
doi: <https://doi.org/10.15407/dopovidi2017.09.084>

УДК 551.14+551.2.03+551.241 (477)

**В.И. Старостенко, И.К. Пашкевич,
И.Б. Макаренко, П.Я. Куприенко, А.С. Савченко**

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

E-mail: vstar@igph.kiev.ua, innap34@ukr.net, irinam@igph.kiev.ua, xela2004@ukr.net

Геодинамическая интерпретация геолого-геофизической неоднородности литосферы Днепровско-Донецкой впадины

Представлено академиком НАН Украины В.И. Старостенко

Впервые на основе результатов 3D гравитационного и магнитного моделирования с использованием данных ГСЗ, сейсмотомографии, геологического строения докембрийского фундамента и осадочного чехла рассмотрены геолого-геофизические неоднородности литосферы как показатели разных этапов формирования рифта – начального пассивного и последующего активного. Показана роль сдвиговых деформаций и вращательных движений при заложении и развитии рифта.

Ключевые слова: Днепровско-Донецкая впадина, геодинамика, неоднородность литосферы, глубинное строение.

Днепровско-Донецкая впадина (ДДВ) и Донбасс интенсивно исследуются геологическими и геофизическими методами на протяжении многих лет. Интерес к глубинному строению литосферы региона особенно велик в связи с оценкой перспектив его нефтегазоносности, в частности, с позиций абиогенного происхождения углеводородов. В этом плане актуален комплексный анализ соотношения структурных и вещественных неоднородностей различных этажей литосферы. С другой стороны, неоднородность литосферы является следствием особенности геодинамики формирования и эволюции впадины, начиная с дорифтового этапа. Наши исследования касаются Днепровской части ДДВ, в первую очередь сегментации консолидированной коры и сопоставления ее с разломной тектоникой и структурой осадочного чехла, консолидированной коры и верхней мантии (рис. 1).

Исходными данными для анализа неоднородности и связей разных этажей литосферы являлись: 1) схема мощности пострифтовых отложений [1]; 2) схема рельефа средне-верхнедевонских подсолевых (дорифтовых) отложений с разрывными нарушениями [1]; 3) структурные разрезы осадочной толщи вдоль профилей в разных частях ДДВ [2]; 4) схема глубины залегания кристаллического фундамента [1, 3]; 5) схема мощности консолидированной коры; 6) схема разломов консолидированной коры [4]; 7) распределение плотности в консо-

© В.И. Старостенко, И.К. Пашкевич, И.Б. Макаренко, П.Я. Куприенко, А.С. Савченко, 2017

лидированной коре и подкоревой мантии по данным трехмерного моделирования [5]; 8) распределение глубинных магнитных образований в консолидированной коре по данным трехмерного моделирования [4, 6]; 9) данные о распространении девонских магматических формаций [7]; 10) скоростные модели верхней мантии вдоль меридиональных профилей по сейсмотомографическим данным [8].

На основании ранее полученных данных о плотностной и магнитной неоднородности консолидированной коры и ее разломной тектонике [4–6] выделено четыре сегмента консолидированной коры – Черниговский, Лохвицкий, Изюмский и Донбасс, которые различаются по таким ведущим признакам: средняя мощность консолидированной коры, ее состав, структурный план и дифференцированность рельефа раздела Мохо, особенности разломной тектоники и намагниченность консолидированной коры.

В результате выполненной сегментации ДДВ установлено, что межсегментные разломы (шовные зоны) прослежены и за пределами впадины, но не совпадают с субмеридиональными межмегаблоковыми разломами Украинского щита (УЩ) и склона Воронежского массива. Они меняют простирание с северо-запада на юго-восток, соответственно: 45° , $0-17^\circ$ и 170° , и представляют собой многократно активизированные правые сдвиги, в совокупности составляющие радиальную систему с центром в области сочленения разновозрастных шовных зон Восточно-Европейского кратона [3] и рифейских Пачелмской и Центрально-Русской систем рифтовых структур (рис. 2).

Сегментация консолидированной коры и ее разломная тектоника обнаруживают корреляцию с мощностью пострифтового осадочного комплекса, рельефом фундамента и раз-

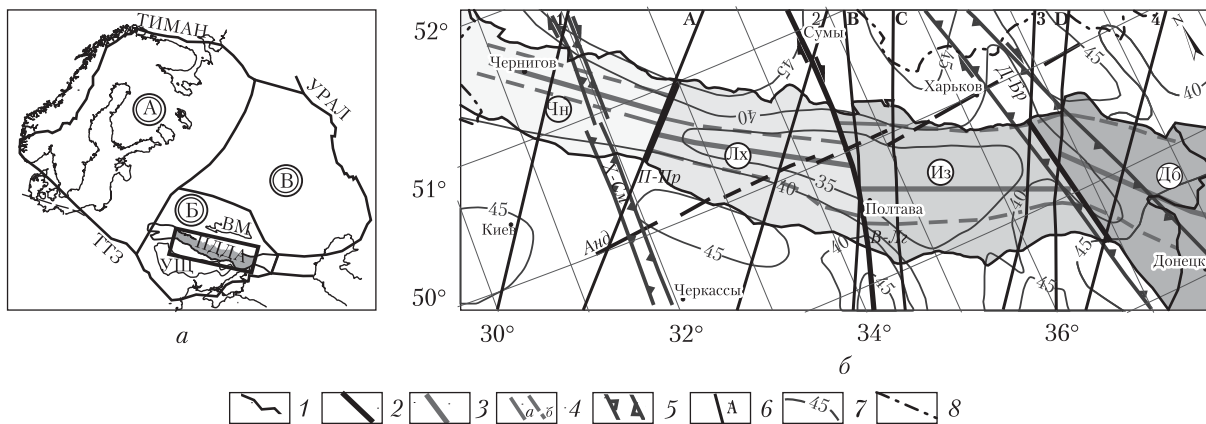


Рис. 1. Положение ДДВ в структуре Восточно-Европейского кратона (а) и ее сегментация по [4] (б). 1 – граница ДДВ; 2 – границы главных сегментов впадины; девонский рифт: 3 – ось; 4 – границы центрального рифта: по данным [2] (а), по комплексу геофизических данных (б); 5 – трансрегиональные тектонические швы: Х-См – Херсон–Смоленск, Д-Бр – Донецк–Брянск; 6 – разрезы литосферы по данным [2] (А, В, С, Д), расчетные (1–4); 7 – изолинии глубины залегания раздела Мохо (км); 8 – государственные границы. Главные сегменты в пределах ДДВ (буквы в кружках): Чн – Черниговский, Лх – Лохвицкий, Из – Изюмский, Дб – Донбасс. Сегменты Восточно-Европейского кратона (буквы в двойных кружках): А – Фенноскандия, Б – Сарматия, В – Волго-Уралья. Разломы: П-Пр – Переяслав-Хмельницкий–Прилукский, В-Лг – Верховцевско-Львовский, Анд – Андрушевский. Сокращения: УЩ – Украинский щит; ВМ – Воронежский массив; ПДДА – Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген; ТТЗ – Тейсейра–Торнквиста зона. Площадь исследования в прямоугольнике (а)

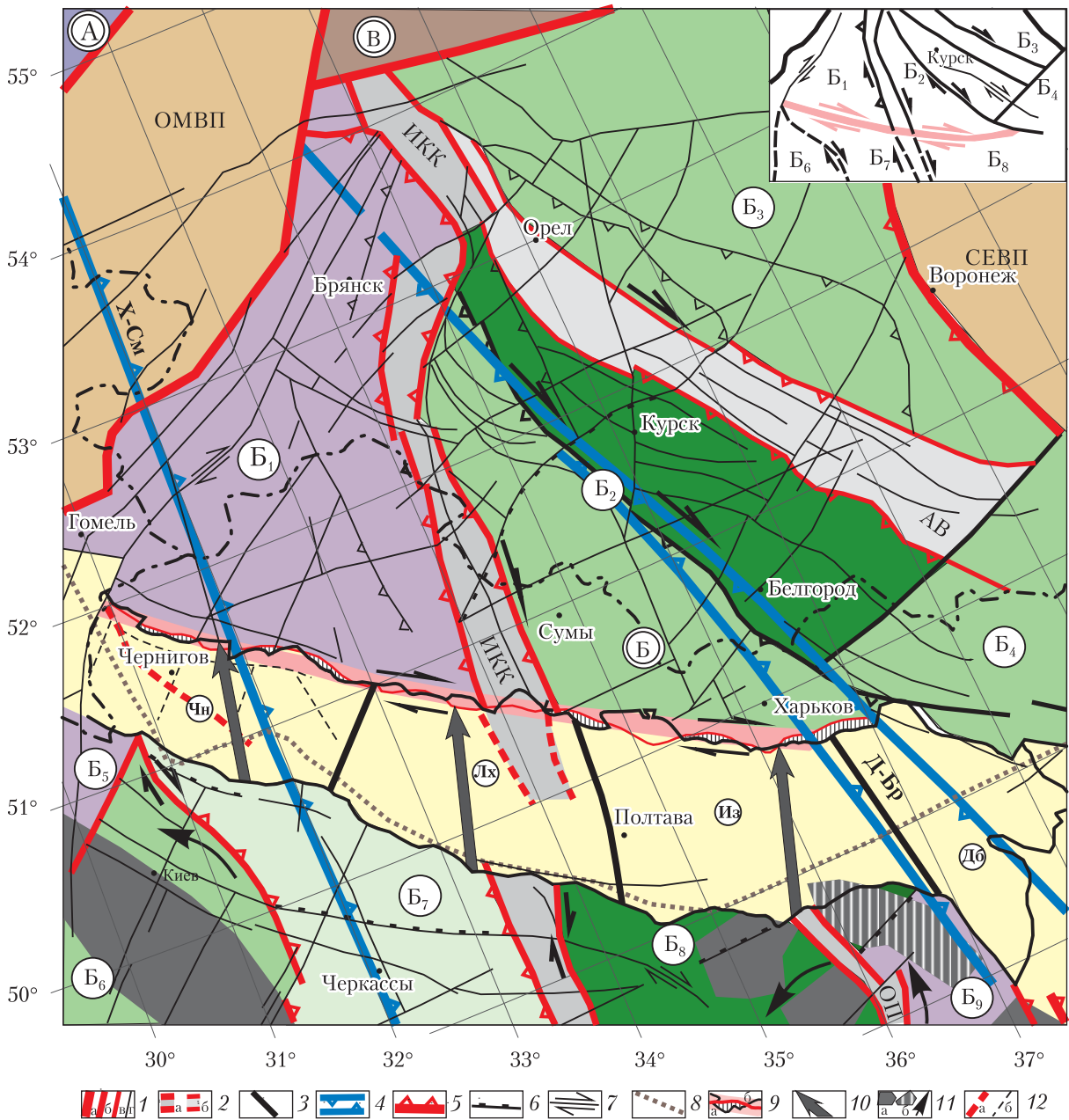


Рис. 2. Схема тектонического районирования кристаллического фундамента Сарматии по [3]. На врезке приведена реконструкция сочленения докембрийских структур на предрифтовом этапе с кинематической характеристикой главных разломов и предполагаемой шовной зоной. 1 – разломы: межгеоблоковые (а); межмегаблоковые (б); межблоковые (в); другие (г); 2 – шовные зоны первого (а) и второго (б) ранга; 3 – межсегментные разломы ДДВ; 4 – трансрегиональные тектонические швы; кинематические типы разломов: 5 – надвиги, 6 – сбросы, 7 – сдвиги; 8 – северная граница распространения высокоскоростного прослоя в слое Голицына–Гейко по [8]; 9 – положение совмещенных северного (черный) и южного (красный) краевых разломов ДДВ и предполагаемое положение дорифтовой шовной зоны (розовая полоса), перекрытия (а) и “зияния” (б) при совмещении; 10 – направление перемещения южного краевого разлома для оптимального совмещения с северным; 11 – древние ядра консолидации коры (а), те же

ломной тектоникой девонских подсолевых отложений, что свидетельствует об обусловленности формирования осадочного слоя и его разрывной тектоники структурой консолидированной коры [1, 4].

Формы рельефа подошвы коры ДДВ имеют разный характер сочленения со структурами раздела Мохо окружающих регионов — от торцового до согласного. Сегменты консолидированной коры находят отражение в структуре рельефа раздела Мохо и изменении простирации оси девонского рифта в них (см. рис. 1).

Типичные черты проявления рифтинга (подъем подошвы литосферы, проявление сверхглубинных мантийных флюидов, низкоскоростная подкорковая мантия, подъем раздела Мохо, наличие “трансформных” разломов ортогональных к продольным, присутствие глубинных магнитных образований под осевым рифтом) отмечаются только в Лохвицком сегменте.

Скоростная неоднородность подкорковой мантии на глубинах 50–250 км, полученная по данным [8] и области девонского магматизма по [7] представлены на рис. 3. Как видно, в районировании верхней мантии по скоростным характеристикам находят однозначное отражение границы коровых сегментов.

Обобщенная структура коры ДДВ показана в виде разрезов вкрест впадины для каждого ее сегмента (рис. 4, а) и форм рельефа раздела Мохо относительно оси рифта (рис. 4, б). Состав консолидированной коры характеризуется переменными соотношениями мощностей слагающих ее слоев, отражающими изменение основности. В Днепровской части впадины “гранитный” слой в пределах рифта присутствует фрагментарно с полным исчезновением в Лохвицком сегменте. “Диоритовый” слой уменьшается в мощности с северо-запада на юго-восток, где он практически отсутствует под осевым рифтом. “Базальтовый” слой имеет переменную мощность, существенно увеличивающуюся в этом направлении за счет увеличения мощности коромантийной смеси. Форма рельефа подошвы коры (см. рис. 4, б), имеет разную конфигурацию относительно оси рифта, что связано также и с разной мощностью коры юго-западного и северо-восточного бортов. В переходной зоне к Донбассу (см. рис. 4, а, проф. 3, D, 4) мощность коры изменяется от борта к борту без каких-либо закономерностей.

Мощность консолидированной коры ДДВ закономерно уменьшается в юго-восточном направлении от сегмента к сегменту практически везде на 10 км с одновременным увеличением ее на северном борту по сравнению с южным. Как видим, асимметричное строение ДДВ относительно оси рифта проявляется от поверхности до подошвы коры и свидетельствует о вероятности присутствия наклонных срывов внутри литосферы, как составной части механизма растяжения коры и поступления мантийного материала при рифтообразовании (см. рис. 4, а, проф. 2, B, C).

переработанные (б) с направлением их вращения во время формирования рифта по [12]; 12 — положения разломов Украинского щита после совмещения краевых разломов ДДВ. *Вулканические межсегментные пояса*: ОМВП — Осницко-Микашевичский, СЭВП — Ставропольско-Эртильский. *Блоки первого ранга ВМ и мегаблоки УЩ* (буквы в кружках): Б₁ — Брянский, Б₂ — Курский, Б₃ — Ливенско-Воронежский, Б₄ — Россошанский, Б₅ — Волынский, Б₆ — Росинский, Б₇ — Ингульский, Б₈ — Среднеприднепровский, Б₉ — Приазовский. *Шовные зоны*: ИКК — Ингулецко-Криворожско-Крупецкая, ОП — Орехово-Павлоградская I-го ранга, АВ — Алексеевско-Воронежская II-го ранга. Другие условные обозначения см. на рис. 1

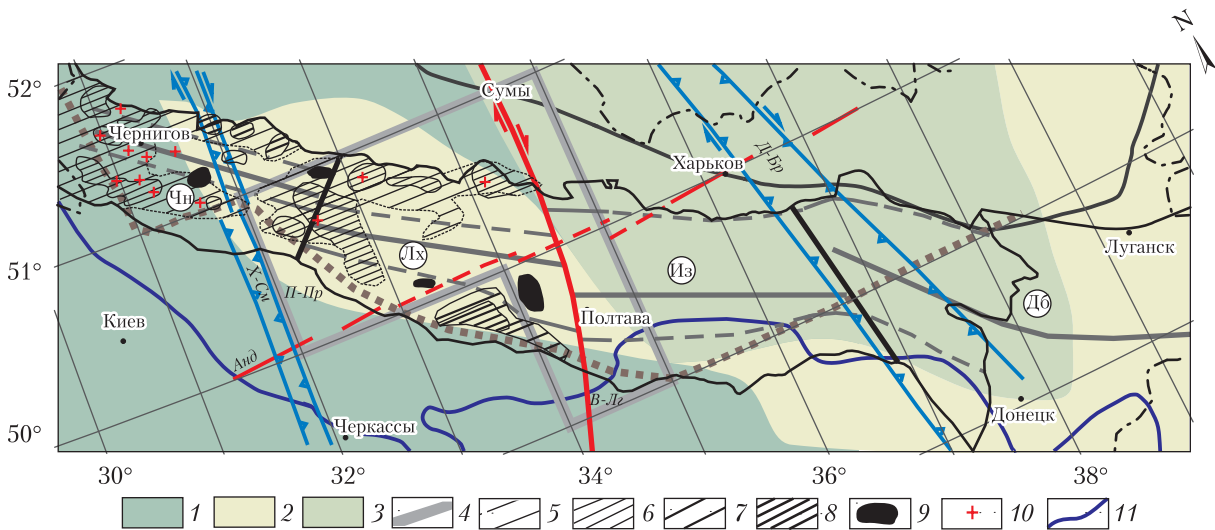


Рис. 3. Схема скоростной неоднородности подкоровой мантийной части литосферы ДДВ на глубинах 50 – 250 км и областей девонского магматизма по [7]. 1 – области повышенных значений аномалий скорости; 2 – области пониженных значений аномалий скорости; 3 – область переслаивания слоев положительных и отрицательных аномалий скорости; 4 – область сверхглубинных мантийных флюидов; 5 – щелочно-ультрамафическая пирокластика, переслаивающаяся с осадками; 6 – щелочно-ультраосновные лавы и пирокластика; 7 – мафические лавы, пирокластика, переслаивающаяся с осадками; 8 – мафические лавы и пирокластика; 9 – штоки; 10 – вулканические центры; 11 – граница распространения коромантийной смеси по изолинии $\rho = 3,04 \text{ г/см}^3$. Другие условные обозначения см. на рис. 1, 2

Одной из главных причин асимметричной структуры литосферы ДДВ является ее иерархическая неоднородность на дорифтовой стадии и асимметрия источников тектонических процессов, в том числе и асимметрия возможного мантийного плюма, а следовательно, и полей напряжений, ведущих к образованию рифта. Переориентация полей напряжений во времени известна в крупных рифтовых системах, например в Центрально-Африканской [9].

Деформация литосферы и структурный стиль рифтов контролируется предшествующими структурами, в частности реологией структуры литосферы, прочностными характеристиками коры, наличием коровых разделов, которые могут быть активизированы под действием напряжений разного типа (ортогонального или косоугольного) и интенсивностью растяжения. На ранней рифтовой стадии континентальные рифты часто обнаруживают явную компоненту сдвиговой деформации [9], что и наблюдается в нашем случае.

Заложение ДДВ происходило на неоднородном докембрийском фундаменте юго-западного сегмента Восточно-Европейского кратона – Сарматии (см. рис. 2), сложенной на севере от ДДВ блоками первого порядка Воронежского массива: Брянским, Курским, Ливенско-Воронежским, Россошанским [3], а на юге – мегаблоками УЩ: Волынским, Росинским, Ингульским, Среднеприднепровским, Приазовским. Южные мегаблоки образуют две микроплиты – Западную (метабазит-гранулитовую) и Восточную (метабазит-амфиболит-гнейсовую), разделенные в пределах УЩ трансрегиональным тектоническим швом Херсон–Смоленск.

Таким образом, на предрифтовой стадии докембрийский фундамент Сарматии был неоднороден по вещественному и структурно-формационному составу к северу и югу от буду-

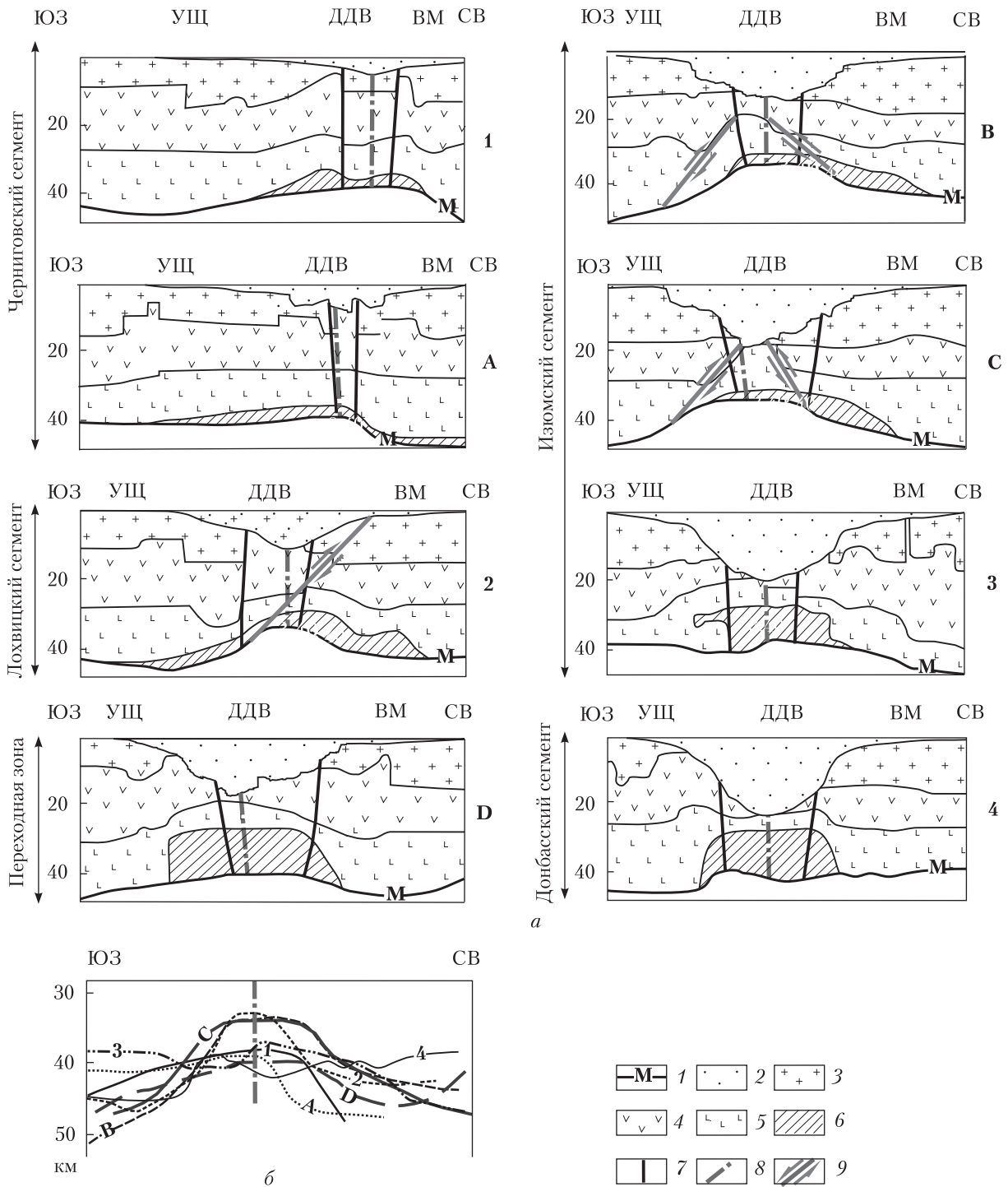


Рис. 4. Генерализованные разрезы земной коры вкост ДДВ (а) и поведение раздела Мохо относительно оси рифта по разрезам (см. номера на кривых) (б). 1 – положение раздела Мохо; слои земной коры: 2 – осадочный, 3 – “гранитный”, 4 – “диоритовый”, 5 – “базальтовый”, 6 – коромантийная смесь; 7 – краевые разломы осевой части рифта; 8 – ось рифта; 9 – предполагаемые разломы внутри литосферы с направлением перемещений

щего северо-западного генерального простирания рифта, косоугольного по отношению к дорифтовым докембрийским структурам. Кроме того, мегаблоки характеризуются разным стилем разрывной тектоники, но правосторонние сдвиги являются преобладающим кинематическим типом разломов в период последней докембрийской фазы активизации, установленным тектонофизическими исследованиями. Кроме правых сдвигов в Курском блоке первого порядка отмечается система дугообразных разломов с предполагаемым центром в районе тройного сочленения главных шовных структур Сарматии. Исходя из описанных различий докембрийского фундамента, можно предположить, что сочленение “северных” блоков первого порядка и “южных” мегаблоков на дорифтовой стадии происходило по шовной зоне, что обусловило заложение рифта и впадины именно вдоль этой зоны. Время заложения дорифтовой шовной зоны следует отнести к позднему архею-раннему протерозою, а поле тектонических напряжений при этом – к субширотному растяжению – субмеридиональному сжатию.

Итак, можно констатировать, что процесс формирования рифта являлся суммарным откликом на разный состав и структуру коры по обе стороны от дорифтовой шовной зоны, а также на неоднородность консолидированной коры по простиранию будущего рифта при преобладании правосторонних сдвигов вдоль разломов. В целом это обусловило сегментацию консолидированной коры ДДВ, разную степень растяжения и асимметрии ее структуры, а также разную степень прогибания и скорость накопления осадков. Увеличение основности коры с северо-запада на юго-восток подчеркивает особенности раскрытия рифта в обратном направлении.

Как считают авторы работы [9], “растяжение литосферы рифтовых бассейнов контролируется комбинацией сил на границах плит, сил трения, возникающих в основании литосферы благодаря напряжению над ветвями апвеллинга конвектирующей системы астеносферы. Хотя мантийный плюм может не быть первичной движущей силой рифтинга, он играет важную вторичную роль, ослабляя литосферу и контролируя вулканическую активность рифта”. В упомянутой работе рассмотрена возможность перехода “пассивного” рифтинга к “активному”, хотя различие между “пассивным” и “активным” рифтингом достаточно условно.

Концепция *активного рифтогенеза* исходит из представления о первичности восходящего потока астеносферного вещества, который поднимает и раздвигает литосферу, что и приводит к рифтогенезу. Концепция *пассивного рифтогенеза* как первопричину рассматривает эффект внешних сил на литосферные плиты, способный передать напряжение на большие расстояния. Если горизонтальные растягивающие силы достаточно велики, то рифтогенез состоится в благоприятно ориентированной ослабленной зоне. Снижение давления в результате растяжения может вызвать декомпрессию, частичное плавление и уменьшение вязкости астеносферного вещества, под линейной зоной формируется глубинный механизм, который поддерживает дальнейшее развитие рифта и питает его магматизм. По сути, пассивный рифтогенез переходит к активному.

Таким образом, “в пассивной версии предполагается активное растяжение литосферы внешними силами при пассивной реакции подлитосферной мантии. В активной версии, наоборот, активно в форме мантийного диапира ведет себя мантия, вызывая пассивное растяжение литосферы” [10].

Положение и простирание предрифтовой шовной зоны (“щели”, по А.В. Чекунову [11]), по которой происходил раскол и раздвиг коры Сарматии, можно восстановить путем “захлопывания” впадины, соединяя ее краевые разломы, как это сделано в цитируемой работе. Зарождение системы разломов такой шовной зоны можно отнести по крайней мере к позднему протерозою. На рис. 2 приведен результат совмещения южного краевого разлома ДДВ с северным. Максимальное совмещение краевых разломов невозможно осуществить без последовательного разворота друг относительно друга их фрагментов в пределах сегментов против часовой стрелки примерно на 5° (см. рис. 2). Такие развороты согласуются с возможными вращательными движениями с центром в Брагинско-Лоевском выступе при раскрытии рифта, обоснованными в работе [11], а также с поведением оси рифта, которая последовательно смещается на юго-запад по межсегментным разломам от сегмента к сегменту и изменяет простирание с северо-запада на юго-восток от 125° (Черниговский), 120° (Лохвицкий), 110° (Изюмский). Учитывая приведенную кинематическую характеристику разломов этой части Сарматии на позднепротерозойском этапе активизации, можно сделать вывод (см. рис. 2, врезка), что и сама шовная зона на предрифтовом этапе, была правым сдвигом и служила той ослабленной зоной, на которой зародился рифт. Этому не противоречат выводы в работах [9, 12] о сдвигово-вращательном движении против часовой стрелки древних блоков УЩ (гранулитовых ядер, частично активизированных) во время заложения рифта, зафиксированных глубинными магнитными источниками (см. рис. 2). Одним из признаков пассивного механизма на начальной стадии континентального рифтогенеза также считается наличие сдвиговой компоненты деформации вдоль оси зарождающегося рифта. Если следовать модельным представлениям о формировании рифта [2, 13] и принять во внимание полученные данные о неоднородности литосферы, можно предположить, что рифтогенез происходил по сценарию перехода “пассивного” рифта в “активный”, специфического для каждого сегмента. В работе [14] в качестве механизма формирования ДДВ также обсуждается пассивный рифтогенез, а подъем мантийного диапира рассматривается как вторичное явление. Мантийно-плюмовое происхождение рифта ДДВ описано во многих работах [7, 11, 15 и др.] и подтверждено геохимической характеристикой рифтовых магматических образований [7].

С одной стороны, реакция земной коры на поле напряжений в каждом сегменте консолидированной коры на каждом этапе эволюции рифта определялась его особенностями строения, составом и в конечном итоге прочностной характеристикой. С другой стороны, возможна переориентация режима напряжений во времени, известная в крупных рифтовых системах.

Следами преобразования литосферы является структурная и вещественная неоднородность ее в современном виде. Признаком интенсивности растяжения на начальной стадии пассивного рифтогенеза может быть отсутствие или утонение в осевом рифте верхнего “гранитного” слоя дорифтовой коры, сохранившегося лишь на северо-западе Черниговского сегмента и фрагментарно в Изюмском. Утонение или выклинивание “диоритового” слоя также можно рассматривать как следствие растяжения коры на начальном этапе (см. рис. 4). Наличие глубинных магнитных неоднородностей связывается нами с зонами растяжения и проявлением магматизма основного состава в рифтовых структурах [4].

Преобразование коры при активном рифтогенезе в виде подъема границы астеносферы—литосфера (или расплава астеносферы в виде диапира) и плавления на границе кора—

мантия (эрозия коры снизу) находит проявление в изменении рельефа раздела Мохо, уменьшении мощности консолидированной коры и появлении в разрезе коромантийной смеси. Этим же процессом можно объяснить увеличение мощности “диоритового” слоя в осевом рифте при отсутствии “гранитного” слоя в восточной части Черниговского и в Лохвицком сегментах за счет увеличения плотности “гранитного” слоя в результате базификации коры и изменение его до параметров “диоритового”. Область распространения коромантийной смеси свидетельствует о неравномерном и асимметричном преобразовании материала коры относительно осевого рифта (см. рис. 4). Неравномерное “растекание” коромантийной смеси может быть обусловлено пульсирующим проявлением главных импульсов рифтинга — ранним франским, поздним франским, ранним фаменским и поздним фаменским, с которыми связаны активизация продольных и поперечных систем разломов, мантийная декомпрессия и подъем магмы к поверхности [15 и др.].

Принципиальная схема развития рифта ДДВ в целом неоднократно обсуждалась в ряде работ, а с учетом полученных результатов может быть сформулирована следующим образом:

- особенности строения и вещественного состава консолидированной коры ДДВ сформированы как “суммарный эффект” пассивного и активного этапов рифтогенеза;
- Днепровско-Донецкий палеорифт зародился на жесткой неоднородной, достаточно мощной и холодной литосфере;
- на начальной стадии рифтообразования растяжение коры со сдвигом (транстенсия) происходило по ослабленной дорифтовой шовной зоне правого сдвига под влиянием внешних сил с предварительным нагревом с участием вращательных движений блоков литосферы (*пассивный рифтинг*);
- как следствие растяжения верхней части коры — декомпрессия подкоровой литосферы, ослабление и растяжение ее (переход к *активному рифтингу*);
- пульсирующий подъем астеносферы, формирование диапира, растяжение нижней мантийной части литосферы, прогрев ее, вулканическая деятельность, эрозия коры снизу, активизация, переработка и дальнейшая деформация земной коры. При этом на активном этапе неоднородность мантийных процессов отразилась в скоростной и плотностной неоднородности литосферы и рельефе ее подошвы;
- синеклизная стадия, обусловленная остыванием диапира.

ЦИТИРУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Стовба С.Н. Геодинамическая эволюция Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса: дис. ... д-ра геол. наук / ДП Науканафтогаз. Киев, 2008.
2. Stephenson R., Stovba S. The Dniepr-Donets Basin. *Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Rift System and Sedimentary Basins*. Roberts D. G., Bally A. W. (Eds.) Amsterdam: Elsevier, 2012. P. 420–441. doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-56356-9.00015-8>
3. Карта структурного районирования докембрия юго-западной части Восточно-Европейской платформы. М-б 1:1 000 000. Галецкий Л.С. (ред.). *Комплект карт. Геология и металлогения юго-западной части Восточно-Европейской платформы. М-б 1:1 000 000*. Зарицкий А.И. (гл. ред.). Киев: Госкомгеология, Геопрогноз, Центр геология, ПО “Беларусь”, Всероссийский геологический Институт, Воронежский госуниверситет, 1992. 6 л.
4. Старостенко В.И., Русаков О.М., Пашкевич И.К., Кутас Р.И., Гладун В.В., Орлюк М.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Максимчук П.Я., Козленко Ю.В., Козленко М.В., Легостаева О.В., Лебедь Т.В.,

- Савченко А.С. Тектоника и углеводородный потенциал кристаллического фундамента Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Галактика, 2015. 212 с.
5. Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., Легостаева О.В., Савченко А.С. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. *Геофиз. журн.* 2010. **32**, № 6. С. 175–214.
 6. Пашкевич И.К., Орлюк М.И., Лебедь Т.В. Магнитная неоднородность, разломная тектоника консолидированной земной коры и нефтегазоносность Днепровско-Донецкого авлакогена. *Геофиз. журн.* 2014. **36**, № 1. С. 64–80.
 7. Стомба С.Н., Старостенко В.И., Ляшкевич З.Н., Сэйнтот А. Изучение динамики и геологических процессов Днепровско-Донецкого палеорифта. *Строение и динамика литосферы Восточной Европы*. Москва: Геокарт-ГЕОС, 2006. С. 307–314.
 8. Цветкова Т.А., Бугаенко И.В. Сейсмотомография мантии под Восточно-Европейской платформой. *Геофиз. журн.* 2012. **34**, № 5. С. 161–172.
 9. Ziegler P.A., Cloetingh S. Dynamic processes controlling development of rifted basins. *Earth-Science Review*. 2004. **64**. P. 1–50. doi: [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(03\)00041-2](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(03)00041-2)
 10. Гончаров М.А. Конвективный механизм перехода от пассивного к активному рифтогенезу. *Фундаментальные проблемы геотектоники: Материалы XI тектонического совещания*. Т.1. Москва: ГЕОС. 2007. С.195–198.
 11. Чекунов А.В. К геодинамике Днепровско-Донецкой рифт-синеклизы. *Геофиз. журн.* 1994. **16**, № 3. С. 3–13.
 12. Чекунов А.В., Пашкевич И. К. Тектоническая природа магнитных неоднородностей в литосфере Украины. *Докл. АН УССР. Сер. Б.* 1989. № 5. С. 22–26.
 13. Старостенко В.И., Даниленко В.А., Венгрович Д.Б., Кутас Р.И., Стифенсон Р.А., Стомба С.Н. Моделирование эволюции осадочных бассейнов с учетом структуры природной среды и процессов самоорганизации. *Физика Земли*. 2001. № 12. С.40–50.
 14. Кутас Р. И., Цвященко В. А. Тепловые процессы в геологической истории Донбасса. *Геофиз. журн.* 1993. **15**, №2. С. 42–53.
 15. Chekunov A.V., Gavrish V.K., Kutas R.I., Ryabchun L.I. Dnieper-Donets palaeorift. *Tectonophysics*. 1992. **208**. P. 257–272.

Поступило в редакцию 19.04.2017

REFERENCES

1. Stovba, C. N. (2008) Geodynamic evolution of the Dnieper-Donets Basin and Donbas (Unpublished Doctoral thesis). Research Institute of Oil and Gas Industry (SA Naukanaftogaz), NAK Naftogaz Ukraine, Kyiv, Ukraine (in Russian).
2. Stephenson, R. & Stovba, S. (2012). The Dniepr-Donets Basin. In Roberts D.G., Bally A.W. (Eds.). *Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Rift System and Sedimentary Basins* (pp. 420-441.), Amsterdam: Elsevier. doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-56356-9.00015-8>.
3. Map of Precambrian structural zoning of south-western part of the East European platform. Scale 1:1 000 000 (1992). Galeckij, L.S. (Ed.). In Complete set of the maps Geology and Metallogeny of the south-western part of the East European Platform. Scale 1:1 000 000. Zarickij, A.I. (Ed.). (6 sheets), Kiev: Goskomgeologia, Geoprognoz, Centergeology, PA "Belarus", All-Russian Geological Institute, Voroneg State University (in Russian).
4. Starostenko, V. I., Rusakov, O. M., Pashkevich, I. K., Kutas, R. I., Gladun, V. V., Orlyuk, M. I., Kuprienko, P. Ya., Makarenko, I. B., Maksimchuk, P. J., Kozlenko, Yu. V., Kozlenko, M. V., Legostaeva, O. V., Lebed', T. V. & Savchenko, A. S. (2015). Tectonics and hydrocarbon potential of the crystalline basement of the Dnieper-Donets Basin. Kiev: Galaktika (in Russian).
5. Kuprienko, P. Ya., Makarenko, I. B., Starostenko, V. I., Legostaeva, O. V. & Savchenko, A. S. (2010). Three-dimensional density model of the crust and upper mantle of the Dnieper-Donets Basin and Donbas. *Geofiz. zhurn.*, 32, No. 6, pp.175-214 (in Russian).
6. Pashkevich, I. K., Orlyuk, M. I. & Lebed', T. V. (2014). Magnetic heterogeneity, fault tectonics of the crystalline crust and petroleum potential of the Dnieper-Donets aulacogene. *Geofiz. zhurn.*, 36, No. 1, pp.64-80 (in Russian).

7. Stovba, S. N., Starostenko, V. I., Ljashkevich, Z. N. & Sjejtot, A. (2006). The study of the dynamics and geological processes of the Dnieper-Donets paleorift. In *The structure and dynamics of the lithosphere of Eastern Europe* (pp. 307-314), Moscow: Geokart-GEOS (in Russian).
8. Cvetkova, T. A. & Bugaenko, I. V. (2012). Seismotomography of the mantle beneath the East-European platform. *Geophysical journal*, 34, No. 5, pp.161-172 (in Russian).
9. Ziegler, P.A. & Cloetingh, S. (2004). Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. *Earth-Science Review*, 64, pp. 1-50. doi: [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(03\)00041-2](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(03)00041-2)
10. Goncharov, M. A. (2007). Convective mechanism for the transition from passive to active rifting. *Proceedings of the XI tectonic meeting Fundamental problems of geotectonics*, Vol. 1 (pp.195-198), Moscow: GEOS (in Russian).
11. Chekunov, A. V. (1994). To the geodynamics of the Dnieper-Donets rift-syncline. *Geofiz. zhurn.*, 16, No. 3, pp. 3-13 (in Russian).
12. Chekunov, A. V. & Pashkevich, I. K. (1989). Tectonic nature of magnetic heterogeneities in the lithosphere of Ukraine. *Dokl. AN USSR. Ser. B*, No. 5, pp. 22-26.
13. Starostenko, V. I., Danilenko, V. A., Vengrovich, D. B., Kutas, R. I., Stifenson, R. A. & Stovba, S. N. (2001). Modeling of the sedimentary basins evolution with taking into account the natural environment structure and processes of self-organization. *Fizika Zemli*, No. 12, pp. 40-50 (in Russian).
14. Kutas, R. I. & Tsvyashchenko, V. A. (1993). Thermal processes in the geological history of the Donbas. *Geofiz. zhurn.*, 15, No. 2, pp. 42-53 (in Russian).
15. Chekunov, A. V., Gavrish, V. K., Kutas, R. I. & Ryabchun, L. I. (1992). Dnieper-Donets palaeorift. *Tectonophysics*, 208, pp. 257-272.

Received 19.04.2017

*В.І. Старостенко, І.К. Пашкевич,
І.Б. Макаренко, П.Я. Курп'єнко, О.С. Савченко*

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ

E-mail: vstar@igph.kiev.ua, innap34@ukr.net, irinam@igph.kiev.ua, xela2004@ukr.net

ГЕОДИНАМІЧНА ІНТЕРПРЕТАЦІЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФІЗИЧНОЇ НЕОДНОРІДНОСТІ ЛІТОСФЕРИ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ

Вперше за результатами 3D гравітаційного і магнітного моделювання з використанням даних ГСЗ, сейсмотомографії, геологічної будови докембрійського фундаменту та осадового чохла розглянуто геолого-геофізичні неоднорідності літосфери як показники різних етапів формування рифту – початкового пасивного і подальшого активного. Показано роль зсувів і обертальних рухів під час закладання і розвитку рифту.

Ключові слова: *Дніпровсько-Донецька западина, геодинаміка, неоднорідність літосфери, глибинна будова.*

*V.I. Starostenko, I.K. Pashkevich,
I.B. Makarenko, P.Ya. Kuprienko, O.S. Savchenko*

S.I. Subbotin Institute of Geophysics of the NAS of Ukraine, Kiev

E-mail: vstar@igph.kiev.ua, innap34@ukr.net, irinam@igph.kiev.ua, xela2004@ukr.net

GEODYNAMICAL INTERPRETATION OF THE GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL HETEROGENEITY OF THE DNIEPER-DONETS BASIN LITHOSPHERE

For the first time on the base of 3D gravity and magnetic modeling results with the use of the data of DSS, seismic tomography, geological structure of the Precambrian basement, and sedimentary cover, the geology-geophysical heterogeneities of the lithosphere are considered as indicators of different stages of the rift formation – the initial passive and subsequent active ones. The roles of shear deformations and rotational movements in the formation and development of the rift are shown.

Keywords: *Dnieper-Donets Basin, geodynamics, heterogeneity of the lithosphere, deep structure.*