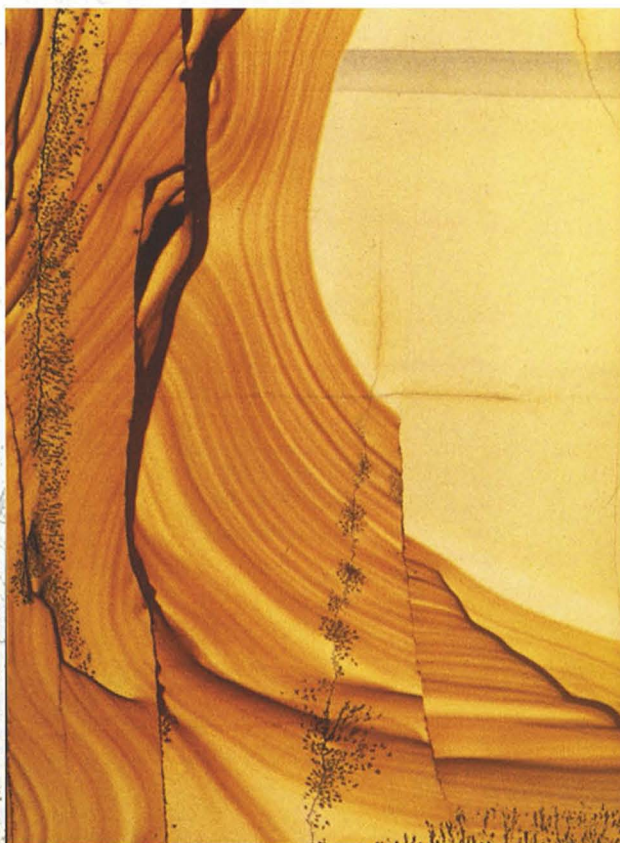




Р. Е. Айзберг, Т. А. Старчик

# СИНРИФТОВАЯ ГЕОДИНАМИКА

## ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА



УДК 551.24(476-13)

**Айзберг, Р. Е.** Синрифтовая геодинамика Припятского прогиба / Р. Е. Айзберг, Т. А. Старчик ; Нац. акад. наук Беларуси, Ин-т природопользования. – Минск : Беларус. навука, 2013. – 146 с. : ил. – ISBN 978-985-08-1533-0.

В монографии приведены результаты многолетних исследований проблем синрифтовой геодинамики Припятского прогиба – тектонотипа палеорифтового бассейна Восточно-Европейской платформы. Изложены тектоническая и формационная основы палеогеодинамических реконструкций Припятской зоны рифтогенеза. Показаны результаты определения синрифтовых геодинамических условий, особенности пространственного распределения палеонапряжений. Охарактеризовано влияние внутривосстановительных и внебассейновых геодинамических факторов на процесс рифтогенеза. Рассмотрены аспекты нефтегазоносности Припятского прогиба в свете геотермических и геодинамических реконструкций и палеотектонического анализа. Предложены обобщенная многофакторная модель рифтогенеза и представления авторов по дискуссионным проблемам синрифтовой геодинамики Припятского региона.

Адресуется геологам и геофизикам научных и производственных организаций, преподавателям и студентам высших учебных заведений.

Табл. 6. Ил. 60. Библиогр.: 271 назв.

*Печатается по решению Ученого совета  
Института природопользования НАН Беларуси*

Р е ц е н з е н т ы:

академик НАН Беларуси Р. Г. Гарецкий,  
член-корреспондент НАН Беларуси А. К. Карabanов

**ISBN 978-985-08-1533-0**

© Айзберг Р. Е., Старчик Т. А., 2013  
© Оформление. РУП «Издательский дом  
«Беларуская навука», 2013

## ВВЕДЕНИЕ

Мировой опыт развития геологической науки и практики показывает, что значительные успехи в реализации научно-технического прогресса возможны главным образом в условиях принципиального обновления теоретической базы региональных геологических исследований, прогнозирования и поисков полезных ископаемых. В настоящее время оптимальный путь такого обновления состоит в использовании геодинамического анализа, в основе которого лежат мобилистские концепции геологической эволюции. Они развиваются преимущественно в аспекте тектоники литосферных плит. Использование новой методологии геологических исследований – геодинамического анализа – позволяет (с учетом глубинных процессов в литосфере и данных о структуре, составе и эволюции консолидированной земной коры и платформенного чехла) проводить реконструкции геодинамических обстановок, в том числе условий проявления континентального рифтогенеза. В данной работе такие условия рассматриваются на примере герцинского Припятского палеорифтового прогиба.

Современные концепции континентального рифтогенеза указывают на гетерогенную природу структур рифтового типа [99; 133; 134; 263]. Приоритет отдельных геодинамических факторов в формировании Припятского рифта рассмотрен в ряде работ, основанных на анализе структуры платформенного чехла и консолидированной земной коры [4; 7; 9; 58; 60; 61; 66; 114; 224]. Различия моделей позднепалеозойского рифтогенеза в юго-восточной части Беларуси, где расположен Припятский прогиб, определялось, кроме субъективных оценок исследователей, и качественным уровнем исходных данных.

Полнота представлений о механизме формирования Припятского прогиба базируется на большом объеме геолого-геофизических данных. К настоящему времени здесь пробурено около полутора тысяч скважин глубиной более 2500 м, проведены площадная сейсморазведка методом общей глубинной точки (МОГТ), высокоточные гравиметрическая и геомагнитная съемки. Анализ результатов выполненных работ дает полное представление о стратиграфии, формациях, современной структуре осадочного чехла и поверхности кристаллического фундамента.

В 1980-х гг. по двум региональным профилям III и VIII вкрест простирания Припятского прогиба было проведено глубинное сейсмическое зондирование методом общей глубинной точки (ГСЗ-МОГТ), давшее представление о строении верхней части литосферы. Полученные результаты послужили основой для построения сейсмогеологической модели земной коры и верхней мантии Припятского прогиба [58], согласно которой палеорифт сформировался в результате раскалывания земной коры по системе нормальных листрических сбросов под воздействием растягивающих усилий при подъеме астеносферного диапира.

Развивая обобщенную модель герцинской эволюции Припятского прогиба [7], авторы данной монографии обосновали альтернативную концепцию пассивного механизма формирования рифта [66]. Были показаны ведущая роль однонаправленного действия внешних горизонтальных растягивающих напряжений на генезис листрических разломов, сбросово-сдвиговых структур, особенности существования «островов» с прерванным процессом рифтогенеза типа Микашевичско-Житковичского и Брагинского выступов.

В 1996–1997 гг. на территории Беларуси в рамках международного проекта «Евробридж» осуществлялись работы по глубинному сейсмическому и магнито-теллурическому зондированию. Сейсмическое зондирование проводилось с использованием пакета преимущественно прелом-

ленных волн. Геотраверс Евробридж'96 простирался в юго-восточном направлении от г. Варена (Литва) через г. Несвиж до пос. Выступовичи, расположенного вблизи Южно-Припятского краевого разлома Припятского прогиба. Геотраверс Евробридж'97 имел меридиональное простирание по линии Бобруйск – Лельчицы и далее до границы с Украиной.

Профили Евробридж'96 и Евробридж'97 пересекаются в периферийной южной части Припятского прогиба, что позволяет сопоставить основные границы раздела земной коры вдоль геотрансектов, а в связи с их различным простиранием – уточнить строение важнейших маркирующих поверхностей.

Профиль Евробридж'97 отработан вблизи и параллельно профилям ГСЗ-МОГТ III и VIII. Созданы двухмерные модели распределения скоростей продольных ( $V_p$ ) и поперечных ( $V_s$ ) волн в коре и верхней мантии и схематическая модель строения литосферы [267]. Полученные результаты по профилю Евробридж'97 значительно дополняют геолого-геофизические данные ГСЗ-МОГТ о структуре земной коры Припятского прогиба и позволяют более обоснованно, чем ранее, рассмотреть возможный механизм его формирования на основе концепции о связи рифтогенеза в Припятской зоне с несколькими природными источниками [4; 66; 209]. С учетом данных о структуре чехла, глубинного сейсмического зондирования отраженными и преломленными волнами, материалов физического моделирования и реконструкции синрифтовых напряжений авторами разработана системная многофакторная модель позднепалеозойской геодинамики региона.

Результаты проведенных авторами исследований отражены в данной монографии, которая состоит из пяти основных разделов.

В *первом разделе* изложена тектоническая и формационная основа палеогеодинамических реконструкций Припятской зоны рифтогенеза в ряду палеорифтовых бассейнов запада Восточно-Европейской платформы. Рассмотрены индикационные показатели палеогеодинамических обстановок платформенных формаций, особенности строения пред- и синрифтовых структур.

Во *втором разделе* показаны результаты реконструкции синрифтовых геодинамических условий, предопределившие местоположение и начальное проявление процессов рифтогенеза; характер синрифтовых напряжений в Припятской зоне, что позволило установить механизм растяжения, оценить значение сдвиговой составляющей при формировании структуры растяжения. Определено влияние синрифтового срыва (детachment) и иных глубинных факторов на процессы рифтообразования.

*Третий раздел* содержит анализ особенностей формирования сопряженных с Припятским грабеном структур – плечевых поднятий; включает корреляцию герцинских геодинамических событий в бассейнах запада Сарматско-Туранского линейного элемента и оценку влияния окраинно-плитных процессов на рифтогенез в Припятском прогибе.

В *четвертом разделе* рассмотрены аспекты нефтегазоносности Припятского палеорифтового бассейна в свете геотермической и геодинамических реконструкций и палеоструктурного анализа.

*Пятый раздел* включает обобщенную многофакторную модель рифтогенеза, основанную на результатах проведенных исследований. В заключительной части данного раздела изложены дискуссионные проблемы герцинской геодинамики Припятского прогиба и представления авторов монографии по этим проблемам.

Авторы выражают признательность Нине Вениаминовне Аксаментовой и Николаю Дмитриевичу Михайлову за обсуждение отдельных аспектов платформенного магматизма, а также Людмиле Петровне Чистой – за большую техническую помощь при проведении исследований и подготовке рукописи к изданию.

Работа выполнена при поддержке Белорусского республиканского фонда фундаментальных исследований (проект № X11-001).

### 1.1. Эволюционный ряд палеорифтовых бассейнов запада Восточно-Европейской платформы

В платформенном чехле западной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) палеорифтовые структуры контролируют размещение наиболее важных видов минерального сырья, поэтому изучение проблем рифтообразования имеет большое теоретическое и прикладное значение. Рифтогенные обстановки растяжения в регионе проявились в мезо- и неопротерозое (Волыно-Оршанский палеопрогиб) и в это же время – вдоль современного юго-западного края ВЕП, где раскрытию моря Торнквиста предшествовало формирование протяженного Галицийско-Белостокского рифта [15]. В позднем венде – раннем палеозое прилегающие к морю Торнквиста участки ВЕП были втянуты в погружение и здесь образовалась пассивная окраина континента, включая Балтийско-Приднестровскую зону перикратонных опусканий, к которой принадлежат Балтийская синеклиза, Подляско-Брестская и Волынская впадины. Позднедевонско-среднекаменноугольный (герцинский, или варисцийский) рифтогенез обусловил формирование Припятского рифта. Наконец, в новейшее время (квартер) с начальной стадией рифтогенеза связывают образование систем грабенов и депрессий бассейна Восточной Балтики [170].

Своеобразные структуры проторифтового типа, по-видимому, развивались на западе ВЕП во время «кратонизации» платформы на раннерифейском квазиплатформенном (протоплатформенном) этапе, который предшествовал средне- и позднерифейскому рифтогенезу в Волыно-Оршанской зоне. Нижняя часть квазиплатформенного комплекса сложена терригенными и вулканогенными толщами мощностью 1–3 км (вепсий, субиотний и их аналоги), а верхняя часть представлена в основном кварцито-песчаниками, сланцами и эффузивами мощностью до 1–2 км (иотний, овручская, бобруйская серия и их аналоги). На квазиплатформенном этапе формировались небольшие интрузивные и дайковые структуры от основного до кислого состава, грабен-синклинали типа Овручской и грабенообразные мульды типа Бобруйской, выполненные лавовыми покровами в диапазоне от диабазов до трахиандезитовых порфиритов и кварцевых порфиров, а также слабо метаморфизованными породами [68].

Таким образом, квазиплатформенная кора была пронизана интрузиями и дайками, а в ее верхней части развивались грабенообразные синклинали и мульды. Строение и состав квазиплатформенного комплекса отражает условия формирования как проторифтовых структур растяжения, так и специфических реидных (от *reo* – течь) деформаций. Последние, по определению М. Г. Леонова [132], приводят к преимущественному вертикальному перемещению материала в пространстве (интрузиям, протрузиям), которое вызывает компенсирующее горизонтальное перемещение горных масс. Возможно, в западной части ВЕП часть грабенообразных синклиналей и мульд раннего рифея формировались как компенсационные отрицательные структуры.

Большинство палеорифтов ВЕП погребены под сформировавшимися над ними синеклизами. Континентальным рифтам принадлежала важнейшая роль в структурообразовании и минерагегенезе, они служили своеобразными центрами внутриплитной геодинамики. Эволюция рифтогенных обстановок в пределах ВЕП, как и на других древних платформах, была обусловлена глобальными и региональными процессами.

**Волыно-Оршанский палеорифт.** Ранние палеорифты ВЕП, формировавшиеся главным образом в среднем и позднем рифее и начале раннего венда, представляют собой разветвленную сеть грабенов и грабенообразных прогибов. Центральное место среди них занимает Волыно-Среднерусская система прогибов, которая состоит из расположенных в пределах Беларуси и Украины

Волыно-Оршанского палеопрогиба, Среднерусского авлакогена и Яренской впадины. Кроме магистральной Волыно-Среднерусской системы прогибов, выделяется еще несколько ранних авлакогенов и грабенообразных прогибов. Широкомасштабный рифтогенез в среднем и позднем рифее и начале раннего венда происходил преимущественно в условиях заложения, развития и распада суперконтинента Родиния. В позднем рифее в результате раскола Родинии формирование разветвленной сети рифтов ВЕП достигло своего максимума; наиболее крупные из них заложены в основных сутурных зонах фундамента.

В пределах Среднерусского авлакогена развиты преимущественно грабены, а в зоне Волыно-Оршанского палеопрогиба от постранивендской тектонической переработки сохранилась лишь Оршанская впадина. Волыно-Оршанский палеопрогиб протяженностью около 700 км обособлен по характеру распространения катаплатформенных дальсландского (среднерифейского) и нижнебайкальского (верхнерифейско-нижневендского) структурных комплексов. Рифтовая (авлакогеновая) природа всей системы раннеплатформенных структур Волыно-Среднерусской системы прогибов по существу была обоснована М. В. Муратовым, М. Ф. Микуновым, Е. С. Черновой [160].

Волыно-Оршанский палеопрогиб формировался на протяжении среднего рифея – раннего венда как межглыбовая протяженная отрицательная структура в условиях относительно невысоких вертикальных скоростей и горизонтальных градиентов прогибания. Палеопрогиб выполнен преимущественно терригенными формациями, специфический набор которых в фанерозое не повторялся. Они принадлежали к катаплатформенному мегакомплексу, который был подразделен на 2 структурных комплекса: дальсландский (среднерифейский) и нижнебайкальский (верхнерифейско-нижневендский). В составе первого, обособляемого А. С. Махначом, Н. В. Веретенниковым, В. И. Шкуратовым [149] как шеровичская серия, преобладают терригенные красноцветные и пестроцветные преимущественно аркозовые песчано-гравелитовые, алевролитопесчаные, алевролитоглинистые толщи с переслаиванием вулканогенных (базальты, туфы). В нижнебайкальском комплексе, который вышеназванными исследователями выделяется как белорусская серия [68], обособляют пинскую свиту (преимущественно красноцветные, изредка сероцветные терригенные породы олигомиктового, мезомиктового состава, изредка кварцевые) и перекрывающую ее оршанскую свиту, представленную красноцветными кварцевыми песчаниками. Завершают разрез нижнебайкальского комплекса терригенно-карбонатные отложения лапичской свиты и покровно-ледниковая красноцветная формация нижнего венда. Мощность пинской свиты увеличивается от нескольких десятков метров в южной части Оршанской впадины до 800 м и более на Волыни, где палеопрогиб открывался в сторону Карпатско-Галицийской области западного Прото-Тетиса. Максимальная мощность оршанской свиты, как отмечают А. С. Махнач, Н. В. Веретенников, В. И. Шкуратов, составляет 428–620 м и приурочена к осевой части одноименной впадины по линии Могилев – Орша – Лиозно – Рудня.

Оршанская впадина, в отличие от остальной части Волыно-Оршанского палеопрогиба, обособляется как крупная отрицательная структура по поверхностям фундамента и среднерифейско-нижневендского (нижнебайкальского) комплекса. Структура вышележащих вендских (волынская и валдайская серии) и палеозойских комплексов отражает собой центриклинальную часть Московской синеклизы. Поверхность фундамента Оршанской впадины с перепадом абсолютных отметок от –0,9 до –1,9 км характеризует отрицательную реликтовую структуру рифейского заложения. Центральн-Оршанский горст, ограниченный разломами, подразделяет впадину на Витебскую и Могилевскую мульды [20].

Проведенные в последние годы региональные сейсмические исследования МОГТ по меридиональному профилю Чериков – Усвяты позволили существенно уточнить представление о строении Оршанской впадины [174, 199]: глубине залегания поверхности фундамента, роли разрывных нарушений и их количестве. Установлено, что разломы представлены согласными и несогласными сбросами, возможно, частично сдвиго-сбросами с вертикальной амплитудой по поверхности фундамента от первых десятков до 560 м (Смоленский разлом). Уровень проникновения разломов в осадочный чехол отражает в основном раннебайкальское (средний рифей – ранний венд) время их развития. На профиле Чериков – Усвяты только один разлом проникает в более молодые плитные образования верхнего венда. Это наиболее высокоамплитудный Смо-

ленский разлом, пересекающий большую часть валдайских отложений, что может свидетельствовать о продолжавшихся или частично возобновлявшихся процессах разломообразования в волыньское и валдайское время на отдельных участках территории Оршанской впадины, когда на нее уже был наложен склон Московской синеклизы.

По данным сейсморазведки и анализа результатов грави- и магнитных исследований, разломы Оршанской впадины имеют субширотное и субмеридиональное простирание [194, рис. 12]. Местоположение некоторых разломов, выявленных на региональном сейсмопрофиле Чериков – Усвяты, фрагментарно совпадает с трассами древних доплатформенных разломов. Северо-восточное и субширотное простирание разломов дальсландского и раннебайкальского этапов Оршанской впадины, рассекающих в большинстве своем отложения шеровичской и белорусской серии, возможно, является следствием наследования раннепротерозойских структур Осницко-Микашевичского вулcano-плутонического пояса. Пространственное положение и простирание всего Волыно-Оршанского палеопроггиба контролируется Минским, Стоходско-Могилевским, Пержанско-Симоновичским и Владимир-Волыньским доплатформенными разломами.

Отрицательные движения шеровичского времени, происходившие на ограниченной площади (район скважин Рогачев, Вильчицы, Орша 2, Рудня) сформировали относительно глубокую Пра-Оршанскую впадину. На этой стадии активно формировались сбросы, отражающие напряжения растяжения. Вероятно, в это время Пра-Оршанская впадина представляла собой южное центриклинальное замыкание Среднерусского авлакогена, т. е. развивалась как рифтовая структура. В пинское время область седиментации существенно расширилась, и наряду с развитием Оршанской впадины сформировалась Волыньская впадина, которые образовали единый прогиб, открытый в сторону западного Прото-Тетиса. Определелись основные контуры палеопроггиба. К концу пинского времени общая амплитуда прогибания Оршанской впадины составила около 400 м, а Волыньской – от 400 до 800 м и более, увеличиваясь в юго-западном направлении.

В оршанское время одноименная впадина испытывала невысокие скорости прогибания с общей амплитудой от 30 до 90 м на прибортовых участках, увеличивающейся в северо-восточном направлении до 330–620 м в приосевой зоне. Высокая структурная зрелость кварцевых песчаников оршанской серии свидетельствует о пологом, неконтрастном рельефе затопленных участков суши и длительной обработке обломочного материала в бассейне седиментации [178]. Наряду с уменьшением скорости прогибания это может отражать позднюю стадию рифтового развития северо-восточной части Волыно-Оршанского прогиба, которая завершилась к концу лапичского времени. В вильчанское время раннего венда, с которым связано накопление покровно-ледниковой формации, крупные ледниковые языки, двигавшиеся по Волыно-Оршанскому (уже частично погребенному) прогибу, «запечатала» эту древнюю палеорифтовую структуру. Площадь распространения вильчанской покровно-ледниковой формации «вписывается» в контур распространения подстилающих средне- и верхнерифейских отложений и на западе подходит к Минскому разлому. Это говорит о том, что тектоническая позиция покровно-ледниковой формации в общем соответствует Волыно-Оршанскому палеопроггибу. Палеотектонический анализ показал, что к предволыньскому времени раннего венда амплитуда погружения фундамента достигла 800 м и более, а в приосевой зоне Оршанской палеовпадины – от 800 до 1000 м.

В последнее время Н. П. Чамов с соавторами предложили новую концепцию формирования Оршанской впадины [241]. На стадии формирования красноцветных отложений аркозового состава шеровичской серии они рассматривают Оршанскую впадину в составе Среднерусского авлакогена. Согласно этим взглядам, рифтовое развитие Оршанской впадины охватило только шеровичское время. Красноцветные породы кварцевого состава белорусской серии, в отличие от белорусских геологов, Н. П. Чамов с соавторами определяют как образования верхней части рифея  $R_3^4$  и считают, что накопление отложений белорусской серии происходило уже в условиях наложенной мультисубпараллельной структуры.

В заключение следует отметить, что развитие Волыно-Оршанского палеорифтового прогиба, в отличие от Среднерусского авлакогена, происходило в условиях замедленного растяжения на протяжении около 500 млн лет. При этом скорость и амплитуда растяжения и прогибания существенно изменялись как во времени, так и по простиранию рассматриваемой 700-километровой

палеоструктуры. Отмеченные показатели были более низкими по сравнению с фанерозойскими рифтами, в том числе с Припятским рифтом. В Оршанской палеовпадине процессы рифтогенеза наиболее активно проявились в шеровичское время и менее активно – на этапе формирования формаций белорусской серии, особенно оршанской свиты. Проблема хронологической продолжительности и времени завершения рифтогенеза в Оршанской впадине и в целом в Волыно-Оршанском палеопрогибе требует дальнейшего изучения.

**Галицийско-Белостокский палеорифт.** Обстановки рифтогенеза проявились в мезо-неопротерозое (самый конец среднего рифея – поздний рифей – венд) при формировании юго-западной границы ВЕП. Здесь субпараллельно зоне Тейссейра – Торнквиста (ТТ) от Мазурского выступа (г. Белосток, Польша) до г. Котовска (Молдова) простирается волынская трапповая серия (трапповое плато), мощность которой составляет около 600 м, протяженность – 770 км, ширина – 150–200 км.

Согласно данным А. С. Махнача и Н. В. Веретенникова [148], вулканиты основного состава (базальты) преобладают в нижней части серии, а породы среднего и кислого состава (андезиты, дациты, риолиты) – в верхней части северной периферии трапповой области. В ее южной части выделен гипабиссальный комплекс габбро-долеритов, а также дайки пикритовых долеритов. Установлено, что формирование пород волинской трапповой серии было связано преимущественно с трещинными излияниями, приуроченными к разломам северо-восточного простирания. При этом центры вулканических извержений постепенно мигрировали в северо-западном направлении и поле развития основных (базальтовых) образований постепенно расширялось. Наряду с вулканами трещинного типа в регионе, по-видимому, существовали и вулканы центрального типа. Состав, тектоническая позиция и омоложение пород волинской серии с юго-востока на северо-запад, вероятнее всего, отражают проградацию процессов рифтогенеза от позднерифейской Карпатско-Галицийской области западного Прото-Тетиса, в пределах которой, согласно В. Е. Хаину, происходил спрединг земной коры в позднем рифее – начале кембрия [238].

Состав волинской трапповой серии в западной части ВЕП и ее положение в разрезе платформенного чехла соответствуют модели формирования континентальных рифтов, которые испытали спрединг земной коры и раздвижение бортов этих рифтов. Можно полагать, что волынское трапповое плато маркирует восточное плечо Галицийско-Белостокского палеорифта, полуграбен которого глубоко погребен под мощными аккумулятивными образованиями кембрийско-раннедевонской (каледонской) пассивной окраины ВЕП, включая Балтийско-Приднестровскую зону перикратонных опусканий [3].

На основании недавно проведенного изучения геохимии пород трапповой формации волинской серии Беларуси О. Ф. Кузьменкова [128] пришла к выводу о генетической связи вендских базальтовых магм региона, контролируемых мантийными плюмами, с геодинамическими условиями внутриплитных океанических островов и плато. Допуская возможную связь ранневендского магматизма с мантийными плюмами, считаем, что их проявлению предшествовала первая (начальная) фаза формирования Галицийско-Белостокского рифта. Возможно, она началась в конце среднего рифея и проявилась в позднем рифее, когда в Карпатско-Галицийской области западного Прото-Тетиса, как уже отмечалось выше, происходил спрединг земной коры. Эта система вместе с Волыно-Оршанским и Среднерусским авлакогенами образовала тройное сочленение палеорифтов, из которых последние представляли тупиковую ветвь (не достигнув стадии спрединга, она слепо заканчивалась в теле ВЕП). Региональная кинематика крупных блоков земной коры обусловила пассивный механизм первой фазы формирования Галицийско-Белостокского рифта. Это повлекло за собой формирование плюмов (мантийных диапиров), способствовавших дальнейшему разрастанию (проградации) рифтовой системы к северо-западу. Магматические породы ранневендской волинской серии, по оценке белорусских и украинских геологов (Н. В. Веретенников, О. Ф. Кузьменкова, В. Л. Приходько и др.), перспективны для поисков медных руд, кремнесиликатного сырья, цеолитов [128; 129].

В конце позднего венда – начале кембрия в обстановке раскрытия Прото-Атлантики (океан Япетус) и завершения еще в венде процессов рифтогенеза в зоне Галицийско-Белостокского рифта (или его восточного борта) начала обособляться Балтийско-Приднестровская зона перикратонных опусканий – пассивная континентальная окраина [64; 95]. Палеоокеан Япетус и ортогонально



сочленяющийся с ним вдоль трансформного разлома или высокоамплитудного сдвига резко вытянутый в юго-восточном направлении (в современных координатах) залив – море Торнквиста – продолжали расширяться и углубляться в ордовике и почти до конца силура. Палеоокеан Япелтус, примыкавший к Балтийскому щиту, оказывал опосредованное влияние на развитие пассивной окраины вследствие повышения уровня моря Торнквиста, что способствовало развитию трансгрессий на юго-западную окраину ВЕП. На эту же территорию со стороны моря Торнквиста распространялись напряжения растяжения вдоль осей северо-восточного и субширотного направлений, которые определили заложение и тектоническую позицию отрицательных структур типа крупных структурных заливов – Балтийской синеклизы, Подляско-Брестской и Волынской впадин, Кишиневского прогиба. Они были разделены выступами, имевшими вид крупных структурных носов.

**Припятский палеорифт.** Это самый западный и хорошо изученный сегмент субширотного Припятско-Донецкого герцинского (варисцийского) авлакогена с характерными типологическими чертами рифтовых структур. Основная часть разреза мощностью до 6 км представлена девонскими и каменноугольными отложениями, которые в центральной и западной частях прогиба перекрывают терригенные осадочные комплексы рифея и венда. В разрезе девонских отложений выделяются две мощные галогенные толщи франского и фаменского возраста, синрифтовые проявления щелочно-ультраосновного – щелочно-базальтоидного магматизма, а в зоне северного обрамления палеорифта – трубки взрыва. В формировании современной структуры поверхности фундамента и нижней части платформенного чехла ведущую роль играли синрифтовые разломы с вертикальной амплитудой до 2–3 км.

Высокая степень изученности герцинского Припятского палеорифта позволяет на его примере показать влияние геодинамических факторов на условия формирования этого типа структур и связь с ними полезных ископаемых. Следует отметить, что авторы понимают процесс рифтообразования не в узком смысле – как формирование рифтовой долины, а в более широком смысле, обособляя в жизни рифта 3 фазы – раннюю (позднефранское (речицко-евлановское) время), главную (позднефранско-фаменское время) и позднюю (ранне- и среднекаменноугольная эпохи). Главный фактор рифтообразования в Припятской зоне обусловлен преимущественно односторонним растяжением земной коры в соответствии с пассивной моделью рифтогенеза [66; 194; 216]. На процессы рифтообразования воздействовали синрифтовый срыв (детачмент), геотермическая эволюция земной коры, динамические напряжения со стороны юго-западного обрамления платформы – мобильных поясов зоны ТТ и Карпатского сегмента Палео-Тетиса.

С синрифтовыми осадочными комплексами Припятского бассейна связаны месторождения нефти, калийных солей, углей, горючих сланцев, давсонита, а с влиянием рифтогенеза на сопредельной территории – формирование перспективных на алмазы трубок взрыва [70; 189]. На примере Припятского палеорифтового прогиба можно продемонстрировать тесную генетическую связь выявленных полезных ископаемых с глубинным строением и синрифтовой геодинамикой. Решающими факторами, способствовавшими образованию углеводородов, залежей химического сырья, выступали высокие скорости осадконакопления, повышенная проницаемость земной коры в зонах высокоамплитудного разломообразования, высокий тепловой поток, значительная глубина погружения осадочных комплексов, проявление мощного щелочно-ультраосновного и щелочно-базальтоидного магматизма.

Подробно все аспекты эволюции Припятского палеорифта освещены в соответствующих разделах настоящей монографии.

**Восточно-Балтийская система грабенов.** Выделение новейших (верхнеолигоценчетвертичных) структур рифтового генезиса в пределах запада ВЕП и всей Центральной Европы произведено с учетом распределения суммарных амплитуд вертикальных неотектонических движений и других геолого-геофизических данных [103].

Предполагается, что котловины Восточной Балтики, Финского и Ботнического заливов в совокупности представляют собой закладывающуюся рифтовую систему [104]. Данный вывод подтверждается рядом различных признаков. Названные структуры – это глубокие впадины

в рельефе дна, с которыми связаны максимальные амплитуды неотектонических прогибаний. Они имеют форму узких линейно вытянутых структур грабенового типа. Гольштейн-голоценовые прогибания достигают здесь наибольших величин (150–200 м). Новейшая разломная сеть ограничивает и отчетливо вырисовывает эти грабенообразные структуры. Внутри заливов на юге Восточной Балтики разломы маркируют ряд блоковых линейных структур типа горстов (Центрально-Готландское поднятие) и грабенов (Западно- и Восточно-Готландский грабены). К крайним ограничениям грабенов приурочена повышенная сейсмичность. Эти особенности наиболее четко видны на примере Ботнического залива, который расположен в зоне максимальных значений послеледниковых современных вертикальных движений. Его побережье отличается высокой сейсмичностью, что связано с приуроченностью эпицентров к зонам разрывных нарушений, протягивающихся вдоль залива. Локальные положительные аномалии теплового потока зафиксированы во внутренних частях моря (район острова Готланд, Куршский, Финский заливы и др.). В Готландско-Ботнической зоне грабенов отмечается сокращение мощности земной коры, причем разница в глубине залегания поверхности М достигает 10–15 км. Финская зона грабенов не ограничивается Финским заливом, а, скорее всего, протягивается далее на востоко-северо-восток и включает прогибы Ладожского и Онежского озер и Белого моря. В целом Готландско-Ботническая и Финская зоны грабенов образуют формирующуюся в новейший этап развития Восточно-Балтийскую рифтовую систему, которая соответствует типу «тройного сочленения».

**Сравнительный анализ** геодинамических особенностей формирования рифтовых структур западной части ВЕП показывает, что они имели существенные различия. Для средне-позднерифейского Вольно-Оршанского рифта в общем были характерны низкие, неравномерные по времени скорости вертикальных движений, слабоконтрастный рельеф, ограниченный магматизм. Позднерифейско-ранневендский Галицийско-Белостокский рифт, выраженный в современной структуре платформенного чехла протяженным плато базальтов, проградировал в северо-западном направлении от зоны спрединга Карпатско-Галицийской области западного Прото-Тетиса. Заложено несколько позднее, в позднем венде – раннем кембрии, море Торнквиста простиралось с северо-запада на юго-восток в направлении к Галицийско-Белостокскому рифту ортогонально по отношению к оси спрединга океана Япетус. Возможно, в первоначальном виде море Торнквиста было приурочено к трансформному разлому или высокоамплитудному сдвигу. *Позднедевонско-среднекаменноугольный (герцинский) Припятский прогиб является тектонотипом внутриплатформенных палеорифтов.* Осадочный чехол мощностью до 6 км включает галогенные, карбонатные, щелочно-основную – щелочно-базальтоидную формации, характерные для главной фазы рифтогенеза. До- и синрифтовые отложения дислоцированы (снизу вверх) в блоковые, блоково-пликативные и пликративные структуры, в формировании которых ведущую роль играли синрифтовые листрические разломы. Главный фактор рифтообразования в Припятской зоне обусловлен преимущественно односторонним растяжением земной коры. Импульсные высокоскоростные опускания Припятского прогиба в главную фазу рифтогенеза предопределили и факторы синрифтового минерагенеза. Формирующуюся в настоящее время Восточно-Балтийскую рифтовую систему представляют котловины Восточной Балтики, Финского и Ботнического заливов.

## **1.2. Припятский прогиб: структурные подразделения, особенности пред- и синрифтовых структур**

Припятский прогиб – это западный сегмент Припятско-Донецкого авлакогена, расположенного в пределах древней Восточно-Европейской платформы и входящего в более протяженную систему Сарматско-Туранского линеамента [17; 224; 227]. Прогиб находится между периклиналями Белорусской, Воронежской антеклиз и Жлобинской седловиной на севере и Украинским щитом на юге. На западе Полеская седловина отделяет Припятский прогиб от Подляско-Брестской впадины, а на востоке Брагинско-Лоевская седловина – от Днепровско-Донецкого прогиба (рис. 1.1). Длина прогиба достигает 280 км, ширина – 140–180 км. Здесь выявлено 77 месторождений нефти. Нефтяные залежи приурочены к средне-верхнедевонским карбонатным и терригенным отложениям, а также к верхнепротерозойским образованиям. Добыча нефти с 1990 г. составляет около 2 усл. ед. в год.

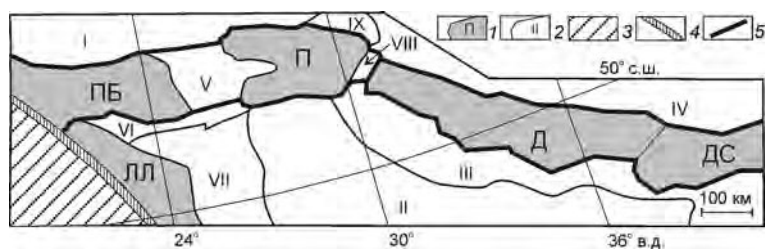


Рис. 1.1. Схема тектонического районирования юго-запада Восточно-Европейского кратона. Структуры юго-запада Восточно-Европейского кратона: I – палеозойские осадочные бассейны (ПБ – Подляско-Брестская впадина; П – Припятский прогиб; Д – Днепровский прогиб; ДС – Донецкий прогиб (современное Донецкое складчатое сооружение); ЛЛ – Львовско-Люблинский прогиб); 2 – прочие тектонические элементы (I – Белорусская антеклиз; II – Украинский щит; III – склон Украинского щита; IV – склон Воронежской антеклизы; V – Полесская седловина; VI – Луковско-Ратновский горст; VII – Вольнская моноклираль; VIII – Брагинско-Лоевская седловина; IX – Северо-Припятское плечо); 3 – Среднеевропейская плита; 4 – зона ТТ; 5 – система разломов, ограничивающих Сарматско-Туранский линеамент

Припятский прогиб состоит из четко выраженного крупного грабена и Северо-Припятского плеча. Южно-Припятское плечо принадлежит уже Украинскому щиту, от которого прогиб отделен Южно-Припятским краевым разломом, представляющим собой зону сбросов общей амплитудой по поверхности фундамента до 2–6 км. Северной границей прогиба на западе и грабена на востоке является Северо-Припятский краевой разлом, состоящий из серии кулисообразно подставляющих друг друга разрывов типа сбросов с суммарной амплитудой до 2–4 км. На востоке северной границей Припятского прогиба служат Жлобинский и Малиновско-Глазовский разломы, отделяющие Северо-Припятское плечо от Жлобинской седловины.

Мощность осадочного чехла достигает 6 км. Основную часть разреза составляют девонские и каменноугольные отложения, которые на западе прогиба перекрывают терригенные осадочные комплексы верхнего протерозоя (рифей и венда). Нефтеносные, преимущественно карбонатные, отложения девона разделены и перекрываются двумя мощными галогенными толщами.

О тектонике палеорифта можно судить по строению ряда маркирующих горизонтов: поверхностей фундамента, подсолевых отложений, межсолевой толщи, верхнесоленосной толщи и некоторых других, расположенных в вышележащих частях разреза. Внутри прогиба по поверхностям фундамента, подсолевых и межсолевых отложений выделена система тектонических ступеней и приосевых выступов, разделенных субширотными разломами, наклоненными к его оси. Последние контролируют размещение зон приразломных поднятий и валов, представляющих собой промышленные и потенциальные зоны нефтенакопления [224].

По материалам глубинного сейсмического зондирования [59; 226] была выделена Припятская область рифтогенеза. Она определяется как зона развития листрического раскалывания, охватывающего не только Припятский грабен, но и непосредственно примыкающие к нему районы Украинского щита и Белорусской антеклизы, которые образуют его плечи. Припятский грабен (собственно палеорифт в узком смысле) отделен Северо-Припятским и Южно-Припятским суперрегиональными разломами от расположенных к северу и югу плеч.

Северо-Припятское плечо включает полосу шириной 35–40 км, в пределах которой развиты дорифтовые рифейские, вендские, ниже- и среднедевонские, нижефранские и синрифтовые верхнефранские и нижефаменские межсолевые отложения, разбитые разломами на ступени и перекрытые породами триаса и юры. Поэтому Северо-Припятское плечо включается в состав Припятского прогиба.

Южно-Припятское плечо охватывает узкую, шириной около 40 км, зону Украинского щита и ограничено с юга краевым листрическим разломом, по которому не происходило заметного опускания блоков земной коры. Поэтому в пределах Южно-Припятского плеча нет синрифтовых отложений, четвертичные осадки залегают на породах фундамента и квазиплатформенного чехла Овручской грабен-синклинали. Южно-Припятское плечо не включается в состав Припятского прогиба.

**Строение фундамента.** Тектонические элементы кристаллического фундамента Припятского прогиба имеют субмеридиональное простирание. Здесь развиты следующие структуры (с запада на восток): Центрально-Белорусская зона, Осницко-Микашевичский вулcano-плутонический пояс, Брагинский гранулитовый массив [22; 68].

Центрально-Белорусская зона на территории прогиба образована гранито-гнейсовым комплексом и проходит в самой западной части Старобинской центриклинали прогиба.

Осницко-Микашевичский вулcano-плутонический пояс сложен различными магматическими формациями: метагаббро-диабазовой (2,02 млрд лет), диорит-гранодиорит-гранитной (2,0–1,97 млрд лет), кварц-сиенит-гранитной (1,8–1,75 млрд лет). Пояс ограничен глубинными разломами докембрийского заложения: Стоходско-Могилевским на северо-западе и Суцано-Пержанским на юго-востоке [23].

На юго-востоке Припятского прогиба и в пределах Брагинско-Лоевской седловины расположен Брагинский гранулитовый массив.

**Структурные подразделения чехла.** В разрезе платформенного чехла Припятского прогиба развиты образования верхнего протерозоя (рифей, венд), палеозоя (девон, карбон, пермь), мезозоя (триас, юра, мел) и кайнозоя (палеоген, неоген, антропоген) общей мощностью до 6000 м. Они сложены различными по генезису и составу формациями, мощности которых варьируют от 50 до 3500 м [236].

Осадочный чехол Припятского прогиба расчленяется структурными и азимутальными несогласиями на несколько структурных комплексов: нижнебайкальский, верхнебайкальский, герцинский и киммерийско-альпийский.

*Нижнебайкальский структурный комплекс* (верхний рифей – нижний венд) сложен преимущественно терригенными красноцветными формациями. Он принадлежит Вольно-Оршанскому палеопрогибу северо-восточного простирания, унаследованного от тектонических элементов фундамента. Такие же направления были унаследованы и структурами позднебайкальского этапа (венд – балтийский ранний кембрий), также представленного терригенными формациями. С резким азимутальным несогласием на эти вещественно-структурные подразделения ложится герцинский комплекс.

*Герцинский структурный комплекс* слагает основную часть платформенного чехла и подразделяется на следующие этажи: эмско-среднефранский, верхнефранско-фаменский, ниже-среднекаменноугольный, нижнепермский и верхнепермско(?)–среднетриасовый.

Основные перерывы в осадконакоплении и стратиграфические несогласия приурочены к кровле отложений рифея, венда, семилукского горизонта верхнего девона, среднего карбона, нижней перми, триаса и юры. Структурные и азимутальные несогласия разделяют перечисленные структурные комплексы, этажи и подэтажи. Названия слагающих их основных формаций отражают состав пород. Возраст определяется ископаемой фауной и спорово-пыльцевыми комплексами.

Эмско-среднефранский этаж подразделен на подэтажи: эмско-нижнефранский и среднефранский, которые соответственно сложены преимущественно терригенными и карбонатными породами.

Верхнефранско-фаменский структурный этаж как доминирующий по мощности и сформировавшийся в сложных тектонических условиях рифтогенеза подразделяется на 4 подэтажа: речичко-евлановский, евлановско-петриковский, лебедянско-стрешинский и полесский. В этом этаже основной объем занимают две соленосные толщи: верхнефранская (и фациально замещающие ее на востоке вулканогенные образования) и среднефаменская.

Ниже-среднекаменноугольный структурный этаж с перерывом лежит на верхнедевонских отложениях и с резким стратиграфическим, эрозионным и угловым несогласием перекрыт нижнепермскими и мезозойскими отложениями. Отложения этажа распространены в пределах Припятского грабена и Брагинско-Лоевской седловины, при этом нижняя часть этажа наиболее широко развита в Туровской центриклинали, а верхняя – в северной части Брагинско-Лоевской седловины. На остальной территории они выполняют синклиналильные зоны и выклиниваются на склонах соляных валов в основном вследствие многочисленных размывов [68; 230].

В составе ниже-среднекаменноугольного этажа выделяются турнейско-нижневизейский, верхневизейско-серпуховский и среднекаменноугольный структурные подэтажи, в объеме которых присутствуют угленосные образования.

Нижнепермский структурный этаж развит в восточной части Брагинско-Лоевской седловины и спорадически в отдельных синклиналих зонах центральной части Припятского прогиба. Верхнепермско(?)–среднетриасовый структурный этаж распространен в Припятском прогибе, на Брагинско-Лоевской седловине и к северу от нее.

*Киммерийско-альпийский структурный комплекс* представлен верхнетриасово-антропогенными отложениями и образован типичными синеклизными ортократонными формациями относительно небольшой мощности с быстрой сменой парагенезов в вертикальном ряду и залеганием в виде плащеобразного слабодислоцированного покрова. В пределах всего региона комплекс подразделяется на верхнетриасово-миоценовый и плиоценово-антропогенный структурные этажи, разделенные предплиоценовым несогласием.

В практике геологоразведочных работ часто используются термины «подсолевая толща», «подсолевой дислокационный комплекс» (включает все доливенские образования верхнего протерозоя, среднего девона и большую часть франских отложений), «межсолевая толща», «межсолевой дислокационный комплекс» (отложения нижнего фамена) и «надсолевая толща», «надсолевой дислокационный комплекс» (верхний фамен-антропоген). Подробное описание формаций приведено в 1.3.2.

**Тектоника платформенного чехла.** Для Припятского прогиба характерно большое разнообразие структурных форм, причем они меняются снизу вверх по разрезу от одного структурного подразделения к другому. Поверхности фундамента и подсолевых отложений платформенного чехла присущи преимущественно блоковые структуры с элементами пликативных форм. Нижнесоленосные и межсолевые образования дислоцированы в блоково-пликативные структуры, а верхнесоленосные и надсолевые подразделения девона, карбона, перми, мезозоя и кайнозоя – в пликативные [224; 227].

В формировании современного структурного плана поверхности фундамента и нижней части платформенного чехла Припятского прогиба ведущую роль играли разрывные нарушения. Выделяются 2 основных типа разломов: платформенные (проникающие в чехол) и доплатформенные (погребенные, не проникающие в чехол). Некоторые из них сквозные, развивавшиеся как на доплатформенных, так и на платформенных этапах. *Платформенные разломы* палеорифта формировались главным образом в позднедевонское время на рифтовой стадии развития. По глубине проникновения разломы делятся на мантийные и коровые; по рангу ограничиваемых ими тектонических элементов – на суперрегиональные, региональные, субрегиональные и локальные; по структурно-морфологическим признакам – на листрические и плоскостные (планарные); по кинематическому типу – на согласные и несогласные сбросы и сдвиги; по степени соподчиненности – на основные и сопутствующие. Примечательной особенностью суперрегиональных разломов является то, что они образуют дивергентную двойную или тройную систему, состоящую из основного разлома и ему сопутствующих (спутников). Первый (основной) разлом обычно выполаживается с глубиной и доходит до поверхности М (Южно-Припятский) или нижней коры (Северо-Припятский), а сопутствующие разломы выклиниваются, как правило, в верхнекоровом слое. На разных фазах рифтогенеза движения по разломам могли происходить как одновременно, так и разновремененно.

Особенности строения основных по мощности подсолевого и межсолевого этажей Припятского грабена позволяют обособить Северный, Центральный и Южный структурные районы. Эти внеранговые тектонические элементы представляют собой крупные блоки земной коры, заключающие пространственно обособленные совокупности (парагенезы, ареалы) структур второго порядка – тектонические ступени, центриклинальные депрессии и др. (рис. 1.2). Центральный и Южный районы (зоны) применительно к платформенному чехлу обычно рассматривают как Внутренний грабен [226]. Следует иметь в виду, что эта глубинная структура была обособлена только в средних и нижних слоях консолидированной земной коры.

**Северная структурная зона** включает две ступени: Червонослободско-Малодушинскую и Речицко-Шатилковскую с северным падением поверхности фундамента и нижних (подсолевых) горизонтов платформенного чехла, разделенные Речицко-Вишанским субрегиональным разломом. Плоскости разломов наклонены на юг.

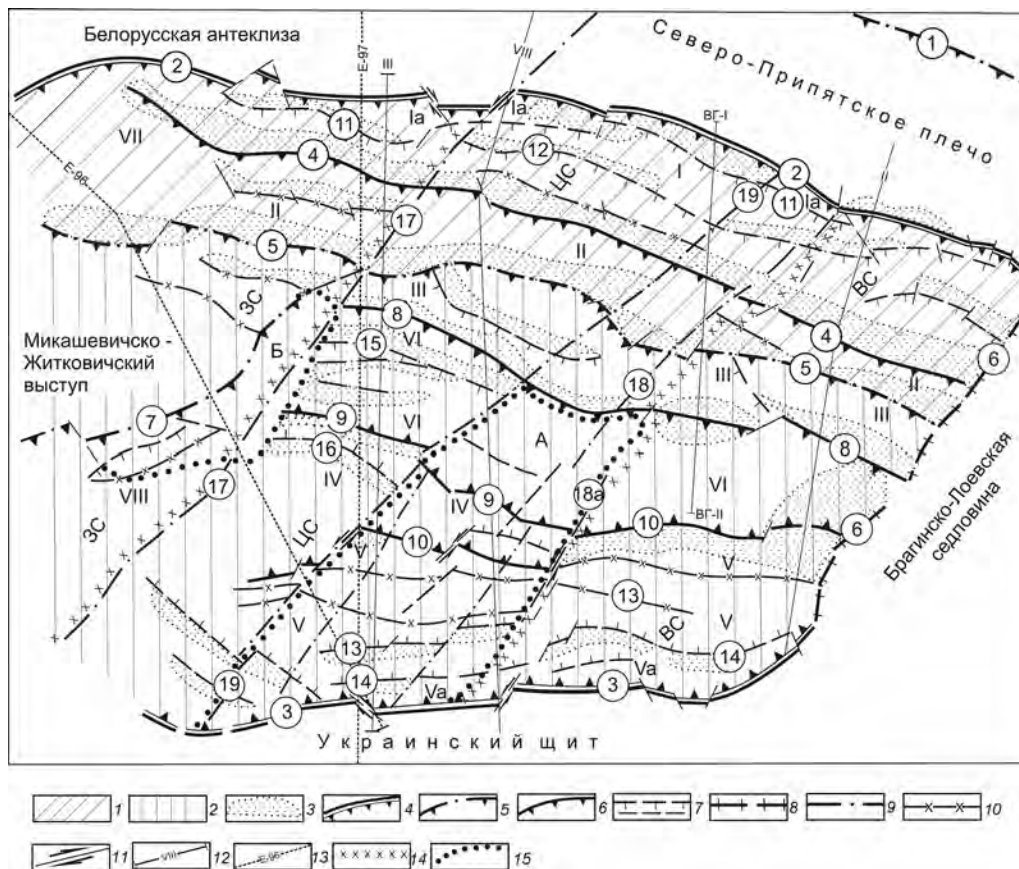


Рис. 1.2. Схема тектонического районирования поверхности фундамента и подсолевого структурного этажа Припятского прогиба (сост.: Р. Е. Айзберг, Р. Г. Гарецкий, С. В. Клушин, А. М. Синичка, З. Л. Познякевич [226] с доп. авторов): *продольные тектонические элементы*: 1 – Северная зона ступеней (структурный район), 2 – Внутренний грабен (Центральный и Южный структурные районы); структуры второго порядка: I – Речицко-Шатилковская, II – Червонослободско-Малодушинская, III – Заречинско-Великоборская, IV – Шестовичско-Сколодинская, V – Наровляно-Ельская тектонические ступени; VI – Петриковско-Хойникская зона осевых погруженных выступов и периклиналей; VII – Старобинская центриклинальная депрессия; VIII – Туровская центриклинальная депрессия; 3 – структуры третьего порядка – зоны линейных приразломных поднятий; *внепорядковые структуры*: Ia – Северная зона бортовых уступов, Va – Южная зона бортовых уступов. *Поперечные тектонические элементы*: ЗС – Западный сегмент, ЦС – Центральный сегмент, ВС – Восточный сегмент; зоны мозаичных поднятий: А – Дубровско-Валавская, Б – Примикашевичская. *Разломы*: 4 – суперрегиональные, 5 – региональные, 6 – субрегиональные, 7 – прочие, 8 – глубокий разлом, ограничивающий Припятский грабен на востоке; 9 – разломы доплатформенные, отражающиеся флексурно-разломными зонами чехла и ограничивающие поперечные сегменты и структуры; кинематические типы разломов: 10 – согласные сбросы, 11 – сдвиги. *Прочие обозначения*: линии региональных сейсмических профилей: 12 – ГСЗ-МОГТ, 13 – ГСЗ-Евробридж; условные границы: 14 – поперечных сегментов, 15 – поперечных зон мозаичных поднятий Припятского прогиба. *Название разломов* (цифры в кружках): 1 – Жлобинский; 2 – Северо-Припятский; 3 – Южно-Припятский; 4 – Речицко-Вишанский; 5 – Червонослободско-Малодушинский; 6 – Лоевский; 7 – Микашевичский; 8 – Азерецко-Великоборский; 9 – Шестовичско-Гостовский; 10 – Буйновичско-Наровлянский; 11 – Глуско-Березинский; 12 – Оземлинско-Первомайский; 13 – Дубровско-Ельский; 14 – Выступовичский; 15 – Копаткевичский; 16 – Сколодинский; 17 – Малыньско-Туровский; 18 – Первомайско-Заозерный; 18а – Первомайско-Заозерный сопутствующий; 19 – Пержанско-Симоновичский

Все протяженные разломы, в том числе Речицко-Вишанский, представляют собой линейную полосу разрывных дислокаций, включающую основные и сопутствующие разломы-спутники. Последние образуют сложные блоково-сдвиговые уступы и довольно широкие участки дробления (рис. 1.3).

Ступени вытянуты в субширотном направлении на 220–240 км при ширине 10–25 км. Поверхность фундамента образует моноклинали, погружающиеся на север и северо-восток от –2000 до –6000 м. Основные ступенеобразующие (Речицко-Вишанский и Червонослободско-Малодушинский) и сопутствующие им разломы-спутники контролируют размещение линейных зон приразломных поднятий.

# СОДЕРЖАНИЕ

<b>Введение</b> .....	3
<b>1. Тектоническая и формационная основа палеогеодинамических реконструкций</b> .....	5
1.1. Эволюционный ряд палеорифтовых бассейнов запада Восточно-Европейской платформы .....	5
1.2. Припятский прогиб: структурные подразделения, особенности пред- и синрифтовых структур .....	10
1.3. Индикационные показатели палеогеодинамических обстановок накопления платформенных формаций ...	18
1.3.1. Запад Восточно-Европейской платформы: типизация формаций чехла и индикационных показателей палеогеодинамических обстановок .....	18
1.3.2. Припятский прогиб: герцинский формационный ряд и особенности синрифтовых формаций .....	25
1.3.3. Магматическая формация Припятского прогиба – индикатор геодинамической обстановки внутриконтинентального рифтогенеза.....	29
1.4. Припятский прогиб – тектонотип палеорифтового бассейна.....	36
<b>2. Реконструкции синрифтовых геодинамических условий</b> .....	40
2.1. Эволюция региональной структуры чехла на пред- и синрифтовой стадиях .....	40
2.2. Динамические факторы начального проявления синрифтовых процессов .....	54
2.2.1. Структурированность земной коры на предрифтовой стадии .....	54
2.2.2. Проявление трансрегиональной сдвиговой тектоники: стартовый механизм рифтогенеза .....	56
2.3. Влияние глубинного синрифтового срыва (детачмента) на процессы рифтообразования .....	57
2.4. Глубинное строение земной коры по данным ГСЗ-МОГТ и сейсмических исследований по проекту «Евробридж» .....	59
2.5. Реконструкция синрифтовых напряжений.....	64
2.6. Синрифтовая геодинамика западного центриклинального замыкания рифтового грабена.....	70
2.7. Динамические признаки синрифтовых горизонтальных прямолинейных и вращательных движений... ..	72
2.8. Отражение листрической природы разломообразования в структуре синрифтовых отложений .....	83
2.9. Проявление механизма растяжения в процессе рифтообразования .....	88
<b>3. Корреляция герцинских геодинамических событий в Припятском и сопредельных бассейнах</b> .....	95
3.1. Особенности формирования сопряженных плечевых поднятий Припятского прогиба.....	95
3.2. Влияние окраинно-плитных напряжений на синрифтовую геодинамику Припятского прогиба .....	96
3.3. Герцинская геодинамика бассейнов запада Сарматско-Туранского линеамента: сравнительный анализ.....	101
<b>4. Нефтегазоносность Припятского палеорифтового бассейна в аспекте геотермической и геодинамической реконструкций</b> .....	112
4.1. Особенности синрифтовой и современной геотермической напряженности.....	112
4.2. Сопряженный анализ геодинамических процессов, разломо- и нефтеобразования .....	118
<b>5. Многофакторная модель рифтогенеза и дискуссионные проблемы герцинской геодинамики Припятского прогиба</b> .....	125
<b>Литература</b> .....	136