

ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.243 (571.1)

ДОЛГОЖИВУЩИЕ СТРУКТУРНЫЕ АНСАМБЛИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ. СТАТЬЯ 1. ТЕКТОНИКА ФУНДАМЕНТА

С.Ю. КОЛОДЯЖНЫЙ

*Геологический институт РАН
7, Пыжевский пер., г. Москва 119017, Россия
e-mail: kolod63@mail.ru*

Рассмотрены особенности тектоники архей-протерозойского фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Отмечено большое значение долгоживущих тектонических зон, которые формировались на протяжении всего палеопротерозоя в результате циклического повторения процессов рифтогенеза и сжатия с элементами сдвига. Они объединяют разноранговые структуры, часто совмещённые в пространстве: системы рифтов и коллизионные орогенные пояса, зоны транстенсии и транспрессии, а также структуры, связанные с тектоно-плитными процессами. Особую роль играют структурные ансамбли, имеющие нелинейный принцип организации: структуры вращения различного масштаба, концентрически замкнутые и спиралевидные сдвиги, дугообразные ороклины и горизонтальные протрузии. Система долгоживущих нарушений образует гигантскую вихревую структуру в масштабе всей ВЕП, закрученную по часовой стрелке. Её центр расположен в районе Верхневолжского геодинамического узла. Процессы вращения этой структуры объясняют многие особенности тектоники фундамента ВЕП.

Ключевые слова: внутриплитная тектоника; геодинамика; зона сдвига; рифтогенез; коллизия; кинематика; вихревая структура; Восточно-Европейская платформа.

**LONG-LIVED STRUCTURAL ENSEMBLES OF THE EAST EUROPEAN PLATFORM.
ARTICLE 1. THE BASEMENT TECTONICS**

S. Y. KOLODYAZHNY

*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences
7, Pyzhevsky street, Moscow 19017, Russia
e-mail: kolod63@mail.ru*

General features of the basement tectonics of the East European platform (EEP) have been considered. The important role of the long-lived Paleoproterozoic tectonic zones has been noted. They were formed due to the cyclic processes of rifting and compression combined with the strike-slip shearing. They include different structures often superimposed in space: systems of rifts and collisional orogenic belts, transtensional and transpressional zones, ensembles associated with tectonic-plate processes. A special role belongs to the non-linear structures: different scaled rotational structures, concentric and spiral shaped shears, the arcuate orocline belts and horizontal protrusions. Long-lived Proterozoic zones form a giant vortex structure twirled in a clockwise direction, the pole of which is located in the center of the Upper-Volga geodynamic node. The rotational processes of this giant structure can explain many tectonic features of the EEP development.

Key words: intraplate tectonics; geodynamics; shear zone; rifting; collision; kinematics; vortex structure; East European platform.

Многими исследователями отмечалась пространственная связь крупнейших разновозрастных структур Восточно-Европейской платформы (ВЕП): палеопротерозойских орогенных поясов и сутурных зон с рифейскими авлакогенами, которые в свою очередь контролируют позицию осевых частей платформенных синеклиз, инверсионных валов и тектонических нарушений плитного чехла [4—6, 8, 9, 13, 18, 21]. Эта особенность, предполагающая унаследованное и, возможно, динамическое преемственное развитие структур, имеет важные научно-прикладные следствия. Обнаружение рядов разновозрастных структур, совмещенных в пространстве, либо образующих единую вертикальную последовательность в разрезе всех этажей платформы, позволяет рассматривать такие сочетания в качестве долгоживущих тектонических форм. Разработка моделей эволюции разноранговых структур такого рода составляет важную фундаментальную задачу. Процессы многократной тектонической активизации долгоживущих структур могли играть важную роль в накоплении, последующей миграции и перераспределении полезных ископаемых, в частности, углеводородов.

Изучение долгоживущих структур ВЕП проводилось на основе комплексного анализа геолого-структурных и геофизических материалов, космоснимков и карт цифрового рельефа поверхности земли. Широко использовались опубликованные материалы, а также результаты многолетних (1993—2017 гг.) полевых исследований автора в пределах Балтийского щита, Воронежского выступа и Русской плиты. В итоге на общей географической основе был составлен пакет геолого-структурных карт, отражающих современное состояние исследований и характеризующих строение различных этажей ВЕП. Главными элементами пакета являются следующие карты: 1) тектоники докембрийского фундамента, 2) рельефа кровли фундамента и строения рифейских авлакогенов, 3) структурные карты различных горизонтов плитного чехла, 4) современной поверхности рельефа. Расположение данных картографических образов в единой вертикальной последовательности, соответствующей реальному строению ВЕП, позволяет рассматривать и сопоставлять особенности строения различных глубинных уровней платформы с помощью компьютерных технологий.

В серии статей будут рассмотрены особенности строения различных этажей ВЕП на основе анализа соответствующих структурных карт. При этом главное внимание будет уделено долгоживущим структурам, имеющим ключевую позицию в организации всего структурного ансамбля платформы.

Общие черты тектоники фундамента

До недавнего времени наибольшей популярностью пользовалась схема строения фундамента

ВЕП, составленная С.В. Богдановой, которая выделила три крупнейших сегмента древнего кратона: Фенноскандинавский, Сарматский и Волго-Уральский, разделённые сутурными зонами [18, 21]. Исследования последних лет позволили уточнить и детализировать эту схему на основе комплексных геолого-геофизических работ, результаты которых опубликованы в коллективной монографии [6]. По сравнению с этим первоисточником предлагаемая структурная схема упрощена и несколько переосмыслена в отношении геологической нагрузки, но дополнена структурной информацией, полученной в процессе полевых работ, дешифрирования карт магнитных и гравиметрических аномалий, а также анализа опубликованных материалов [1, 2, 5, 7, 10, 13, 16, 19, 21] (рис. 1).

В строении фундамента ВЕП преобладают крупные сегменты с корой архейского возраста (3,6—2,6 млрд лет), внутри которых обособлены массивы второго порядка (рис. 1). Карельский кратон и центральная часть Сарматии имеют архейское гранит-зеленокаменное основание. Волго-Уральский сегмент представляет собой ареал развития архейских гранулитогнейсов, в строении которого обособлены субизометричные овоиды, сложенные породами повышенной плотности и имеющие глубокие корни (на уровне мантии), а также обрамляющие их протяженные пояса, образующие складчато-надвиговые структуры верхней коры [1, 6]. Разноранговые архейские домены имеют клиновидные (Кольско-Мезенская, Волго-Уральская, Курский и Хопровский массивы Сарматии), либо овальные очертания (Карельский кратон). Они ограничены палеопротерозойскими (2,5—1,7 млрд лет) поясами различного состава и генезиса. Самым крупным из них является Лапландско-Беломорско-Среднерусский (ЛБС) палеорогенный пояс, огибающий Карельский кратон и образующий мегаструктурную дугу. Этот пояс охватывает обширные территории севера ВЕП и образует центриклинальное замыкание в центральной её части (рис. 1). Пояс, а также большинство других палеопротерозойских поясов различного ранга имеют радиальную ориентировку и при этом спиралевидно закручены по часовой стрелке, образуя гигантскую (в масштабе всей платформы) вихревую структуру (рис. 1). Эту особенность отмечали многие исследователи, но варианты отображения и интерпретации этой структуры были различны [4, 13, 15, 19]. Протерозойские пояса и вершины клиновидных архейских кратонов сходятся в центральной части ВЕП в пределах округлой области диаметром 350—400 км. Её центр расположен в районе г. Тверь в верховьях р. Волги, а периферия соответствует очертаниям центриклинального замыкания западной части ЛБС пояса. Этот геодинамический узел рассматривается в качестве Верхневолжской провинции, в основании

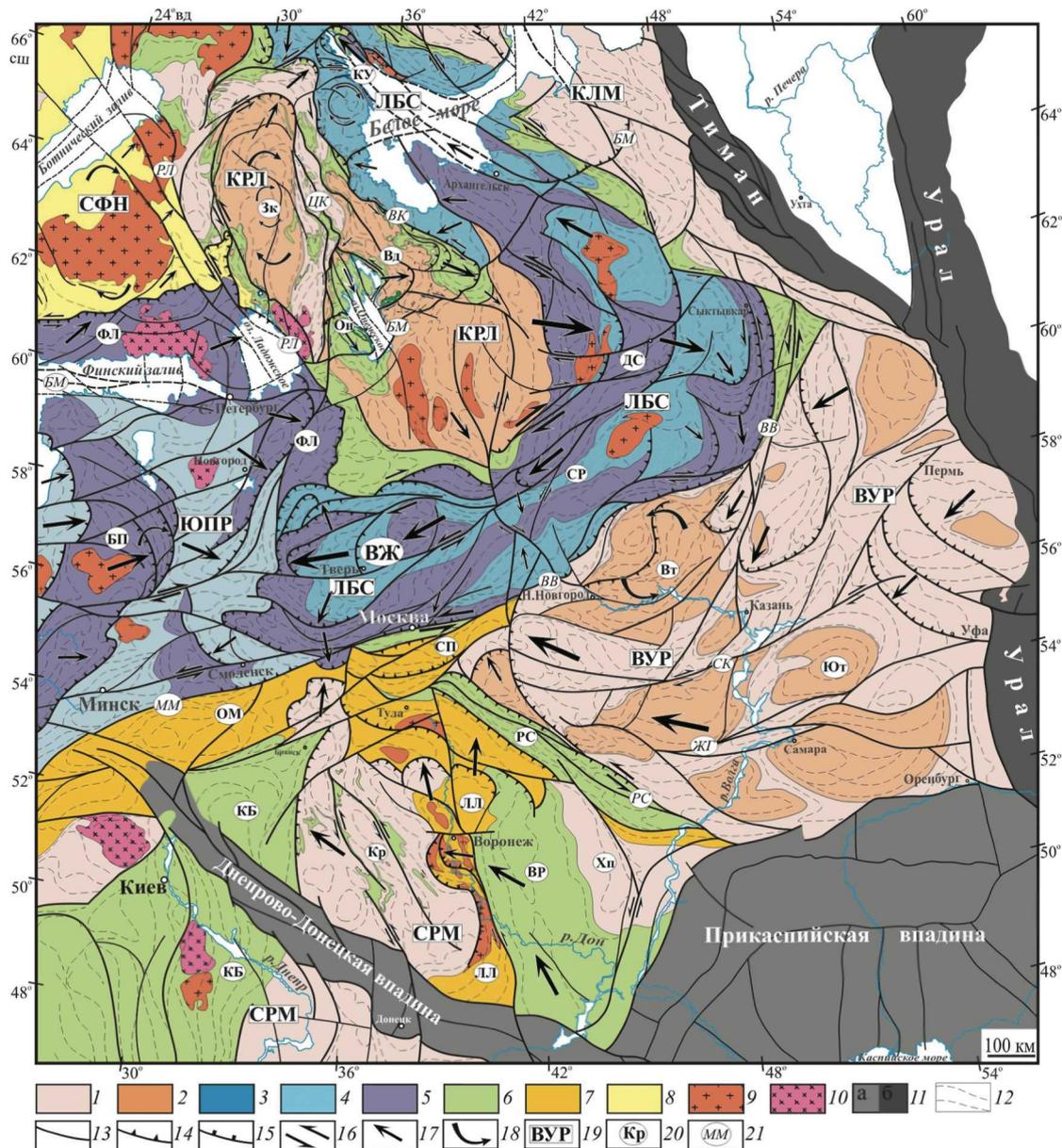


Рис. 1. Структурная схема фундамента Восточно-Европейской платформы (с использованием данных [1, 2, 5–7, 10, 13, 16, 19, 21]): 1–2 – архейские кратоны (1) и их внутренние массивы (2); 3–4 – интенсивно переработанные в протерозое гнейсы различного возраста; 5 – палеопротерозойские гранулиты; 6–9 – палеопротерозойские комплексы: 6 – вулканогенно-осадочные (рифтогенные и окраинно-континентальные), 7 – вулканоплутонические (активные окраины), 8 – вулканогенно-осадочные (островодужно-аккреционные), 9 – гранитоидные, 10 – граниты-рапакиви; 11 – фанерозойские впадины (а) и орогенные пояса (б); 12 – структурные линии; 13–15 – разрывы: 13 – преимущественно взбросовдвиги, 14 – взбросонадвиги, 15 – сбросы; 16–17 – направления свекофенских перемещений: 16 – сдвиговые, 17 – надвиговые, 18 – ротационные; 19–21 – названия структур: 19 – первого, 20 – второго порядков, 21 – долгоживущих зон сдвига; архейские кратоны: КРЛ – Карельский (массивы: Зк – Западно-Карельский, Вл – Волдозерский), ВУР – Волго-Уральский (овоиды: Вт – Ветлужский, Ют – Южно-Татарский); СРМ – Сарматский (массивы: Кр – Курский, Хп – Хопровский); КЛМ – Кольско-Мезенский; орогенные пояса: ЛБС – Лапландско-Беломорско-Среднерусский (сегменты: КУ – Колвицко-Умбинский, ДС – Двинско-Сухонский, СР – Среднерусский, ВЖ – Верхневолжский геодинамический узел), ЮПР – Южно-Прибалтийский (пояса: БП – Беларуско-Прибалтийский, ФЛ – Южно-Финско-Ладожский), СФН – Свекофеннский; палеопротерозойские пояса активных окраин: ОМ – Осницко-Микашевичский, СП – Серпуховский, ЛЛ – Липецко-Лосевский; палеопротерозойские рифтогенные и окраинно-континентальные пояса: РС – Рязано-Саратовский, ВР – Воронцовский, КБ – Криворожско-Брянский; долгоживущие зоны сдвига: ВВ – Владимир-Вятская, СК – Сурско-Камская, ЖГ – Жигулевская, РС – Рязано-Саратовская, ММ – Могилевско-Московская, РЛ – Раахе-Ладожская, ЦК – Центрально-Карельская, ВК – Восточно-Карельская, БМ – Балтийско-Мезенская

которой на глубинах 175–250 км моделируется высокоплотная аномалия [13]. Выделяемый Р.Г. Гарецким с соавторами Слободской геодинамический узел аналогичного типа в нашем понимании является частным элементом и соответствует западной окраине Верхневолжской структуры [4].

Палеопротерозойские рифтогенные комплексы

Палеопротерозойские образования в пределах архейских массивов представлены вулканогенно-осадочными рифтогенными комплексами и генетически связанными с ними интрузиями бимодального состава [6]. Проявления магматизма образуют вертикальную колонну разноглубинных образований (сверху вниз): вулканы и расслоенные интрузии мафит-ультрамафитов верхней коры, комплексы друзитов (метаморфизованные мафит-ультрамафиты) и чарнокитов средней и нижней коры, тела габбро-анортозитов, размещавшихся в нижней коре. Эти комплексы формировались во внутриконтинентальной обстановке рассеянного рифтогенеза в связи с развитием плюмов. Выделяются две стадии тектоно-магматической активности в начале и конце палеопротерозоя (2,53–2,42 и 2,1–1,95 млрд лет), каждая из которых завершалась метаморфизмом и складчатостью — раннего селецкого и позднего свекофеннского (1,9–1,8 млрд лет) этапов [6, 7].

В центральных частях Карельского и Курского кратонов вулканогенно-осадочные комплексы локализованы в сдвиговых зонах, кинематика которых во многом определила их современную структуру [7]. В раннем и позднем палеопротерозое зоны сдвига развивались на фоне рифтогенеза в условиях трансенсии и контролировали формирование присдвиговых депрессий типа пулл-апарт и клиновидных прогибов в сегментах виргации сдвигов. В селецкое, но главным образом в свекофеннское время, в результате кинематической инверсии и проявления транспрессии толщи протерозоя в зонах сдвига были смяты в кулисно расположенные синклинальные структуры, которые в плане имеют линейные, клиновидные и ромбовидные очертания (рис. 2). Эти «синформные сдвиги» в одних случаях имеют форму пальмового дерева, в других — асимметричную за счёт срезания разрывами одного из крыльев. Они осложнены разноранговыми диагональными, коническими и горизонтальными складками. Анализ мезоструктур указывает на сдвиговые, взбрососдвиговые и сдвигонадвиговые перемещения вдоль сдвиговых зон [7].

Вдоль границ крупнейших сегментов ВЕП континентальный рифтогенез локально и кратковременно сменялся спредингом и раскрытием микроокеанов, а в дальнейшем их конвергентным сжатием и коллизией. Сформировавшиеся при этом структуры рассматриваются в качестве сутурных

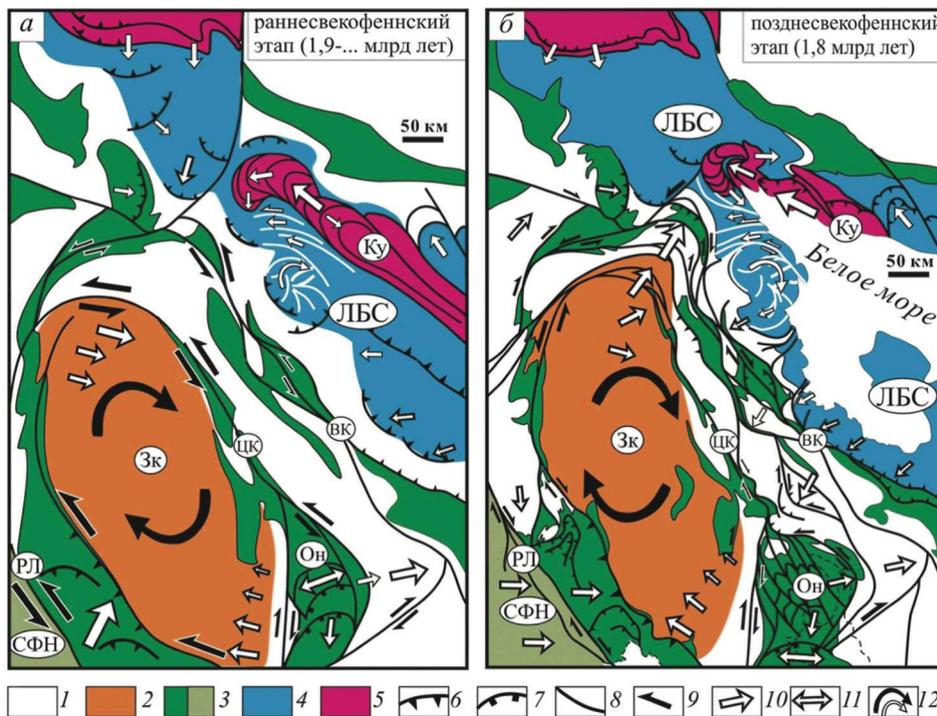


Рис. 2. Структурно-кинематическая модель эволюции северо-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое на ранне- (а) и позднесвекофеннской (б) стадиях (по [7]): 1 – 2 – архейские комплексы; 3 – палеопротерозойские вулканогенно-осадочные пояса; 4 – Лапландско-Беломорско-Среднерусский пояс; 5 – палеопротерозойские гранулиты; 6 – надвиги; 7 – сбросы; 8 – сдвиги; 9 – 11 – направления: 9 – сдвиговых, 10 – горизонтальных перемещений, 11 – растяжения, 12 – вращения; другие усл. обознач. на схемах см. рис.1.

зон, которые на сейсмических профилях МОВ ОГТ выражены пакетами отражений, образующими границы трансформных полого наклонных пластин [6]. Согласно другим интерпретациям, эти сейсмические отражения соответствуют архейским сутурам, либо зонам бластомилонитов, развитым вдоль долгоживущих детачментов [7].

Западно-Карельский массив почти по всему периметру обрамлен палеопротерозойским вулканогенно-осадочным поясом, вовлеченным в сдвиговые и сдвиго-надвиговые перемещения. На западе массива развита Раахе-Ладожская зона сдвига и её ответвления, на востоке — Центрально- и Восточно-Карельская, на севере — дугообразные смыкающие сегменты (рис. 2). Структурные данные [7, 12] показывают, что в палеопротерозое и преимущественно на ранней стадии свекофеннской коллизии вдоль всей этой циркумкарельской системы зон проявлялись единообразные левосдвиговые перемещения. Из этого следует, что Западно-Карельский массив испытывал вращение по часовой стрелке. Это вращение адаптировалось за счёт концентрических левосдвиговых смещений и процессов растяжения, локализованных к юго-востоку от массива, где в результате деструкции коры сформировалась Онежская депрессия и имело место проявление надплюмового магматизма (рис. 2) [7].

Во многом сходную структуру вращения образует сквозькоровый Ветлужский овоид в северо-западной части Волго-Уральского сегмента [1, 6] (рис. 1). Он имеет округлые дельтаобразные (δ) очертания, подчеркнутые гравитационной аномалией, и внутреннюю спиралевидную структуру типа «снежный ком», отображаемую полосовыми аномалиями локальной намагничённости (рис. 3). Спираль, видимо, образована сдвигонадвигами, закрученными против часовой стрелки и облегающими изометричный Уреньский блок. Предпола-

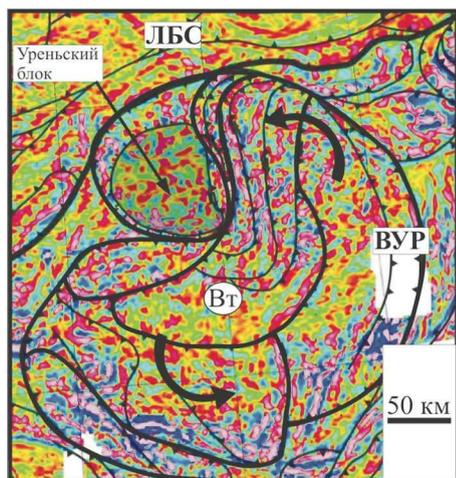


Рис. 3. Отображение Ветлужской спиралевидной структуры вращения в поле локальных аномалий намагничённости (с дополнениями [6]): усл. обознач. на схеме см. рис. 1.

гается, что вращение этой овоидной структуры было связано с винтообразным перемещением вещества архейского мантийного плюма высокого порядка [6].

Палеопротерозойские комплексы активных окраин

В пределах Сарматии Курский кратон обрамляется широким ореолом палеопротерозойских поясов, формировавшихся в различных обстановках межплитного взаимодействия в интервале времени от 2,2 до 2,0 млрд лет, что завершилось досвекофенскими коллизионными преобразованиями (2,08—2,02 млрд лет) [2, 4, 6]. В строении этих поясов обособлены тектонические чешуи дугообразной конфигурации, морфология которых указывает на надвиговые перемещения в западном и север—северо-западном направлениях, следующих соответственно по концентрическим и центростремительным (в направлении Верхневолжского узла) траекториям перемещений. Предполагается, что Сарматия развивалась независимо по отношению к более северным сегментам ВЕП и испытала с ними коллизионное взаимодействие лишь в свекофенское время (1,9—1,8 млрд лет), в результате чего сформировались ограничивающие её сутурные зоны (Рязано-Саратовская, Могилевско-Московская) [6].

Свекофенский аккреционный палеороген охватывает обширный ареал на северо-западе ВЕП (рис. 1). В его строении участвуют островодужные, задуговые и междуговые комплексы, сформировавшиеся за короткое время (1,91—1,87 млрд лет) [6, 22]. Эти образования были аккрецированы к окраине Карельского кратона, испытав надвигово-подвиговые и сдвиговые перемещения в условиях транспрессии [12, 22]. В палеорекострукции М. Ниронена [22] показано, что при развитии орогена существовало не менее двух зон субдукции и связанных с ними островодужных структур, которые были ориентированы под углом к окраине Карельского кратона и в процессе косоугольной конвергенции испытывали вращение. Это отразилось в сочетании надвиговых и сдвиговых перемещений, а в конечном итоге привело к развитию зоны транспрессии вдоль границы с карелидами.

Южно-Прибалтийский (ЮПР) сегмент рассматривается как часть Свекофенского орогена [2, 4, 18, 20, 21], либо как продолжение ЛБС пояса [6]. В отличие от типичных умеренно метаморфизованных свекофеннид эта область образована последовательностью дугообразных в плане поясов, сложенных породами, уровень метаморфизма которых достигает гранулитовой фации. Ювенильные вулканоплутонические комплексы формировались в течение интервала от 2,1 до 1,80 млрд лет, постепенно омолаживаясь к западу, что характерно и для гранулитового метаморфизма [6, 20]. В состав-

ве сегмента обособлены два гранулитогнейсовых пояса, которые маркируются пространственно совмещенными гравиметрическими и магнитными аномалиями. Пояса имеют чешуйчато-надвиговое строение, обусловленное системой литрических надвигов, погружающихся преимущественно в западных румбах и выполаживающихся на уровне средней коры [4]. Дугообразные очертания поясов конформны изгибу центральной части ЛБС пояса. Они также обращены выпуклостью в восточных румбах, что указывает на соответствующее направление надвигания, и могут рассматриваться как одна из ветвей вихревой структуры ВЕП. Предположение о том, что ЮПР сегмент является продолжением ЛБС пояса требует дополнительных исследований, но если это так, то он может рассматриваться в качестве аналога структурных дуг Альпийско-Гималайского орогена (Карпатская структурная петля и др.) (по [9]).

Лапландско-Беломорско-Среднерусский пояс

Лапландско-Беломорско-Среднерусский (ЛБС) палеорогенный пояс является одним из главных элементов тектоники фундамента ВЕП и отделяет Карельский кратон от Кольско-Мезеньского, Волго-Уральского и Сарматского сегментов. Он образует гигантскую дугообразную структуру общей протяженностью около 2400 км (рис. 1). В пределах Балтийского щита он хорошо обнажен и прослеживается от северной границы ВЕП в юго-восточном направлении в район Белого моря, а затем под чехлом Русской плиты в долины рек Пинега и Северная Двина. В районе слияния последней с р. Сухона ЛБС пояс испытывает плавный поворот примерно на 90° и далее тянется к юго-западу на протяжении около 1000 км, после чего, в районе Верхневолжского геодинамического узла образует центриклинальное замыкание. В строении пояса участвуют интенсивно переработанные в палеопротерозое архейские гранит-зеленокаменные комплексы, палеопротерозойские гранулитогнейсы дискуссионного генезиса, рифтогенные интрузии друзитов и габбро-анортозитов (2,53—2,42 и 2,11—1,92 млрд лет). Пояс имеет сложное покровно-складчатое внутреннее строение и дивергентную конфигурацию по отношению к смежным кратонам [6, 7, 11, 14]. Слагающие его комплексы пород в архее и палеопротерозое претерпели высокотемпературные полистадийные тектоно-метаморфические преобразования, достигающие условий гранулитовой и эклогитовой фаций [6]. Все это позволяет полагать, что в палеопротерозое данные образования находились на уровне нижней—средней коры и были выжаты к поверхности в виде дивергентных покровов и продольных протрузий (см. ниже) в результате свекофенских коллизионных событий [6, 7, 14].

Структурный рисунок ЛБС пояса подчеркивается протяженными полосовыми гравиметрическими и сопряженными с ними прерывисто-линзовидными магнитными аномалиями. На картах локальных аномалий намагниченности эти полосы имеют тонкорасслоенный структурный рисунок, подчеркивающий изгибы структур и характер смещений вдоль нарушений. В пределах Балтийского щита эти гравимагнитные аномалии соответствуют обнаженным и хорошо изученным палеопротерозойским гранулитогнейсовым поясам, развитым в осевой части пояса. В центральной части ЛБС пояса под чехлом Русской плиты полосы гранулитов (аномалий) расщепляются и распределяются преимущественно вдоль его краевых частей (рис. 1). В области перегиба центральной части ЛБС пояса они повторяются трижды, что указывает на торшение и скучивание дугообразных в плане пластин в процессе их надвигания к востоку. В целом эти структуры образуют гигантский Двинско-Сухонский ороклад, в пределах которого ширина ЛБС пояса достигает 450 км, тогда как в областях его структурного перегиба она сокращается до 250—150 км.

В западной части Верхневолжского узла пояса гранулитов сходятся, образуя центриклиналь чешуйчато-надвигового строения. Структурный рисунок этой области позволяет рассматривать её в качестве фронтальной части горизонтальной протрузии, где в результате продольного к простиранию ЛБС пояса тектонического течения произошло нагнетание, скучивание и надвигание тектонических пластин к западу — во встречном направлении по отношению к надвигам ЮПР сегмента ВЕП (рис. 1). При этом в области нагнетания обособились структуры выжимания второго порядка с надвиганием пластин в борта пояса к северу и югу. В крыльях этой протрузии почти до самого Двинско-Сухонского ороклада в облик магнитного поля дешифрируются структурные рисунки, напоминающие гигантские С-С структуры, которые указывают на сдвиговые (сдвигонадвиговые) перемещения: правосторонние в северном крыле и левосторонние — в южном. Эти фланговые зоны сдвига под большими углами, а иногда и ортогонально срезают структуры смежных сегментов ВЕП. Судя по смещениям отдельных аномалий, можно предполагать амплитуды перемещений от 200 до 500 км. Фронтальная часть Средневолжской протрузии надвинута к западу на южное крыло Южно-Финско-Ладожского дугообразного пояса — покрова, который сформировался 1,80—1,78 млрд лет назад [6]. Близкий возраст должна иметь и рассматриваемая структура. Пересекающий Верхневолжскую протрузию сейсмопрофиль 1-ЕВ демонстрирует её синформное строение, и что она дискордантно перекрывает пакеты отражений (детачментов) полого погружающихся в южных румбах и

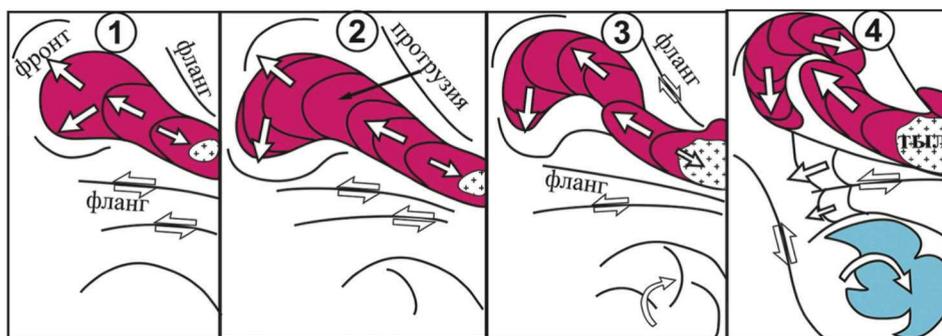


Рис. 4. Этапы развития Колвицко-Умбинской горизонтальной протрузии (по [7])

достигающих мантии [6]. Аналогичные монокли-нальные пакеты отражений, но погружающиеся к северо-востоку, зафиксированы в основании северной части ЛБС пояса вдоль профиля 4В [7]. В следующих статьях данного цикла будет показано, что такая совокупность структур была активизирована в неопротерозое и фанерозое.

На северо-западе ЛБС пояса в районе Белого моря нами детально изучена Колвицко-Умбинская горизонтальная протрузия, которая является структурным аналогом Верхневолжской и отличается от неё лишь меньшими размерами (рис. 2, б) [7]. Модель эволюции этой структуры демонстрирует процесс продольного тектонического течения геомасс в условиях транспрессии. Результатом этого явились процессы многократного тектонического телескопирования (рис. 4). На ранних стадиях развития протрузии происходило в форме однонаправленного потока, обусловившего формирование фестончатых вложенных одна в другую чешуй и пластин (рис. 4, стадии 1, 2). В дальнейшем во фронте протрузии обособилась область нагнетания и сдвигания пояса, а затем и выдавливания горных масс в борта протрузии из сегмента её инденторного воздействия (рис. 4, стадии 3, 4). Помимо таких крупных мегаструктур в строении ЛБС пояса участвуют и мелкие горизонтальные протрузии размером в несколько метров, что иллюстрирует принцип подобия и фрактальную организацию структурных ансамблей.

Обсуждение

Многие исследователи сходятся во мнении, что к концу архея сформировался первый в истории Земли суперконтент Пангея 0 [14, 17]. На протяжении палеопротерозоя в результате рифтогенеза он был подвержен частичной деструкции, но сформировавшиеся при этом микроплиты оставались в близких пространственных соотношениях и в конце палеопротерозоя вновь сомкнулись, воссоздав суперконтинент Пангея 1 [17]. Рифтогенез лишь локально достигал стадии формирования микро-

океанов красноморского типа. Колоссальные масштабы проявления, синхронность и петрохимические особенности рифтогенных процессов указывают на их связь с суперплюмом [6, 14]. В пределах ВЕП следы этого глобального явления зафиксированы следующей надрегиональной последовательностью событий: 1) ранний рифтогенез (2,53—2,42), завершившийся проявлением метаморфизма и складчатостью селецкого этапа; 2) поздние рифтогенные преобразования, обусловившие локальное раскрытие микроокеанов (2,1—1,95 млрд лет), и завершающие их тектоно-метаморфические процессы, связанные с коллизионными сшивающими событиями свекофеннского этапа (1,9—1,8 млрд лет); 3) постколлизионные магматические события (граниты рапакиви и др.) (1,7 млрд лет) [6]. В процессе свекофеннской коллизии все фрагменты раздробленного кратона (ВЕП), а также аккреционные комплексы его окраин были окончательно спаяны в одно целое, сформировав инфраструктуру фундамента будущей платформы.

Палеопротерозойские структурно-вещественные преобразования были сконцентрированы преимущественно в пределах долгоживущих тектонических зон различного ранга, имеющих спиралевидно-радиальную ориентировку и обеспечивающих клиновидную в плане делимость кратона (ВЕП). На ранних стадиях они были представлены рифтогенными зонами трансенсии, которые в ходе эволюции в конечном итоге трансформировались в транспрессионные структуры. Гигантский ЛБС пояс, по сути, также представлял собой глубинную корневую часть обширной рифтовой структуры, испытывавшей выдавливание к поверхности в виде системы дивергентных покровов и продольных протрузий в условиях транспрессии [7]. Его развитие, вероятно, было связано с листрическими разломами, которые на стадиях рифтогенеза представляли собой сдвигосбросы на уровне верхней коры, а на нижнекоревых уровнях — пологие detachments (модель асимметричного рифтинга [23]). В условиях коллизии эти нарушения испытали кинематическую инверсию и трансформировались в взбросовые и покровы [7, 14].

Выводы

В истории развития протерозойских структур режимы растяжения и сжатия (всегда с элементами сдвига) повторялись не менее двух раз. Эти пульсирующие внутриплитные движения трудно связать с внешними источниками напряжений, которые должны были обеспечить одновременное раскрытие и последующее сжатие радиально-ориентированных рифтовых структур. Модель плюма, размеры которого были сопоставимы с размерами ВЕП, хорошо объясняет процессы развития радиальной системы рифтов [6, 13]. Но механизм последующего сжатия и схождение микроплит должен быть иным. Можно предположить, что если древний кратон ВЕП на стадии отмирания плюма испытывал вращение по часовой стрелке, то во всем его объёме должны были возникнуть радиальные и концентрические системы траекторий осей сжатия и растяжения (согласно моделям [3]). Модель «ирисовой диафрагмы» наилучшим образом визуально объясняет процессы схождения микроплит и сжатия разделяющих их структур. Она предполагает концентрические и радиально-центростремительные перемещения лепестков диафрагмы, разделённых «детачментами», их вращение, взаимные надвигания и сдвиговые смещения. Данные кинематические элементы находят отражение в морфологии структурных ансамблей фундамента ВЕП, с той разницей, что природные деформации часто имеют характер объёмного тектонического течения (рис. 1). Более подробно эти аспекты мы обсудим в следующих статьях цикла совместно с анализом структурных ансамблей плитных комплексов, поскольку, их развитие во многом было связано с тектоникой фундамента.

1. В строении фундамента ВЕП важную роль играют долгоживущие тектонические зоны и пояса, контролирующие её внутреннюю делимость. Они формировались на протяжении всего палеопротерозоя в результате циклического повторения процессов рифтогенеза и сжатия с элементами сдвига (транстенсии и транспрессии).

2. Палеопротерозойские тектонические ансамбли объединяют разноранговые структуры, часто совмещенные в пространстве: системы рифтов и коллизионные орогенные пояса, зоны транстенсии и транспрессии, включающие присдвиговые впадины (пулл-апарт и др.) и осложняющие их структуры сжатия, а также ансамбли, связанные с тектоно-плитными процессами.

3. Особую роль играют системы структур, имеющих нелинейный принцип организации: структуры вращения различного масштаба, концентрически замкнутые и спиралевидные сдвиги, дугообразные ороклины и горизонтальные протрузии. Многие из них организованы фрактально, что является важным признаком нелинейной геодинамики.

4. Система долгоживущих тектонических зон образует гигантскую вихревую структуру, закрученную по часовой стрелке, центр которой располагается в районе Верхневолжского геодинамического узла. Процессы вращения этой структуры объясняют многие закономерности развития структур фундамента ВЕП.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 18-05-00485, 18-05-00733) и государственной темы № 0135-2016-0012.

ЛИТЕРАТУРА

- Богданова С.В. Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента). (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 408). М.: Наука, 1986. 224 с.
- Богданова С.В., Гарецкий Р.Г. Проект EUROBRIDGE: Палеопротерозойская аккреция и коллизия коры в Фенноскандии и Сарматии. Геология и геофизические образы // Строение и динамика литосферы Восточной Европы / Ред. А.Ф. Морозов, Н.В. Межеловский, Н.И. Павленкова. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2006. Гл. 2. С. 221–290.
- Бондаренко П.М. Моделирование полей напряжений, прогноз дислокаций в сдвиговых зонах и их систематика // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. М.: Наука, 1991. С. 37–52.
- Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И. Тектоногеодинамическая модель сочленения Фенноскандинавского и Сарматского сегментов Восточно-Европейской платформы // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 10. С. 1557–1566.
- Гафаров Р.А. Сравнительная тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ. М.: Наука, 1976. 270 с.
- Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС: В 2 т. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2010. Т. 2. 400 с.
- Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. (Тр. ГИН РАН; Вып. 572). М.: ГЕОС, 2006. 332 с.
- Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематические парагенезы в осадках фанерозойского чехла Среднерусской зоны дислокаций // Геотектоника. 2010. № 2. С. 56–76.
- Леонов М.Г., Копп М.Л., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Рязанцев А.В., Дегтярёв К.Е., Баженов М.Л. Латеральные тектонические потоки в литосфере Земли. (Труды ГИН: вып. 604). М.: ГЕОС, 2013. 318 с.
- Международная тектоническая карта Европы. М-6 1:5 000 000. Врезка: Карта фундамента Восточно-Европейской и Западно-Европейской платформ. М-6 1:10 000 000 / Ред. С.В. Богданова, Р.М. Горбачев, В.Д. Брежнев. Париж: Комиссия геологической карты мира, 1996.
- Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.
- Морозов Ю.А. О роли транспрессии в формировании структуры свекокарелид Балтийского щита // Геотектоника. 1999. № 4. С. 37–50.
- Оровецкий Ю.П. К проблеме генетического основания древней Восточно-Европейской платформы // Геофизический журнал. 2010. № 3. Т. 32. С. 106–111.
- Рундквист Д.В., Минц М.В., Ларин А.М., Ненахов В.М., Рыцк Е.Ю., Турченко С.И., Чернышов Н.М. Металлогения рядов геодинамических обстановок раннего докембрия. М.: МПР РФ, РАН: ГЕОКАРТ, 1999. 399 с.
- Слензак О.И. Вихревые системы литосферы и структуры докембрия. Киев: Наук. думка 1972. 182 с.

16. Тектоническая карта фундамента территории СССР, м-б: 1:5000000. АН СССР, ИГГД АН СССР, Министерство геологии СССР / Ред. В.А. Дедеев, Д.В. Наливкин. М., 1974.
17. Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. М.: Недра, 1988. 382 с.
18. Bogdanova S.V. Segments of the East European Craton // Europrobe in Jablonna. Warszawa, 1993. P. 33–38.
19. Bogdanova S.V., Gafarov R.G., Tchernook S.V. Tectonic map of the basement of the East European craton. Scale 1 : 10 000 000. Moscow: Ministers of Geology of the USSR, 1984.
20. Claesson S., Bogdanova S.V., Bibikova E.V., Gorbatschev R. Isotopic evidence for Palaeoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton // *Tectonophysics*. 2001. T. 339. N 1–2. P. 1–18.
21. Gorbatschev R., Bogdanova S. Frontiers in the Baltic Shield // *Precambrian Research*. 1993. Vol. 64 N 1. P. 3–21.
22. Nironen M. The Svecofennian Orogen: A tectonic model // *Precambrian Res.* 1997. Vol. 86. P. 21–44.
23. Wernicke B. Uniform sense normal simple shear of the continental lithosphere // *Canad. J. Earth Sci.* 1985. V. 22. P. 789–795.

REFERENCES

1. Bogdanova S.V. *The crust of the Russian plate in the early Precambrian* (on the example of the Volga-Ural segment). (Proceedings of GIN, Academy of Sciences USSR, V. 408). M., Nauka Publ., 1986, 224 p. (In Russian).
2. Bogdanova S.V., Gareckij R.G. The project EUROBRIDGE: Paleoproterozoic accretion and collision of the crust in Fennoscandia and Sarmatia. Geology and geophysical images. *Structure and dynamics of the lithosphere of Eastern Europe*. Ed. A.F. Morozov, N.V. Mezhelovskij, N.I. Pavlenkova. M., GEOKART; GEOS Publ., 2006, Ch. 2, pp. 221–290. (In Russian).
3. Bondarenko P.M. Modeling of stress fields, prediction of dislocations in shear zones and their systematics. *Shear tectonic disturbances and their role in the formation of mineral deposits*. M., Nauka Publ., 1991, pp. 37–52. (In Russian).
4. Garetskyi R.G., Karataev G.I. Tectonogeodynamic model of Fennoscandian and Sarmatian segments of the East European platform. *Geology and Geophysics*, 2011, vol. 52, no 10, pp. 1557–1566. (In Russian)
5. Gafarov R.A. *Comparative basement tectonics and types of magnetic fields of ancient platforms*, M., Nauka Publ., 1976, 270 p. (In Russian).
6. *Deep structure, evolution and minerals of the early Precambrian basement of the East European platform: Interpretation of materials for profiles 1-EB, 4B and TATSES*. V 2. Ed. A.F. Morozov. M., GEOKART Publ., GEOS Publ., 2010, T. 2, 400 p. (In Russian).
7. Kolodjzhny S.Yu. *Structural-kinematic evolution of the South-Eastern part of the Baltic shield in the Paleoproterozoic*. (Proceedings of GIN RAS, V. 572). M., GEOS Publ., 2006, 332 p. (In Russian).
8. Kolodyazhny S. Yu. Structural and kinematic assemblies in sedimentary rocks of the Phanerozoic cover of the Mid-Russian dislocation zone. *Geotectonics*, 2010, vol. 44, no 2, pp. 139–157. (In Russian) DOI: 10.1134/S0016852110020044
9. Leonov M.G., Kopp M.L., Kolodyazhny S.Yu., Zykov D.S., Rjazancev A.V., Degtyariov K.E., Bazhenov M.L. *Lateral tectonic flows in the Earth's lithosphere* (Proceedings of GIN RAS, V. 604). M., GEOS Publ., 2013, 318 p. (In Russian).
10. *International tectonic map of Europe. Scale 1:5,000,000. Inset: map of the basement of the East European and West European platforms*. Scale 1:10 000 000. Ed. S.V. Bogdanova, R.M. Gorbachev, V.D. Brezhnev. Paris: Commission of the world geological map, 1996. (In Russian).
11. Miller Yu.V., Milkevich R.I. Nappe-folded structure of the White Sea zone and its relationship with the Karelian granite-greenstone province. *Geotectonics*, 1995, no 6, pp. 80–92. (In Russian).
12. Morozov Yu.A. The role of transpression in the formation of the svecofarelides structure of the Baltic shield. *Geotectonics*, 1999, no 4, pp. 37–50. (In Russian).
13. Orovecki Yu.P. To the problem of the genetic basis of the ancient East European platform. *Geophysical Journal*, 2010, no 3, vol. 32, pp. 106–111. (In Russian).
14. Rundkvist D.V., Mints M.V., Larin A.M., Nenahov V.M., Ryck E.Ju., Turchenko S.I., Cherny-shov N.M. *Metallogeny of the early Precambrian geodynamic setting*. M., MPR RF, RAS: GEOKART Publ., 1999, 399 p. (In Russian).
15. Slenzak O.I. *The vortex systems of the lithosphere and Precambrian structures*. Kiev: Naukova Dumka Publ., 1972, 182 p. (In Russian).
16. *Tectonic map of the USSR territory, scale 1:5000000*. IGGP Academy of Sciences USSR, Ministry of geology USSR. Ed. V.A. Dedeev, D.V. Nalivkin. M., 1974. (In Russian).
17. Hain V.E., Bozhko N.A. *Historical geotectonics*. M., Nedra Publ., 1988, 382 p. (In Russian).
18. Bogdanova S.V. *Segments of the East European Craton*. Europrobe in Jablonna. Warszawa, 1993, pp. 33–38.
19. Bogdanova S.V., Gafarov R.G., Chernook S.V. *Tectonic map of the basement of the East European craton*. Scale 1 : 10 000 000. M., Ministers of Geology of the USSR, 1984.
20. Claesson S., Bogdanova S.V., Bibikova E.V., Gorbatschev R. Isotopic evidence for Palaeoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton. *Tectonophysics*, 2001, vol 339, no 1–2, pp. 1–18. DOI: 10.1016/S0041951(01)000312
21. Gorbatschev R., Bogdanova S. Frontiers in the Baltic Shield. *Precambrian Research*. 1993, vol. 64, no 1, pp. 3–21. DOI: 10.1016/03-019268(93)90066B
22. Nironen M. The Svecofennian Orogen: A tectonic model. *Precambrian Res.* 1997, vol. 86, pp. 21–44. DOI: 10.1016/S0301-9268(97)000399
23. Wernicke B. Uniform sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canad. J. Earth Sci.* 1985, vol. 22, pp. 789–795. DOI: 10.1139/e85009

УДК: 551.763.12(568.1+568.2+569.1)

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ РАННЕМЕЛОВОГО МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ НАЗЕМНЫХ ПОЗВОНОЧНЫХ ШЕСТАКОВО (КЕМЕРОВСКАЯ ОБЛАСТЬ, РОССИЯ)

А.В. ПОДЛЕСНОВ, Б.И. МОРКОВИН, Е.Н. МАЩЕНКО

*Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН
123, Профсоюзная ул., г. Москва 117647, Россия
e-mail: apodlesnov@paleo.ru*

Представлены новые данные о геологическом строении, условиях формирования и составе фауны в разрезах раннемелового местонахождения наземных позвоночных уд. Шестаково (Кемеровская область, Западная Сибирь). Приведён сводный геологический разрез по линии Шестаково-1—Шестаково-4 — Шестково-3