

**В. А. Рябенко, Т. П. Михницкая, М. В. Баньковский****ТЕКТОНИКА ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ ЛИТОСФЕРЫ УКРАИНЫ И ЕЕ ОТРАЖЕНИЕ В ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ СТРУКТУРАХ НА УРОВНЕ ЭРОЗИОННОГО СРЕЗА РАННЕГО РИФЕЯ****Статья 1. Приповерхностные структуры раннебайкальского тектогенеза, унаследовавшие тектонику глубоких горизонтов кристаллического фундамента Украины***(Рекомендовано д-ром геол.-минерал. наук Л. С. Галецким)*

Розглядається успадкованість приповерхневими структурами і палеорельєфом раннього рифею тектоніки глибоких горизонтів літосфери, виражених на рівні поділу Мохо, який визначив в умовах деструкції кристалічної основи зародження і подальше становлення доплитного осадового чохла, базальний горизонт якого насичений багатьма корисними копалинами.

Inheritance by Early Riphean near-surface structures and paleotopography of tectonics of deep horizons of the lithosphere, reflected at the level of Mohorovicic discontinuity is considered. This tectonics in the conditions of destruction of crystalline basement determined the origination and further making pre-plate sedimentary cover which basal horizon is filled with many minerals.

**Введение**

Литосфера Украины имеет весьма сложное многоэтажное строение, формирующееся на протяжении всех геотектонических эпох, включая и современную, под влиянием термохимических процессов, преобразующих мантийное вещество в породные ассоциации на тех или иных глубинах и на разных временных стадиях ее развития. Каждый этаж литосферы характеризуется особенностями структур, возрастом преобразования корового и подкорового вещества, физическим состоянием породных образований, неоднородностью слоев, обусловленной поступлением в литосферу мантийных флюидов и флюидонасыщенных мантийных расплавов.

Литосфера в приближенном виде может быть разделена на две части: мантийную и коровую. Основанием литосферы является поверхность астеносферы. Толщина литосферы на территории Украины изменяется от 60 до 250 км. Мегаблоки с минимальной толщиной литосферы трассируются геофизическими методами в пределах Паннонского массива, Волыно-Полесского палеорифта, Припятской впадины. Зона асте-

носферы с промежуточной толщиной литосферы (100–150 км) характерна для древней платформы, Трансильванской впадины, центральной части Скифской плиты, зоны сочленения Донбасса с Днепровским сегментом палеорифта. Геотектонический пояс с максимальной толщиной литосферы (200–250 км) охватывает Мизийскую плиту, зону Вранча, Предкарпатский прогиб, Кировоградский блок и через центральную часть Днепровско-Донецкого палеорифта продолжается в северо-восточном направлении. Подошвой коровой части литосферы является раздел Мохо (М), а кровлей – поверхность дорифейского и более молодого фундамента (К<sub>1</sub>). Между этими двумя поверхностями расположены сейсмическая граница древнего протофундамента (К<sub>2</sub>) и слой корово-мантийной смеси (К-М). На сейсмических границах отражены изменения структуры и вещественного состава породных ассоциаций глубоких горизонтов литосферы, мощности переходных зон между гранитным и базальтовым слоями земной коры, проявления на определенных глубинах гранитизации или проникновения в верхние слои литосферы мантийных флюидоносных расплавов.

Изучение структуры литосферы, аномальных неоднородностей в ее границах, причин смены глубины залегания поверх-

© В. А. Рябенко, Т. П. Михницкая,  
М. В. Баньковский, 2011

ности Мохо, морфологии и пространственного распространения мантийно-коровых и внутрикоровых зон разломов, а также мощности гранитного и базальтового слоев и термохимических процессов, происходящих в слоях ее коровой части, позволяет установить связь структур литосферы и верхней части астеносферы со структурами приповерхностных слоев земной коры. Это в конечном счете дает возможность определить зоны повышенной теплопроводности в породных ассоциациях и проницаемости для флюидо-магматических и гидротермальных расплавов. А это способствует установлению основных закономерностей в размещении рудного вещества в приповерхностных слоях коры.

Таким образом, зарождение и дальнейшее развитие структур, проявление магматизма, метаморфизма, метасоматоза и других процессов, происходящих в верхней части земной коры, следует искать в строении литосферы и астеносферы. На территории Украины развиты самые разнообразные геологические структуры. Основную часть ее занимают платформы, которые по возрасту их складчатого основания подразделяются на добайкальские, байкальские и более молодые палеозойские и мезозойские. Платформенная часть территории Украины с добайкальским фундаментом представлена Украинским щитом (УЩ) с его склонами, Русской и Волыно-Азовской плитами. Южнее последней расположена Скифская плита. На западе к фундаменту древней плиты причленены рифейские структуры Западно-Европейской платформы. Обрамляющие платформенную часть территории Украины горные сооружения объединены в крупные структурные элементы, находящиеся на разных стадиях геологического развития, и составляют горные массивы. Весьма сложной по своей генетической природе является Черноморская глубоководная впадина. Для раскрытия истории геологического развития территории Украины сейчас крайне важно выполнить сравнительное сопоставление всей гаммы разновозрастных и разной генетической природы структур глубинных горизонтов литосферы с приповерхностными тектоническими элементами коры, формировавшихся на всех этапах ее развития.

В предлагаемой статье изложено глубинное строение литосферы Украины и его отражение в приповерхностных структурах раннебайкальского (рифейского) этапа развития земной коры. Этот этап имел огромное значение для всей последующей тектонической истории Земли: в отрезке его времени возникли эмбрионы современных океанических впадин, начался интенсивный процесс формирования крупных платформ и заложения геосинклинальных систем, многие из которых развивались на протяжении позднего докембрия и палеозоя. Деструкция и дробление консолидированной земной коры на этом этапе достигли апогея. После гренвильского диастрофизма произошло заложение Тетиса (средиземноморского геосинклинального пояса), где кора испытала растяжение, утонение и разрывы, а на некоторых фронтальных участках – сучивание в валообразные пояса. В районе Карпат возникла Галицийская геосинклиналь, сформировались Волыно-Полесский авлакоген как крайнее юго-западное звено Центрально-Русской рифейской системы авлакогенов, началось формирование Днепровско-Донецкого рифта. Самым необратимым событием этого периода является зарождение и дальнейшее становление осадочного чехла, получившего название доплитного. Доплитный чехол имеет однообразный литологический состав, характеризующийся сочетанием трех основных типов пород – песчаников, алевролитов и аргиллитов. Мощности доплитного чехла даже без учета его эрозионного среза в более поздние эпохи местами достигают 1000 м.

В разрезах осадочно-вулканогенных пород рифейского доплитного осадочного чехла, вещественном составе и текстурных особенностях его образований отражена не только унаследованность структурного плана глубинных горизонтов земной коры и литосферы, но и физико-химического преобразования породных комплексов, происходивших уже на более высоких гипсометрических уровнях коры и при более низких температурах и давлениях. Структуры байкалид, унаследовавшие субмеридиональное направление элементов тектоники раздела Мохо, трассируются (снизу вверх) сквозь всю толщу не только доплитного, но

и плитного осадочного чехла, открывая возможность для реконструкции по приповерхностному структурному плану определенного этапа развития земной коры главных элементов палеорельефа: областей сноса терригенного материала, бассейнов осадконакопления, палеорифтов, палеорифтовых долин, межгорных впадин, горных массивов, складчатых горных гряд и многих других морфоструктур (рис. 1). Составляющими эти структуры породными образованиями и выполняющими впадины осадочно-вулканогенными образованиями контролируются многие месторождения полезных ископаемых как эндогенного, так и экзогенного типов. Особенно это характерно для породных ассоциаций рифея, залегающих непосредственно на границе  $K_1$  (дорифейском фундаменте) и представляющих собой базальный горизонт всего фанерозойского осадочного чехла.

### **Структуры глубинных горизонтов литосферы Украины по геолого-геофизическим данным**

Причину зарождения и дальнейшего развития древних и более молодых платформ и обрамляющих их складчатых поясов следует искать в строении лито- и астеносферы, а также в тех процессах, которые происходили и происходят в подкоровых глубинных горизонтах [32]. Цель таких поисков определена необходимостью установления взаимосвязи между структурами верхней части астеносферы, литосферы, а также разрывными и складчатыми деформациями приповерхностных слоев земной коры. Многочисленные структуры и структурно-вещественные комплексы байкалид Украины занимают положение выше дорифейского фундамента, поверхность которого является кровлей консолидированной коры, на которой отражены многие проявления тектонических активизаций и перестроек структурного плана глубинных слоев литосферы, следы которых легко обнаруживаются и в лежащих выше породных образованиях байкалид, влияющих на развитие осадочного чехла. Эта поверхность дорифейского фундамента, регистрирующаяся при сейсмических исследованиях волнами со скоростью  $V = 5,8\text{--}6,2$  км/с, получила название

сейсмической границы ( $K_1$ ). Ниже дорифейского фундамента устойчиво прослеживается сейсмическая граница ( $K_2$ ) – поверхность древнего протофундамента, отвечающая лунной стадии развития Земли ( $V = 6,2\text{--}6,5$  км/с). Раздел Мохо (М) с  $V = 8,0\text{--}8,4$  км/с; слой корово-мантийной смеси (К-М) со скоростью распространения упругих волн от 7,0 до 7,8 км/с занимает положение между корой и мантией. Кроме этих границ в земной коре и мантии отмечены слои с пониженной скоростью распространения упругих волн, которые определяются неоднородностями в лито- и астеносфере. Между границами  $K_1$  и  $K_2$  земная кора весьма насыщена продуктами кислой магмы и представлена гранитным слоем, ниже которого находится базальтовый слой, ограниченный снизу поверхностью Мохо.

Строение переходной зоны от коры к мантии очень сложное, изобилует отдельными непротяженными сейсмическими границами, свидетельствующими о значительном расчленении субстрата мантии. По толщине земной коры, отсутствию базальтового слоя, изменению мощности переходной зоны между корой и мантией, подъему или опусканию той или иной сейсмической границы, рельефу основания коры и другим очень важным критериям восстанавливаются морфоструктуры и основные параметры геотектонических элементов литосферы. Известно, что земной коре на территории Украины свойственно большое разнообразие структурных форм даже в пределах отдельных мегаблоков. В качестве примера можно привести как соотношение мощности гранитного слоя с базальтовым или вообще как отсутствие первого или второго влияет на морфоструктуру и тектонический стиль складчатых и разрывных дислокаций. Отсутствие гранитного слоя в пределах Складчатого Донбасса, где осадочные отложения имеют мощность 22 км и залегают на границе  $K_2$  с  $V = 7,0$  км/с, обуславливает четкую зональность в строении этого региона, хорошо выраженную асимметрию в расположении структурных зон вокруг Главного антиклинала, почти полное затухание большинства крупных структур с глубиной и отсутствием их генетической связи со структурами фундамента.

В Предкарпатском передовом прогибе и Карпатах на участке Долина – Рахов установ-



Рис. 1. Карта приповерхностных структур раннего рифея территории Украины, унаследовавших тектонику глубоких горизонтов литосферы

1 – синеклизы раннего докембрия, в строении фундамента которых отсутствует гранитный слой и которые деформированы более молодыми разломами; 2 – протопалеорифты. Ранние следы деструкции краевой части Восточно-Европейской платформы в начале позднего протерозоя: ПКРЗ (Преддобружско-Крымская рифтовая зона), Ростовская зона (1), Лежайский массив (2), в которых сформировались структуры молодого обрамления платформы; 3 – предполагаемые территории распространения океанической коры; 4 – раннерифейский грабен Днепровско-Донецкого авлакогена, осевая плоскость которого погружается на северо-восток; 5 – тектоно-термальные пояса, выраженные на уровне раннерифейского эрозионного среза горными грядами, унаследовавшие раннедокембрийские межблоковые зоны глубинного заложения, где скучивание корового и подкорового вещества и сосредоточенная проницаемость флюидов обусловили на разделе Мохо утолщение коры до 15 км и больше по сравнению с примыкающими к ним плотоплатформенными блоками. Порожденные образованием поясов перспективны на многие полезные ископаемые; 6 – срединные горные массивы, сложенные, за редким случаем, исключительно породными образованиями гранитного слоя коры. Мощность базальтов колеблется от 0 до 5 км; 7 – протоплатформенные блоки с тонкой гранитной корой, в границах которых протоплатформенный (К<sub>3</sub>) прослеживается геофизическими методами на глубине меньше 10 км; 8 – протоплатформенные блоки с мощным базальтовым слоем; 9 – Крымский тектонический узел (структура пересечения горного массива субмеридионального простирания с субширотным Килийско-Азовским валоподобным поднятием раннего рифея); 10 – Килийско-Азовское валоподобное поднятие, ограничивавшее на юге в рифее область распространения континентальной коры; 11 – Ковельский тектонический узел, сформировавшийся в области пересечения Одесско-Винницкой ветви тектоно-термального пояса Осницко-Микашовичским вулканическим плато; 12 – Осницко-Микашовичское вулканическое плато – юго-западный сегмент Вольно-Двинского вулканоплутонического пояса; 13 – межгорный Запорожский прогиб; 14 – опущенные участки коры, ограниченные разломами; 15 – позднепротерозойские массивы кристаллических сланцев и кварцитов; 16 – глубинные разломы, обрамляющие тектоно-термальные пояса; 17 – разломы сквозные региональные и внутриблоковые; 18 – надвиговые структуры; 19 – граница Восточно-Европейской платформы; 20 – границы синеклиз с отсутствующим гранитным слоем; 21 – изогипсы раздела Мохо (км), построенные с использованием структурных схем его поверхности [32].

Структуры, фиксируемые на уровне современного среза, являющиеся реликтами раннерифейских геотектонических элементов Причерноморья, уцелевшие от более поздней тектонической активизации. Мелкие структуры обозначены на карте цифрами, а более крупные – их наименованиями: 1 – Крыловский горст; 2 – Вилковский горст; 3 – Змеиный горст; 4 – Губкинский горст; 5 – Мариинская впадина; 6 – Олимпийский горст; 7 – Южнодунайский горст; 8 – Восточнорумынский горст; 9 – Галицкий горст; 10 – Каркинитский прогиб; 11 – Каламитский горст; 12 – Впадина Дворянина; 13 – поднятие аккреционное; 14 – поднятие склоновое; 15 – Восточно-Крымская грабен-синклинали; 16 – поднятие Тятеява

лено отсутствие гранитного слоя. Здесь параллельно границе Восточно-Европейской платформы проходит зона, где на глубине 20 км появляется сейсмическая граница К<sub>3</sub> с  $V = 6,8$  км/с. Далее под Карпатами сейсмические границы К<sub>1</sub> и К<sub>2</sub> сливаются, а раздел К<sub>3</sub> погружается с глубины 20 км до 28 км. Это позволяет предположить существование здесь глубокой синклинали, где осадочные образования лежат на породах основного состава, а гранитный слой отсутствует. Зона фиксируется крупным гравитационным минимумом, а приповерхностные структуры представлены многочисленными надвигами. Результаты, полученные методом ГСЗ [32], дают основание считать, что осадочные образования в Черноморской глубоководной впадине лежат непосредственно на базальтовом слое. Основная причина – отсутствие гранитного слоя – заключается в проявлении рифтогенеза, растяжении коры и зачастую внедрении в нее магмы основного состава.

В пределах УЩ структурный план раздела Мохо соответствует приповерхностным

структурам раннего протерозоя [32], но на морфологии структурных форм отражается, как правило, соотношение гранитного и базальтового слоев. Первый, как отмечалось, последовательно ограничивается (сверху вниз) сейсмическими границами К<sub>1</sub> и К<sub>2</sub>. Для районов, где граница К<sub>2</sub> отсутствует или сливается с границей К<sub>1</sub>, характерно развитие брахиантиклинальных и куполовидных структур, ядра которых сложены чарнокито-эндербитами, а сам фундамент древней платформы представлен базитами и гранулитами. Область развития таких структур охватывает значительную часть Подольского блока УЩ. Разрезы земной коры в Белоцерковском, Кировоградском и Приазовском блоках УЩ практически лишены базальтового слоя. Здесь его мощность колеблется от 0 до 5 км, но в целом мощность коры в пределах этих блоков местами превышает 45 км. Морфология приповерхностных структур здесь весьма своеобразна. Преобладают крупные структуры, но усложненные более мелкими изометрической формы брахиан-

тиклиналями, сложенными исключительно реоморфическими гранитами и мигматитами раннего протерозоя или гранитоидами коростенского среднепротерозойского комплекса. Разломы и незначительные по размерам разрывы, кулисообразно расположенные к основным зонам тектонического нарушения, представлены сбросо-сдвигами и насыщены дайковыми телами, сложенными породами основного состава, продуктами дислокационного метаморфизма и гидротермально-метасамотического воздействия на породы субстрата (рис. 2).

Таким образом, мощность земной коры, соотношение ее гранитного слоя с базальтовым наряду с другими перечисленными выше факторами служат важными критериями для установления унаследованности приповерхностными структурами тектонических элементов глубинных горизонтов литосферы.

По содержанию основных пород в коре исследователи территорию УЩ делят на две части: первая (мощность базальтового слоя максимальна и достигает 25 км) занимает северо-западную его часть; вторая находится юго-восточнее Тетеревской зоны разломов. Рисунок структурного плана второй части подчинен мозаично расположенным архей-раннепротерозойским протомассивам с весьма малой мощностью базальтового слоя в разрезе земной коры, разделенным протосинклиналями.

Переходя к описанию структур глубинных горизонтов литосферы, которые наилучшим образом отражены на поверхности Мохо и часто не совсем совпадают с планом астеносферных структур, необходимо остановиться на особенностях раздела Мохо. Раздел Мохо представляет собой наиболее выдержанную сейсмическую границу литосферы, фиксируемую как на континентах, так и в океанах, и является границей между земной корой и верхней мантией [32]. Эта граница рассматривается как сложная переходная зона значительной мощности с переслаиванием тонких слоев с повышенными и пониженными скоростями [11, 18, 38]. В настоящее время по результатам, полученным в области экспериментальной петрологии переходная зона кора-мантия интерпретируется как комплексная зона фазовых преобразований, приводящих к

переходу базальта в эколгит. Границы между этими породными образованиями могут быть резкими или "диффузными" в зависимости от минерального состава базальта, подвергающегося фазовому преобразованию. Переход базальт-эколгит совершается по схеме базальт-гранатовый гранулит-эколгит. В зоне этих преобразований мантийного вещества в литосферное зарождаются глубинные разломы, по которым (по вертикали) поверхность Мохо может перемещаться на значительные величины. Соответственно ей перемещаются и границы  $K_1$ ,  $K_2$ ,  $K_3$  и  $K-M$ . Глубинные структуры территории Украины в большой степени отражены на поверхности Мохо. По разделу Мохо структурный план всей территории Украины имеет в основном субмеридиональное направление структурных элементов, зародившихся и сформировавшихся в архейскую эпоху. Более молодые структуры северо-западного, северо-восточного и широтного направлений в тектонически активных зонах только частично изменили структурный план поверхности Мохо, но в пределах УЩ и его склонов граница  $K_2$  полностью совпадает со структурным планом поверхности Мохо. За пределами щита и его склонов, включая и области развития байкалид на профилях ГСЗ, существенных изменений в глубинных структурах, отраженных на поверхности Мохо, не наблюдается.

Для районов, которым свойственна современная или недавняя активная тектоническая деятельность с проявлениями рифтогенеза, характерно появление слоя с  $V = 7,4-7,7$  км/с, получившего в литературе название корово-мантийной смеси [32, 41]. Этот слой хорошо прослеживается геофизическими методами ниже слоя  $K_2$  под Днепровско-Донецким, Датско-Польским палеорифтами, Предкарпатским и Одесско-Джанкойским прогибами, Восточными Карпатами, восточной частью Ингульского и Среднеприднепровского мегаблоков УЩ, а также под структурами линейно-трогового типа субмеридионального направления, где поверхность Мохо находится на глубине около 60 км. "Згідно з флюїдною моделлю такі структури є складовими частинами літосферних сегментів низького рівня зрілості та низьким рівнем стратифікованості літосферної частини мантиї" [23, с. 20].

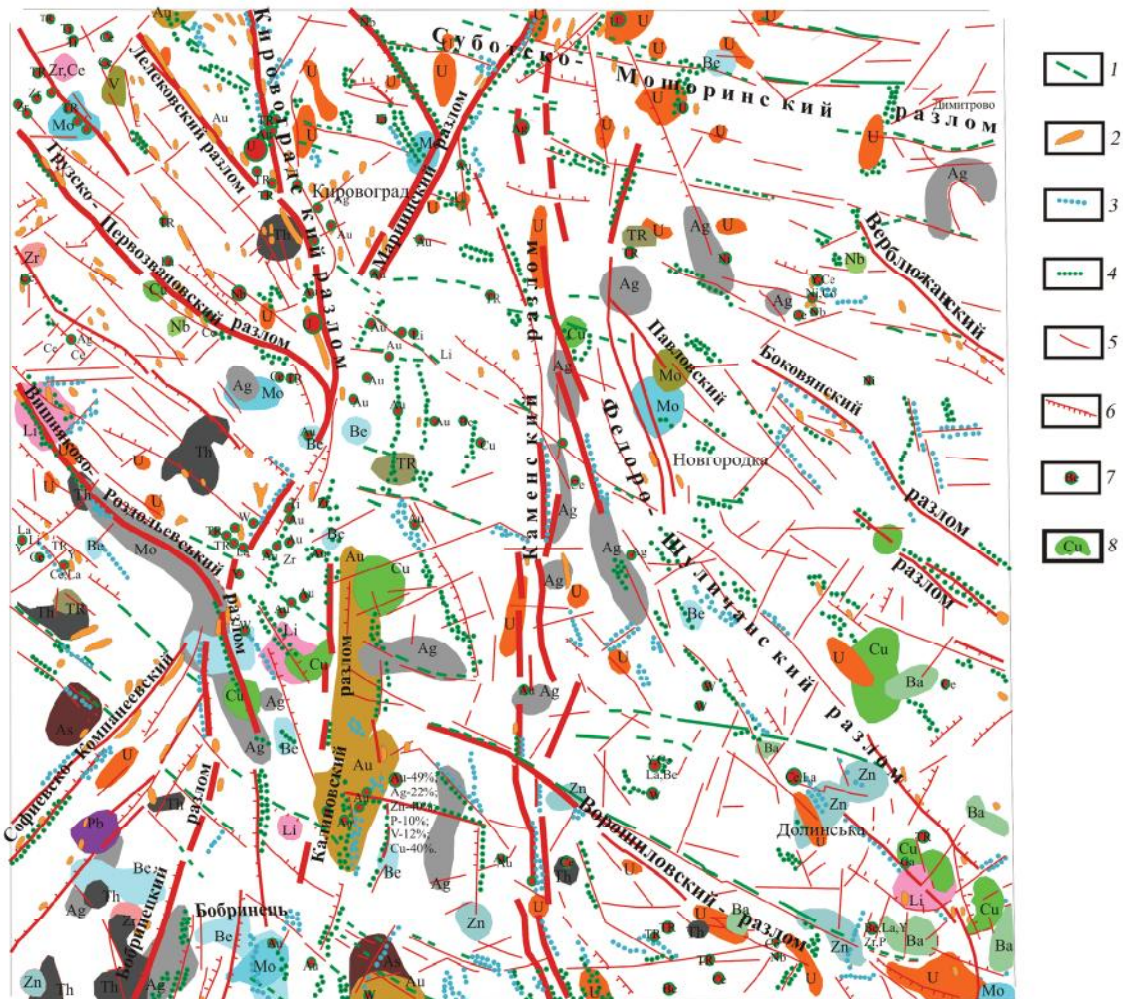


Рис. 2. Разломно-блоковая тектоника центральной части Кировоградского блока с выраженными надвиговыми структурами (при составлении использованы материалы И. М. Панкратова)

1 – дайковые тела, сложенные диабазами, диабазовыми порфирами, лампрофирами; 2 – щелочные метасоматиты (альбит-микроклиновые породы); 3 – зоны окварцевания; 4 – зоны сульфидной минерализации; 5 – разломы, определяющие фронтальные части надвиговых структур; 6 – разломы с установленными направлениями наклона плоскостей обррамления; 7 – месторождения и рудопроявления полезных ископаемых; 8 – площади повышенного содержания в породах рудных минералов, редких и рассеянных элементов (ореол каждого элемента показан отдельным цветом)

В основном поверхность Мохо в пределах УЩ находится на глубине 40–45 км [12].

На участках низкого уровня зрелости литосферной части мантии выделяются градиентные зоны поверхности Мохо по изменению угла наклона поверхности в связи со сменой глубины ее залегания. Такие градиентные зоны отвечают зонам мантийно-корового проникновения [24]. Это – пути проникновения мантийных расплавов в земную кору и не только расплавов, но и всех потоков энергомассопереноса из мантии в верхние горизонты литосферы. Часто такие

структуры не раскрыты в границах приповерхностных горизонтов коры. Их исследователи называют "замкнутыми линейно-столбовыми зонами". Поиски таких зон проницаемости, особенно в пределах Волинского, Ингульского и Кировоградского блоков УЩ, а также в тектоно-термальных поясах весьма необходимы для решения ряда задач, связанных с поисками полезных ископаемых и прежде всего углеводородов.

Слой К-М не отмечается под такими палеорифтами, как Волино-Полесский и Донецкий.

Проторифты по ряду геологических признаков должны рассматриваться как древнейшие отрицательные структуры, заложенные еще в лунную стадию становления протофундаментa. На рис. 1 они показаны как тектоно-термальные пояса, в пределах которых раздел Мохо опускается на 10–15 км [32] ниже уровня поверхности этого раздела в смежных структурах. По данным геофизических исследований эти пояса представляют собой протогеосинклинали, сопровождающиеся крупными хорошо выраженными глубинными разломами. Можно считать, что протогеосинклинали развивались в архее и раннем протерозое по зонам дисперсно-рассеянного растяжения, сконцентрировавшегося позже в зоны высокой проницаемости подкорового вещества, его сгущивания и преобразования в метаморфиты под воздействием тепловых потоков, резко изменяя структурный облик поясов до уровня горных гряд в палеорельефе и образовании под ними утолщений – “корней” гор. Такие пояса своими корнями очень глубоко уходят в литосферу. Они были буферными структурами в период высокотемпературного разогрева земной коры и интенсивной гранитизации осадочно-вулканогенных образований в раннепротерозойскую эпоху, когда формировались массивы гранитоидов метаморфогенного генезиса (житомирских, шереметьевских, фастовских, кировоградских, уманских и др.). В поясах тектоно-термальной активизации отсутствуют не только крупные, но и малые гранитные интрузии, потому что очаги кислой магмы формировались в более высокозалегающих горизонтах коры. Тепловые потоки проникали в раннепротерозойский осадочный чехол протоплатформенных блоков, реликтами которого в настоящее время являются метаморфизованные образования тетеревской, бугской, ингуло-ингулецкой, западно-приазовской и других серий УЩ. Насыщенность породных ассоциаций тектоно-термальных поясов продуктами гидротерм и метасоматического преобразования свидетельствует о том, что преобразующие процессы подкорового вещества непрерывны в пределах этих структур и продолжались в каледонскую, герцинскую и альпийскую тектонические эпохи.

Описываемые пояса и сопутствующие им основные тектонические швы, а также глубинные разломы, возникшие в результате формирования этих поясов, определили всю мегаструктуру кристаллического фундамента территории Украины в докембрии, структурный план которой в основном соответствует субмеридиональному простиранию тектонических элементов, зафиксированных по разделу Мохо.

По глубинным критериям и геологическим данным в кристаллическом фундаменте Украины выделяются следующие тектоно-термальные пояса, или проторифты (рис. 1): Львовско-Родопский, Одесско-Винницкий, Одесско-Ядловский, Криворожско-Крупецкий, Орехово-Павлоградский и Краснодар-Харьковский. Глубинное строение этих поясов частично освещено в работах исследователей, занимающихся изучением литосферы Украины [12, 32, 35, 37]. За пределами перечисленных проторифтов по данным изучения глубинного строения территории Украины широко распространены протоплатформенные блоки и гранитные массивы. К первым относятся (в пределах УЩ): Осницкий, Новоград-Волынский, Фастовский, Винницкий, Белоцерковский, Подольский, Кировоградский, Запорожско-Сумской, Приазовский, а также плутоны гранитов рапакиви – Коростенский, Корсунь-Новомиргородский и Дракийский. Глубинное строение указанных выше блоков и плутонов изложено в работах [32, 35].

Итак, земная кора на территории всей юго-западной части Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления в архее и раннем протерозое наращивала свою мощность, гранитизировалась и стабилизировалась. В байкальскую тектоническую эпоху проявились процессы деструкции земной коры, ее дробление на разные по размерам блоки, произошло заложение Средиземноморского геосинклинального пояса (Тетиса), началось изменение на территории юго-западной части платформы субмеридионального тектонического плана на северо-западный и местами широтный, сформировались Галицийская геосинклиналь, Днепровско-Донецкий палеорифт, Волыно-Полесский авлакоген, замыкающий на юго-западе Центрально-Русскую систему рифейских авлакогенов.



Все это нашло отражение в строении глубинных структур и усложнило характер и уровень распространения сейсмических границ по вертикали. Раздел Мохо, например, под Днепровско-Донецким авлакогеном резко воздымается и залегает на глубине 33–35 км, причем переходная зона земная кора – верхняя мантия имеет мощность более 10 км, а ее строение (по отражающим площадкам) – чешуйчатый облик. Чешуи надвинуты одна на другую с севера на юг, что возникает при надвигах. В границах Черниговского гравитационного максимума обнаружено геологическое тело повышенной плотности, расположенное под сейсмическими границами. Отходящие от него интрузии основных пород изменили строение раздела Мохо, внедрились в земную кору до уровня осадочного чехла, проникли в осадочные образования, где вскрыты буровыми скважинами. Базальтовый слой под Днепровско-Донецким авлакогеном залегает на глубине 25–28 км [32], ниже которого на глубине 32–35 км предполагается наличие корово-мантийного слоя, а еще глубже (40 км) под разделом Мохо находится переходная зона – кора–мантия. Следует отметить, что по всем имеющимся данным разрез земной коры в пределах Овручского палеорифта аналогичен разрезам северо-западной части Днепровско-Донецкого авлакогена. Это позволяет предположить, что палеорифт является продолжением авлакогена на северо-западе.

Итак, горизонт  $K_2$  в пределах Днепровско-Донецкого авлакогена лежит на глубине 15–25 км. Выше его находится гранитный слой, который отсутствует в Донецком сегменте. В низах структуры хорошо прослеживается поверхность Мохо и лежащий над ней корово-мантийный слой. Земная кора наиболее утонена в центральной части авлакогена. Припятской впадине и юго-восточной части Донбаса свойственны мощности коры свыше 40–50 км. Структура земной коры Донбасса резко отличается от таковой Днепровского сегмента. В Донецкой складчатой области наблюдается максимальная толщина базальтового слоя (10–25 км), а мощность коры в целом достигает 45–50 км, хотя здесь отсутствует гранитный слой.

В пределах Скифской плиты, Горного Крыма и Черноморской впадины структур-

ный план раздела Мохо не всегда совпадает с рельефом поверхности дорифейского фундамента, как это можно наблюдать в пределах УЩ и его склонов, где структуры и палеорельеф раннего протерозоя унаследовали структурный план раздела Мохо. Поверхность дорифейского фундамента, которая в пределах плиты входит в разряд элементов глубинного строения, характеризуется наличием крупных положительных и отрицательных структур, отраженных в измененном строении поверхности Мохо. Наиболее глубоко опущен дорифейский фундамент в Индоло-Кубанском прогибе, где мощность осадков и пород складчатого основания молодой платформы достигает 22 км. В пределах Одесско-Ядловской и Орехово-Павлоградской зон разломов (на плите) по поверхности дорифейского фундамента фиксируется рифтовая структура, в которой максимальная глубина докристаллического основания составляет 12 км. Здесь же над разделом Мохо установлено скопление корово-мантийной смеси и проявление интенсивных тепловых потоков. Максимальные глубины до поверхности кристаллического основания в центральной части Керченского полуострова достигают 22 км. Наряду с прогибами, а также палеорифтами дорифейская поверхность плиты изобилует и положительными структурами. На востоке Крымского полуострова поверхность дорифейского фундамента находится на глубине 4–8 км. В районе городов Симферополь, Севастополь, Евпатория этот фундамент вскрыт скважинами на глубине 5 км. Вблизи г. Зуя на глубине 200 м вскрыты породы байкальской консолидации.

Следует еще остановиться на характеристике поверхности фундамента склона УЩ. Она плавно погружается на юг. Приближаясь к границе платформы, погружение становится более крутым. Здесь появляются прогибы и поднятия, которые определяются неоднородностью пород фундамента и разломной тектоникой. Все эти структуры имеют преимущественно субмеридиональное простирание, подчиненное структурному плану раннего протерозоя и разделу Мохо.

Далее поверхность дорифейского фундамента резко погружается в южном направлении по сбросу и уходит на глубину залегания до 10 км. Амплитуда сброса – более

2 км. Этот сброс представляет собой северную границу Преддобруджско-Крымской рифтогенной зоны грабеноподобных прогибов, которая унаследовала в западной части Скифской плиты позднпротерозойскую (рифейскую) геосинклиналь, располагавшуюся между южным краем Восточно-Европейской платформы и северным склоном Килийско-Крымско-Азовского поднятия (вала), ограничивающего с севера Черноморскую впадину, реликтом которого является Килийско-Симферопольское – Березанское валообразное поднятие [34].

В пределах Вольно-Подольской плиты Львовско-Родопский проторифт (тектонотермальный пояс) прослеживается как по данным ГСЗ, так и в гравитационном поле [38]. Земная кора в этой структуре субмеридионального направления утолщена на 12 км по сравнению с мощностью коры прилегающих горизонтов.

По глубинному строению Вольно-Подольская плита значительно отличается от такового УЩ. Земная кора в пределах Скифской плиты сложена толщей пород с  $V = 7,0$  км/с, что характерно для базальтового слоя. Протофундамент на значительной части этого геотектонического элемента находится на глубине 10–12 км, а мощность слоя основных пород достигает 20 км. В пределах юго-западной границы Восточно-Европейской платформы сейсмические горизонты  $K_1$ ,  $K_2$  сливаются, и поверхность древней платформы погружается до глубины 10 км, а граница  $K_3$  (по поверхности базальтового слоя) уходит на глубину до 28 км. Следует отметить, что юго-восточнее Тетеревского разлома в пределах УЩ отсутствует сейсмическая граница  $K_2$ , но между Тетеревским и Суцано-Пержанским разломами в пределах Вольно-Подольской плиты она находится на глубине 20 км, а поверхность Мохо залегает на глубине 40–41 км. В районе Подольского разлома, который хорошо трассируется геофизическими методами, слой Мохо воздымается до 38 км. Юго-западнее этого разлома раздел Мохо резко погружается с отметки 38 на глубину 52 км. Для решения задачи о глубинном строении Вольно-Подольской плиты и ее складчатого обрамления сегодня важно выяснить характер смыкания фундамента древней платформы с байкальским складчатым основа-

нием. Изложение собранного материала по этому вопросу дано в следующем разделе, так как неоднозначное проведение границы Восточно-Европейской платформы на тектонических картах территории Украины явно связано с очень сложным строением зоны сочленения древней платформы с более молодыми структурами, составляющими тектонический план приповерхностных горизонтов земной коры.

Под Вольно-Полесским авлакогеном уменьшается толщина земной коры, но резко увеличивается мощность слоя основных пород. В районе Ковельского разлома раздел Мохо воздымается на 10 км, а мощность основных пород резко возрастает, что является характерным признаком палеорифтовой структуры. Особое положение в пределах Вольно-Подольской плиты занимает Суцано-Пержанская разломная зона, ограничивающая Вольно-Полесский авлакоген с юго-востока. Она наклонена к юго-востоку и уверенно прослеживается не только по разделу Мохо, но и в верхних слоях мантии. Вольно-Полесский авлакоген по результатам работ ГСЗ пересекает Карпаты в районе г. Турка и трассируется далее на юго-запад. А это подтверждает предположение о том, что Вольно-Двинский вулcano-плутонический пояс и сформировавшаяся в его границах Центрально-Русская система рифейских авлакогенов развивались в позднем протерозое не только в пределах Восточно-Европейской, но и Западно-Европейской платформ.

### **Результаты палеотектонической реконструкции приповерхностных структур земной коры на уровне эрозионного этапа раннего рифея по элементам тектоники глубинных горизонтов литосферы Украины**

Значительную часть территории Украины, согласно современному тектоническому районированию, занимают платформы, которые подразделены на древние (добайкальские) и молодые (байкальские, палеозойские и мезозойские). Древняя платформа в пределах Украины представлена УЩ и его склонами: Русской и Вольно-Азовской плитами. Все три названных выше элемента древней платформы с добайкальским

складчатым фундаментом расположены в границах юго-западного сектора Восточно-Европейской платформы [35].

Фундамент древней платформы сложен осадочными и осадочно-вулканогенными породами, преобразованными на разных стадиях метаморфизма в гнейсы, кристаллические сланцы, мигматиты, реоморфические граниты, амфиболиты, а также интрузивными гранитоидами и массивами основных и ультраосновных пород.

Фундамент более молодой Западно-Европейской платформы, консолидированный в рифее и более поздние этапы, представлен на территории Украины четырьмя тектоническими зонами, вклинившимися между Восточно-Европейской платформой и альпийским сооружением Карпат. Консолидированный блок байкалид представляют Росточская зона, наращивающая Волыно-Подольскую окраину древней платформы на северо-западе, Лежайский срединный массив и заключенные между этими структурами байкалид Кохановская и Рава-Русская зоны.

К категории молодых платформ относится Скифская плита, фундамент которой имеет гетерогенное строение и по ряду признаков разделен исследователями на три сегмента: Преддобруджский (Западный), Крымско-Азовский (Центральный) и Предкавказский (Восточный). В современном понимании плита охватывает территорию от Предкарпатья на западе до Каспия на востоке. Наиболее изученным с позиции унаследованности приповерхностными структурами рифейского этапа развития земной коры в пределах Украины, геотектоники глубинных горизонтов коры и мантии является Преддобруджский сегмент Скифской плиты, где рифейские образования практически выходят на дневную поверхность.

В складчатых сооружениях, обрамляющих древнюю и молодые платформы, особо выделяется Мармарошский кристаллический массив, породные образования которого несомненно должны быть отнесены к позднему протерозою. Массив – это система покровов переходной зоны между Восточно-Европейской и Западно-Европейской платформами, сложенных метаморфизованными образованиями фундамента байкалид.

В пределах УЩ и его склонов разрезы осадочно-вулканогенных пород рифейского возраста изучены в Овручском палеорифте. Не исключено их присутствие в разрезе метаморфизованных пород Криво-рожско-Крупецкого и Орехово-Павлоградского тектоно-термальных поясов. Об этом свидетельствуют редкие находки остатков живой материи позднего протерозоя и палеозоя.

Глубина эрозионного среза приповерхностных структур байкалид в пределах щита и его склонов значительно превышает глубину среза окраинной юго-западной части Восточно-Европейской платформы. Поэтому в первом случае вскрыты эрозией глубокие корневые части структурных элементов байкалид, находившиеся в условиях высокого теплового потока, где прогретая кора характеризуется повышенной проницаемостью для глубинных флюидов и находится в пластическом состоянии.

Структурный приповерхностный план позднего протерозоя унаследовал в основном субмеридиональное направление тектонических элементов, заложенное в конце архея в глубинных горизонтах литосферы и получившее отражение по разделу Мохо. На этот план в пределах Украины в рифее наложились рифтовая структура Днепровско-Донецкого авлакогена и Волыно-Полесский прогиб. Последний расположен на крайнем северо-западе Волыно-Азовской плиты. Первая структура имеет северо-западную ориентировку, а вторая – северо-восточную. Активизировалось широтное направление структур Причерноморья. За исключением этих изменений структурный план территории Украины на позднепротерозойском (рифейском) этапе развития земной коры определялся субмеридиональными протогеосинклинальными трогами и расположенными между ними протоплатформенными блоками и срединными массивами. Вся эта система приповерхностных структур имела четко выраженную субмеридиональную направленность, совпадающую с планом структур по сейсмическому горизонту  $K_2$  и с планом по разделу Мохо.

Наиболее интересными с точки зрения их генетической природы и насыщенности полезными ископаемыми являются субмеридиональные протогеосинклинальные

троги с утолщенной корой до 60 км, названные тектоно-термальными поясами (рис. 1). Это не типичные протгеосинклинали с накоплением в их бассейнах седиментаций осадочно-вулканогенных образований, а пояса скучивания подкорового вещества, наращивающего толщину коры на различных уровнях залегания поверхности Мохо. Утолщенная кора под термальными поясами, получившими в литературе название корней древних раннепротерозойских горных гряд [32], весьма активно формировалась в конце раннего протерозоя на этапе общего разогрева верхних слоев коры и массовой гранитизации осадочно-вулканогенных толщ нижнего протерозоя, накопившихся на протоплатформенных блоках нижнего архейского структурного этажа консолидированной коры. Структурно-формационные комплексы и стратиграфические разрезы породных образований, составляющие перечисленные выше тектоно-термальные пояса, расположенные в пределах щита и его склонов, представлены (снизу вверх) метаконгломерат-сланцевой, метакоматиитовой, джеспилитовой, кремнисто-сланцевой, железисто-сланцевой, карбонатно-углеродистой, сланцево-метапесчанистой и метаконгломерат-песчанистой формациями [24]. Все породные образования этих формаций метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, тогда как в примыкающих к этим тектоно-термальным поясам протоплатформенных блоках в раннем протерозое наращивался и увеличивался по мощности гранитный слой земной коры, формировались крупные и мелкие массивы всех известных на УЩ гранитных комплексов под влиянием орогенного режима палеосводового тектогенеза с образованием типоморфных структур, среди которых преобладают очагово-купольные и гранито-гейсовые. Эти структуры выступают в качестве термальных антиклиналей или аномальных центров фронтальных тепловых потоков, которые генерируются участками активизированной мантии или астенолитами. Геотектонический режим, охватывающий всю территорию УЩ в раннем докембрии, полностью соответствует палеосводовому поднятию, в результате чего вся территория щита к началу позднего про-

терозоя превратилась в обширный интракратон с типичными платформенными условиями развития.

Палеосводовый тектогенез раннего протерозоя сопровождался весьма высокой интенсивностью конвективного теплового потока, неоднородностью по латерали этих потоков, что обусловило превращение породных ассоциаций раннепротерозойского чехла в супракрастальные образования под воздействием высокотемпературного изохимического прогрессивного метаморфизма. Так, по данным некоторых авторов [1, 44], ингулецкая серия, состоящая из семи свит, входит в район "...один из самых гранулитовых" [44, с. 178], но породы этой серии вплотную примыкают к слабометаморфизованным образованиям криворожской серии, составляющим Криворожско-Крупецкий тектоно-термальный пояс. Исходя даже из этого примера, складывается впечатление, что изученный в настоящее время отрезок разреза криворожской серии формировался или после раннепротерозойского гранитообразования, происходившего в интервале возрастного времени 2065–2020 млн лет [42], или же пояс являлся непреодолимым "порогом" для проникновения на восток процессов ультраметаморфизма и гранитообразования. В разрезах криворожской серии отсутствуют даже малые тела гранитов и любые следы низкотемпературной гранитизации.

В рамках одной статьи невозможно даже в самой краткой форме изложить некоторые особенности хорошо изученных приповерхностных структур тектоно-термальных поясов и протоплатформенных блоков в плане результатов их палеотектонической реконструкции на уровне раннерифейского эрозионного среза.

В качестве примера можно привести Криворожско-Крупецкий тектоно-термальный пояс, который на уровне современного эрозионного среза выражен узкой (до 7 км) структурно-фациальной зоной, представляющей собой "...серию сопряженных чешуйчатых моноклиналиных структур" [33, с. 105]. Большинство исследователей, изучая разрез криворожской серии, без возражений принимают раннепротерозойский возраст его породных образований, фундаментом для которых служат архейские пла-

гиограниты. Данные Криворожской сверхглубокой скважины подтвердили чешуйчатое строение "основания" криворожской серии и дали возможность определить направление движения чешуй, сложенных архейскими плагиогранитами с запада на восток, при этом отчленив приповерхностный стратиграфический разрез серии от более глубоко залегающей его части, уходящей корнями до поверхности Мохо. Таким образом, фундамент криворожской серии имеет аллохтонную природу. Мощность изученного в настоящее время отрезка криворожской серии составляет более 8000 м. Сдвинуванная верхняя часть разреза серии по предварительным подсчетам [29, 30] достигает около 5000 м. Мощность гранитного слоя составляет 45 км, а базальтового – 10 км. Начинается разрез криворожской серии (снизу) метаморфизованными вулканидами основного состава (метадиабазы и диабазовыми порфиридами), переслаивающимися с малыми по мощности пластами сланцев, которые являются метаморфизованными продуктами туффового материала. Таков разрез новокриворожской свиты, мощность которой достигает 1300 м. Выше лежащая скелеватская свита представлена конгломератами, кварцитами, филлитовыми и тальковыми сланцами. Мощность скелеватской свиты – 300 м.

Саксаганская свита сложена закономерно переслаивающимися железистыми кварцитами, джеспилитами и сланцами, сформировавшимися преимущественно вследствие переработки туффогенного материала. Мощность свиты – 1500 м.

Лежащая выше гданцевская свита представлена исключительно породными образованиями вулканогенно-терригенно-хемогенного происхождения. Это кварц-карбонатные и графитсодержащие сланцы, безрудные кварциты, доломитовые мраморы и железистые кварциты. Мощность свиты – 1600 м. И, наконец, глееватская свита, завершающая разрез криворожской серии, которая залегает на гданцевской с перерывом и угловым несогласием, представлена очень мощной (до 3500 м) толщиной метаконгломератов, метапесчаников и кварц-биотитовых сланцев.

На западе Криворожско-Крупецкий тектоно-термальный пояс ограничен Криворо-

жско-Кременчугским разломом, являющимся восточной границей распространения породных образований ингуло-ингулецкой серии, породные образования которой ни по вещественному составу, ни по степени метаморфизма не могут коррелироваться со стратиграфическим разрезом криворожской серии. С востока к поясу прилегают структурно-вещественные комплексы верхнего архея, составляющие Среднеприднепровскую зеленокаменную область. В связи с изложенным возникает вопрос: возможно ли с позиции водно-терригенно-осадочной гипотезы, которой придерживаются большинство исследователей Криворожья, объяснить накопление более 8-километровой толщи весьма не характерных для открытых бассейнов седиментации осадков, содержащих огромное количество железа, карбонатов и углерода? Можно ли этот узкий 7-километровый по ширине протопалеорифт, или "щель" в земной коре, приравнять к миогеосинклинали [33] и считать, что именно сюда устремлены все водные потоки, несущие растворенные железо, карбонаты и углерод? Если это не так и вряд ли можно обосновывать происхождение уникальных пород криворожской серии только с позиции терригенно-осадочной гипотезы, тогда можно попытаться объяснить формирование изученного разреза криворожской серии в условиях замкнутой модели с особыми геодинамическим и термохимическим режимами интенсивным энергомассопереносом и дебазификацией вещества глубинных горизонтов литосферы и выноса подкорового флюидального потока в верхние горизонты коры. Следует отметить, что в работах наиболее раннего периода изучения криворожской серии [16, 27, 28] ее породные ассоциации не рассматривались как продукты водно-терригенно-хемогенно-осадочного седиментогенеза. Уже в 80-х годах прошлого столетия у исследователей наметилась устойчивая тенденция к отказу от классической геосинклинальной модели развития докембрийских кратонов, в том числе и УЩ [14], в пользу построения геодинамической модели, вытекающей из специфической теории интракратонной орогении и тектоники раннедокембрийских литосферных плит. Основы этой теории изложены в работах [2, 3, 13, 17, 20, 21, 36,

41]. История геологического развития УЩ с позиции его развития в условиях интракратонной орогении как режима определенной направленности впервые освещена в работах [15, 22]. Сам механизм формирования палеосводов с интенсивным проявлением процессов метаморфизма и ультраметаморфизма, обусловленных активизацией астеносферных процессов, генерирующих на отдельных ее участках аномально высокой плотности тепловые потоки и флюиды, проникающие в более высокие горизонты земной коры, будет изложен во второй нашей статье.

Предлагаемая замкнутая флюидная модель требует реконструкции морфологии проторифтов или тектоно-термальных поясов, уровня их денудационного среза на всех этапах формирования земной коры на территории Украины и, главное, наращивания гипотетического (вверх и вниз) стратиграфического разреза. Например, в данном случае хорошо изученной криворожской серии, сденудированная часть разреза которой может быть реконструирована по вещественному составу породных образований доплитного осадочного чехла, заполнившего палеорифтовые структуры рифея в интервале геологического времени от 1700 до 650 млн лет. Кроме того, весьма ценная информация о верхних частях разрезов тектоно-термальных поясов может быть получена в процессе изучения слабометаморфизованных образований байкальского складчатого комплекса, уцелевшего от эрозии вдоль юго-западного и южного ограничений Восточно-Европейской платформы. В конце раннего и начале позднего протерозоя между областью континентальной коры, сформировавшейся в Восточно-Европейскую платформу, и расположенным к западу от нее участком образовался протопалеорифт – Львовско-Родопская геосинклиналь [31] – тектоно-термальный пояс (рис. 1) с утолщенной корой. Ширина пояса с утолщенной корой на уровне поверхности Мохо достигает почти 100 км. Палеотектонические реконструкции приповерхностной структуры этого пояса по геотектоническим элементам глубинных горизонтов литосферы показали, что ширина пояса на уровне денудационного среза раннего рифея достигла 80 км. Это было еще раннепротерозойское горное сооружение (гряда) субмеридионального направления с очень сложным геологическим строением. Разрушение разреза Львовско-Родопской горной гряды и быстрое погружение отдельных сегментов и блоков на значительные глубины началось с интенсивного проявления раннебайкальского тектоногенеза, что обеспечило сохранение от эрозии верхних частей стратиграфического разреза этого тектоно-термального пояса, ограничивающего платформу с юго-запада. Пояс байкалид протягивается от жешувских слоев, изученных в юго-восточной Польше, включая и северную часть Лежайского массива, и далее [19] уходит под покровы Предкарпатского прогиба и Карпат. Его продолжение по простиранию прослеживается вдоль края платформы вплоть до Добруджи [25, 40, 47] и следует до соединения с Килийско-Симферопольско-Азовским валообразным поднятием. Результаты реконструкции последнего свидетельствуют о том, что поднятие в рифее ограничивало с севера Черноморскую синеклизу от геосинклинали, примыкавшей к южному краю платформы, и оно вскрывается сважинами в пределах Мизийской плиты [34] в районе Будешти и Опташи под нескладчатыми отложениями силура. Нет сомнения в том, что стратиграфические разрезы более высоких горизонтов тектоно-термальных поясов УЩ и его склонов глубоко сденудированы. Изученные в настоящее время геолого-геофизическими методами отрезки стратиграфических разрезов мощностью около 6 км, по-видимому, составляют только небольшую часть среднего интервала полного раннепротерозойского разреза проторифтов от основания поверхности Мохо до самого высокого уровня поверхности палеорельефа рифейской эпохи. Эрозионный срез палеоструктур УЩ и их отражение в палеорельефе достигли апогея еще в мезопротерозое (рифее). Только в интервале геологического времени от 1700 до 650 млн лет сденудировано с поверхности щита более 2 км горных пород [29, 30, 32].

В следующей нашей статье будут охарактеризованы формации складчатых комплексов байкалид, породные ассоциации доплитного осадочного чехла, стратиграфические разрезы раннепротерозойских

структур, сдундированные до уровня раннепротерозойского среза, но реконструированные по обломочному материалу, выполняющему палеорифты и наложенные впадины.

1. *Белевцев Р. Я.* Проблемы метаморфической зональности докембрия. – Киев: Наук. думка, 1975. – 232 с.
2. *Белоусов В. В.* Эндогенные режимы материков. – М.: Недра, 1978. – 324 с.
3. *Блюмен Б. А., Педанов В. В.* Метаморфическая зональность и метаморфические комплексы. – М.: Наука, 1983. – 235 с.
4. *Богаец А. Т.* Южная граница Восточно-Европейской платформы и строение позднекембрийского комплекса юга СССР // Геотектоника. – 1976. – № 6. – С. 33–44.
5. *Буров В. С., Микита Б. В., Шакин В. А.* Особенности строения и развития Свентокшинско-Добруджинского сооружения // Сов. геология. – 1974. – № 5. – С. 139–144.
6. *Буров В. С., Глушко В. В., Досин Г. Д.* Об амплитуде горизонтального перемещения флишевого комплекса юго-восточной части Украинских Карпат // Геотектоника. – 1980. – № 5. – С. 51–58.
7. *Вишняков И. Б., Глушко В. В., Помяновская Г. М. и др.* Юго-западный край Восточно-Европейской платформы на Украине и в Молдавии // Геология запада Восточно-Европейской платформы. – Минск: Наука и техника, 1981. – С. 22–35.
8. *Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат* / Под ред. Я. О. Кульчицкого и О. И. Матковского. – Львов: Высш. шк., 1977. – 220 с.
9. *Геология СССР. Т. 8. Крым. Геологическое описание.* – М.: Недра, 1969. – 575 с.
10. *Горецкий Р. Г., Тешке Г. Ю.* Добруджско-Североморский и Сарматско-Туранский линейменты // Орогенный этап развития варисцид Средней Европы и СССР. – М., 1997. – С. 120–131.
11. *Давыдова Н. И.* Изучение тонкой структуры области перехода от коры к мантии. – М.: Наука, 1977. – 162 с.
12. *Єнтін В. А., Шимків Л. М., Нечаєва Т. С. та ін.* Підготовка геофізичної основи тектонічної карти України. М-б 1 : 1 000 000. – К.: Геоінформ, 2002. – 55 с.
13. *Калинин А. С., Ревердатто В. В.* Флюидно-магматическая модель плутонометаморфизма и анатексиса // Докл. АН СССР. – 1980. – № 2. – С. 416–418.
14. *Каляев Г. И., Глевасский Е. Е., Димитров Г. Х.* Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины. – Киев: Наук. думка, 1984. – 239 с.
15. *Комаров А. Н., Черкашин Л. А.* Редкометалльные тектоно-метасоматические зоны Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1981. – 177 с.
16. *Конкевич С. О.* Геологическое описание окрестностей Кривого Рога // Горн. журн. – 1880. – Т. 1, № 3. – С. 25–39.
17. *Коржинский Д. С.* Магматизм формации кристаллических пород и глубины Земли. – М.: Наука, 1972. – С. 46–58.
18. *Косминская И. П., Давыдова Н. И.* Скоростные модели земной коры и структура сейсмических границ // Кора и верхняя мантия Земли. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1975. – Вып. 2. – С. 86–93.
19. *Лебединский В. И., Добровольская Т. И.* Гранатсодержащие породы в гальках юрских конгломератов Горного Крыма // Минерал. сб. – 1965. – № 19, вып. 1. – С. 114–118.
20. *Летников Ф. А.* Гранитоиды глубинных областей. – Новосибирск: Наука, 1975. – 216 с.
21. *Маракушев А. А.* Значение метаморфизма в формировании континентальной земной коры // Докембрий. – М.: Наука, 1980. – С. 39–45.
22. *Науменко В. В., Николаенко Б. А., Орловский Ю. П.* Палеосводы и региональные структуры Украины / АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов. – Препр. – Киев, 1988. – 68 с.
23. *Новые данные о геологическом строении и нефтегазоносности запада УССР по материалам региональных геолого-геофизических исследований (1959–1967)* / Отв. ред. В. А. Витенко – Л.: Изд-во Львов. ун-та, 1971. – 172 с.
24. *Паранько І. С.* Ряди стратифікованих формацій і формаційні типи протерозойських метаморфічних комплексів Українського щита: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мінерал. наук. – Львів, 1997. – 37 с.
25. *Потарыский В., Томчин Г.* Структурно-фациальные зоны в палеоцене северной и восточной Польши // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. – 1968. – № 2. – С. 44–61.
26. *Прогноз поисков нефти и газа на юге УССР и на их прилегающих акваториях.* Подразд. В. В. Глушко, С. П. Максимова. – М.: Недра, 1981. – 240 с.

27. Пятницкий П. П. Исследование кристаллических пород степной полосы юга России // Тр. о-ва испытателей природы при Харьк. ун-те. – 1898. – Т. 32. – С. 88–103.
28. Пятницкий П. П. Генетические и возрастные отношения метаморфических пород украинского докембрия // Геол. журн. – 1938. – Т. 5, № 4. – С. 18–25.
29. Резанов М. А. Величина эрозии за историю Земли и природа катархейского метаморфизма. // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. – 1989. – Т. 64, вып. 4. – С. 37–39.
30. Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательные движения европейской части СССР // Тр. Геофиз. ин-та. – 1949. – Вып. 3. – С. 34–49.
31. Семененко М. П., Савченко М. А., Клушин В. І. Прип'ятський вал (глибинна структура магматизму та металоносність). – К.: Наук. думка, 1976. – 176 с.
32. Соллогуб В. Б. Литосфера Украины. – Киев: Наук. думка, 1986. – 183 с.
33. Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита / Н. П. Щербак, К. Е. Есипчук, Б. З. Берзенин и др. – Киев: Наук. думка, 1985. – 166 с.
34. Ступка О. С. Геодинамическая эволюция и структура земной коры юга европейской части Советского Союза в докембрии. – Киев: Наук. думка, 1986. – 223 с.
35. Тектоника Украины. – Киев, 1988. – 254 с. – (Тр. УкрНИГРИ; Т. 36).
36. Тектоносфера Земли / Под ред. В. В. Белоусова. – М.: Наука, 1978. – 531 с.
37. Трипольский А. А., Шаров Н. В. Литосфера докембрийских щитов Северного полушария Земли по сейсмическим данным. – Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 2004. – 159 с.
38. Федоришин Ю. І., Яковенко М. Б., Фесенко О. В., Тріска Н. Т. Глибинна будова земної кори Ук-  
раїнського щита як основа для прогнозно-металогенічних досліджень // Зб. наук. пр. УкрДГРІ. – К., 2009. – С.18–33.
39. Хаин В. Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации // Геотектоника. – 1975. – № 1. – С. 13–27.
40. Хоментовский В. В. Венд. – Новосибирск: Наука, 1976. – 272 с.
41. Чекунов А. В. Эволюционные изменения кора-мантия // Геофиз. журн. – 1980. – № 6. – С. 18–25.
42. Шейманн Ю. М. Земля и Вселенная. – М., 1972. – № 3. – С. 29–33.
43. Щербак Д. Н., Пономаренко А. Н., Макаренко А. Д. Геохронология гранитоидов Ингуло-Ингулецкого мегаблока Украинского щита // Геохимия и рудообразование. – 1995. – Вып. 21. – С. 74–88.
44. Щербаков И. Б. Петрология Украинского щита. – Львов: ЗУКП, 2005. – 364 с.
45. Юрк Ю. Ю., Добровольская Т. И. Рифейские и палеозойские валуны гранитов Крыма // КБГА. VII конгр. – София, 1965. – Ч. 3. – С. 379–384.
46. Glowacki E., Karnkowski P. Porownanie gornego prekambriu (zyfeju) przedgorza Karpat arodkowych z seria zielonych lupkow Dobrudzy // Kwart Geol. – 1963. – Т. 7, № 2. – S. 187–194.
47. Pozaryski W., Kotanski Z. Rozwoi tektoniczny Baikaiski oraz raiednsko-waruscyski przedpola wachodnioluzopeiskili platformy w Polsce // Kwart. Geol. – 1979. – Т. 23, № 1. – S. 7–22.
48. Seghedi A. Variszische Faltung in alpidischen Einheiten der Nord-Dobrudscha // Zeitschrift fur angewandte Geologie. – 1985. – Bd. 31. – P. 281–287.

Ин-т геол. наук НАН Украины,  
Киев  
E-mail: mikh@svitonline.com

Статья поступила  
15.09.11