

## Формирование и осадочное заполнение Днепроовско-Донецкой впадины (геодинамика и фации) в свете новых данных палеотектонического моделирования

© *В. В. Гончар, 2018*

Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина  
Поступила 13 февраля 2018 г.

Наведено результати чисельного моделювання розвитку Дніпровсько-Донецької западини на основі термальної задачі для літосфери з підбором поверхневих умов накопичення чохла. Побудовано серію палеотектонічних розрізів з фаціальним наповненням, що характеризують північно-західну, центральну і південно-східну частини западини. Моделюванням відтворено початкову трансгресивну і подальшу регресивну спрямованість накопичення осадів під час рифтогенезу, повторну морську трансгресію в турне — ранньому візе, вихід на субконтинентальні умови наприкінці середнього карбону; спрогнозовано значне поширення у південно-східній частині западини глибоководних депресійних утворень пізнього девону — раннього карбону. Відбудовано межу літосфери і астеносфери; відновлено профілі середньої температури аномальної мантії і тектонічної складової занурення. Вони засвідчують відмінності у перебігу глибинного процесу за рифтогенезу в різних частинах западини, для пострифтового етапу, навпаки, дають картину просторово рівномірного опускання.

**Ключові слова:** Дніпровсько-Донецька западина, моделювання занурення, рифтогенез, пострифтова еволюція, фації накопичення осадів.

**Введение.** В ситуации, когда исходные данные о мощности осадочных пород и уровнях осадконакопления (глубинах моря или высотах континентальной поверхности) несопоставимы по точности – попросту не к чему «приложить линейку», – выводы об участии в погружении эндогенной составляющей на основе кривой тектонического погружения в бэкстрипинге, особенно в деталях, не могут быть признаны обоснованными. Остается, образно говоря, перевернув пирамиду бассейнового моделирования, сосредоточить внимание на подборе поверхностных условий (фаций) осадконакопления, варьируя основными параметрами геодинамической модели, влияющими на погружение/поднятие литосферы. Совпадение поверхностного выражения тектонических движений в модели (уровень накопления чехла, эрозия) с

данными литофациального анализа будет пусть не достаточной для окончательного принятия, но необходимой предпосылкой ее дальнейшей направленной разработки. В рамках такой поставки вопроса и рассматривается задача двумерного моделирования истории погружения Днепроовско-Донецкой впадины (ДДВ). В ее основу положен опыт воспроизведения погружения депоцентра юго-восточной части впадины [Гончар, 2017], когда на основе двухэтапной схемы рифтогенного и пострифтового термального погружения было получено совпадение времени выхода уровня осадконакопления на нулевую отметку с максимумом угленакпления, приходящимся на московский век среднего карбона. Результат подтвердил также выводы литологов о глибоководном, некомпенсированном осадконакоплении в осевой части

ДДВ [Лукин, 1977; Лукин и др., 2001; Лукин, 2006].

Решенным в отношении ДДВ можно считать вопрос об участии в рифтогенезе аномальной мантии. Десятилетиями развивавшиеся представления об активном мантийном рифтинге на основе сравнительного анализа, количественных оценок и петрологических данных [Чекунов, 1967, 1994; Гавриш, 1974; Ляшкевич, 1987; Гутерман, Козленко, 1990; Chekunov et al., 1992; Артюшков, 1993; Гордиенко, Завгородняя, 1994] позже были подкреплены данными бэкстриппинга и прямого моделирования [Van Wees et al., 1996; Стифенсон и др., 1997; Starostenko et al., 1999]. Полученные в результате применения бэкстриппинга неравные коэффициенты утонения коры и литосферной мантии со значительным усилением в случае последней (особенно в юго-восточной части ДДВ) указывают на существование термического возмущения подкоровой литосферы вследствие мантийного апвеллинга [Van Wees et al., 1996; Стифенсон и др., 1997]. Пассивный механизм (растяжение литосферы и компенсирующий подъем мантии) на основе региональной изостазии удовлетворительно, но с оговорками, объясняет погружение лишь северо-западной части ДДВ, где кора слабее утонена и не происходило мощного пострифтового осадконакопления [Van Wees et al., 1996; Куснир и др., 1997].

Этими выводами ограничиваются положительные возможности традиционного бэкстриппинга в ДДВ. Продвижение палеотектонических исследований следует связывать с конкретными разработками уже в рамках моделей активного рифтогенеза. Однако вычислительные сложности, с которыми сопряжено пространственное моделирование мантийного апвеллинга, до настоящего времени тормозят их полноценное использование. В настоящей статье, в качестве первого приближения численно воспроизводится эффект воздействия всплывающей аномальной мантии на литосферу, выраженный плавлением пород в подошве литосферы и последовательным смещением границы вверх

[Глико, Ровенских, 1985; Mareschal, Gliko, 1991; Кутас и др., 1993]. Независимо от поднятия кровли астеносферы вводится скорость утонения коры, природа которого не уточняется. Другими словами предполагается, что утонение коры может быть вызвано как внешним нагружением литосферной плиты латеральными силами, так и мантийными источниками под рифтом — адвективными деформациями, магматическим и метаморфическим замещением [Артюшков, 1993; Ziegler, Cloetingh, 2004]. Такой обобщающий подход, во многом вынужденный ввиду высокой степени гипотетичности механизмов рифтогенеза, оставляет «пространство для маневра» в их последующем определении. Особая надежда возлагается, как уже говорилось, на привлечение информации о палеогеографии осадконакопления.

**Палеогеографические критерии выстраивания геодинамической модели ДДВ.** Поднимаемая проблема сочетания глубинной (геодинамической) модели формирования бассейна и фаций осадконакопления корнями уходит в методологию палеотектонического анализа, основой которого является метод мощностей [Белоусов, 1954; Яншин, Гарецкий, 1960; Хаин, 1973]. Резюмируя состояние вопроса, В. Е. Хаин сформулировал достаточно жесткое утверждение, что метод мощностей «дает правильные результаты лишь при соблюдении двух главных условий: совмещения анализа мощностей с анализом фаций и проведения такого комплексного анализа для достаточно длительного интервала геологического времени» [Хаин, 1973]. В практике тем не менее закрепилось одностороннее применение палеотектонического анализа на основе метода мощностей, гораздо реже предметом обсуждения становилась его «фациальная недостаточность» (в отношении Донбасса см. работу [Прокопченко, 1978]). Односторонность палеотектонических реконструкций по наследству перешла к геодинамическому моделированию бассейновых погружений, в котором количественная оценка вертикальных движений

была положена на теоретическую основу принципа изостатической компенсации. Хотя фациальная обстановка опосредованно входит в уравнение тектонического погружения в виде батиметрической поправки [Stackler, Watts, 1978; Галушкин, 2007], возможность практического использования последней нивелируется типичной ситуацией, когда данные о глубинах осадконакопления отсутствуют. Поэтому ею охотно пренебрегают, когда есть указания на мелководно-морские, прибрежные или континентальные условия осадконакопле-

ния. И здесь возникают сомнения в точности получаемых выводов о тектонической составляющей и механизмах погружения [Гончар, 2017]. Однако дело даже не в том, что при этом страдает точность построений. Уровень отложения осадка — это та точка, где соприкасаются количественное геодинамическое моделирование и качественный литофациальный анализ, достижением которой обеспечивается полнота тектонических реконструкций. Поэтому, по аналогии с утверждением В. Е. Хаина в отношении метода мощностей, не будет

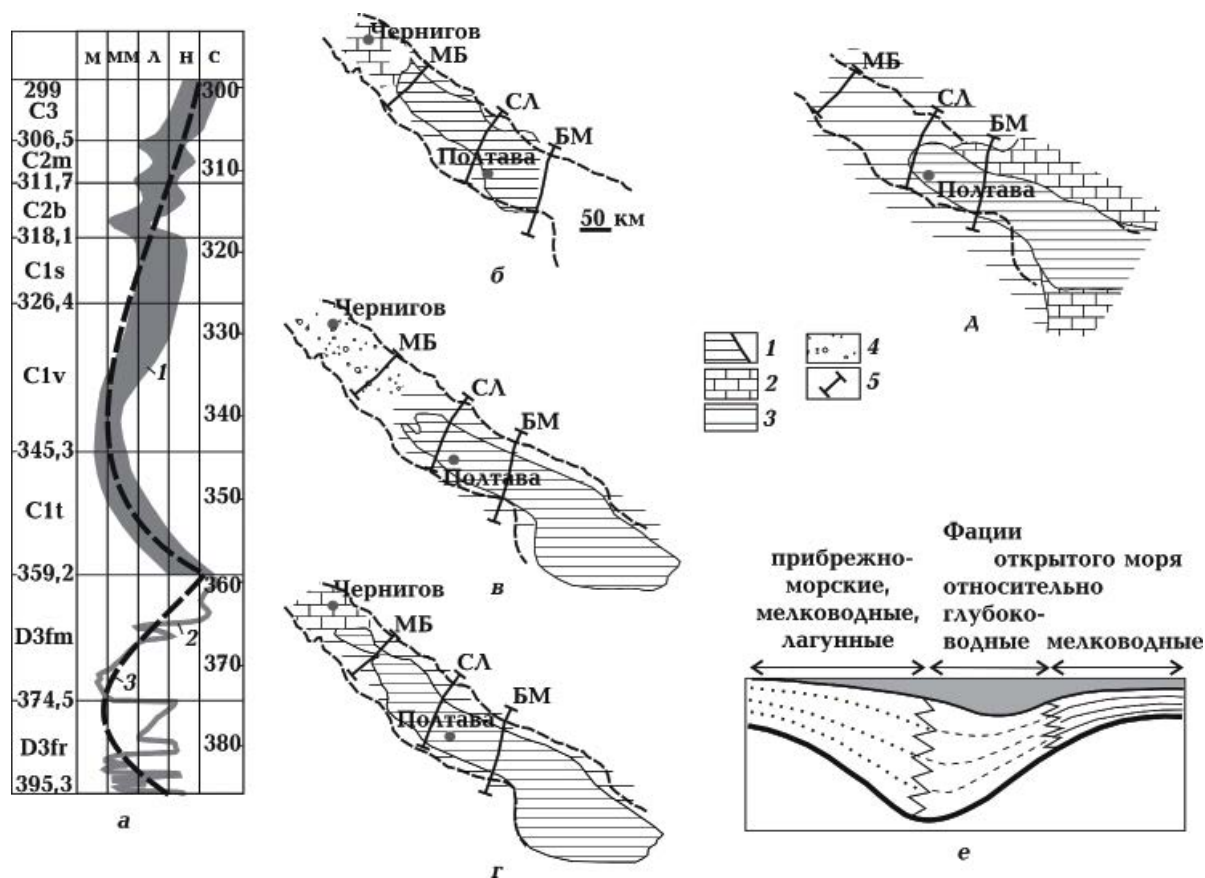


Рис. 1. Схемы, характеризующие особенности палеогеографии и литофаций в позднем девоне и карбоне ДДВ: а — общая направленность изменений обстановок осадконакопления (по [Галабуда, 1988]): м — море, мм — мелкое море, л — лагуна, н — низменность, с — суша; 1 — полоса, показывающая диапазон обстановок в карбоне, 2 — кривая вариаций обстановок для позднего девона, 3 — осредняющая линия, принятая к моделированию в данной работе; б—д — палеогеография и литофации для середины франского века [Хоменко, 1986] (б), начала турне (в) позднего турне — раннего визе [Лукин и др., 2001] (г), позднего визе — раннего серпухова [Геологическая..., 1993] (д); 1 — морские депрессионные отложения; 2 — шельфовые карбонатные; 3 — заливно-лагунные, озерно-болотные, дельтовые; 4 — континентальные красноцветные; 5 — реконструируемые профили (МБ — Малая Девица—Бахмач, СЛ — Сагайдак—Лебедин, БМ — Богатойка—Мерефа); е — фациальный профиль продуктивной толщи Донбасса (по [Геология..., 1963], с изменениями).

преувеличением сказать, что правильной может быть только та геодинамическая модель, в которой воспроизводятся основные фациальные закономерности отложения осадочного чехла.

Начнем с самых общих палеогеографических и литофациальных предпосылок построения модели ДДВ. Сводные данные, касающиеся условий накопления чехла, показывают [Галабуда, 1988], что в целом его формирование протекало в виде последовательности разнопериодических трансгрессивно-регрессивных циклов (рис. 1, а). Сглаживая кривую колебательных движений, можно выделить два главных цикла. Последний охватывает весь каменноугольный период. Он выражен достаточно однозначно, включает фазу турнейско-визейской морской трансгрессии, сменившейся затяжным монотонным обмелением впадины с выходом на континентальные условия в позднем карбоне. Единный цикл для позднего девона выводится из общей литофациальной обстановки.

Морские условия франского века и континентальные второй половины фаменского отражены в структуре и вторичных изменениях вулканогенных пород: для франского века характерно наличие шаровой отдельности и спилитизации, что свидетельствует о подводном излиянии, тогда как особенностью вулканитов позднего фамена является широкое проявление признаков наземного формирования [Беляев и др., 1977]. В бассейне седиментации в середине франского века (голтвинское время) в ДДВ отлагались глинисто-алеврито-известняковые, алеврито-известняково-глинистые литологические комплексы, «свидетельствующие об относительно глубоководных морских условиях осадконакопления» [Хоменко, 1986]. Большие мощности эффузивно-пирокластических образований, развитых в бассейне, говорят о том, что это время ознаменовалось активными тектоническими движениями и интенсивным вулканизмом. С последующим накоплением соленосной толщи связывается обмеление второй половины

франского века, для которого выводятся обстановки мелкого моря и солеродных лагун. Резко выраженный переход к трансгрессии второго позднедевонского цикла отражен в накоплении терригенной сероцветной калайдинской формации нижнего фамена, что объясняется возобновлением усиленного прогибания и формированием новых трогов [Хоменко, 1986]. Перерыв морских условий развития в ДДВ, с которым связывают накопление эвапоритов, может иметь ограниченное значение, исходя из того, что соответствующая соленосная формация включает также морские депрессионные образования, а в начале франского соленакопления в прибортовых и приосевых палеопрогибах ДДВ существовали бассейны некомпенсированной седиментации [Лукин, 2006]. Так что, в первом модельном приближении целесообразно ограничиться единым трансгрессивно-регрессивным циклом и для позднего девона.

Новейшими литологическими исследованиями доказано, что седиментационный бассейн ДДВ в раннем фамене имел депрессионный характер, о чем свидетельствуют парагенетические особенности эффузивов и кремнисто-глинисто-карбонатных отложений; положение в разрезе черных аргиллитов со специфическими палеонтологическими и геохимическими характеристиками указывают на то, что максимальные палеоглубины могли достигать 500—1000 м [Лукин, 2006]. Приведенное заключение полностью транслируется и на пострифтовые условия погружения в начале каменноугольного периода [Лукин, 2013]: для нижнего карбона устанавливается формационная зональность, при которой шельфовые отложения на бортах сменяются в погруженных частях Днепровско-Донецкого авлакогена депрессионными флишоидными отложениями, присущими относительно глубоководным бассейнам. В осевой зоне на протяжении турне — раннего визе сохранялся режим некомпенсированного глубоководного осадконакопления с вероятными максимальными отметками 500—1000 м, что ото-

бразилось в формировании терригенно-кремнисто-карбонатной формации [Лукин, 1977; Лукин и др., 2001].

На палеогеографических схемах видно (рис. 1, б—д), как мигрировала граница морского бассейна ДДВ и какими были контуры его глубоководной части. В середине франского века уступ склона морского бассейна был приближен к границе современного распространения осадков. Устойчивым было положение береговой линии чуть западнее Полтавы. Если сопоставить границы «нормального морского» бассейна середины франского века из работы [Хоменко, 1986] с границами глубоководного трога раннего карбона ДДВ [Лукин и др., 2001] (рис. 1, б и в), то можно заключить, что каменноугольный глубоководный морской бассейн наследует первый с оговоркой о периоде относительной регрессии на рубеже девона и карбона, т. е. на рубеже син- и пострифтового этапов развития впадины, которая в большей мере затронула северо-западную часть и прибортовые зоны. Пострифтовая трансгрессия отразилась в распространении морского бассейна на северо-запад (рис. 1, г), максимума она достигла в позднем визе — серпухове, когда мелководным морским бассейном были затоплены борта впадины (рис. 1, д).

С позднего визе начинается затяжной период отступления глубокого моря. К концу башкирского века в пределах впадины доминируют мелководно-морские, лагунные и прибрежные условия осадконакопления [Геологическая..., 1993]. Здесь следует обратить внимание на одну характерную особенность фациального строения, которая была давно установлена для продуктивной толщи Донбасса [Геология..., 1963] — асимметрию седиментационного и морского профилей в среднем карбоне (рис. 1, е). Ее признаки отмечаются и в литофациях башкирских отложений юго-востока ДДВ: лагунно-континентальные обстановки основной части впадины на южном склоне Воронежского массива сменяются карбонатным осадконакоплением, известковисты-

ми глинами с остатками морской фауны [Геологическая..., 1993].

Таким образом, модельные разрезы ДДВ, пересекающие морской трог, должны воспроизводить достаточно сильное (порядка 500—1000 м) некомпенсированное морское погружение приосевой части впадины как в период развитого рифтогенеза, так и на пострифтовом этапе. На концах профилей, охватывающих бортовые части впадины, должен воспроизводиться переход от глубоководных к мелководным морским условиям и далее — к континентальным. Моделируя профильные погружения, необходимо обеспечить в соответствующих масштабах, два основных трансгрессивно-регрессивных цикла осадконакопления: син- и пострифтовый. Профиль бассейна в юго-восточной части должен быть асимметричным, со смещением оси морской впадины и, соответственно, морских фаций чехла к северному борту. Все это вполне определенно диктует настройку моделей.

**Принципы моделирования, выбор параметров.** Палеопрофилирование выполнялось в уже использовавшемся приближении одномерной термальной задачи для литосферы [Гончар, 2011, 2012]. В отличие от предыдущих построений, решавшихся аналитически и упрощенных тем, что рассматривался только пострифтовый этап, здесь применялось численное решение, пошагово описывающее термальную эволюцию литосферных колонок на рифтовом и пострифтовом этапах [Гончар, 2017].

Принято, что граница литосферы и астеносферы является фазовой, так что ее смещение вверх при рифтогенезе осуществляется вследствие плавления мантийных пород в подошвенном слое литосферы под влиянием восходящего теплового потока (мантийного плюма) [Глико, Ровенских, 1985; Mareschal, Gliko, 1991; Кутас и др., 1993]. Эффект мантийного плюма создавался путем одномоментного увеличения температуры в подошве литосферы до уровня принятой температуры аномальной мантии ( $T_a=1500\text{ }^\circ\text{C}$ ). При этом между двумя поверхностями вводился вы-

сокоградиентный пограничный слой мощностью 1,2 км. Далее методом конечных элементов решалась задача кондуктивного теплопереноса для литосферы. Расчет велся для индивидуальных колонок, следующих вдоль разреза с шагом от первых сотен метров до 1,5—2 км в зависимости от сложности разреза с временным интервалом 100 тыс. лет. Вертикальные смещения в ответ на трансформации литосферной колонки (изменения мощности и средней плотности литосферной мантии, утонение коры, отложение осадка) определялись в приближении локальной изостатической компенсации. Ключевые характеристики рассчитывались в зависимости от свойств разреза и/или подбирались в ходе моделирования. Фиксированные параметры модели сведены в таблицу.

Исходная мощность литосферы 180 км выбрана с учетом результатов моделирования термального утонения литосферы ДДВ в соотношении с данными о глубинах зарождения магм (см. [Гончар, 2017]). Выбор исходной мощности коры влияет на определяемые величины ее рифтогенного утонения, что, в свою очередь, влияет на интенсивность погружения. Так, для профиля Малая Девица—Бахмач установлено, что кора мощностью 46,1 км оптимальным образом (в сочетании с определенной тем-

пературой аномальной мантии) выводит обстановки осадконакопления на требуемые уровни. Следующие параметры варьируют (или могут варьировать) вдоль профиля.

Скорость утонения коры рассчитывается исходя из наблюдаемой современной мощности коры под рассматриваемыми участками ДДВ [Starostenko et al., 1999; Стовба, 2008; Пашкевич и др., 2014], поэтому возможности варьирования ею ограничены. Предполагается, что современный разрез коры под впадиной отражает только рифтогенные деформации. Чтобы обеспечить соответствие поверхностного выражения рифтогенеза данным палеогеографии, может вводиться его этапность, обусловленная разными скоростями утонения [Гончар, 2017]. Ускоренное утонение коры усиливает морское погружение, переход к замедленному ее утонению обеспечивает инверсию движений, выход на континентальные условия и размыв. Такое усиление применялось в некоторых случаях, чтобы воспроизвести трансгрессивно-регрессивную осадочную серию рифтового этапа. Чтобы выйти на конечную мощность коры, сначала вводился усиливающий коэффициент  $k_u$ , затем в зависимости от него получалась замедленная (относительно средней) скорость утонения регрессивной фазы.

**Таблица**

Параметры	Константы	Астеносфера	Литосферная мантия	Кора	Чехол	Вода
Исходная мощность, км	—	—	135	46,1 <sup>(1)</sup> 45	—	—
Плотность, кг/м <sup>3</sup>	—	3340*	3340*	2725 <sup>(1)</sup> 2825	2625 <sup>(1)</sup> 2550 <sup>(2)</sup> 2600 <sup>(3)</sup>	1030
Теплопроводность, Вт/(м·К)	—	4,4	3,8	2,5	1,8	—
Производство тепла, мкВт/м <sup>3</sup>	—	—	0,005·10 <sup>-6</sup>	0,4·10 <sup>-6</sup>	—	—
Температуропроводность, м <sup>2</sup> /с	1,6·10 <sup>-5</sup>	—	—	—	—	—
Тепловое расширение, град <sup>-1</sup>	3·10 <sup>-5</sup>	—	—	—	—	—

\* Плотность на поверхности; <sup>(1)</sup>Малая Девица — Бахмач, <sup>(2)</sup>Сагайдак — Лебедин, <sup>(3)</sup>Богатойка — Мерефа

Согласно опубликованным оценкам [Артюшков, 1993], в центральной части ДДВ смещения по сбросам составляют только 6 % деформации, максимальные же значения для впадины не превышают 15 %. Поэтому при построении фациальных разрезов чехла горизонтальная составляющая деформации растяжения коры не учитывалась и координаты точек вдоль профилей принимались равными их нынешнему положению.

Скорость осадконакопления в простейшем случае задается наблюдаемыми мощностями стратиграфических подразделений. Предпосылкой варьирования скорости являются возможные размывы и применение уплотняемой в процессе погружения (сжимаемой по вертикали) осадочной колонки. Для всей впадины (может быть, за исключением юго-востока) основными значимыми периодами размыва являются рубежи девона/карбона (конец рифтового этапа) и карбона/перми [Вакарчук, Гавриш, 1991]. Оба стратиграфических несогласия являются также и угловыми, т. е. должны быть связаны с существенными тектоническими перестройками (деформациями), однако аспекты тектонической эволюции, связанные с угловыми несогласиями, здесь не рассматриваются. Задаваемая скорость должна быть выше кажущейся по разрезу и сочетаться с интенсивностью размыва (т. е. зависеть от степени и режима утонения коры). В техническом плане это существенно усложняет задачу подбора модели, так как введение величины и длительности размыва влечет за собой необходимость регулирования варьируемых величин в ситуации с более сложным набором прямых и обратных связей между ними. Вместе с тем, величины и длительность размыва точно не определены. Факты, подтверждающие размыв в той или иной части разреза и позволяющие провести независимый анализ, в литературе, как правило, не приводятся. Поэтому целесообразнее на первом этапе ограничиться построениями без учета размывов.

Принятие схемы уплотняемого под действием собственного веса осадочного

чехла также требует введения специальной процедуры подбора эффективных скоростей осадконакопления, что сильно усложняет ход моделирования. Хотя в целом свойство уплотнения осадка не вызывает сомнения, априорное задание уплотняемой осадочной колонки в бассейновом моделировании выглядит неоднозначно. С самого начала применения метода мощностей как прототипа бассейнового моделирования процедура разуплотнения осадочной колонки не рассматривалась как универсальная для всех типов пород и обстановок [Яншин, Гарецкий, 1960; Хаин, 1973]. Особенно это очевидно в случае полифациального разреза, породы которого сильно разнятся по степени уплотняемости. Но фациальные переходы по латерали, как правило, не сказываются на мощностях [Прокопченко, 1978]. Поэтому, а также учитывая предыдущий опыт [Гончар, 2011, 2012], модели рассчитывались для несжимаемых в процессе погружения пород. Появление явных противоречий в модели с неуплотняемым чехлом может служить основанием для проведения построений, учитывающих уплотнение.

Температура аномальной мантии (температура в подошве литосферы) может быть как постоянной, так и переменной вдоль профиля. С ее помощью во многом достигается соответствие модели поверхностным условиям осадконакопления. Выбор диктуется особенностями каждого разреза, результат же представляется значимым для геодинамических выводов. Для северо-западной части ДДВ (профиль Малая Девица — Бахмач) удовлетворительный подбор осуществляется с мало изменяющейся вдоль профиля или даже постоянной величиной  $T_a$ . В условиях центральной и юго-восточной частей ДДВ потребовалось задавать переменную температуру с большими пространственными градиентами.

**Палеотектонические разрезы ДДВ в фациях осадконакопления.** Сейсмостратиграфические профили Малая Девица — Бахмач, Сагайдак — Лебедин и Богатойка — Мерефа, вдоль которых проводится чис-

ленное моделирования (рис. 2), взяты из работы [Стовба, 2008]. Выбор связан с тем, что по этим разрезам имеются модельные построения предшественников [Куснир и др., 1997; Starostenko et al., 1999; Стовба, Майстренко, 2000; Стовба, 2008], так что полезным может оказаться сравнение результатов, полученных разными методами. Глубинные разрезы вдоль профилей, построенные по данным работ [Starostenko et al., 1999; Стовба, 2008; Пашкевич и др., 2014], служили источниками информации о мощности коры, откуда рассчитывалась скорость ее утонения при рифтогенезе.

Особенностью и камнем преткновения при моделировании почти каждого профиля ДДВ является развитие внутри осадочной серии соленосного комплекса, который, деформируясь после отложения, в той или иной степени видоизменял осадочный разрез. Проблема соляных образований при анализе погружения в полном объеме была осознана С. Н. Стовбой, им же были предприняты значительные усилия по ее разрешению [Стовба, Майстренко, 2000; Стовба, 2008]. Суть предложенного им решения заключается в возвращении девонскому рифтовому комплексу слоя, мощность которого эквивалентна мощности нижнепермских хемогенных отложений, учитывались также предполагаемые фазы оттока девонской соли в поздневизейскую и серпуховскую фазы активизации тектогенеза. В результате был получен гипотетический разрез девона, в котором присутствует автохтонный слой соли мощностью 3—3,5 км, частичный отток которой в карбоне, по мнению авторов, мог дать дополнительное пространство для погружения. Эти построения вызывают сомнения. Известно, что соль накапливалась в бассейне с ярко выраженным разнообразием литофациальных обстановок в парагенезисе с вулканогенными образованиями [Хоменко, 1986; Лукін, 2006]. Предполагать непрерывность и равномерность распространения соляного слоя вряд ли уместно. Скорее всего, эвапориты накапливались в частично изолированных бассейнах, где должны были иметь место

латеральные фациальные переходы, что могло препятствовать однородным движениям эвапоритовой формации. Приведенное не позволяет рассматривать отток соли как системный фактор, повлиявший на общий характер осадконакопления в ДДВ в карбоне. Как представляется, проблема оттока соли, ее учет должны решаться в случае каждого разреза отдельно, по мере накопления противоречий в рамках обычной практики анализа погружений. Во всяком случае, при первичных общих построениях следует либо исключать площади развития соляных штоков и диапиров, либо вносить поправки на вторичное изменение мощности соленосных толщ и вмещающих слоев.

Тектоническая составляющая погружения в традиционном бэкстриппинге является ключевым элементом модельных построений, с ней связывают аргументацию выводимых этапов рифтогенеза и последующих активизаций [Van Wees et al., 1996; Стифенсон и др., 1997; Стовба, 2008]. В нашем случае тектонические погружения представляют в большей мере сравнительный интерес, так как их параметры во многом определены вводными данными о механизме рифтогенеза и степени утонения коры (рис. 3). Тем не менее, знаменательными, отличными от результатов предшественников, являются полученные тектонические движения рифтового этапа в пересечении северо-западного блока (профиль Малая Девица—Бахмач). Почти на всем протяжении профиля (за исключением центрального грабена) они имеют положительные значения, т. е. в отсутствие осадконакопления фундамент двигался бы вверх. Это обстоятельство и определило преимущественно континентальные условия накопления отложений в этом пересечении. Данный профиль положительных тектонических вертикальных движений кардинально отличается от двух других, характеризующих нисходящие движения в пределах простирающейся на юг части ДДВ. Показательным является также термальное тектоническое погружение, которое накопилось на ранней



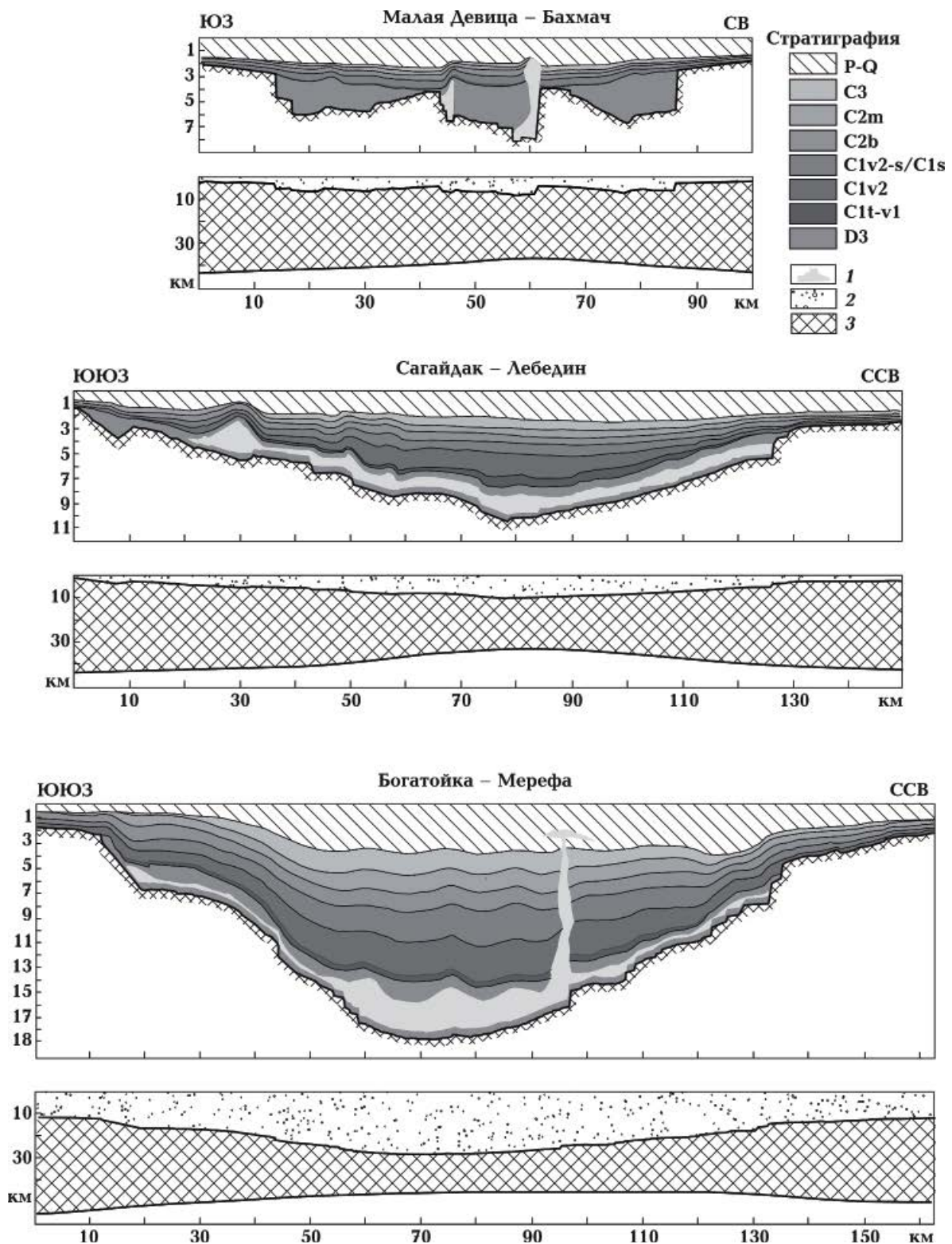


Рис. 2. Исходные сейсмостратиграфические профили ДДВ (по [Стовба, 2008]) и глубинные разрезы (с использованием данных [Starostenko et al., 1999; Стовба, 2008; Пашкевич и др., 2014]); расположение см. на рис. 1: 1 — солевые отложения позднего девона; 2—3 — осадочный чехол и кора на глубинных разрезах.

стадии пострифтового этапа (в течение турне — раннего визе). Соответствующие кривые для разных пересечений практически сливаются, располагаясь примерно на одном уровне. С начала пострифтового-

го этапа практически с равной интенсивностью погружались все части впадины, включая борта. Это согласованное нисходящее движение предопределило характерный выдержанный, плащеобразный

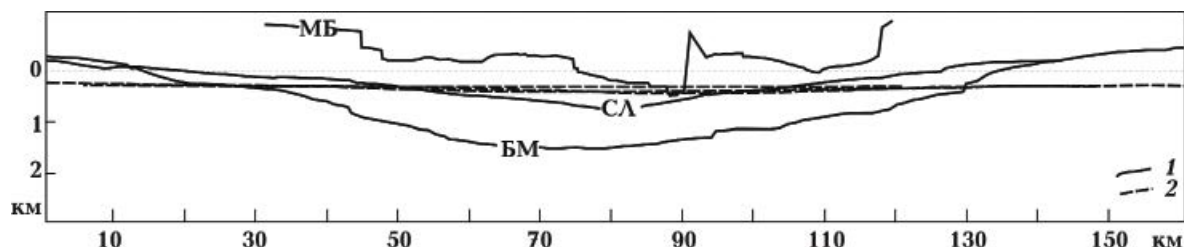


Рис. 3. Кривые суммарных тектонических движений для профилей Малая Девица — Бахмач (МБ), Сагайдак — Лебедин (СЛ), Богатойка — Мерефа (БМ) на конец девона (конец рифтового этапа) (1) и середину визейского века (2).

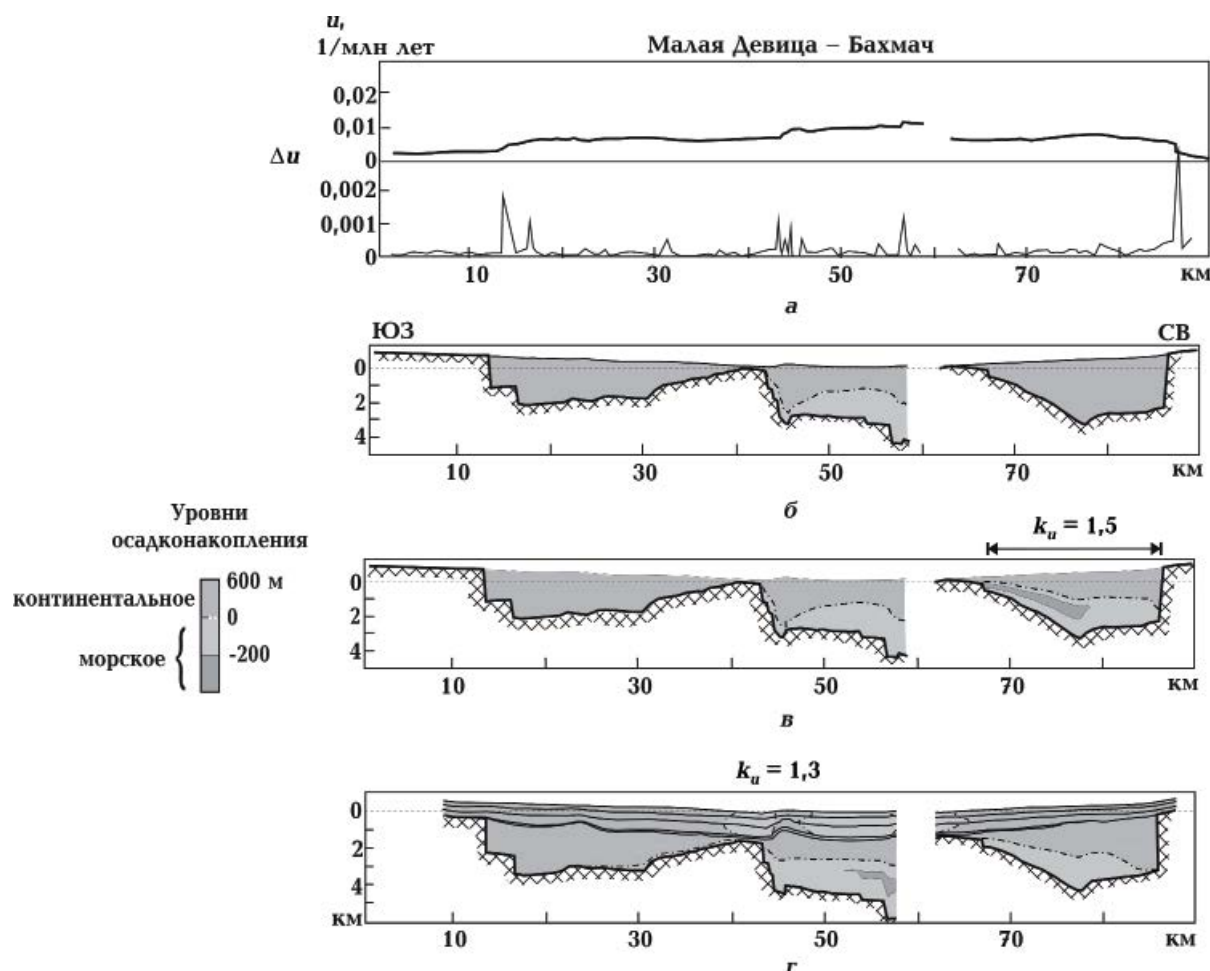


Рис. 4. Модельные построения вдоль профиля Малая Девица — Бахмач: а — графики используемой при моделировании средней скорости утонения коры ( $u$ ) и ее градиента; б—г — палеотектонические разрезы с фаціальным наполнением: конец рифтогенеза (б — с неизменной средней скоростью утонения коры, в — с ускорением в пределах северного грабена), г — конец московского века (с ускорением для всей территории). См. пояснения в тексте.

профиль отложений трансгрессивной серии карбона и отмечаемую его литофациальную специфику [Лукин, 1997; Лукин и др., 2001].

*Профиль Малая Девица — Бахмач* пересекает северо-западную часть ДДВ (см. рис. 1), которая существенно отличается от центральной и юго-восточной. Суть отличия заключается в «нормальной» мощности пострифтовых каменноугольных отложений. Как выяснилось [Куснир и др., 1997], погружение именно северо-западной части ДДВ удовлетворительно (на тот момент) объяснялось классической схемой образования рифтового бассейна вследствие растяжения литосферы, подъема изотерм на рифтовом этапе и пострифтового остывания. В рамках нашего подхода нет какого-либо предпочтения в отношении моделируемых сечений ДДВ, за исключением осложнений разреза соляной тектоникой. В этом контексте рассматриваемый профиль — не лучший вариант. По бокам центрального грабена располагаются два соляных штока (см. рис. 2), с которыми связано вторичное увеличение мощности девонских отложений. По этой причине при расчетах пропущена полоса в интервале 48—53 км, где имеются наиболее сильные галогенные нарушения мощностей син- и пострифтового разреза. Ход погружения фундамента (поднятия в области плечей рифта) вдоль профиля контролируется скоростью утонения коры, получаемой на основе данных о ее мощности (рис. 4, а). Градиенты скорости утонения формально описывают динамику рифтогенного формирования впадины, имитируя также разломное деформирование.

Начальный вариант модели с постоянной средней скоростью утонения коры ( $k_u=1$ ) демонстрирует для конца рифтового этапа впадину, ограниченную поднятиями фундамента до уровня 600—800 м (плечами рифта) и заполненную преимущественно континентальными отложениями; морские мелководные (менее 100 м) слагают основание центрального грабена (рис. 4, б). Ситуация на поверхности в целом соответствует континентальным

условиям конца позднего девона — начала раннего карбона в северо-западной части ДДВ [Хоменко, 1986; Лукин, 2006], однако ограниченное распространение морских фаций может оказаться недостаточным. Требуемого расширения морского осадконакопления для первой половины рифтового этапа можно добиться путем усиления скорости утонения коры, для чего вводится коэффициент  $k_u > 1$  для определенного временного отрезка. Но может потребоваться также пространственно ограниченное действие усиленного утонения коры. Палеогеографическая обстановка середины франского века показывает, что относительно глубоководный бассейн смещен к северному борту (см. рис. 1, б). Это может указывать на то, что рифт был в это время асимметричным. На рис. 4, в показана модель, в которой усиливающий коэффициент  $k_u=1,5$  применен к боковому грабену в течение франского века, для остальной части рифта скорость утонения коры без изменений. В этом случае получаем осадочную серию, включающую морские отложения с максимальными глубинами (200 м и несколько более) в пределах северного прибортового грабена. К концу рифтогенеза полная осадочная серия характеризуется регрессивной (южный прибортовой и центральный грабены) и трансгрессивно-регрессивной (северный прибортовой грабен) направленностью развития, с переходом от морского к континентальному осадконакоплению.

В конечном варианте, показывающем строение впадины на рубеже среднего/позднего карбона (рис. 4, г), применялся  $k_u=1,3$  для всей впадины в течение первых 8 млн лет эволюции. Получен ранний рифтовый морской бассейн, охватывающий как центральный, так и боковые грабены, с максимумом в центре, где глубина моря превышала 200 м. Видно, что в конце рифтогенеза после осушения морского бассейна и регрессии до устойчивых континентальных условий морское осадконакопление возобновляется в середине визейского века; тем самым воспроизводится пострифтовая трансгрессивная

серия. Мелководное море локализовано в центральном сегменте, охватывая весь временной интервал от конца нижнего по средний карбон включительно. Отметим, что «островки» континентального накопления внутри пострифтового моря, приуроченные к местоположению соляных штоков (см. рис. 2), имеют своей первопричиной перераспределенной мощности отложений позднего девона и, таким образом, являются фиктивными.

Как видно, универсальность подхода, определяемая заданием скорости утонения коры в функции ее конечной мощности, позволяет изменять условия рифтообразования, добиваясь максимального сходства с реальным ходом процесса. Од-

нако для проведения подобных модификаций базовой модели требуются серьезные аргументы со стороны литофациальных данных, которые для глубокопогруженной части впадины пока отсутствуют. Проблема также заключается в определении механизмов, лежащих в основе рифтогенного преобразования коры. Но это уже другая задача, связанная с пониманием глубинного процесса.

*Профиль Сагайдак — Лебедин* пересекает центральную часть ДДВ, в палеогеографическом плане относящуюся к терминальной части Полтавского бассейна, существовавшего в пределах ДДВ на протяжении, по меньшей мере, раннего и среднего карбона, и распространявшегося

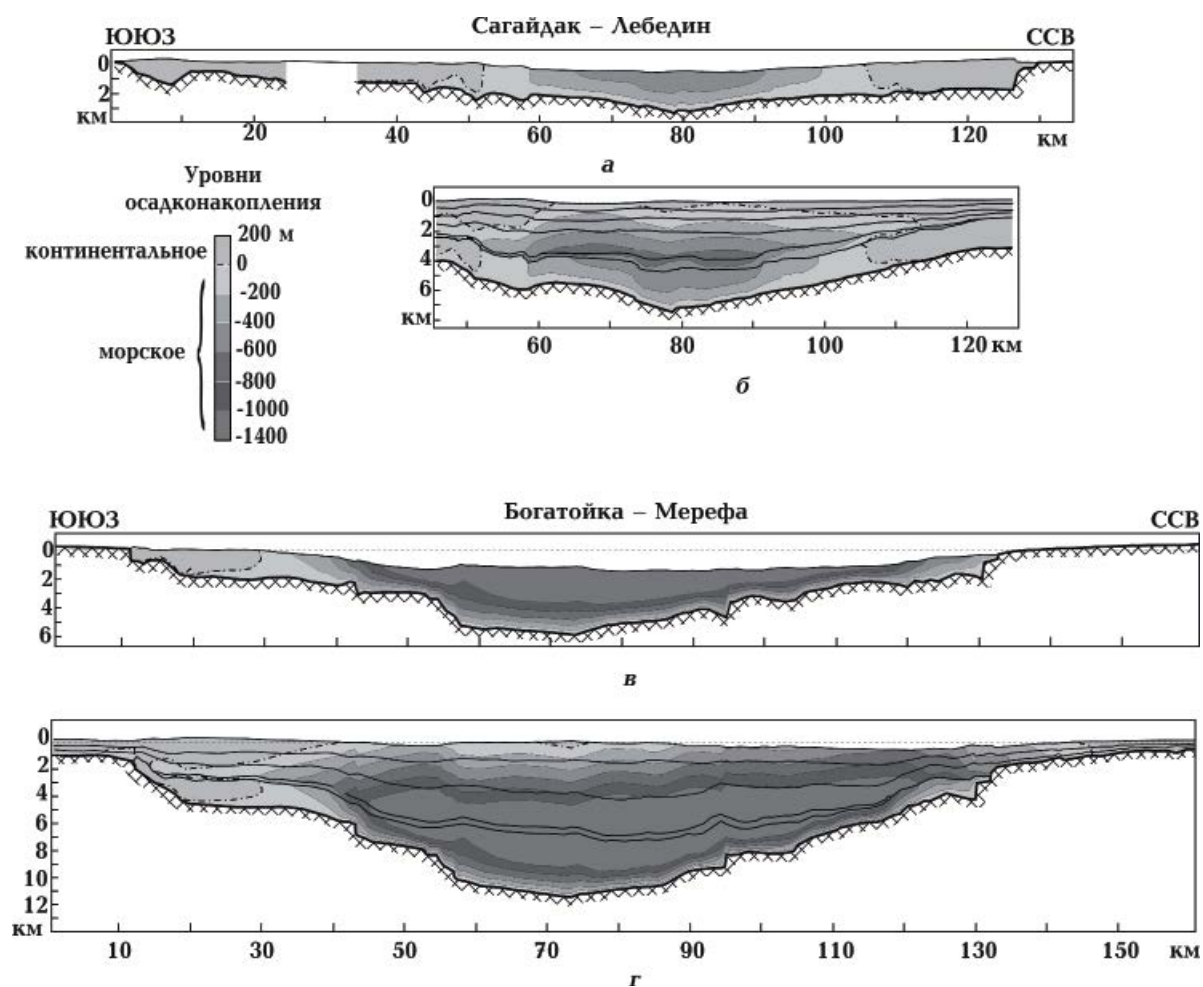


Рис. 5. Модельные палеотектонические разрезы вдоль профилей Сагайдак—Лебедин (*а* и *б* — конец девона и конец московского века соответственно) и Богатойка—Мерефа (*в* и *г* — конец девона и конец башкирского века соответственно).

на юг от меридиана г. Полтавы [Стовба, 2008]. С учетом литофациальных данных [Лукін, 2006] (см. рис. 1, б), его существование следует распространить и на поздний девон. Моделирование проведено без вариаций режима рифтогенеза, т. е. с  $k_u=1$ . В модели на конец рифтового этапа (рис. 5, а) исключен участок в южной части (25—34 км), где проявлено сильное деформирующее влияние соляного штока в отложениях позднего девона. Учитывая явные деформации эвапоритовой формации и на других участках профиля, модель для конца московского века ограничена центральной зоной впадины. Результат моделирования показывает, что море рифтового этапа достигало глубин 600 м в депоцентре; на северном и южном склонах впадины в результате регрессивных тенденций развились участки континентального накопления, в основании которых местами залегают морские отложения синрифтовой серии. В конце московского века (рис. 5, б), после 53 млн лет пострифтового погружения мелководные морские условия сохранились лишь в виде небольшого залива в южной части депрессии, в целом же отложения достигают континентального уровня осадконакопления (до 100 м). Поднятие поверхности до 200 м в южной половине (50—60 км) приурочены к зоне увеличенных мощностей позднедевонских отложений (за счет эвапоритов, см. рис. 2), так что они отражают искажающее влияние вторичных изменений мощностей чехла. Батиметрическая структура чехла показывает эволюцию фаций осадконакопления, откуда следует, что на склонах начало пострифтового этапа на рубеже девона и карбона ознаменовалось трансгрессией и увеличением морских глубин на 100—200 м, в результате морские осадки перекрывают континентальные синрифтовые отложения. В депоцентре синрифтовая трансгрессия не прерывается, а переходит в пострифтовую. Во второй половине визейского века начинается общая регрессивная фаза пострифтового этапа, которая обеспечивает замедленное обмеление всего бассейна.

*Профиль Богатойка — Мерефа* пересекает юго-восточную часть ДДВ, содержащую «аномальные» мощности каменноугольных отложений, что долгое время служило проблемой в реконструкциях, основанных на идее компенсированного прогибания. Требовалось введение гипотез о дополнительных механизмах погружения [van Wees et al., 1996; Стифенсон и др., 1997; Стовба, Майстренко, 2000; Стовба, 2008]. Здесь эти трудности не возникают и вся осадочная толща вмещается в бассейне, создаваемом син- и пострифтовыми тектоническими вертикальными движениями. Моделирование также проведено без вариаций режима рифтогенеза ( $k_u=1$ ). В период рифтогенеза центральная часть интенсивно погружается, что обусловлено повышенными величинами утонения коры в этом сегменте впадины. К концу рифтового этапа морские глубины в депрессии составляют 1200—1400 м (рис. 5, в). Наблюдается асимметрия в погружении и, соответственно, в распределении фаций южной и северной прибортовых зон. Первая более приподнята и в ее пределах, примыкая к поднятому плечу, в конце рифтогенеза накапливаются континентальные отложения, за которыми следует небольшой шельф шириной 10 км. В пределах северной прибортовой зоны вследствие ограниченного накопления осадков происходит морское погружение с глубинами от 100 до 300 м. Между прибортовыми зонами (микрощельфами) и депрессией расположены склоны шириной до 20 км, где глубины возрастают от 200 до 500—600 м. Развитие чехла имеет в целом трансгрессивную направленность, исключение составляет южный борт, где отмечается регрессивный тренд рифтового этапа. Подъем плечей рифта до 200—300 м существенно ниже, чем на северо-западе ДДВ (профиль Малая Девица — Бахмач, рис. 3).

В конце башкирского века (рис. 5, г) на большей части разреза поверхность осадконакопления выводится на субконтинентальный уровень, сохраняется лишь небольшая депрессия в северной прибортовой зоне глубиной до 600 м. Этот реликт

морского бассейна отражает асимметричный стиль погружения, устойчивый на протяжении всего каменноугольного периода. Причина его заключается в перманентно сокращенном поступлении осадочного материала с северного борта по сравнению с центральным и южным сегментами разреза. Тем самым воспроизводится асимметрия бассейна, характерная также для соседнего Донбасса (см. рис. 1, е) [Геология..., 1963]. Глубоководные осадки, на-

капливавшиеся в интервале глубин 600—1400 м, слагают обширную депрессионную зону осадочного бассейна, заложившуюся еще на рифтовом этапе. Существенная их составляющая отлагалась в трансгрессивную фазу пострифтового этапа — с раннего турне и до начала/середины серпухова. Полученные модели строения чехла ДДВ вдоль трех профилей, пересекающих ее северо-западную, центральную и юго-восточную части, представляют их виде-

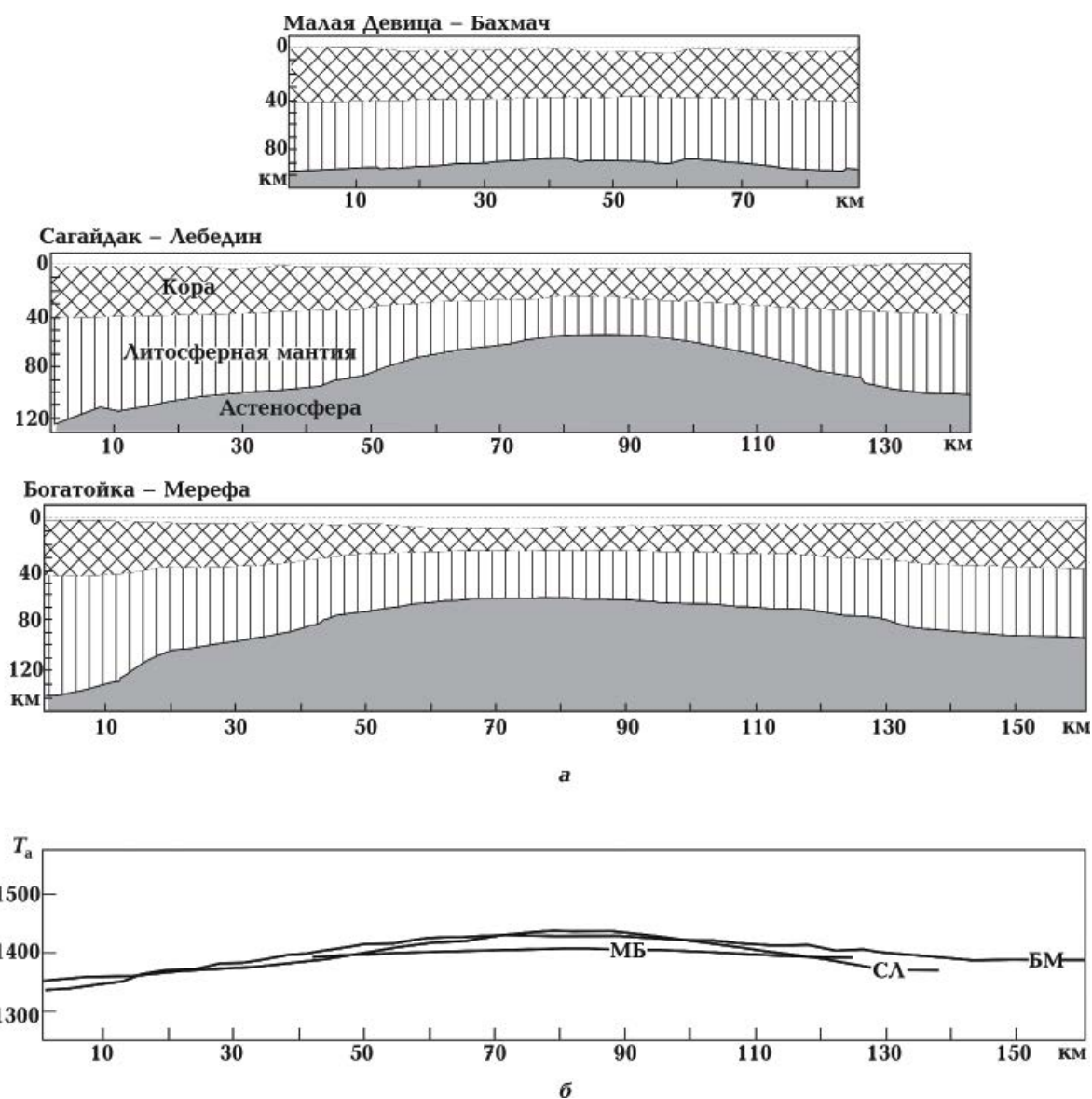


Рис. 6. Данные моделирования в отношении глубинных процессов и тектонических движений в пределах ДДВ: *a* — глубинные разрезы на конец рифтового этапа; *б* — средние температуры аномальной мантии в течение рифтогенеза.

ние на данный момент исследований. Они могут (и должны) видоизменяться по мере поступления новых литостратиграфических и геофизических данных, в результате совершенствования методики, обновления парка компьютерной техники и т. д. Вариантами выхода на более высокий уровень моделирования могут быть: учет размывов и соляной тектоники, двумерная постановка задачи теплопереноса, рассмотрение эффектов региональной изостатической компенсации.

**Характер глубинных проявлений рифтогенеза и пострифтового погружения.** Поверхностные явления, сформировавшие ДДВ в позднем девоне — карбоне, моделировались на основе генерализованной двухэтапной схемы континентального рифтогенеза, предложенной ранее А. В. Чекуновым и соавторами [Chekunov et al., 1992] и предусматривающей подъем аномальной мантии, разогрев и утонение литосферы на первом этапе (активный рифтинг), а также пострифтовое остывание всей системы — на втором. Выполненное моделирование позволяет в рамках этой схемы, ставшей уже классической, несколько расширить представления о глубинных процессах на основе получаемых профилей литосферы и данных о распределении средней температуры на границе литосферы и астеносферы. Глубинные разрезы для конца рифтового этапа (рис. 6, а) оказываются различными для северо-западной, центральной и юго-восточной частей впадины, что соответствует ожиданиям, при этом степень различия между северо-западной, с одной стороны, и центральной и юго-восточной, с другой, значительна. В первом случае (профиль Малая Девица — Бахмач) граница между литосферой и астеносферой лишь слабо изогнута кверху — фиксируется небольшой сводовый подъем в центре, превышающий ее положение на флангах не более чем на 10 км (до уровня 85—90 км). Вдоль двух других профилей литосфера утоняется под рифтом весьма значительно, так что ее кровля поднимается до уровней 55—65 км, а перепад глубин между сводом

и флангами достигает 70—80 км. На флангах центрального и юго-восточного сегментов устанавливается неравномерное положение кровли астеносферы: более высокое у северо-восточной бортовой части заметно больше, чем у юго-восточной.

В соответствии с полученными глубинными разрезами находятся определенные моделированием средние температуры аномальной мантии (рис. 6, б). Перепад температур под профилем Малая Девица — Бахмач составляет 10° и без ощутимых последствий температура здесь может быть принята постоянной (около 1385 °С). Прогнозируемые для профилей Сагайдак — Лебедин и Богатойка — Мерефа температуры возрастают от периферии к центру впадины на 60—100°, достигая в своде 1430—35 °С. Сопоставляя эти палеотемпературные кривые с распределением температуры в моделях мантийных плюмов [Добрецов и др., 2001], можно сделать вывод, что профили с возрастающими температурами отражают конвективную составляющую теплопереноса в основании литосферы.

Таким образом, различия в стиле рифтогенеза на поверхности между северо-западным сегментом ДДВ и остальной впадиной, которые явствуют из современных и палеоразрезов (см. рис. 2—5), подчеркиваются особенностями глубинного строения и температурой астеносферы. Относительно пониженная температура и выдержанное в целом по глубине положение кровли аномальной мантии вдоль профиля Малая Девица — Бахмач указывают на низкую активность мантии при рифтогенезе в этом регионе, в частности, — отсутствие или минимальную выраженность конвекции, тогда как в центральной части и на юго-востоке ДДВ (профили Сагайдак — Лебедин и Богатойка — Мерефа) высокое стояние астеносферы, ее куполообразные профили, значения  $T_a$ , уменьшающиеся от депоцентра к периферии впадины, указывают на вероятное присутствие там мантийных конвективных течений.

Началу пострифтового этапа развития ДДВ на глубине соответствует прекраще-

ние активных рифтогенных процессов и переход к остыванию подлитосферной аномальной мантии. В модели эта трансформация задавалась путем одномоментного перенесения температуры аномальной мантии в подошву астеносферного слоя. Как было показано (см. рис. 3), темпы тектонического пострифтового погружения в разных частях впадины практически совпадают, также они почти не различимы в пределах депоцентра и бортов. Эта особенность ярко проявилась в известных изменениях характера осадочного чехла, начиная с турнейского века: плащеобразное залегание, терригенно-карбонатный литофациальный профиль отложений, отсутствие продуктов вулканизма. Протекавшее равномерное остывание привело к наращиванию остаточной рифтогенной

литосферы слоем новообразованной термальной литосферы (рис. 7). Как видно, к концу среднего карбона он практически удвоил мощность литосферы под профилем Малая Девица — Бахмач, так что подошва ее опустилась до уровня 140—145 км. В центральной части ДДВ, под профилем Сагайдак — Лебедин граница литосферы и астеносферы сохранила куполообразный характер, глубина ее изменяется от 110 км в апикальной части до 160—170 по бортам.

**Обсуждение: фации и геодинамика. I.** Основательно забытый в палеотектонических реконструкциях фациальный анализ появляется как всплывающий из глубин подсознания архетип геотектоники. Что же он привносит в современные геодинамические исследования осадочных бассейнов? Ответ дают ранее выполненное моде-

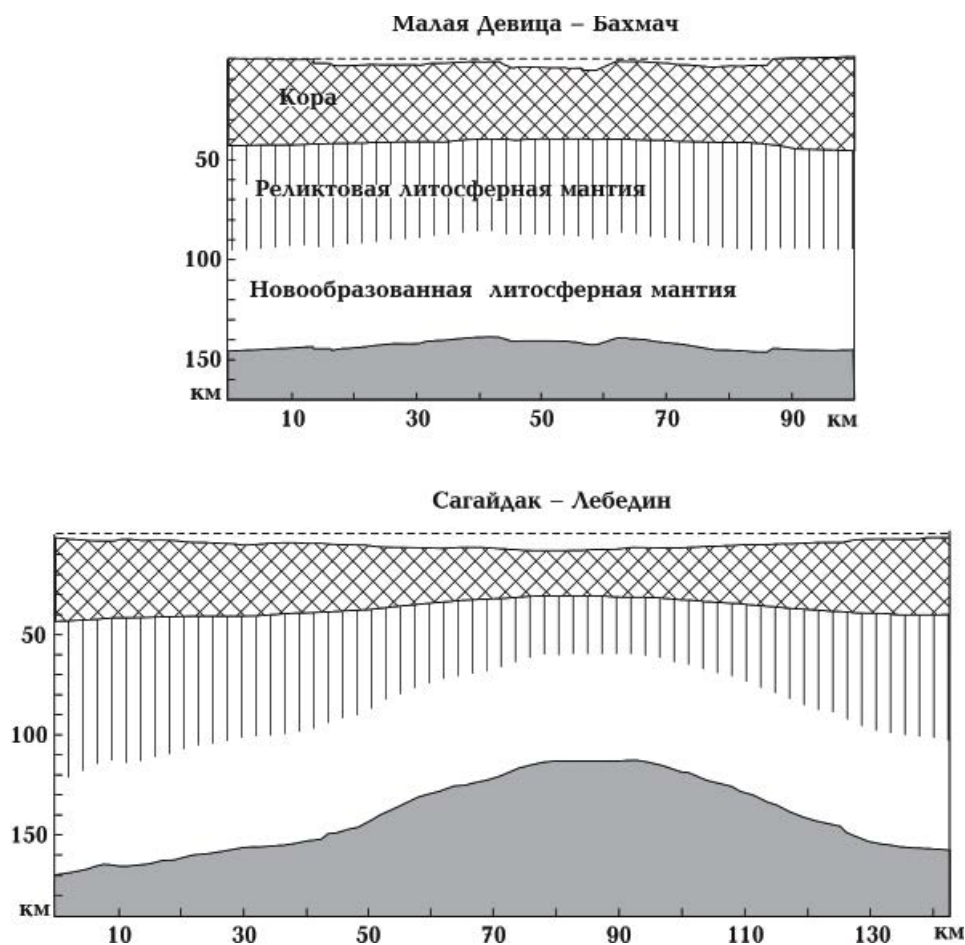


Рис. 7. Глубинные разрезы на конец московского века среднего карбона для профилей Малая Девица — Бахмач и Сагайдак—Лебедин.



лирование [Гончар, 2017] и приведенные здесь результаты. Самый простой и, вместе с тем, наиболее выразительный пример предоставляют траектории тектонического погружения. В традиционном бэкстриппинге именно с ними связаны основные ожидания в получении *объективных, независимых* данных об эндогенной тектонической активности, определявшей погружение осадочных бассейнов. Так вот, кривые тектонического погружения, полу-

ченные с учетом фаций осадконакопления и без него, могут различаться кардинально. Крайние случаи связаны с обстановками континентального осадконакопления. В ДДВ примером служит северо-западная часть, где континентальное осадконакопление проявлялось как на рифтовом, так и пострифтовом этапах [Геологическая..., 1993; Лукин и др., 2001; Лукин, 2006] (см. рис. 1, б—д). Моделирование с учетом фациальных особенностей дает

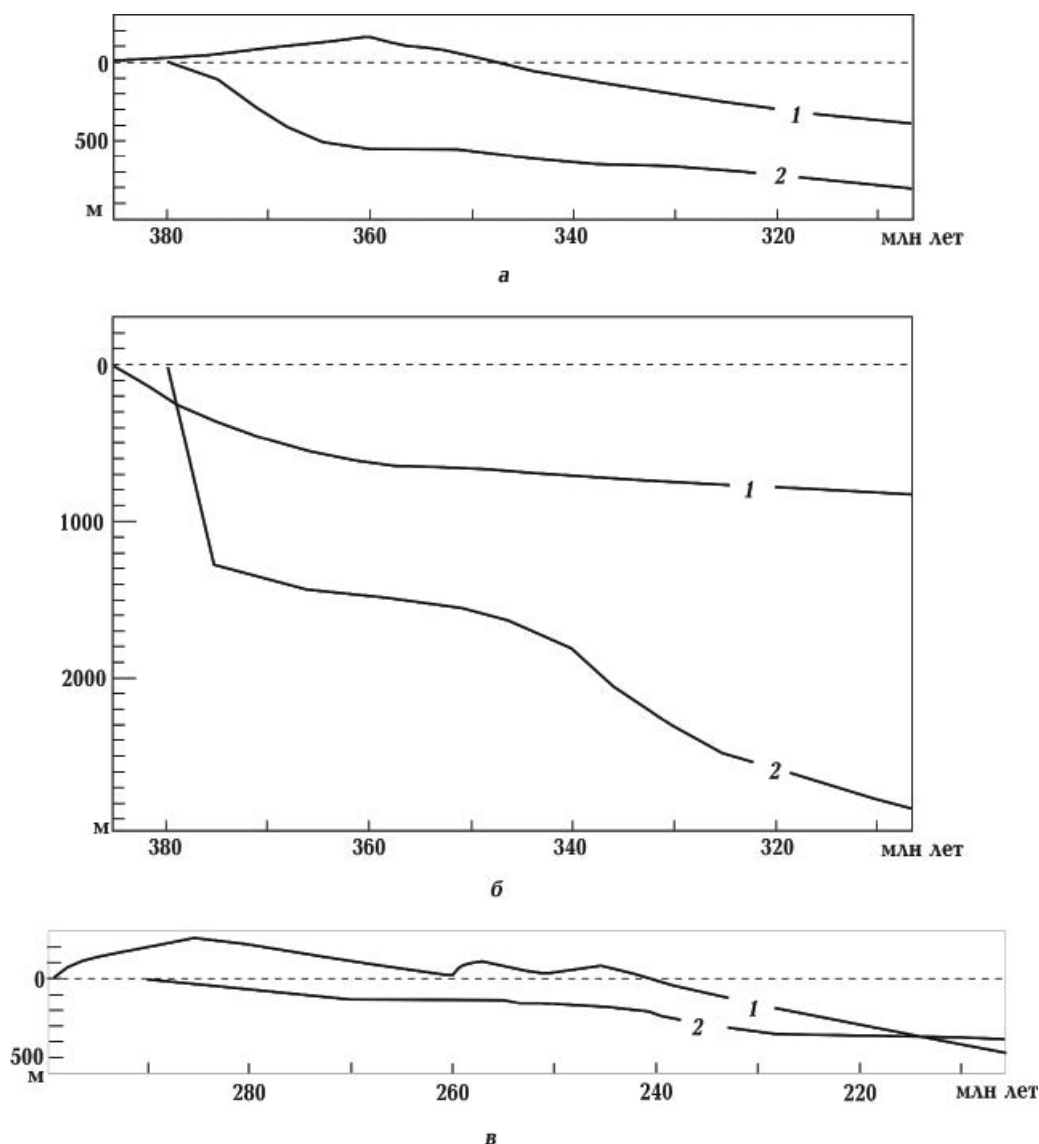


Рис. 8. Сравнение кривых тектонического погружения для: а — северо-запада ДДВ; 1 — депоцентр южного прибортового грабена в пределах профиля Малая Девица — Бахмач (настоящая статья), 2 — скважина 15 из работы [Стифенсон и др., 1997]; б — юго-востока ДДВ; 1 — депрессия в пределах профиля Богатойка — Мерефа (настоящая статья), 2 — скважина 53 из работы [Стифенсон и др., 1997]; в — бассейна Эбро (Испания); 1 — из работы [Гончар, 2017]; 2 — из работы [Vargas et al., 2009].

для южного прибортового грабена континентальные условия отложения осадка практически для всего позднедевонско-каменноугольного периода эволюции (см. рис. 4), суммарные тектонические движения там также оказываются положительными (выше уровня моря, см. рис. 3). Развитие вертикальных тектонических движений в депоцентре южного прибортового грабена показано на рис. 8, а, откуда следует, что на рифтовом этапе оно было восстающим. Там же приведена кривая тектонических движений, построенная в рамках традиционного бэкстриппинга для этого же участка ДДВ [Стифенсон и др., 1997]. Кривая направлена вниз (как и во всех других точках впадины), имея на разных временных отрезках разный наклон, что традиционно рассматривалось как отражение эндогенных ускорений и замедлений погружения. Другой пример связан с реконструкцией формирования пермско-триасовой впадины Эбро в Испании (рис. 8, в). В модели, воспроизводящей палеогеографические особенности осадконакопления [Гончар, 2017] — континентальное в перми и раннем триасе с переходом в морское в среднем триасе, а также раскрывающей неопределенность стратиграфических несогласий, предсказывается сложный характер активного рифтогенеза, состоящего из двух этапов и трех фаз с различными индексами утонения коры. В результате получается сложная кривая тектонических вертикальных движений с большим положительным интервалом, охватывающим пермь и ранний триас, и погружением, связанным с пострифтовым этапом. В реконструкции без учета фаций осадконакопления [Vargas et al., 2009] кривая традиционно демонстрирует только погружение, прерываемое периодом тектонического покоя (горизонтальный участок).

Парадоксальность приведенных ситуаций в том, что «цена» выбора между двумя кардинально различными сценариями развития впадин — палеогипсометрия осадконакопления всего в десятки, может быть первые сотни метров. Принцип компенсиро-

ванного осадками погружения приучил проходить мимо подобных мелочей. Считая, что осадочный чехол *компенсирует* тектонические движения, мы подсознательно подразумеваем их нисходящий характер. Но если обратить внимание на то, что отложения систематически накапливались в континентальных условиях, логично задаться вопросом, а что могло обеспечить эти условия?

На юго-востоке ДДВ положение не столь драматично: реконструкция тектонического погружения с учетом фациальных обстановок и без демонстрирует нисходящие траектории (рис. 8, б). В первом случае предсказывается меньший масштаб эндогенного погружения (на 1—2 км), это отставание вызвано включением в расчет морской глубины бассейна. В целом траектория тектонического погружения, полученная с подбором условий осадконакопления на поверхности, оказывается более плавной. Кривая в рамках бэкстриппинга, напротив, несет изломы, трактуемые как указание на изменения тектонических обстановок. Но эти изломы всего лишь отражение различной скорости осадконакопления, их значение нивелируется, если принять во внимание даже те небольшие морские глубины (до 200 м), которые традиционно допускались в ДДВ [Гончар, 2017].

Другой стороной учета фациальных обстановок являются выводимые данные об изменяющейся вкрест простирания впадины температуре аномальной мантии (см. рис. 6, б). Обычно в геодинамическом моделировании ее величина (как и все остальные) принимается постоянной. Наше моделирование, однако, показало, что при  $T_a = \text{const}$  и прочих постоянных параметрах в центральном и юго-восточном пересечениях невозможно вывести на требуемые уровни осадконакопления одновременно осевую зону и борта. Обращение в такой ситуации в первую очередь к переменной величине температуры аномальной мантии представляется наиболее очевидным, полученный же результат вполне вписывается в логику рифтогенных процессов. В итоге моделируемые разрезы центральной

и юго-восточной части ДДВ характеризуются профилем  $T_a$  с максимальным значением под депоцентром и минимальными — по краям. Такой профиль соответствует температурной кривой в пересечении мантийного плюма, характеризующегося конвективным теплопереносом [Добрецов, Кирдяшкин, 2001]. Пересечение северо-западной части впадины по линии Малая Девича — Бахмач не дает предпосылок для существенного изменения температуры вкрест простирания, однако для него получаются меньшие, чем на остальной территории, значения  $T_a$  (см. рис. 6, б). Осмысление этих различий дает толчок к лучшему пониманию условий и особенностей геодинамического развития ДДВ, что будет продемонстрировано ниже.

Трассирование температуры аномальной мантии вдоль профиля Богатойка—

Мерефа выявило асимметрию распределения ее прибортовых величин (см. рис. 6, б). Следствием этого является ярко выраженное к концу рифтогенеза относительно высокое положение кровли аномальной мантии в пределах северного борта (южного склона Воронежского массива), где она находится на уровне 90—100 км (рис. 6, а). Под южным бортовым поднятием (северным склоном УЩ) астеносфера залегает наиболее глубоко — до 140 км. Данная асимметрия дополняет другие признаки асимметричного строения ДДВ, в частности, положение наиболее погруженной части морского бассейна вблизи северного борта (см. рис. 4). Если в последнем случае причина видится просто в систематически большем поступлении осадочного материала с северного склона Украинского щита, то высокое стояние астеносферы под юж-

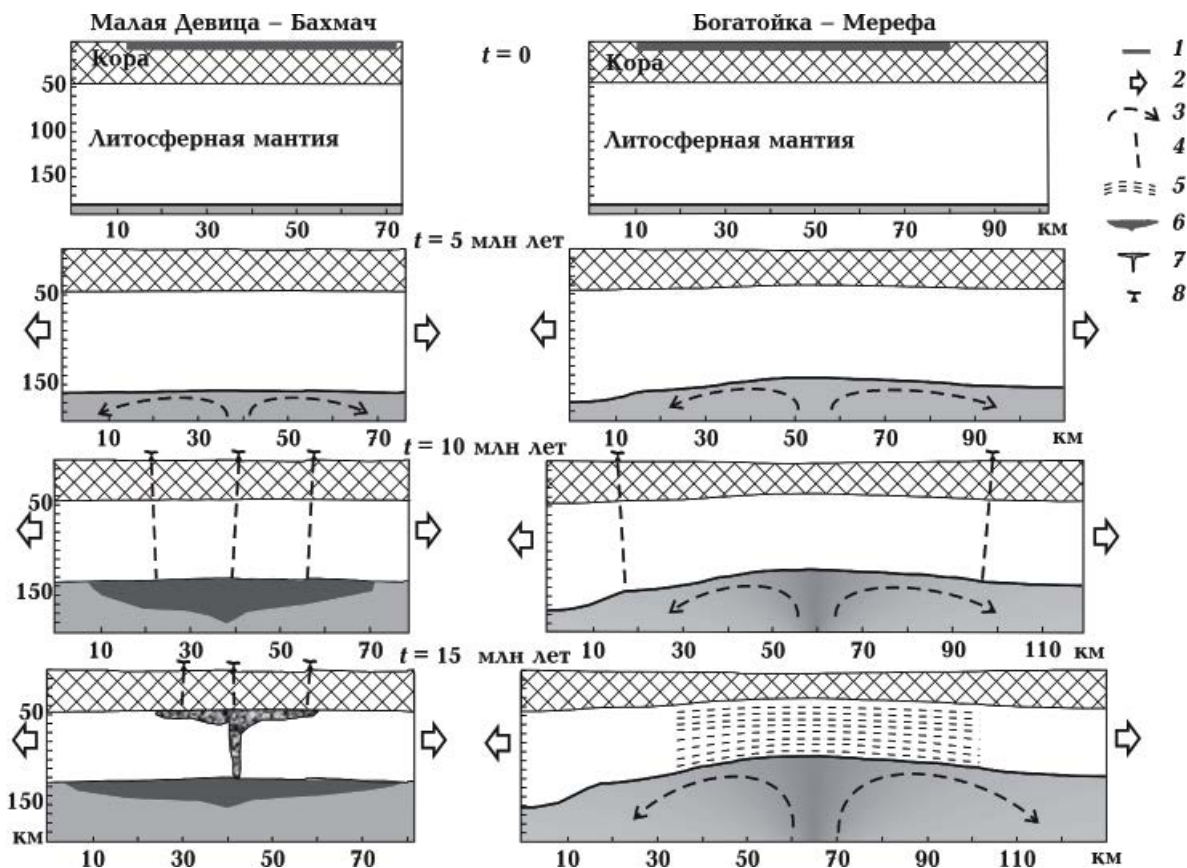


Рис. 9. Модели рифтогенеза вдоль профилей Малая Девича — Бахмач (северо-запад ДДВ) и Богатойка—Мерефа (юго-восток): 1 — размер проторифтовых долин; 2 — внешние растягивающие усилия; 3 — конвективные течения в мантии; 4 — литосферные разломы — проводники магматических расплавов; 5 — область вязко-пластической деформации литосферы; 6 — остаточный мантийный плюм; 7 — мантийный диапир в пределах литосферы; 8 — вулканы.

ным склоном Воронежского массива требует для своего объяснения эндогенных причин. Как представляется, полученный подъем астеносферы может отражать продолжение (но в ослабленной форме) в том направлении рифтогенной активности мантии, примерно равной той, которая присутствовала под северо-западным сектором ДДВ и в его окружении. На это указывает близкий уровень подъема кровли астеносферы. В пользу этого непосредственно говорят факты обнаружения базитовых и гипербазитовых магматических пород позднего девона в пределах юго-восточного склона Воронежского массива [Wilson, Lyashkevich, 1996]. Все это в целом вписывается в общую глобальную геодинамическую обстановку середины и конца девона в пределах Восточно-Европейской платформы, когда активные рифтогенные процессы охватили ее восточную и северную окраины, а отдельные затухающие ветви рифтов протягивались и в центральные области [Nikishin et al., 1996].

**II.** Чтобы продвинуться несколько дальше в понимании рифтогенеза ДДВ, необходимо, в частности, дополнить полученные данные представлением о механизме утонения коры. Хотя геология еще далека от консенсуса в этом вопросе (см., например, [Артюшков, 1993; Ziegler, Cloetingh, 2004]), растяжение литосферы следует рассматривать в качестве основного механизма, что подтверждается данными о типичной для всех рифтов сбросовой тектоникой фундамента. Растяжение коры может быть инициировано как внешними горизонтальными усилиями, приложенными к литосфере (пассивный рифтогенез), так и разнообразным действием аномальной мантии в рамках активного рифтинга. Участие последнего в развитии рифта ДДВ, следующее из многочисленных исследований предшественников (см. Введение), подтверждено нами для центральной и юго-восточной частей впадины тем, что установлена вероятность мантийной конвекции. Для северо-запада ДДВ ситуация выглядит несколько иначе, и вслед за [Куснир и др., 1997; Стифенсон и др., 1997]

можно допустить, что в этой части могло доминировать пассивное растяжение литосферы. Но и для юго-востока ДДВ доказательство активности подлитосферной мантии не означает и для юго-востока ДДВ автоматической отмены одновременного действия «конкурирующего» механизма — растяжения литосферы, наведенного тектоникой плит (которую никто не отменял). Поэтому в вопросе о механизме растяжения коры для ДДВ нами принимается компромиссное по отношению к выбору между активным и пассивным механизмами решение, допускающее утонение коры вследствие общего растяжения литосферы. В этом случае достаточно просто выполнить палинспастическую реконструкцию горизонтальных движений при рифтогенезе, предположив дополнительно, что растяжение осуществлялось в обстановке чистого сдвига — без участия (существенного) простого сдвига. Этот вариант предполагает приблизительную симметрию развития рифтовых форм относительно осевой зоны. Наложение вращательной составляющей деформации в обстановке простого сдвига приводит к асимметричному строению рифта, выраженному в преимущественном развитии одной бортовой зоны (модель Вернике) [Ziegler, Cloetingh, 2004]. В отношении рассматриваемых разрезов можно заключить (рис. 2), что на флангах (Малая Девица — Бахмач, Богатойка — Мерефа), доминируют признаки симметрично развитого рифта, тогда как центральный профиль Сагайдак — Лебедин демонстрирует асимметрию строения бортовых зон.

Применив к палеоглубинным разрезам вдоль профилей Малая Девица — Бахмач и Богатойка — Мерефа (см. рис. 6) деформацию горизонтального сжатия и вертикального растяжения в пропорциях определенной для коры скорости утонения, получим разрезы на палинспастической основе (рис. 9). Добавление к ним некоторых гипотетических элементов позволяет отобразить приблизительный сценарий эволюции рифта ДДВ. Разрезы демонстрируют принципиальные различия в развитии

ее северо-западной и юго-восточной зон. Однако в исходном состоянии ( $t=0$ ) моделируемые блоки имеют близкие размеры будущих рифтовых долин: протяженность протодолины на юго-востоке превышает ее размер на северо-западе всего на 10 км. Эта разница может быть как следствием неточности реконструкции, так и иметь в качестве причины естественное изменение размеров заложившегося впоследствии рифта. Во всяком случае, близость размеров проторифтов в разных частях впадины может говорить в пользу признания внешнего горизонтального растяжения литосферы ответственным за наблюдаемое утонение коры в разных частях впадины.

За первые пять млн лет профиль в юго-восточной части растянулся на 8 км, астеносфера под ним поднялась до уровня 145 км в центре, 170 и 155 — по краям. Северо-западный профиль растянулся на 3 км, литосфера почти равномерно поднялась на 20 км. Для этого этапа принимается, что конвекция в астеносфере под рифтом проявилась как в юго-восточной, так и северо-западной части, но, вероятно, при разных пиковых температурах и в разной степени. Это был первый импульс со стороны поднимающейся аномальной мантии, задавший ход процесса в пределах всей территории. Далее разные части ДДВ развивались по разным сценариям.

Следующий временной срез (10 млн лет) соответствует стадии, связанной с проявлением первой фазы рифтогенного магматизма. На северо-западе прекратившаяся конвекция оставила после себя астенолитовую подушку разогретой, частично расплавленной мантии, продолжавшей подплавлять литосферу и дававшей магматический материал для извержений. Источником магм в случае профиля Богатойка—Мерефа была продолжавшая конвектировать астеносфера. Транспортировка магм к поверхности осуществлялась вдоль литосферных разломов [Гавриш, 1974; Ляшкевич, 1987]. Существование последних было обусловлено хрупкопластическими реологическими свойствами

литосферы рифта, дававшими возможность им пересекать ее на всю мощность, основным условием чего, по-видимому, был относительно слабый прогрев литосферы. Именно поэтому магматизм первой фазы приурочен в большей степени к бортовым частям ДДВ [Ляшкевич, 1987], где температура ниже.

В разгар рифтогенеза (15 млн лет) в северо-западной части под рифтом формируется мантийный магматический диапир, который достигает подошвы коры, где растекается, давая начало частичному ее плавлению и иницируя вторую фазу син-рифтового магматизма. Здесь мы следуем известным схемам предшественников, описывавших тектономагматическое развитие рифта ДДВ в духе идей мантийного диапиризма [Гавриш, 1982; Эндогенные..., 1991; Chekunov et al., 1992]. В это время под юго-восточной частью ДДВ мантийная конвекция продолжалась, вследствие чего литосфера испытывала прогрессирующий прогрев и утонение, будучи при этом растянутой на 27 км относительно первичного размера. Усиливающееся утонение коры приводит к значительному погружению поверхности. Логично предположить, что разогретая литосфера юго-восточной части теряет жесткость, приобретая повышенную вязко-пластическую текучесть. Вследствие этого уменьшается ее магматическая проницаемость, соответственно угнетаются вулканические процессы. Возможно, поэтому магматизм в центральной и юго-восточной частях ДДВ проявлен весьма слабо [Ляшкевич, 1987].

**III.** Основной «прибавочной стоимостью» моделирования с привлечением обстановок осадконакопления являются палеотектонические разрезы чехла с фациальным наполнением (см. рис. 4 и 5). Полученные впервые, они требуют контроля со стороны прямых геологических и косвенных геофизических данных. Следует также всегда иметь в виду зависимость построений от вводимых параметров и исходных допущений. Тем не менее, фациальные модели чехла на настоящий момент представляются полезным дополнением к

имеющимся геологическим разрезам ДДВ, особенно в областях глубокопогруженного фундамента, где существует дефицит прямых геолого-геофизических данных. Ниже коснемся некоторых аспектов выполненных палеофациальных реконструкций.

Литофациальное разнообразие отложенных позднего девона, заполняющих рифтогенную впадину [Хоменко, 1986; Геологическая..., 1993; Лукін, 2006], вызвано сильной пространственной и, вероятно, временной дифференциацией тектонических движений. Это хорошо видно по кривым тектонических движений рифтового этапа, полученным в результате моделирования как нами (см. рис. 3), так и в работах предшественников [Куснир и др., 1997; Starostenko et al., 1999]. Относительные поднятия плечей рифта, погружения в осевой части — эти движения характерны для разных сечений впадины, однако в северо-западной части тектонические движения резче и имеют большую положительную вертикальную компоненту — направлены вверх. Перепад тектонических движений между осевой зоной и бортовыми поднятиями составляет 1—2 км. Все вместе (плюс, разумеется, вулканизм и климат) это создает разнообразное сочетание морских и континентальных, обломочных, терригенных, хемогенных и эвапоритовых комплексов, заполнявших разные участки рифтового трога и его бортов. Детальный анализ распространения литофаций может наводить на тонкие связи осадконакопления и тектоники, в частности, — определить изменения тектонической активности, что было продемонстрировано в этой работе на примере вариантов морского осадконакопления по профилю Малая Девица — Бахмач (см. рис. 4, в).

Чем вызвана общая в ДДВ регрессивная тенденция синрифтовых фаций [Хоменко, 1986; Галабуда, 1988] (см. рис. 1.)? Усиленное растяжение коры в первой половине рифтового этапа кажется вполне естественным для развития рифтовых впадин. Оно может стимулировать погружение и морские условия сначала. Но и

при постоянной скорости утонения со временем, как было показано [Гончар, 2017], скорость тектонического погружения при рифтогенезе со временем экспоненциально уменьшается, а при значительном утонении коры в конце рифтогенеза может даже наступить инверсия тектонических движений. Постоянная средняя скорость осадконакопления в итоге и приводит к седиментационной инверсии направления вертикальных движений поверхности, и осадконакопление переходит в регрессивную фазу.

Фациальные построения вдоль юго-восточного профиля Богатойка—Мерефа дают прогноз значительного (порядка половины объема) содержания в чехле глубоководных образований, накапливавшихся в батиметрическом интервале 600—1400 м (см. рис. 5, г). В серии публикаций сравнительно недавнего времени [Лукин и др., 2001; Лукін, 2006 и др.] для осевых частей впадины также описывается глубоководный характер отложений позднего девона и раннего карбона, причем в близком диапазоне глубин: 500—1000 м. Это — пример сходимости результатов, полученных совершенно разными методами. Справедливости ради следует заметить, что в предшествующие десятилетия среди литологов не было уверенности в наличии таких относительно глубоководных образований. Оценки в отношении возможных глубин осадконакопления были весьма осторожными: отмечалось, например, что «в раннем визе и начале позднего в центральной части ДДВ глубина моря, вероятно, достигала 200 м и более» [Геологическая..., 1993]. Это давало основание, используя принцип компенсированного тектонического погружения, проводить палеотектонические реконструкции, моделировать погружение ДДВ, принимая приближенно нулевую отметку осадконакопления.

**Заключение.** Вывод о том, что метод мощностей в палеотектонических исследованиях дает правильные результаты лишь при совмещении его с анализом фаций [Хаин, 1973], с полным основанием следует транслировать и на методологию

современного бассейнового моделирования, исследующего геодинамическую природу погружений литосферы. Небольшой опыт в этом направлении представлен в данной работе, посвященной изучению Днепровско-Донецкой впадины. Результаты показывают, что совмещение моделирования с анализом фаций позволяет существенно сузить диапазон гипотез об эндогенных источниках формирования впадины. Базовые механизмы — рифтогенез на основе мантийной активности в позднем девоне и пострифтовое остывание в сочетании с особенностями «свободного» осадконакопления — оказываются в состоянии обеспечить наблюдаемые величины погружений и фациальный облик возникающих осадочных серий.

Выполненный комплекс модельных построений вдоль профилей Малая Девица—Бахмач, Сагайдак—Лебедин и Богатойка—Мерефа, пересекающих впадину, соответственно, в ее северо-западной, центральной и юго-восточной частях, позволил впервые для ДДВ построить разрезы, не только воспроизводящие поверхностные условия, но и дающие про-

гноз распространения фаций глубинности в осадочном чехле. Получены основания для выделения морских и континентальных отложений, зон переходных прибрежно-морских фаций, образований разной глубинности (высоты) осадконакопления.

Моделированием подтверждены: 1) начальная трансгрессивная и последующая регрессивная направленность осадконакопления при рифтогенезе; 2) повторная морская трансгрессия в раннем карбоне (турне—визе); 3) выход на континентальные условия в конце башкирского и в московском веке; 4) широкое развитие в юго-восточной части ДДВ глубоководных депрессионных образований позднего девона — раннего карбона.

В изученных пересечениях установлены палеоконтурные границы литосферы и астеносферы, построены профили тектонических движений и величин средней температуры аномальной мантии. Эти данные говорят о существенных различиях в рифтогенных процессах на северо-западе и юго-востоке ДДВ, вызванных разномасштабным участием мантии.

### Список литературы

- Артюшков Е. В. Физическая тектоника. Москва: Наука, 1993. 455 с.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Москва: Госгеолтехиздат, 1954. 606 с.
- Беляев В. С., Бритченко А. Д., Ткачишин С. В., Хмель Ф. Ф. Характеристика вулканогенных образований девона северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины в связи с поисками нефти и газа. В кн.: *Вулканизм и рудные формации Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса*. Киев: Наук. думка, 1977. С. 35—46.
- Вакарчук Г. И., Гавриш В. К. Перерывы и несогласия в разрезе палеозоя Днепровско-Донецкой впадины. *Геол. журн.* 1991. № 1. С. 119—130.
- Гавриш В. К. Глубинные разломы, геотектоническое развитие и нефтегазоносность рифтогенов. Киев: Наук. думка, 1974. 159 с.
- Гавриш В. К. Глубинное строение и эволюция Днепровско-Донецкого авлакогена. *Докл. АН УССР. Сер. Б.* 1982. № 7. С. 24—27.
- Галабуга Н. И. Цикличность формирования Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наук. думка, 1988. 104 с.
- Галушкин Ю. И. Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. Москва: Научный мир, 2007. 456 с.
- Геологическая история территории Украины. Палеозой. Под ред. П. Д. Цегельнюк. Киев: Наук. думка, 1993. 199 с.
- Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 1. Угольные бассейны и месторождения юга европейской части СССР (Донецкий, Днепровский, Львовско-Волынский бассейны). Под ред. И. А. Кузнецова, В. В. Лагутиной, М. Л. Левенштейна, В. С. Попова, А. З. Широкова. Москва: Госу-

- дарственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1963. 1210 с.
- Глико А. О., Ровенских О. Н. Динамика утонения литосферы на начальном этапе континентального рифтогенеза и оценки тепловых потоков из аномальной мантии. *Докл. АН СССР*. 1985. Т. 282. № 1. С. 32—34.
- Гончар В. В. Опыт реконструкции термального погружения Западно-Черноморской субокеанической впадины. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2011. № 1. С. 48—60.
- Гончар В. В. Пострифтовая эволюция впадин Черного моря. *Отечественная геология*. 2012. № 6. С. 73—82.
- Гончар В. В. Тектонические вертикальные движения и осадочное заполнение бассейнов на син- и пострифтовом этапах развития литосферы. *Геофиз. журн.* 2017. Т. 39. № 2. С. 22—55. doi <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i2.2017.97351>.
- Гордиенко В. В., Завгородняя О. В. Тектоносфера Днепровско-Донецкой впадины. *Геофиз. журн.* 1994. Т. 16. № 4. С. 20—26.
- Гутерман В. Г., Козленко В. Г. Механизм формирования грабен-синклинали: генетический анализ Днепровско-Донецкой впадины. *Геофиз. журн.* 1990. Т. 12. № 1. С. 17—23.
- Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г., Кирдяшкин А. А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2001. 409 с.
- Куснир Н. И., Стомба С. Н., Стифенсон Р. А. Особенности формирования северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины по данным прямого и обратного двумерного моделирования. *Геофиз. журн.* 1997. Т. 19. № 1. С. 14—25.
- Кутас Р. И., Чекунов А. В., Лялько В. И., Митник М. М. Термогеодинамическая модель эволюции астенолитов. *Геофиз. журн.* 1993. Т. 15. № 4. С. 3—12.
- Лукин А. Е. Формации и вторичные изменения каменноугольных отложений ДДВ в связи с нефтегазоносностью. Москва: Недра, 1977. 102 с.
- Лукин А. Е. Черносланцевые формации эвксинского типа — мегаловушки природного газа. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2013. № 4. С. 5—28.
- Лукин А. Е., Вакарчук С. Г., Коржнев П. М. Турнейско-ранневизейский тектоно-седиментационный комплекс Днепровско-Донецкого авлакогена. *Геол. журн.* 2001. № 1. С. 7—16.
- Лукин О. Ю. Девон Днепровско-Донецкого авлакогена. *Геол. журн.* 2006. № 2—3. С. 26—47.
- Ляшкевич З. М. Магматизм Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта. Киев: Наук. думка, 1987. 176 с.
- Пашкевич И. К., Орлюк М. И., Лебедь Т. В. Магнитная неоднородность, разломная тектоника консолидированной земной коры и нефтегазоносность Днепровско-Донецкого авлакогена. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 1. С. 64—80. doi: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i1.2014.116150>.
- Прокопченко А. С. К вопросу методики палеотектонического анализа в условиях Донецкого бассейна. *Геотектоника*. 1978. № 1. С. 87—94.
- Стифенсон Р. А., Ван Вейс Я. Д., Стомба С. Н., Шимановский В. А. Численное одномерное моделирование тектонического погружения ДДВ в рамках концепции растяжения континентальной литосферы по Мак Кензи. *Геофиз. журн.* 1997. Т. 19. № 3. С. 25—41.
- Стомба С. Н., Майстренко Ю. П. Особенности формирования юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины (данные прямого и обратного двумерного тектонического моделирования). *Геофиз. журн.* 2000. Т. 22. № 2. С. 80—94.
- Стомба С. Н. Геодинамическая эволюция Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса: Дис. ... д-ра геол. наук. Киев, 2008. 495 с.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. Москва: Недра, 1973. 512 с.
- Хоменко В. А. Девон Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наук. думка, 1986. 116 с.
- Чекунов А. В. О механизме образования структур типа авлакогенов (на примере Днепровско-Донецкой впадины). *Геотектоника*. 1967. № 3. С. 3—18.



- Чекунов А. В. Днепровско-Донецкая и Красно-морско-Индоканская рифтовые системы — сравнительный анализ. *Геофиз. журн.* 1994. Т. 16. № 4. С. 3—19.
- Эндогенные процессы и нефтегазоносность. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Отв. ред. Г. Н. Доленко. Киев: Наук. думка, 1991. 100 с.
- Яншин А. А., Гарецкий Р. Г. Тектонический анализ мощностей. В кн.: *Методы изучения тектонических структур*. Вып. 1. Москва: Изд-во Академии наук СССР, 1960. С. 115—333.
- Chekunov A. V., Gavrish V. K., Kutas R. I., Ryabchun L. I., 1992. Dnieper-Donets paleorift. *Tectonophysics* 208(1-3), 257—272. doi: 10.1016/0040-1951(92)90348-A.
- Mareschal J.-C., Gliko A., 1991. Lithospheric thinning, uplift and heat plow preceding rifting. *Tectonophysics* 197(2-4), 117—126. doi: 10.1016/0040-1951(91)90036-R.
- Nikishin A. M., Ziegler P. A., Stephenson R. A., Cloeting S. A. P. L., Furne A. V., Fokin P. A., Ershov A. V., Bolotov S. N., Korotaev M. V., Alekseev A. S., Gorbachev V. I., Shipilov E. V., Lankreijer A., Bembinova E. Yu., Shalimov I. V., 1996. Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of the sedimentary basin evolution. *Tectonophysics* 268(1-4), 23—63. doi: 10.1016/S0040-1951(96)00228-4.
- Stackler M. S., Watts A. B., 1978. Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New-York. *Earth Planet. Sci. Lett.* 41, 1—13.
- Starostenko V. I., Danilenko V. A., Vengrovitch D. B., Kutas R. I., Stovba S. M., Stephenson R. A., Kharitonov O. M., 1999. A new geodynamical-thermal model of rift evolution, with application to the Dniiper-Donets basin, Ukraine. *Tectonophysics* 313(1-2), 29—40. doi: 10.1016/S0040-1951(99)00188-2.
- Van Wees J. D., Stephenson R. A., Stovba S. M., Shimanivskiy V. A., 1996. Tectonic variation in the Dniiper-Donets basin from automated modeling of backstripped subsidence curves. *Tectonophysics* 268(1-4), 257—280.
- Vargas H., Caspar-Escribano J., Lopez-Gomez J., Van Wees J. D., Cloetingh S., De la Horra R., Arche A., 2009. Comparison of the Iberian and Ebro basins during Permian and Triassic, eastern Spain: a quantitative subsidence modelling approach. *Tectonophysics* 474, 160—183. doi: 10.1016/j.tecto.2008.06.005.
- Wilson M., Lyashkevich Z. M., 1996. Magmatism and the geodynamics of rifting of the Pripyat-Dnieper-Donets rift, East European Platform. *Tectonophysics* 268, 65—81. doi: 10.1016/S0040-1951(96)00234-X.
- Ziegler P., Cloetingh S., 2004. Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. *Earth Sci. Rev.* 64, 1—50. doi: 10.1016/S0012-8252(03)00041-2.

## Formation and sedimentary filling of the Dnieper-Donets depression (geodynamics and facies) in the light of new data of paleotectonic modeling

© V. V. Gonchar, 2018

Results of numerical modeling have been presented for development of the Dnieper-Donets depression based on the thermal problem for lithosphere with selecting the surface conditions of accumulation of the cover. A series of paleotectonic sections has been plotted with facial filling characterizing northwestern, central and southeastern parts of the depression. Modeling reproduces the initial transgressive and posterior regressive directionality of sedimentation during riftogenesis, iterative marine transgression in Tournaisian — Early Viséan, step out to subcontinental conditions at the end of Middle Carboniferous; wide development is forecasted in southeastern part of DDD for abyssal depression formations of Late Devonian-Early Carboniferous. Frames of lithosphere and asthenosphere have been plotted; profiles of average temperature of anomalous mantle

and tectonic component of plunge have been reconstructed. They certificate differences in the course of deep process during riftogenesis in different parts of the depression, for post-rift stage they give, on the contrary, the pattern of spatially steady descent.

**Key words:** Dnieper-Donets depression, modeling of the plunge, riftogenesis, post-rift evolution, facies of sedimentation.

## References

- Artyushkov E. V., 1993. Physical tectonics. Moscow: Nauka, 455 p. (in Russian).
- Belousov V. V., 1954. The main issues of geotectonics. Moscow: Gosgeoltekhizdat, 606 p. (in Russian).
- Belyaev V. S., Britchenko A. D., Tkachishin S. V., Khmel F. F., 1977. Characteristics of volcanic formations of the Devonian in the northwestern part of the Dnieper-Donets Basin in connection with the search for oil and gas. In: *Volcanism and ore formations of the Dnieper-Donets Basin and Donbas*. Kiev: Naukova Dumka, P. 35—46 (in Russian).
- Vakarchuk G. I., Gavrish V. K., 1991. Breaks and disagreements in the Paleozoic section of the Dnieper-Donets basin. *Geologicheskij zhurnal* (1), 119—130 (in Russian).
- Gavrish V. K., 1974. Deep faults, geotectonic development and petroleum potential of riftogenes. Kiev: Naukova Dumka, 159 p. (in Russian).
- Gavrish V. K., 1982. Deep structure and evolution of the Dnieper-Donets aulacogene. *Doklady AN USSR. Ser. B* (7), 24—27 (in Russian).
- Galabuda N. I., 1988. Cyclic formation of the Dnieper-Donets basin. Kiev: Naukova Dumka, 104 p. (in Russian).
- Galushkin Yu. I., 2007. Modeling sedimentary basins and assessing their oil and gas potential. Moscow: Nauchnyy Mir, 456 p. (in Russian).
- Geological history of the territory of Ukraine. Paleozoic, 1993. Ed. P. D. Tsegelyuk. Kiev: Naukova Dumka, 199 p. (in Russian).
- Geology of coal deposits and combustible shales of the USSR. Vol. 1. Coal basins and deposits in the south of the European part of the USSR (Donetsk, Dnieper, Lviv-Volyn basins), 1963. Eds. I. A. Kuznetsov, V. V. Lagutina, M. L. Levenshtein, V. S. Popov, A. Z. Shirokov. Moscow: State Scientific and Technical Publishing House of Literature on Geology and Conservation of Subsoil, 1210 p. (in Russian).
- Gliko A. O., Rovenskikh O. N., 1985. Dynamics of the thinning of the lithosphere at the initial stage of continental rifting and estimation of heat fluxes from the anomalous mantle. *Doklady AN SSSR* 282(1), 32—34 (in Russian).
- Gonchar V. V., 2011. Experience of reconstruction of thermal immersion of the Western Black Sea sub-oceanic depression. *Geologiya i poleznyye iskopayemyye Mirovogo okeana* (1), 48—60 (in Russian).
- Gonchar V. V., 2012. Post-rift evolution of the Black Sea depressions. *Otechestvennaya geologiya* (6), 73—82 (in Russian).
- Gonchar V. V., 2017. Vertical tectonic movements and sedimentary filling of basins during syn-rift and post-rift stages of lithosphere development. *Geofizicheskiy zhurnal* 39(2), 22—55 (in Russian). doi <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i2.2017.97351>.
- Gordienko V. V., Zavgorodnyaya O. V., 1994. Tectonosphere of the Dnieper-Donets basin. *Geofizicheskiy zhurnal* 16(4), 20—26 (in Russian).
- Guterman V. G., Kozlenko V. G., 1990. Mechanism of graben-syncline formation: genetic analysis of the Dnieper-Donets basin. *Geofizicheskiy zhurnal* 12(1), 17—23 (in Russian).
- Dobretsov N. L., Kirdyashkin A. G., Kirdyashkin A. A., 2001. Deep geodynamics. Novosibirsk: SB RAS, Branch «Geo», 409 p. (in Russian).
- Kusnir N. I., Stovba S. N., Stifenson R. A., 1997. Features of the formation of the northwestern part of the Dnieper-Donets basin from the data of direct and inverse two-dimensional modeling. *Geofizicheskiy zhurnal* 19(1), 14—25 (in Russian).
- Kutas R. I., Chekunov A. V., Lyalko V. I., Mitnik M. M., 1993. Thermogeodynamic model of the evolution of asthenolites. *Geofizicheskiy zhurnal* 15(4), 3—12 (in Russian).

- Lukin A. E., 1977. Formations and secondary changes of coal deposits of the DDB in connection with oil and gas potential. Moscow: Nedra, 102 p. (in Russian).
- Lukin A. E., 2013. Black shale formation Evksinski type — mega trap of natural gas. *Geologiya i poleznyye iskopayemye Mirovogo okeana* (4), 5—28 (in Russian).
- Lukin A. Ye., Vakarchuk S. G., Korzhnev P. M., 2001. The Turney-Early Visean tectonic sedimentation complex of the Dnieper-Donets aulacogene. *Geologicheskii zhurnal* (1), 7—16 (in Russian).
- Lukin O. Yu., 2006. Devon of the Dnieper-Donets aulacogene. *Geologicheskii zhurnal* (2-3), 26—47 (in Ukrainian).
- Lyashkevich Z. M., 1987. Magmatism of the Pripyat-Dnieper-Donets paleorift. Kiev: Naukova Dumka, 176 p. (in Russian).
- Pashkevich I. K., Orlyuk M. I., Lebed T. V., 2014. Magnetic data, fault tectonics of consolidated earth crust and oil-and-gas content of the Dnieper-Donets avlakogen. *Geofizicheskii zhurnal* 36(1), 64—80 (in Russian). doi: <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i1.2014.116150>.
- Prokopchenko A. S., 1978. On the method of paleotectonic analysis in the conditions of the Donetsk basin. *Geotektonika* (1), 87—94 (in Russian).
- Stifenson R. A., Van Weis Ya. D., Stovba S. N., Shimanovskiy V. A., 1997. Numerical one-dimensional modeling of tectonic submersion of DDB within the framework of the extension of the continental lithosphere by Mack Kenzi. *Geofizicheskii zhurnal* 19(3), 25—41 (in Russian).
- Stovba S. N., Maystrenko Yu. P., 2000. Features of the formation of the southeastern part Dnieper-Donets basin (data of f direct and inverse 2-D tectonic modeling). *Geofizicheskii zhurnal* 22(2), 80—94 (in Russian).
- Stovba S. N., 2008. Geodynamic evolution of the Dnieper-Donets Basin and the Donbas: Dis. Dr. Geol. Sci. Kiev, 495 p. (in Russian).
- Khain V. E., 1973. General geotectonics. Moscow: Nedra, 512 p. (in Russian).
- Khomenko V. A., 1986. Devon of the Dnieper-Donets Basin. Kiev: Naukova Dumka, 116 p. (in Russian).
- Chekunov A. V., 1967. On the mechanism of formation of structures of the aulacogen type (on the example of the Dnieper-Donets basin). *Geotektonika* (3), 3—18 (in Russian).
- Chekunov A. V., 1994. Dnieper-Donets and Red Sea-Indian rift systems — comparative analysis. *Geofizicheskii zhurnal* 16(4), 3—19 (in Russian).
- Endogenous processes and oil and gas content. Geology and oil and gas content of the Dnieper-Donets basin, 1991. Ed. G. N. Dolenko. Kiev: Naukova Dumka, 100 p. (in Russian).
- Yanshin A. L., Garetskiy R. G., 1960. Tectonic analysis of capacities. In: Methods for studying tectonic structures. Is. 1. Moscow: Publ. House of the USSR Academy of Sciences, P. 115—333 (in Russian).
- Chekunov A. V., Gavrish V. K., Kutas R. I., Ryabchun L. I., 1992. Dnieper-Donets paleorift. *Tectonophysics* 208(1-3), 257—272. doi: 10.1016/0040-1951(92)90348-A.
- Mareschal J.-C., Gliko A., 1991. Lithospheric thinning, uplift and heat plow preceding rifting. *Tectonophysics* 197(2-4), 117—126. doi: 10.1016/0040-1951(91)90036-R.
- Nikishin A. M., Ziegler P. A., Stephenson R. A., Cloeting S. A. P. L., Furne A. V., Fokin P. A., Ershov A. V., Bolotov S. N., Korotaev M. V., Alekseev A. S., Gorbachev V. I., Shipilov E. V., Lankreijer A., Bembinova E. Yu., Shalimov I. V., 1996. Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of the sedimentary basin evolution. *Tectonophysics* 268(1-4), 23—63. doi: 10.1016/S0040-1951(96)00228-4.
- Stackler M. S., Watts A. B., 1978. Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New-York. *Earth Planet. Sci. Lett.* 41, 1—13.
- Starostenko V. I., Danilenko V. A., Vengrovitch D. B., Kutas R. I., Stovba S. M., Stephenson R. A., Kharitonov O. M., 1999. A new geodynamical-thermal model of rift evolution, with application to the Dnieper-Donets basin, Ukraine. *Tectonophysics* 313(1-2), 29—40. doi: 10.1016/S0040-1951(99)00188-2.
- Van Wees J. D., Stephenson R. A., Stovba S. M., Shimanivskiy V. A., 1996. Tectonic variation

- in the Dniiper-Donets basin from automated modeling of backstripped subsidence curves. *Tectonophysics* 268(1-4), 257—280.
- Vargas H., Caspar-Escribano J., Lopez-Gomez J., Van Wees J. D., Cloetingh S., De la Horra R., Arche A., 2009. Comparison of the Iberian and Ebro basins during Permian and Triassic, eastern Spain: a quantitative subsidence modeling approach. *Tectonophysics* 474, 160—183. doi: 10.1016/j.tecto.2008.06.005.
- Wilson M., Lyashkevich Z. M., 1996. Magmatism and the geodynamics of rifting of the Pripyat-Dnieper-Donets rift, East European Platform. *Tectonophysics* 268, 65—81. doi: 10.1016/S0040-1951(96)00234-X.
- Ziegler P., Cloetingh S., 2004. Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. *Earth Sci. Rev.* 64, 1—50. doi: 10.1016/S0012-8252(03)00041-2.