

Тектонофизический анализ и геодинамическая интерпретация трехмерной геофизической модели Украинского щита

© О. Б. Гинтов, И. К. Пашкевич, 2010

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 15 января 2010 г.

Представлено членом редколлегии Р. И. Кутасом

На основі тектонофізичного аналізу комплексної геофізичної 3D моделі Українського щита (УЩ), створеної в Інституті геофізики НАН України, розглянуто геодинамічні особливості щита від раннього докембрію до фанерозою. За матеріалами тектонофізичних досліджень встановлено, що зони розломів УЩ, закладені у неоархеї та палеопротерозої, були великими зонами зсуву, що виникли під дією тангенціальних сил. Кінематика зон зсуву була різною у західних і східних мегаблоках щита, тому зроблено висновок щодо відсутності зв'язку між ними у ранньому докембрії. Тектонофізичними матеріалами підтверджено дані палеомагнетизму стосовно повертання щита разом зі Східноєвропейською платформою (СЄП) упродовж фанерозою за годинниковою стрілкою відносно осі обертання Землі. Глибинним сейсмічним зондуванням виявлено великі лістричні зони розломів, що заглиблюються на 100 км і більше, а також похилі корові розломи, формування яких супроводжувало процес колізії мегаструктур Феноскандії та Сарматії. Дані сейсмотомографії вказують на похиле заглиблення відносно високошвидкісної літосфери південно-західного краю СЄП під відносно низькошвидкісну літосферу суміжних плит. Одержані дані засвідчують, що формування кори і мантії УЩ відбувалось за механізмами тектоніки плит. Разом з тим було б занадто сміливим застосовувати весь набір плитотектонічних механізмів, наприклад спрединг, формування океанічної кори, островних дуг, субдукцію тощо, до вузької смуги щита, як це роблять деякі геологи. Відповідно до переважно горизонтально-зсувного типу більшості ранньодокембрійських зон розломів УЩ, ці зони були трансформними і виникли в результаті процесів спредингу і колізії за межами щита.

Geodynamic features of the Ukrainian Shield (USh) from Early Precambrian to Phanerozoic have been considered based on tectonophysical analysis of complex geophysical 3D model of the Shield, produced at the Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine. In accordance with the materials of tectonophysical studies it has been established that fault zones of the USh with initial stages in Neo-Archean and Paleo-Proterozoic were the large shift zones appeared under the action of tangential forces. Kinematics of shift zones was different in the western and eastern megablocks of the Shield that was the basis for conclusion of the absence of connection between its western and eastern parts in Early Precambrian. Tectonophysical materials support the data of paleomagnetism on the clockwise 90 degrees rotation of the Shield together with the East European platform (EEP) as to rotation axis of the Earth during Phanerozoic. Large listric fault zones going to 100 and more km as well as low-angle crust faults which formation accompanied the process of collision of mega-structures of Fennoscandia and Sarmatia were established by deep seismic sounding. The data of seismotomography indicate the low-angle dipping of relatively high-velocity lithosphere of southwestern edge of EEP under relatively low-velocity lithosphere of the adjacent plates. The obtained data testify the fact that the processes of USh crust and mantle formation took place under the action of plate tectonics mechanisms. And it would be overbold at the same time to use the whole set of plate tectonics mechanisms, for example, spreading, formation of oceanic crust, island arches, subduction etc. to the narrow band of the shield as some geologists do. Predominant horizontally shearing type of the most steeply-falling Early Precambrian fault zones of the USh testify the fact that that these zones were transform ones and were formed as a result of the processes of spreading and collision happened outside the Ush.

Вступление. Построение комплексной трехмерной геофизической модели Украинского щита (УЩ), выполненное в Институте геофизики НАН Украины в 2006 г. под руководством акад. НАН Украины В.И. Старостенко [Старостенко и др., 2006; 2007], открывает широкие возможности как для более глубокого понимания региональных закономерностей образования месторождений полезных ископаемых, так и для развития представлений о геодинамических особенностях этого региона. Модель, основанная на комплексном анализе геолого-геофизических материалов, а также включающая данные интерпретации сейсмотомографии до глубин 850 км и более, материалы тектонофизических, палеомагнитных исследований и изучения физико-химических процессов в тектоносфере, позволяет увидеть то, что раньше приходилось домысливать, опираясь лишь на гипотезы или теории, разработанные для других регионов Земли и других геологических эпох.

Украинский щит (рис. 1) относится к юго-западному сегменту Восточно-Европейского кратона — Сарматии. На северо-западе щита серия крупных глубинных разломов северо-восточного простирания, погружающихся на юго-восток, связана с установленной данными ГСЗ до глубины 90 км [Bogdanova et al., 1996] юго-восточной частью зоны сочленения Сарматии и Фенноскандии. К этой зоне приурочены Волыно-Двинский (Осницко-Микашевичский) вулканический пояс, рифейский Волыно-Оршанский рифт и одноименная впадина, образовавшаяся на нем. На севере и северо-востоке щит контактирует с Припятско-Днепровско-Донецкой впадиной, включающей Донбасс. Вся территория Сарматии, в том числе и Воронежский кристаллический массив (ВМ), сечется крупными долгоживущими трансрегиональными тектоническими швами Херсон — Смоленск и Донецк — Брянск, а также Украинско-Прибалтийской зоной активизации субмеридионального простирания. Сегмент секут три литосферных линейamenta северо-восточного простирания, выделенные В. Б. Соллогубом (1986). На рис. 1 также показаны геотраверсы и международные геотрансекты ГСЗ, результаты интерпретации по которым использованы в статье.

С точки зрения авторов, анализ палеогеодинамики и современной геодинамики любого сегмента Земли основывается в первую очередь на изучении геоструктур, являющихся индикаторами направления и амплитуды

перемещения горных массивов и блоков литосферы. Они называются по-разному: глубинные разломы, межплитные и внутриплитные швы, шовные зоны, рифтовые долины и трансформные разломы, тектономагматические и тектонометасоматические зоны, зоны сжатия, растяжения и сдвига, транзитные зоны и т.д. Не является в этом отношении исключением и УЩ: структуры, разделяющие его на мегаблоки и блоки разных рангов и рассматриваемые как *зоны разломов*, представляют собой основной объект изучения при решении геодинамических задач (рис. 2).

Трехмерные кинематические характеристики разломных структур УЩ и перемещение в пространстве и времени основных его частей (мегаблоков и блоков более высоких порядков) довольно детально рассмотрены ранее [Гинтов, Исая, 1988; Гинтов, Пашкевич, 2004; Гинтов, 2005] на основе тектонофизических данных. Однако такую модель щита едва ли можно считать в полной мере трехмерной и геодинамической, так как она не дает ответа на вопрос об общей динамике тектоносферы региона, поскольку неизвестно, как перемещения горных масс, фиксируемые на поверхности Земли, трансформируются с глубиной — в нижних слоях современной земной коры и в мантии.

Ответы на подобные вопросы хотя бы в общем виде, не вдаваясь в широкомасштабные гипотезы, можно получить, связав единой кинематическую модель щита, построенную на основе тектонофизических и, частично, палеомагнитных данных, трехмерную геофизическую модель литосферы, а также трехмерную скоростную модель современной мантии по результатам интерпретации данных сейсмической томографии. Что может дать такое сопоставление, видно из следующего: структурные модели коры и скоростная модель мантии фиксируют современное строение щита и сопредельных регионов, не указывая прямо на время формирования и направления движений тектонических элементов щита на разных этапах развития. Кинематическая модель дает временные параметры и направления движений, которые с большой степенью вероятности можно распространить на всю мощность земной коры, учитывая, что практически все изображенные на разрезах крупные зоны разломов, зафиксированные на поверхности, по комплексу данных прослежены в мантию. Зная направления тектонических движений в земной ко-

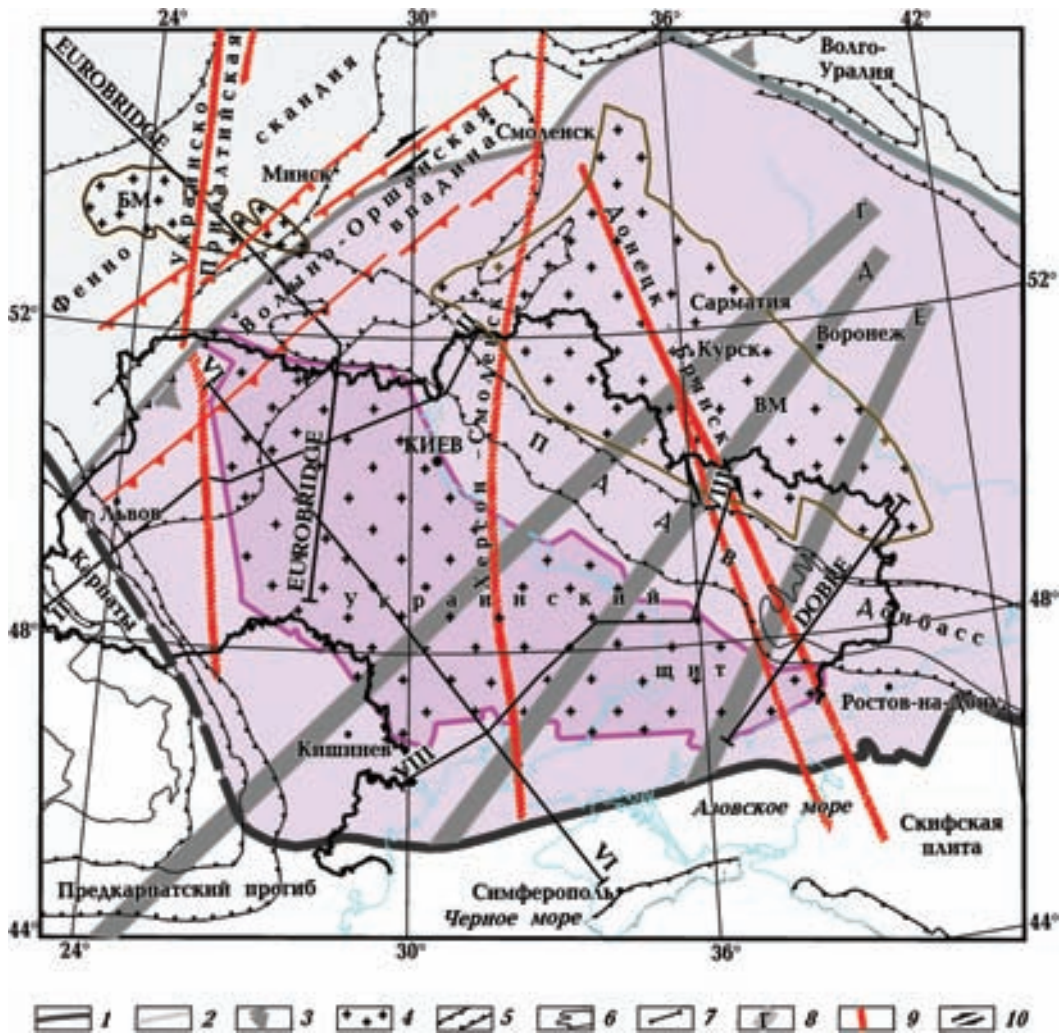


Рис. 1. Обзорная карта района исследований: 1 — граница Восточно-Европейской платформы; 2 — границы между надструктурными элементами ВЕП: Фенноскандией, Сарматией и Волго-Уралей, по [Vodanova, 1993]; 3 — направление падения зон сочленения сегментов ВЕП; 4 — УЩ, БМ и ВМ; 5 — платформенные наложенные авлагодены и впадины; 6 — граница Донбасса; 7 — геотрансекты и международные трансекты ГСЗ; 8 — литосферные линеаменты; 9 — трансрегиональные тектонические швы: Херсон — Смоленск, Донецк — Брянск; 10 — направления сдвигов; сокращения: БМ — Белорусский массив, ВМ — Воронежский массив.

ре, можно спрогнозировать характер движений вещества мантии, приведших к ее современной структуре, исходя из известных представлений, связывающих динамику литосферы с процессами мантийной конвекции или адвекции.

Кинематическая модель коры УЩ. Полученные в работах [Гинтов, Пашкевич, 2004; Гинтов, 2005] тектонофизические данные о возрасте, основных параметрах и кинематических особенностях разломных зон УЩ сведены ниже в обобщенную характеристику главных этапов разломообразования, наименования которым даны по названиям наиболее

хорошо изученных зон разломов. В скобках приведены азимуты простираения и кинематические типы основных и сопряженных зон разломов во время их заложения, типичные для данного этапа, а конкретные зоны по мере необходимости будут упоминаться в дальнейшем.

Этапы разломообразования:

- неоархейские (AR₃) — днепродзержинский (322—324°, правый взбросо-сдвиг; 51°, левый взбросо-сдвиг), куйбышевский (316—319°, правый сдвиг), малоянисольский (335—340°, правый сдвиг), ореховский (320°, правый сдвиг; 296°, левый сдвиг), емилон-

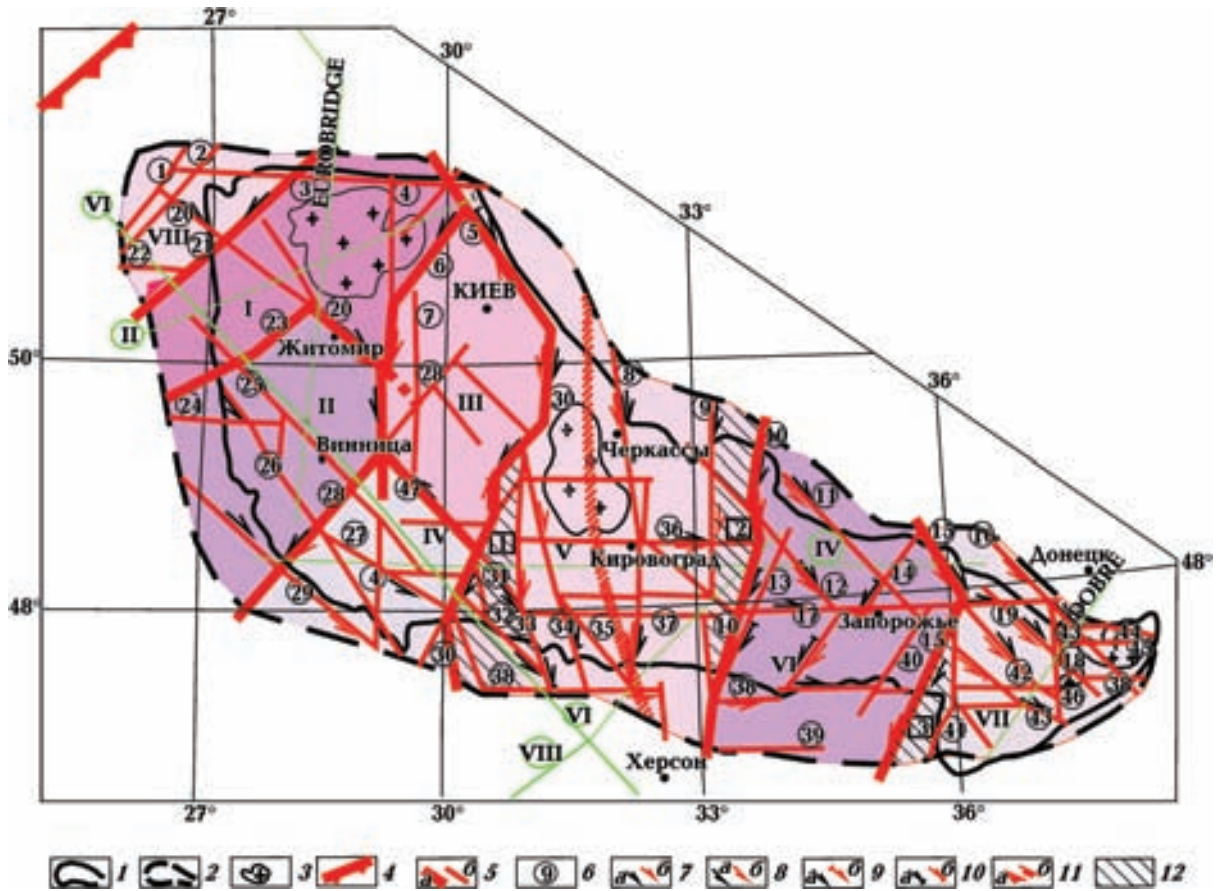


Рис. 2. Схема основных зон разломов Украинского щита и его склонов: 1 — контур обнаженной части щита; 2 — контур склонов щита, в пределах которых прослеживаются складчатые и разрывные структуры докембрийского фундамента по геофизическим данным; 3 — плутоны и крупные интрузивные массивы гранитоидов; 4 — граница между Сарматией и Фенноскандией; 5 — зоны разломов меж- (а) и внутримегаблоковые (б) соответственно; 6 — номера зон разломов; кинематические знаки (а — во время заложения, б — во время главной фазы активизации): 7 — правый сдвиг, 8 — левый сдвиг, 9 — взбросо-сдвиг, 10 — сбросо-сдвиг; 11 — взброс (а) и сброс (б); 12 — шовные зоны (цифры в квадратах: 1 — Голованевская, 2 — Ингулецко-Криворожская, 3 — Орехово-Павлоградская). Мегаблоки: I — Волинский, II — Подольский, III — Росинский, IV — Бугский, V — Ингульский, VI — Среднеприднепровский, VII — Приазовский, VIII — Волыно-Полесский вулcano-плутонический пояс. Зоны разломов (арабские цифры в кружках): 1 — Горынская, 2 — Луцкая, 3 — Полесская, 4 — Звиздаль-Залесская, 5 — Ядлов-Трактемировская, 6 — Чернобыльская, 7 — Брусиловская, 8 — Кировоградская, 9 — Западно-Ингулецкая, 10 — Криворожско-Кременчугская, 11 — Днепродзержинская, 12 — Светловодская, 13 — Саксаганская, 14 — Дерезоватская, 15 — Орехово-Павлоградская, 16 — Центральноволовнахская, 17 — Девладовская, 18 — Малоянисольская, 19 — Краснополянская, 20 — Сарненско-Варваровская, 21 — Сущано-Пержанская, 22 — Владимир-Волинская, 23 — Тетеревская, 24 — Хмельницкая, 25 — Хмельникская, 26 — Летичевская, 27 — Ободовская, 28 — Немировская, 29 — Подольская, 30 — Тальновская, 31 — Емиловская, 32 — Врадиевская, 33 — Первомайская, 34 — Звенигородско-Братская, 35 — Новоукраинская, 36 — Субботско-Мошоринская, 37 — Бобринецкая, 38 — Конкская, 39 — Горностаевская, 40 — Малоекатериновская, 41 — Азовско-Павловская, 42 — Куйбышевская, 43 — Сорокинская, 44 — Южно-Донбасская, 45 — Верхнекамышевахская, 46 — Центральноприазовская, 47 — Ташевская. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

ский (310—316°, левый сдвиг), девладовский (90°, ?);

- неоархей-раннепротерозойские (AR₃ — PR₁-I) — первомайский (345—347°, правый сбросо-сдвиг), западно-ингулецкий (357°, пра-

вый сдвиг), новоукраинский (328°, правый сбросо-сдвиг);

- раннепротерозойские (PR₁-I) — немировский (42—50°, левый сдвиг; 305—318°, правый сдвиг), тальновский (25°, правый сбросо-

сдвиг), криворожский (17—27°, правый взбросо-сдвиг), кировоградский (4°, правый сдвиг);

- раннепротерозойский (PR₁-II) — субботско-мошоринский (90°, правый сдвиг; 360°, левый сдвиг).

Анализ этапов разломообразования (рис. 3) позволяет заключить, что в неoarхее юго-западная и северо-восточная части УЩ развивались в разных режимах напряжений, что обусловило разную кинематику разломов. На юго-западе разломы северо-западного простирания были заложены как левые сдвиги, тогда как на северо-востоке разломы этого же простирания закладывались как правые сдвиги и взбросо-сдвиги (рис. 3, а). В неoarхее — палеопротерозое и собственно палеопротерозое (рис. 3, б) активно развивалась центральная часть щита — Тальновская, Кировоградская, Криворожско-Кременчугская и другие зоны разломов были заложены как субмеридиональные правые сдвиги и сбросо-сдвиги. В то же время западная и восточная части щита различались противоположной кинематикой: в западной части зоны разломов северо-западной ориентировки формировались преимущественно как правые сдвиги, в восточной — активизировались как левые сдвиги (см. рис. 3, а).

Наконец, в конце палеопротерозоя (рис. 3, в) была заложена ортогональная система разломов, в которой широтные разломы формировались как правые, а субмеридиональные — как левые сдвиги.

Таким образом, древнейший возраст заложения разломных зон УЩ можно отнести к неoarхею. Существовали ли хотя бы некоторые из них раньше, можно лишь предполагать, исходя из взглядов на тектонику палео- и мезоархея. Есть зоны, например Ободовская, Ядлов-Трактемировская, где архейские основные кристаллосланцы линейно вытянуты вдоль них и, возможно, связаны с интрузиями базитов по разрывным нарушениям. Тогда возраст заложения разломных зон может оказаться древнее неoarхея.

На тектономагматические процессы в коре УЩ наиболее активное влияние оказали зоны разломов в неoarхее и особенно в палеопротерозое. Тогда же произошли интенсивные субгоризонтальные движения по разломам, которые достигали километров — первых десятков километров.

Активизации разломов продолжались, по крайней мере, до палеозоя и в разных частях щита происходили на разных этапах (рис. 3, г).

Максимальная активизация относится к началу и концу раннего протерозоя. Она охватывала практически весь щит, при этом разломы северо-западной ориентации активизировались в период PR₁-I как левые сдвиги, а северо-восточной и субмеридиональной, в период PR₁-II — PR₂, — как правые. Можно предположить, что в результате таких перемещений в период PR₁-I Бугский и Ингульский мегаблоки щита могли испытывать вращательные движения по часовой стрелке. Такие же движения могли происходить в Бугском и Волинском мегаблоках и в период PR₁-II — PR₂. Здесь уместно отметить, что именно к подобным "вращающимся" блокам приурочены крупные массивы раннепротерозойских новоукраинских и уманских гранитов, а также массивы анортозит-рапакиви ранне-среднепротерозойского возраста (см. рис. 3, г).

В фанерозое активность разломных зон в пределах УЩ уменьшилась и ярко выразилась только в его краевых частях: девонский магматизм и надвиги в разломах северной окраины Приазовского мегаблока на границе с Припятско-Днепровско-Донецкой впадиной, сбросовые движения по субширотным разломам на границе щита и Припятского грабена, юрские и меловые горстовые поднятия, а также каневские дислокации в Ядловско-Трактемировской зоне. Кроме того, в фанерозое большинство разломов было проводниками тепла и зонами гидротермальной деятельности.

Представляет интерес вопрос о времени формирования современной мегаблоковой структуры УЩ (см. рис. 2).

Несомненно, мегаблоки образовались при существенной роли вертикальных движений земной коры. Если бы современная мегаблоковая структура щита сформировалась в позднепротерозое или фанерозое, в межмегаблоковых зонах разломов можно было бы наблюдать такие же плоскости сбросов или взбросов, какие имеются и геоморфологически выражены в широтных зонах разломов наиболее молодого субботско-мошоринского этапа разломообразования [Гинтов, 2005], причем они должны были бы быть *L*- или *R*-сколами одной из фаз деформации. Но ни в одной из межмегаблоковых зон подобные структуры не наблюдаются, вероятно, из-за значительной эрозии. Вместе с тем большинство межмегаблоковых зон разломов было заложено в раннем протерозое как сдвиги, реже сбросо-

со- или взбросо-сдвиги, тем не менее сбросовая или взбросовая составляющая не всегда отвечает эрозионному срезу мегаблоков. Поэтому приходим к выводу, что современная мегаблоковая структура УЩ продолжала формироваться и после раннего протерозоя.

Исходя из всей суммы фактов и учитывая, что в конце PR_1 -II — начале PR_2 происходили мощные тектономагматические процессы с образованием плутонов — Коростенского, Корсунь-Новомиргородского, Восточно-Приазовского, и, соответственно, крупномасштабные вертикальные движения земной коры, есть основания утверждать, что современная мегаблоковая структура УЩ сложилась на границе палео- и мезопротерозоя.

Можно также думать, что деление щита на мегаблоки, наблюдаемое сейчас, не было первым в его истории. Наличие неархейских и неархей-палеопротерозойских зон разломов, разделяющих породные комплексы разных глубинных уровней, свидетельствует о том, что на рубеже архея и протерозоя существовала несколько иная мегаблоковая структура щита, которую полностью воссоздать пока что не удастся. Межмегаблоковыми тогда были Голованевская, Ингулецко-Криворожская, Орехово-Павлоградская шовные зоны, а также Летичевская, Ободовская и Первомайская зоны разломов. Наиболее изучена Голованевская шовная зона, в начале палеопротерозоя разделявшая современные Ингульский, Бугский и Росинский мегаблоки. Ее ширина между Тальновской и Первомайской зонами разломов достигает на юге 90 км. Зону характеризует большая насыщенность разломами, наличие напряженной линейной и куполовидной складчатости, как правило приразломной, а также пород мантийного происхождения (хромитоносных и никеленосных гипербазитов) и в целом мафический состав коры. Подобны Голованевской и две другие шовные зоны. После динамичного развития в PR_1 -I они утратили свою активность и на границе PR_1 -II — PR_2 вошли в состав новых мегаблоков.

Существование разных мегаблоков в позднем архее и позднем протерозое иногда вынуждает строить схемы "смешанной" мегаблоковой структуры УЩ, совмещающие разные временные отрезки геологической истории региона, что, по-видимому, неверно, так как при этом искажается информация о последовательности тектонических движений.

Приведенный анализ этапов и фаз разломообразования и географического месторас-

положения основных зон разломов дает возможность судить о перемещении в пространстве и времени основных мегаблоков и блоков УЩ. В частности можно заключить, что в неархее юго-западная и северо-восточная части щита, разделяемые условной линией, показанной на рис. 3, а, а в палеопротерозое — западная и восточная, располагающиеся соответственно к западу и востоку от Ингульского мегаблока (см. рис. 3, б), развивались кинематически по-разному. С учетом довольно значительных амплитуд горизонтальных смещений (от нескольких до первых десятков километров) при заложении и максимальной активизации зон может указывать на разворот в неархее восточной части щита (деформированной в результате правых сдвигов) по часовой стрелке, а западной (в результате левых сдвигов) — против. В палеопротерозое зоны разломов северо-западного направления в западной части щита (см. рис. 3, б) были правыми сдвигами (Сарненско-Варваровская, Хмельникская, Подольская), а в восточной — зоны архейского заложения (Светловодская, Днепродзержинская, Павлоградская и др.) активизировались как левые сдвиги (см. рис. 3, а).

Следовательно, западная и восточная части УЩ в архее и раннем протерозое развивались как самостоятельные, не связанные между собой структуры и потому, скорее всего, располагались на значительно большем расстоянии друг от друга, чем настоящее время.

Особый интерес представляет центральная часть щита (рис. 4), ограниченная Тальновской и Криворожско-Кременчугской зонами разломов, — Ингульский мегаблок, Голованевская и Ингулецко-Криворожская шовные зоны. Если в западной и восточной частях щита преобладают архей-раннепротерозойские зоны разломов диагональной системы, то в центральной большинство зон ориентировано субмеридионально — от 17 — 25° по краям Ингульского мегаблока до 345° (Первомайская и Звенигородско-Братская зоны) в его середине. Таких архей-раннепротерозойских и раннепротерозойских зон разломов, как Западно-Ингулецкая (аз. простирания 357°) и Кировоградская (4°), в других мегаблоках нет.

Анализ геофизических и геологических данных показывает, что Ингульский мегаблок, осью которого является меридиональный трансрегиональный тектонический шов Херсон — Смоленск, продолжается на север и юг далеко за пределы щита и представляет

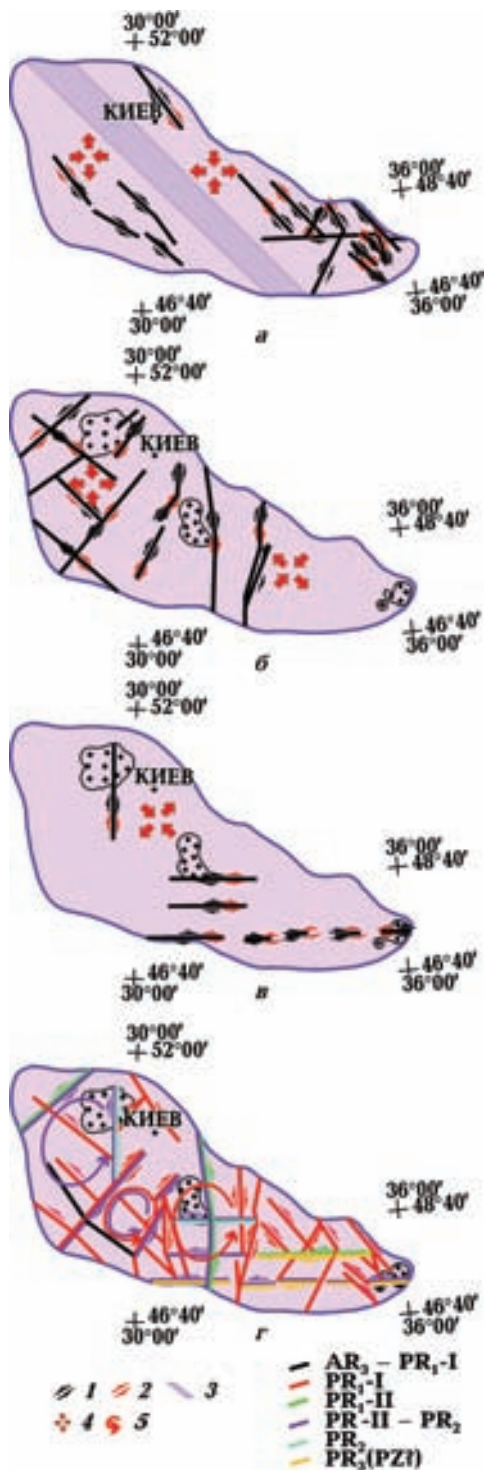


Рис. 3. Кинематика зон разломов Украинского щита на различных этапах заложения: а — неoarхей; б — первая половина раннего протерозоя (PR₁-I); в — вторая половина раннего протерозоя (PR₁-II); г — основные фазы активизации и направления предполагаемого вращения блоков; кинематика зон разломов на этапе: 1 — заложения; 2 — основной фазы активизации; 3 — предположительная граница областей разных деформационных режимов; 4 — направления; 5 — предполагаемое направление вращения.

собой вытянутую в меридиональном направлении мезазону, которая “сшивает” западную и восточную части (возможно, не только УЩ, но и более крупных сегментов Восточно-Европейской платформы (ВЕП)): в позднем архее — раннем протерозое (AR₃ — PR₁-I) здесь происходили правосдвиговые движения при сжатии, когда, возможно, восточная часть щита приближалась к западной и сформировались Голованевская и Ингулецко-Криворожская шовные зоны, а затем — около 2,05 и 1,75 млрд лет назад — произошло значительное растяжение земной коры в осевой части Ингульского мегаблока [Беличенко, Гинтов, 1996], вследствие чего возникли гранитные интрузии Новоукраинского и Корсунь-Новомиргородского массивов.

Структурно-кинематическая схема центральной части УЩ (см. рис. 4), также дает общее представление о внутренней структуре и металлогении зон разломов УЩ. Они имеют ширину от 10 до 20 км, состоят из несколько по-разному ориентированных прямолинейных зон скалывания, эшелонированных и элементарных сколов (зон развития катаклизмов и милонитов, участков интенсивной трещиноватости), разделенных структурами S- или Z-образного подворота и участками слабodeформированных пород. Магистральные разрывы отсутствуют, что указывает на преобладание пластических и вязких деформаций при образовании и активизации разломов. Этот общий вывод подтверждается и сверхдетальным картированием некоторых зон разломов, например Кировоградской, выполненным при поисках и разведке месторождений урановых руд [Старостенко и др., 2010].

Таким образом, тектонофизические данные свидетельствуют об огромной роли в геодинамическом развитии земной коры УЩ тангенциальных сил и горизонтальных движений ее геоблоков, начиная, по крайней мере, с неoarхея. В венде—фанерозое, как показало тектонофизическое изучение планетарной трещиноватости осадочных комплексов в пределах Донбасса и Вольно-Подольской плиты [Жорчемагин и др., 1973; Гинтов, 2001, 2005], северный географический палеополус Земли переместился из экваториальных широт в современное положение, что указывает на поворот Сарматии, в том числе УЩ, который был к этому времени жестко “впаян” в ее структуру, по часовой стрелке примерно на 90°.

Материалы тектонофизических исследований в целом не противоречат имеющимся

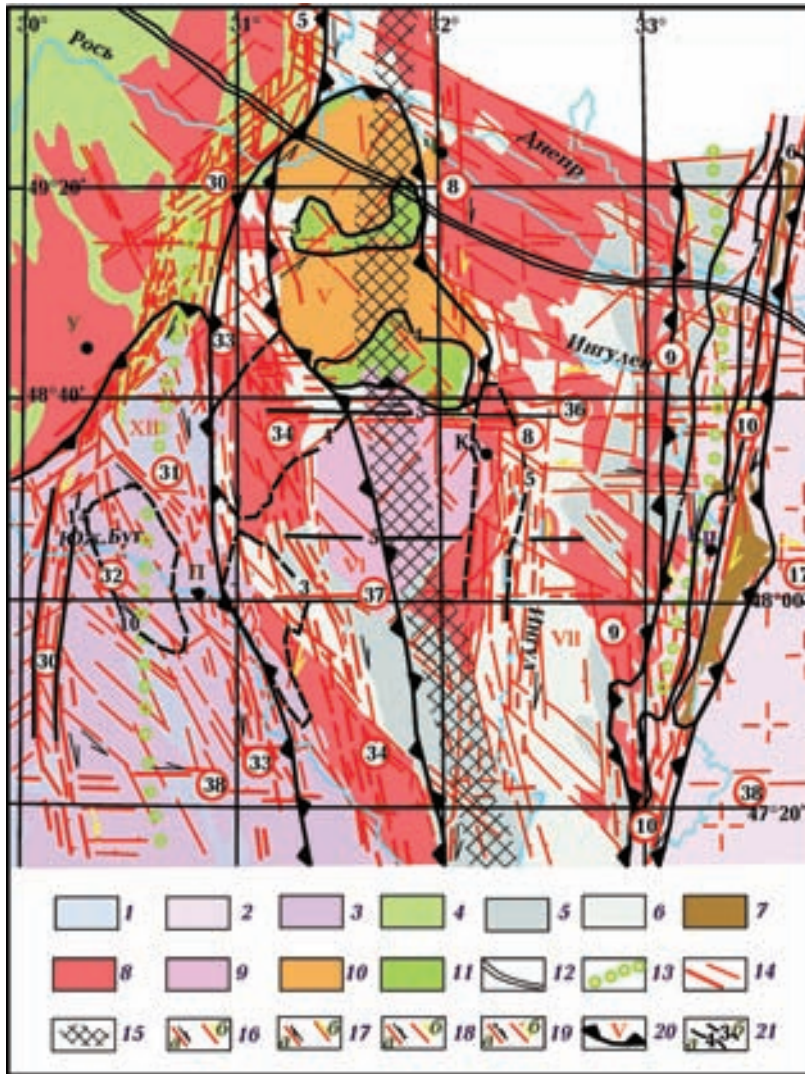


Рис. 4. Структурно-кинematическая схема центральной части Украинского щита в сопоставлении с металлогеническим районированием. **Серии, комплексы:** 1 — днестровско-бугская, гайворонский (AR₁); 2 — аульская, конкская, днепропетровский (AR₁), ингулецкий, саксаганский, демуринский, токовский (AR₂); 3 — бугская, капитановско-деренюхинский (AR₃), побужский (PR₁-I); 4 — росинско-тикичская (AR₃), звенигородский, гайсинский (PR₁-I); ингуло-ингулецкая (PR₁-I); 5 — родионовская, спасовская свиты, 6 — рощаховская, чечелевская свиты; 7 — криворожская (PR₁-I); 8 — кировоградский, уманский, ставищанский (PR₁-I); 9 — новоукраинский (PR₁-I); корсунь-новомиргородский (PR₁-II); 10 — рапаквидные граниты, 11 — габбро-анортозиты; 12 — контур обнаженной части щита; 13 — осевые линии Голованевской (на западе) и Ингулецко-Криворожской (на востоке) шовных зон; 14 — эшелонированные сколы (сместители) зон разломов (берг-штрихи указывают направление падения); 15 — трансрегиональный тектонический шов Херсон — Смоленск; кинематические знаки для зон разломов (а — при заложении, б — во время главной фазы активизации): 16 — правый сдвиг, 17 — левый сдвиг, 18 — сбросо-сдвиг, 19 — взбросо-сдвиг; 20 — контуры структурно-металлогенических зон и их номера (в соответствии с Металлогенической картой Украины: V — Корсунь-Новомиргородская, VI — Звенигородско-Братская, VII — Кировоградская, VIII — Криворожско-Ингулецкая, XII — Голованевская); 21 — контуры металлогенических зон (а), рудных районов (б) и их номера (в соответствии с Металлогенической картой Украины: 3 — Городищенско-Смелянская, 4 — Новомиргородская, 5 — Мошоринско-Добронадеждовская, 6 — Криворожско-Кременчугская, 7 — Западно-Ингулецко-Казанковская, 14 — Тальновская; рудные районы: 3 — Братско-Алексеевский, 4 — Центральноукраинский, 5 — Кировоградский, 10 — Побужский); зоны разломов (цифры в кружках соответствуют номерам зон на рис. 2): 5 — Ядлов-Трактемировская, 8 — Кировоградская, 9 — Западно-Ингулецкая, 10 — Криворожско-Кременчугская, 17 — Девладовская, 30 — Тальновская, 31 — Емиловская, 32 — Вradiевская, 33 — Первомайская, 34 — Звенигородско-Братская, 36 — Субботско-Мошоринская, 37 — Бобринецкая, 38 — Конкская. Сокращения: Кд — г. Кировоград, У — г. Умань.

палеомагнитным данным о раннем—среднем протерозое и венде ВЕП [Elming et al., 1998, 2006; Глевасская и др., 2000], определяющим индивидуальные траектории отдельных ее сегментов и время консолидации.

Так, близость направлений векторов остаточной намагниченности анортозитов и даек среднего—позднего протерозоя разных районов УЩ позволила заключить, что щит стал единой консолидированной структурой не позднее 1660 млн лет назад, и это не противоречит датировкам консолидации Восточно-Европейского кратона (около 1,8 млрд лет назад) по палеомагнитным и геологическим данным [Bogdanova et al., 1996]. Хотя еще между 2,0—1,8 млрд лет назад траектории миграции палеомагнитного полюса для УЩ и Балтийского щита (БЩ) были существенно разными: УЩ располагался на широте около 20° с. ш. и его ориентация относительно БЩ отличалась от современной на 50° . В дальнейшем УЩ вначале двигался в южном направлении и занял положение к югу от экватора, при этом его ориентация также отличалась от современной. Затем начался обратный дрейф на север, и взаимное расположение и ориентация УЩ и БЩ — около 1650 млн лет назад — стали современными.

В венде (580—545 млн лет назад) УЩ находился в составе континента Балтика — части предполагаемого суперконтинента Родиния. По результатам палеомагнитного изучения пород трапповой формации Волыни [Глевасская и др., 2000; Elming et al., 2006] установлено, что за 170 млн лет — от 750 до 580 млн лет назад — Балтика переместилась на юг и разместилась между 30° и 70° ю. ш., повернувшись во время движения почти на 30° по часовой стрелке. При этом УЩ располагался ближе всего к южному полюсу. После 580 млн лет назад начался дрейф Балтики на север и ее поворот почти на 180° по часовой стрелке.

Суммируя результаты тектонофизического и палеомагнитного изучения динамики литосферы УЩ, можно заключить, что как консолидированная структура он сформировался к рубежу 1,8—1,6 млрд лет. До этого его отдельные самостоятельные мегаблоки существовали и перемещались автономно (палеомагнитные данные) по своим траекториям движения (тектонофизические данные). Отрезок времени между 1,6 и 0,6 млрд лет пока что изучен недостаточно надежно, а начиная с раннего венда, как установлено обоими ме-

тодами, щит был в составе стабильного Восточно-Европейского кратона и перемещался, относительно оси вращения Земли, вместе с ним.

К сожалению, палеомагнитные данные не могут ни подтвердить, ни опровергнуть материалы тектонофизики об автономном существовании и перемещении отдельных мегаблоков УЩ до рубежа 1,8 млрд лет вследствие малого количества измерений, выполненных на современном уровне. Поэтому существует настоятельная необходимость расширения палеомагнитного изучения щита с использованием современной аппаратуры и методов обработки.

Сделанные выше выводы относятся в основном к кинематической характеристике движений и взаимодействия достаточно крупных тектонических единиц УЩ, ВЕП и сегментов Земли в целом. Но они опираются на фактический материал (обнажения горных пород и образцы отдельных их разновидностей), полученный из самых верхних горизонтов коры. Чтобы получить подтверждение этих выводов в более глубоких частях коры и определить некоторые механизмы перемещений блоков и горизонтов коры, рассмотрим комплексные трехмерные геофизические модели по основным геотраверсам, пересекающим щит (см. рис. 1, 2).

Строение земной коры, показанное на рис. 5, основано на тектонической интерпретации данных ГСЗ и плотностной модели вдоль геотраверса EUROBRIDGE [Bogdanova et al., 2006; Богданова и др., 2008], а скоростная модель литосферы для глубин более 50 км получена на основе интерпретации данных сейсмографии (рис. 6).

Общий взгляд на разрезы земной коры позволяет выделить несколько типов разломных зон в зависимости от их наклона и формы в разрезе. В упрощенном виде эти разрезы показаны на рис. 7, где кинематические характеристики зон разломов представлены отдельно от другой геолого-геофизической информации (описанной в работе [Старостенко и др., 2007]), что делает их рассмотрение более удобным.

Значительная часть зон — наклонные прямолинейные структуры, падающие под углами 65 — 85° от поверхности к разделу М. Как правило, это сдвиги, взбросо- и сбросо-сдвиги, в которых сдвиговая составляющая, судя по тектонофизическим данным, значительно превышает взбросовую или сбросовую. По-

добные зоны разломов детально охарактеризованы в работе [Гинтов, 2005]. Нарушенность раздела М крупными разломами свидетельствует о том, что поэтапная и пофазовая характеристики кинематики относятся не только к коре, но и к верхнему слою литосферы, т. е. к глубинам, как минимум, 100—140 км.

Поскольку заложение и первые фазы развития зон разломов УЩ в большинстве случаев сопровождались процессами сдвига, можно заключить, что эти процессы были наиболее древними и охватывали временной интервал неогаргей—фанерозой. А так как за этот период щит изменял свою форму, размеры и ориентацию относительно стран света, сдвиговые процессы являются индикаторами таких изменений, а крутопадающие сдвиговые зоны разломов УЩ, в подавляющем большинстве выходящие за его пределы, скорее всего могут быть трансформными и их возникновение обусловлено процессами спрединга или коллизии древних плит за современными пределами щита. В данном случае можно предположить, что плитотектонические процессы начали происходить по меньшей мере уже в неогаргей — раннем протерозое, ибо механизмы сдвига крупных геоблоков литосферы по протяженным и широким зонам разломов трудно объяснить иными причинами, кроме конвекции в мантии. Возможно, следы ее сохранились и в структуре современной мантии. Правда, единственная более или менее четко установленная и изученная геологическими и геофизическими методами коллизионная зона в пределах ВЕП и УЩ — зона сочленения Фенноскандии и Сарматии — возникла несколько позже заложения основных сдвиговых зон разломов.

Второй тип зон разломов охватывает в основном прямолинейные в разрезе структуры, падающие под углом 45—55° и связанные с процессами растяжения или сжатия литосферы со сдвиговой составляющей. На геотраверсе EUROBRIDGE такие зоны разломов выделены в районе Коростенского плутона (Тетеревская и Центральная) и Припятского грабена, где они сопровождали растяжение литосферы. На геотраверсах II и VIII зоны второго типа контролируют переход от УЩ к Днепровско-Донецкой впадине (ДДВ) и также являются признаком растяжения литосферы. К подобным зонам на геотраверсе VIII можно отнести Западно-Ингулецкую зону разломов, ограничивающую Ингулецко-Криворожскую шовную зону с запада.

В пределах Ингульского мегаблока, кроме выделенных на геотраверсе VIII, известны еще две зоны обозначенного типа — Бобринецко-Живановская (падение 50° на восток-юго-восток) и Новокопачинская (падение 45° на восток-северо-восток), с которыми связано урановое оруденение. Первая из них выделена на восточном контакте Новоукраинского массива трахитоидных гранитов и является правым сдвиго-надвигом при заложении, а вторая — на севере этого же массива и рассматривается как зона сжатия и последующего растяжения земной коры.

Третий и четвертый типы зон разломов ассоциируются с надвиговыми процессами в земной коре УЩ, происходившими во время коллизионного объединения его в единую морфоструктуру, имеющую современный вид.

Третий тип — это протяженные пологие (наклон 10—20° к горизонту) надвиговые поверхности, фиксируемые главным образом данными ГСЗ начиная с некоторой глубины (более 5—10 км). На земной поверхности их сложно заметить из-за преобладания субвертикальной слоистости, сланцеватости и трещиноватости горных пород.

На геотраверсе II подобная зона прослеживается от поверхности раздела Мохо (ПК 1090) под чехол ВЕП (ПК 970) и является поверхностью надвига, возникшего, вероятно, во время коллизии Сарматии и Фенноскандии. На геотраверсе VI зоны между ПК 700—850 и 600—450 отражают этот же процесс коллизионного сжатия УЩ. На геотраверсе VIII аналогичные зоны надвигов (ПК 350—200 и 470—600) возникли, по всей видимости, во время растяжения Ингульского мегаблока и его давления на соседние участки коры на западе и востоке (см. далее). На геотраверсе DOBRE подобная зона является поверхностью надвига УЩ и Донбасса на ВМ.

Надвиговые зоны третьего типа не ограничиваются корой, а продолжают в мантию еще на 10—20 км, но едва ли глубже. Они, скорее всего, представляют собой поверхности срыва, возникшие при коллизионных процессах.

Основными поверхностями надвигов (или поддвигов) во время коллизионных процессов в пределах УЩ являются структуры четвертого типа — листрические зоны разломов, которые вблизи земной поверхности имеют крутой наклон, а на глубине около 100 км становятся почти горизонтальными. Наиболее четко такие структуры прослеживаются в кол-

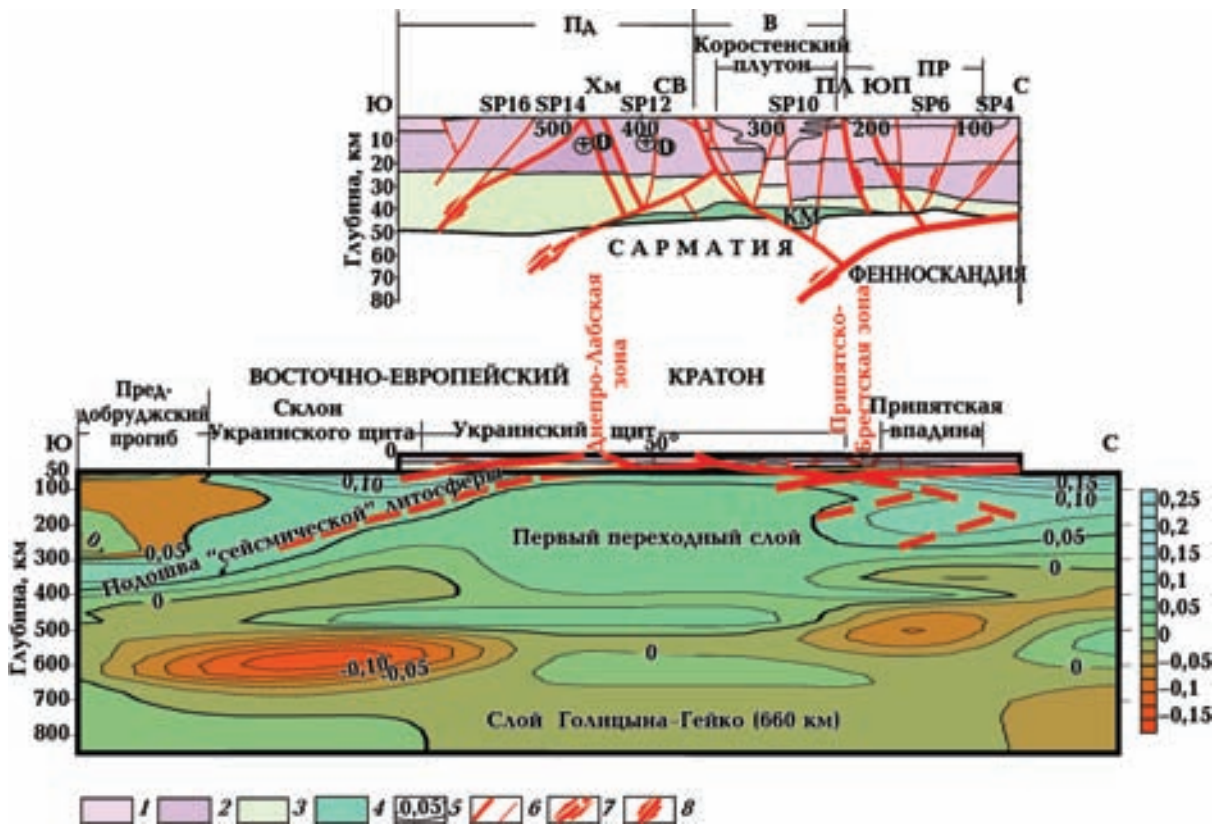


Рис. 5. Тектоническая интерпретация данных ГСЗ, плотностной модели и сейстотомографии вдоль геотраверса EUROBRIDGE [Bogdanova et al., 2006; Богданова и др., 2008]. Условные слои земной коры: 1 — гранитный, 2 — диоритовый, 3 — базальтовый, 4 — коромантийная смесь (КМ), 5 — изолинии невязок δ относительно референтной скоростной модели мантии, 6 — зоны разломов I и II рангов, 7 — сбросы, 8 — взбросы и надвиги.

лизионной зоне Фенноскандия — Сарматия, например, ближайшая к УЩ Горыньская зона разломов на геотраверсах VI (ПК 900) и II (ПК 910). Другие, генетически близкие к ней зоны расположены в пределах Волыно-Подольской плиты и в Белоруссии.

На геотраверсе EUROBRIDGE установлена по данным ГСЗ наклонная граница раздела южного падения в верхней мантии также интерпретируется как проявление зоны сочленения Сарматии и Фенноскандии в виде надвига Сарматии и поддвига под нее Фенноскандии (см. рис. 5).

Далее на юг по комплексу данных выделяются еще две аналогичные зоны в земной коре также в виде надвигов южных блоков на северные. Эти крупнейшие зоны находят отражение в строении литосферы в целом. Показательна ее расслоенность в поддвиговых зонах как со стороны Фенноскандии, так и со стороны склона УЩ. Отметим, что подошва литосферы под Волинским и частично По-

дольским мегаблоками поднимается до глубины 100 км и плавно погружается на юг, тогда как на севере она имеет сложную конфигурацию, согласующуюся с зоной сочленения указанных крупнейших сегментов Восточно-Европейского кратона. Можно предположить, что надвиго-поддвиговые перемещения в зоне сочленения сегментов охватывали всю литосферу. Зоны разломов северного (северо-западного) падения в разрезе коры, как правило, правые сдвиги, по всей вероятности, сопряжены с этими крупнейшими литосферными разломами.

Аналогичные поверхности надвига связаны с Тальновской и Криворожско-Кременчугской зонами разломов. Они фиксируются на геотраверсах VI (ПК 440—350) и VIII (ПК 500—460), падают навстречу друг к другу и отражают процесс раздвига по трансрегиональному шву Херсон — Смоленск с формированием Новоукраинского массива, Корсунь-Новомиргородского плутона и как результат

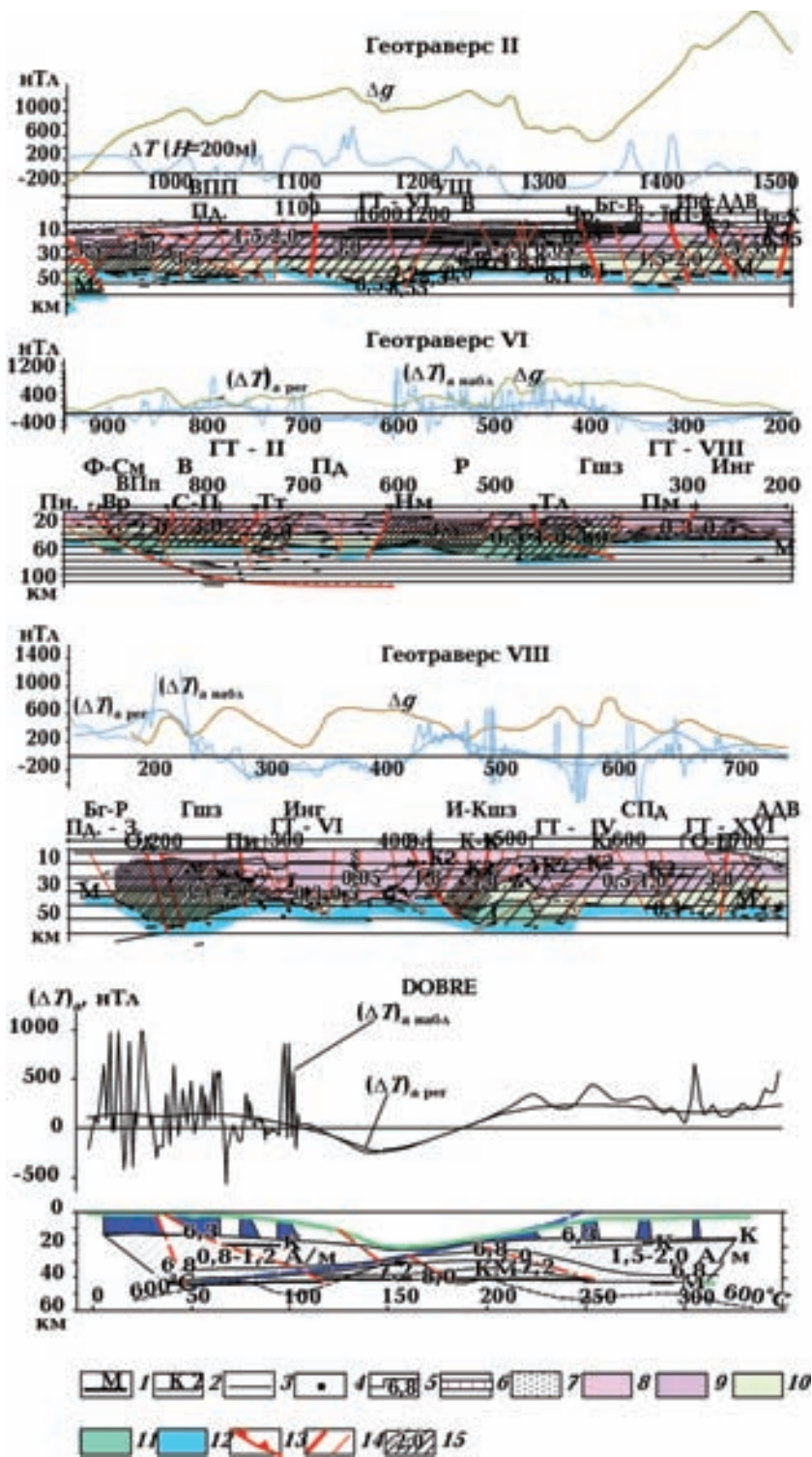


Рис. 6. Тектоническая интерпретация трехмерной геофизической модели УЩ вдоль основных геотравверсов: 1 — раздел Мохо; 2 — поверхность докембрийского фундамента; 3 — отражающие площадки; 4 — точки дифракции; 5 — изолинии скоростей распространения продольных сейсмических волн, км/с; 6 — низкоскоростные пролои; 7 — осадочные образования; условные слои земной коры: 8 — гранитный, 9 — диоритовый, 10 — базальтовый, 11 — коромантийная смесь (К-М); 12 — мантия; 13 — юго-восточная граница зоны сочленения Фенноскандии и Сарматии; 14 — зоны разломов I и II рангов; 15 — магнитные источники, значения намагнитченности, А/м.

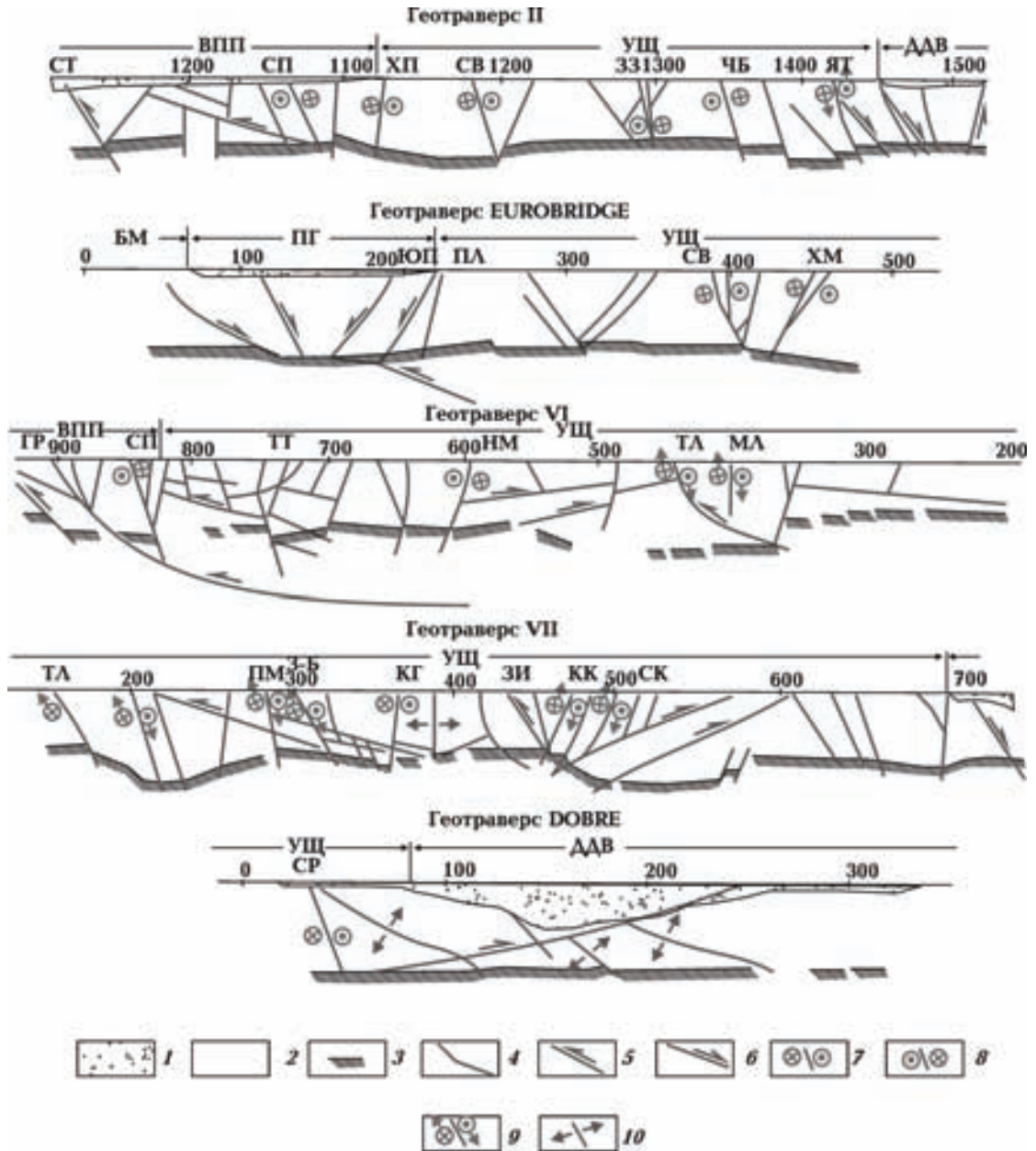


Рис. 7. Кинематические характеристики основных зон разломов УЩ в разрезе: 1 — осадочный чехол; 2 — кристаллические породы земной коры; 3 — раздел М; 4 — зоны разломов; 5—10 — кинематические знаки (кружки — во время заложения зон разломов, стрелки — во время основных фаз активизации): 5 — надвиг, взброс, поддвиг, 6 — сброс, 7 — правый сдвиг, 8 — левый сдвиг, 9 — взбросо- или сбросо-сдвиги (в зависимости от наклона зоны), 10 — растяжение. Регионы: ВПП — Вольно-Подольская плита, УЩ — Украинский щит, ДДВ — Днепровско-Донецкая впадина, БМ — Белорусский массив, ПГ — Припятский грабен. Зоны разломов: СТ — Стоходская, СП — Сущано-Пержанская, ХМ — Хмельникская, СВ — Сарненско-Варваровская, ЗЗ — Звиздаль-За-лесская, ЧБ — Чернобыльская, ЯТ — Ядлов-Трактемировская, ЮП — Южно-Припятская, ПЛ — Полесская, ГР — Горынская, ТГ — Тетеревская, НМ — Немировская, ТЛ — Тальновская, МЛ — Молдовская, ПМ — Первомайская, КГ — Кировоградская, КК — Криворожско-Кременчугская, СК — Саксаганская.

— давление и надвиг Ингульского мегаблока по Голованевской и Ингулецко-Криворожской шовным зонам, соответственно, на Бугский и Среднеприднепровский мегаблоки.

Краткий обзор основных систем межблоковых поверхностей перемещений в разрезе земной коры приводит к выводу, что начиная с неогархей наиболее масштабными событиями в геодинамическом развитии УЩ, с точки зрения механических движений, были следующие.

Неогархей—ранний протерозой. Происходило заложение субвертикальных поверхностей сдвига — трансформных (по-видимому) зон разломов, обусловленное многоактными процессами спрединга за пределами щита, здесь не рассматриваемыми. К ним можно отнести большинство этапов разломообразования, кроме кировоградского, субботско-мошоринского и девладовского. УЩ еще не был единой морфоструктурой, подобной современной. Отдельные его части (западная и восточная) развивались в разных деформационных и тектономагматических режимах. Сдвиговые перемещения в зонах разломов при сжатии привели к формированию приразломной складчатости, при растяжении — к интрузивным и гидротермально-метасоматическим процессам.

Ранний протерозой—средний протерозой. Коллизия литосферных плит Фенноскандии и Сарматии сопровождалась сильным сжатием и окончательным объединением мегаблоков УЩ. Имели место надвиг литосферы УЩ в сторону современного северо-запада на литосферу Фенноскандии и (или) подвиг последней под литосферу УЩ. Этот процесс охватил Волинский, Подольский и частично Росинский мегаблоки (до Немировской зоны разломов), при этом формировались литрические надвиговые зоны, которые вышли на земную поверхность за пределами щита (Горынская и другие зоны разломов). Параллельно формировались пологие поверхности срыва, расположенные в коре выше литрических зон. Глубинными сейсмическими зондированиями поверхности срыва и надвига в особенности четко фиксируются в зоне перехода кора—мантия на геотраверсах II (ПК 950, 1100) и VI (ПК 900), где пластины мантийного вещества подняты и надвинуты в северо-западном направлении.

Во время или после процесса коллизии Фенноскандии и Сарматии имели место растяжение литосферы и активизация межреги-

ональных тектонических швов Херсон — Смоленск и Донецк — Брянск. Образовались Коростенский и Корсунь-Новомиргородский плутоны и массивы щелочных гранитов Восточного Приазовья. Другими словами, можно говорить о том, что процесс коллизии Фенноскандии и Сарматии сопровождался не только сжатием, но и растяжением литосферы, на некоторое время прерывавшим давление плит друг на друга или происшедшим сразу после их объединения.

Поздний протерозой (рифей)—ранний фанерозой (девон). Крупномасштабные процессы растяжения литосферы привели к формированию рифтогенных ограничений УЩ и сопровождающих их зон разломов второй группы на западе, севере и северо-востоке.

Связь коровых и мантийных структур УЩ. Для изучения отражения крупных зон разломов различных кинематических типов и других структур земной коры УЩ в глубинных частях мантии авторами использована трехмерная скоростная модель верхней мантии Сарматии [Гейко и др., 2005], Украины [Гейко и др., 2006] и Украинского щита [Старостенко и др., 2006; Шумлянская и др. 2007]. Скоростные модели мантии, представленные в невязках δ относительно референтной модели $V_{\text{реф}}$, рассмотрены по нескольким широтным и долготным сечениям (рис. 8), а также на схемах изомагнетотностей основных слоев верхней мантии (рис. 9—11).

Подчеркнем, что скоростная модель мантии характеризует в основном ее современную неоднородность и расслоенность, а используемое исследователями понятие "литосфера" довольно неоднозначно: она определяется по сейсмическим, тепловым, электрическим, петрологическим и другим данным.

По представлениям авторов трехмерной скоростной модели Сарматии, в том числе УЩ, подошва сейсмической литосферы отождествляется с кровлей слоя Голицына — Гейко. Основной характеристикой мантийной части сейсмической литосферы УЩ является ее деление на два слоя: верхний, "первый высокоскоростной", нижняя граница которого характеризуется резкой сменой градиента изменения невязки скорости с глубиной (изолиния $\delta = 0,05$ км/с); второй, "квазиоднородный переходный", нижняя граница которого характеризуется условием $\delta = V - V_{\text{реф}} \rightarrow 0$ (см. рис. 8—11).

Первый высокоскоростной слой, кроме того, делится на верхнюю высокоградиентную

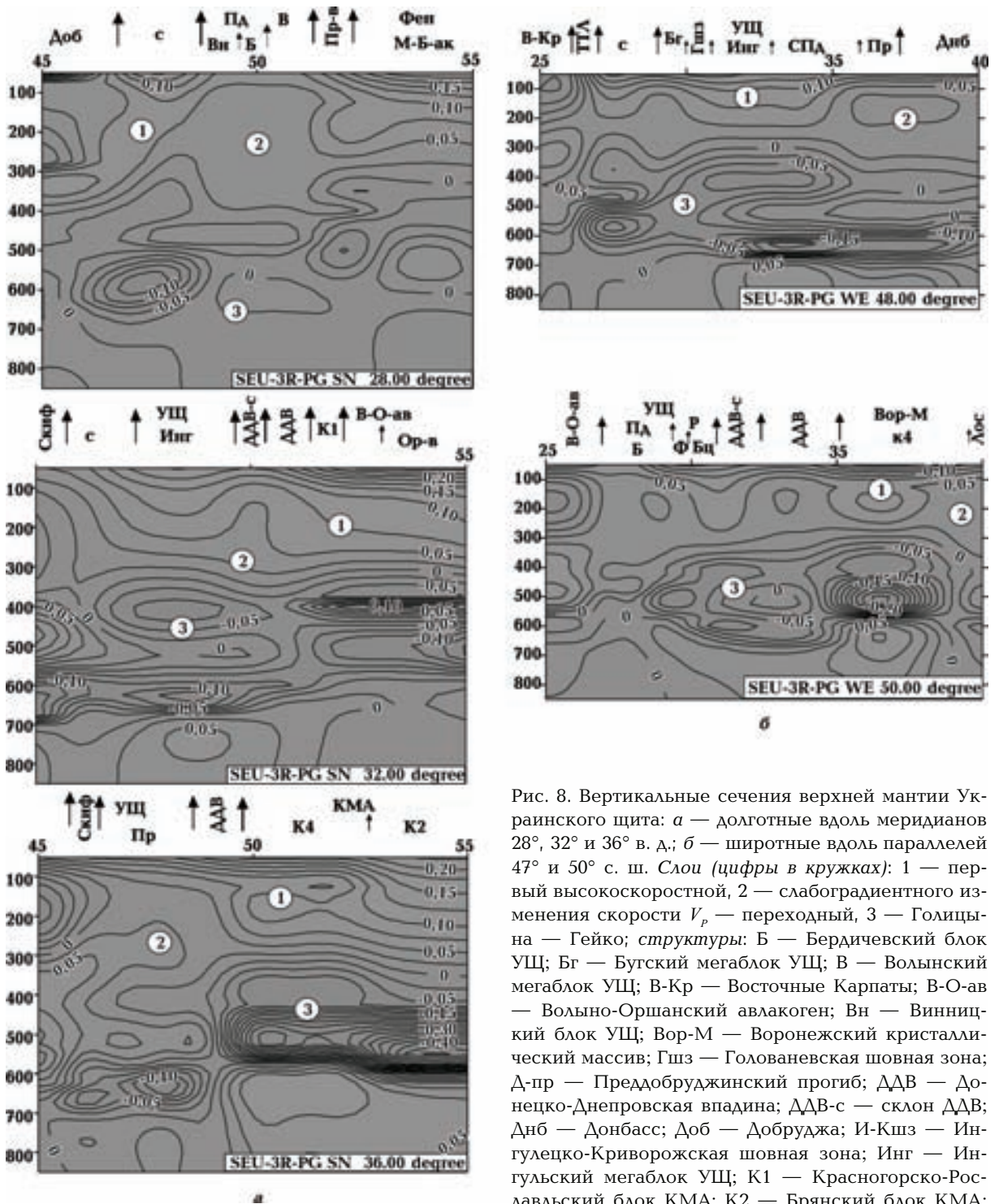


Рис. 8. Вертикальные сечения верхней мантии Украинского щита: а — долготные вдоль меридианов 28°, 32° и 36° в. д.; б — широтные вдоль параллелей 47° и 50° с. ш. Слои (цифры в кружках): 1 — первый высокоскоростной, 2 — слабоградиентного изменения скорости V_p — переходный, 3 — Голицына — Гейко; структуры: Б — Бердичевский блок УЩ; Бг — Бугский мегаблок УЩ; В — Волинский мегаблок УЩ; В-Кр — Восточные Карпаты; В-О-ав — Волыно-Оршанский авлакоген; Вн — Винницкий блок УЩ; Вор-М — Воронежский кристаллический массив; Гшз — Голованевская шовная зона; Д-пр — Предобруджинский прогиб; ДДВ — Донецко-Днепровская впадина; ДДВ-с — склон ДДВ; Днб — Донбасс; Доб — Добруджа; И-Кшз — Ингулецко-Криворожская шовная зона; Инг — Ингульский мегаблок УЩ; К1 — Красногорско-Рославльский блок КМА; К2 — Брянский блок КМА; К3 — Ливенско-Ефремовский блок КМА; К4 — Курско-Белгородский блок КМА; КМА — мега-

блок Курская магнитная аномалия; Крм — Крым; Кр-пр — Предкарпатский передовой прогиб; Лос — Лосевская шовная зона; М-Б-ак — Мазуро-Белорусская антеклиза; О-Пшз — Орехово-Павлоградская шовная зона; Ор-в — Оршанская впадина; Па — Пачелмский авлакоген; Пд — Подольский мегаблок УЩ; Пр — Приазовский мегаблок УЩ; Пр-в — Припятская впадина; Р — Росинский мегаблок УЩ; Рост — Ростовский выступ; с — склон ВЕП; Скиф — Скифская плита; СПд — Среднеприднепровский мегаблок УЩ; ТТЛ — Тейссейре — Торнквиста линия; У — Уманский блок УЩ; Ф — Фастовский блок УЩ; Фен — Фенноскандия. Остальные условные обозначения см. на рис. 12, 13.

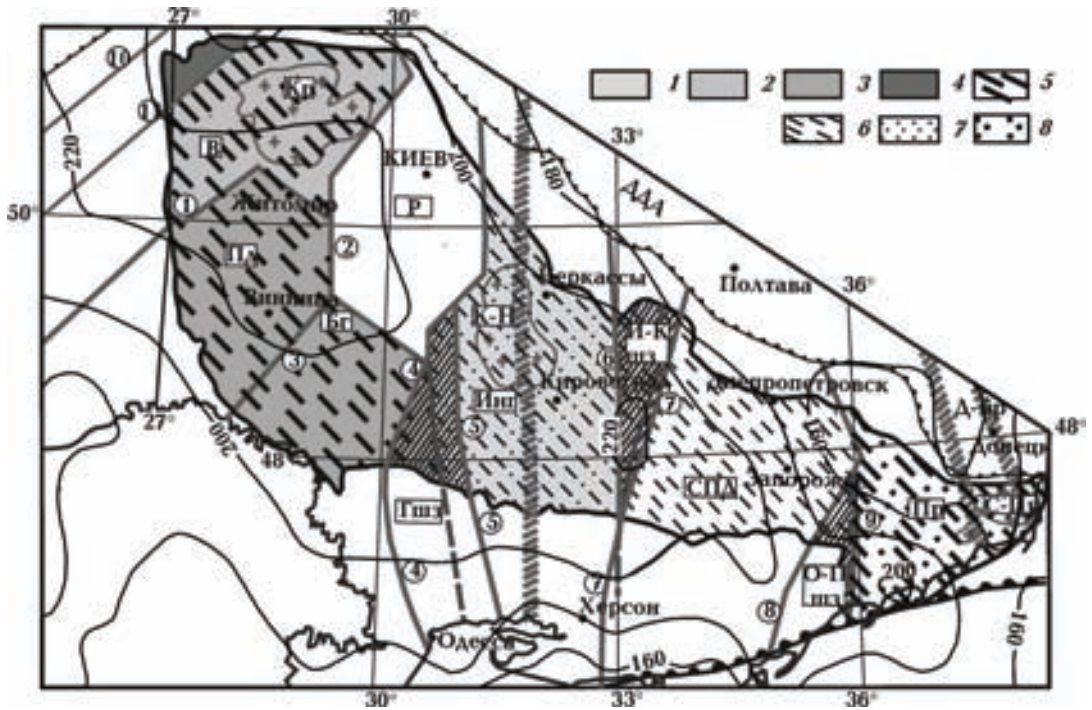


Рис. 9. Схема мощности литосферы (в км) по геотермическим данным в сопоставлении со степенью дифференцированности мантии, по С.Н. Цымбалу (2002). Мантия: 1 — слабо-дифференцированная, 2 — достаточно дифференцированная, 3 — дифференцированная, 4 — сильно дифференцированная; 5 — слабодеплетированная, 6 — деплетированная, 7 — метасоматизированная, 8 — значительно метасоматизированная.

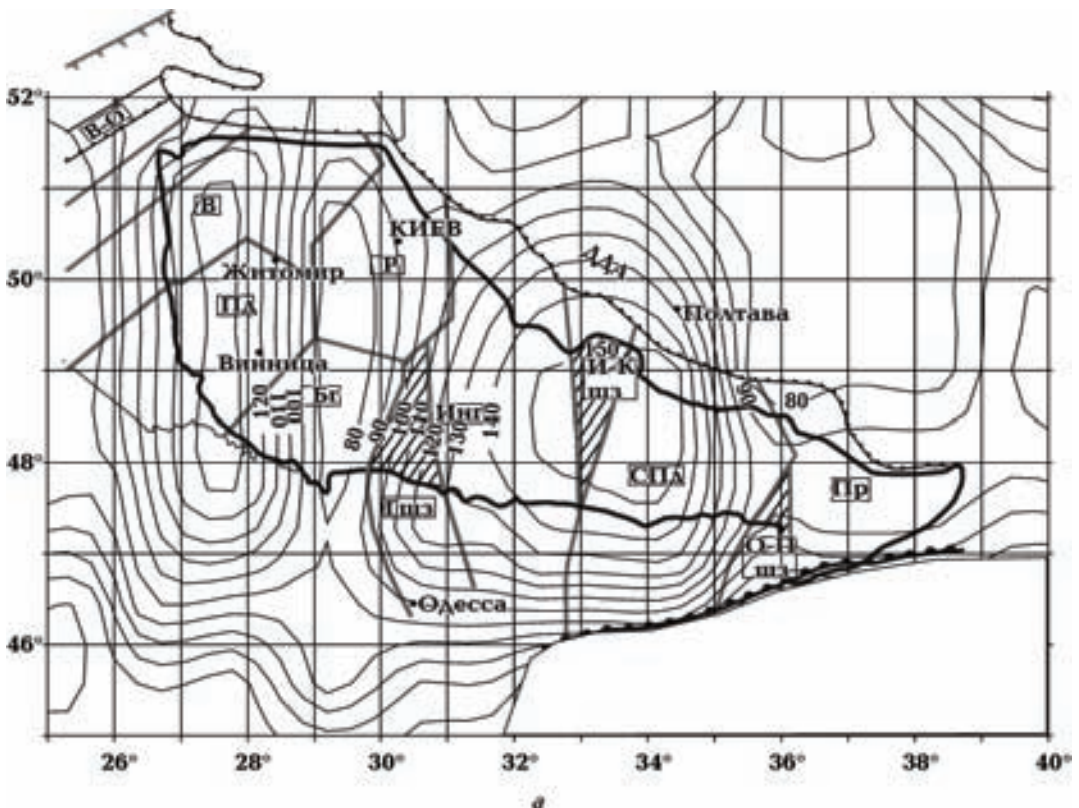
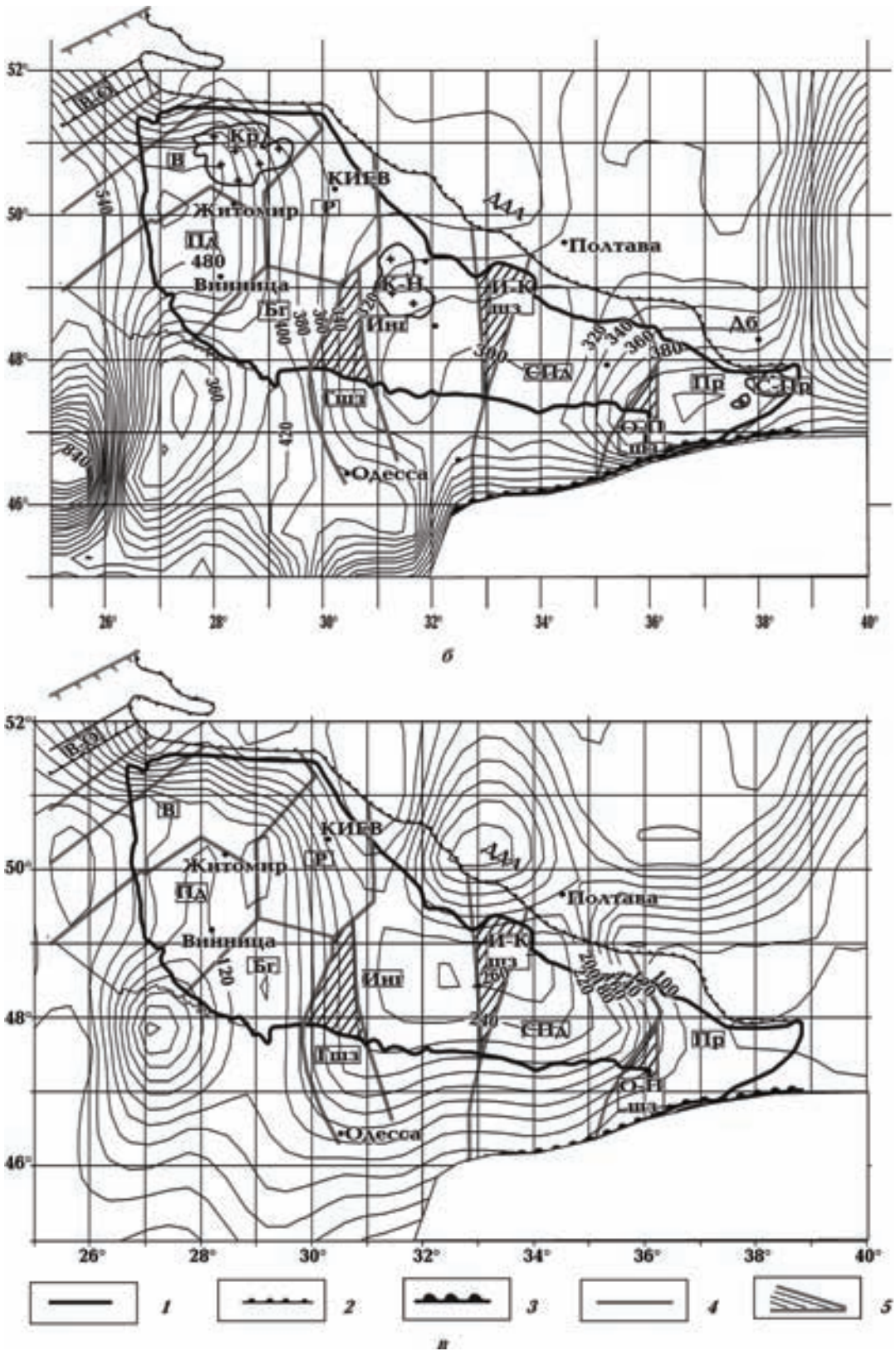


Рис. 10, а.



← Рис. 10. Глубина залегания (в км) подошв слоев в пределах УЩ: *а* — первого градиентного слоя литосферы; *б* — переходного (кровли слоя Голицына — Гейко); *в* — первого высокоскоростного слоя; 1 — граница щита; 2 — граница Днепровско-Донецкого авлакогена; 3 — граница ВЕП; 4 — межмегаблоковые разломы; 5 — шовные зоны.

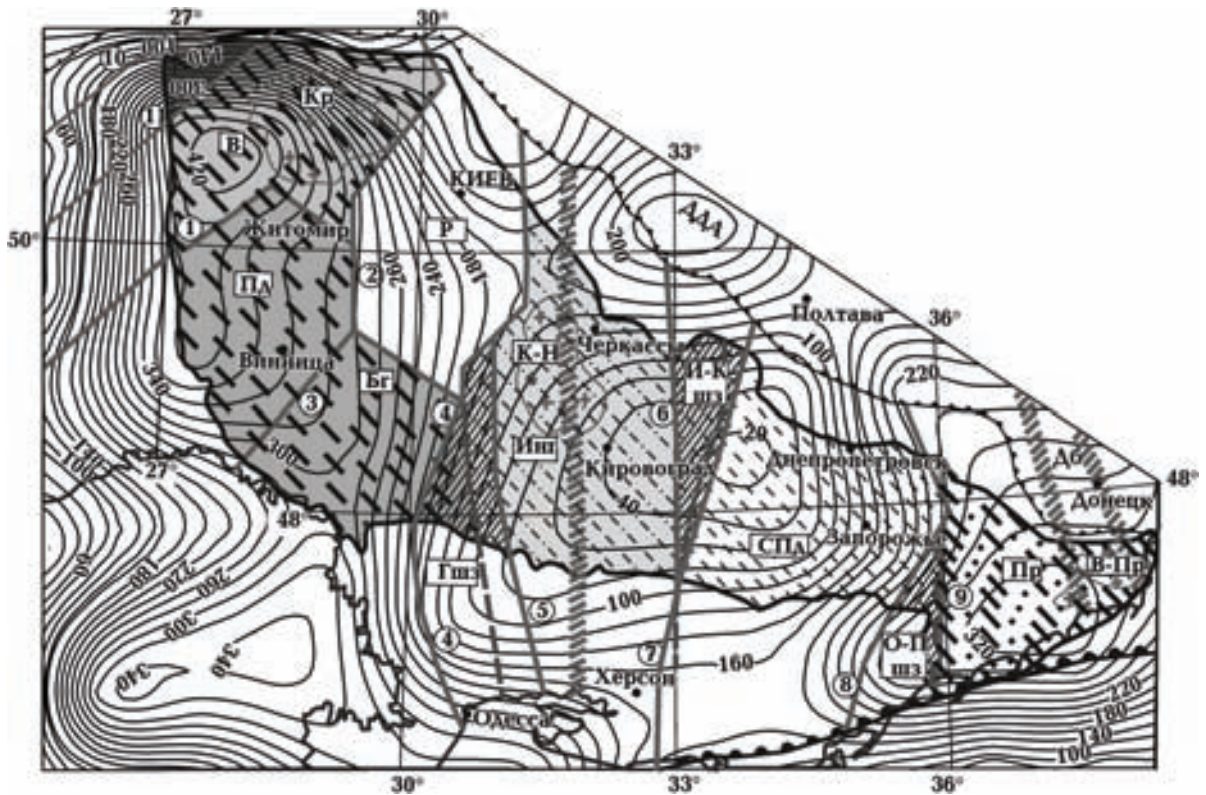


Рис. 11. Схема мощности (в км) переходного квазиоднородного слоя верхней мантии для Украинского щита и сопредельных структур. Условные обозначения см. на рис. 2, 9.

(“первый высокоградиентный” слой) и нижнюю низкоградиентную часть.

Вместе с тем трехмерная тепловая модель литосферы, а также другие геофизические и петрологические данные позволяют уточнить определение литосферы по комплексу данных [Кутас, 1993, 2006; Соллогуб, 1986; Цымбал, 2002; Усенко, 2004; Старостенко и др., 2007].

Мощность тепловой литосферы обычно ограничивают температурой солидуса мантийных пород. С учетом деплетированности мантии под докембрийскими структурами глубина до подошвы литосферы под УЩ оценивалась по температуре солидуса “сухих” пород. В пределах УЩ современные температуры 1300—1400 °С максимально приближаются к солидусным значениям на глубинах 180—250 км и мощность тепловой литосферы составляет в среднем около 200—210 км (см. рис. 8, 9).

Сопоставление мощности тепловой литосферы с мощностью первого высокоскоростного слоя позволяет заключить, что подошва именно этого сейсмического слоя может быть принята в качестве нижнего ограничения литосферы УЩ (рис. 12, 13). Эти данные не про-

тиворечат петрологическому прогнозу состава мантии в мезопротерозое и девоне (см. рис. 12, 13) в некоторых районах щита [Цымбал, 2002], а также согласуются с характером изменения глубин до “протоастеносферы”, по [Соллогуб, 1986]. Причем рельеф подошвы первого высокоскоростного слоя в целом более контрастен, чем рельеф подошвы тепловой литосферы.

Квазиоднородный переходный слой, располагающийся, как указано выше, между подошвой литосферы и кровлей слоя Голицына — Гейко, обладает сильно дифференцированной мощностью (см. рис. 11).

Как видно из рис. 10—13, подошвы первого высокоскоростного и квазиоднородного переходного слоев дискордантны по отношению друг к другу, а сами слои неоднородны. Рельеф подошвы коры в осредненном виде и особенно подошвы первого высокоградиентного слоя (см. рис. 12, 13) также имеет обратное соотношение с рельефом подошвы квазиоднородного переходного слоя.

Описанные особенности строения основных слоев литосферы и переходного слоя ман-

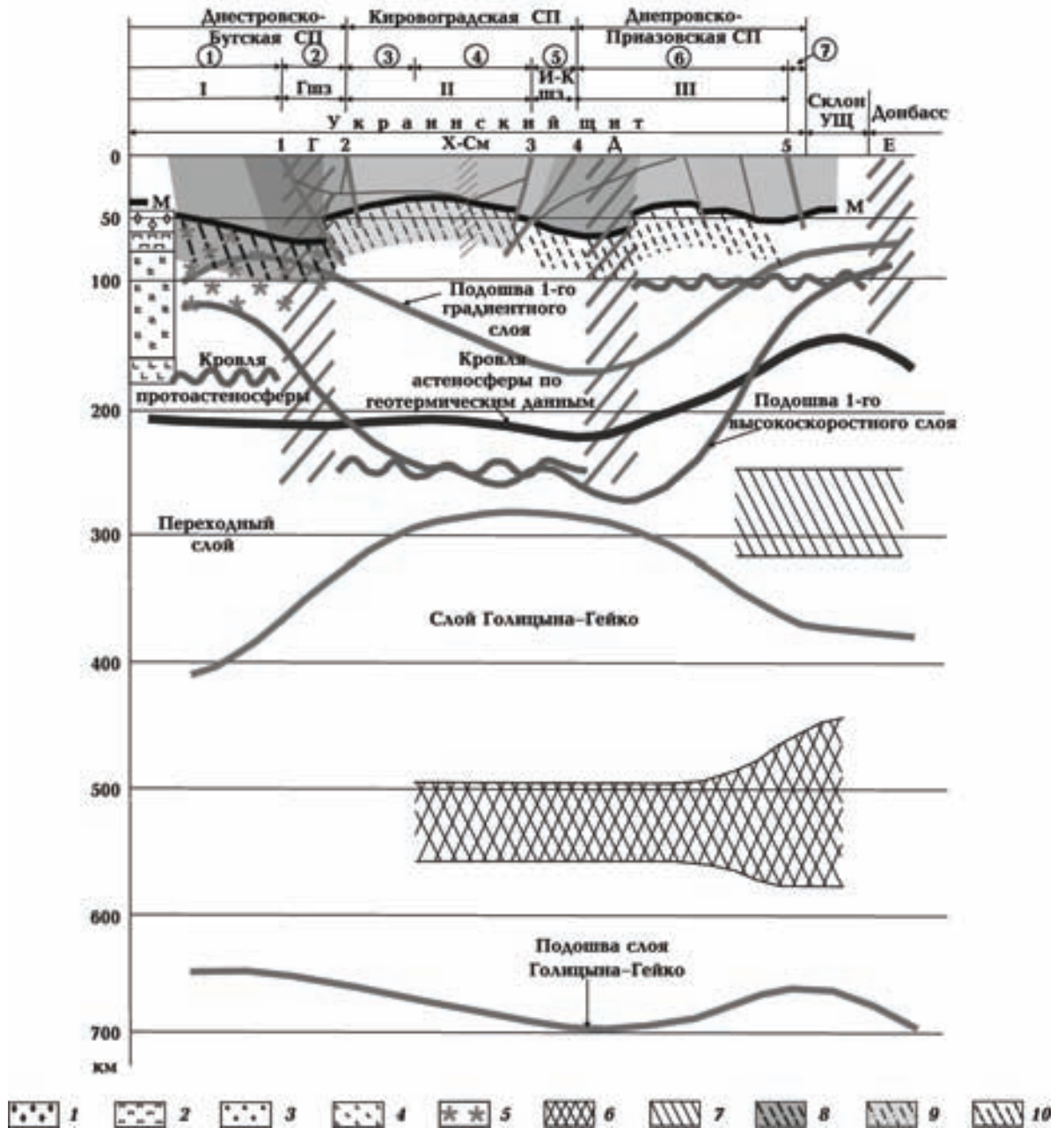


Рис. 12. Соотношение строения и состава земной коры с мантийными неоднородностями вдоль 48° с. ш., по данным сейсмической томографии и данным петрологического прогноза состава мантии (колонка слева), по С.Н. Цымбалу [Цымбал, 2002], относящегося к мезопротерозою: 1 — эцлогиты; 2 — пироксениты; 3 — лерцолиты; 4 — гарцбургиты; 5 — зона высокой электропроводности; 6 — высокоскоростные прослои; 7 — прослои слабоповышенной скорости; типы мантии: 8 — достаточно дифференцированная, слабодеплетированная, 9 — умеренно дифференцированная, деплетированная и слабометасоматизированная, 10 — деплетированная; Г, Д, Е — литосферные линейменты, положение кровли протоастеносферы, по данным В.Б. Соллогуба [Соллогуб, 1986]; шовные зоны: Гшз — Голованевская, И-Кшз — Ингулецко-Криворожская; межмегаблоковые зоны разломов: Т — Тальновская, Пр — Первомайская, З-Ин — Западно-Ингулецкая, К-К — Криворожско-Кременчугская, О-П — Орехово-Павлоградская; Х-См — трансрегиональный тектонический шов Херсон — Смоленск.

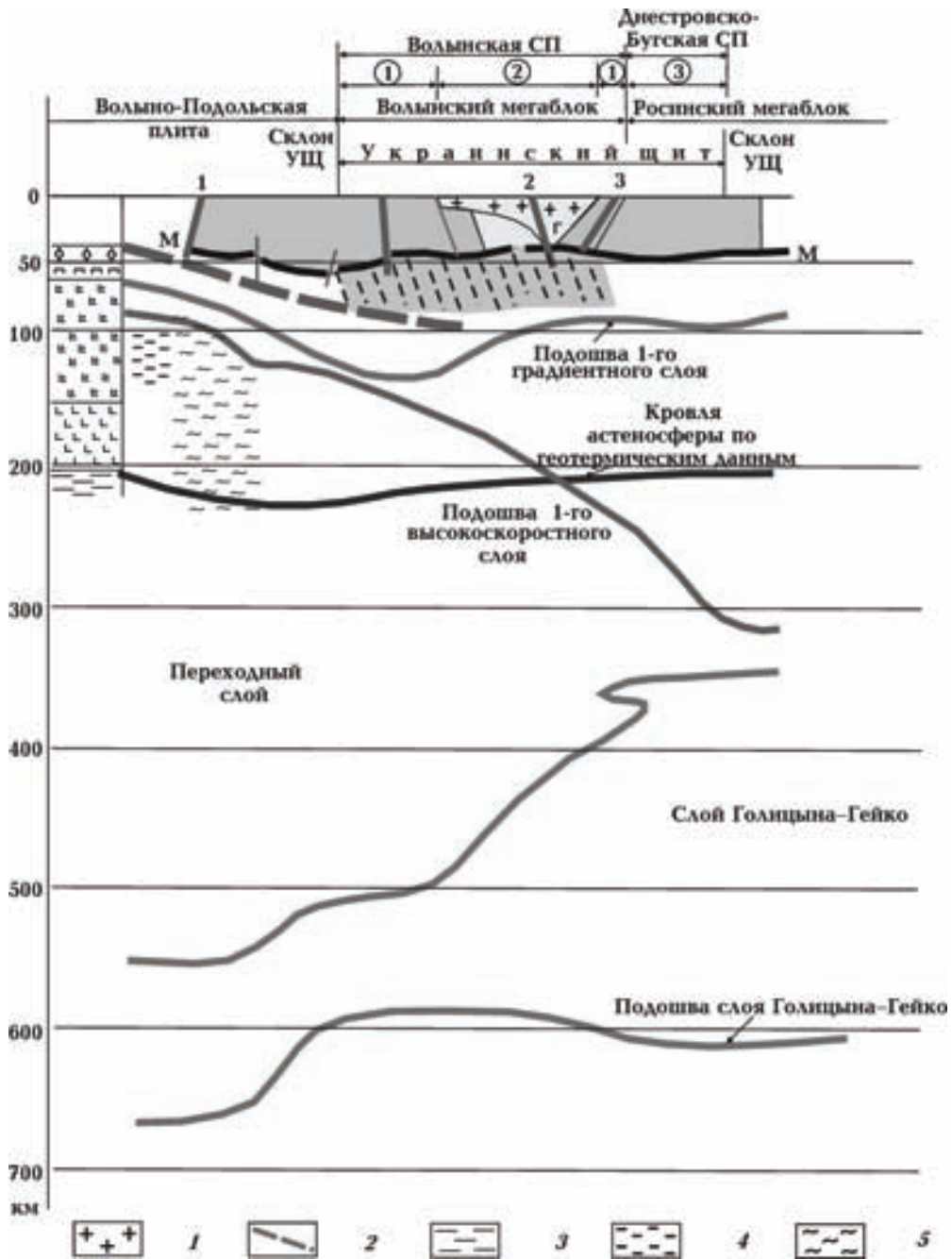


Рис. 13. Соотношение строения и состава земной коры с мантийными неоднородностями (вдоль 51° с. ш.) по данным сейсмической томографии и данными петрологического прогноза состава мантии (колонка слева), относящиеся к мезопротерозою, по С.Н. Цымбалу [Цымбал, 2002]: 1 — Коростенский плутон; 2 — след зоны сочленения Фенноскандии и Сарматии; 3 — астеносфера, по петрологическим данным; зоны пониженных скоростей: 4 — по данным ГСЗ [Сологуб, 1986], 5 — по данным сейсмической томографии; разломы: Гр — Горынский, Цн — Центральный, Бр — Брусилловский.

тии являются суммарным следствием мантийных процессов, происходивших в разные временные интервалы, поэтому можно лишь со значительной долей условности определять, какие из них характерны для разновозраст-

ных структур коры УЩ разного типа и разного ранга.

Связь коровых и более глубоких структур мантии прежде всего отмечается изменением мощности переходного слоя и наиболее

четко фиксируется в центральной части УЩ. Тектонический шов Херсон — Смоленск (см. рис. 12) представляет собой своеобразную ось симметрии как коровых, так и мантийных структур — рельефа раздела М, подошвы литосферы, кровли слоя Голицына — Гейко.

Наиболее выразительная связь с глубинными литосферными структурами обнаруживается для Ингульского и Среднеприднепровского мегаблоков, объединяемых в единую мантийную структуру. Им отвечает максимальная толщина литосферы (см. рис. 10, в) — выше 260 км, минимальная (меньше 20 км) мощность переходного слоя (см. рис. 11) и самое высокое положение на УЩ кровли слоя Голицына — Гейко (см. рис. 10, б), что может быть связано с ранней стабилизацией этой части щита. Под описываемой мантийной структурой отмечено усложнение слоя Голицына — Гейко в виде появления высокоскоростного прослоя, который прослеживается далее на восток вплоть до Прикаспийской впадины. Природа этого прослоя не ясна, так как он наблюдается под разновозрастными тектоническими единицами.

Приазовский мегаблок, подвергшийся процессам магматической активизации УЩ и Донбасса в позднем протерозое и фанерозое, наоборот, характеризуется увеличением мощности переходного слоя до 320 км и сокращением мощности литосферы. Увеличение мощности переходного слоя в Подольском и Волынском мегаблоках до 380 и 420 км соответственно также связано, по нашему мнению, с суммарным эффектом процессов активизации в зоне сочленения Сарматии и Фенноскандии — средне-позднепротерозойской в Волынском мегаблоке и вендской на Волыно-Подольской плите.

В целом по скоростным характеристикам литосферы и слоя Голицына — Гейко собственно УЩ и его обрамления верхняя мантия может быть разделена по латерали на три части. Границе между западной и центральной частями УЩ отвечает Голованевская шовная зона и Звиздаль-Залесская зона разломов, а между центральной и восточной частями — Орехово-Павлоградская шовная зона с примыкающей к ней восточной частью Среднеприднепровского мегаблока.

Обобщив выводы, полученные для литосферы, квазиоднородного переходного слоя и слоя Голицына — Гейко, приходим к заключению, что по скоростной характеристике верхняя мантия под УЩ прослеживается

до глубины 600—700 км: на западной границе до 600 км, в пределах Голованевской шовной зоны — 650 ÷ 675, Орехово-Павлоградской шовной зоны — 650, на восточной границе — 700 км.

Мантийные неоднородности, вероятно, определяют степень дифференцированности и деплетированности мантии. Так, достаточно дифференцированная и слабодеплетированная мантия Подольского и Бутского мегаблоков установлена [Цымбал, 2002] в области подъема подошвы первого высокоградиентного слоя и литосферы при резком погружении кровли слоя Голицына — Гейко и максимальной мощности переходного слоя (см. рис. 11—13). Деплетированная мантия Ингульского мегаблока [Цымбал, Кривдик, 1999] четко коррелирует с прогибами подошв первого высокоградиентного слоя, литосферы и максимальным на щите подъемом кровли слоя Голицына — Гейко.

Рассматривая корреляцию коровых и мантийных неоднородностей, отметим также, что с зонами резких перепадов рельефа поверхностей раздела верхней мантии достаточно четко коррелируют лишь отдельные зоны разломов ортогональной сети (см. рис. 2, 10, 11), которые, как указывалось выше, имеют самый молодой среди докембрийских зон разломов возраст активизации. Это субширотные Полесская, Конкская, Южно-Донбасская, субмеридиональная Звиздаль-Залесская зоны разломов, а также Голованевская и Орехово-Павлоградская шовные зоны. Им отвечают зоны высоких градиентов изменения рельефа подошв первого высокоградиентного слоя (см. рис. 10, а) и литосферы (см. рис. 10, в). Ступени раздела М, сопровождающие некоторые из названных зон разломов, в плане имеют одинаковую ориентировку с зонами высоких градиентов. Так, Голованевская шовная зона над крупнейшей на щите ступенью раздела М амплитудой около 20 км располагается над зонами повышенных градиентов поверхностей раздела всех мантийных слоев, включая слой Голицына — Гейко, а также над субмеридиональными зонами аномальной анизотропной электропроводности коры [Старостенко и др., 2006]. Земная кора в этой области имеет аномально большую мощность, наибольшую основность, коромантийную смесь в основании разреза и дифференцированную намагниченность его низов.

Что же касается зон разломов диагональной системы и связанных с ними ступеней

раздела М, то структурный план поверхностей мантийных разделов в основном им дискордантен. Это особенно четко проявляется в западной части УЩ, где доминируют зоны разломов и ступени раздела М северо-западного и северо-восточного простирания, тогда как неоднородности рельефа подошв первого высокоградиентного слоя, литосферы и кровли слоя Голицына — Гейко ориентированы меридионально. Причины такого расхождения рассмотрены ниже.

Для геодинамического анализа одним из важнейших является вопрос геологического времени образования тех или иных скоростных неоднородностей мантии. Данная проблема не имеет однозначного решения, но сопоставление мантийных неоднородностей со структурами коры, возраст которых известен, позволяет хотя бы предположить время формирования некоторых из этих неоднородностей. Важной представляется несогласованность структур литосферы и слоя Голицына — Гейко, несомненно, отражающая разновозрастные трансформации указанных частей мантии.

Структура мантии, по данным сейсмомографии, характеризуется определенными специфическими чертами под УЩ и окружающими его тектоническими элементами. Так, на широтных и долготных вертикальных сечениях верхней мантии видно (см. рис. 8), что в ДДВ мантия на глубинах 50—250 км более низкоскоростная по сравнению с УЩ и ВКМ. Кроме того, краевым разломам Днепровского грабена на широтных и долготных сечениях соответствуют деформации подошвы литосферы и кровли слоя Голицына — Гейко на глубинах 100—200 и 350—600 км. Из этого следует, что время формирования мантийных неоднородностей по крайней мере додевонское.

В пределах УЩ на широтных сечениях зафиксированы разрывы и деформации слоя Голицына — Гейко под субмеридиональными Голованевской и Орехово-Павлоградской (Ореховская ветвь — южнее Девладовской зоны разломов) шовными зонами, т. е. эти зоны находят отражение на современных глубинах до 400—650 км. Учитывая, что последняя масштабная активизация в ограничивающих их зонах разломов состоялась в конце раннего — начале среднего протерозоя (веселокутская и верхнетерсянская фазы, по [Гинтов, 2005]), это время можно считать верхней возрастной границей формирования рассматриваемых мантийных неоднородностей. Вместе с тем в западной части щита зоны разломов диагональ-

ной системы и отвечающие им ступени раздела Мохо, как указано, не отражены в структуре мантии глубже поверхности раздела М. Поскольку масштабная активизация этих зон произошла в начале PR_1 -II (лопатичская фаза), время формирования мантийных неоднородностей под значительной частью УЩ сужается до PR_1 -II — PR_2 .

Несколько более молодой является структура литосферы высокоскоростной мантии в слое 50—200 км между Голованевской шовной зоной и западной частью Среднеприднепровского мегаблока, фиксируемая на широтных пересечениях 48° и 49° . С учетом того что Ингулецко-Криворожская шовная зона и Криворожско-Кременчугская зона разломов активизировались еще в конце PR_1 -II, сплошность структуры мантии (без субвертикальных разрывов) под центральной частью УЩ в широтном (сечения 48° и 49°) и долготном (сечения 32° , 33° и 34°) направлениях (см. рис. 8), возможно, есть следствие более поздних процессов, стерших признаки древних мантийных структур в данном регионе и нашедших отражение в коре в виде проявления рапакиви-габбро-анортозитового магматизма. Кстати, как показало сейсмогравитационное моделирование [Старостенко и др., 2007], по мощности "гранитного" и "диоритового" слоев Ингульский и Среднеприднепровский мегаблоки также представляют собой единую структуру, которая выделяется на фоне древних мегаблоков УЩ.

Отмеченная корреляция мантийных и коровых неоднородностей субмеридионального и субширотного простираний вполне объяснима тем, что зоны разломов ортогональной системы в пределах щита имеют наиболее молодой возраст заложения (субботско-мошоринский этап) и активизаций. С ними в основном связано его формационно-петрологическое деление на западную, центральную и восточную части.

Интересно проанализировать отражение на сейсмомографических разрезах субдукционных процессов, сопровождавших коллизию Фенноскандии и Сарматии. На схеме мантийных неоднородностей (см. рис. 13) видно, что подошва первого высокоградиентного слоя литосферы погружается с северо-запада на юго-восток с глубин 60—80 до 150—170 км субпараллельно вышеописанной листрической зоне на геотраверсе VI (см. рис. 6). Это соответствует механизму субдукции, предшествовавшей коллизии Фенноскандии и Сар-

матии. В то же время подошва переходного слоя, совпадающая с кровлей слоя Голицина — Гейко, погружается в противоположном (западном) направлении от глубины 300 км до уровня более 500 км под относительно низкоскоростную литосферу Вольно-Подольской плиты на долготе субмеридиональной Ровенской зоны разломов. Подобное противоречие можно объяснить наложением на мантийные структуры, сформированные во время объединения Фенноскандии и Сарматии, более молодых структур, отражающих поддвиг в западном направлении литосферы юго-западного края ВЕП под пока что неизвестное на ее плитовое обрамление средне-позднепротерозойского или более молодого возраста.

Заключение. Подытоживая результаты кинематического и геодинамического анализа трехмерной геофизической модели литосферы УЩ и сопредельных территорий, нужно отметить, что модели земной коры и мантии щита хотя и дополняют друг друга, но подчеркивают разные возрастные интервалы развития региона. Модель коры почти полностью отражает структуру щита, сформировавшуюся в докембрии и частично в раннем палеозое. В то же время положение щита на краю ВЕП обусловило и то, что в строении мантии под ним наиболее ярко отражаются грандиозные масштабы альпийского тектоногенеза, а древние структурные особенности во многом стерты и угадываются лишь по отдельным элементам в результате их корреляции с коровыми структурами. Тем не менее и такая корреляция имеет большое значение, поскольку помогает определить глубинность тектономагматических процессов, а также особенности строения и взаимоотношения древних и современных литосферных плит.

На необходимость применения плитотектонических механизмов при анализе строения и процессов развития литосферы УЩ указывают следующие данные, полученные в результате геологического осмысливания ее комплексной трехмерной геофизической модели и материалов тектонофизических исследований.

1. Установлено, что самые древние (из фиксируемых в настоящее время) неоархейские зоны разломов УЩ закладывались и активизировались как горизонтальные или субгоризонтальные сдвиги по субвертикальным сместителям под воздействием тангенциальных сил. Источником этих сил, вызывавших пе-

ремещения крупных блоков литосферы, могли быть только горизонтальные ветви конвективных или адвективных течений вещества мантии. Ротационные механизмы не создают сколь-нибудь значительных касательных напряжений, необходимых для возникновения горизонтальных сдвигов.

2. В последнее десятилетие в пределах щита изучены многочисленные раннепротерозойские—палеозойские пологопадающие зоны надвигов, охватывающие по мощности всю земную кору, которые также связаны с действием тангенциальных сил.

3. Детальное изучение смены режимов напряженно-деформированного состояния различных участков раннедокембрийской земной коры УЩ во время заложения и активизации зон разломов показало, что западная и восточная части щита развивались кинематически по-разному — в одни и те же периоды одинаково ориентированные зоны разломов характеризовались противоположными направлениями сдвигов, испытывали деформации вращательного типа и т. д. Из этого можно заключить, что щит в конце неоархея не был единой структурой, а его западная и восточная части объединились несколько позже, хотя механизм такого объединения до конца не выяснен.

4. Тектонофизическими исследованиями подтверждаются данные палеомагнетизма о значительных перемещениях (повороте) УЩ вместе с ВЕП, относительно оси вращения Земли, в фанерозое.

5. Построение комплексных трехмерных геофизических моделей по основным геотраверсам, пересекающим щит, позволило установить наличие уходящих в мантию крупнейших листрических зон разломов, особенно ярко проявленных в области сочленения Фенноскандии и Сарматии. Образование таких зон наиболее убедительно объясняется механизмами тектоники плит.

6. Структура мантии под щитом и смежными с ним регионами на западе и юге свидетельствует о пологом погружении относительно высокоскоростной литосферы ВЕП под относительно низкоскоростную литосферу более молодых плит. Это подтверждает правильность представлений о возможности крупномасштабных горизонтальных перемещений мантийного вещества.

Относительно детальности плитотектонических реконструкций для докембрия следует отметить, что на УЩ уверенно фиксиру-

ются лишь признаки конвергенции плит Феноскандии и Сарматии, которая произошла в конце раннего — начале среднего протерозоя. Более ранние, архейские или раннепротерозойские, плитотектонические процессы, наличие которых "в деталях" обосновывается некоторыми геологами непосредственно в пределах щита, геофизическими материалами на данное время, к сожалению, не могут быть полностью реконструированы. Высказан-

ное авторами суждение о начале плитотектонических процессов в неогарее основывается на представлении о трансформном характере древних разломов УЩ, перемещения по которым отражали процессы спрединга за его пределами. Архейские—раннепротерозойские спрединг и субдукцию в пределах щита необходимо еще доказывать посредством более детального изучения глубинного строения и динамики литосферы.

Список литературы

- Беличенко П. В., Гинтов О. Б. Напряженное состояние и деформации земной коры Украинского щита в период становления Корсунь-Новомиргородского плутона габбро-анортозитов и рапакиви (по тектонофизическим данным) // Геофиз. журн. — 1996. — **18**, № 2. — С. 59—69.
- 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. — **30**, № 5. — С. 145—160.
- Бурахович Т. К., Кулик С. Н. Трехмерная модель Кировоградской аномалии электропроводности // Геофиз. журн. — 2007. — **29**, № 1. — С. 45—55.
- Гейко В. С. Тейлорово приближение волнового уравнения и уравнения эйконала в обратных сейсмических задачах // Геофиз. журн. — 1997. — **19**, № 3. — С. 48—68.
- 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. — **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. — **28**, № 1. — С. 3—16.
- Гинтов О. Б. Планетарные деформации земной коры, ротация Земли и движение литосферных плит // Геофиз. журн. — 2001. — **23**, № 4. — С. 69—82.
- Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика и ее применения при изучении деформаций земной коры Украины. — Киев: Феникс, 2005. — 572 с.
- Гинтов О. Б., Исай В. М. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. — Киев: Наук. думка, 1988. — 228 с.
- Гинтов О. Б., Пашкевич И. К. Разломно-блоковая тектоника Вольно-Подоллии. Кинематический анализ // Геофиз. журн. — 2004. — **26**, № 1. — С. 56—70.
- Глевасская А. М., Михайлова Н. П., Кравченко С. Н. Палеомагнетизм волынской и моголев-подольской серий венда юго-западной части Восточно-Европейской платформы // Геофиз. журн. — 2000. — **22**, № 2. — С. 3—18.
- Комплексна металогенічна карта України масштабу 1 : 500 000 та пояснювальна записка до неї / Під ред. С. В. Гошовського. — Київ: УкрДГРІ, 2003. — 326 с.
- Корчемагин В. А., Вереха В. С., Осадчий Е. Г. и др. К характеристике общих трещин Донецкого бассейна // Докл. АН СССР. — 1974. — **217**, № 5. — С. 1157—1160.
- Кутас Р. И. Тепловое поле и геотермический режим литосферы / Литосфера Центральной и Восточной Европы. Обобщение результатов исследований. — Киев: Наук. думка, 1993. — С. 114—133.
- Кутас Р. И. Теплова енергія і еволюція літосфери // Енергетика Землі, її геолого-екологічні прояви, науково-практичне використання. — Київ: Вид.-полігр. центр "Київ. ун-т", 2006. — С. 43—47.
- Соллогуб В. Б. Литосфера Украины. — Киев: Наук. думка, 1986. — 183 с.
- Старостенко В. И., Гинтов О. Б., Пашкевич И. К. и др. Создание комплексной трехмерной геофизической модели литосферы Украинского щита в связи с магматизмом, тектоникой и образованием полезных ископаемых / От-

- чет Ин-та геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины. — Киев. — 2006. — 510 с. — Фонд УкрНИИТИ, № гос. регистрации 102U002478.
- Старостенко В.И., Гинтов О.Б., Пашкевич И.К., Бурахович Т.К., Кулик С.Н., Куприенко П.Я., Кутас Р.И., Макаренко И.Б., Орлюк М.И., Цветкова Т.А.* Металлогения Украинского щита: закономерности размещения месторождений рудных полезных ископаемых в связи с глубинным строением и динамикой литосферы Украинского щита // Геофиз. журн. — 2007. — **29**, № 6. — С. 3—31.
- Старостенко В.И., Казанский В.И., Попов Н.И., Дрогицкая Г.М., Заяц В.Б., Макивчук О.Ф., Трипольский А.А., Чичеров М.В.* От поверхностных структур к интегральной глубинной модели Кировоградского рудного района (Украинский щит). 1 // Геофиз. журн. — 2010. — **32**, № 1. — С. 3—33.
- Усенко О.В.* Состав магматических пород как отражение глубинного процесса // Геофиз. журн. — 2004. — **26**, № 3. — С. 111—119.
- Цымбал С.Н.* Состав верхней мантии под Украинским щитом // Геологія і магматизм докембрію Українського щита / Відп. ред. М.П. Щербак. — Київ, 2002. — С. 215—218.
- Цымбал С.Н., Кривдик С.Г.* Ксенолиты глубинных пород из кимберлитов Кировоградского геоблока (Украинский щит) // Минерал. журн. — 1999. — № 2/3. — С. 97—111.
- Шумлянская Л.А., Заец Л.Н., Цветкова Т.А.* Трехмерная скоростная структура мантии территории Украины и нефтегазоносность // Геофиз. журн. — 2007. — **29**, № 1. — С. 122—130.
- Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatschev R., Orlyuk M.I.* Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics // Tectonophysics. — 1996. — **268**. — P. 1—21.
- Elming S.A., Kravchenko S.N., Layer P., Ruskov O.M., Glevasskaya A.M., Mikhailova N.P., Bachtadze V.* Palaeomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ age determinations of the Ediacarian traps from the southwestern margin of the East European Craton, Ukraine: Relevance to the Rodinian breakup // J. Geol. Soc. — 2006. — **162**, № 6. — P. 131—133.
- Elming S.A., Mikhailova N.P., Kravchenko S.N.* The Consolidation of the East European Craton; a Paleomagnetic Analysis of Proterozoic Rocks from the Ukrainian Shield and Tectonic reconstructions Versus Fennoscandia // Геофиз. журн. — 1998. — **20**, № 4. — С. 71—74.
- Geyko V.S.* A general theory of the seismic travel-time tomography // Геофиз. журн. — 2004. — **26**, № 2. — С. 3—32.