

ISSN 1561-8323 (Print)
ISSN 2524-2431 (Online)

НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES

УДК 551.24(477+553.98)
<https://doi.org/10.29235/1561-8323-2022-66-5-533-543>

Поступило в редакцию 01.06.2022
Received 01.06.2022

Член-корреспондент **Р. Е. Айзберг**, Я. Г. Грибик, академик Р. Г. Гарецкий

Институт природопользования Национальной академии наук Беларуси, Минск, Республика Беларусь

**ЗАПАДНОЕ СТРУКТУРНОЕ ЗАМЫКАНИЕ
ПРИПЯТСКО-ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОГО АВЛАКОГЕНА**

Аннотация. В сегментированных палеорифтовых системах типа Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена, которые проникают со стороны палеоокеанической окраины в глубь континента и здесь чаще всего замыкаются, каждый сегмент представляет собой автономную структуру литосферы. В представленном сообщении показано, что тектоническая позиция Припятского палеорифта как западного замыкающего сегмента указанного авлакогена была обусловлена изменением интенсивности синрифтовых и плейт-тектонических процессов в протяженной рифтовой системе с востока на запад. В полосе палеопротерозойской Фенносарматской коллизии Центрально-Белорусская шовная зона обособленного С. В. Богдановой в 2019 г. Центрально-Русского транспрессионного пояса явилась блокирующей поперечной преградой относительно развития герцинских синрифтовых процессов в западном направлении.

Ключевые слова: структурное замыкание протяженной рифтовой системы, Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген, Припятский палеорифт, Центрально-Белорусская шовная зона, Белорусско-Московский (Центрально-Русский) транспрессионный пояс

Для цитирования. Айзберг, Р. Е. Западное структурное замыкание Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена / Р. Е. Айзберг, Я. Г. Грибик, Р. Г. Гарецкий // Докл. Нац. акад. наук Беларуси. – 2022. – Т. 66, № 5. – С. 533–543. <https://doi.org/10.29235/1561-8323-2022-66-5-533-543>

Corresponding Member **Romma E. Aizberg**, Yaroslav G. Gribik, Academician Radim G. Garetsky

Institute for Nature Management of the National Academy of Sciences of Belarus, Minsk, Republic of Belarus

WESTERN STRUCTURAL CLOSING OF THE PRIPYAT–DNEPROV–DONETSK AULACOGEN

Abstract. In segmented paleorift systems such as the Pripyat–Dnieper–Donetsk aulacogen, which penetrate deep into the continent from the side of the paleocean margin and most often close here, each segment represents an autonomous structure of the lithosphere. The presented article shows that the tectonic position of the Pripyat paleorift as the western closing segment of the indicated aulacogen was due to a change in the intensity of syn-rift and plate-tectonic processes in the extended rift system from east to west. In the band of the Paleoproterozoic Fenno-Sarmatian collision, the Central Belarusian suture zone of the Central Russian transpression belt isolated by S. V. Bogdanova in 2018 was a blocking transverse barrier to relative development of Hercynian synrift processes in the western direction.

Keywords: structural closure of an extended rift system, Pripyat–Dnieper–Donetsk aulacogen, Pripyat paleorift, Central Belarusian suture zone, Belarusian–Moscow (Central Russian) transpressional belt

For citation. Aizberg R. E., Gribik Ya. G., Garetsky R. G. Western structural closing of the Pripyat–Dneprov–Donetsk aulacogen. *Doklady Natsional'noi akademii nauk Belarusi = Doklady of the National Academy of Sciences of Belarus*, 2022, vol. 66, no. 5, pp. 533–543 (in Russian). <https://doi.org/10.29235/1561-8323-2022-66-5-533-543>

Припятско-Днепровско-Донецкий герцинский авлакоген (далее – ПДД авлакоген), как и иные протяженные палеорифтовые системы, характеризуется отчетливо выраженной продольной сегментацией. Обособляемые основные первопорядковые продольные сегменты – неинверсированные Припятский и Днепровский прогибы, инверсированное Донецкое складчатое сооружение

© Айзберг Р. Е., Грибик Я. Г., Гарецкий Р. Г., 2022

(далее – ДСС) контролируют в пределах Беларуси и Украины размещение крупных нефтегазодносных, угленосных и соленосных горно-промышленных регионов. К востоку от Донецкого сегмента на территории России располагается пространственно и генетически сопряженный с ним погребенный вал (кряж) Карпинского, также представляющий собой инверсированную пострифтовую структуру ПДД авлакогена. Весь авлакоген является западным звеном Сарматско-Туранского литосферного линеамента.

В сегментированных палеорифтовых системах типа ПДД авлакогена, которые проникают со стороны палеоокеанической окраины в глубь континента и здесь чаще всего замыкаются, каждый сегмент представляет собой первопорядковую автономную структуру литосферы. Они, как правило, различаются строением, син- и пострифтовыми условиями формирования платформенного чехла, консолидированной коры и литосферной мантии. При этом внутриконтинентальным фланговым сегментам типа Припятского, замыкающим на западе ПДД авлакоген, присущи определенные особенности структуры, связанные с истощенным (деградированным) характером рифтогенеза рассматриваемой зоны рифтовой системы, утолщением земной коры, поперечной преградой литосферного уровня [1].

Сегментация рифтовых систем, как было теоретически показано ранее рядом исследователей, отражает, главным образом, реакцию литосферы на поперечные растяжения по отношению к простиранию этих структур. Реальные признаки полноразвитого или истощенного (деградированного) характера палеорифтовых процессов в пределах одного или нескольких сегментов авлакогена определяются совокупными геолого-геофизическими показателями: тектонической позицией в общем ансамбле сегментированной палеорифтовой системы и подстилающих региональных и субглобальных структур фундамента; глубиной залегания коро-мантийной границы, отражающей мощность консолидированной коры; мощностью платформенного чехла (глубиной залегания поверхности фундамента); проявлением или отсутствием синрифтового магматизма и корреляция этих факторов с подстилающими магматическими комплексами (андерплейтингом) в нижних слоях консолидированной коры; наличием или отсутствием приосевого выступа поверхности Мохо; особенностью поперечного литосферного барьера, ограничивающего внутриконтинентальный фланговый сегмент авлакогена.

Анализ приведенных ниже геолого-геофизических показателей применительно к Припятскому палеорифту позволяет определить отличительные черты этого замыкающего сегмента палеорифтовой системы в пределах ПДД авлакогена. Они дают основание указать на нелинейный деградирующий характер пространственных процессов герцинского рифтогенеза в направлении

с востока на запад в этом авлакогене. Их начальная стадия в зоне Сарматско-Туранского линеамента связана, вероятно, со срединно-океаническим хребтом Палеотетиса, подходившего в девонское время к юго-восточному краю Евразийского континента.

Припятский палеорифтовый сегмент, являясь замыкающим на западном фланге ПДД авлакогена, наиболее удален в пространстве от начального региона его формирования (рис. 1).

Западное замыкание в платформенном чехле отчетливо проявляется в широтных Старобинской и Туровской центриклинальных зонах Припятского прогиба. В кристаллическом фундаменте и всей консолидированной коре граница западного фланга авлакогена соответствует юго-восточному рубежу северо-восточного простирания пограничной зоны, разделяющей в пределах Беларуси Сарматский протоконтинент от Центрально-Белорусской

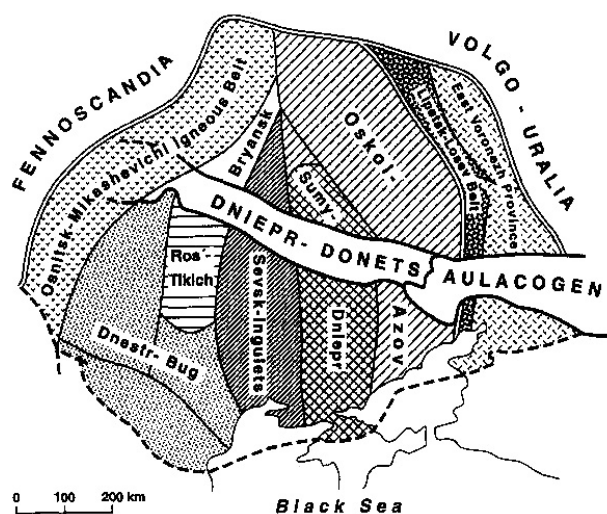


Рис. 1. Позиция Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена относительно структур фундамента ВЕП [2]

Fig. 1. The position of the Pripet–Dnieper–Donetsk aulacogen relative to the basement structures of the EEP [2]

шовной зоны. Впервые она была обособлена И. В. Найденковым в 1985 г. [3] под названием «Смолевичско-Дрогичинская шовная зона», а в настоящее время чаще определяется согласно многолетним исследованиям Р. Г. Гарецкого [4] как «Центрально-Белорусская шовная зона». В кристаллическом фундаменте Беларуси в соответствии с исследованиями И. В. Найденкова [3] эта зона простирается через центральную часть Беларуси в северо-восточном направлении полосой с шириной от 60 до 110 км на протяжении более 600 км до района Полоцка. Ее естественными границами являются глубинные разломы: Кореличский (на севере сочленяющийся с Минским, отделяющий шовную зону от Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса) и Стоходско-Могилевский, по которому шовная зона граничит с Осницко-Микашевичским вулканоплутоническим поясом архейского Сарматского протоконтинента. Стоходско-Могилевский разлом имеет падение на юго-восток. В соответствии с представлениями С. В. Богдановой [5] Осницко-Микашевичский пояс фундамента, подстилающий Припятский палеорифт, в раннем протерозое являлся окраинно-континентальной структурой андийского типа Сарматского архейского континентального домена, отделенного от Центрально-Белорусского тектонического шва, являвшегося частью Фенноскандинавской раннепротерозойской океанической плиты. Таким образом, с учетом представлений С. В. Богдановой [6; 7] можно сделать вывод, что основным поперечным барьером литосферного уровня, препятствовавшим ПДД авлакогену проградации в западном направлении, являлся Центрально-Белорусский тектонический шов в зоне коллизии Фенноскандинавской океанической плиты и Сарматского архейского протоконтинента.

Общее падение интенсивности процессов герцинского рифтогенеза в направлении к западному флангу ПДД авлакогена определена сравнительным анализом геолого-геофизических факторов, характерных для отдельных сегментов и прежде всего – сопредельных неинверсированных замыкающего Припятского и внутреннего Днепровского рифтовых прогибов.

Особенности строения платформенного чехла. Продольные сегменты ПДД авлакогена характеризуются изменением простирания, переменной шириной и коэффициентом поперечного растяжения в процессе рифтогенеза, различием условий седиментации синрифтовых отложений и синрифтового магматизма на западном фланге относительно других сегментов, проявлением пострифтового инверсионного тектогенеза в центре (Донбасс) и на восточном фланге (погребенный вал Карпинского). Деградирующий характер процессов рифтогенеза наглядно экспонирован закономерным уменьшением глубины залегания поверхности фундамента и, соответственно, суммарной мощности платформенного чехла от 20 до 6,4 км в направлении с востока (вал Карпинского) на запад (Припятский прогиб).

По данным украинских исследователей, в процессе рифтогенеза в позднедевонское и каменноугольное время центральная и юго-восточная части Днепровского прогиба, Донецкий и Карпинский сегменты представляли собой единый глубокий седиментационный бассейн. Поперечные структуры типа сбросо-сдвигов лишь опосредованно влияли здесь на автономизацию центральных и восточных сегментов ПДД авлакогена. Существенно приподнятый к западу от Брагинско-Лоевской седловины до минус 6,4 км уровень кристаллического фундамента в значительной степени определяет резкое уменьшение синрифтовой и общей мощности платформенного чехла в Припятском сегменте относительно этих показателей в Днепровском, Донецком и Карпинском сегментах. Указанные выше крупные поперечные сдвиговые зоны, разделяющие внутренние и фланговый восточный сегменты ПДД авлакогена, объединяют смещенные по простиранию Карпинский, Донецкий, Днепровский и Припятский сегменты. Именно эти сдвиги (применительно к Припятскому палеорифту к ним относятся субмеридиональные сдвиги в зоне его сочленения с Брагинско-Лоевской седловине) в процессе рифтообразования были тождественны трансформам и трансферам срединноокеанических спрединговых систем. Западная же граница Припятского палеорифта и всего ПДД авлакогена, как уже отмечено, была ограничена в литосфере принципиально иной структурой более высокого ранга – Центрально-Белорусским тектоническим швом, в зоне которого, согласно С. В. Богдановой [7], происходила Фенносарматская коллизия. С этими тектоно-геодинамическими процессами раннего протерозоя связаны особенности строения синрифтового комплекса и платформенного чехла западной центриклинали Припятского герцинского палеорифта и общего замыкания в этой зоне всего ПДД авлакогена.

На рифтовой стадии развития Припятского прогиба западное его замыкание – субширотные Старобинская и Туровская депрессии достигли юго-восточной границы Центрально-Белорусской шовной зоны. Постколлизийные краевые структуры этой зоны, по-видимому, оказались непреодолимой поперечной преградой пропагации процессов рифтогенеза в западном направлении. Строение синрифтовых Старобинской и Туровской центриклиналей отражают спад интенсивности и «затухание» процессов рифтогенеза, которые здесь имеют определенные особенности по сравнению с центральной частью прогиба.

В строении Старобинской центриклинали принимают участие две системы герцинских разломов разных простираний, образующих в плане угол, близкий к 60° (рис. 2). Разломы запад-северо-западного (припятского) простирания, субпараллельные Северо-Припятскому краевому разлому, образуют систему небольших ступеней с общим наклоном подсолевых горизонтов на север, но с максимальным их погружением в центральной части депрессии. Это – западные части Речицко-Шатилковской, Червонослободско-Малодушинской и Заречинско-Великоборской тектонических ступеней. В свою очередь эти ступени разбиты разломами северо-восточной ориентировки, по которым происходит уступообразное интенсивное выполаживание отрицательной структуры палеорифта на запад. Обе системы разломов по характеру соотношения наклона поверхности разрыва к вектору вертикального смещения крыльев являются сбросами, но по генезису и кинематике отличаются друг от друга.

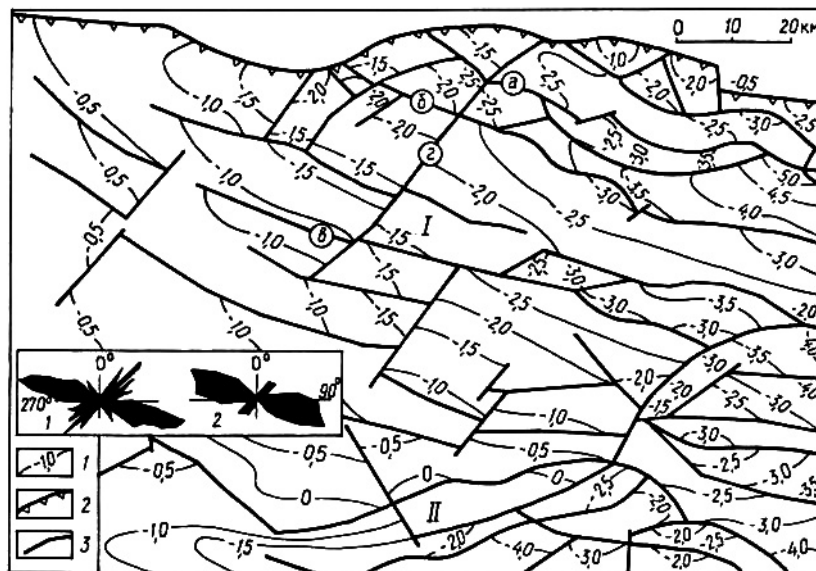


Рис. 2. Схематическая структурная карта поверхности фундамента Старобинской центриклинали Припятского палеорифта: 1 – изогипсы поверхности фундамента, км; разломы: 2 – краевой Северо-Припятский, 3 – прочие (буквы в кружках: а – Речицко-Вишанский, б – Северо-Калиновский, в – Червонослободской, г – Центральный).

I – Старобинская центриклиналь, II – Микашевичско-Житковичский выступ. На врезке: розы-диаграммы простирания разломов Старобинской центриклинали (I) и Северного структурного района (2) [8]

Fig. 2. Schematic structural map of the basement surface of the Starobinskaya centricline of the Pripyat paleorift: 1 – isohypses of the basement surface, km; faults: 2 – marginal North Pripyat, 3 – other (letters in circles: a – Rechitsko-Vishansky, б – North Kalinovsky, в – Chervonoslobodskaya, г – Central). I – Starobinskaya centricline, II – Mikashevichsko-Zhitkovichi ledge. Inset: rose diagrams of the strike of the faults of the Starobinsk centricline (I) and the Northern structural region (2) [8]

Сбросы «припятского» простирания сформировались в результате взаимообусловленных процессов синрифтового растяжения и раскалывания земной коры. Их простирание ортогонально оси максимального растяжения регионального поля напряжения палеорифта. По классификации М. В. Гзовского – это истинные сбросы, образованные нормальными активными усилиями со стороны висячего (опущенного) крыла, а по типу соотношения наклона сбрасывателей и разобщаемых ими горизонтов они являются несогласными (антитетическими). Природа сбросов

северо-восточного простирания иная. По типу сочленения блоков большинство их относится к согласным (синтетическим) и соответствует общему наклону поверхности фундамента вдоль продольной оси структуры к центру с запада на восток. Согласно математическим расчетам Е. В. Артющкова [8], механизм формирования вертикальной амплитуды таких сбросов – это скорее реакция фундамента на общее погружение, а не растяжение, как в первом случае. Происходило своеобразное «пассивное» сползание блоков по пологому склону отрицательной структуры. Вектор же регионального растяжения палеорифта, близкий к простиранию северо-восточных разломов, реализовался в горизонтальных сдвиговых подвижках вдоль плоскостей сбрасывателей. Действительно, по результатам реконструкции синрифтовых напряжений все разломы Припятского прогиба по своей кинематике являются сдвиго-сбросами с разной долей участия горизонтальной (сдвиговой) составляющей в разных частях прогиба.

В пределах Старобинской центриклинали доля сдвиговой составляющей возрастает по сравнению с региональным фоном Северного структурного района Припятского палеорифта и отражена в основном в разломах северо-восточного простирания. Угол разброса максимумов сопряженных разрывов этой системы достигает 35° (рис. 2). Увеличение такого угла – одно из свидетельств нарастания горизонтальной составляющей при разломообразовании. Для сравнения, разломы «припятского» простирания представлены одним четко очерченным лучом с углом разброса сопряженных разломов 20° и менее.

В пользу горизонтальных движений вдоль сбросов северо-восточной ориентировки могут свидетельствовать и данные изменения в пределах Старобинского горнопромышленного района вертикальной амплитуды Центрального разлома по простиранию сместителя. На небольшом отрезке разлома в пределах погруженной части Червонослободской ступени его амплитуда по поверхности фундамента постоянна и составляет примерно 200 м, а по поверхности межсолевой толщи увеличивается на север от 100 до 250–270 м. Такое увеличение амплитуды разлома в этой части разреза, казалось бы, могло произойти под влиянием инверсионных вертикальных движений соседних блоков в отдельные отрезки времени.

Однако этому предположению противоречит детальная корреляция разрезов скважин в поднятом и опущенном крыльях. Она свидетельствует об унаследованном конседиментационном развитии разлома на синрифтовой стадии с постепенным затуханием вертикальных движений по нему. Более вероятно предположить, что в позднюю фазу рифтовой стадии происходили горизонтальные (сдвиговые) перемещения вдоль плоскости сбрасывателя [8]. При горизонтальном перемещении вдоль сброса призмы пород (в нашем случае – увеличение ее мощности по падению ступени на север), когда направление падения слоев субпараллельно линии сместителя, возможны разные варианты кажущихся изменений вертикальной амплитуды вдоль разлома. В зависимости от направления смещения (лево- или правостороннего), возможно кажущееся увеличение вертикальной амплитуды разлома, или наоборот, ее уменьшение вплоть до смены положения поднятого и опущенного крыльев разлома на противоположных концах этой призмы. Левосторонние горизонтальные движения по Центральному разлому, при сохранении его амплитуды по поверхности фундамента, могли привести к увеличению вертикальной амплитуды по вышележащим горизонтам (в нашем случае, по кровле межсолевых отложений) в сторону их погружения.

Кроме изложенных представлений о динамике замыкания крупной отрицательной структуры – по системе согласных сдвиго-сбросов, поперечных к ее длинной оси, на примере Старобинской центриклинали четко прослеживается еще один механизм выполаживания – по системе продольных ступенеобразующих разломов с уменьшением их амплитуды с востока на запад [8, рис. 2.24, *a–в*]. Изменение гипсометрии поверхности фундамента вдоль кромок поднятых и погруженных крыльев указывает на шарнирный, вращательный, характер относительного вертикального перемещения блоков-ступеней вдоль плоскостей ограничивающих их разломов. Более активно выполаживание структуры с востока на запад, как видно на профилях, осуществлялось по системе погруженных крыльев. Подобное строение характерно и для юго-западной центриклинали Припятского палеорифта – Туровской депрессии. Она является своеобразным зеркальным отражением Старобинской центриклинали. Роль поперечных разломов, осложняющих склон Наровляно-Ельской ступени на западе, выполняют в основном согласные сбросы северо-западного

простираются. Они вместе с системой разломов северо-восточной ориентировки Старобинской центриклинали образуют в плане дугообразный контур, разорванный в центре клином Микашевичско-Житковичского выступа фундамента.

Одним из общих структурных проявлений, связанных с затуханием активных геодинамических процессов, является разветвление крупного тектонического элемента на ряд более мелких, например, структура компенсации крупного сдвига типа «конский хвост». Подобного типа система на окончании сброса образуется в результате его дробления по простиранию на несколько сбросов с уменьшением их амплитуды. Таков механизм затухания западных окончаний суперрегиональных краевых разломов Припятского прогиба. Северо-Припятский разлом делится на несколько ветвей, в числе которых Налибокский и Ляховичский региональные разломы, а Южно-Припятский «раздваивается» на Северо- и Южно-Ратновский региональные разломы. Применительно к крупной отрицательной структуре Припятского палеорифта два его центриклинальных замыкания (два полуграбена) также выполняют роль системы более мелких компенсационных структур. Это явление типично для рифтовых грабенов, в том числе Припятского. Подобное картографическое изображение центриклинальных замыканий имеют многие грабены (Верхнерейнский, Красного моря и др.). Разветвления на их периферийных замыканиях отражают разветвление зоны максимального растяжения. Соответственно, уменьшается, дробится абсолютная величина этого растяжения и затухают вызванные им тектонические процессы.

Таким образом, на примере особенностей строения западной части Припятского палеорифта показан механизм выполаживания отрицательной структуры. В региональном плане он реализован посредством разветвления зоны максимального растяжения и дробления его абсолютной величины. Локально, в пределах каждой центриклинали, затухание тектонических процессов осуществлялось по двум системам разломов разного генезиса и кинематики.

Особенности строения консолидированной коры и синрифтовой геодинамики. Результаты ГСЗ Евробридж-97 и Георифт-2013 подтвердили представления о том, что формирование герцинского Припятского рифта в отличие от Днепровского с характерным для него влиянием мантийных плюмов (астенолитов) [9] было связано с доминирующим пассивным механизмом рифтогенеза [10; 11].

Днепровский и Припятский сегменты единого ансамбля внутриконтинентальных рифтовых структур в начальную фазу (соответственно, с раннего и позднего франа позднедевонской эпохи) развивались согласованно или квазисинхронно, но с различающимися автономными условиями проявления герцинского рифтогенеза. На первоначальное проявление пассивного механизма рифтогенеза в Днепровском сегменте были наложены плюм-тектонические процессы, которые в его западной части проявились наиболее полно в позднефранское, фаменское время девонского периода и, возможно, в начале каменноугольного периода. По мнению многих украинских исследователей (А. В. Чекунов, В. Г. Гавриш, А. Е. Лукин, З. М. Ляшкевич и др.) указанное время, которое рассматривается нами как главная фаза рифтогенеза в Днепровском грабене, характеризовалось сильным проявлением магматизма, формированием блоковых структур, резким увеличением скорости и амплитуд погружения блоковых структур, высокоамплитудным разломообразованием. Вероятно, именно к этому времени относится мощная тектоно-термальная переработка нижнего и отчасти среднего слоев коры – активное формирование под западной частью Днепровского грабена и пограничной зоной блокирующей поперечной Брагинско-Лоевской седловины высокоскоростного субширотного тела протяженностью ~240 км, отождествляемую с «рифтовой подушкой» (“rift pillow”) (рис. 3).

С этими процессами можно связывать генезис пологосводового поднятия поверхности Мохо в поперечных и приосевом продольном сечениях Днепровского грабена. Проявление здесь плюм-тектоники, скорее всего, стало своеобразным триггером, который привел (судя по структуре земной коры и поверхности Мохо) к смене пассивного механизма рифтогенеза – активным. Выявление исследованиями по программе «Георифт-2013» крупнейшей региональной нижнекоревой Западно-Днепровской рифтовой подушки подвело реальную геолого-геофизическую основу для обоснования масштабного проявления плюм-тектоники и в этом звене ПДД авлакогена.

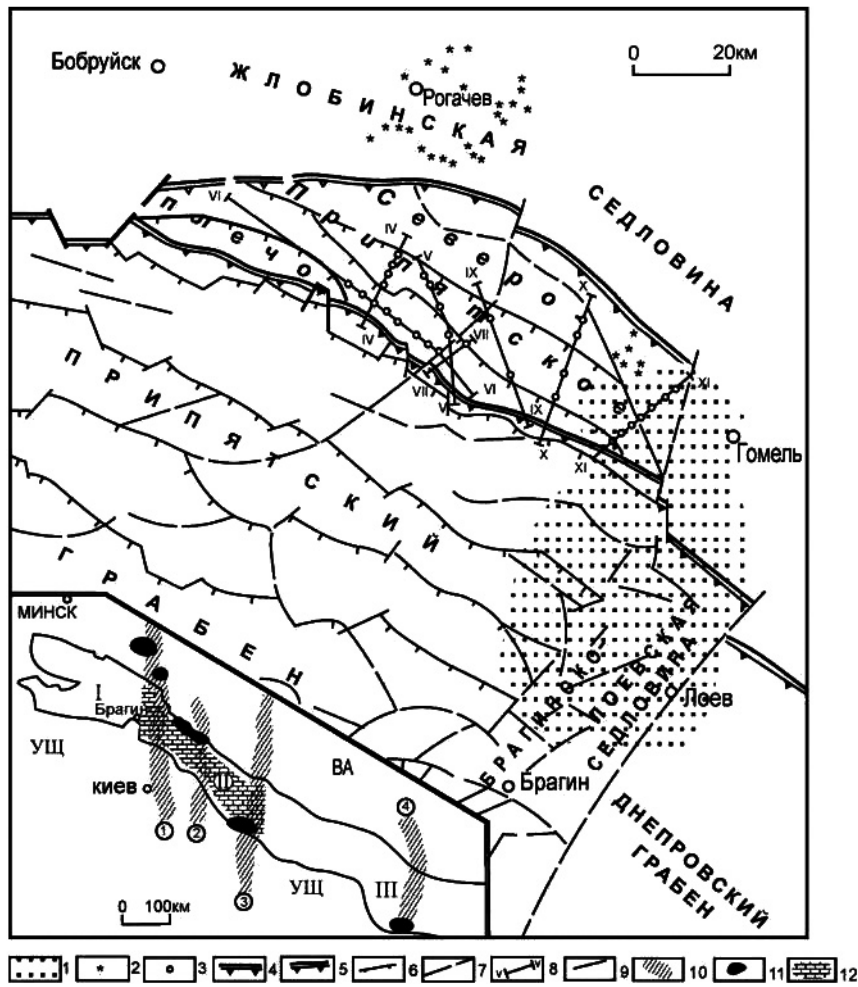


Рис. 3. Припятский ареал позднедевонского синрифтового магматизма [12]: 1 – зона развития верхнефранско-фаменской щелочно-ультраосновной формации Припятского прогиба; 2 – трубы взрыва, установленные бурением; 3 – субвулканические тела, установленные сейсморазведкой (по данным С. В. Клушина и др.); 4–7 – разломы, ограничивающие: 4 – Припятский прогиб, 5 – Припятский и Днепровский грабены, 6 – ступени Припятского прогиба, 7 – прочие разломы; 8 – сейсмические профили. На врезке – схема проявления франского щелочно-ультраосновного магматизма Припятско-Донецкого авлакогена (по З. М. Ляшкевич, с доп. авторов): 9 – краевые глубинные разломы ПДДА; 10 – зоны древних допозднепротерозойских поперечных глубинных разломов (цифры в кружках: 1 – Одесский, 2 – Знаменско-Пирятинский, 3 – Криворожский, 4 – Кальмиусско-Айдарский); 11 – поля развития щелочно-ультраосновных пород; 12 – нижнекоровое сейсмическое высокоскоростное тело, отождествляемое с Западно-Днепровской рифтовой подушкой (rift pillow); тектонические элементы: ВА – Воронежская антеклиз, УЩ – Украинский щит, ПДДА: I – Припятский прогиб, II – Днепровский прогиб, III – Донецкое складчатое сооружение

Fig. 3. Pripyat area of Late Devonian syn-rift magmatism [12]: 1 – development zone of the Upper Frasnian-Famennian alkaline-ultrabasic formation of the Pripyat trough; 2 – explosion tubes installed by drilling; 3 – subvolcanic bodies identified by seismic exploration (according to S.V. Klushin et al.); 4–7 – faults limiting: 4 – Pripyat trough, 5 – Pripyat and Dnieper grabens, 6 – steps of the Pripyat trough, 7 – other faults; 8 – seismic profiles. The inset shows a diagram of the manifestation of the Frasnian alkaline-ultrabasic magmatism of the Pripyat-Donetsk aulacogen (according to Z. M. Lyashkevich, with additional authors): 9 – edge deep faults PDDA; 10 – zones of ancient pre-Late Proterozoic transverse deep faults (numbers in circles: 1 – Odessa, 2 – Znamensko-Pyryatinsky, 3 – Krivorozhsky, 4 – Kalmiussko-Aydarsky); 11 – fields of development of alkaline-ultrabasic rocks; 12 – low-crustal high-velocity seismic body identified with the West Dnieper rift pillow; tectonic elements: BA – Voronezh anticline, УЩ – Ukrainian shield, PDDA: I – Pripyat trough, II – Dnieper trough, III – Donetsk folded structure

По данным геофизических (А. В. Чекунов, В. К. Гавриш, В. И. Старостенко) и петролого-геохимических (З. М. Ляшкевич, М. Wilson, А. Е. Лукин) исследований установлено активное влияние плюм-тектонических процессов на эволюцию, магматизм, создание специфической флюидодинамической системы почти на всем протяжении ПДД авлакогена – от Прикаспийского региона до Брагинско-Лоевской седловины и сопредельной периферии Припятской зоны рифтогенеза.

Согласно представлениям А. В. Чекунова [9], герцинские плюмы ПДД авлакогена были унаследованы от неопротерозойского суперплюма, который возник в Прикаспии и развивался в сторону апикальной части Сарматского континента. Как показал А. Е. Лукин [13], по мере удаления от эпицентров глубинной активности из подлитосферных плюмов их энергетический потенциал слабел и в зоне литосферной верхней мантии они начали приобретать субвертикальную или субгоризонтальную форму. На основе сейсмотомографических данных было подтверждено реальное существование плюмов различных масштабов как по размерам грибообразной головной части, так и по диапазону глубин локализации их корней. Обособленные постплюмовые проницаемые каналы являлись важнейшими трассерами на пути магматических флюидов в нижнюю литосферу и консолидированную кору [13]. А. В. Чекунов полагал, что центральный герцинский Днепровско-Донецкий плюм «в виде мантийного диапира структурно отражается в виде антиклинального перегиба раздела М со сводом типа узкого эллипса неправильной формы». На основе представлений А. В. Чекунова и А. Е. Лукина, данных по профилю ГСЗ Георифт-2013 можно сделать вывод, что формирование протяженной (320 км) высокоамплитудной «рифтовой подушки» – мощной зоны магматического подслаивания, является индикатором подъема мантийных флюидных масс, которые проявились на западе Днепровского рифта в виде крупных первичных и зональных вторичных плюмов (дериватов). Как было указано ранее, «рифтовая подушка» на западе ограничена северо-восточной периферией Припятской зоны герцинского рифтогенеза (рис. 3).

В Припятском сегменте, отделенном от Днепровского поперечными блокирующими эшелонированными глубинными структурами в зоне Брагинско-Лоевской седловины, строение коромантийной границы отличается по сравнению с Днепровским сегментом более мощной корой, более глубоким (на 5–6 км) уровнем залегания раздела Мохо и сформированной только в этом сегменте протяженной субгоризонтальной границей субМохо [10, рисунки]. Высокоградиентная современная граница раздела Мохо, которая является единой для Припятско-Днепровской неинверсированной рифтовой системы, в пределах Припятского прогиба, в отличие от Днепровского, является субгоризонтальной в поперечных сечениях. Здесь не проявились сколько-нибудь значимые по масштабу плюм-тектонические процессы. Их непосредственное или опосредованное влияние на замыкающий палеорифт ПДД авлакогена отразилось в повышенной деструкции и проницаемости земной коры в примыкающей к Днепровскому сегменту и подстилающей его Западно-Днепровской рифтовой подушке (rift-pillow) северо-восточной периферии Припятской зоны рифтогенеза на площади развития верхнефранско-фаменской щелочно-ультраосновной – щелочно-базальтоидной формации и позднефранских диатрем.

Основная часть Припятского рифтового грабена развивалась на герцинской синрифтовой стадии вне области непосредственного геодинамического и геотермического влияния астеносферных плюмов Днепровского герцинского рифта и на утолщенной по сравнению с последним консолидированной земной коре.

В результате развития ПДД авлакогена Припятский рифт в позднюю стадию герцинского тектогенеза оказался замыкающей структурой на западном фланге этой протяженной рифтовой системы, частично пересекая юго-восточную границу Фенносарматской коллизии – раннепротерозойскую Центрально-Белорусскую шовную зону. Она является юго-западной частью обособленного С. В. Богдановой Центрально-Русского трансгрессионного пояса северо-восточного простиранья [7]. Постколлизийные коровые или верхнемантийно-коровые структуры Центрально-Белорусской зоны трансгрессионного пояса явились в позднедевонское время основной блокирующей поперечной, которая к западу от Припятского рифта способствовала коллапсу обстановки рифтогенеза. Этому способствовали и заметные отличия замыкающего Припятского сегмента литосферы от иных сегментов ПДД авлакогена и особенно сопредельного Днепровского сегмента: максимальным удалением от Восточно-Прикаспийского региона зарождения ПДД авлакогена; минимальной мощностью платформенного чехла (до 6,4 км); утолщенной консолидированной корой; большой глубиной залегания поверхности Мохо; отсутствием характерного для большинства внутриконтинентальных рифтов продольного выступа поверхности Мохо; четким обособлением ниже поверхности Мохо сейсмоскоростной границы субМохо, которая

непосредственно к востоку от Брагинско-Лоевского выступа резко погружается в глубь верхней мантии, разделяя Припятский и Днепровский сегменты ПДД авлакогена; ограниченным распределением позднедевонских синрифтовых магматических комплексов на стыке с Днепровским палеорифтом; различием синрифтовой структурной делимости центриклинальной депрессии Припятского палеорифта от его Центральной и Восточной субмеридиональных зон.

При значительном различии в строении консолидированной коры и коро-мантийной границы относительно других сегментов ПДД авлакогена замыкающий Припятский палеорифт обладает, в общем, типичной синрифтовой делимостью платформенного чехла и поверхности фундамента.

Выводы. Установлено, что тектоническая позиция Припятского палеорифта как западного замыкающего сегмента герцинского Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена была обусловлена следующими основными факторами.

Нелинейным изменением процессов рифтогенеза, которое происходило в продольных сегментах ПДД авлакогена. Их положение контролировалось Сарматско-Туранским линеаментом. Активный или пассивный механизм формирования рифтовых структур в значительной степени определялся плюм-тектоникой. Как показали А. В. Чекунов, А. М. Никишин, Е. А. Лукин, суперплюм из Прикаспийского региона проградировал в виде средних по масштабу отдельных плюмов с востока на запад в сторону апикальной части Сарматского континента. В неопротерозое, среднем палеозое (герцинский этап) общее уменьшение потенциала глубинных (верхняя и нижняя мантии) источников плюм-тектонических событий в западном направлении и деградация по этому же вектору процессов рифтогенеза наглядно отражены в зоне сочленения Припятского и Днепровского неинверсированных палеорифтов.

Отличием Припятского замыкающего сегмента ПДД авлакогена от сопредельного Днепровского проявилось прежде всего существенно повышенной мощностью земной коры, иным обликом ее сейсмоскоростной и реологической стратификации, более глубоким положением поверхности Мохо. Оно не отражает характерный для рифтов региональный продольный выступ этой поверхности. Залегающая только в пределах Припятского прогиба и Брагинско-Лоевской седловины ниже поверхности Мохо субгоризонтальная сейсмоскоростная граница субМохо резко погружается на стыке с Днепровским прогибом в глубь верхней мантии, отделяя, таким образом, на западном фланге авлакогена замыкающий Припятский сегмент от сопредельного Днепровского. Платформенный чехол Припятского сегмента характеризуется сравнительно небольшой мощностью (до 6,4 км) по сравнению с другими сегментами авлакогена (до 20–21 км), но обладает типичной для рифтов структурной делимостью.

Налеганием Старобинской центриклинальной депрессии Припятского палеорифта на постколлизионные структуры палеопротерозойской Центрально-Белорусской шовной зон (см. рис. 1).

Исходя из того, что обособленный С. В. Богдановой транспрессионный пояс на юго-западе охватывает периферию Украины и при северо-восточном простираии пересекает всю Беларусь и Московский регион, целесообразно именовать его Белорусско-Московским. Формирование структур Центрально-Белорусской зоны транспрессионного пояса северо-восточного простираания предопределили на длительный период развитие в этой зоне геодинамической обстановки сжатия и сдвигообразования. Сформированные в такой обстановке постколлизионные палеопротерозойские структуры консолидированной коры, вероятней всего, существенно отразились на герцинском этапе спадом интенсивности и затуханием свойственных рифтогенезу процессов, которые в центриклинальных депрессиях Припятского прогиба имеют существенные различия с его центральной и восточной частями. Они проявились также в дроблении и разветвлении крупных тектонических элементов на ряд более мелких. Например, подобного типа система на окончании сброса трансформируется в несколько сбросов с существенным уменьшением их амплитуды. Таков механизм затухания западных окончаний суперрегиональных краевых разломов Припятского прогиба. Северо-Припятский разлом делится на несколько ветвей, в числе которых Налибокский и Ляховичский региональные разломы, а Южно-Припятский «раздваивается» на Северо- и Южно-Ратновский региональные разломы. Применительно к крупной отрицательной структуре Припятского палеорифта две его центриклинальные депрессии также выполняют роль системы более мелких компенсационных структур.

Изложенные результаты исследований дают основание сделать выводы, что тектоническая позиция Припятского палеорифта как западного замыкающего сегмента в системе Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена была в основном определена:

нелинейной деградацией плейт-тектонических и синрифтовых процессов в зоне Сарматско-Туранского линеамента от Прикаспийского региона в западном направлении в сторону Сарматского континента и Белорусско-Московского (Центрально-Русского) палеопротерозойского протяженного транспрессионного пояса, сформированного в результате Фенносарматской коллизии;

существенной повышенной мощностью консолидированной коры Припятского палеорифта; преобладанием на герцинском этапе в Центрально-Белорусской зоне транспрессионного пояса обстановки сжатия и сдвигообразования северо-восточного простирания. Эти геодинамические условия являлись глубинной блокирующей поперечной преградой относительно развития синрифтовых процессов в западном направлении;

установленным торможением синрифтовых процессов в западной центриклинали Припятского прогиба.

Список использованных источников

1. Айзберг, Р. Е. О сегментации Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена / Р. Е. Айзберг // Докл. Нац. акад. наук Беларуси. – 2016. – Т. 60, № 6. – С. 111–116.
2. Shchipansky, A. A. The Sarmatian crustal segment: Precambrian correlation between the Voronezh Massif and the Ukrainian Shield across the Dniepr-Donets Aulacogen / A. A. Shchipansky, S. V. Bogdanova // *Tectonophysics*. – 1996. – Vol. 268, N 1–4. – P. 109–125. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(96\)00227-2](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(96)00227-2)
3. Найденов, И. В. Смоленчико-Дрогичинская зона – структура шовного типа в кристаллическом фундаменте Беларуси / И. В. Найденов // *Литасфера*. – 1998. – № 8. – С. 83–91.
4. Гарецкий, Р. Г. Модель строения литосферы по Центрально-Белорусскому геотрансекту / Р. Г. Гарецкий // Докл. Нац. акад. наук Беларуси. – 1999. – Т. 43, № 2. – С. 87–89.
5. Bogdanova, S. Segments of the East European Craton / S. Bogdanova // *EUROPROBE in Jablonna 1991 / Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences – European Science Foundation*. – Warszawa, 1993. – P. 33–38.
6. Богданова, С. В. О литосфере запада Восточно-Европейского кратона / С. В. Богданова // *Геотектоника*. – 1997. – № 6. – С. 91–93.
7. Богданова, С. В. Восточно-Европейский кратон: ключевые этапы докембрийской эволюции. Проблемы тектоники континентов и океанов / С. В. Богданова // *Материалы LI Тектонического совещания*. – М., 2019. – Т. 1. – С. 64–70.
8. Айзберг, Р. Е. Синрифтовая геодинамика Припятского прогиба / Р. Е. Айзберг, Т. А. Старчик. – Минск, 2013. – 146 с.
9. Чекунов, А. В. Эволюция астенолитов и ее геологические следствия / А. В. Чекунов // Докл. АН УССР. – Сер. Б. Геол., хим. и биол. науки. – 1988. – № 3. – С. 30–34.
10. Айзберг, Р. Е. Особенности глубинного строения и синрифтовой геодинамики Припятского и Днепровского сегментов земной коры / Р. Е. Айзберг, Я. Г. Грибик // Докл. Нац. акад. наук Беларуси. – 2018. – Т. 62, № 4. – С. 473–479. <https://doi.org/10.29235/1561-8323-2018-62-4-473-479>
11. Lithospheric structure along wide-angle seismic profile GEORIFT 2013 in Pripyat–Dnieper–Donets Basin (Belarus and Ukraine) / V. Starostenko [et al.] // *Geophysical Journal International*. – 2018. – Vol. 212, N 3. – P. 1932–1962. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx509>
12. Айзберг, Р. Е. Припятский ареал позднедевонского магматизма и его связь с плюм-тектоникой Днепровского сегмента литосферы / Р. Е. Айзберг // Докл. Нац. акад. наук Беларуси. – 2019. – Т. 63, № 5. – С. 597–607. <https://doi.org/10.29235/1561-8323-2019-63-5-597-607>
13. Лукин, А. Е. Глубинная дегазация Земли – ведущий фактор газовой дегазации литосферы / А. Е. Лукин // *Очерки дегазации Земли*. – Киев, 2018. – С. 35–123.

References

1. Aizberg R. E. Segmentation of the Pripyat–Dnieper–Donetsk aulacogen. *Doklady Natsional'noi akademii nauk Belarusi = Doklady of the National Academy of Sciences of Belarus*, 2016, vol. 60, no. 6, pp. 111–116 (in Russian).
2. Shchipansky A. A., Bogdanova S. V. The Sarmatian crustal segment: Precambrian correlation between the Voronezh Massif and the Ukrainian Shield across the Dniepr–Donets Aulacogen. *Tectonophysics*, 1996, vol. 268, no. 1–4, pp. 109–125. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(96\)00227-2](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(96)00227-2)
3. Naidenkov I. V. Smolevichy–Drogichin zone – a suture type structure in the crystalline basement of Belarus. *Litasfera [Lithosphere]*, 1998, no. 8, pp. 83–91 (in Russian).
4. Garetsky R. G. Model of the structure of the lithosphere along the Central Belarusian geotranssect. *Doklady Natsional'noi akademii nauk Belarusi = Doklady of the National Academy of Sciences of Belarus*, 1999, vol. 43, no. 2, pp. 87–89 (in Russian).

5. Bogdanova S. Segments of the East European Craton. *EUROPROBE in Jablonna 1991*. Warszawa, 1993, pp. 33–38.
6. Bogdanova S. V. On the lithosphere of the west of the East European Craton. *Geotektonika = Geotectonics*, 1997, no. 6, pp. 91–93 (in Russian).
7. Bogdanova S. V. East European Craton: Key Stages of Precambrian Evolution. *Problemy tektoniki kontinentov i okeanov. Materialy LI Tektonicheskogo soveshchaniya. T. 1* [Problems of tectonics of continents and oceans. Proceedings of the LI Tectonic meeting. Vol. 1]. Moscow, 2019, pp. 64–70 (in Russian).
8. Aizberg R. E., Starchik T. A. *Synrift geodynamics of the Pripyat trough*. Minsk, 2013. 146 p. (in Russian).
9. Chekunov A. V. Evolution of asthenoliths and its geological consequences. *Doklady Akademii Nauk Ukrainiskoi Sovetskoi Sotsialisticheskoi Respubliki, Seriya B: geologicheskie, khimicheskie i biologicheskie nauki* [Doklady of the Academy of Sciences of the Ukrainian Soviet Socialist Republic. Series B: Geological, Chemical and Biological Sciences], 1988, no. 3, pp. 30–34 (in Russian).
10. Aizberg R. Ye., Gribik Ya. G. Features of the deep structure and synrift geodynamics of the Pripyat and Dnieper segments of the earth crust. *Doklady Natsional'noi akademii nauk Belarusi = Doklady of the National Academy of Sciences of Belarus*, 2018, vol. 62, no. 4, pp. 473–479 (in Russian). <https://doi.org/10.29235/1561-8323-2018-62-4-473-479>
11. Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Czuba W., Środa P., Lysynchuk D., Aizberg R., Garetsky R., Karataev G., Gribik Y., Farfuliak L., Kolomiyets K., Omelchenko V., Komminaho K., Tiira T., Gryn D., Guterch A., Legostaeva O., Thybo H., Tolkunov A. Lithospheric structure along wide-angle seismic profile GEORIFT 2013 in Pripyat–Dnieper–Donets Basin (Belarus and Ukraine). *Geophysical Journal International*, 2018, vol. 212, no. 3, pp. 1932–1962. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx509>
12. Aizberg R. Ye. Pripyat area of the late-devonian magmatism and its association with the plume tectonics of the Dnieper lithosphere segment. *Doklady Natsional'noi akademii nauk Belarusi = Doklady of the National Academy of Sciences of Belarus*, 2019, vol. 63, no. 5, pp. 597–607 (in Russian). <https://doi.org/10.29235/1561-8323-2019-63-5-597-607>
13. Lukin A. E. Deep degassing of the Earth is the leading factor of gaseous degassing of the lithosphere. *Essays on degassing of the Earth*. Kiev, 2018, pp. 35–123 (in Russian).

Информация об авторах

Айзберг Ромма Ефимович – член-корреспондент, д-р геол.-минер. наук.

Грибик Ярослав Гаврилович – канд. геол.-минер. наук, доцент, заведующий лабораторией. Институт природопользования НАН Беларуси (ул. Ф. Скорины, 10, 220076, Минск, Республика Беларусь). E-mail: yaroslavgribik@tut.by.

Гарецкий Радим Гаврилович – академик, д-р геол.-минер. наук, гл. науч. сотрудник. Институт природопользования НАН Беларуси (ул. Ф. Скорины, 10, 220076, Минск, Республика Беларусь). E-mail: info@nature-nas.by.

Information about the authors

Aizberg Romma E. – Corresponding Member, D. Sc. (Geology and Mineralogy).

Gribik Yaroslav G. – Ph. D. (Geology and Mineralogy), Associate Professor, Head of the Laboratory. Institute of Nature Management of the National Academy of Sciences of Belarus (10, F. Skorina Str., 220076, Minsk, Republic of Belarus). E-mail: yaroslavgribik@tut.by.

Garetsky Radim G. – Academician, D. Sc. (Geology and Mineralogy), Chief Researcher. Institute of Nature Management of the National Academy of Sciences of Belarus (10, F. Skorina Str., 220076, Minsk, Republic of Belarus). E-mail: info@nature-nas.by.