

Геодинамические особенности зоны сочленения Евразийской плиты и Альпийско-Гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий

© *О. Б. Гинтов, Т. П. Егорова, Т. А. Цветкова, И. В. Бугаенко, А. В. Муровская, 2014*

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 22 января 2014 г.

Представлено членом редколлегии В. И. Старостенко

На основі аналізу геофізичних і геологічних даних останніх 10—15 років уточнено межі та внутрішню структуру зони переходу між Євразійською плитою (ЄАП) і Альпійсько-Гімалайським складчастим поясом (АГП) на просторі від Східних Карпат до Великого Кавказу. Використано матеріали ГСЗ міжнародних проєктів Евробридж, DOBRE, CELEBRATION 2000 і результати переінтерпретації раніших профілів ГСЗ по Чорноморському регіону. Геологічно проінтерпретовано матеріали сейсмотомографії, виконаної Інститутом геофизики НАН України в межах євразійської частини району досліджень. Залучено матеріали палеогеодинамічних досліджень і палеогеографічних реконструкцій, здійснених західноєвропейськими, українськими і російськими вченими. Показано, що швидкісні та густинні характеристики літосфери ЄАП і АГП, тобто їх пловучість, не суперечать можливості субдукції літосферних плит як під ЄАП, так і під АГП. У верхній мантії встановлено нахилені шари потужністю 150—200 км і протяжністю 200—750 км, що відповідають ділянкам літосферних плит (слебам), які занурювались в астеносферу в різні проміжки часу, починаючи з пермо-тріасу. Практично скрізь початок цих слевів біля поверхні збігається з відомими або передбачуваними, за геологічними даними, сутурними зонами. Унаслідок дивергентних і конвергентних процесів зона зчленування ЄАП і АГП на півдні змінювала своє положення в межах простору (на сучасній географічній основі) від Північного Донбасу до середньої частини Чорноморського басейну. Геофізично ще раз доведено, що Скіфська та Рава-Руська епіорогенні зони формувалися як частини ЄАП, хоча потім відділялися від неї.

Ключові слова: літосфера, мантія, плита, нахилений шар, сутура, Євразійська плита, Альпійсько-Гімалайський пояс, Палеотетис.

Введение. Границы Евразийской плиты (ЕАП), занимающей большую часть территории Украины, в течение геологического времени с начала ее образования в конце палеозоя и до позднего кайнозоя не были постоянными и изменялись в результате процессов аккреции и коллизии, образования морских и океанических впадин и формирования на их месте складчатых поясов [Хаин, 1984, 2001; Зоненшан и др., 1990; Хаин, Сеславинский, 1991].

Западная часть ЕАП от Урала до Атлантики, называемая западными специалистами "Европейской плитой", образовалась в современном виде после формирования Западно-Европейской эпигерцинской платформы (ЗЕП) и присоединения ее в раннем триасе к докембрийской Восточно-Европейской платформе (ВЕП). Как будет видно из дальнейшего изложения,

ВЕП и ЗЕП являются самостоятельными плитами второго порядка и их необходимо рассматривать отдельно. Их западные и южные контуры сильно изменились после образования в мезозое океана Неотетис, его закрытия и формирования в мезо-кайнозое Альпийско-Гималайского пояса (АГП) коллизионного типа на границе ЕАП с плитами Гондваны.

В пределах Украины развиты структурные элементы как ВЕП, так ЗЕП и АГП. Последний представлен в Украине и приграничных территориях Восточными Карпатами, Северной Добруджей, Черноморской впадиной и Горным Крымом, который продолжается на востоке орогеном Большого Кавказа (рис. 1).

В АГП включают также развитую на его северо-восточной окраине полосу каледонской и герцинской складчатости с мезо-кайнозойским

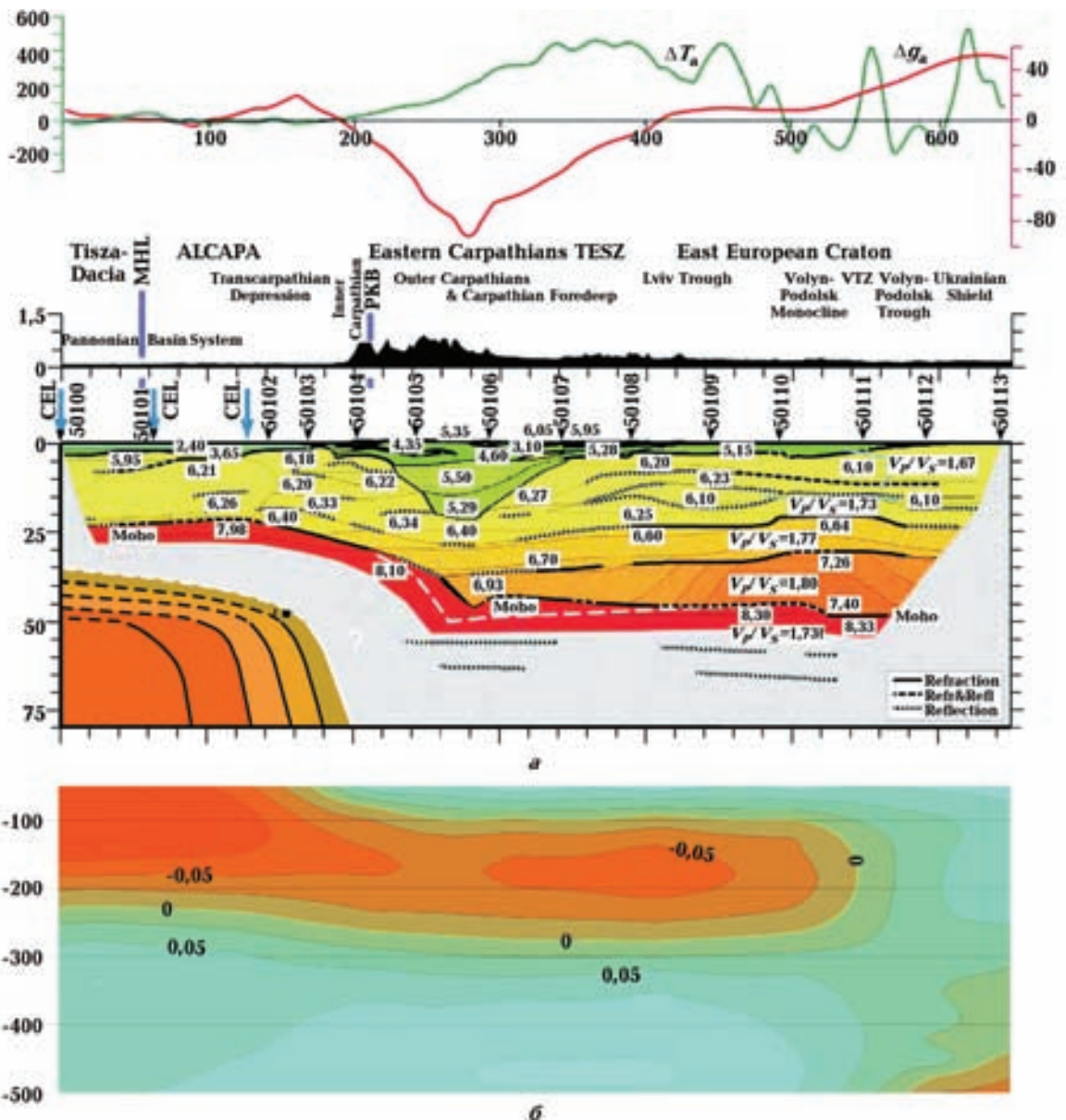


Рис. 3. Двумерная (а) и трехмерная (б) P -скоростные модели земной коры и мантии вдоль геотраверса DOBRE-3 (PANCAKE), полученные по данным ГСЗ [Starostenko et al., 2013 б] и сейсмотомографии соответственно. Жирные черные линии на рис. 3, а — основные границы раздела (интерфейсы). Тонкие линии — изолинии скорости V_p (км/с) в белых прямоугольниках. Белая пунктирная линия — глубина до поверхности Мохо, если скорость V_p в нижней коре принять не 6,9, а $\sim 7,2$ км/с. Черными стрелками показано положение ПВ. Синими — пересечение с другими профилями ГСЗ. В левом нижнем углу показано предполагаемое продолжение выше 80 км наклонного слоя, изображенного на рис. 3, б. Отношение вертикального масштаба к горизонтальному $\sim 2,5 : 1$. На рис. 3, б — изолинии невязок δ (км/с) $= V_p - V_{ref}$. Отношение вертикального масштаба к горизонтальному $\sim 1 : 2$.

как будет показано ниже, находятся под структурами АГП.

Следовательно, основными методами, позволяющими дать более точную информацию о границах ВЕП, ЗЕП и АГП, являются геофизические.

В 1989—1994 гг. проблема границ ВЕП и АГП на основе использования геофизических методов уже ставилась и решалась. Результаты были опубликованы в монографиях Института геофизики НАН Украины [Литосфера ..., 1989, 1994], получивших большую известность.

Однако тогда геофизических и геологических данных о земной коре Украины было не так много, а мантия исследовалась в основном потенциальными методами (геотермия, гравиметрия, геоэлектрика) до глубины не более 200 км. Поэтому выводы о геодинамических процессах были достаточно осторожными.

В последние 10—15 лет Институтом геофизики НАН Украины выполнено сейсмотомографическое изучение мантийных скоростных неоднородностей Евразии и Северной Африки на глубинах от 50 до 850—2 500 км [Гейко и др., 1998, 2005, 2006, 2007; Бугаенко и др., 2008; Цветкова, Бугаенко, 2012; Старостенко и др., 2013; Шумлянская и др., 2014], основанное на теоретических разработках В. С. Гейко [Гейко, 1997]. Построена трехмерная P -скоростная модель мантии под территорией Евразии и ее окружением. Модель представлена в виде горизонтальных и вертикальных сечений мантии. Горизонтальные — в истинных скоростях V_p с шагом 25 км, вертикальные (долготные и широтные) — в виде невязок скорости $\delta = V_p - V_{ref}$, где V_{ref} — обобщенная модель средней скорости [Гейко и др., 1998].

Четкая корреляция скоростных неоднородностей при переходе от одного вертикального сечения к соседним позволяет с уверенностью их использовать при геодинамических построениях. В работе [Цветкова, Бугаенко, 2012] в контексте построенной модели проанализированы мантийные скоростные границы ВЕП и ее окружения. К ним мы вернемся несколько позже.

Также сотрудниками ИГФ [Баранова и др., 2008; Гобаренко, Егорова, 2008; Yegorova, Gobaenko, 2010; Гобаренко, Яновская, 2011; Егорова и др., 2012; Козленко и др., 2013] выполнены работы методом локальной сейсмотомографии в пределах Черноморской впадины и переинтерпретация пересекающих ее некоторых старых профилей ГСЗ с использованием новых методов волнового компьютерного моделирования. Это стало основой для построения новых плотностной, геотермической и геомагнитной моделей земной коры впадины и уточнения ее коровых границ [Старостенко и др., 2010; Кутас, 2010; Егорова и др., 2012; Орлюк и др., 2013].

При активном участии международного коллектива европейских ученых в рамках проектов Евробридж и DOBRE выполнены глубинные сейсмические исследования литосферы по шести геотраверсам, пересекающим Украину и ее границы [DOBRE ..., 2003; Maystrenko et al., 2003; Bogdanova et al., 2006; Starostenko et al., 2012, 2013 а, б]. На основе современных мето-

дов полевых наблюдений, их обработки и интерпретации были получены данные о скоростном строении коры и верхов мантии, толщине коры, формировавшейся в различных геодинамических обстановках, крупных тектонических зонах — сдвигах и надвигах, являющихся сутурами, трансформными разломами или границами террейнов.

Полученные материалы в комплексе с новейшими геологическими и палеомагнитными данными позволяют рассмотреть зону сочленения ЕАП и АГП в пределах Украины и прилегающих территорий с геодинамических позиций. Это обусловлено еще и тем, что, несмотря на относительно большое количество окружающих Украину стран и соответствующее количество разных геологических карт и палеогеографических реконструкций, в современной геологической науке, опирающейся практически везде на основные положения геодинамики, существуют единые представления о характере тектонических процессов, сопровождавших формирование структур ЕАП и АГП.

Выполнен целый ряд непротиворечивых обобщений по Альпийско-Черноморскому региону. Некоторые расхождения между ними объясняются в основном неполнотой имеющегося геолого-геофизического материала, а различия в названиях одних и тех же структур — использованием геологических материалов разных стран. К таким обобщениям, кроме уже названных работ по геодинамическим процессам планетарного масштаба [Хаин, 1984, 2001; Зоненшан и др., 1990; Хаин, Сеславинский, 1991], можно отнести работы [Márton, 1987; Kovác et al., 1998; Grabowski, Nemcok, 1999; Fodor et al., 1999; Golonka et al., 2000; Neugebauer et al., 2001; Csonotos, Vörös, 2004; Stampfli, Borel, 2002; Šroda et al., 2006; Schmid et al., 2008; Gałała et al., 2012 и др.] по Альпийско-Карпатскому региону и [Zonen-shain, Le Pishon, 1986; Finetti et al., 1988; Чекунов, 1989; Никишин и др., 2001; Nikishin et al., 2003; Паталаха и др., 2003, 2004; Golonka, 2004; Казьмин и др., 2004; Казьмин, Тихонова, 2005, 2006; Юдин, 2007; Гончар и др., 2007; Гончар, 2009; Старостенко и др., 2010 и др.] по Черноморско-Кавказскому.

К этому перечню следует добавить составленную в 2007 г. Тектоническую карту Украины масштаба 1 : 1 000 000 [Тектонічна ..., 2007], в которой (несмотря на то, что главный редактор карты С. С. Круглов придерживался пульсационной гипотезы развития Земли) объективно отражены геологические факты по интересующему нас району.

Коровые и мантийные границы зоны сочленения ЕАП и АГП. Кора. Считается, что в пределах Украины ЕАП представлена ВЕП и небольшим Рава-Русским участком ЗЕП (см. рис. 1), входящим в одноименную эпиорогенную зону [Тектонічна ..., 2007]. Внешние коровые границы ЕАП и границы между составляющими ее элементами являются предполагаемыми из-за не вполне понятной геотектонической принадлежности ЭОЗ. К тому же структуры обрамления надвинуты во многих местах на ВЕП и друг на друга, а амплитуда надвигания не всегда известна и дискуссионна.

Уточнить эти границы можно, проанализировав новейшие данные ГСЗ и МОВ—ОГТ. В работе [Grad et al., 2008], обобщающей материалы ГСЗ европейских стран по состоянию на 2007 г., приведены следующие мощности коры (глубина до раздела Мохо) для архейско-протерозойской ВЕП, эпигерцинской ЗЕП и молодой океанской коры атлантического типа: 60—40, 40—20 и 20—10 км соответственно. Для рассматриваемой зоны сочленения, учитывая последние материалы проекта DOBRE и переинтерпретации профилей ГСЗ, пересекающих Черноморскую впадину (ссылки на литературу см. выше), эти мощности, по нашим данным, составляют: ВЕП — 55 ÷ 35 км, ЭОЗ — 45 ÷ 35 км, субокеанская (переходная) кора черноморского типа — 35 ÷ 20 км, океанская черноморского типа — 20 ÷ 17 км. Для ЗЕП вблизи территории Украины, согласно данным [Grad et al., 2006, 2008; Janik et al., 2009, 2011; Bielik, 2009; Starostenko et al., 2013 a], принимаем мощность коры 40—22 км. Параметры коры ЗЕП включают в себя и параметры коры переходного типа, поэтому в данном случае тип коры определяется индивидуально для каждого конкретного региона.

Материалы ГСЗ дают еще одну характеристику коры ВЕП и ЭОЗ, отличающую их от коры ЗЕП: в ВЕП и ЭОЗ слой нижней коры над Мохо всегда имеет скорость $V_p \geq 6,5$ км/с, в коре ЗЕП $V_p \leq 6,5$ км/с.

Для детализации полученных данных рассмотрим коровые границы АГП, ВЕП, ЭОЗ и ЗЕП по материалам сопоставления независимых обобщений результатов ГСЗ 1978 и 2008 гг., а также по нескольким пересечениям старыми профилями ГСЗ, переинтерпретированным в последнее время, и профилям ГСЗ—ОГТ, выполненным в рамках проекта DOBRE.

На рис. 2 показана граница между "толстой" (более 40 км) и "тонкой" (не более 40 км) корой региона, по данным [Grad et al., 2008] и линеамент А [Структура ..., 1978]. Там, где

границы в обоих обобщениях совпадают, они показаны общей линией (штриховка сеткой), а где различаются — линеамент А проведен жирным штрихпунктиром. Севернее широты 42° общая юго-западная граница толстой коры проходит под Восточными Карпатами, Добруджей, в Черном море пересекает шельфовую часть к востоку от Добруджи и далее продолжается вдоль континентального склона к югу от крымского и юго-западу от кавказского побережий. Граница тектонически активна, об этом свидетельствует расположение в ее пределах известных сейсмогенных зон — Вранча, Добруджинской, Южно-Бережной, Южно-Керченской, Анапской, Главного Кавказского разлома, Рионской и других зон Черноморско-Каспийского сейсмогенного пояса (на рис. 2 показаны только перечисленные зоны).

Рассматриваемая коровая граница отделяет мощную стабильную континентальную кору региона от более молодой эпигерцинской, в которой, кроме собственно континентальных, развиты участки переходной — субконтинентальной и субокеанской, а также океанской коры. На рис. 2 эти участки показаны штриховкой. Как видим, геофизическая граница, учитывающая всю мощность земной коры, не совпадает с геологической границей, проводимой вблизи поверхности. Это объясняется тем, что, во-первых, некоторые альпийские орогены сформировались на древней континентальной коре и имеют "корни" толщиной более 40—45 км и, а во-вторых, во многих местах они надвинуты на ВЕП, о чем будет сказано ниже.

Характер зоны сочленения достаточно отчетливо виден на линиях геотраверсов DOBRE и других сейсмических профилей, пересекающих эту зону (см. рис. 1, 2). Прослеживаются также деформации земной коры, связанные с геодинамическими процессами.

Геотраверс DOBRE-3 (PANCAKE) [Starostenko et al., 2013 a; Гинтов и др., 2014] пересекает северо-западную часть Украинского щита (УЩ), Вольно-Подольскую моноклинали (ВПМ), Львовско-Люблинский палеозойский прогиб (ЛЛПП), Трансъевропейскую шовную зону (ТЕШЗ), также называемую "зоной Тейссейра—Торнквиста", Восточные (Украинские) Карпаты (ВК) и частично Паннонский бассейн (ПБ) (см. рис. 1).

По данным бурения и КМПВ [Геотектоника ..., 1990; Тектонічна ..., 2007], поверхность докембрийского кристаллического фундамента ВЕП заканчивается под ЛЛПП так называемым краевым швом — границей между этим фундаментом и его палеозойским чехлом с од-

ной стороны и байкальско-салаирско-каледонско-герцинскими складчатыми сооружениями (Рава-Русской ЭОЗ) обрамления ВЕП (на глубине 3—3,5 км) с другой. Мощность земной коры под краевым швом 45 км, при этом глубина до Мохо 42—45 км выдерживается в юго-западном направлении еще около 120 км — под ЛЛПП, Предкарпатским прогибом, до Скибового покрова ВК (см. рис. 1, 2). Для коры ВЕП и ЭОЗ характерно наличие непосредственно над Мохо слоя со скоростью $V_p = 6,9 \div 7,3$ км/с, причем этот слой заканчивается как раз там, где начинается резкий подъем Мохо и уменьшение мощности коры до 35 км (рис. 3). Другими словами, поверхность докембрийско-палеозойского фундамента ЭОЗ, начинаясь в районе краевого шва и погружаясь на юго-запад, продолжается еще 120 км до основного контакта с ЗЕП. Далее на юго-запад до глубинного следа Пеннинской сутуры глубина до Мохо на протяжении 130 км уменьшается от 42 до 22 км.

На этом участке мощность и скоростные характеристики коры соответствуют параметрам ЗЕП.

Таким образом, на линии геотраверса DOBRE-3 северо-восточная граница АГП очерчивается достаточно четко, поскольку материалы ГСЗ, геологического картирования и тектонофизики позволили наметить коровый след Пеннинской палеосутуры. На поверхности он отмечается в районе ПК 200 полосой развития при-сутурного Пеннинского покрова, палинспастически восстановленная ширина которого 15 км [Гинтов и др., 2014]. Поверхность Мохо на глубине 22 км он пересекает в районе ПК 130. Максимальный угол наклона сутуры в средней коре около 45° на юго-запад.

Пеннинская сutura образовалась при закрытии Магурского океанического бассейна и при-членения к ЗЕП с юго-запада микроплит Алькапа и Тиссия-Дакия, занимающих сейчас Паннонский задуговой бассейн (см. рис. 1). Эти структуры относятся уже к АГП.

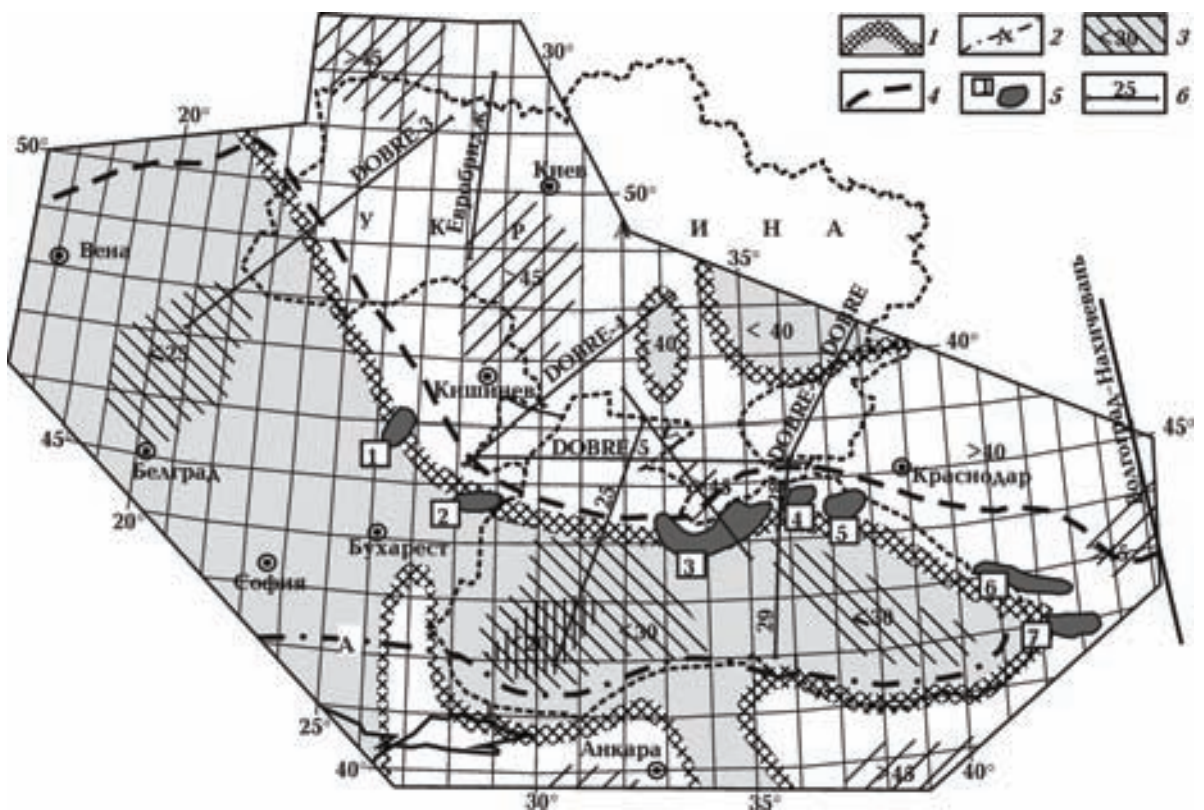


Рис. 2. Глубина залегания поверхности Мохо (толщина коры) в исследуемом регионе по данным ГСЗ: 1 — зона раздела толстой (более 40 км, белое) и тонкой (менее 40 км, серое) коры, по [Grad et al., 2008]; 2 — то же, по [Структура ..., 1978], линеамент А; 3 — участки с другой толщиной коры; 4 — современные северная и северо-восточная границы АГП; 5 — сейсмогенные зоны и их номера (1 — Вранча, 2 — Добруджинская, 3 — Южно-Бережная, 4 — Южно-Керченская, 5 — Анапская, 6 — Главного Кавказского разлома, 7 — Рионская); 6 — геотравверсы и профили ГСЗ, рассматриваемые в статье.

Приведенные материалы требуют несколько по-новому рассмотреть ТЕШЗ, которая многими считается границей между ВЕП и ЗЕП. В пределах предполагаемого положения ТЕШЗ (см. рис. 1, 3) по геологическим и геофизическим данным установлены субвертикальные сбросы глубиной не более 5—10 км. Глубже ГСЗ фиксируются только пологие скоростные границы в середине и по подошве мезозойско-палеозойского структурного этажа, которые и могут представлять ТЕШЗ, падающую полого (до 10°) на юго-запад. Похожая ситуация просматривается и на профилях ГСЗ CEL-01 и CEL-05, пересекающих Карпатский регион северо-западнее DOBRE-3 [Šroda et al., 2006; Grad et al., 2006; Bielik, 2009].

Особенностью зоны сочленения АГП с платформенными структурами в регионе, пересекаемом геотраверсом DOBRE-3, начиная от краевого шва на северо-востоке и заканчивая фундаментом ПБ, является панадвиговое строение всех складчатых структурных этажей, от позднебайкальского до альпийского, с односторонней вергентностью надвигов, указывающей на перемещение породных комплексов в северо-восточном направлении. Перемещение на северо-восток по надвигу Пеннинской сутуры установлено и по двум самым длинным профилям эксперимента CELEBRATION — CEL-01 и CEL-02, пересекающим район исследований от Паннонской впадины через Карпаты в пределы ВЕП [Janik et al., 2011].

По данным бурения и КМПВ существование надвигов северо-восточной вергентности доказано для района краевого шва [Геотектоника ..., 1990], где ширина зоны развития доальпийских надвигов составляет более 100 км, при максимальном их развитии у краевого шва в полосе шириной до 30 км. Здесь фундамент и палеозойские отложения внутренней зоны ЛПП (ее, по-видимому, следует отнести к ЭОЗ) в герцинскую эпоху приобрели складчато-надвиговую структуру. На них надвинуты каледониды Рава-Русской и салаириды Кохановской зон, а на последние — байкалиды Лежайского массива [Тектонічна ..., 2007]. Все вместе эти структуры составляют единую ЭОЗ, для которой название "Рава-Русская" представляется узким.

Считалось, что упомянутые байкалиды-каледониды составляют край эпигерцинской ЗЕП [Тектонічна ..., 2007], погружающийся на юго-запад под Предкарпатский прогиб. Сопоставив это с приведенными выше данными о продолжении поверхности ВЕП и ЭОЗ под Предкарпатский прогиб до основного контакта с ЗЕП

на глубине порядка 20 км, можно говорить о надвигании верхней части коры ЭОЗ на ВЕП на участке протяженностью около 60 км. Надвигание происходило в доюрский период [Геотектоника ..., 1990], т. е. не связано непосредственно с формированием Карпатского орогена. Мощность надвиговой пластины, судя по данным DOBRE-3, не превышала 10 км. На поверхность под мезо-кайнозойский чехол она выходит в виде ТЕШЗ.

К юго-востоку от геотраверса DOBRE-3 зона ТЕШЗ перекрыта отложениями ВК и выходит на поверхность только в пределах Северной Добруджи.

Наконец, альпийские ВК надвинуты на ЗЕП и ВЕП, перекрыв пластину байкалид-каледонид, за исключением Рава-Русской зоны. Выполненная палинспастическая реконструкция сбалансированного разреза украинского сектора ВК вдоль геотраверса DOBRE-3 позволила восстановить первичные размеры бассейна осадконакопления (не менее 460 км). Сокращение осадочного бассейна ВК составило здесь около 340 км [Гинтов и др., 2014]. На эту величину необходимо переместить на юго-запад предпалеогеновую границу ЗЕП и океана Магура. Еще до начала формирования Карпатского орогена верхняя часть ЗЕП, являющаяся сейчас фундаментом ПБ, испытывала под влиянием перемещения микроплиты Алькапа складчато-надвиговые деформации, установленные в Закарпатском прогибе [Хом'як, 2012].

Таким образом, на линии геотраверса DOBRE-3 устанавливаются поверхностная и глубинная коровые границы раздела ВЕП, ЭОЗ и ЗЕП (которые согласуются с границами, приведенными в работах [Структура ..., 1978; Grad et al., 2008]), а также масштабы надвигания альпийского и доальпийских структурных этажей на ВЕП.

Геотраверс DOBRE-4 [Starostenko et al., 2013 б] проходит от центральной части УЩ до Северной Добруджи (СД), пересекая в пределах континентальной части Черноморской депрессии Южно-Украинскую моноклинали, Скифскую ЭОЗ (СЭОЗ) с ее Преддобруджинским прогибом (ПДП) и Нижнепрутским выступом, в том числе северо-восточное крыло самой южной части ТЕШЗ (рис. 1, 4). Для настоящей статьи наибольший интерес представляет юго-западная часть профиля, по которой можно судить о соотношении ВЕП, СЭОЗ, СД и ТЕШЗ. Структура и геодинамика всего региона Добруджи, находящегося юго-западнее профиля DOBRE-4, детально освещена в тектонофизической работе [Hippolite, 2002].

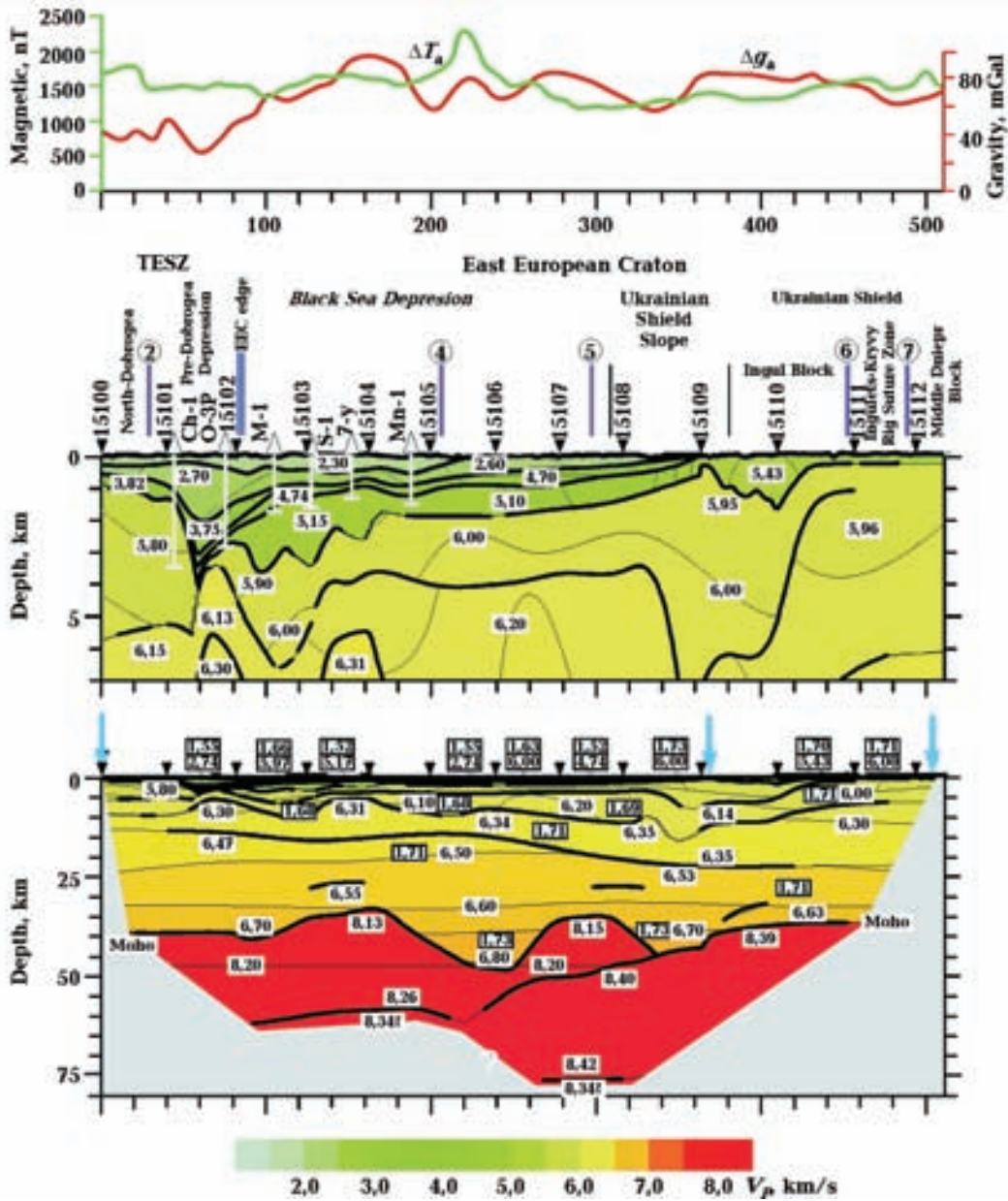


Рис. 4. Двумерная P -скоростная модель земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса DOBRE-4 по данным ГСЗ [Starostenko et al., 2013 б]. Жирные черные линии — основные границы раздела (интерфейсы). Тонкие линии — изолинии скорости V_p (км/с) в белых прямоугольниках. Черными стрелками показано положение ПВ. Синими — пересечение с другими профилями ГСЗ. На верхнем разрезе (0—7 км) отношение вертикального масштаба к горизонтальному $\sim 20 : 1$, на нижнем (0—80 км) — приблизительно $2,5 : 1$.

По геологическим данным [Тектонічна ..., 2007], на линии профиля краевой шов СЭОЗ расположен в районе ПК 80 на глубине около 3 км под ПДП. По материалам ГСЗ здесь действительно виден прогиб в осадочном чехле до глубины 3—4 км с пологим северо-восточным крылом ($\sim 5^\circ$), который, скорее всего, является и началом ТЕСЗ. Однако мощность (40 км) и

скоростная характеристика примантийной коры (6,7 км/с) свидетельствуют о продолжении коры СЭОЗ на юго-запад под СД [Grad et al., 2008] еще около 60 км до линеемента А [Структура ..., 1978; Соллогуб, 1986], который разделяет толстую и тонкую кору (см. рис. 2).

Собственно ороген Добруджи располагается между Мизийской платформой (микропли-

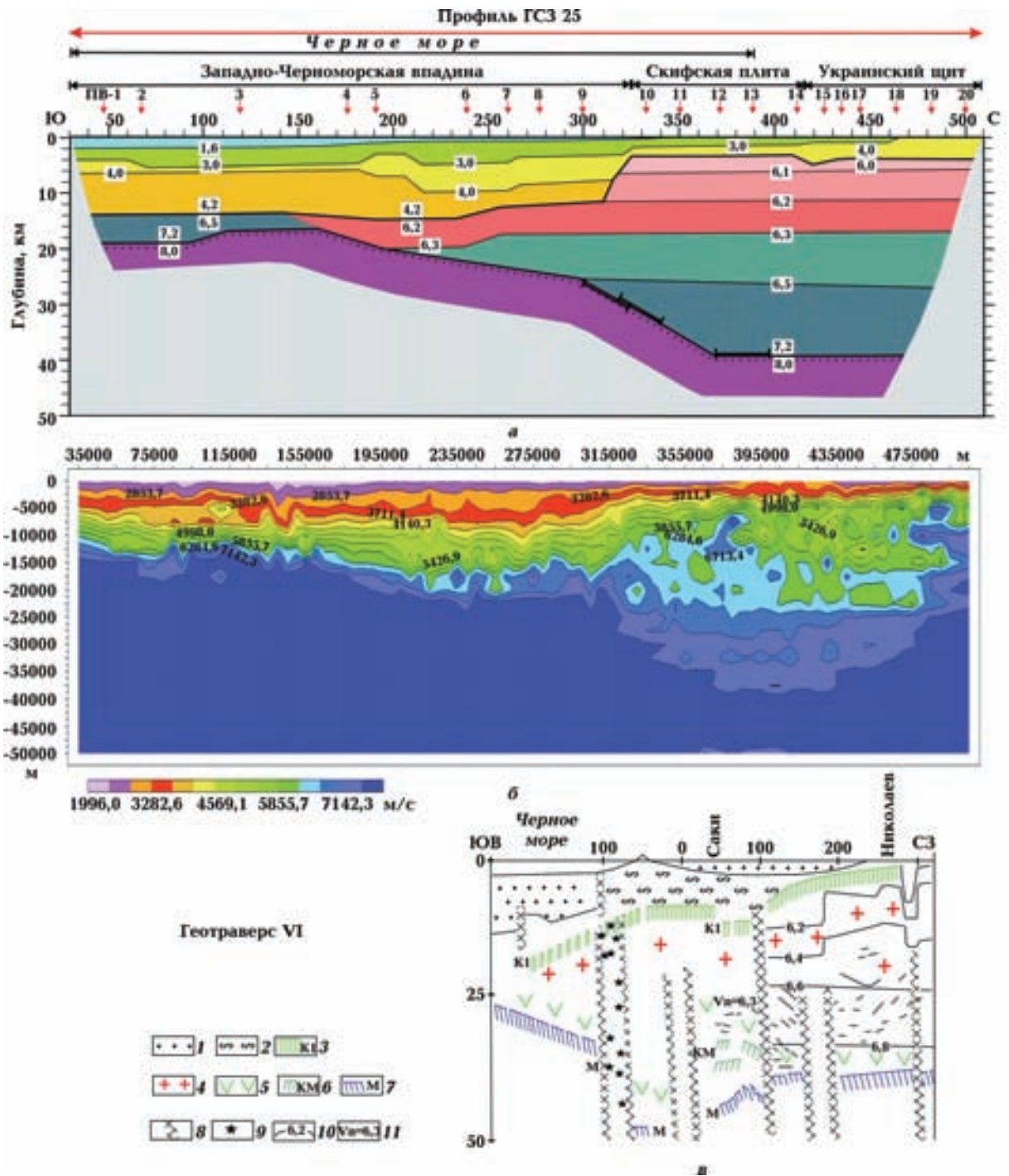


Рис. 5. Скоростные модели земной коры западной части Черного моря вдоль профиля 25 по данным ГС3 (а), локальной сейсмотомографии (б) [Баранова и др., 2008; Егорова и др., 2012] и геотраверса VI (в) (по [Соллогуб, 1986], в измененном масштабе). На рис. 5, а цифрами в белых прямоугольниках на тонких изолиниях показаны значения скоростей V_p (км/с). Утолщенными линиями показаны сейсмические границы со скачком скорости над и под ними. Отрезки, показанные толстыми линиями, соответствуют отражающим границам. Сплошная линия с точками — поверхность Мохо. На томографической модели рис. 5, б (расчеты выполнены С. Гонгадзе (Тбилисский Институт геофизики им. М. Нодиа) с помощью программы Geotida Pro 7.0) скорости V_p (м/с) показаны на изолиниях и на шкале скоростей. На рис. 5, в показана юго-восточная часть геотраверса VI (Николаев — Крым — Черное море): 1 — осадочный слой, 2 — дислоцированные породы молодого фундамента, 3 — поверхность дорифейского фундамента, 4 — "гранитный" слой, 5 — породы основного состава ($V_p = 7,0$ км/с), 6 — поверхность коромантийного слоя ($V_p = 7,5 \div 7,6$ км/с), 7 — раздел Мохо, 8 — глубинные разломы, 9 — очаги землетрясений, 10 — изоскорости, км/с, 11 — значения пластовых скоростей.

той) и СЭОЗ, охватывая также северную окраину первой и юго-западную окраину второй. Он представляет собой систему надвигов северо-восточной вергентности, разделенных сериями крупных разломов-смещителей. Эти разломы, главным из которых является Печенега-Камена (между Северной и Центральной Добруджей (ЦД)), входят в систему крайней южной части ТЕШЗ. Расстояние между северной (украинско-польской) и южной (украинско-румынской) частями ТЕШЗ около 700 км и в их кинематике наблюдается определенная автономность: чередующиеся режимы сжатия-растяжения, направления сдвигов по разломам не совпадают во времени [Hippolite, 2002]. Однако и на севере, и на юге ТЕШЗ служит пограничной полосой, разделяющей на поверхности ЕАП и окружающие ее микроплиты и террейны. В Черном море эта граница, по результатам переинтерпретации материалов ГСЗ по профилю № 25 [Баранова и др., 2008; Yegorova et al., 2010], прослеживается вдоль высокоамплитудного сброса на краю континентального склона (при переходе к глубоководной Западно-Черноморской впадине), играя определяющую роль в формировании сдвиговой составляющей при рифтогенном раскрытии западной части Черного моря. На рис. 1 это северная граница глубоководной впадины, на рис. 2 — граница толстой и тонкой коры. Хотя некоторые ученые (например, [Копп, 2005]) считают ее глобальным сдвигом, который пересекает Черноморскую впадину в юго-восточном направлении и далее соединяется с зоной Загроса.

Ширина зоны надвигов Добруджи составляет около 60 км, т. е. близка к ширине зоны надвигов по линии профиля DOBRE-3. Здесь на ПДП по Кагул-Георгиевскому разлому надвинуты породы протерозойского зеленосланцевого фундамента СЭОЗ и несогласно залегающие на них отложения палеозоя—мезозоя. Юго-западнее аналогичные надвиги на северо-восток наблюдаются по некоторым смещителям в СД и ЦД. Суммарная мощность покровов, как и на DOBRE-3, не превышает 10 км.

Главная надвиговая зона прослеживается по разлому Печенега-Камена, где в надвигании участвуют офиолиты мезозоя, свидетельствующие о поздне меловом растяжении и открытии здесь Западно-Черноморской впадины (ЗЧВ). В пределах СД след раскрытия ЗЧВ — Бабадагская синеклиза, выполненная мезо-кайнозойскими осадками и продолжающаяся в Черном море Эвксинским порогом и Истринской депрессией [Konerding et al., 2010].

Складчато-надвиговая структура Добруджи образована в два этапа — киммерийский (поздняя юра — ранний мел) и раннеальпийский (поздний мел — палеоген) [Hippolite, 2002], т. е. позже, чем доюрские, и раньше, чем альпийские надвиги в Карпатском регионе.

Таким образом, на линиях геотраверсов DOBRE-3 и DOBRE-4 прослеживается одна и та же закономерность в строении зоны перехода от ЕАП к АГП: а) продолжение коры ВЕП и СЭОЗ в сторону АГП по сравнению с линией выходов ее на поверхность фундамента (в целом это хорошо согласуется с положением линеамента А и границы 40 ± 2 км (см. рис. 2); б) надвигание на ВЕП ее каледонско-герцинского обрамления — Рава-Русской ЭОЗ на севере и СЭОЗ на юге; в) общность структуры ТЕШЗ, которая по данным ГСЗ не прослеживается по вертикали, но представляет собой полого падающую систему разломов, отделяющую ВЕП от надвигнутого на нее обрамления.

Геотраверс VI (участок Николаев — Черноморская впадина) [Соллогуб, 1986] и *профиль ГСЗ 25* [Баранова и др., 2008; Егорова и др., 2012] пересекают Каркинитский прогиб, СЭОЗ, Горный Крым (геотраверс VI) и ЗЧВ (рис. 5).

По геофизическим и геологическим данным [Соллогуб, 1986; Тектонічна ..., 2007; Khriachtchevskaia et al., 2010], граница ВЕП, т. е. ее сочленение на поверхности докембрийского фундамента с СЭОЗ, проходит под Каркинитским прогибом, имеющим пологое северное крыло и крутое южное (как и ПДП), при этом СЭОЗ надвинута на прогиб при неизвестной амплитуде надвигов. Складчатость сжатия, взбросы и надвиги северной вергентности развиты в осадочных отложениях, а также в фундаменте Каркинитского прогиба, который в отдельных местах надвинут на чехол ВЕП [Khriachtchevskaia et al., 2010].

Мощность земной коры на геотраверсе VI до широты Ялты 37—50 км, на профиле 25 (почти до края шельфовой зоны (ПК 370) — 40 км. На этих участках кора содержит мощный гранитный слой и нижний слой со скоростью более 6,5 км/с, т. е. полностью соответствует характеристикам коры ВЕП и ЭОЗ. Далее на юг в Черном море на геотраверсе VI земная кора на протяжении 120 км утоняется от 50 до 25 км (кора переходного типа), а на профиле ГСЗ 25 на отрезке 70 км (от 40 до 25 км и еще далее на юг 140 км) — от 25 до 16—19 км.

На профиле ГСЗ 25 (см. рис. 5) у подножия континентального склона (ПК 325) в палеозойском и докембрийском фундаменте установлен круп-

ный сброс (подтверждаемый и данными ОГТ [Khriachtchevskaia et al., 2009]) амплитудой до 8 км и шириной по падению около 20 км, начиная от которого мощность молодых осадков Черноморской впадины (от палеоцена до квартера + слой воды) возрастает до 13—14 км [Егорова и др., 2012]. Этот сброс отражает, по сути, границу между СЭОЗ и корой переходного и океанского типа ЗЧВ (микроплиты). Его наклон к югу составляет около 20°, что еще больше подчеркивает его сходство с ТЕШЗ.

На геотраверсе VI граница между СЭОЗ и корой переходного типа устанавливается в 30—40 км к югу от Крымского побережья в пределах Южно-Бережной сейсмогенной зоны [Соллогуб, 1986]. Здесь по данным ГСЗ и ОГТ также отмечается сброс в палеозойском фундаменте и резкое увеличение мощности молодых осадков Черноморской впадины, а также крупный взброс амплитудой 15—20 км по Мохо, отделяющий тонкую кору ЗЧВ от толстой коры СЭОЗ.

Таким образом, на обоих рассмотренных профилях граница между толстой и тонкой корой прослеживается достаточно четко так же, как в обобщениях [Структура ..., 1978; Grad et al., 2008], при этом строение зоны перехода указывает на режим растяжения и рифтогенеза, при котором формировалась ЗЧВ. По данным ОГТ, структура осадочных пород от верхнего мела и моложе на этой границе отображает деформацию скорее сбросового, а не взбросового типа [Khriachtchevskaia et al., 2009].

Геотраверс DOBRE-2 [Starostenko et al., 2012] и *профиль ГСЗ 28/29* [Баранова и др., 2008; Егорова et al., 2010] (рис. 6) пересекают южную часть Приазовского мегаблока УЩ, Азовское море, Керченский полуостров (геотраверс DOBRE-2) и восточную часть Черноморской впадины (профиль 28/29). Между профилями 28 и 29 существовал не изученный сейсмическими методами промежуток около 20 км, занимающий Керченский шельф. Этот участок, относящийся к контакту между континентальной и субокеанской корой, был недавно изучен методом локальной сейсмотомографии [Гобаренко и др., 2014] на глубине 15—40 км, давшим важную информацию для геодинамических построений.

Согласно геолого-геофизическим данным, южная граница ВЕП и ее контакт с СЭОЗ в районе исследований проходит в Азовском море между Азовским валом и Индоло-Кубанским прогибом. По данным ГСЗ—ОГТ континентальная кора СЭОЗ мощностью 43—38 км продолжается на юг еще 90—100 км под Индоло-Кубанским прогибом, Керченским полуостровом

и частью Керченского шельфа, что полностью согласуется с границей между толстой и тонкой корой, по [Структура ..., 1978; Grad et al., 2008]. Далее (примерно 30 км) через прогиб Сорокина на глубине 38—22 км прослеживается кора переходного типа, а еще далее — субокеанская кора Восточно-Черноморской впадины (ВЧВ) и континентальная или субконтинентальная кора мощностью около 30 км Центрально-Черноморского поднятия (валы Андрусова и Архангельского).

По сейсмогеологическим данным, в районе исследований меловые отложения Северо-Азовского бассейна образуют серию надвигов северной вергентности на фундамент ВЕП [Афанасенко и др., 2007]. В то же время к югу от Центрально- и Восточно-Крымского побережья, судя по строению осадочной толщи по сейсморазведочным данным [Finetti et al., 1988; Терехов, Шимкус, 1989], происходит южновергентное надвигание СЭОЗ на олигоцен-неогеновые комплексы северного края прогиба Сорокина [Литосфера ..., 1994; Гончар, 2013].

Большой Кавказ. Геофизические и геологические данные позволяют продолжить закономерности, установленные на геотраверсах VI, DOBRE-2, профилях ГСЗ 25, 28 и 29, далее на юго-восток ВЧВ и Большой Кавказ (БК).

По материалам ГСЗ [Pavlenkova, 1996], скоростные характеристики СЭОЗ к северу от БК близки к таковым ВЕП, а ее толщина более 40 км (рис. 7). Под БК толщина коры, как и под Горным Крымом, увеличивается до 50 км, а южнее снова уменьшается до 40 км и более. Учитывая палеотектонические реконструкции, например [Зоненшайн и др., 1990; Казьмин, Тихонова, 2005], можно думать, что БК, как и Горный Крым, сформирован на фундаменте СЭОЗ (так называемого Макерского микроконтинента), который под южным склоном БК соединяется с фундаментом Закавказского срединного массива (или такой же ЭОЗ), сходного по происхождению с герцинидами Европы [Зоненшайн и др., 1990]. Продолжаясь под северной частью Рионской впадины на северо-запад, этот массив (или ЭОЗ) выходит на глубине под континентальный склон ВЧВ.

Как и к югу от Восточно-Крымского побережья (северный край прогиба Сорокина), олигоцен (майкоп)-неогеновые отложения северовосточного склона Туапсинского прогиба смяты и пододвинуты под складчатые комплексы БК, либо последние надвинуты на первые [Казьмин и др., 2004; Афанасенко и др., 2007]. Согласно данным о механизмах очагов крымских

и кавказских землетрясений и их глубине [Вардапетян, 1979; Пустовитенко и др., 1989; Гинтов, 2005], можно предполагать надвигание СЭОЗ и Закавказского массива на северо-восточный край ВЧВ (или подвиг последнего под первые [Гобаренко и др., 2014]) и в настоящее время.

Приведенные материалы о структуре зоны сочленения коры ЕАП, ЗЕП и АГП позволяют предложить некоторое обобщение.

1. Рассмотренные данные показывают, что важному вопросу палеогеографической и геотектонической позиции пояса эпиорогенных зон (Рава-Русской и Скифской) Украины, расположенных между АГП и ВЕП, до сих пор уделялось недостаточно внимания.

В работе [Зоненшайн и др., 1990] СЭОЗ (или Скифская плита) описывается в составе "Альпийского пояса юга СССР" как шельфовая часть северной пассивной окраины Тетиса. К северной периферической части Альпийского пояса Скифскую плиту относил также А. В. Чекунов [Литосфера ..., 1994]. Однако полученные недавно U-Pb датировки цирконов из андезитобазальтов, андезитов и плагиориодацитов Ломоносовского подводного массива и даек базитов-ультрабазитов мыса Фиолент (южный край СЭОЗ в акватории Черного моря и юго-западной части Крымского полуострова) дали экзотические для АГП цифры возраста от $1\,759 \pm 25$ до $2\,091 \pm 10$ млн лет и даже $2\,809 \pm 19$ млн лет [Шнюкова, 2013]. Другими словами, фундамент СЭОЗ, из которого были захвачены упомянутые цирконы, имеет раннепротерозойский возраст, что абсолютно не характерно для АГП.

В работе [Хаин, Сеславинский, 1991] история палеогеографического развития ЭОЗ исследуемой территории рассматривается от среднего девона до раннего триаса в составе ВЕП. В позднем палеозое — раннем триасе ЭОЗ испытала позднегерцинский орогенез, вызванный субдукцией Палеотетиса под Евразию. Это событие связывает ЭОЗ с ЗЕП. Субдукция под Евразию в позднем триасе — ранней юре маркируется Киммерийским окраинно-континентальным поясом (вулканической дугой), прослеживаемым через Добруджу, Крымский полуостров, Мангышлак [Зоненшайн и др., 1990]. Вместе с тем конец мела — кайнозой знаменуется отложением в пределах ЭОЗ платформенного чехла, общего с ВЕП.

Как видим, вопрос отнесения ЭОЗ к АГП или ЕАП решается не просто. Ясность, по-видимому, должны внести геофизические данные. Последние такие исследования [Stephenson et al., 2004; Saintot et al., 2006] показывают, что

СЭОЗ могла быть заложена на коре докембрийской ВЕП, испытавшей последующую переработку в ходе позднепротерозойских и палеозойских процессов активизации вдоль южной окраины протоконтинента Балтика.

Анализируемые нами геофизические материалы подтверждают этот вывод. Наиболее важные данные — приведенные выше скоростная характеристика и мощность коры ЭОЗ, которые практически неотличимы от аналогичных характеристик ВЕП. В принципе то же можно сказать о характере гравитационного и магнитного полей. В частности, известная Одесская региональная магнитная аномалия, связанная с раннедокембрийскими породами гнейсовой и железорудной формаций, продолжается с УЩ в пределы северо-западного шельфа Черного моря до широты $44,5^\circ$ с. ш. [Орлюк и др., 2013], т. е. охватывает и СЭОЗ. Правда, в зоне контакта ВЕП и СЭОЗ аномалия имеет пережим и самый южный ее отрезок развернут в близширотном направлении. Однако необходимо учитывать, что, как будет показано далее, СЭОЗ неоднократно отделялась от ВЕП и присоединялась к ней, поэтому подобный характер аномалии вполне объясним.

Локальная составляющая магнитного поля СЭОЗ в Степном Крыму и Азовском море, с поправкой на достаточно большую мощность осадочного чехла, подобна таковой некоторых районов щита, например Ингульского мегаблока [Нечаева та ін., 2002; Кравченко и др., 2003].

Поле аномалий теплового потока СЭОЗ интенсивностью $60\text{—}80$ мВт/м² является восточным продолжением аналогичного поля ЗЕП [Егорова, 2005]. Однако это, скорее всего, указывает не на единство рассматриваемых структур, а на общность воздействовавших на них тектонотермальных процессов во время герцинского орогенеза и мезо-кайнозойских активизаций.

Как отмечает Р. И. Кутас, повышенные тепловые потоки Скифской плиты по сравнению с ВЕП являются результатом ее более активного развития, начиная с палеозоя [Кутас и др., 1997; Кутас, 2010]. Действительно, повышенная активность СЭОЗ объяснима ее положением на границе с активно развивающимся АГП. В. В. Юдин считает повышенные тепловые потоки Равнинного Крыма предвестниками посленеогенового активноокраинного магматизма, отмеченного на Кавказе [Юдин, 2007].

Таким образом, мы приходим к выводу, что в пределах Украины ЭОЗ вместе с ВЕП является частью ЕАП.

К АГП, как и в Карпатском регионе, следует отнести образованные на коре СЭОЗ краевые прогибы Северной Добруджи, Горного Крыма и Северо-Западного Кавказа, а именно: Преддобруджинский, Предгорнокрымский, Индоло-Кубанский. После этого можно обсудить геофизические и геологические особенности коровой границы перехода от ЕАП к АГП.

2. В пределах Украины и прилегающих к юго-запада государств геофизическая коровая граница прослеживается по хорошо согласующимся независимым результатам анализа ГСЗ ([Структура ..., 1978; Grad et al., 2008], материалы данной статьи), как зона перехода от толстой (более 40 км) к тонкой (не более 35—40 км) коре (см. рис. 2). При этом тонкая кора АГП характеризуется значительными колебаниями мощности — в ней содержатся участки субконтинентальной (не более 30 км), субокеанской (не более 25 км) и океанской (не более 20 км) коры, относящиеся к районам Черноморской и Паннонской депрессий. Изменения мощности коры ЕАП в пределах Украины не столь значительны — при преобладании континентальной коры толщиной 40 ± 2 км встречаются участки мощностью и менее 40, и более 45 км. Для дальнейших ориентировочных прикидок в изучаемом регионе можно принять среднюю мощность коры АГП около 30 км, а ЕАП и СЭОЗ — около 40 км.

3. Геологическая и геофизическая коровые границы ЕАП и АГП не совпадают (см. рис. 2) — геологическая практически везде находится севернее геофизической (как бы "лежит" на ЕАП). При этом такое несовпадение имеет разный генетический смысл для западной и восточной частей исследуемой территории. В районе Карпат и Добруджи несовпадение связано с масштабным надвиганием альпийских сооружений с юга и юго-запада на ЕАП и ЗЕП. В районе Горного Крыма и Большого Кавказа альпийские сооружения изначально сформировались на коре СЭОЗ севернее геофизической коровой границы, имеют в основном южную вергентность и соответствующее надвигание в южном направлении, хотя их основная часть продолжает оставаться севернее геофизической границы.

4. Эпиорогенные зоны, составляющие внешнюю часть ЕАП, повсеместно надвинуты на ВЕП, при этом ширина зоны надвигов составляет от нескольких до 60 км. Надвигание ЭОЗ на ВЕП на разных участках происходило с перерывами в разное время, начиная с каледонского и заканчивая альпийским этапом тектогенеза. Ис-

ключение, возможно, составляет участок сочленения СЭОЗ с ВЕП в районе Кряжа Карпинского между Азовским и Черным морями, где, по предположению М. Л. Коппа [Копп, 2005], ЭОЗ пододвинута под ВЕП.

5. Сочленение СЭОЗ с АГП различается на континенте и в пределах Черноморской впадины — на континенте осадочный чехол АГП надвинут на СЭОЗ, в Черном море сочленение имеет сбросовый характер, связанный с рифтингом (на западе), либо СЭОЗ надвинута на осадки ВЧВ.

Литосфера. Для дальнейшего геодинамического анализа важно знать соотношение средних плотностей литосферных плит, микроплит и террейнов АГП и ЕАП, т. е. их "плавучести", так как основные геодинамические процессы происходили и продолжают происходить на их границах.

Соотношение мощности, скоростной и плотностной характеристик коры исследуемого региона показывают, что кора АГП тоньше и легче коры ЕАП [Grad et al., 2006, 2008; Баранова и др., 2008; Старостенко и др., 2010; Yegorova, Gobarenko, 2010; Гобаренко, Яновская, 2011; Егорова и др., 2012; Трипольский и др., 2012; Козленко и др., 2013]. По ориентировочной прикидке средняя скорость продольных волн в коре АГП на 0,4—0,6 км/с ниже, чем в коре ЕАП, а средняя плотность соответственно меньше на 0,08—0,12 г/см³ (посредством обобщения приводимых различными авторами соотношений $\sigma = f(V_p)$ можно принять приближенные соотношения $\Delta\sigma \approx 0,2 \Delta V_p$ для коры и $\Delta\sigma \approx 0,3 \Delta V_p$ для верхней мантии).

Средняя толщина литосферы АГП в регионе, согласно работам [Blundell, 1999; Егорова, Старостенко, 2006; Artemieva et al., 2006], может быть принята около 80 км, ЕАП — 200 км (150—200 км, по [Литосфера ..., 1994]). Учитывая, что среднее значение V_p мантии АГП до глубины 200 км [Цветкова, Бугаенко, 2012] приблизительно на 0,16 км/с меньше, чем мантии ЕАП, ее плотность меньше на $\sim 0,04$ г/см³ [Егорова, Старостенко, 2006]. При этом, однако, средняя плотность литосферной мантии выше средней плотности коры на 0,3 г/см³ для литосферы ЕАП (район ВЕП) и на 0,4 г/см³ (район Паннонской депрессии) — 0,7 г/см³ (Черноморская впадина) для литосферы АГП [Starostenko et al., 2013 а; Егорова и др., 2012].

Суммируя все эффекты и принимая во внимание средние мощности коры и литосферной мантии АГП и ЕАП, можно подсчитать, что среднее значение V_p подкоровой мантии АГП в ра-

йоне Паннонской депрессии на 0,3—0,4 км/с меньше, чем в районе ЕАП (по данным геотраверса DOBRE-3), а плотность ниже на ~ 0,1 г/см³. В пределах Черноморской впадины и прилегающей с севера ЕАП эти соотношения таковы: среднее значение V_p меньше на 0,1—0,15 км/с, а средняя плотность меньше на 0,03—0,05 г/см³.

Другой подход, который потребуется при обсуждении геодинамических процессов, заключается в том, что необходимо сравнивать характеристики V_p и σ не собственно плит, толщина которых известна очень приближенно, а слою литосферы АГП и ЕАП одинаковой мощности — либо около 80 км, либо около 200 км (в последнем случае к литосфере АГП присоединяется еще некоторый слой подстилающей астеносферы). Расчет показывает, что в таком случае при мощности слоев 80 км для Паннонской депрессии и ВЕП $\Delta V_{p, АГП-ВЕП} \geq 0,3$ км/с, $\Delta \sigma_{АГП-ВЕП} \geq 0,05$ г/см³, для Черноморской впадины имеем $\Delta V_{p, АГП-ВЕП} \geq 0,02$ км/с, $\Delta \sigma_{АГП-ВЕП} \geq 0,0$ г/см³. При мощности слоев 200 км для Паннонской депрессии и ВЕП значения $\Delta V_{p, АГП-ВЕП} \geq 0,02$ км/с, $\Delta \sigma_{АГП-ВЕП} \geq 0,0$ г/см³, а для Черноморской впадины $\Delta V_{p, АГП-ВЕП} \geq 0,05$ км/с, $\Delta \sigma_{АГП-ВЕП} \geq 0,01$ г/см³.

Как видим, при равенстве слоев "кора + мантия" на глубине 50—200 км их плотности в пределах АГП и ЕАП либо равны, либо плотность слоев АГП несколько превышает плотность ЕАП.

Структура верхней мантии. При рассмотрении характеристики литосферы региона уже приходилось частично касаться некоторых скоростных и плотностных параметров мантии. Однако в дальнейшем нас, кроме этих параметров, будут интересовать структурные особенности верхней мантии, лучше всего отражающие геодинамические процессы, происходящие в ней (при характеристике мантии использовалась физико-минералогическая модель Пущаровских [Пущаровский, Пущаровский, 2010]).

Такие структурные данные получены на основе методики построения 3D P -скоростной модели мантии под Евразией [Цветкова, Бугаенко, 2012; Старостенко и др., 2013] методом тейлорового приближения [Геуко, 2004], а также методики локальной сейсмической томографии (основанной на методе Бэйкуса—Гильберта) Черноморской впадины [Гобаренко, Егорова, 2008; Гобаренко, Яновская, 2011]. Были построены горизонтальные и вертикальные скоростные сечения мантии Евразии (горизонтальные с шагом через 25 км, вертикальные широтные и долготные через 0,5—1°) для глубин 50—850, 50—1100, 50—1700, 50—2500 км (в за-

висимости от детальности покрытия территории сейсмическими лучами). Горизонтальные сечения представлены в изолиниях скорости V_p , а вертикальные — в значениях невязок $\delta = V_p - V_{ref}$, где V_{ref} — референтная скоростная модель мантии Евразии. Представление вертикальных сечений в невязках позволяет более рельефно отразить внутреннее строение мантии.

Как показано в работе [Гейко и др., 1998], точность определения V_p методом тейлорового приближения составляет $\pm 0,015$ км/с, поэтому основные скоростные изолинии на сечениях проведены через 0,05 км/с (изолинии 0,025 являются промежуточными).

Следует отметить, что результаты определения скорости V_p зависят от использованных систем наблюдения. Естественно ожидать, что введение поправок за скоростные характеристики коры, полученные по данным ГСЗ, по отношению к поправкам за кору, используемым в стандартных моделях при обработке данных в бюллетенях ISC, могут давать различные результаты при определении значений скорости.

Как показывают результаты сейсмоотографического изучения УЩ, при введении поправки за скоростное влияние коры значения δ на глубине 50—200 км могут изменяться на $\pm (0,03—0,04)$ км/с. На больших глубинах влияние коры практически не заметно [Шумлянская и др., 2014].

Учитывая это, а также влияние других случайных погрешностей, результаты исследований представлены также в виде горизонтальных сечений средних скоростей $V_{p, ср}$ в пределах слоев мантии толщиной 50, 150, 200, 250, 350 км для региональных и 10, 15, 25 км для локальных сейсмоотографических моделей [Геуко, 2004; Гобаренко, Яновская, 2011].

На рис. 8 впервые представлены осредненные горизонтальные сечения $V_{p, ср}$ исследуемого региона для слоев 50—100 и 400—650 км. Они показывают, что на глубине 50—100 км $V_{p, ср}$ в мантии АГП на ~ 0,2 км/с меньше, чем в мантии ЕАП. В переходном слое верхней мантии на глубине 400—650 км возможно обратное соотношение: здесь $V_{p, ср}$ в мантии АГП на ~ 0,1 км/с больше, чем в мантии ЕАП. Инверсия скоростей происходит постепенно приблизительно на глубине 250—400 км.

В дальнейшем для вертикальных сечений трехмерной скоростной модели будем использовать значения не V_p , а δ , поскольку изолинии последних дают более четкое представление о градиентной скоростной среде и, как уже отмечалось, при постоянном росте V_p с глубиной более рельефно отражают вариации ско-

ростей и структурные особенности мантии. Наибольший интерес представляет изолиния $\delta = 0$, которая с точностью $\pm 0,015$ км/с отражает переход от неоднородностей мантии относительно повышенной скорости к таковым относительно пониженной скорости.

Вертикальные сечения скоростной модели через наиболее интересные участки пограничной зоны АГП/ЕАП представлены на рис. 3 и 9. На сечениях видно, что мантия изучаемого региона в скоростном отношении неоднородна. В пределах верхней мантии (она для нас наиболее интересна) выделяются ограниченные нулевой изолинией скоростные неоднородности толщиной от 100 до 250 км — так называемые наклонные слои, которые погружаются с уровня 50 км на глубину то со стороны АГП, то ЕАП. Достоверность неоднородностей не вызывает сомнений, так как они прослеживаются на группах из нескольких параллельных сечений (от трех до пяти, построенных через 1°) почти без изменения формы. Выбранные для демонстрации вертикальные сечения располагаются, как правило, в середине таких групп. Для упрощения решаемой задачи рассмотрены в основном долготные сечения (при одном широтном и одном северо-восточном), хотя многие широтные сечения также дают важную информацию о строении мантии изучаемого региона.

Наклонные слои, погружающиеся со стороны АГП, характеризуются относительно пониженными скоростями, а со стороны ЕАП — относительно повышенными. Нулевая изолиния (иногда промежуточная изолиния $+ 0,025$ или $- 0,025$) ограничивает *кровлю* и *подошву* слоя. Точка перегиба ограничивающей изолинии при переходе от кровли к подошве относительно низкоскоростного слоя не опускается практически ниже глубины 300 км. Вообще подошвы таких слоев могут опускаться: относительно низкоскоростных до глубины 400 км (рис. 9, г), относительно высокоскоростных до 500—600 км (рис. 9, б). Часто относительно низкоскоростные слои раздваиваются на нижний и верхний (рис. 9, д—ж), тогда нижний слой может опускаться до глубины 500 км. По латерали наклонные слои прослеживаются в мантии от 200 (сечение 39° в. д.) до 750 км (сечение 44° в. д.).

Для того, чтобы показать характер погружения наклонных слоев вдоль всей рассматриваемой зоны перехода от ЕАП к АГП, данные по нулевым изолиниям всех сечений сведены на рис. 10, где показаны *проекции* на земную поверхность нулевых изолиний кровли наклонных слоев с глубин 50, 100, 150—250 и 300 км.

Зона перехода разбита на отрезки от ab до ef , соответствующие разным типам контактов наклонных слоев: падающих вертикально, погружающихся под ЕАП, погружающихся под АГП. При таком способе изображения субвертикальные контакты относительно низко- и высокоскоростных слоев верхней мантии отражаются слиянием проекций изолиний (например, участок bc), а смена направления погружения контакта — их пересечением (точки a, d, e). Чтобы легче было представить, какого типа слой мантии погружается (и в каком направлении), они обозначены стрелками разного тона.

Интерес представляет проекция нулевой изолинии для глубины 50 км, близкой к поверхности Мохо, поскольку от нее начинается прослеживание наклонных мантийных слоев. В пределах континента эта проекция (как и все остальные) построена по данным работы [Цветкова, Бугаенко, 2012], а в пределах Черного моря — по данным [Гобаренко, Яновская, 2011], так как площадь акватории методом локальной сейсмотомографии на глубине 35—85 км изучена более детально. В этой работе для глубины 50 км нулевая изолиния ($\Delta V/V = 0$) определяется так же, как и в работе [Цветкова, Бугаенко, 2012], поскольку в обеих моделях средняя скорость на глубине 50 км одинакова и составляет 7,93 км/с.

Нулевая изолиния на глубине 50 км, разделяющая области подкоровой мантии относительно пониженной и повышенной скорости, в целом близка к границе между тонкой корой АГП и толстой корой ЕАП. Исключение составляет Черноморская впадина, в пределах которой кора предельно тонкая, а подкоровая мантия относительно высокоскоростная (см. рис. 2).

Геодинамический анализ. После закрытия в конце мезозоя — начале кайнозоя западной части океана Неотетис (Тетис, по [Зоненшан и др., 1990]) в зоне сочленения АГП с ЕАП начался коллизионный процесс, который на разных участках изучаемой территории имеет различные, в определенной мере противоположные, тенденции.

В Украинских Карпатах коллизия началась в олигоцене, когда океан Магура закрылся, а микроплиты Алькапа и Тиссия-Дакия вплотную подошли к ЗЕП [Гинтов и др., 2014]. При этом, как показано в отмеченной работе, вслед за океанской литосферой в зону субдукции начала затягиваться и континентальная.

В Северной Добрудже коллизия началась еще в мелу в результате столкновения Мизийского террейна с ЕАП [Зоненшан и др., 1990; Нирро-

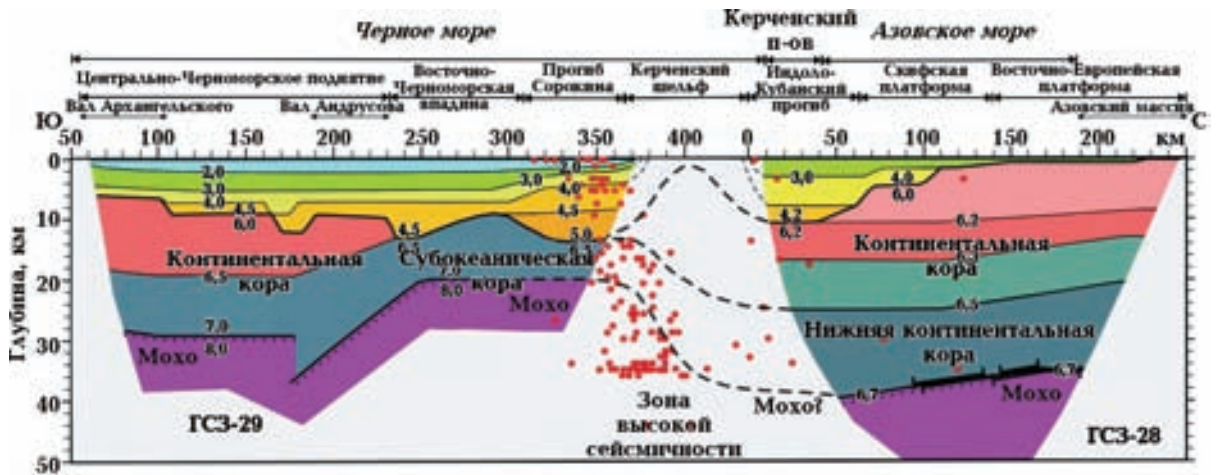


Рис. 6. Скоростная модель земной коры центральной части Черного моря вдоль профилей 28 и 29 по данным ГСЗ [Баранова и др., 2008; Yegorova et al., 2010]. Условные обозначения на рис. 5. Красными точками показаны очаги слабых ($M \leq 3$) землетрясений.

lite, 2002; Csontos, Vörös, 2004]. В позднем мелу она была прервана раскрытием Западной части Черноморской впадины, но в начале палеогена продолжилась.

На месте современной Черноморской впадины еще в раннем мелу (неоком—апт) существовал коллизионный ансамбль террейнов, представленный: массивами Мизийским, Родопским и Сакария, Стамбульской зоной, Центральными и Восточными Понтидами, Валом Шатского, Закавказским массивом [Saintot et al., 2006; Golonka, 2004]. Этот континентальный коллаж примыкал на севере либо непосредственно, либо через узкий раннекиммерийский складчатый пояс к СЭОЗ в районе Добруджи, Крыма

и Предкавказья [Казьмин, Тихонова, 2006]. К югу располагался Вардарский бассейн Неотетиса, субдукция которого в альбе под этот коллаж привела к началу раскрытия задугового Черноморского бассейна. В среднем эоцене произошло полное закрытие Неотетиса, но внутри коллизионного пояса возникли новые участки океанской (ЗЧВ) и субокеанской (ВЧВ) литосферы, которые сейчас рассматриваются как возможные носители В-субдукции под Крым и Большой Кавказ.

Таким образом, в настоящее время коллизионный пояс между АГП и ЕАП на изучаемой территории является сложной сутурной зоной, состоящей из отдельных сутур, смещенных друг



Рис. 7. Скоростная модель земной коры вдоль профиля ГСЗ Волгоград—Нахичевань, по данным [Pavlenkova, 1996]: 1 — осадочный чехол; 2—4 — слои консолидированной коры со скоростями P -волн (2 — $6,0 \div 6,4$ км/с, 3 — $6,5 \div 6,7$ км/с, 4 — $6,8 \div 7,2$ км/с); 5 — поверхность фундамента; 6 — граница М; 7 — отражающие площадки; 8 — изолинии скорости, км/с.

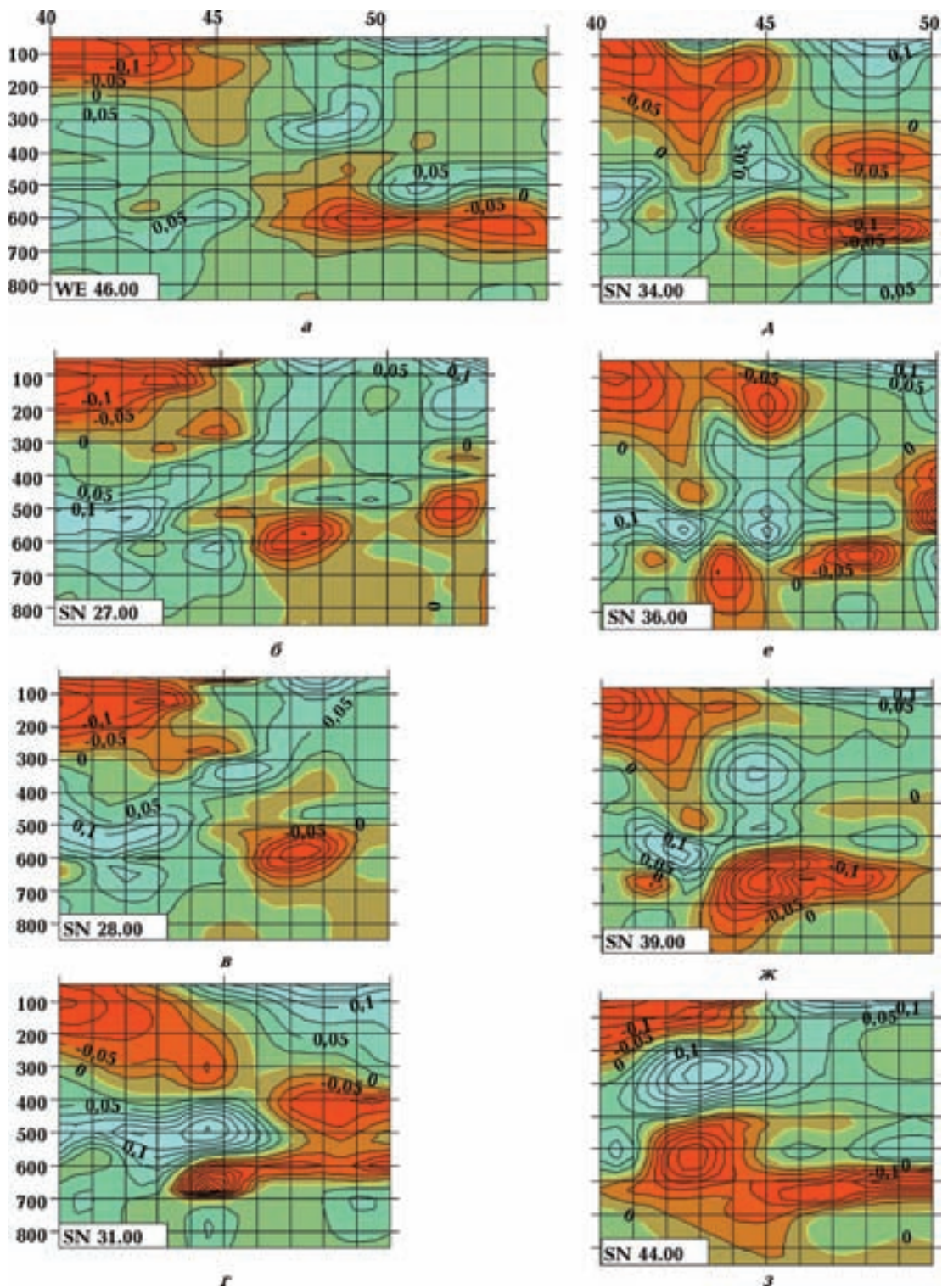


Рис. 9. Вертикальные сечения 3D P -скоростной модели мантии под ЕАП и АГП, по [Цветкова, Бугаенко, 2012]. Изолинии даны в невязках δ , км/с. Соотношение вертикального и горизонтального масштабов $\sim 1 : 1$. На горизонтальной поверхности меридиональных сечений показаны широты (с. ш.), на широтном — долготы (в. д.). Географическое расположение сечений показано на рис. 10.

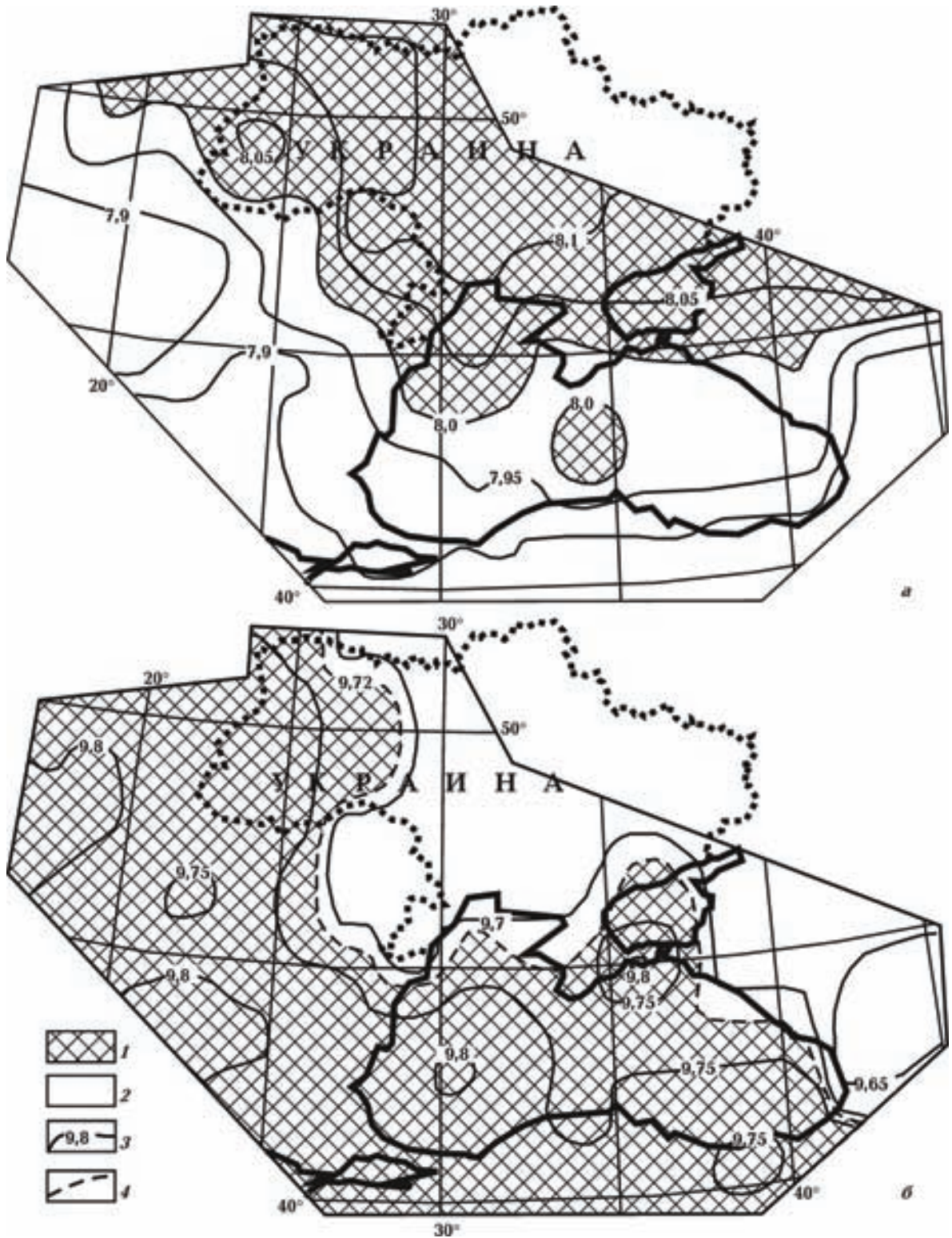


Рис. 8. Осредненные горизонтальные скоростные сечения слоев мантии, охватывающих глубины 50—100 км (а) и 400—650 км (б): 1 — участки мантии относительно повышенной скорости; 2 — то же относительно пониженной скорости; 3 — проекции изолиний $V_{P\text{cp}}$ на земную поверхность; 4 — проекция на земную поверхность изолинии V_{ref} для слоя 400—650 км.

относительно друга трансформными разломами и микроплитами, имеющих разное простираение, падающих как под ЕАП, так и под АГП, и на большинстве участков характеризующихся повышенной сейсмичностью.

Палеотектонические реконструкции изучаемого региона выполнены в многочисленных работах, ссылки на которые уже приводились выше. Наша задача заключается в необходимости "заглянуть поглубже" в кору и мантию, чтобы по возможности увязать то, что хорошо изучено на поверхности, с происходящим на глубине.

В данной работе основное внимание уделено процессам в верхней мантии (в том числе литосфере) и частично переходной зоне верхней мантии. Имеющийся материал региональной сейсмоотомографии по району исследования дает такую возможность. Как будет показано ниже, анализ строения верхней мантии и процессов, происходящих в ней, связан с изучением многих проблем, которые еще до конца не решены.

Природа наклонных слоев. Приведенные на рис. 3 и 9 вертикальные сечения показывают, что на двух из пяти участках переходной зоны относительно низкоскоростные наклонные слои погружаются с юга на север в относительно высокоскоростную мантию (сечения вдоль профиля DOBRE-3, 31, 36 и 39° в. д.), а на двух других — относительно высокоскоростные погружаются с севера на юг в относительно низкоскоростную мантию (сечения 28 и 44° в. д.). На одном участке контакт вертикальный.

Подчеркнем, что сечения начинаются с глубины 50 км, поэтому для дальнейшего анализа необходимо использовать данные, приведенные в первом разделе, учитывающие влияние параметров коры. Согласно этим данным, коромантийные слои АГП и ЕАП одинаковой мощности в исследуемом районе имеют приблизительно одинаковую "плавучесть" с некоторым, весьма незначительным, преобладанием "плавучести" слоев ЕАП. Это дает право утверждать, что в условиях коллизии и достаточно сильного сжатия, ориентированного субперпендикулярно коллизионной зоне, возможны процессы погружения и затягивания коромантийных слэбов на глубину как с одной, так и с другой стороны.

В связи с этим необходимо разобраться, что собой представляют рассматриваемые верхнемантийные "наклонные слои" и являются ли они слэбами, т. е. погруженными в мантию участками субдуцирующих литосферных плит, трас-

сирующими бывшие или современные зоны субдукции.

Рассмотрим ряд признаков и факторов, позволяющих утверждать, что это именно так. Для анализа в отдельных случаях воспользуемся фундаментальным обобщением "Современные проблемы геотектоники и геодинамики" [Лобковский и др., 2004].

1. Точки начала погружения наклонных слоев. Погружение наклонных слоев, как видно на рис. 3, 9, г, е—ж, начинается от точки пересечения нулевой изолинии с поверхностью – 50 км. Проекция нулевой изолинии – 50 км на земную поверхность близка к границе АГП с ЕАП, т. е. погружение начинается от этой границы. Иная картина может наблюдаться в коре, к чему мы вернемся несколько позже.
2. Состав и структура наклонных слоев. Как уже указывалось, скоростные и плотностные параметры коры и мантии АГП и ЕАП, т. е. их плавучесть, не противоречат возможности их участия в субдукционном процессе. Тем более что погружение континентальной литосферы в мантию глубже 100 км, и даже до 250 км, рассматривается как факт в работе [Лобковский, 1988; Лобковский и др., 2004]. Вместе со всей литосферой в зону субдукции затягивается и кора, поэтому включение коры в состав наклонных слоев правомерно.
3. На многих вертикальных сечениях, особенно на таких, как сечения 36 и 39° в. д., видно, что наклонные слои не заканчиваются нулевой изолинией, а без перерыва продолжают дальше слоями с невязками $0 \leq \delta \leq 0,025$ км/с. Поскольку континентальная литосфера затягивается в зону субдукции вслед за океанской, можно предположить, что эти слои отражают (правда, на уровне чуть выше точности) *остатки океанской литосферы, субдуцировавшей ранее континентальной.*
4. Литосфера субдуцирует, как полагают [Лобковский и др., 2004], не по поверхности астеносферы, а вместе с ее верхними слоями, поэтому в структуру наклонных слоев необходимо включать и *часть астеносферы.*

Кстати, с геодинамических позиций астеносфера существует повсеместно, даже мало мощная под древними кратонами, хотя пока не везде обнаруживается геофизическими методами. Считается [Лобковский и др., 2004], что астеносфера может быть связана не только с частичным расплавлением вещества мантии, но и с его аморфизацией.

5. Толщина наклонных слоев. Анализ региональных сейсмотомографических разрезов Европы [Гейко и др., 1998; Цветкова, Бугаенко, 2012] показывает, что минимальная толщина оконтуриваемых нулевой изолинией скоростных неоднородностей составляет 50 км. Более тонкие слои — низкоскоростная континентальная и высокоскоростная океанская или субокеанская кора — в общей мощности наклонных слоев остаются, скорее всего, неразличимыми. Толщина наклонных слоев исследуемой зоны сочленения АГП и ЕАП в контурах нулевой изолинии составляет 200—250 км (см. рис. 3, 9). Если определять толщину по наибольшему сгущению скоростных изолиний (зонам максимальных градиентов), как это делается в геофизике, она будет равна 150—200 км. Причем это не только литосфера, но и увлекаемая вместе с ней часть астеносферы.
6. Форма наклонных слоев. Все наклонные слои исследуемой территории имеют протяженность, минимум в два раза превышающую их толщину. Максимальной вытянутостью (не менее 5×1) отличаются наклонные слои под ВК и восточной частью СЭОЗ (см. рис. 3, 9, з). Большинство наклонных слоев вначале относительно круто погружаются в мантию (имеется в виду, что это происходит на глубине 50 км и глубже), а затем на глубине от 100 до 250 км начинают выполаживаться. Приведенные характеристики верхнемантийных наклонных слоев зоны перехода от АГП к ЗЕП и ЕАП в исследуемом районе убеждают в том, что эти аномальные структуры представляют собой *сейсмотомографическое отображение слэбов*, погружающихся в астеносферу при современных геодинамических процессах, а также, возможно, сохранившихся и от более ранних процессов субдукции. В частности, материалы сейсмотомографического изучения мантии УЩ показывают [Гинтов, Пашкевич, 2010; Цветкова, Бугаенко, 2012], что на сейсмотомографических разрезах нередко можно различить скоростные неоднородности, отражающие геодинамические процессы, происходившие еще в докембрии (например, коллизию Фенноскандии и Сарматии).

Сопоставление с известными и предполагаемыми зонами субдукции. На рис. 10 нанесены известные и предполагаемые зоны субдукции, по [Зоненшан и др., 1990; Golonka et al., 2000; Csontos, Vörös, 2004; Казьмин и др., 2004; Казьмин, Тихонова, 2005, 2006; Юдин, 2007; Schmid et al., 2008; Гончар, 2013; Гинтов и др., 2014 и др.]

Известными, т. е. подтвержденными геолого-геофизическими материалами и признаваемыми большинством специалистов, являются зоны субдукции, составляющие вытянутый на тысячи километров субдукционный фронт, расположенный к юго-западу и к югу от ЕАП и сопровождавшийся еще в эоцене, а в Альпийско-Карпатском регионе в неогене, формированием вулканических дуг (на рис. 10 — Аджаро-Триалетская, Восточно- и Западно-Понтийская, Выгорлат-Гутинская вулканические дуги).

Остальные структуры подобного рода выделяются в отдельных работах. Например, юрская субдукция с севера на юг под Северную Добруджу предполагается в работе [Csontos, Vörös, 2004] для объяснения закрытия находившегося здесь субокеанского бассейна и формирования орогена. Субдукция Восточно-Черноморской микроплиты под Крым, предполагавшаяся А. В. Чекуновым в работе [Литосфера ..., 1994], смоделирована В. В. Гончаром при сопоставлении многих данных: изгиба Крымского орогена, складчатости в прогибе Сорокина, направления перемещения Аравийской плиты и др. [Гончар, 2013]. Эти же причины являются основанием для выделения зоны субдукции ВЧВ под БК. Иногда авторы выделяют надвиговые или поддвиговые пояса, не называя их зонами субдукции (например, [Казьмин и др., 2004] в Черноморско-Каспийском регионе). Однако при сопоставлении предполагаемых зон субдукции с сейсмотомографическими данными (см. рис. 10) они часто находят подтверждение.

К сожалению, время формирования скоростных неоднородностей мантии определить трудно. Уже отмечалось, что эти неоднородности могут отражать разновозрастные процессы, иногда даже докембрийские. Поэтому утверждать точно, что слэбы, фиксируемые в мантии, соответствуют по времени тому, что мы наблюдаем на поверхности, нельзя. Возможны лишь визуальные сопоставления.

Необходимо обратить внимание на сравнение некоторых структурных особенностей зон субдукции в коре и мантии, которые, с точки зрения авторов, могут быть использованы в дальнейшем развитии представлений о коллизионном процессе.

Украинские Карпаты (участок ab на рис. 10). Геодинамические особенности формирования Альпийско-Карпатского региона рассматриваются в многочисленных работах европейских геологов, геофизиков, палеомагнитологов. По Восточным (Украинским) Карпатам они обобщены в работах [Starostenko et al., 2013 а; Гин-

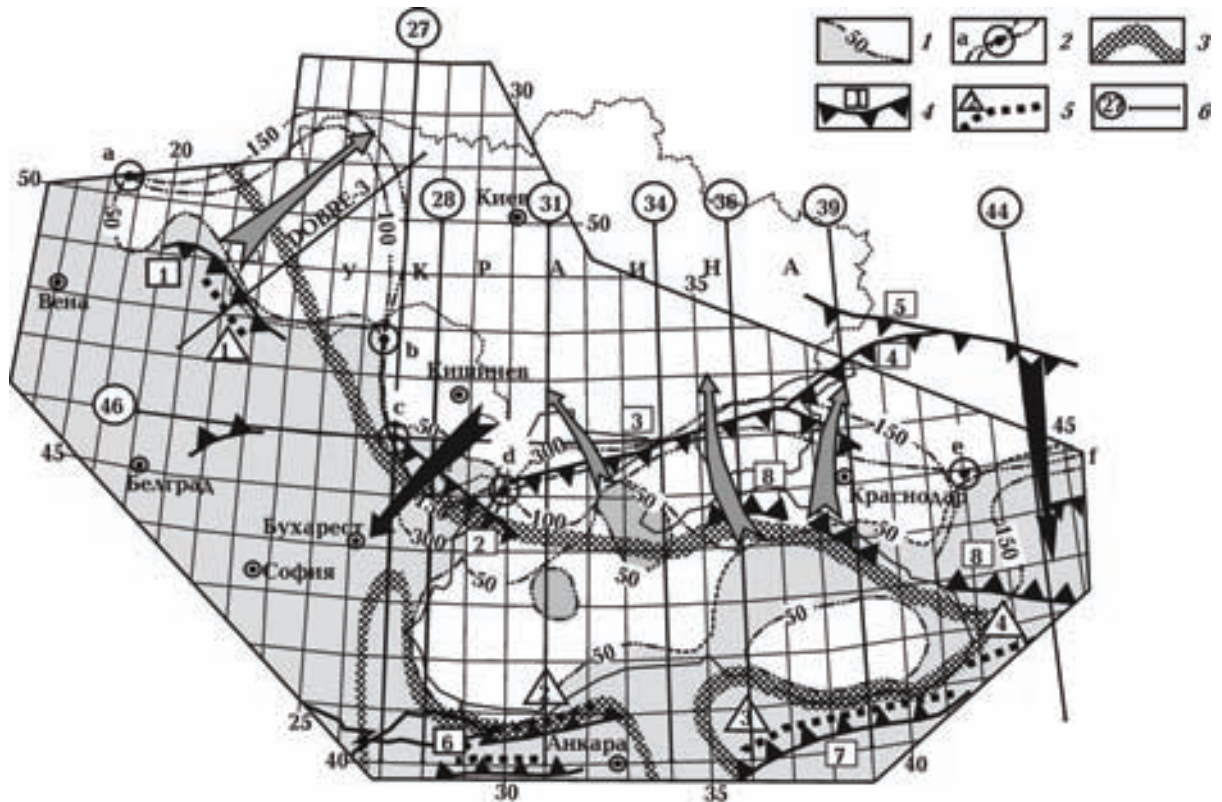


Рис. 10. Структурная схема кровли наклонных мантийных слоев в зоне сочленения ЕАП и АГП: 1 — относительно высокоскоростная (белое) и относительно низкоскоростная (серое) мантия на глубине до 200 км; 2 — проекции на земную поверхность нулевых изолиний невязок δ , ограничивающих кровлю наклонных слоев на глубинах 50, 100, 150, 250 (300) км. Точки в кружках а–f — пункты пересечения проекций; 3 — граница толстой и тонкой коры, по [Grad et al., 2008]; 4 — зоны субдукции и сутуры (1 — Пеннинская, 2 — Северо-Добруджинская, 3 — Северо-Крымская, 4 — Таганрогская, 5 — Донбасская, 6 — Стамбульская, 7 — Восточных Понтид, 8 — Крымско-Кавказская); 5 — вулканические дуги (1 — Вигорлат-Гутинская, 2 — Стамбульской зоны, 3 — Восточных Понтид, 4 — Аджаро-Триалетская); 6 — положение вертикальных сейсмотомографических сечений, показанных на рис. 3 и 9. Стрелками показано направление погружения и латеральная протяженность относительно высокоскоростных (черные) и относительно низкоскоростных (серые) наклонных слоев.

тов и др., 2014] после выполнения работ ГСЗ по международному геотраверсу PANKAKE (DOBRE-3), пересекающему юго-западную часть ВЕП, Украинские Карпаты и северо-восточную часть ПБ.

На рис. 3 двумерная P -скоростная модель земной коры и мантии до глубины 75 км вдоль геотраверса PANKAKE [Starostenko et al., 2013 a] сопоставляется с соответствующей ей P -скоростной моделью мантии до глубины 500 км, построенной по сейсмотомографическим данным [Цветкова, Бугаенко, 2012]. Структурные особенности мантии вдоль геотраверса подтверждаются сейсмотомографическими меридиональными ($23\text{--}25^\circ$ в. д.) и широтными сечениями ($49\text{--}51^\circ$ с. ш.).

Обе модели отражают субдукционно-коллизийный процесс, но совершенно по-разному.

Коровая сутура начинается в районе выхода на поверхность зоны Пеннинских утесов (РКВ) и погружается на юго-запад под ПБ (ПК 130, глубина 22 км). Это вполне соответствует представлению о субдукции океана Магура (или Пьемонт-Лигурия) под микроплиту Алькапа, которая в верхнем мелу была частью плиты Апулия (по [Csontos, Vögös, 2004]) или Южных Альп (по [Schmid et al., 2008]) и находилась на расстоянии 500—1 000 км на юго-запад от современного ее положения. Перемещение микроплит Алькапа и Тиссия-Дакия на северо-восток в течение верхнего мела — олигоцена под силовым воздействием Адриатической плиты завершилось закрытием океана Магура и далее начался коллизийный процесс, в течение которого эти микроплиты продолжали двигать-

ся на северо-восток, формируя дугу Карпатского орогена [Гинтов и др., 2014].

На сейсмотомографическом сечении слэб толщиной около 150 км начинается на глубине 50 км от ПК 170 и, погружаясь на северо-восток, продолжается на глубине 100—250 км еще почти 400 км под ВЕП, немного не доходя до границы УЦ. Промежуток между 22 и 50 км не освещен сейсмическими и сейсмотомографическими данными, поэтому взаимоотношение сутуры и слэба остается невыясненным.

Такое кажущееся противоречие данных ГСЗ и сейсмотомографии может иметь, с геодинамических позиций, несколько объяснений, из которых наиболее предпочтительны два: а) субдукция океана Магура происходила не только под микроплиту Алькапа, но и под ЕАП; б) движение слэба на северо-восток началось уже после закрытия океана Магура и вызвано продолжающимся нажимом Адриатической плиты.

Первое объяснение наиболее простое, но оно требует присутствия в средней части океана Магура зоны спрединга. Такая зона имеется на картах [Csontos, Vörös, 2004], отражающих время открытия этого океана в верхней юре (титон) и мелу (альб). Однако позже зона спрединга исчезает, а субдукция океана предусматривается только на юго-запад. Кроме того, подобная гипотеза требует ответа на вопрос, почему субдукция на юго-запад отмечается только в коре, а на северо-восток — только в мантии.

Второе объяснение более сложное с физической точки зрения, но оно имеет ответ на второй вопрос: если движение слэба на северо-восток началось после закрытия океана Магура, оно стерло мантийный след субдукции на юго-запад, а в более жесткой коре такой след сохранился.

Предположение о причине образования и движения слэба на северо-восток во втором механизме может быть следующим. Океан Магура был насыщен осадками с соседних континентов и мелкими террейнами, в результате чего его литосфера перед закрытием оказалась достаточно легкой. После закрытия океана его литосфера, находясь под давлением вышележащих континентальных плит, начала экструдировать в стороны. Движение на северо-восток обеспечивалось давлением Адриатической плиты с юго-запада.

Интересно, что экструдия разогретого мантийного вещества, перемещающегося на восток из Паннонского бассейна под Карпатский и далее (в целом более 300 км), предполагалась

и в геодинамической модели А. В. Чекунова [Литосфера ..., 1994]. Экструзивное тело (силл) мощностью до 80 км на глубине 50—130 км выделено по геотермическим и геоэлектрическим данным. Перемещаясь на восток, оно, в соответствии с моделью, "волокло на себе" верхние слои земной коры, формируя надвиги и шарьяжи. Однако масштабы этого силла (протяженность, мощность и глубина), а также его природа (подъем, а не погружение) не соответствуют приведенной выше модели слэба. Хотя, возможно, при повышении детальности геотермических и геоэлектрических исследований и их современной интерпретации удастся увязать их с данными сейсмотомографии.

СЭОЗ — Добруджа — Мизийская микроплита (участок cd на рис. 10). На сейсмотомографических сечениях 27 и 28° в. д. (см. рис. 9, б, в) отражен относительно высокоскоростной слэб толщиной от 100 до 250 км, который погружается на юг на глубину 400 км и более 300 км по латерали от широты Кишинева (контакт ВЕП и СЭОЗ) до широты Бухареста (под Мизийской микроплитой). До глубины 300 км он погружается круто (50—60°), а затем выполаживается.

Участок cd имеет ширину 200 км, соответствующую ширине области Добруджа. Кроме того, на границах участка, вблизи точек с и d, расположены известные сейсмогенные зоны — Вранча и Добруджа (см. рис. 2). Поэтому связь геодинамических процессов в регионе Добруджи со структурой мантии несомненна.

Южное погружение слэба в районе Добруджи не согласуется с общим характером геодинамических процессов при закрытии Альпийского бассейна Неотетиса, так как на большей части коллизионной зоны субдукция происходила на север под ЕАП. Однако более ранний процесс, а именно закрытие Палеотетиса в позднем палеозое — триасе, сопровождался, по мнению В. В. Юдина, субдукцией ВЕП под СЭОЗ перед их коллизией именно в южном направлении [Юдин, 2007]. Это автор и отразил в виде Северо-Крымской сутуры южного падения, пересекающей северную границу Крымского полуострова в районе залива Сиваш и продолжающуюся далеко на восток и запад. Погружение сутуры на юг почти на 100 км по латерали подтверждается и геотраверсом DOBRE-5. Следовательно, установленный на скоростных сечениях 27—29° в. д. слэб образовался, скорее всего, в позднем палеозое — раннем мезозое.

Субдукция в южном направлении к северу от Добруджи, согласно [Csontos, Vörös, 2004],

могла происходить и в юре в связи с сокращением Вардарского бассейна и формированием Добруджского орогена.

Обе сутуры — Северо-Крымская и Северо-Добруджская — показаны на рис. 10. На севере Крымского полуострова Северо-Крымская сутура проходит по контакту ВЕП и СЭОЗ, а далее на юго-запад отклоняется от этого контакта в район Северной Добруджи. Такое отклонение можно объяснить тем, что отмечавшийся выше обширный надвиг СЭОЗ на ВЕП, наблюдаемый на участке *cd*, произошел позже образования Северо-Крымской сутуры.

Образование системы надвигов и Добруджского орогена связывают с присоединением к СЭОЗ Мизийского террейна в конце юры — начале мела [Зоненшайн и др., 1990]. Это позже, чем субдукция ВЕП под СЭОЗ, по [Юдин, 2007]. Однако на сечениях 27° и 28° з. д. четко прослеживается только субдукция ВЕП под СЭОЗ, уходящая и под Мизийский террейн. Можно допустить, что присоединение террейна к СЭОЗ было "мягким", а его литосфера была более тонкой, чем литосфера СЭОЗ и ВЕП.

Северо-Крымская сутура проходит в основном на участке *de*, но здесь следы слэба, погружающегося на юг, теряются из-за перекрытия его более молодыми слэбами, погружающимися на север под ЕАП.

Зона Вранча и участок bc (рис. 2, 9, а, б, 10). Этот участок зоны перехода рассматривается после участка *cd*, так как его скоростные характеристики определяются особенностями положения между участками *ab* и *cd*. В связи с тем, что направления субдукции на этих участках ориентированы косо по отношению к участку *bc* и навстречу друг другу, переход между ними — не точка, а узкая протяженная субвертикальная зона. Это видно на меридиональном профиле 27° в. д. и широтном 46° с. ш. Пункт с расположен южнее точки пересечения проекций нулевых изолиний кровли наклонных слоев, так как вертикальный контакт между АГП и ЕАП начинается несколько глубже 50 км.

В южной части участка *bc* располагается глубокофокусная сейсмогенная зона Вранча (см. рис. 2). В данной работе она не описывается, так как ее связь со структурой мантии и мантийными процессами подробно рассмотрена в работе [Старостенко и др., 2013]. Отметим только, что зона относится к субвертикальному контакту АГП и ЕАП (см. рис. 9, сечения 46° с. ш. и 27° в. д.).

Изучение напряженно-деформированного состояния коры и мантии в районе, окружаю-

щем зону Вранча [Николаев, Щукин, 1975], показало, что ось сжатия ориентирована по азимуту $(80—90) \pm 30^\circ$, т. е. субперпендикулярно Карпатам, а ось растяжения субвертикальна, что отражает известный общий характер формирования Карпатского орогена. Однако в самой очаговой зоне ось сжатия, как и азимут вспарывания очага [Литосфера ..., 1994; Gorbunova et al., 2000], приобретает северо-восточное направление и обусловлена структурами именно такого простирания. На это указывает также и характер изосейст землетрясений района Вранча, вытянутых в направлении юго-запад — северо-восток.

Таким образом, можно отметить важную особенность сейсмогенной зоны Вранча, вызванную геодинамическими процессами: развитие сейсмоактивного процесса, вспарывание разрывов, направление излучения в очагах связаны, в первую очередь, не с геометрией Карпатской дуги, а с юго-западно—северо-восточным направлением перемещения мантийных слэбов, сформировавших и эту дугу, и сейсмогенную зону. Это также доказывает, что мантийные процессы в Карпатской и Добруджинской зонах слэбообразования, начавшиеся в мезозое, продолжают и сейчас, давая о себе знать мощными глубокофокусными землетрясениями.

Черное море — СЭОЗ — ВЕП (участок de на рис. 10). Это наиболее протяженный (около 800 км) участок переходной зоны, на котором мантийные слэбы погружаются из мантии Западно- и Восточно-Черноморской микроплит в мантию СЭОЗ и ВЕП (сечения с 30 по 40° в. д., рис. 9, г—ж). Причем на всех сечениях наблюдается упоминавшееся ранее раздвоение слэбов на верхнюю и нижнюю части, которые сформировались, по-видимому, на разных этапах субдукционных процессов.

Если рассматривать возможные мезо-кайнозойские зоны субдукции, располагавшиеся наиболее близко к современным контурам зоны сопряжения АГП и ЕАП, то, согласно, например, палеотектонической реконструкции В. Г. Казьмина и Н. Ф. Тихоновой [Казьмин, Тихонова, 2005, 2006], можно отметить следующие этапы спрединга и коллизии на территории Черноморского региона.

Ранний-средний триас (скифий—ладиний) — задуговое раскрытие Таврического бассейна между СЭОЗ и Валом Шатского, с одной стороны, и Понтидами, Мизией, Родопами, с другой, в результате субдукции Палеотетиса под Родопско-Понтийскую дугу и его закрытия.

Поздний триас (ранний карний) — неполное закрытие Таврического бассейна и его субдукция под Вал Шатского и Крым, коллизия, складчатость в триасовых отложениях Каркинитского залива, Крыма, Азовского моря. Раскрытие океана Неотетис к югу от Родопии — Киршехира — Ирана.

Ранняя-средняя юра (плинсбах — ранний аален) — субдукция океана Неотетис под Родопию — Южную Армению, в результате чего формируются задуговые Вардарский, возобновленный Таврический и молодой Большекавказский (включающий и Южный Крым) бассейны с зонами спрединга в их осевых частях.

Средняя юра (поздний аален — бат) — закрытие Таврического бассейна в результате его субдукции на север под Вал Шатского и Большекавказский бассейн, коллизия Понтид с Крымом и Валом Шатского, завершающая складчатость в породах таврической серии.

Верхний мел (сеноман — турон) — субдукция Вардарского бассейна под Родопию — Понтиды и раскрытие задугового Западно-Черноморского бассейна с возможной зоной спрединга в его осевой части.

Средний эоцен — продолжение субдукции Вардарского бассейна, его закрытие и раскрытие задугового Восточно-Черноморского бассейна с возможной зоной спрединга в его осевой части (рис. 11).

Таким образом, в мезо-кайнозой реставрированы две зоны субдукции — поздне триасовая и среднеюрская, которым могут соответствовать сейсмотомографические отображения слэбов на рис. 9, г—ж. Третья субдукция началась, по-видимому, не ранее 5 млн лет назад (в плиоцене) и продолжается в настоящее время пододвиганием Восточно-Черноморской плиты-индентора под Крым и Большой Кавказ [Паталаха и др., 2003, 2004; Муровская, 2012; Гончар, 2013]. Эта субдукция находится, скорее всего, в начальном состоянии (ее называют "квазисубдукцией", "ограниченной субдукцией"), в связи с чем с ней невозможно связывать слэбы, продвинутые на 300 км в глубину и 300 км на север (сечение 36° в. д., рис. 9, е).

Донбасс, СЭОЗ, Большой Кавказ (участок ef, рис. 9, г—ж). Здесь, как и на участке cd, на сейсмотомографических сечениях прослеживается южное погружение слэба между широтами $46-47^\circ$ и 41° с. ш. на глубину 350—400 км. Слэб протяженностью 700—800 км проходит под Складчатым Донбассом и Кряжем Карпинского, СЭОЗ, Кавказом и не может отражать сложные геодинамические процессы мезо-кай-

нозой. Скорее всего, необходимо согласиться с В. В. Юдиным [Юдин, 2007], выделившим Донецкую коллизионную сутуру южного падения, которая выходит к поверхности как раз в районе начала погружения рассматриваемого слэба.

Согласно работе [Юдин, 2007], в позднем девоне Днепровско-Донецкий палеорифт с океанской или субокеанской литосферой соединялся с океаном Палеотетис, который отделял ЕАП (тогда еще Евроамерику) от Гондваны и нескольких террейнов — Крымского, Скифского, Туранского и др. Это согласуется с палинспатической реконструкцией территории СССР для позднего девона, выполненной в работе [Зоненшайн и др., 1990]. В перми—триасе произошла субдукция с севера под эти террейны, коллизия их с Евроамерикой, в результате которой образовались Донецкая складчато-надвиговая область и Донецкая, Таганрогская и Северо-Крымская коллизионные сутуры (см. рис. 10).

Следовательно, слэб, сейсмотомографическое отображение которого видно на сечении 44° в. д., образовался, скорее всего, в перми—триасе.

Обсуждение и выводы. Приведенные выше геофизические и геологические данные показывают, что в исследуемом районе практически все геофизические и большинство геологических характеристик коры и верхней мантии ЭОЗ и ВЕП совпадают или очень близки, тогда как аналогичные параметры ЗЕП чаще всего отличны от тех и других. Для убедительности эти характеристики сведены в таблице.

Поэтому нам представляется, что объединение ЗЕП и западной части Евразии в единую Европейскую плиту, как это делают некоторые западные коллеги, не может быть принято ни с геологической, ни с геофизической точки зрения. Такое объединение делает границу между АГП и названными структурами весьма расплывчатой и неоднозначной.

Вероятнее всего, эпиорогенные зоны, надвинутые сейчас на ВЕП, в докембрии были ее частью и, несмотря на то, что позже отделились и присоединялись к ВЕП, составляют с ней в настоящее время единую структуру (часть ЕАП), которая под ВК контактирует с ЗЕП, под Добруджей — с Мизийской платформой, под Черным морем — с океанской и субокеанской корой ЗЧВ и ВЧВ. Эти контакты хорошо фиксируются границей толстой и тонкой коры (см. рис. 2 и 10) и оконтуривают глубинные юго-западное и южное окончания ЕАП.

Приповерхностная граница между АГП и ЕАП проходит по внешним зонам предгорных

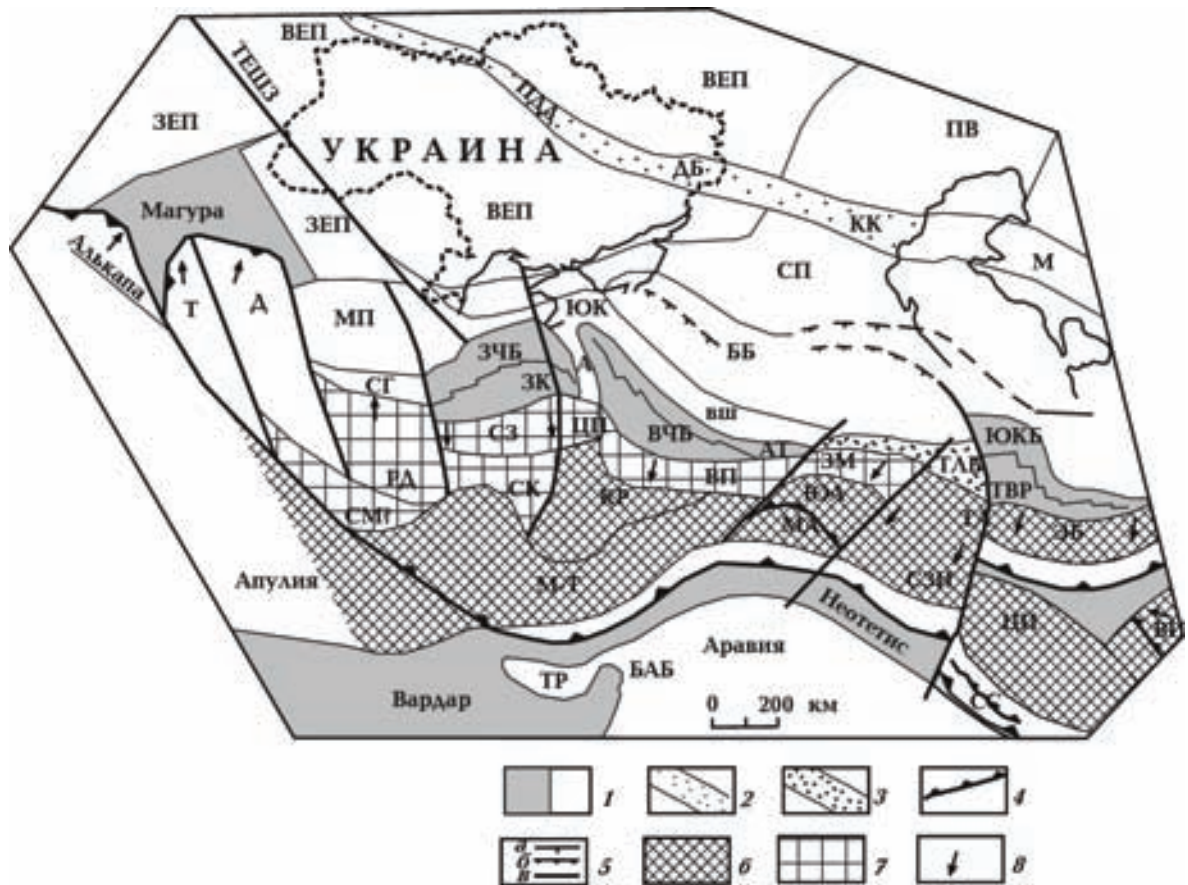


Рис. 11. Схематическая палеогеодинамическая реконструкция АГП и ЕАП для периода 45 млн лет назад (средний эоцен), составленная по материалам [Csontos, Vörös, 2004; Казьмин, Тихонова, 2005; Schmid et al., 2008]: 1 — бассейн с океанической корой (а) и континентальный склон (б); 2 — девонская рифтовая система; 3 — рифтовые вулканы; 4 — зона субдукции; 5 — разломы (а — сброс, б — надвиг, в — трансформный разлом); 6, 7 — террейны в альпийском поясе (6 — гондванского, 7 — евразийского происхождения); 8 — направление перемещения террейнов и микроплит. Буквенные обозначения: А — вал Андрусова, АТ — Аджаро-Триалетия, БАБ — Баер-Бассит, ББ — палеоэоцен-эоценовый бассейн Большого Кавказа, ВП — Восточные Понтиды, Д — Дакия, ДБ — Донбасс, ЗЕП — Западно-Европейская платформа, ЗК — Западно-Крымский разлом, ЗМ — Закавказский массив, КК — Кряж Карпинского, КР — Киршехирский массив, М — Мангышлак, МА — вулканический пояс Маден, МП — Мизийская платформа, МТ — терреин Мендерес-Гавр, ПВ — Прикаспийская впадина, ПДД — Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген, РД — Родопский (Фракийский) терреин, СГ — Среднегорье, СЗ — Стамбульская зона, СЗИ — Северо-Западный Иран, СК — Сакария, СМ — Сербо-Македонский массив, СС — зона Санандаж-Синджар, Т — микроплита Тиссия, ТВР — Талыш-Вандамская зона разломов, ТЛ — Талыш, ТЛБ — Талышский бассейн, ТР — Тродос, ЦИ — Центральный Иран, ЦП — Центральные Понтиды, ЭБ — Эльбурс, ЮА — Южно-Армянский терреин, ЮК — Южный Крым, ЮКБ — Южно-Каспийский бассейн.

прогибов — Предкарпатского, Преддобруджинского, Предгорнокрымского, Индоло-Кубанского и Западно-Кубанского (см. рис. 1, 2).

Сейсмотомографические данные, а также некоторые теоретические представления позволяют заключить, что установленные в пределах Украины и соседних территорий скоростные неоднородности верхней мантии и частично переходного слоя верхней мантии в виде "наклонных слоев" представляют собой отоб-

ражения погруженных в мантию окончаний литосферных плит (слэбов), которые сформировались в позднепалеозойских — мезо-кайнозойских зонах субдукции.

Изученные авторами зоны субдукции отождествляются с сутурами, которые выделяются в приповерхностных слоях в пределах области сочленения ЕАП и АГП и являются результатом геодинамических процессов на трех основных доальпийских и альпийском конвергентных этапах.

Первый основной (пермь — ранний триас) доальпийский этап — субдукция на юг (в современных координатах) северных бассейнов Палеотетиса, разделявших Евроамериканскую плиту и Мизийский, Крымский, Скифский, Туранский террейны; закрытие бассейнов и образование на их месте Северо-Добруджинской, Северо-Крымской, Таганрогской и Донецкой сутур южного падения (реконструкция, по [Юдин, 2007]).

Второй основной (поздний триас — средняя юра) доальпийский этап — двухфазная субдукция Таврического бассейна (возникшего в среднем триасе между Мизией, Крымом, Ва-

лом Шатского, с одной стороны, и Родопией и Понтидами, с другой) на северо-северо-восток под Крым и Кавказ, его полное закрытие, коллизия Понтид с Крымом и Валом Шатского (реконструкция, по [Казьмин, Тихонова, 2005]). Сутуры, образовавшиеся на месте закрывшегося Таврического бассейна, скорее всего, находятся в Черном море и на севере Рионской депрессии, практически совпадая с современными зонами "квасисубдукции", показанными на рис. 10.

Третий основной позднеальпийский этап — коллизия микроплит Алькапа и Тиссия-Дакия с ЕАП после субдукции океана Магура на юго-

Сопоставление некоторых геологических и геофизических характеристик* Восточно-Европейской платформы (ВЕП), Рава-Русской и Скифской эпигорогенных зон (ЭОЗ), Западно-Европейской платформы (ЗЕП)

| Геолого-геофизические отличительные признаки | ВЕП | ЭОЗ | ЗЕП |
|--|-----|-----|-----|
| Архей | + | ? | ? |
| Ранний протерозой | + | + | ± |
| Гранитоидный магматизм 1,8—1,4 млрд лет назад | + | + | - |
| Ранний рифей | + | + | ? |
| Средний—поздний рифей | + | + | + |
| Венд: формирование чехла на континентальной коре | + | + | - |
| Венд: формирование чехла на океанической коре | - | - | + |
| Венд—кембрий: лавразийский тип развития | + | + | ± |
| Венд—кембрий: гондванский тип развития | - | - | ± |
| Ордовик: накопление плитного чехла | + | + | - |
| Ордовик: контрастная смена поднятий—погружений | - | - | + |
| Развитие каледонид и герцинид: окраинные зоны | + | - | - |
| -«-» -«-» -«-» окраинные и центральные зоны | - | + | + |
| Толщина коры в основном не менее 40 км | + | + | - |
| Толщина коры в основном не более 40 км | - | - | + |
| Наличие участков очень тонкой (не более 25—20 км) коры | - | - | + |
| «Гранитный» слой повышенной мощности | + | + | - |
| Наличие высокоскоростной нижней коры | + | + | - |
| Литосфера относительно высокоскоростная | - | - | + |
| Литосфера относительно низкоскоростная | - | - | + |
| Подлитосферная мантия и переходная зона: | - | - | + |
| относительно высокоскоростная | + | + | - |
| относительно низкоскоростная | + | + | - |

*Примечание: знак (+) обозначает наличие данной категории или процесса, знак (-) — отсутствие, (?) — не известно, (±) — частичное наличие или спорный вопрос.

запад или на юго-запад и северо-восток (реконструкция, по [Гинтов и др., 2014]) и начало субдукции Восточно-Черноморской микроплиты на север под Крым и Большой Кавказ (реконструкция, по [Юдин, 2007; Гончар, 2013]).

Указанные конвергентные этапы отнесены нами к основным, так как именно они отражены в материалах сейсмотомографии, ГСЗ и сейсмологии. Дивергентные этапы — рифтинг, спрединг, раскрытие океанических и морских бассейнов, рассматриваются ограниченно, здесь еще много неясного и спорного: и положение бассейнов — и их названия (Тетис, Неотетис, Мезотетис, Паратетис, Вардарский, Таврический и т. д.). Все это ждет еще обстоятельного обобщения.

Один из спорных вопросов — первый основной этап, который предложен в приведенном варианте пока только В. В. Юдиным. До этого считалось [Казьмин, Тихонова, 2005], что субдукция северной части Палеотетиса происходила в северном направлении под Евроамерику (или Лавразию), а Днепровско-Донецкий авлакоген был континентальным рифтом. Однако в работе [Юдин, 2007] приведены геологические доказательства субдукции именно в южном направлении, которые подтверждены данными ГСЗ проекта DOBRE [DOBRE ..., 2003; Maustrenko et al., 2003] и согласуются с сейсмотомографическим сечением 44° в. д., приведенным на рис. 9, з. Триасовый пояс известково-щелочного магматизма, выделенный в работе [История ..., 1987] и проходящий в Северной Добрудже, Степном Крыму и Предкавказье, может быть вулканической дугой, образованной и при северном, и при южном направлении субдукции Палеотетиса, поэтому не должен привлекаться в качестве доказательства.

Второй спорный вопрос — история перемещений Мизийской, Скифской, Крымской, Туранской микроплит, которые окончательно присоединились к ЕАП в поздней юре, по [Зоненшан и др., 1990; Юдин, 2007]. Однако приведенные выше геофизические данные указывают на то, что кора и верхняя мантия трех последних микроплит по всем параметрам подобна коре ВЕП. Естественно, такая кора могла сформироваться только в докембрии и раннем палеозое, поэтому эпизоду присоединения микроплит к ЕАП должны были предшествовать эпизоды их отделения от ЕАП или находившихся на ее месте более древних плит. Океан Палеотетис и его северная ветвь образовались в среднем ордовике [Хаин, Сеславинский, 1991], т. е. рассматриваемые микроплиты могли отде-

литься от ВЕП в это время, превратившись в террейны Палеотетиса. В раннем ордовике, согласно рассматриваемой работе, Скифская плита принадлежала еще ВЕП.

По работе [Юдин, 2007], террейны присоединялись не только к ЕАП в поздней юре, но и в пермо-триасе к Евроамерике. Другими словами, между всеми этими событиями было как минимум два отделения террейнов от ВЕП, Евроамерики или ЕАП. Кроме того, в средней юре было еще присоединение к Мизии и Крыму Родопии и Понтида, по [Казьмин, Тихонова, 2005], а в палеоцене — эоцене — их разделение при образовании Черноморской впадины. Вместе с тем, согласно реконструкциям, выполненным в последней работе, и СЭОЗ, и Крым, и Мизия в течение мезозоя—кайнозоя не отделялись от ВЕП, хотя в среднем триасе Таврический бассейн довольно глубоко проник между СЭОЗ и Мизией в районе Северной Добруджи. Это противоречит, например, реконструкциям в работе [Зоненшан и др., 1990], в которых Мизийская микроплита была террейном в океане Тетис (Палеотетис) с перми до средней юры и присоединилась к ЕАП только в поздней юре.

Как видим, в нескольких палеотектонических реконструкциях насчитывается не менее двух отделений и присоединений Мизийской, Скифской, Туранской микроплит (террейнов) к Европейскому континенту, что, скорее всего, свидетельствует о недостатке геологической и палеомагнитной информации для окончательного решения этого вопроса. Во всяком случае, мобильность рассматриваемых террейнов и всей зоны перехода от ЕАП к АГП на юге не вызывает сомнения.

Таким образом, показанные на рис. 2 и 10 границы соответствуют современным поверхностной и глубинной северным и северо-восточным границам АГП, т. е., орогены Северной Добруджи, Крыма и Большого Кавказа сформировались на коре ЭОЗ. Ороген ВК надвинут на ЗЕП и ВЕП, но его осадочный бассейн сформировался на коре ЗЕП.

Южная и юго-западная границы ЕАП в пределах Украины претерпевали неоднократные изменения от докембрия до кайнозоя в результате образования и закрытия океанов Прото-, Палео- и Неотетис, формирования и распада суперконтинентов Пангея-1 (Родиния) и Пангея-2 на Лавразию, Евроамерику и Гондвану. В пределах Украины и примыкающих территорий геолого-геофизическими данными рассматриваемые границы ЕАП можно установить не ранее девона.

Если использовать современную географическую и геологическую основы (см. рис. 1—3), то можно увидеть, что в девоне, до закрытия северной ветви Палеотетиса, южная граница ЕАП (в данном случае ВЕП) проходила вдоль линии образовавшихся позже Донбасской, Таганрогской и Северо-Крымской сутур. Юго-западная граница ВЕП вместе с ЭОЗ под Украинскими Карпатами, скорее всего, не сильно отличалась от современной границы толстой и тонкой коры.

В поздней перми — раннем триасе, после присоединения Скифского, Крымского и Туранского террейнов к ЕАП (Евроамерике), южная граница переместилась на юг приблизительно к осевой зоне рифтинга-спрединга современного Черноморского бассейна.

Далее, если исходить из палеореконовструкций [Казьмин, Тихонова, 2005, 2006], южная граница ЕАП в период от среднего триаса по ранний мел несколько изменяла свое положение за счет образования океанской коры Таврического и Вардарского бассейнов, перемещаясь за северные склоны современных Крымских и Кавказских гор, а Родопы, Сакарция, Стамбульская зона, Понтиды были террейнами Палео- и Неотетиса. С конца средней юры, после закрытия Таврического бассейна, эти террейны снова присоединились к СЭОЗ и граница ЕАП переместилась на их южные окраины. В эоцене в результате формирования задуговой системы Черноморских и Южно-Каспийского бассейнов объединенные в единый коллаж южные террейны евразийского и гондванского про-

исхождения начали отодвигаться от ЕАП, образуя основу будущего Альпийского пояса на юге. Впоследствии к этому поясу присоединились Крым и Кавказ.

Если же исходить из реконструкций по [Юдин, 2007], то южная граница ЕАП в этот период в результате образования океана Мезотетис проходила несколько севернее склонов современных Крымских и Кавказских гор, а Мизия, скифский фундамент Горного Крыма и Кавказа были террейнами Палео- и Неотетиса.

С палеогена, после образования ЗЧВ и ВЧВ, южная граница ЕАП приняла современное положение.

Юго-западная граница ЕАП в пределах исследуемого региона, начиная от Родоп и до Восточных и Западных Карпат, еще в эоцене, по [Csontos, Vörös, 2004; Schmid et al., 2008 и др.], определялась береговой линией океана Магура (по [Csontos, Vörös, 2004]) или Пьемонт-Лигурия (по [Schmid et al., 2008]). Она показана на палеогеодинамической схеме (см. рис. 11), составленной путем компиляции материалов этих авторов для западной части и данных [Казьмин, Тихонова, 2005, 2006] для Черноморско-Каспийского региона. На юго-западе блоки континентальной коры перемещались в северном и северо-восточном направлениях (в современной системе координат), так как океан Магура находился в стадии сокращения и коллизия микроплит Алькапа и Тиссия-Дакия с ЕАП еще не произошла. Современная юго-западная граница ЕАП сформировалась не ранее миоцена.

Список литературы

- Афанасенков А. П., Никишин А. М., Обухов А. Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. Москва: Научный мир, 2007. 172 с.
- Баранова Е. П., Егорова Т. П., Омельченко В. Д. Переинтерпретация сейсмических материалов ГСЗ и гравитационное моделирование по профилям 25, 28 и 29 в Черном и Азовском морях. *Геофиз. журн.* 2008. Т. 30. № 5. С. 124—144.
- Бугаенко И. В., Шумлянская Л. А., Заец Л. Н., Цветкова Т. А. Трехмерная Р-скоростная модель мантии Черного моря и прилегающей территории. *Геофиз. журн.* 2008. Т. 30. № 5. С. 145—160.
- Варганетян А. Н. Позднекайнозойская тектоника плит Черноморско-Каспийского региона. *Океанология.* 1979. Т. 19. № 6. С. 1066—1075.
- Гейко В. С. Тейлорово приближение волнового уравнения и уравнения эйконала в обратных сейсмических задачах. *Геофиз. журн.* 1997. Т. 19. № 3. С. 8—68.
- Гейко В. С., Бугаенко И. В., Шумлянская Л. А., Заец Л. Н., Цветкова Т. А. 3D Р-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 А. П., Гейко К. В. Региональная 3D Р-скоростная структура мантии северо-западной Евразии — I. Европа. 1. *Геофиз. журн.* 1998. Т. 20. № 3. С. 67—91.

- Гейко В. С., Цветкова Т. А., Шумлянская Л. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Региональная 3D Р-скоростная модель мантии Сарматии (юго-запад Восточно-Европейской платформы). *Геофиз. журн.* 2005. Т. 27. № 6. С. 927—939.
- Гейко В. С., Шумлянская Л. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н., Цветкова Т. А. Трехмерная модель верхней мантии Украины по временам прихода Р-волн. *Геофиз. журн.* 2006. Т. 28. № 1. С. 3—16.
- Геотектоника* Волыно-Подоллии. Отв. ред. И. И. Чебаненко. Киев: Наук. думка, 1990. 244 с.
- 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.* 2014. Т. 36. № 3. С. 3—33.
- Гинтов О. Б., Пашкевич И. К. Тектонофизический анализ и геодинамическая интерпретация трехмерной геофизической модели Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 2. С. 3—18.
- Гобаренко В. С., Егорова Т. П. Трехмерная Р-скоростная модель литосферы Черного моря по данным локальной сейсмической томографии. *Геофиз. журн.* 2008. Т. 30. № 5. С. 161—177.
- Гобаренко В., Егорова Т., Стифенсон Р. Строеение коры Керченского полуострова и северо-восточной части Черного моря по результатам локальной сейсмической томографии. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 2. С. 18—34.
- Гобаренко В. С., Яновская Т. Б. Скоростная структура верхних этажей мантии бассейна Черного моря. *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33, № 3. С. 62—74.
- Гончар В. В. Глубинное строение и условия формирования окраин Черного моря. *Изв. вузов. Геология и разведка.* 2009. № 5. С. 3—11.
- Гончар В. В. Коллизионная модель Крымского орогена: опыт исследования методом конечных элементов. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 6. С. 146—164.
- Гончар В. В., Трегубенко В. И., Токовенко В. С. Режимы деформирования и взаимодействие плит Черноморско-Крымской области конвергенции. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана.* 2007. № 2. С. 5—18.
- Егорова Т. П. Литосфера Европы по данным трехмерного гравитационного моделирования: Автореф. дис. ... д-ра геолог. наук. Киев, 2005. 40 с.
- Егорова Т. П., Гобаренко В. С., Яновская Т. Б., Баранова Е. П. Строеение литосферы Черного моря по результатам 3D гравитационного анализа и сейсмической томографии. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 5. С. 38—59.
- Егорова Т. П., Старостенко В. И. Неоднородность верхней мантии Европы по комплексу геофизических данных. В кн.: *Строеение и динамика литосферы Восточной Европы, результаты работ по программе "Европроба"*. Москва: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. С. 600—623.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. Москва: Недра, 1990. 334 с.
- История океана Тетис.* Под ред. А. С. Моница, Л. П. Зоненшайна. Москва: ИО АН СССР, 1987. 156 с.
- Казьмин В. Г., Лобковский Л. И., Пустовитенко Б. Г. Современная кинематика микроплит в Черноморско-Южно-Каспийском регионе. *Океанология.* 2004. Т. 44. № 4. С. 600—610.
- Казьмин В. Г., Тихонова Н. Ф. Раннемезозойские окраинные моря в Черноморско-Кавказском регионе: палеотектонические реконструкции. *Геотектоника.* 2005. № 5. С. 19—35.
- Казьмин В. Г., Тихонова Н. Ф. Позднемезозойские — эоценовые окраинные моря в Черноморско-Каспийском регионе: палеотектонические реконструкции. *Геотектоника.* 2006. № 3. С. 9—22.
- Козленко М. В., Козленко Ю. В., Лысынчук Д. В. Структура земной коры северо-западного шельфа Черного моря вдоль профиля ГСЗ № 26. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 1. С. 12—152.
- Копп М. Л. Мобилистская неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. Москва: Наука, 2005. 340 с.
- Кравченко С. Н., Орлюк М. И., Русаков О. М. Новый подход к интерпретации региональной Западно-Черноморской магнитной аномалии. *Геофиз. журн.* 2003. Т. 25. № 2. С. 135—145.
- Кутас Р. И. Геотермические условия Черного моря и его обрамления. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 6. С. 135—158.
- Кутас Р. И., Коболев В. П., Цвященко В. А., Бевзюк М. И., Кравчук О. Р. Геотермическая модель Черноморского бассейна. *Геофиз. журн.* 1997. Т. 19. № 6. С. 70—83.

- Литосфера* Центральной и Восточной Европы. Восточно-Европейская платформа. Под ред. А. В. Чекунова. Киев: Наук. думка, 1989. 188 с.
- Литосфера* Центральной и Восточной Европы. Молодые платформы и альпийский складчатый пояс. Под ред. А. В. Чекунова. Киев: Наук. думка, 1994. 331 с.
- Лобковский Л. И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двуярусная тектоника плит. Москва: Наука, 1988. 251 с.
- Лобковский Л. И., Никишин А. М., Хаин В. Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. Москва: Научный мир, 2004. 612 с.
- Муровская А. В. Поля напряжений и деформационные режимы Западного Горного Крыма на альпийском этапе тектогенеза по тектонофизическим данным: Автореф. дис. ... канд. геол. наук. Киев, 2012. 22 с.
- Нечаева Т. С., Шимків Л. М., Горкавка В. М. Карта аномального магнитного поля (ΔT)_а Украины м-бу 1 : 1000000. Київ, 2002. 1 л.
- Никишин А. М., Кортаев М. В., Болотов С. Н., Ершов А. В. Тектоническая история Черноморского бассейна. Бюлл. МОИП. Отг. геол. 2001. Т. 76. Вып. 3. С. 3—17.
- Николаев П. Н., Шукин Ю. К. Модель деформации земной коры и верхней мантии района глубоких очагов Восточных Карпат Вранча. В кн.: *Глубинное строение земной коры*. Москва: Наука, 1975. С. 61—83.
- Орлюк М. И., Лебедь Т. В., Марченко А. В., Ромеиц А. А., Бакаржиева М. И. Магнитные модели земной коры вдоль профилей ГСЗ 25, ГСЗ 28 и ГСЗ 29 (в связи с исследованием переходной зоны от Восточно-Европейской платформы к Черноморской мегавпадине). *Геодинамика*. 2013. № 2(15). С. 259—262.
- Паталаха Е. И., Гончар В. В., Сенченков И. К., Червинко О. П. Инденторный механизм в геодинамике Крымско-Черноморского региона. Киев: Эмко, 2003. 226 с.
- Паталаха Е. И., Сенченков И. К., Трофименко Г. Л. Проблемы тектоно-геодинамической эволюции юго-западного форланда Восточно-Европейского кратона и его орогенического обрамления. Киев: Эмко, 2004. 234 с.
- Пустовитенко Б. Г., Кульчицкий В. Е., Горячун А. В. Землетрясения Крымско-Черноморского региона. Киев: Наук. думка, 1989. 192 с.
- Пуцаровский Ю. М., Пуцаровский Д. Ю. Геология мантии Земли. Москва: ГЕОС, 2010. 138 с.
- Солмогуб В. Б. Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1986. 184 с.
- Старостенко В. И., Кенззера А. В., Цветкова Т. А., Бугаенко И. В. Промежуточные землетрясения зоны Вранча и скоростное строение мантии Восточной Европы. *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 3. С. 31—45.
- Старостенко В. И., Макаренко И. Б., Русаков О. М., Пашкевич И. К., Кутас Р. И., Легостаева О. В. Геофизические неоднородности литосферы мегавпадины Черного моря. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 5. С. 3—20.
- Структура земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Под ред. В. Б. Солмогуба, А. Гутерха, Д. Просена. Киев: Наук. думка, 1978. 271 с.
- Тектонічна карта України. Масштаб 1 : 1000000. Ч. 1. Пояснювальна записка. Відпов. ред. Д. С. Гурський, С. С. Круглов. Київ: УкрДГРІ, 2007. 95 с.
- Терехов А. А., Шимкус К. М. Молодые осадки и надвиговые структуры в Прикрымской и Прикавказской зонах Черноморской впадины. *Геотектоника*. 1989. № 1. С. 72—79.
- Трипольский А. А., Тополок О. В., Трипольская Е. А. Особенности распределения сейсмических скоростей в земной коре Кировоградского рудного района Ингульского мегаблока Украинского щита. 1. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 6. С. 68—78.
- Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Альпийский средиземноморский пояс. Москва: Недра, 1984. 334 с.
- Хаин В. Е. Тектоника континентов и океанов. Москва: Научный мир, 2001. 604 с.
- Хаин В. Е., Сеславинский К. Е. Историческая геотектоника. Палеозой. Москва: Недра, 1991. 398 с.
- Хом'як Л. М. Ранньопалеогеновий етап формування насувів Українських Карпат. Праці наукового товариства ім. Шевченка. Геологічний збірник. 2012. Т. XXX. С. 90—99.
- Цветкова Т. А., Бугаенко И. В. Сейсмографика мантии под Восточно-Европейской платформой: мантийные скоростные границы. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 5. С. 161—172.
- Чекунов А. В. Проблемы геологии Черноморской впадины. В кн.: *Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря*. Москва: Наука, 1989. С. 145—160.
- Шнюкова Е. Е. Магматизм зоны сочленения Западно-Черноморской впадины, Горного Крыма и Скифской плиты: Автореф. дис. ... д-ра геолог. наук. Киев, 2013. 42 с.

- Шумлянская Л.А., Трипольский А.А., Цветкова Т.А. Влияние скоростной структуры коры на результаты сейсмической томографии Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 4. С. 95—117.
- Югин В.В. Геодинамика Черноморско-Каспийского региона. Киев: УкрГГРИ, 2007. 143 с.
- Artemieva I. M., Thybo H., Kaban M. K., 2006. Deep Europe today: geophysical synthesis of the upper mantle structure and lithospheric processes over 3,5 Ga. In: *European Lithosphere Dynamics*. Eds D.G. Gee, R.A. Stephenson. London: Geol. Soc. Memoirs, 32. P. 11—41.
- Blundell D.J., 1999. The legacy of the European Geotraverse. *Tectonophysics* 314, 7—16.
- Bogdanova S., Gorbatshev R., Grad M., Guterch A., Janik T., Kozlovskaya E., Motuza G., Skridlaite G., Starostenko V., Taran L., 2006. EUROBRIDGE: New insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. In: *European Lithosphere Dynamics*. Eds D.G. Gee, R.A. Stephenson. London: Geol. Soc. Memoirs 32, 599—628.
- Bielik M., 2009. Geophysical model in the Carpathian-Pannonian basin region. Skopje, Ohrid, Republic of Macedonia. August 30 — September 1.
- Csontos L., Vörös A., 2004. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 210 (1), 1—56.
- DOBREFraction'99 Working Group. 'DOBREFraction'99', velocity model of the crust and upper mantle beneath the Donbas Foldbelt (east Ukraine), 2003. *Tectonophysics* 371, 81—110.
- Finetti I., Bricchi G., Del Ben A., Pipan M., Xuan Z., 1988. Geophysical study of the Black Sea. *Boll. Geol. Teor. Ed Applicata* 30, 197—324.
- Fodor L., Csontos L., Bada G., Györfi I., Benkovics L., 1999. Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. In: *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen* (Ed. B. Durand). *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 156, 295—334.
- Gagala J. Vergés J., Saura E., Malata T., Ringenbach J.-C., Werner Ph., Krzywicz P., 2012. Architecture and orogenic evolution of the north-eastern Outer Carpathians from cross-section balancing and forward modeling. *Tectonophysics* 532—535, 223—241.
- Geyko V.S., 2004. A general theory of the seismic travel-time tomography. *Геофиз. журн.* 26 (2), 3—32.
- Golonka J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics* 381, 235—273.
- Golonka J., Oszczypko N., Ślącza A., 2000. Late Carboniferous — Neogene geodynamic evolution and palaeogeography of the circum-Carpathian region and adjacent areas. *Ann. Soc. Geol. Pol.* 70, 107—136.
- Gorbunova I.V., Pustovitenko B.G., Kapitanova S.A., Pustovitenko A.A., 2000. On the Complex Rupturing Process within the Sources of Strong Earthquakes (Based on the Example of the Crimea — Caucasus — Kopet Dag Region). *J. Earthquake Prediction Res* (8), 436—457.
- Grabowski J., Nemcok M., 1999. Summary of paleomagnetic data from the Central West Carpathians of Poland and Slovakia: evidence for the Late Cretaceous — Early Tertiary transpression. *Phys. Chem. Earth. Part A Solid Earth Geod.* 24, 681—685.
- Grad M., Guterch A., Keller R. G., Janik T., Hegedüs E., Vozár J., Ślącza A., Tiira T., Yliniemi J., 2006. Lithospheric structure beneath Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin: CELEBRATION 2000 seismic profile CEL 05. *J. Geophys. Res.* 111, B03301. doi:10.1029/2005JB003647.
- Grad M., Tiira T., ESC Working Group, 2008. The Moho depth map of the European Plate. *Geophys. J. Int.* 176, 279—292.
- 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.
- Janik T., Grad M., Guterch A., CELEBRATION 2000 Working Group, 2009. Seismic structure of the lithosphere between the East European Craton and the Carpathians from the net of CELEBRATION 2000 profiles in SE Poland. *Geol. Quarterly* 53 (1), 141—158.
- Janik T., Grad M., Guterch A., Vozár J., Bielik M., Vozárova A., Hegedüs E., Kovács C.A., Kovács I., Keller R. G., CELEBRATION 2000 Working Group, 2011. Crustal structure of the Western Carpathians and Pannonian Basin: Seismic models from CELEBRATION 2000 data and geological implications. *J. Geodynamics* 52, 97—113.
- Konerding C., Dinu C., Wong H., 2010. Seismic sequence stratigraphy, structure and subsidence history of the Romanian Black Sea shelf. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 340, 159—180.
- Kováč M., Nagymarosy A., Oszczypko N., Ślącza A., Csontos L., Maruntenau M., Márton E., 1998. Palinspastic reconstruction of the Carpathian-Pan-

- nonian region during the Miocene. In: *Geodynamic Development of the Western Carpathians*. Ed. M. Rakús. Bratislava: Geol. Sur. of Slovak Republic, 189—217.
- Khriachevskaja O., Stovba S., Popadyuk I., 2009. Hydrocarbon prospects in the Western Black Sea of Ukraine. *The Leading Edge* (September), 1024—1029.
- Khriachtchevskaja O., Stovba S., Stephenson R., 2010. Cretaceous—Neogene tectonic evolution of the northern margin of the Black Sea from seismic reflection data and tectonic subsidence analysis. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 340, 137—157.
- Konerding C., Dinu C., Wong H.K., 2010. Seismic sequence stratigraphy, structure and subsidence history of the Romanian Black Sea shelf. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 340, 159—180.
- Maystrenko Y., Stovba S., Stephenson R., Menyoli E., Gajewski D., Huebscher C., Rabbel W., Saintot A., Starostenko V., Thybo H., Tolkunov A., 2003. Crustal-scale pop-up structure in cratonic lithosphere: DOBRE deep seismic reflection study of the Donbas fold belt, Ukraine. *Geology* 31 (8), 733—736.
- Márton E., 1987. Paleomagnetism and tectonics in the Mediterranean region. *J. Geodynamics* 7, 33—57.
- Neugebauer J., Greiner B., Appel E., 2001. Kinematics of the Alpine — West Carpathian orogen and palaeogeographic implications. *J. Geol. Soc. London Spec. Publ.* 158, 97—110.
- Nikishin A.M., Korotaev A.M., Ershov A.V., Brunet M.-F., 2003. The Black Sea basin: tectonic history and Neogene—Quaternary rapid subsidence modeling. *Sediment. Geol.* 156, 149—168.
- Okay A.I., Tiysüz O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In: *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen* (Eds B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath, M. Seranne). *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 156, 475—515.
- Pavlenkova N.I., 1996. Crust and Upper Mantle Structure in Northern Eurasia from Seismic Data. *Adv. Geophys.* 37, 3—133.
- Saintot A., Stephenson R., Stovba S., Brunet M.-F., Yegorova T., Starostenko V., 2006. The evolution of the southern margin of the Eastern Europe (Eastern European and Scythian platforms) from latest Precambrian — Early Palaeozoic to the Early Cretaceous. In: *The European Lithosphere Dynamics*. Eds D. Gee, R. Stephenson. London: Geol. Soc. Memoirs 32, 481—505.
- Schmid S., Bernoulli D., Fügenschun 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.
- Środa P., Czuba W., Grad M., Guterch A., Tokarski A., Janik T., Rauch M., Keller G.R., Hegedüs E., Vozár J., CELEBRATION 2000 Working Group, 2006. Crustal structure of the Western Carpathians from CELEBRATION 2000 profiles CEL 01 and CEL 04: seismic models and geological implications. *Geophys. J. Int.* 167, 737—760.
- Stampfli G.M., Borel G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth Planet. Sci. Lett.* 196, 17—33.
- Starostenko V., Janik T., Stephenson R., Gryn D., Tolkunov A., Czuba W., Środa P., Lysynchuk D., Omelchenko V., Grad M., Kolomiyets K., Thybo H., Legostaeva O., 2012. Integrated seismic studies of the crust and upper mantle at the southern margin of the East European Craton (Azov Sea — Crimea — Black Sea area), DOBRE-2 & DOBRE'99 transect. In: *The 15th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins*. Programme and Abstracts. Beijing, China, September 16—20, P. 85.
- Starostenko V., Janik T., Lysynchuk D., Środa P., Czuba W., Kolomiyets K., Gintov O., Omelchenko V., Komminaho K., Guterch A., Tiira T., Gryn D., Legostaeva O., Thybo H., Tolkunov A., 2013 a. Mesozoic (?) lithosphere-scale buckling of the East European Craton in southern Ukraine: DOBRE-4 deep seismic profile. *Geophys. J. Int.* 195, 740—766.
- Starostenko V., Janik T., Kolomiyets K., Czuba W., Środa P., Grad M., Kovács I., Stephenson R., Lysynchuk D., Thybo H., Artemieva I.M., Omelchenko V., Gintov O., Kutas R., Gryn D., Guterch A., Hegedüs E., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A., 2013 b. 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.
- Schmid S., Bernoulli D., Fügenschun 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.
- Stephenson R.A., Mart Y., Okay A., Robertson A., Saintot A., Stovba S.M., Khriachtchevskaja O., 2004. TRANSMED Transect VIII: Eastern European Craton — Crimea — Black Sea — Anatolia — Cyprus — Levant Sea-Sinai — Red Sea. In: *The TRANSMED*

- Atlas: The Mediterranean Region from Crust to Mantle.* Eds W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G. M. Stampfli, P. A. Ziegler. Berlin: Springer 141 p.
- Yegorova T. P., Baranova E. P., Omelchenko V. D., 2010. The crustal structure of the Black Sea from reinterpretation of Deep Seismic Sounding data acquired in the 1960 s. In: *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform.* Eds M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 340, 43—56.
- Yegorova T., Gobarenko V., 2010. Structure of the Earth's crust and upper mantle of West- and East-Black Sea Basins revealed from geophysical data and its tectonic implications. In: *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform.* Eds M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 340, 23—42.
- Zonenshain L. P., Le Pishon X., 1986. Deep basins of the Black Sea and as Remnants of Mesozoic Back-arc Basins. *Tectonophysics* 123, 181—211.

Geodynamic features of joint zone of the Eurasian plate and the Alpine-Himalayan belt within the limits of Ukraine and adjacent areas

© O. B. Gintov, T. P. Yegorova, T. A. Tsvetkova, I. V. Bugayenko, A. V. Murovskaya, 2014

Based on the analysis of geophysical and geological data of recent 10—15 years the boundaries and inner structure of the transition zone from the Eurasian plate (EAP) to the Alpine-Himalayan folded belt (AHB) extending from the Eastern Carpathians to the Great Caucasus were defined here. DSS (deep seismic sounding) data of the International projects EUROBRIDGE, DOBRE, CELEBRATION 2000 and the results of reinterpretation of earlier DSS profiles along the Black Sea region were used. Results of seismic tomography studies, fulfilled by the Institute of Geophysics of NAS of Ukraine within the Eurasian part of the study area, were geologically reinterpreted. Paleogeodynamic studies and paleogeographic reconstructions, performed by the Western, Ukrainian and Russian scientists, were also involved. It is shown that velocity and density characteristics of the EAP and AHB lithosphere, that is their buoyancy, do not contradict the possibility of subduction of lithospheric plates under the EAP as well as under the AHB. In the upper mantle the sloping layers 150—200 km thick and 200—750 km long were revealed, corresponding to the areas of lithospheric plates (slabs), being submerged into the asthenosphere during different time, since the Permian-Triassic period. Almost everywhere the beginning of these slabs at the surface coincides with known and supposed, according to geological data, suture zones. Due to divergent and convergent processes, the junction zone of the EAP and AHB in the south changed its position within the band (on modern geographical basis) from the Northern Donbas to the middle part of the Black Sea basin. It has been geophysically proved that the Scythian and Rava-Russian epiorogenic zones were formed as parts of the EAP, though later they were separated from it.

Key words: lithosphere, mantle, plate, sloping layer, suture, Eurasian plate, Alpine-Himalayan belt, Paleotethys.

References

- Afanasenkov A. P., Nikishin A. M., Obukhov A. N., 2007. Geological structure and hydrocarbon potential of the Eastern Black Sea region. Moscow: Nauchnyj Mir, 172 p. (in Russian).
- Baranova E. P., Yegorova T. P., Omelchenko V. D., 2008. Reinterpretation of seismic data by DSS and gravity modeling along profiles 25, 28 and 29 in the Black and Azov seas. *Geofizicheskiy zhurnal* 30 (5), 124—144 (in Russian).

- Bugaenko I. V., Shumlyanskaya L. A., Zaets L. N., Tsvetkova T. A., 2008. Three-dimensional *P*-velocity model of the mantle of the Black Sea and adjacent area. *Geofizicheskij zhurnal* 30 (5), 145—160 (in Russian).
- Vardapetyan A. N., 1979. Late Cenozoic plate tectonics of the Black Sea — Caspian region. *Oceanology* 19(6), 1066—1075 (in Russian).
- Geyko V. S., 1997. Teylor approximation of the wave equation and the eikonale quationin inverse seismic problems. *Geofizicheskij zhurnal* 19 (3), 8—68 (in Russian).
- Geyko V. S., Bugaenko I. V., Shumlyanska L. A., Zaets L. N., Tsvetkova T. A., 2007. 3D *P*-velocity structure of the upper mantle of the Eastern Mediterranean. *Geofizicheskij 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 the North-Western Eurasia — I. Europe. 1. *Geofizicheskij zhurnal* 20(3), 67—91 (in Russian).
- Geyko V. S., Tsvetkova T. A., Shumlyanskaya L. A., Bugaenko I. V., Zaets L. N., 2005. Regional 3D *P*-velocity model of the Sarmatia mantle (South-West of the East European platform). *Geofizicheskij zhurnal* 27(6), 927—939 (in Russian).
- Geyko V. S., Shumlyanska L. A., Bugaenko I. V., Zaets L. N., Tsvetkova T. A., 2006. Three-dimensional model of the upper mantle of Ukraine by arrival times of *P*-waves. *Geofizicheskij zhurnal* 28(1), 3—16 (in Russian).
- Geotectonics of Volyn-Podoliya*, 1990. Ed. I. I. Chebanenko. Kiev: Naukova Dumka, 244 p. (in Russian).
- Gintov O. B., 2005. Field tectonophysics and its application in the study of crustal deformation of Ukraine. Kiev: Phoenix, 572 p. (in Russian).
- Gintov O. B., Bubnyak I. N., Vihot Yu. M., Murovskaya A. V., Nakapelyuh M. V., Shlapinskiy V. E., 2014. Tectonophysical and palinspastic sections of the Ukrainian Carpathians along geotransverse DOBRE-3 (PANCAKE). *Geofizicheskij zhurnal* 36(3), 3—33 (in Russian).
- Gintov O. B., Pashkevych I. K., 2010. Tectonophysical analysis and geodynamic interpretation of three-dimensional geophysical model of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskij zhurnal* 32(2), 3—18 (in Russian).
- Gobarenko V. S., Yegorova T. P., 2008. Three-dimensional *P*-velocity model of the lithosphere of the Black Sea by the local seismic tomography. *Geofizicheskij zhurnal* 30 (5), 161—177 (in Russian).
- Gobarenko V. A., Yegorova T., Stephenson R., 2014. The structure of the crust of the Kerch peninsula and the North-Eastern part of the Black Sea on the results of the local seismic tomography. *Geofizicheskij zhurnal* 36(2), 18—34 (in Russian).
- Gobarenko V. S., Yanovskaya T. B., 2011. Velocity structure of the upper levels of the mantle of the Black Sea basin. *Geofizicheskij zhurnal* 33(3), 62—74 (in Russian).
- Gonchar V. V., 2009. Deep structure and conditions of formation of the Black Sea margins. *Izvestija Vuzov. Geologija i razvedka* (5), 3—11 (in Russian).
- Gonchar V. V., 2013. Collisional model of Crimean orogen: research experience of using the final element method. *Geofizicheskij zhurnal* (6), 146—164 (in Russian).
- Gonchar V. V., Tregubenko V. I., Tokovenko V. S., 2007. Regimes of deformation and interaction of plates of the Black Sea — Crimean region of convergence. *Geologija i poleznye iskopaemye Mirovogo okeana* (2), 5—18 (in Russian).
- Yegorova T. P., 2006. Lithosphere of Europe according to the three-dimensional gravity modeling. Abstract of the thesis. Dr. geol. sci. diss. Kiev, 40 p. (in Russian).
- Yegorova T. P., Gobarenko V. S., Yanovskaya T. B., Baranova E. P., 2012. Structure of the Black Sea lithosphere from 3D gravity analysis and seismic tomography. *Geofizicheskij zhurnal* 34 (5), 38—59 (in Russian).
- Yegorova T. P., Starostenko V. I., 2006. Upper mantle heterogeneity of Europe from combined interpretation of geophysical data. In: Structure and Dynamics of the Lithosphere of the Eastern Europe. Results of Studies under the EUROPROBE program (Eds A. F. Morozov, N. I. Pavlenkova). Moscow: GEOKART, GEOS, 600—623 (in Russian).
- Zonenshain L. P., Kuzmin M. I., Natapov L. M., 1990. Plate Tectonics of the USSR Territory. Book 2. Moscow: Nedra, 334 p. (in Russian).
- History of the Tethys Ocean*, 1987. Eds A. S. Monin, L. P. Zonenshain Moscow: IO AS USSR, 156 p. (in Russian).
- Kaz'min V. G., Lobkovsky L. I., Pustovitenko B. G., 2004. Modern kinematics of the microplates in the Black Sea — South Caspian region. *Okeanologija* 44(4), 600—610 (in Russian).

- Kaz'min V.G., Tikhonova N.F., 2005. Early Mesozoic marginal seas in the Black Sea — Caucasus region: paleotectonic reconstructions. *Geotectonica* (5), 19—35 (in Russian).
- Kaz'min V.G., Tikhonov N.F., 2006. Late Mesozoic — Eocene marginal seas in the Black sea — Caspian region: paleotectonic reconstruction. *Geotektonica* (3), 9—22 (in Russian).
- Kozlenko M.V., Kozlenko Ju.V., Lysynchuk D.V., 2013. Crustal structure of the North-Western shelf of the Black Sea along the profile of the DSS N 26. *Geofizicheskij zhurnal* 35 (1), 12—152 (in Russian).
- Kopp M.L., 2005. Mobility neotectonics of platforms of the Southeastern Europe. — Moscow: Science. 340 p. (in Russian).
- Kravchenko S.N., Orlyuk M.I., Rusakov O.M., 2003. A new approach to the interpretation of regional Western Black Sea magnetic anomaly. *Geofizicheskij zhurnal* 25(2), 135—145 (in Russian).
- Kutas R.I., 2010. Geothermic conditions of the Black Sea and its surroundings *Geofizicheskij zhurnal* 32(6), 135—158. (in Russian).
- Kutas R.I. Kobolev V.P., Tsvyashchenko V.A., Bevyuk M.I., Kravchuk O.R., 1997. Geothermic model of the Black Sea basin. *Geofizicheskij zhurnal* 19(6), 70—83 (in Russian).
- Lithosphere of Central and Eastern Europe. East-European platform*, 1989. Ed. A.V. Chekunov Kiev: Naukova Dumka, 188 p. (in Russian).
- Lithosphere of Central and Eastern Europe. Young platforms and Alpine fold belt*. 1994. Ed. A.V. Chekunov Kiev: Naukova Dumka, 331 p. (in Russian).
- Lobkovsky L.I., 1988. Geodynamics of spreading zones, subduction and the two-level plate tectonics. Moscow: Nauka, 251 p. (in Russian).
- Lobkovsky L.I., Nikishin A.M., Khain V.Ye., 2004. Modern Problems of Geotectonics and Geodynamics. Moscow: Nauchnyj Mir, 612 p. (in Russian).
- Murovskaya A.V., 2012. Stress fields and deformation regimes of the Western Mountain Crimea on the Alpine stage of tectogenesis by the tectonophysics data. Abstract of the thesis. Cand. geol. sci. diss. Kiev, 22 p. (in Russian).
- Nechayeva T.S., Shymkiv L.M., Horkavko V.M., 2002. Map of the anomalous magnetic field (ΔT)_a of Ukraine, scale 1 : 1 000 000 Kiev, sheet 1 (in Russian).
- Nikishin A.M., Korotaev M.V., Bolotov S.N., Ershov A.V., 2001. Tectonic history of the Black sea basin *Bjulleten' MOIP. Otd. geol.* 76 (3), 3—17 (in Ukrainian).
- Nikolaev P.N., Shchukin Ju.K., 1975. Deformation model of the earth's crust and upper mantle in region of deep foci of the Eastern Carpathians, Vrancea. In: *Deep crustal structure*. Moscow: Nauka, 61—83 (in Russian).
- Orlyuk M.I., Lebed' T.V., Marchenko A.V., Romets A.A., Bakarzhieva M.I., 2013. Magnetic model of the earth's crust along profiles DSS 25, DSS 28 and DSS 29 (in connection with the investigation of the transition zone of the East European platform to the Black Sea megadepression. *Geodinamica* 2(15), 259—262 (in Russian).
- Patalakha E.I., Gonchar V.V., Senchenkov I.K., Chervinko O.P., 2003. Indertonic mechanism in geodynamics of Crimean Black Sea region. Kiev: Emco, 226 p. (in Russian).
- Patalakha E.I., Senchenkov I.K., Trofimenko G.L., 2004. Tectonic and geodynamic problems of evolution of southwestern foreland of East-European craton and its orogenic framing. Kiev: Emco, 234 p. (in Russian).
- Pustovitenko B.G., Kulchitskii V.E., Goryachun A.V., 1989. Earthquakes in Crimean Black Sea region. Kiev: Naukova Dumka, 192 p. (in Russian).
- Pushcharovsky Yu.M., Pushcharovsky D.Yu., 2010. *Geology of the Earth's mantle*. Moscow: GEOS, 138 p. (in Russian).
- Sollogub V.B., 1986. *Lithosphere of Ukraine*. Kiev: Naukova Dumka, 184 p. (in Russian).
- Starostenko V.I., Kendzera A.V., Tsvetkova T.A., Bugaenko I.V., 2013. Intermediate earthquakes of Vrancea zone and mantle velocity structure in Eastern Europe. *Geofizicheskij zhurnal* 35(3), 31—45 (in Russian).
- Starostenko V.I., Makarenko I.B., Rusakov O.M., Pashkevich I.K., Kutas R.I., Legostaeva O.V., 2010. Geophysical heterogeneity of lithosphere of Black Sea megadepression. *Geofizicheskij zhurnal* 32(5), 3—20 (in Russian).
- The structure of the crust and upper mantle of Central and Eastern Europe 1978*. Eds V.B. Sollogub, A. Guterh, D. Prosen. Kiev: Naukova Dumka, 271 p. (in Russian).
- Tectonic map of Ukraine, 2007*. Scale 1 : 1 000 000. Part 1. Explanatory note. Eds D.S. Gursky, S.S. Kruglov. Kyiv: USIGP Publ., 95 p. (in Ukrainian).
- Terekhov A.A., Shimkus K.M., 1989. Young sediments and thrust structures in Peri-Crimean and

- Peri-Caucasian zones of the Black Sea basin. *Geotectonika* (1), 72—79 (in Russian).
- Tripolskiy A. A., Topolyuk O. V., Tripolskaya E. A.*, 2012. Peculiarities of distribution of seismic velocities in the earth's crust in the Kirovograd ore area of the Ingul megablock of the Ukrainian shield. 1. *Geofizicheskij zhurnal* 34(6), 68—78 (in Russian).
- Khain V. Ye.*, 1984. Regional geotectonics. Alpine Mediterranean belt. Moscow: Nedra, 334 p. (in Russian).
- Khain V. Ye.*, 2001. Tectonics of continents and oceans. Moscow: Nauchnij Mir, 604 p. (in Russian).
- Khain V. Ye., Soslavinsky K. E.*, 1991. Historical Geotectonics. Paleozoic. Moscow: Nedra, 398 p. (in Russian).
- Khom'jak L. M.*, 2012. Early Paleogene stage of thrust formations in the Ukrainian Carpathians. *Praci naukovogo tovaristva imeni Shevchenka. Geologichnyj zbirnyk XXX*, 90—99 (in Ukrainian).
- Tsvetkova T. A., Bugaenko I. V.*, 2012. Seismotomography of mantle beneath the East-European platform: speed mantle boundaries. *Geofizicheskij zhurnal* 34(5), 161—172 (in Russian).
- Chekunov A. V.*, 1989. Problems of the Black Sea basin geology. In: *Structure and evolution of the earth's crust and upper mantle of the Black Sea*. Eds V. V. Belousov, B. S. Vol'vovskiy. Moscow: Nauka, 145—160 (in Russian).
- Shnyukova E. E.*, 2013. Junction zone magmatism of the Western Black Sea basin, the Crimean Mountains and the Scythian plate. Abstract of the thesis. Dr. geol. sci. diss. Kiev, 42 p. (in Russian).
- Shumlyanskaya L. A., Tripolskiy A. A., Tsvetkova T. A.*, 2014. Crustal velocity structure effects on the results of seismic tomography of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskij zhurnal* 36(4), 95—117. (in Russian).
- Yudin V. V.*, 2007. Geodynamics of the Black sea — Caspian region. Kiev: USIGP Publ., 143 p. (in Russian).
- Artemieva I. M., Thybo H., Kaban M. K.*, 2006. Deep Europe today: geophysical synthesis of the upper mantle structure and lithospheric processes over 3,5 Ga. In: *European Lithosphere Dynamics*. Eds D. G. Gee, R. A. Stephenson. London: Geol. Soc. Memoirs, 32. P. 11—41.
- Blundell D. J.*, 1999. The legacy of the European Geotraverse. *Tectonophysics* 314, 7—16.
- Bogdanova S., Gorbatshev R., Grad M., Guterch A., Janik T., Kozlovskaya E., Motuza G., Skridlaite G., Starostenko V., Taran L.*, 2006. EUROBRIDGE: New insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. In: *European Lithosphere Dynamics*. Eds D. G. Gee, R. A. Stephenson. London: Geol. Soc. Memoirs 32, 599—628.
- Bielik M.*, 2009. Geophysical model in the Carpathian-Pannonian basin region. Skopje, Ohrid, Republic of Macedonia. August 30 — September 1.
- Csontos L., Vörös A.*, 2004. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 210(1), 1—56.
- DOBREFraction'99 Working Group.* 'DOBREFraction'99', velocity model of the crust and upper mantle beneath the Donbas Foldbelt (east Ukraine), 2003. *Tectonophysics* 371, 81—110.
- Finetti I., Bricchi G., Del Ben A., Pipan M., Xuan Z.*, 1988. Geophysical study of the Black Sea. *Boll. Geol. Teor. Ed Applicata* 30, 197—324.
- Fodor L., Csontos L., Bada G., Györfi I., Benkovics L.*, 1999. Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. In: *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen* (Ed. B. Durand). *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 156, 295—334.
- Gagala J., Vergés J., Saura E., Malata T., Ringenbach J.-C., Werner Ph., Krzywiec P.*, 2012. Architecture and orogenic evolution of the north-eastern Outer Carpathians from cross-section balancing and forward modeling. *Tectonophysics* 532—535, 223—241.
- Geyko V. S.*, 2004. A general theory of the seismic travel-time tomography. *Геофиз. журн.* 26(2), 3—32.
- Golonka J.*, 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics* 381, 235—273.
- Golonka J., Oszczypko N., Ślącza A.*, 2000. Late Carboniferous — Neogene geodynamic evolution and palaeogeography of the circum-Carpathian region and adjacent areas. *Ann. Soc. Geol. Pol.* 70, 107—136.
- Gorbunova I. V., Pustovitenko B. G., Kapitanova S. A., Pustovitenko A. A.*, 2000. On the Complex Rupturing Process within the Sources of Strong Earthquakes (Based on the Example of the Crimea — Caucasus — Kopet Dagh Region). *J. Earthquake Prediction Res* (8), 436—457.
- Grabowski J., Nemcok M.*, 1999. Summary of paleomagnetic data from the Central West Carpathians of Poland and Slovakia: evidence for the

- Late Cretaceous — Early Tertiary transpression. *Phys. Chem. Earth. Part A Solid Earth Geod.* 24, 681—685.
- Grad M., Guterch A., Keller R. G., Janik T., Hegedüs E., Vozár J., Ślącza A., Tiira T., Yliniemi J., 2006. Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin: CELEBRATION 2000 seismic profile CEL 05. *J. Geophys. Res.* 111, B03301. doi:10.1029/2005JB003647.
- Grad M., Tiira T., ESC Working Group, 2008. The Moho depth map of the European Plate. *Geophys. J. Int.* 176, 279—292.
- 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.
- Janik T., Grad M., Guterch A., CELEBRATION 2000 Working Group, 2009. Seismic structure of the lithosphere between the East European Craton and the Carpathians from the net of CELEBRATION 2000 profiles in SE Poland. *Geol. Quarterly* 53(1), 141—158.
- Janik T., Grad M., Guterch A., Vozár J., Bielik M., Vozárova A., Hegedüs E., Kovács C.A., Kovács I., Keller R. G., CELEBRATION 2000 Working Group, 2011. Crustal structure of the Western Carpathians and Pannonian Basin: Seismic models from CELEBRATION 2000 data and geological implications. *J. Geodynamics* 52, 97—113.
- Konerding C., Dinu C., Wong H., 2010. Seismic sequence stratigraphy, structure and subsidence history of the Romanian Black Sea shelf. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 340, 159—180.
- Kováč M., Nagymarosy A., Oszczytko, N., Ślącza A., Csontos L., Maruntenau M., Márton E., 1998. Palinspastic reconstruction of the Carpathian-Pannonian region during the Miocene. In: *Geodynamic Development of the Western Carpathians*. Ed. M. Rakús. Bratislava: Geol. Sur. of Slovak Republic, 189—217.
- Khriachevskaja O., Stovba S., Popadyuk I., 2009. Hydrocarbon prospects in the Western Black Sea of Ukraine. *The Leading Edge* (September), 1024—1029.
- Khriachtchevskaja O., Stovba S., Stephenson R., 2010. Cretaceous—Neogene tectonic evolution of the northern margin of the Black Sea from seismic reflection data and tectonic subsidence analysis. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 340, 137—157.
- Konerding C., Dinu C., Wong H.K., 2010. Seismic sequence stratigraphy, structure and subsidence history of the Romanian Black Sea shelf. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 340, 159—180.
- Maystrenko Y., Stovba S., Stephenson R., Menyoli E., Gajewski D., Huebscher C., Rabbel W., Saintot A., Starostenko V., Thybo H., Tolkunov A., 2003. Crustal-scale pop-up structure in cratonic lithosphere: DOBRE deep seismic reflection study of the Donbas fold belt, Ukraine. *Geology* 31(8), 733—736.
- Márton E., 1987. Paleomagnetism and tectonics in the Mediterranean region. *J. Geodynamics* 7, 33—57.
- Neugebauer J., Greiner B., Appel E., 2001. Kinematics of the Alpine — West Carpathian orogen and palaeogeographic implications. *J. Geol. Soc. London Spec. Publ.* 158, 97—110.
- Nikishin A.M., Korotaev A.M., Ershov A.V., Brunet M.-F., 2003. The Black Sea basin: tectonic history and Neogene—Quaternary rapid subsidence modeling. *Sediment. Geol.* 156, 149—168.
- Okay A.I., Tüysüz O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In: *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen* (Eds B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath, M. Seranne). *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 156, 475—515.
- Pavlenkova N.I., 1996. Crust and Upper Mantle Structure in Northern Eurasia from Seismic Data. *Adv. Geophys.* 37, 3—133.
- Saintot A., Stephenson R., Stovba S., Brunet M.-F., Yegorova T., Starostenko V., 2006. The evolution of the southern margin of the Eastern Europe (Eastern European and Scythian platforms) from latest Precambrian — Early Palaeozoic to the Early Cretaceous. In: *The European Lithosphere Dynamics*. Eds D. Gee, R. Stephenson. London: Geol. Soc. Memoirs 32, 481—505.
- Schmid S., Bernoulli D., Fügenschun 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.
- Środa P., Czuba W., Grad M., Guterch A., Tokarski A., Janik T., Rauch M., Keller G.R., Hegedüs E., Vozár J., CELEBRATION 2000 Working Group, 2006. Crustal structure of the Western Carpathians from CELEBRATION 2000 profiles CEL 01 and CEL 04: seismic models and geological implications. *Geophys. J. Int.* 167, 737—760.
- Stampfli G.M., Borel G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth Planet. Sci. Lett.* 196, 17—33.

- Starostenko V., Janik T., Stephenson R., Gryn D., Tolkunov A., Czuba W., Środa P., Lysynchuk D., Omelchenko V., Grad M., Kolomiyets K., Thybo H., Legostaeva O., 2012. Integrated seismic studies of the crust and upper mantle at the southern margin of the East European Craton (Azov Sea — Crimea — Black Sea area), DOBRE-2 & DOBRE'99 transect. In: *The 15th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents and Their Margins*. Programme and Abstracts. Beijing, China, September 16—20, P. 85.
- Starostenko V., Janik T., Lysynchuk D., Środa P., Czuba W., Kolomiyets K., Gintov O., Omelchenko V., Komminaho K., Guterch A., Tiira T., Gryn D., Legostaeva O., Thybo H., Tolkunov A., 2013 a. Mesozoic (?) lithosphere-scale buckling of the East European Craton in southern Ukraine: DOBRE-4 deep seismic profile. *Geophys. J. Int.* 195, 740—766.
- Starostenko V., Janik T., Kolomiyets K., Czuba W., Środa P., Grad M., Kovács I., Stephenson R., Lysynchuk D., Thybo H., Artemieva I. M., Omelchenko V., Gintov O., Kutas R., Gryn D., Guterch A., Hegedüs E., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A., 2013 b. 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.
- Schmid S., Bernoulli D., Fügenschun B., Matenco L., Schefer S., Schuster R., Tischler M., Ustaşewski K., 2008. The Alpine-Carpathian-Dinaric orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss J. Geosci.* 101, 139—183.
- Stephenson R. A., Mart Y., Okay A., Robertson A., Saintot A., Stovba S. M., Khriachtcvskaia O., 2004. TRANSMED Transect VIII: Eastern European Craton — Crimea — Black Sea — Anatolia — Cyprus — Levant Sea-Sinai — Red Sea. In: *The TRANSMED Atlas: The Mediterranean Region from Crust to Mantle*. Eds W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G. M. Stampfli, P. A. Ziegler. Berlin: Springer 141 p.
- Yegorova T. P., Baranova E. P., Omelchenko V. D., 2010. The crustal structure of the Black Sea from reinterpretation of Deep Seismic Sounding data acquired in the 1960 s. In: *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. Eds M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 340, 43—56.
- Yegorova T., Gobarenko V., 2010. Structure of the Earth's crust and upper mantle of West- and East-Black Sea Basins revealed from geophysical data and its tectonic implications. In: *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. Eds M. Sosson, N. Kaymakci, R. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 340, 23—42.
- Zonenshain L. P., Le Pishon X., 1986. Deep basins of the Black Sea and as Remnants of Mesozoic Back-arc Basins. *Tectonophysics* 123, 181—211.