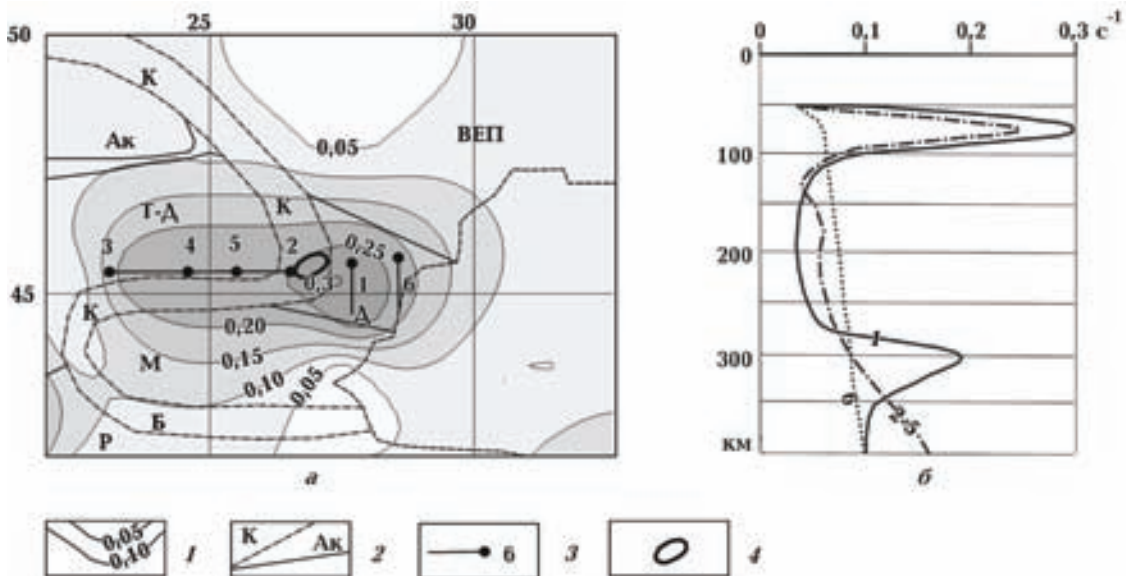


Рис. 10. Карта (а) и графики (б) вертикального градиента  $\partial V_p / \partial H$  с<sup>-1</sup> района исследований по данным региональной сейсмотомографии: 1 — изолинии вертикального градиента на горизонтальном сечении  $H = 75$  км, 2 — границы тектонических структур с буквенными обозначениями (см. рис. 1), 3 — области вертикальных сечений (и их номера), по которым построены графики градиентов с соответствующими номерами на рис. 10, б, 4 — контуры среднеглубинной ЗВ.



нижней коры, ее эклогитизации и погружения в мантию, предлагаемый для объяснения феномена ЗВ [Girbacea, Frisch, 1998; Knapp et al., 2005], оказывается под вопросом. Для Северо-Восточных и Украинских Восточных Карпат [Gagała et al., 2012; Гинтов и др., 2014 а] геодинамическая интерпретация ограничивается процессами субдукции, коллизии и постколлизии перемещения микроплиты Алькапа на северо-восток и не требует процесса деляминации.

Отслоение части континентальной литосферы и нижней коры, поворот из субгоризонтального в субвертикальное положение привели бы к полному изменению их структурно-кинематических характеристик: фронтальные надвиги превратились бы в сбросы, а северо-восточные и юго-западные надвиги — в сдвиги. Но этого не видно по результатам интерпретации механизмов ОЗ: они близки к результатам тектонофизического и геологического изучения флишевой части ЮВОК, т. е. отражают процесс деформации надвигового типа. Причем структурно-кинематические парагенезисы флишевых комплексов сформировались в миоцене—плиоцене, а деляминация и поворот части литосферы в вертикальное положение происходит, как предполагают [Girbacea, Frisch, 1998], от плиоцена до настоящего времени.

Приблизительно то же можно сказать и о механизме отрыва субдуцирующей океанической плиты и перемещении оторвавшегося слэба на 80—100 км в юго-восточном направлении [Wenzel et al., 2002 и др.]. Хотя, конечно, можно предполагать, что, поскольку поля напряжений (особенно с северо-западно—юго-восточной ориентацией оси  $\sigma_1$ ) сохранились с миоцена до настоящего времени, все структурно-кинематические парагенезисы ЗВ образовались *сейчас* под воздействием этих полей напряжений и поэтому повторяют то, что мы видим наверху.

Это, естественно, серьезный аргумент, но существуют и контраргументы.

1. Если наблюдаемые в ЗВ деформационные структуры образовались только в занимаемом ею современном положении, то где же те элементы внутреннего строения, которые сформировались в ней раньше? Прежние структурные элементы должны отличаться от современных по своей ориентации в связи с поворотом слэба. Но таких структур практически нет.

2. Предполагаемый оторвавшийся слэб находится в пределах окружающей его континентальной литосферы, поэтому вряд ли имеет океаническое происхождение [Knapp et al., 2005]. Непосредственная связь ЗВ с зоной субдукции

имеет целый ряд геологических ограничений — чрезвычайно близкое к ЗВ расположение вулканических дуг и соседство мезо-кайнозойских глубоких прогибов, форма зоны и др. [Girbacea, Frisch, 1998; Knapp et al., 2005].

3. Выделение в пределах ЗВ сейсмогенных зон, совпадающих с известными по геолого-геофизическим данным разломами (ЮЗ-СВ, В-З) свидетельствует о том, что такие зоны возникли достаточно давно и существуют в ЗВ постоянно. На это также указывает характер организации в пределах ЗВ нодальных площадок в виде протяженных плоскостей, а не случайных точек, в которых концентрируются ОЗ.

4. Представляется странным, что оторвавшийся слэб или отслоенная часть континентальной литосферы при перемещении на юго-восток остановились как раз (а не ближе или дальше) в области пересечения крупных зон разломов — Г'—Г'', Южно-Трансильванской, Южно-Карпатской, Капидава-Овидиу и др.

5. Если бы ЗВ была связана с инородным физическим телом, поворачивающимся в мантии и погружающимся в нее [Koulakov et al., 2010], распределение ОЗ и ориентация напряжений, по сравнению с установленными, были бы иными. Концентрация ОЗ была бы максимальной в нижней, а не в средней части ЗВ, и механизмы очагов были бы преимущественно сбросовыми, а не взбросовыми. На самом деле мы имеем дело с всесторонним боковым сжатием и со взбросовыми подвижками во всех частях ЗВ.

Установление всестороннего бокового сжатия в зоне может указывать на ее обжатие вследствие вдавливания индентора плиты Тиссия-Дакция в ЮВОК между Скифской и южной частью Мизийской микроплиты и столкновения его с северным аппендиксом Мизийской микроплиты (см. рис. 1). На это указывает практически одновременное действие сжатия по всем выявленным направлениям.

Обжатие может быть достаточно сильным. Величины и соотношение скоростей  $V_P = 8,2 \div 8,3$  км/с и  $V_S = 4,8 \div 4,9$  км/с в зоне [Koulakov et al., 2010] показывают, что рассчитываемые по ним (наша прикидка) такие упругие константы, как коэффициент Пуассона ( $\nu \sim 0,24$ ) и модуль сдвига ( $\mu \sim 80$  ГПа), вполне приемлемы для твердоупругой литосферы. Если, учитывая приблизительность наших расчетов, применить для соотношения напряжений максимального и минимального сжатия в недрах известную формулу А. Н. Динника  $\sigma_1 = \sigma_3 (1 - \nu) / \nu$ , можно убедиться, что  $\sigma_1 = 3\sigma_3$  [Динник, 1956]. В данном случае ось минимального сжатия  $\sigma_3$  ориентиро-

вана вертикально и приблизительно соответствует литостатическому давлению. Тогда напряжения горизонтального сжатия могут втрое превышать литостатику, хотя при нормальном напряженном состоянии (т. е. при отсутствии тектонических сил оси  $\sigma_1$ ,  $\sigma_3$  меняются местами) они должны быть, в соответствии с той же формулой, втрое меньше.

О гидростатическом состоянии недр в глубинной части ЗВ речь не идет, так как ориентация оси  $\sigma_3$  практически везде субвертикальна (см. рис. 2, б), а характер взбросо-надвиговых подвижек на глубине подобен приповерхностным.

Сказанное приводит к предположению, что присутствующее в ЗВ на глубине аномальное тело не переместилось в эту точку извне, а его повышенные скоростные и плотностные параметры обусловлены сильным сжатием вещества мантии *in situ*. Тем более что высокоскоростная область мантии выходит далеко за пределы "тела" [Wenzel et al., 2002; Koulikov et al., 2010] (см. рис. 9).

Представление о всестороннем боковом сжатии ЗВ в настоящее время и движении на юго-восток индентора микроплиты Тиссия-Дакия предполагает, что на своем пути индентор должен встречать во фронтальной части достаточно сильное сопротивление. Такое сопротивление могут оказывать восточная часть Западно-Черноморской микроплиты вместе с Добруджей и северной частью микроплиты Мизия. Полевые тектонофизические исследования Ж.-К. Ипполито в Румынии [Hippolyte, 2002] показали, что в плиоцен-четвертичное время Северная, Центральная и Южная Добруджа испытывают сжатие в северо-западно—юго-восточном направлении (см. рис. 1).

Исходя из этого, рассмотрим следующий вариант образования ЗВ.

1. Скорее всего, ЗВ имеет *деформационную*, а не петрофизическую природу. Она возникла на линии столкновения выступа индентора микроплиты Тиссия-Дакия и северной части микроплиты Мизия в результате сильного всестороннего бокового сжатия.

2. Всестороннее боковое сжатие обусловлено тем, что индентор втискивается в стесненное пространство между Скифской и южной частью Мизийской микроплиты, которое сужается в глубину из-за встречного падения зон разломов: Интра-Мизийской, Печенега-Камена и Тротус.

3. Физико-механическое состояние литосферы в области столкновения индентора и север-

ной части Мизийской микроплиты отличается от обычных свойств литосферы на подобных глубинах, так как в пределах ЗВ кора и мантия были раздроблены пересекающимися более древними зонами разломов — Г'—Г'', Капидава-Овидиу, Южно-Карпатской, Южно-Трансильванской и др. По данным сейсмотомографии, зоны разломов проникают на глубину 300—400 км (см. рис. 8, б), связывая мантию с поверхностью. Поэтому на глубине 80—200 км тензор сжатия, как и на поверхности, является далеко не шаровым, а всестороннее боковое сжатие выражено тензором  $\sigma_1 \approx \sigma_2 \gg \sigma_3$  под влиянием горизонтальных тектонических сил. При таком напряженно-деформированном состоянии зона сжимается в поперечнике и уплотняется за счет квазихрупких смещений по разрывам-взбросам-поддвигам (рис. 11).

Можно грубо подсчитать, что произойдет со взбросо-поддвиговыми площадками (нодальными плоскостями) при сжатии и уплотнении ЗВ в пределах, предусматриваемых результатами локальной сейсмотомографии. Согласно работе [Koulikov et al., 2010], максимальное увеличение скорости  $V_p$  в ЗВ по сравнению с вмещающей средой составляет от 5 до 10%. При линейной связи (упрощенно) скорости продольных волн и плотности вещества в ЗВ ее объем

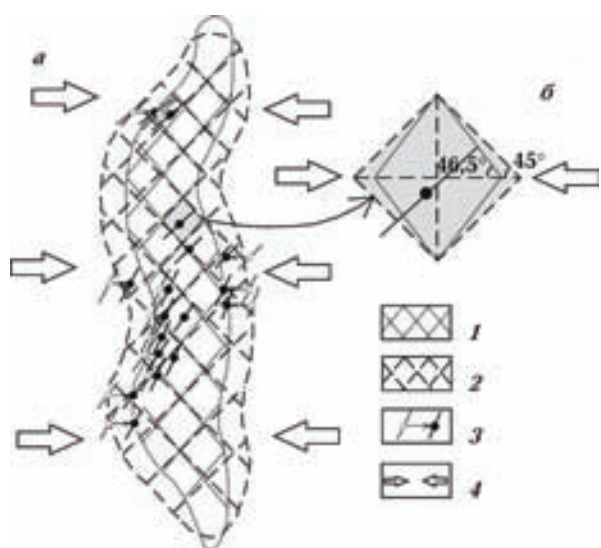


Рис. 11. Деформационная модель ЗВ по сечению D—D': а — контуры сечения после и до деформации; б — изменение углов наклона маркеров в результате деформации горизонтального сжатия; 1, 2 — структурные маркеры (1 — после деформации, 2 — до деформации), 3 — перемещение гипотенузы и нодальной площадки в результате деформации, 4 — направление максимального сжатия.

при сжатии должен уменьшиться на такую же величину, а размеры в поперечнике (для упрощения размеры по вертикали предполагаем постоянными) — на 2,5—5 %. Средний угол падения площадок ~ 45°. После уменьшения зоны в поперечнике угол падения площадок в ее осевой части не изменится, а на краях станет, в зависимости от азимута падения,  $45^\circ \pm (0,7—1,5^\circ)$ . Эта величина находится в пределах точности интерпретации сейсмологических и тектонофизических данных и не может повлиять на вывод о деформационной природе ЗВ.

4. Пока не понятно, почему максимальное количество ОЗ, а значит, и интенсивность деформаций относятся к глубине 130—140 км. Возможно, это связано с формой боковых поверхностей, ограничивающих пространство, в которое втискивается индентор.

Авторы настоящей статьи стараются не вмешиваться в общую дискуссию о геодинамическом развитии Карпатского сегмента альпид. С нашей точки зрения, возникновение ЗВ связано с некоторыми деталями такого развития, рассмотренными выше.

Что касается общей геодинамической модели, то для рассматриваемой южной части Карпатского сегмента могут быть применены уже известные модели палеогеографической реконструкции Альпийско-Карпатского региона, например, [Schmid et al., 2008] или [Csontos, Vörös, 2004], и геодинамические модели Западных и Восточных Карпат, не предусматривающие отрыва слэба или деламинации, например, [Kováč et al., 1998; Fan et al., 1998; Fodor et al., 1999; Neugebauer et al., 2001; Golonka et al., 2003; Gałała et al., 2012; Starostenko et al., 2013; Гинтов и др., 2014 а]. Строение флишевых комплексов, передовых и задуговых прогибов, магматические процессы в Карпатском сегменте альпид очень близки, с поправкой на развитие процессов во времени.

Поэтому для объяснения конкретных локальных механизмов важно представлять региональное распределение геологических структур и направления тектонических сил.

Существование палеоокеанического бассейна на месте Паннонской и Трансильванской депрессий и его закрытие обусловлено процессом субдукции под микроплиты Алькапа и Тиссия-Дакия (северные окончания Адриатической плиты, по [Csontos, Vörös, 2004], или плиты Апулия, по [Schmid et al., 2008]) и формированием структур. Если в Западных Карпатах и северной части Восточных Карпат сутуры обозначены поясами Пьенинских клипов, то положение суту-

ры в пределах ЮВОК указывается приблизительно в 80—100 км к северо-западу от ЗВ. Но это не значит, что можно отрицать наличие субдукции океанической литосферы, заменяя ее процессом деламинации. Хотя при этом совсем не обязательно, как показано выше, объяснять возникновение ЗВ отрывом слэба.

Образование Карпатской дуги связано с дальнейшим движением микроплит Алькапа (на восток и северо-восток) и Тиссия-Дакия (на восток и юго-восток) под силовым воздействием Адриатической плиты. Форма плит-инденторов Алькапа и Тиссия-Дакия имеет разный радиус кривизны, поэтому разные радиусы кривизны у орклинов Северо-Восточных и Юго-Восточных Карпат. Другие причины, повлиявшие на возникновение ЗВ, рассмотрены выше.

**Закключение.** Две основные концепции образования сейсмогенной ЗВ, построенные на механизмах отрыва слэба океанической или деламинации континентальной литосферы, предусматривают поворот сегмента литосферы из субгоризонтального в субвертикальное положение и достаточно сильную деформацию литосферы, в том числе нижней коры на участках, прилегающих к зоне. Это противоречит характеру внутренней структуры зоны, установленному на основании тектонофизической интерпретации механизмов очагов глубоких землетрясений. Геометрия (элементы залегания) плоскостей сдвигов зоны повторяет геометрию плоскостей сдвигов Флишевых Карпат и крупных зон разломов, пересекающих ее. А имеющиеся данные ГСЗ показывают, что строение земной коры в районе ЮВОК мало чем отличается от коры в других районах Карпатского сегмента альпид.

Образование нодальными плоскостями протяженных сгущений, цепочек и зон показывает, что такие зоны ЗВ возникли сравнительно давно. Других структур, которые могли бы быть древнее их, сейсмологическими данными не зафиксировано. Это означает, что ЗВ не перемещалась, а если и перемещалась, то параллельно-поступательно, не поворачиваясь.

Представление об образовании ЗВ *in situ* подтверждается ее местоположением в зоне пересечения крупнейших дизъюнктивных структур — ТЕСЗ, Г'—Г'', Южно-Карпатской и др.

Предлагаемая альтернативная концепция исходит из того, что ЗВ представляет собой не петрологическое тело — отрезок океанической или континентальной плиты, перенесенный или повернутый в современное положение, а деформационную зону всестороннего бокового (гори-

зонтального) сжатия, возникшую *in situ* в результате втискивания достаточно узкого индентора микроплиты Тиссия-Дакия в образованный им ЮВОК. Всестороннему боковому сжатию способствовало сопротивление давлению со стороны индентора северной части Мизийской микроплиты, Добруджи и Западно-Черноморской микроплиты и центриклинальное падение зон разломов, ограничивающих его движение с севера и юга.

Предложенная концепция не нарушает основных принципов геодинамического развития Карпатского сегмента альпид. Она призвана показать, что феномен ЗВ связан не с отличием характера плитотектонических процессов в южной части Карпатского сегмента, а с наложением ряда "благоприятных" факторов, вызвавших аномальное напряженно-деформированное состояние локального участка Карпатской дуги.

### Список литературы

- Аронский А. А., Беличенко П. В., Гинтов О. Б., Муровская А. В. Кинематические параметры деформирования верхних горизонтов земной коры Украинских Карпат в миоцен-плейстоценовую эпоху (по тектонофизическим данным). *Геофиз. журн.* 1995. Т. 17. № 6. С. 43—57.
- Бубняк И. Н., Вихоть Ю. М., Накапелюх М. В. Напряженно-деформированное состояние юго-восточной части Скибового и Бориславско-Покутского моря и прилегающей территории. *Geodynamics & Tectonophysics*. 2013. Т. 4. № 3. С. 313—326.
- Бугаенко И. В., Шумлянская Л. А., Заец Л. Н., Цветкова Т. А. Трехмерная *P*-скоростная модель мантии Черного моря и прилегающей территории. *Геофиз. журн.* 2008. Т. 30. № 5. С. 145—160.
- Введенская А. В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. Москва: Наука, 1969. 136 с.
- Винник Л. П. Неоднородности верхней мантии в районе Вранчской зоны промежуточных землетрясений. В кн.: *Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия*. Москва: Наука, 1980. С. 41—45.
- Вольфман Ю. М. Деформационные режимы и кинематические обстановки новейшего тектонического разрывообразования в пределах Горного Крыма. 2. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 1. С. 100—120.
- Вольфман Ю. М., Колесникова Е. Я. Сейсмотектоника очаговой области Вранча. *Активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности: современные состояния проблемы: Материалы XIX науч.-практ. конф. с международным участием 7—10 октября 2014 г.* Воронеж: Издат.-полиграф. центр "Научная книга", 2014. С. 85—89.
- Гейко В. С., Бугаенко И. В., Шумлянская Л. А., Заец Л. Н., Цветкова Т. А. 3D *P*-скоростное строение верхней мантии Восточного Средиземноморья. *Геофиз. журн.* 2007. Т. 29. № 4. С. 13—30.
- Гейко В. С., Цветкова Т. А., Санникова Н. П., Ливанова Л. П., Гейко К. В. Региональная 3D *P*-скоростная структура мантии северо-западной Евразии — I. Европа. 1. *Геофиз. журн.* 1998. Т. 20. № 3. С. 67—91.
- Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс, 2005. 572 с.
- Гинтов О. Б., Бубняк И. Н., Вихоть Ю. М., Муровская А. В., Накапелюх М. В., Шлапинский В. Е. Тектонофизический и палинспастический разрез Украинских Карпат вдоль геотраверса DOBRE-3 (PANCAKE). *Геофиз. журн.* 2014а. Т. 36. № 3. С. 3—33.
- Гинтов О. Б., Егорова Т. П., Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Муровская А. В. Геодинамические особенности зоны сочленения Евразийской плиты и Альпийско-Гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий. *Геофиз. журн.* 2014б. Т. 36. № 5. С. 26—63.
- Гончар В. В. Коллизионная модель Крымского орогена: опыт исследования методом конечных элементов. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 6. С. 146—164.
- Гущенко О. И. Реконструкция поля мегарегиональных тектонических напряжений сейсмоактивных областей Евразии. В кн.: *Поля напряжений и деформаций в литосфере*. Москва: Наука, 1979. С. 7—25.
- Динник А. Н. Избранные труды. Киев: Изд-во АН УССР, 1956. 307 с.
- Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. Отв. ред. А. В. Друмя. Москва: Наука, 1980. 272 с.
- Карпатское землетрясение 30 августа 1986 г. Отв. ред. А. В. Друмя, Н. В. Шебакин. Кишинев: Штиинца, 1990. 333 с.
- Лыскова Л., Яновская Т. Б. Скоростное строение

- верхней мантии в области зоны Вранча по данным шумовой поверхностно-волновой томографии. *Вопросы геофизики*. 2013. Вып. 46. С. 3—13.
- Пустовитенко Б. Г., Капитанова С. А. Опыт использования азимутальных годографов волн для оценки характеристик разрывов в очагах землетрясений Крыма. В кн.: *Сейсмологический бюллетень западной зоны Единой системы сейсмических наблюдений СССР за 1988 г.* Киев: Наук. думка, 1991. С. 152—155.
- Ребецкий Ю. Л., Овчаренко О. О., Саввичев П. А. Поле современных напряжений коры юго-западной Европы и Средиземноморья. *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2014. № 2. Вып. 24. С. 68—84.
- Ризниченко Ю. В. Проблемы сейсмологии. Избранные труды. Москва: Наука, 1985. 408 с.
- Сагалова Е. А. Фокальная зона Карпатских землетрясений у гор Вранча. *Геофиз. сборник*. 1975. Вып. 68. С. 5—81.
- Сологуб В. Б., Чекунов А. В., Шукин Ю. К., Гутерх А., Кондорская Н. В., Сидоров В. П., Харитонов О. М., Хоменко В. И., Град М., Матежок Р., Пайхель Я., Перхуц Э. Проект и первые результаты международных геофизических исследований глубинного строения литосферы вдоль геотравверсов в Юго-Восточной Европе. *Геофиз. журн.* 1980. Т. 2. № 5. С. 3—13.
- Сологуб В. Б., Чекунов А. В., Сологуб Н. В., Харитонов О. М., Кутас Р. И., Корня И., Рагулеску Ф., Байсарович М. Н., Бородулин М. И., Турчаненко Н. Т., Маловицкий Я. П., Пустыльников М. Р., Восводина А. В., Друмя 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.
- Сологуб В. Б., Чекунов А. В., Старостенко В. И., Кутас Р. И., Булах Е. Г., Сологуб Н. В., Харитонов О. М., Пашкевич И. К., Пустыльников М. Р., Бородулин М. А., Шляховский В. А., Капица Ю. М., Кулик С. Н., Корня И., Бутер М., Демитреску К., Лазареску В., Помпилян А., Рагулеску Ф., Рейману В. Строение литосферы вдоль геотравверса V на основании комплексных геолого-геофизических данных. *Геофиз. журн.* 1985. Т. 7. № 4. С. 3—18.
- Старостенко В. И., Кендзера А. В., Цветкова Т. А., Бугаенко И. В. Промежуточные землетрясения зоны Вранча и скоростное строение мантии Восточной Европы. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 3. № 3. С. 31—45.
- Степаненко Н. Я., Симонова Н. А., Карганец В. Ю. Пространственные вариации осей главных напряжений в очагах землетрясений области Вранча. В кн.: *Сейсмологический бюллетень Украины за 2012 год*. Севастополь: НПЦ "ЭКОСИ-Гидрофизика", 2013. С. 6—56.
- Структура земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Под ред. В. Б. Сологуба, А. Гутерха, Д. Просена. Киев: Наук. думка, 1978. 271 с.
- Харитонов О. М., Красовский С. С., Куприенко П. Я., Кутас В. В., Сологуб Н. В., Дрогицкая Г. М., Тимошенко В. И., Шляховский В. А. Литосферный трансект Вранча — Южно-Украинская АЭС. *Геофиз. журн.* 1993. Т. 15. № 5. С. 23—31.
- Цветкова Т. А., Бугаенко И. В. Сейсмотомография мантии под Восточно-Европейской платформой: мантийные скоростные границы. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 5. С. 161—172.
- Чекунов А. В. Сейсмоактивный район Вранча — тектоничний аспект. *Доп. АН УРСР. Сер. Б*. 1986. № 5. С. 21—26.
- Чекунов А. В. Тектоническая модель сейсмоактивного района Вранча в Карпатах. *Геол. журн.* 1987. № 4. С. 3—11.
- Шукин Ю. К., Добрев Т. Д. Глубинное геологическое строение, геодинамика и геофизические поля очаговой зоны Вранча. В кн.: *Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия*. Москва: Наука, 1980. С. 7—40.
- Besutiu L., Cadicheanu N., 2002. Preliminary considerations on the space-time dynamics of the intermediate-depth seismicity within Vrancea zone. The natural geodynamic laboratory Vrancea, a challenge for the 21<sup>st</sup> century. Bucharest, 25—33.
- Bocin A., Stephenson R., Tryggvason A., Panea I., Mocanu V., Hauser F., Matenco L., 2005. 2.5D seismic velocity modeling in the south-eastern Romanian Carpathians Orogen and its foreland. *Tectonophysics* 410, 273—291.
- Chalot-Prat F., Gîrbacea R., 2000. Partial delamination of continental mantle lithosphere, uplift-related crust-mantle decoupling, volcanism and basin formation: a new model for the Pliocene-Quaternary evolution of the southern East Carpathians, Romania. *Tectonophysics* 327, 83—107.
- Constantinescu L., 1978. An extreme romanian earthquake and its wider geonomical setting. *Revue roumaine de géologie, géophysique et géographie. Série géophysique* 22(2), 179—206.
- Csontos L., Vörös A., 2004. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeo-*

- geography, *Palaeoclimatology, Palaeoecology* 210 (1), 1—56.
- Delvaux D., 1993. The TENSOR program for paleo-stress reconstruction: examples from the east African and the Baikal rift zones. Abstract supplement № 1 to Terra Nova, 5, 75—100.
- 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.
- Fan G., Wallace T. C., Zhao D., 1998. Tomographic imaging of deep velocity structure beneath the Eastern and Southern Carpathians, Romania: Implications for continental collision. *J. Geophys. Res.* 103 (B2), 2705—2723.
- Fodor L., Csontos L., Bada G., Györfi I., Benkovics L., 1999. Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighboring orogens: a new synthesis of paleostress data. In: *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen*. Geol. Soc. London Spec. Publ. (156). 295—334.
- Gagala L., Vergés J., Saura E., Malata T., Ringenbach J.-C., Werner Ph., Krzywiec P., 2012. Architecture and orogenic evolution of the northeastern Outer Carpathians from cross-section balancing and forward modeling. *Tectonophysics* 532—535, 223—241.
- Girbacea R., Frisch W., 1998. Slab in the wrong place: lower lithospheric mantle delamination in the last stage of the Eastern Carpathian subduction retreat. *Geology* 26, 611—614.
- Golonka J., Krobicki M., Oszczytko N., Slaczka A., Slomka T., 2003. Geodynamic evolution and palaeogeography of the Polish Carpathians and adjacent areas during Neo-Cimmerian and preceding events (latest Triassic-earliest Cretaceous). In: *Tracing Tectonic Deformation Using the Sedimentary Record*. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 208, 138—158.
- GPS Probes the Kinematics of the Vrancea Seismogenic Zone, 2004. *EOS Trans. AGU* 85 (19), 185—196.
- Grad M., Tiira T. and ESC Working Group, 2008. The Moho depth map of the European Plate. *Geophys. J. Int.* 176, 279—292.
- Heidbach O., Reinecker J., Tingay M., Müller B., Sperner B., Fuchs K., Wenzel F., 2007. Plate boundary forces are not enough: second- and third-order stress patterns highlighted in the World Stress Map database. *Tectonics* 26, TC6014.
- Hauser F., Raileanu V., Fielitz W., Bala A., Prodehl C., Polonic G., Schulze A., 2001. VRANCEA-99 — The crustal structure beneath the southeastern Carpathians and the Moesian Platform from a seismic refraction profile in Romania. *Tectonophysics* 340, 233—256. doi:10.1016/S0040—1951(01)00195—0.
- Hauser F., Raileanu V., Fielitz W., Dinu C., Landes M., Bala A., Prodehl C., 2007. Seismic crustal structure between the Transylvanian Basin and the Black Sea, Romania. *Tectonophysics* 430, 1—25.
- Hippolite J.-C., 2002. Geodynamics of Dobrogea (Romania): new constraints on the evolution of the Tornquist—Teisseyre Line, the Black Sea and the Carpathians. *Tectonophysics* 357, 33—53.
- Knapp J. H., Knapp C. C., Raileanu V., Matenco L., Mocanu V., Dinu C., 2005. Crustal constraints on the origin of mantle seismicity in the Vrancea Zone, Romania: The case for active continental delamination. *Tectonophysics* 410, 311—323. doi:10.1016/j.tecto.2005.02.020.
- Kováč M., Nagymarosy A., Oszczytko N., Slaczka A., Csontos L., Maruntenau M., Marton E., 1998. Palinspastic reconstruction of the Carpathian — Pannonian region during the Miocene. In: *Geodynamic Development of the Western Carpathians*. Geol. Surv. Slovak Republic, Bratislava, 189—217.
- Koulakov I., Zaharia B., Enescu B., Radulian M., Popa M., Parolai S., Zschau J., 2010. Delamination or slab detachment beneath Vrancea. New arguments from local earthquake tomography. *Geochim. Geophys. Geosist.* 11 (3), Q03002. doi: 10.1029/g0002811.
- Landes M., Fielitz W., Hauser F., Popa M., the CALIXTO Group, 2004. 3D upper crustal tomographic structure across the Vrancea seismic zone, Romania. *Tectonophysics* 382, 85—102. doi:10.1016/j.tecto.2003.11.013.
- Linzer H.-G., 1996. Kinematics of retreating subduction along the Carpathian arc, Romania. *Geology* 24(2), 167—170.
- McKenzie D. P., 1969. The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses. *Bull. Seism. Soc. Amer.* 59 (2), 591—602.
- 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), T51C—1358.
- Martin M., Ritter J. R. R., the CALIXTO Working Group, 2005. High resolution teleseismic body wave to-

- mography beneath SE Romania, I. Implication for three-dimensional versus one-dimensional crustal correction strategies with a new crustal velocity model. *Geophys. J. Int.* 162, 448—460. doi:10.1111/j.1365—246X.2005.02661.x.
- Martin M., Wenzel F., the CALIXTO Working Group, 2006. High resolution teleseismic body wave tomography beneath SE Romania, II. Imaging of a slab detachment scenario. *Geophys. J. Int.* 164, 579—595. doi:10.1111/j.1365—246X.2006.02884.x.
- Matenco L., Bertotti G., Dinu C., Cloetingh S., 1997a. Tertiary tectonic evolution of the external Southern Carpathians and adjacent Moesian platform (Romania). *Tectonics* 16 (6), 896—911.
- Matenco L., Zoetemeijer R., Cloetingh S., Dinu C., 1997b. Lateral variations in mechanical properties of the Romanian external Carpathia: inferences of the flexure and gravity modeling. *Tectonophysics* 282, 147—166.
- Müller B., Heidbach O., Negut M., Sperner B., Buchma T., 2010. Attached or not attached evidence from crustal stress observations for a weak coupling of the Vrancea slab in Romania. *Tectonophysics* 482, 139—149.
- Neugebauer J., Greiner B., Appel E., 2001. Kinematics of the Alpine-West Carpathian orogen and palaeogeographic implications. *J. Geol. Soc. Lond.* 158, 97—110.
- Oncescu M.-C., Bonjer K.-P., 1997. A note on the depth recurrence and strain release of large Vrancea earthquakes. *Tectonophysics* 272, 291—302.
- Panea I., Stephenson R., Knapp C., Mocanu V., Drijkoningen G., Matenco L., Knapp J., Prodehl K., 2005. Near-vertical seismic reflection image using a novel acquisition technique across the Vrancea Zone and Foscani Basin, south-eastern Carpathians (Romania). *Tectonophysics* 410, 293—309.
- Radulescu F.A., 1981. Crustal seismic studies in Romania. *Revue Roumaine de Geologie, Geophysique et Geographie. Serie de Geophysique* 25, 57—74.
- Schmid S., Bernoulli D., Fügenschuh B., Matenco L., Schefer S., Schuster R., Tischler M., Ustaszewski K., 2008. The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss J. Geosci.* 101, 139—183.
- Sperner B., Lorenz F., Bonjer K., Hettel S., Müller B., Wenzel F., 2001. Slab break-off — abrupt cut or gradual detachment? New insights from the Vrancea Region (SE Carpathians, Romania). *Terra Nova* (13), 172—179.
- Starostenko V., Janik T., Kolomiyets K., Czuba W., Środa P., Grad M., Kováč I., Stephenson R., Lysynchuk D., Thybo H., Artemieva I.M., Omelchenko V., Gintov O., Kutas R., Gryn D., Guterch A., Hegedűs E., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A., 2013. Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics* 608, 1049—1072.
- Tondi R., Achauer U., Landes M., Davi R., Besutiu L., 2009. Unveiling seismic and density structure beneath the Vrancea seismogenic zone, Romania. *J. Geophys. Res.* 114, B11307. doi:10.1029/2008JB005992.
- Trifonov V.G., Ivanova T.P., Bachmanov D.M., 2010. Vrancea and Hindu Kush areas of mantle earthquakes: comparative tectonic analysis. *Scientific Annals, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki Proceedings of the XIX CBGA Congress, Thessaloniki, Greece. Spec.*, 99, 51—56.
- Vasiliev I., Matenco L., Krijgsman W., 2009. The syn- and post-collisional evolution of the Romanian Carpathian foredeep: New constraints from anisotropy of magnetic susceptibility and paleostress analyses. *Tectonophysics* 473, 457—465.
- Volfman Yu. M., Gintov O.B., Kolesnikova E. Ya., Murovskaya A. V., 2014. Tectonophysical interpretation of earthquake focal mechanisms of the Zagros system. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (1), 305—319.
- Weidle C., Widiyantoro S., the CALIXTO Working Group, 2005. Improving depth resolution of teleseismic tomography by simultaneous inversion of teleseismic and global P-wave traveltimes data-application to the Vrancea region in Southeastern Europe. *Geophys. J. Int.* 162, 811—823.
- Wenzel F., Sperner B., Lorenz F., Mocanu V., 2002. Geodynamics, tomographic images and seismicity of the Vrancea region (SE-Carpathians, Romania). *EGU Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.* (3), 95—104.
- Wortel M., Spakman W., 2000. Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. *Science* 290, 1910—1917.
- Zugravescu D., Polonic G., 2002. Present-day stress field in the southeastern in the Vrancea region derived from seismicity data. In: *The natural geodynamic laboratory Vrancea, a challenge for the 21<sup>st</sup> century*. Bucharest, 35—45.

## Deep seismogenic zone Vrancea as an indicator of geodynamic processes

© *O. B. Gintov, A. V. Murovskaya, T. P. Yegorova, Yu. M. Volfman, T. A. Tsvetkova, I. V. Bugaenko, E. Ya. Kolesnikova, A. N. Ostrovnoy, I. N. Bubnyak, L. V. Farfulyak, T. A. Amashukeli, 2015*

Tectonophysical interpretation of 80 mechanisms of earthquake sources (80—172 km deep) during 1940—2011 has been performed for seismogenic zone Vrancea. Functioning nodal planes of mechanisms have been identified as the planes of uplifts and uplift-shifts that were formed under conditions of sub-horizontal pressure. Structural scheme of deep zone Vrancea has been plotted where functioning nodal planes have been united into thrust-fault, uplifts and uplift-shift zones extending in northeastern, northwestern, north-northwestern and sub-latitudinal directions. It has been shown that orientation of zone Vrancea shift planes is close to orientation of shift planes of flysch Carpathians and large fault zones intersecting it. These results contradict two main concepts of zone Vrancea formation based on mechanisms of tearing off slabs of oceanic lithosphere or delamination of continental lithosphere because they assume the turn of a segment of lithosphere from sub-horizontal to sub-vertical position and a fairly strong deformation of lithosphere including the lower crust on the areas adjacent to the zone. According to DSS and seismotomographic data, the structure of the earth's crust and upper mantle in the area of eastern oro-wedge of Carpathians is little different from the structure of the crust and mantle in other parts of the Carpathian section of Alpines. Alternative concept has been proposed issued from consideration that the Vrancea zone is not a petrologic body — a part of oceanic or continental plate included into subduction-collision processes and moved to present position but more probably the deformation zone of overall lateral (horizontal) pressing appeared in situ as a result of cramming of a narrow enough indenter of a micro-plate Tissa-Dakya into produced by them oro-wedge of the Carpathians. Overall lateral pressing favored the resistance to indenter movement from the side of the northern part of the Mysian microplate, Dobrogea and the West Black Sea microplate and also centriclinal decline of fault zones limiting its movement from the north and south. Such formation of Vrancea zone in situ is confirmed by its disposition in the zone of intersection of large-scale fault zones — Trans-European suture zone,  $\Gamma'$ — $\Gamma''$ , South-Carpathian zone et al.

**Key words:** Vrancea zone, earthquake sources, tectonophysics, geodynamics, seismotomographic, axes of stresses.

### References

- Aronsky A. A., Belichenko P. V., Gintov O. B., Murovskaya A. V., 1995. Kinematic parameters of deformation of the upper horizons of the Earth's crust of Ukrainian Carpathians in the Miocene-Pleistocene (according to tectonophysical data). *Geofizicheskiy zhurnal* 17(6), 3—13 (in Russian).
- Bubnyak I. N., Vikhot Yu. M., Nakapelyukh M. V., 2013. Stress-strained state of the south-eastern part of the Skiba and Boryslav-Pokuttia napps in the Ukrainian Carpathians. *Geodynamics & Tectonophysics* 4(3), 313—326 (in Russian).
- Bugaenko I. V., Shumlyanskaya L. A., Zaets L. N., Tsvetkova T. A., 2008. Three-dimensional *P*-velocity model of the Black Sea mantle and adjacent territory. *Geofizicheskiy zhurnal* 30(5), 145—160 (in Russian).
- Vvedenskaya A. V., 1969. Research of tension and breaks in the earthquake foci by means of dislocations theory. Moscow: Nauka, 136 p. (in Russian).
- Vinnik L. P., 1980. Heterogeneity of the upper mantle around the Vrancea zone of intermediate earthquakes. In: *The Carpathian earthquake on March 4, 1977 and its Consequences*. Moscow: Nauka, 41—45 (in Russian).
- Volfman Yu. M., 2015. Deformation modes and kinematic environments of the latest tectonic faulting within the Crimean Mountains. 2. *Geofizicheskiy zhurnal* 37(1), 100—120 (in Russian).
- Volfman Yu. M., Kolesnikova E. Ya., 2014. Seismotectonics of the Vrancea focal zone. *Active Faults and their Implications for Seismic Hazard Assessment: Present State of the Problem: Proceedings of the XIX Scientific and Practical Conference with International Participation, 7—10 October 2014*. Voronezh: Publishing and Polygraphic Centre "Nauchnaya Kniga", 85—89 (in Russian).



- Geyko V. S., Bugaenko I. V., Shumlyanskaya L. A., Zaets L. N., Tsvetkova T. A., 2007. 3D P-velocity structure of the upper mantle of the East Mediterranean. *Geofizicheskiy zhurnal* 29(4), 13—30 (in Russian).
- Geyko V. S., Tsvetkova T. A., Sannikova N. P., Livanova L. P., Geyko K. V., 1998. Regional 3D P-velocity structure of the mantle of northwestern Eurasia — I. Europe. 1. *Geofizicheskiy zhurnal* 20(3), 67—91 (in Russian).
- Gintov O. B., 2005. Field Tectonophysics and its Application in the Crustal Deformation Study of Ukraine. Kiev: Feniks, 572 p. (in Russian).
- Gintov O. B., Bubnyak I. N., Vikhot Yu. M., Murovskaya A. V., Nakapelyukh M. V., Shlapinskiy V. E., 2014a. Tectonophysical and palinspastic sections of the Ukrainian Carpathians along the DOBRE-3 (PANCAKE) geotraverse. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(3), 3—33 (in Russian).
- Gintov O. B., Yegorova T. P., Tsvetkova T. A., Bugaenko I. V., Murovskaya A. V., 2014b. Geodynamic features of the junction zone of the Eurasian plate and the Alpine-Himalayan belt in Ukraine and adjacent areas. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(5), 26—63 (in Russian).
- Gonchar V. V., 2013. Collisional model of the Crimean Orogen: research experience by finite element method. *Geofizicheskiy zhurnal* 35(6), 146—164 (in Russian).
- Gushchenko O. I., 1979. Reconstruction of mega-regional tectonic stress fields of seismically active regions in Eurasia. In: *Stress and Strain Fields in the Lithosphere*. Moscow: Nauka, 7—25 (in Russian).
- Dinnik A. N., 1956. Selected Works. Kiev: Publ. House of the Ukrainian Academy of Sciences, 307 p. (in Russian).
- Carpathian earthquake March 4, 1977 and its consequences, 1980. Ed. A. V. Drumya. Moscow: Nauka, 272 p. (in Russian).
- Carpathian earthquake August 30, 1986, 1990. Eds A. V. Drumya, N. V. Shebalin. Kishenev: Shtiintsa, 333 p. (in Russian).
- Lyskova L., Yanovskaya T. B., 2013. Velocity structure of the upper mantle in the Vrancea zone according to noise surface wave tomography. *Voprosy geofiziki* (is. 46), 3—13 (in Russian).
- Pustovitenko B. G., Kapitanova S. A., 1991. Experience in use of azimuthal travel-time curves to evaluate the characteristics of gaps in the Crimean earthquake foci. In: *Seismological Bulletin of the Western Zone of the Unified System of Seismic Observations of the USSR for 1988*. Kiev: Naukova Dumka, 152—155 (in Russian).
- Rebetskiy Y. L., Ovcharenko O. O., Savvichev P. A., 2014. Field of the present day stresses of the crust of the southwestern Europe and Mediterranean. *Vestnik KRAUNTS. Nauki o Zemle* (2, is.24), 68—84 (in Russian).
- Riznichenko Yu. V., 1985. Problems of Seismology. Selected Works. Moscow: Nauka, 408 p. (in Russian).
- Sagalova E. A., 1975. The focal area of the Carpathian earthquakes in the Vrancea mountains. *Geofizicheskiy sbornik* (is. 68), 5—81 (in Russian).
- Sollogub V. B., Chekunov A. V., Shchukin Yu. K., Guterch A., Kondorskaya N. V., Sidorov V. P., Kharitonov O. M., Khomenko V. I., Grad M., Matezhok R., Paykhel Ya., Perhuts E., 1980. Project and first results of the international geophysical studies on deep structure of the lithosphere along the geotraverses in the South-Eastern Europe. *Geofizicheskiy zhurnal* 2(5), 3—13 (in Russian).
- Sollogub V. B., Chekunov A. V., Sologub N. V., Kharitonov O. M., Kutas R. I., Kornya I., Radulesku F., Baisarovich M. N., Borodulin M. I., Turchanenko N. T., Malovitskiy Ya. P., Pustynnikov M. R., Voevodina A. V., Drumya A. V., Skovitin A. I., Cherniy V. I., 1983. Lithosphere structure 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., Kapitsa Yu. M., Kulik S. N., Kornya I., Biter M., Demitresku K., Lazaresku V., Pompiyan A., Radulesku F., Reymanu V., 1985. Lithosphere structure along the geotraverse V from 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 velocity structure of the mantle beneath Eastern Europe. *Geofizicheskiy zhurnal* 3(3), 31—45 (in Russian).
- Stepanenko N. Ya., Simonova N. A., Kardanets V. Yu., 2013. Spatial variations of the axes of major stresses in the Vrancea earthquake foci zone. In: *Seismological Bulletin of Ukraine for 2012*. Sevastopol: SPC "ECOS-Hydrophysics", 46—56 (in Russian).
- Structure of the Crust and Upper Mantle of the Central and Eastern Europe, 1978. Eds V. B. Sollogub, A. Guterch, D. Prosen. Kiev: Naukova Dumka, 271 p. (in Russian).

- Kharitonov O. M., Krasovskiy S. S., Kuprienko P. Ya., Kutas V. V., Sologub N. V., Drogitskaya G. M., Timoshenko V. I., Shlyahovskiy V. A., 1993. Lithospheric transect Vrancea — South-Ukrainian APS. *Geofizicheskiy zhurnal* 15(5), 23—31 (in Russian).
- Tsvetkova T. A., Bugaenko I. V., 2012. Seismic tomography of mantle beneath the East European Platform: mantle velocity boundaries. *Geofizicheskiy zhurnal* 34(5), 161—172 (in Russian).
- Chekunov A. V., 1986. Vrancea seismic area — tectonic aspect. *Dopovidi AN URSR. Ser. B* (5), 21—26 (in Ukrainian).
- Chekunov A. V., 1987. Tectonic model of the Vrancea seismic area in the Carpathians. *Geologicheskiy zhurnal* (4), 3—11 (in Russian).
- Shchukin Yu. K., Dobrev T. D., 1980. Deep geological structure, geodynamics and geophysical fields of the Vrancea focal zone. In: *Carpathian Earthquake March 4, 1977 and its Consequences*. Moscow: Nauka, 7—40 (in Russian).
- Besutiu L., Cadicheanu N., 2002. Preliminary considerations on the space-time dynamics of the intermediate-depth seismicity within Vrancea zone. The natural geodynamic laboratory Vrancea, a challenge for the 21<sup>st</sup> century. Bucharest, 25—33.
- Bocin A., Stephenson R., Tryggvason A., Panea I., Mocanu V., Hauser F., Matenco L., 2005. 2.5D seismic velocity modeling in the south-eastern Romanian Carpathians Orogen and its foreland. *Tectonophysics* 410, 273—291.
- Chalot-Prat F., Girbacea R., 2000. Partial delamination of continental mantle lithosphere, uplift-related crust-mantle decoupling, volcanism and basin formation: a new model for the Pliocene-Quaternary evolution of the southern East Carpathians, Romania. *Tectonophysics* 327, 83—107.
- Constantinescu L., 1978. An extreme romanian earthquake and its wider geonomical setting. *Revue roumaine de géologie, géophysique et géographie. Série géophysique* 22(2), 179—206.
- Csontos L., Vörös A., 2004. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 210(1), 1—56.
- Delvaux D., 1993. The TENSOR program for paleo-stress reconstruction: examples from the east African and the Baikal rift zones. Abstract supplement № 1 to Terra Nova, 5, 75—100.
- 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.
- Fan G., Wallace T. C., Zhao D., 1998. Tomographic imaging of deep velocity structure beneath the Eastern and Southern Carpathians, Romania: Implications for continental collision. *J. Geophys. Res.* 103(B2), 2705—2723.
- Fodor L., Csontos L., Bada G., Györfi I., Benkovics L., 1999. Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighboring orogens: a new synthesis of paleostress data. In: *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen*. Geol. Soc. London Spec. Publ. (156). 295—334.
- Gagala L., Vergés J., Saura E., Malata T., Ringenbach J.-C., Werner Ph., Krzywiec P., 2012. Architecture and orogenic evolution of the northeastern Outer Carpathians from cross-section balancing and forward modeling. *Tectonophysics* 532—535, 223—241.
- Girbacea R., Frisch W., 1998. Slab in the wrong place: lower lithospheric mantle delamination in the last stage of the Eastern Carpathian subduction retreat. *Geology* 26, 611—614.
- Golonka J., Krobicki M., Oszczytko N., Slaczka A., Slonka T., 2003. Geodynamic evolution and palaeogeography of the Polish Carpathians and adjacent areas during Neo-Cimmerian and preceding events (latest Triassic-earliest Cretaceous). In: *Tracing Tectonic Deformation Using the Sedimentary Record*. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 208, 138—158.
- GPS Probes the Kinematics of the Vrancea Seismogenic Zone, 2004. *EOS Trans. AGU* 85(19), 185—196.
- Grad M., Tiira T. and ESC Working Group, 2008. The Moho depth map of the European Plate. *Geophys. J. Int.* 176, 279—292.
- Heidbach O., Reinecker J., Tingay M., Müller B., Sperner B., Fuchs K., Wenzel F., 2007. Plate boundary forces are not enough: second- and third-order stress patterns highlighted in the World Stress Map database. *Tectonics* 26, TC6014.
- Hauser F., Raileanu V., Fielitz W., Bala A., Prodehl C., Polonic G., Schulze A., 2001. VRANCEA-99 — The crustal structure beneath the southeastern Carpathians and the Moesian Platform from a seismic refraction profile in Romania. *Tectonophysics* 340, 233—256. doi:10.1016/S0040—1951(01)00195—0.
- Hauser F., Raileanu V., Fielitz W., Dinu C., Landes M., Bala A., Prodehl C., 2007. Seismic crustal structure

- re between the Transylvanian Basin and the Black Sea, Romania. *Tectonophysics* 430, 1—25.
- Hippolite J.-C., 2002. Geodynamics of Dobrogea (Romania): new constraints on the evolution of the Tornquist—Teisseyre Line, the Black Sea and the Carpathians. *Tectonophysics* 357, 33—53.
- Knapp J.H., Knapp C.C., Raileanu V., Matenco L., Mocanu V., Dinu C., 2005. Crustal constraints on the origin of mantle seismicity in the Vrancea Zone, Romania: The case for active continental delamination. *Tectonophysics* 410, 311—323. doi: 10.1016/j.tecto.2005.02.020.
- Kováč M., Nagymarosy A., Oszczytko N., Slaczka A., Csontos L., Maruntenau M., Marton E., 1998. Palinspastic reconstruction of the Carpathian — Pannonian region during the Miocene. In: *Geodynamic Development of the Western Carpathians*. Geol. Surv. Slovak Republic, Bratislava, 189—217.
- Koulakov I., Zaharia B., Enescu B., Radulian M., Popa M., Parolai S., Zschau J., 2010. Delamination or slab detachment beneath Vrancea. New arguments from local earthquake tomography. *Geochim. Geophys. Geosist.* 11 (3), Q03002. doi: 10.1029/g/200802811.
- Landes M., Fielitz W., Hauser F., Popa M., the CALIXTO Group, 2004. 3D upper crustal tomographic structure across the Vrancea seismic zone, Romania. *Tectonophysics* 382, 85—102. doi:10.1016/j.tecto.2003.11.013.
- Linzer H.-G., 1996. Kinematics of retreating subduction along the Carpathian arc, Romania. *Geology* 24 (2), 167—170.
- McKenzie D.P., 1969. The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses. *Bull. Seism. Soc. Amer.* 59 (2), 591—602.
- 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), T51C—1358.
- Martin M., Ritter J.R.R., the CALIXTO Working Group, 2005. High resolution teleseismic body wave tomography beneath SE Romania, I. Implication for three-dimensional versus one-dimensional crustal correction strategies with a new crustal velocity model. *Geophys. J. Int.* 162, 448—460. doi:10.1111/j.1365—246X.2005.02661.x.
- Martin M., Wenzel F., the CALIXTO Working Group, 2006. High resolution teleseismic body wave tomography beneath SE Romania, II. Imaging of a slab detachment scenario. *Geophys. J. Int.* 164, 579—595. doi:10.1111/j.1365—246X.2006.02884.x.
- Matenco L., Bertotti G., Dinu C., Cloetingh S., 1997a. Tertiary tectonic evolution of the external Southern Carpathians and adjacent Moesian platform (Romania). *Tectonics* 16 (6), 896—911.
- Matenco L., Zoetemeijer R., Cloetingh S., Dinu C., 1997b. Lateral variations in mechanical properties of the Romanian external Carpathia: inferences of the flexure and gravity modeling. *Tectonophysics* 282, 147—166.
- Müller B., Heidbach O., Negut M., Sperner B., Buchma T., 2010. Attached or not attached evidence from crustal stress observations for a weak coupling of the Vrancea slab in Romania. *Tectonophysics* 482, 139—149.
- Neugebauer J., Greiner B., Appel E., 2001. Kinematics of the Alpine-West Carpathian orogen and palaeogeographic implications. *J. Geol. Soc. Lond.* 158, 97—110.
- Oncescu M.-C., Bonjer K.-P., 1997. A note on the depth recurrence and strain release of large Vrancea earthquakes. *Tectonophysics* 272, 291—302.
- Panea I., Stephenson R., Knapp C., Mocanu V., Drijkoningen G., Matenco L., Knapp J., Prodehl K., 2005. Near-vertical seismic reflection image using a novel acquisition technique across the Vrancea Zone and Foscani Basin, south-eastern Carpathians (Romania). *Tectonophysics* 410, 293—309.
- Radulescu F.A., 1981. Crustal seismic studies in Romania. *Revue Roumaine de Geologie, Geophysique et Geographie. Serie de Geophysique* 25, 57—74.
- Schmid S., Bernoulli D., Fügenschuh B., Matenco L., Schefer S., Schuster R., Tischler M., Ustaszewski K., 2008. The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss J. Geosci.* 101, 139—183.
- Sperner B., Lorenz F., Bonjer K., Hettel S., Müller B., Wenzel F., 2001. Slab break-off — abrupt cut or gradual detachment? New insights from the Vrancea Region (SE Carpathians, Romania). *Terra Nova* (13), 172—179.
- Starostenko V., Janik T., Kolomiyets K., Czuba W., Środa P., Grad M., Kováč I., Stephenson R., Lysynchuk D., Thybo H., Artemieva I.M., Omelchenko V., Gintov O., Kutas R., Gryn D., Guterch A., Hegedüs E., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A., 2013. Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics* 608, 1049—1072.
- Tondi R., Achauer U., Landes M., Davi R., Besutiu L., 2009. Unveiling seismic and density structure be-

- neath the Vrancea seismogenic zone, Romania. *J. Geophys. Res.* 114, B11307. doi:10.1029/2008JB005992.
- Trifonov V. G., Ivanova T. P., Bachmanov D. M., 2010. Vrancea and Hindu Kush areas of mantle earthquakes: comparative tectonic analysis. *Scientific Annals, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki Proceedings of the XIX CBGA Congress, Thessaloniki, Greece. Spec.*, 99, 51—56.
- Vasiliev I., Matenco L., Krijgsman W., 2009. The syn- and post-collisional evolution of the Romanian Carpathian foredeep: New constraints from anisotropy of magnetic susceptibility and paleostress analyses. *Tectonophysics* 473, 457—465.
- Volfman Yu. M., Gintov O. B., Kolesnikova E. Ya., Murovskaya A. V., 2014. Tectonophysical interpretation of earthquake focal mechanisms of the Zagros system. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (1), 305—319.
- Weidle C., Widiyantoro S., the CALIXTO Working Group, 2005. Improving depth resolution of teleseismic tomography by simultaneous inversion of teleseismic and global *P*-wave traveltimes data-application to the Vrancea region in Southeastern Europe. *Geophys. J. Int.* 162, 811—823.
- Wenzel F., Sperner B., Lorenz F., Mocanu V., 2002. Geodynamics, tomographic images and seismicity of the Vrancea region (SE-Carpathians, Romania). *EGU Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.* (3), 95—104.
- Wortel M., Spakman W., 2000. Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. *Science* 290, 1910—1917.
- Zugravescu D., Polonic G., 2002. Present-day stress field in the southeastern in the Vrancea region derived from seismicity data. In: *The natural geodynamic laboratory Vrancea, a challenge for the 21<sup>st</sup> century*. Bucharest, 35—45.