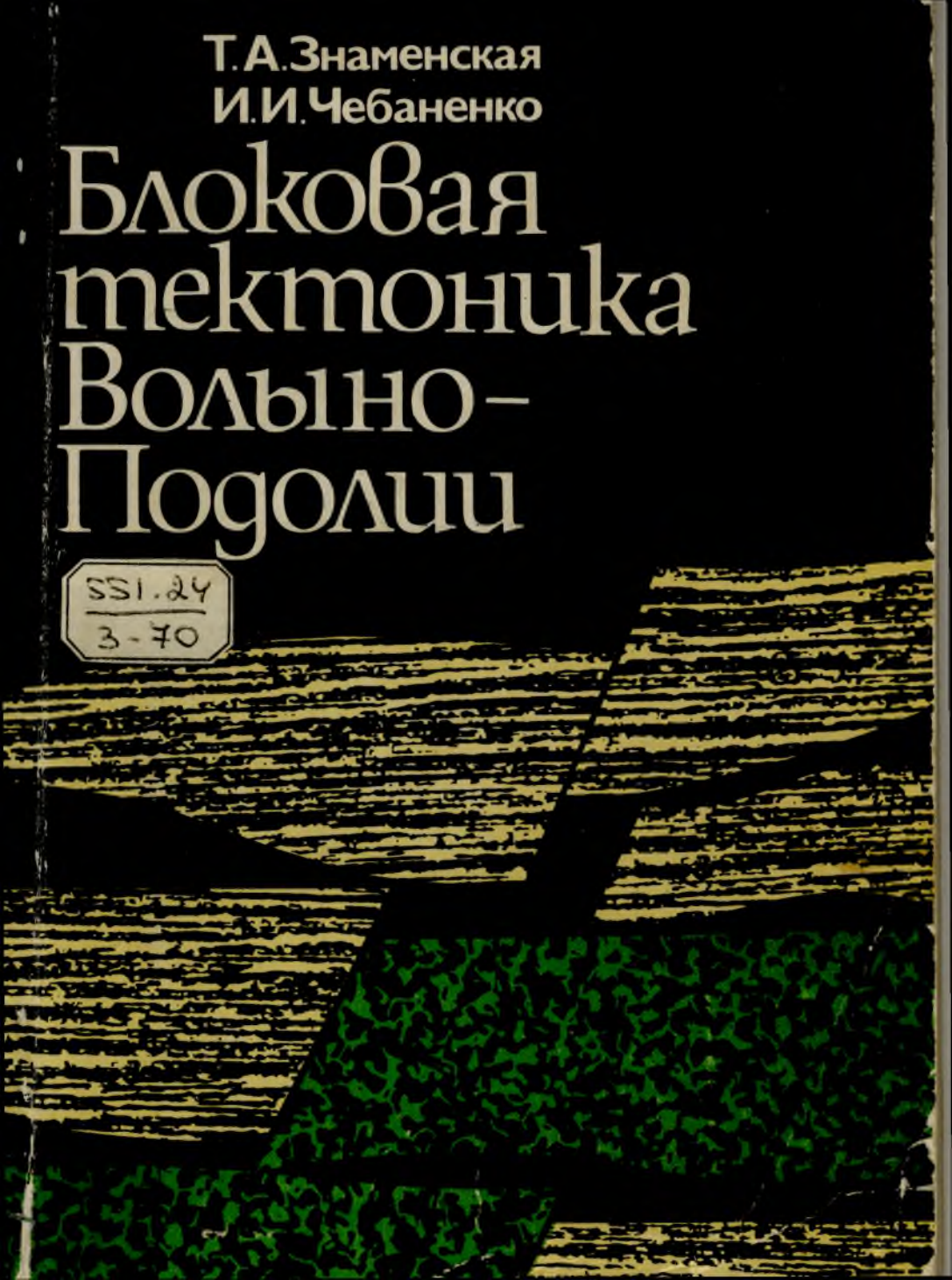


Т.А.Знаменская  
И.И.Чебаненко

# Блоковая тектоника Волыно- Подольи

SS1.24

3-70



АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Т.А. Знаменская  
И.И. Чебаненко

Блоковая  
тектоника  
Вольно-  
Подолци

Киев  
Наукова думка  
1985

УДК 551.242.5.056

Блоковая тектоника Волинно-Подольи / Знаменская Т.А., Чебаненко И.И. -  
Киев : Наук. думка, 1985. - 156 с.

В монографии изложены результаты изучения разломно-блоковой тектоники Волинно-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы. Проведен анализ эволюции сетки разломов фундамента в связи с основными стадиями тектонического развития платформы и ее складчатого обрамления. С этих позиций освещено соотношение современной блоковой тектоники фундамента с его внутренним строением, глубинными параметрами земной коры и современным рельефом; показано влияние блоковой тектоники на условия залегания платформенных формаций, размещение региональных структур и минеральных концентраций; предложена схема исторической, структурной и кинематической соподчиненности разломов фундамента и дана характеристика их основных типов.

Для геологов, занимающихся вопросами тектоники.  
Ил. 32. Табл. 1. Библиогр.: с. 142-152 (235 назв.).

Ответственный редактор В.Г.Бондарчук

Рецензенты В.С.Заяка-Новацкий, В.А.Рябенко

Редакция литературы о Земле

3 1904030000-368 257-85  
M221(04)-85

© Издательство "Наукова думка", 1985

## В В Е Д Е Н И Е

Территория Волинно-Подольи охватывает окраинную юго-западную часть Восточно-Европейской платформы (ВВП), расположенную между Украинским щитом (УЩ) и Карпатской складчатой системой.

В настоящее время в связи с развитием геолого-поисковых работ в этом районе все больше ощущается потребность разработки структурно-тектонических критериев рациональных поисков минеральных концентраций. Наиболее актуальной задачей в решении этой проблемы является всестороннее изучение разломно-блоковой структуры фундамента.

Разломы фундамента обуславливают на древних платформах главные черты строения осадочного чехла. С выяснением закономерностей их размещения и развития связано решение вопроса о структурных соотношениях фундамента и чехла, который в последнее время приобретает особую актуальность в связи с переходом поисковых работ на более глубокие горизонты. В современной геологической практике разработка схем разломно-блоковой структуры фундамента рассматривается как основная часть общего комплекса поисково-разведочных работ.

Накопленный в последние годы богатый фактический материал по геологическому строению Волинно-Подольи, а также большие успехи, достигнутые в теоретической геотектонике, позволили подойти к решению многих вопросов разломно-блоковой тектоники этого региона с новых позиций.

Исходя из опыта составления Карты разломов территории СССР и сопредельных стран (главный редактор А.В.Сидоренко) и результатов аналогичных исследований в других платформенных регионах, авторы предприняли попытку связать эволюцию сетки разломов с основными стадиями тектонического развития Волинно-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления. Анализ палеодинамики блоков с историко-геологических позиций позволил показать их не как статичные элементы, а в связи с развитием платформенных структур различных типов и порядков.

Особое внимание в монографии уделено глубинным разломам древнего (дорифейского) заложения, имеющим на платформах в большинстве случаев скрытый характер, из-за которого их выявление и картирование сопряжено с большими трудностями. Между тем именно с этими разломами пространственно и генетически связаны многие полезные ископаемые. Долгоживущие "скрытые" разломы в последнее время привлекают большое внимание и как потенциально опасные сейсмические зоны в связи со строительством долгосрочных технических сооружений.

Основным первичным материалом, который анализировался авторами, являлись результаты среднemasштабного и на значительной части территории детального геологического картирования, геофизических съемок, глубокого бурения, специальных тематических исследований, проведенных ИГО Запукргеология и Севукргеология, ИГО Укрргеофизика Мингео СССР, Научно-исследовательскими институтами АН СССР и Мингео СССР, Львовским и Киевским университетами, а также результаты личных исследований авторов.

Монография продолжает серию работ по разломно-блоковой тектонике территории СССР, выполненных в отделе геотектоники Института геологических наук (ИГН) АН СССР [24, 210-212]. При решении поставленных задач авторы руководствовались идеями академика АН СССР В.Г.Бондарчука, на протяжении многих лет возглавлявшего отдел геотектоники.

В процессе подготовки работы авторы пользовались советами и консультациями Е.А.Асеевой, А.К.Бойко, С.С.Бютрвской, В.А.Великанова, И.Б.Вишнякова, Б.И.Власова, Б.Я.Воловник, А.А.Гойжевского, Д.Е.Гофштейна, Ю.М.Довгала, Б.Б.Заволянского, В.С.Зайка-Новачко, В.В.Кирьянова, В.М.Марковского, А.П.Медведева, И.К.Пашкевич, Г.М.Помянской, А.Я.Радзивилла, М.Г.Распоповой, В.А.Рябенко, Ю.Н.Сеньковского, О.И.Сланзак, Л.Е.Фильштинского, А.В.Хижякова, П.Д.Цегельника, С.Н.Цымбала, М.И.Червоногого и др.

Всем названным товарищам авторы выражают глубокую благодарность.

## Г Д А В А I

### РАЗЛОМНО-БЛОКОВАЯ ТЕКТОНИКА ФУНДАМЕНТА ВОЛЫНО-ПОДОЛИИ

Значительно возросший за последнее десятилетие объем информации о геологии раннего докембрия ВЕП привел к заметным изменениям в подходе к анализу разломно-блоковой тектоники ее фундамента. Если ранее разломно-блоковой тектонике отводилась главным образом деструктивная роль, проявляющаяся в многократном нарушении первичной складчатой структуры фундамента и преимущественно игамповом воздействии его блоков на чехол, то в публикациях последних лет заостряется внимание на исторической предопределенности современной блоковой расчлененности фундамента его первичным гетерогенным строением, сформированным в ходе этапного развития континентальной земной коры [178, 181 и др.]. Крупнейшие блоки (сегменты) фундамента, сложенные разнотипными структурно-формационными комплексами, рассматриваются как историко-геологические элементы раннего докембрия, занимающие определенное положение в структуре континентов. Таким образом, расшифровка разломно-блоковой тектоники фундамента древних платформ включает последовательное решение двух вопросов: 1) выяснение внутреннего строения гетерогенного фундамента на основе сравнительного тектонического анализа и 2) выявление элементов более поздней разломно-блоковой тектоники, связанных с платформенным этапом развития.

Согласно существующим представлениям [19, 24, 67, 110, 170, 180 и др.], фундамент ВЕП сложен двумя основными типами тектонических элементов (структурными этапами) раннего докембрия: несимметричными архейскими протоплатформенными, или протоконтинентальными, массивами (ядрами меланократового фундамента архейской консолидации) и линейными или дугообразными геосинклинальными (протогеосинклинальными) складчатыми системами, консолидированными в результате свеклофенно-карьельского тектоно-магматического цикла<sup>1</sup>. Тектоническая природа

<sup>1</sup> Далее они именуются карельскими, или карелидами.



этих элементов и их структурно-исторические взаимоотношения решаются неоднозначно. Однако общим для всех исследователей является вывод о их автономном тектоническом развитии в раннем докембрии (достаточно с позднего архея). В современной структуре им отвечают крупнейшие элементы делимости фундамента платформы — блоки первого порядка (мегаблоки), разграниченные длительно развивавшимися зонами глубинных разломов. Они отличаются составом формаций, степенью и возрастом их метаморфизма, внутренней тектоникой, глубиной эрозионного среза, что находит отражение в геофизических полях и глубинном строении.

Для протоплатформенных мегаблоков характерно развитие высокоглиноземистых формаций, сохранившихся на гранулитовой ступени метаморфизма. Главную структурную особенность их определяет брахиформная и куполовидная складчатость, которая в магнитном поле отражена в мозаичном рисунке аномалий. В гравитационном поле им соответствуют участки повышенной интенсивности с довольно высокой степенью дифференциации. Разрез земной коры характеризуется сокращенной мощностью "гранитного" и "базальтового" слэбов и согласным приподнятым положением их контактных поверхностей вплоть до раздела М. В современной структуре с ними пространственно совпадают шиты и антеклизы, в пределах которых сохранились древнейшие породы фундамента. В крайних частях массивы значительно переработаны карельской складчатостью, что проявляется в интенсивной гранитизации и повторном регрессивном метаморфизме.

Протогеосинклинальные комплексы слагают протяженные пояса линейной складчатости, разделяющие и облекающие архейские массивы. Значительная протяженность и относительно правильный геометрический рисунок этих поясов дают основание считать, что их пространственное положение предопределено планетарной (регатической) сеткой разломов. Развитие последних прослеживается с архея. В геофизических полях карелидам отвечают линейные резко дифференцированные аномалии различного знака и интенсивности. Глубинные исследования фиксируют под ними увеличенную мощность земной коры, ее латеральную и вертикальную неоднородность, а также несогласное положение поверхностей раздела внутри земной коры.

Обладая различной глубинной структурой, архейские и эпикарельские мегаблоки по-разному реагировали на последующие тектонические напряжения, что предопределило специфику их платформенного развития.

Основанные на этих представлениях схемы тектонического районирования фундамента ВЕС [115, 170, 181 и др.] имеют важное значение для изучения тектоники конкретных регионов и, в частности, для опре-

деления тектонической позиции Воляно-Подольи в общей структуре платформы.

В настоящее время гетерогенная природа фундамента Воляно-Подольи как составной части ВЕС признается всеми исследователями. Однако взгляды на его тектоническое районирование существенно расходятся. Эти расхождения во многом обусловлены неоднозначной трактовкой тектоники УЩ, вытекающей из различных исходных теоретических позиций исследователей. Наиболее объективные схемы тектонического районирования УЩ составлены с позиций блоковой тектоники.

В примыкающей к Воляно-Подольи западной части УЩ выделяется три структурно-обособленных блока, каждый из которых характеризуется специфическим комплексом пород, структур, а также особенностями глубинного строения земной коры [113, 143 и др.].

Юго-западная часть шита — Подольский блок — сложена наиболее древними образованиями. В их составе выделяют архейскую днестровско-бугскую и нижнепротерозойскую бугскую серии, гранитизированные подольским интрузивным комплексом (2150 млн. лет) [65]. По мнению многих исследователей, отнесение бугской серии к протерозою ошибочно. Особенности формационного ряда Побужья, включающего формации гипертенсо-державских гнейсов и кристаллосланцев, высокоглиноземно-кварцитовую, кондалитовую и карбонатно-гнейсовую, служат основанием для выводов о сходстве бугской серии с типичными архейскими комплексами "всех континентов" [93]. Структурную особенность Подольского блока составляет изменчивый характер простирания складчатых структур и широкое развитие форм купольного типа [136]. В пространственном размещении метаморфических комплексов отмечается уменьшение роли образований гранулитовой фации с юга на север. В этом же направлении преобладающей становится северо-западная ориентировка структурных линий. Широкое развитие в пределах блока, особенно в его южной части, пород гранулитовой фации рассматривается как свидетельство его слабой последующей переработки [233].

К северу от Подольского блока выделяется Водянский (Новоград-Водянский) блок, сложенный однообразными, преимущественно биотитовыми, гнейсами нижнепротерозойской тетеревской серии, гранитизированным кировоградско-житомирским интрузивным комплексом. Изотонный возраст тетеревской серии (2230 млн. лет, по стронциевому методу) принимается за возраст регионального метаморфизма. Время формирования кировоградско-житомирского комплекса (по монашугу) — 1900–1700 млн. лет назад. Структурные и стратиграфические соотношения между породами тетеревской серии и метаморфическими комплексами смежного Подольского блока спорны. Согласно региональной стратиграфической схеме, тетерев-

ская серия является возрастным аналогом сходной по составу верхней части бугской в объеме синицовой, хачевато-завальевской и кошаро-александровской свит. Однако по утверждению многих исследователей тетеревакская серия занимает более высокое стратиграфическое положение и перекрывает архейские комплексы, включая бугскую серию, с перерывом и угловым несогласием. Наличие архейских комплексов в пределах Волынского блока подтверждается данными глубинного геологического картирования.

В крайней северо-западной части щита выделяется Осницкий блок, отличающийся интенсивной гранитизацией метаморфических формаций. Его слагают в основном осницкие граниты, содержащие многочисленные ксенолиты метаморфизованных осадочно-вулканогенных образований клеювской серии. Последние ориентированы в северо-восточном и субширотном направлениях, подчеркивая господствующий структурный план.

Для осницких гранитов характерно широкое развитие гибридных пород — от пироксенитов до гранодiorитов, представляющих продукты гранитизации основных вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Возраст цирконов из плагипорфиритов и метадиабазов клеювской серии отвечает раннему протерозою (2100-1900 млн. лет). Близкие значения получены по сингенетичным цирконам из осницких гранитов (1900 ± 140 млн. лет) [65].

Завершают раннепротерозойский этап развития фундамента породы коростенского интрузивного комплекса (граниты ралакиви, габбро-анортозиты — 1750-1650 млн. лет), пространственно тяготеющие к северо-восточной окраине щита.

К древнейшим образованиям чехла на щите большинством исследователей относятся слабо дислоцированные вулканогенно-терригенные толщи, объединяемые до недавнего времени в единую верхнепротерозойскую овручскую серию. Они выполняют локальные Овручскую и Белокоровичскую грабен-синклинали, тяготеющие к зоне сочленения Осницкого и Волынского блоков. В последней региональной стратиграфической схеме образования Белокоровичской структуры (белокоровичская и озеракская свиты) выделены самостоятельную пугачевскую серию и отнесены к нижнему протерозою, что оспаривается многими исследователями. Збраньковская и толкачевская свиты Овручской грабен-синклинали объединены в верхнепротерозойскую овручскую серию. В позднем протерозое происходило формирование пержанских метасоматитов, пространственно приуроченных к зоне сочленения Осницкого и Волынского блоков вдоль Судано-Пержанской зоны разломов.

Тектоническая природа и история формирования развитых на щите структур решаются с разных позиций. В.Г.Бондарчук [22, 24] рассматри-

вает щиты, включая Украинский, как "первичные центры" консолидации материковой земной коры, между которыми в раннем докембрии располагались обширные геосинклинали. Становление структуры фундамента платформы им трактуется как направленный процесс последовательного присоединения к архейским блокам эпигеосинклинальных протерозойских складчатых систем, который вел к разрастанию (аккреции) материковой земной коры за счет океанической.

Г.И.Калев, исходя из представлений о существовании уже на самых ранних этапах развития земной коры структурных аналогов фанерозойских платформ и геосинклиналей, выделяет в пределах УЩ раннедокембрийские области "с четко выраженным геосинклинальным режимом" и протоплатформы [179]. Эти элементы образуют блоки первого порядка, параллельное развитие которых прослеживается с позднего архея. В соответствии с этим делением в западной части УЩ им выделяется обширный архейский Волыно-Подольский протоплатформенный блок, включающий Подольский, Волынский и Осницкий блоки более низкого ранга, в разной степени переработанные протерозойской складчатостью. Волыно-Подольский блок ограничен меридиональными геосинклинальными ветвями — Белоцерковско-Одесской на востоке и параллельной ей вдоль современной западной границы щита.

По В.А.Рябенко [134, 135, 179], Подольский блок представляет собой жесткую глыбу (типа срединного массива), консолидированную в самом начале раннего докембрия. Волынский блок на протяжении всего протерозоя развивался как подвижный участок платформы. К зоне его сочленения с Подольским блоком приурочен Тетеревакский субгеосинклинальный прогиб, заполненный мощной однообразной песчано-глинистой толщей, преобразованной в биотитовые гнейсы тетеревакской серии. Граница Волынского и Подольского блоков им проводится по Тетеревакскому глубинному разлому, совпадающему с осью одноименного прогиба. Параллельные Андрушевский и Новоград-Волынский разломы контролируют южную и северную границы Тетеревакского прогиба. Перечисленные разломы В.А.Рябенко относит к явно платформенным, формирование которых происходило после полной консолидации Волыно-Подольского блока. Осницкая тектоническая зона им рассматривается как среднепротерозойская трещиноватая синклиналь, переработанная гранитоидным магматизмом в условиях подвижной платформы.

С иных позиций подходят к районированию щита авторы "Тектонической карты СССР и МССР" [113]. Главную роль в расшифровке тектоники щита наряду с изотопной геохронологией они отводят ориентировке складчатости. Складчатые комплексы различного простирания сопоставляются с разновозрастными структурными ярусами, разделенными во времени пе-

приодами перестройки тектонического плана. Исходя из преобладающего развития брахиформных и куполовидных структур, характерных для начальной (нуклеарной) стадии развития земной коры, Подольский блок относится к области досвекофенно-карельской складчатости - бутидам. Территория Волынского блока с северо-западной ориентировкой структурных линий, характерной, как предполагают, для раннепротерозойской складчатости Ущ в целом, представляет собой область развития ранних свекофенно-карелид (азово-вольнид). В пределах Осицкого блока с северо-восточным простиранием складчатых структур выделена область среднепротерозойской складчатости - поздние свекофенно-карелиды (нововольниды или вольниды). С завершающей складчатостью свекофенно-карелид, отвечающей времени консолидации (кратонизации) фундамента ВЕП как единого целого, связывается формирование сложного Коростенского плутона.

Границами разновозрастных складчатых комплексов являются Суцано-Пержанский и Тетеревский разломы. Последний, в отличие от одноименного на схеме В.А.Рябенко, трассируется в северо-восточном направлении параллельно Суцано-Пержанскому. Северо-восточные и северо-западные разломы (Центральный, Бугский, Подольский) составляют в целом закономерную диагональную систему нарушений, которые прослеживаются и на погруженном западном склоне щита. По геологическим и геофизическим признакам они относятся к разломам глубокого заложения, "осложняющим складчатую структуру фундамента". Предполагается, что заложение северо-западных разломов связано с азово-вольнской складчатостью того же простирания. Северо-восточные разломы, поперечные по отношению к азово-вольнидам, относятся к "несомненно более молодым" [113, с. 31, 33], постскладчатым. В современной структуре они определяют границы разнородированных блоков.

Таким образом, в западной части Ущ прослеживается последовательная смена с юга на север древних структурно-вещественных комплексов более молодыми, ограниченными разломами. Однако в зависимости от представлений о тектонике щита положение этих граничных разломов, а также их порядок и структурная роль определяются по-разному. Наиболее однозначно картируется Суцано-Пержанский разлом как глубинный шов двух блоков, резко отличающихся по составу и строению. Шовный характер Суцано-Пержанского разлома подтверждается формационным различием разделяемых им Осицкого и Волынского блоков. На Волынском блоке распространены сравнительно однообразный по составу комплекс пород тетеревской серии, представленный биотитовыми парагнейсами и парасланцами часто с графитом. Однообразный состав толщи при сравнительно высокой мощности (до 2 км), почти полное отсутствие вулканических пород

дает основание для выводов о накоплении ее в сравнительно спокойной тектонической обстановке в условиях многоосинклинального (субгеосинклинального, парагеосинклинального) прогиба, наложенного на краевую часть архейской протоплатформы [36, 134, 179].

В Осицком блоке развиты преимущественно вулканогенные, интенсивно гранитизированные породы, сохранившиеся в осницких гранитах в виде многочисленных ксенолитов метаморфически измененных кислых и основных эффузивов, туфов и гипабиссальных интрузий. Здесь выделяются лептитовая, метагаббро-диорит-диабазовая, метакератофир-диабазовая формации, сопоставляемые А.Я.Хатунцевой, П.С.Веремьевым, В.И.Лунько и другими исследователями со спилит-кератофировой серией формаций фанерозойских эвгеосинклиналей [90, 99, 201].

Южная граница Волынского блока картируется менее уверенно. Ее проводят по широтному Андрушевскому разлому или северо-восточному Тетеревскому. Большинство исследователей отводят им роль наложенных, секущих нарушений, усложняющих первичную складчатую структуру щита.

Разная природа и порядок перечисленных блоков и разграничивающих их разломов отчетливо выступают в рисунке геофизических полей, особенно магнитного. С Суцано-Пержанским разломом совпадает граница между участками с разным рисунком магнитных аномалий: к северо-западу - отчетливо линейным, к юго-востоку - мозаичным, что характерно для зон сочленения протоплатформенных массивов и окаймляющих их зон карелид. В приразломной зоне со стороны мозаичного поля наблюдается переориентировка осей магнитных аномалий согласно ее простиранию. Эта особенность интерпретируется как отражение присдвиговых складок подворота.

Осицкий блок выделяется по резкому нарастанию горизонтальных градиентов в целом более интенсивного и напряженного поля. Оси аномалий подчинены северо-восточной и субширотной ориентировке, что составляет характерный для зон карелид узор "остекания" по отношению к расположенному южнее массиву с алинейным рисунком поля. К югу от Суцано-Пержанского разлома, в пределах Волынского блока, магнитное поле более однородно. Здесь локальные аномалии практически отсутствуют. Исключения составляют единичные аномалии интенсивностью 150-500 мА/м, связанные с изолированными телами амфиболитов. Южная граница блока, в отличие от северной, расплывчата, чем и обусловлена многовариантность ее рисовки. Сочленение между Подольским и Волынским блоками выражено постепенным усложнением поля в южном направлении с переходом в мозаичное знакопеременное.

С размещением геомагнитных аномалий согласуется дифференциация гравитационного поля. Подольскому мегаблоку отвечает участок с пены-

шенными значениями аномалий силы тяжести, образующих сложный мозаичный узор. Волынский блок характеризуется относительно пониженными значениями и более простым рисунком гравитационных аномалий. В.И. Хоменко [206] связывает с Волынским блоком область разуплотнения земной коры, выраженную региональным минимумом силы тяжести, и интерпретирует ее как палеоавлакоген ранней стадии развития платформы. Осницкий блок резко выделяется по крупному максимуму силы тяжести и высоким значениям плотности пород.

Таким образом, комплекс геофизических, структурных и формационных признаков позволяет выделить в западной части УЦ Подольский протоплатформенный массив, включающий Подольский и Волынский блоки, и протогеосинклинальные зоны карелид, обнаруживаемые в пределах Осницкого блока. Геолого-геофизические характеристики Волынского блока позволяют рассматривать его как окраинную часть протоплатформы, претерпевшую тектоно-магматическую переработку и диафторез под воздействием карельских протогеосинклиналей [181]. Тектоническое единство Подольского и Волынского блоков в рамках протоплатформенного массива отчетливо выступает в структурном рисунке фундамента, реконструированном О.Б. Гинтовим и В.Н. Голубом по данным гравитационной и магнитометрии с применением методики автоматизированных построений [53].

Из намечаемой схемы тектонического районирования вытекает, в свою очередь, вывод о различной природе и структурной роли разломов западной части щита. Сушано-Чержанский разлом по своей позиции и геолого-геофизическим характеристикам представляет крайовой глубинный шов между протоплатформой и карелидами. Тетеревский, Бугский, Подольский разломы являются нарушениями более низкого ранга, осложняющими структуру протоплатформенного мегаблока и контролируемыми его внутренней структурно-формационной зональностью.

Различные геофизические характеристики выделенных на щите тектонических элементов в комплексе с данными сейсморазведки, электроразведки, опорного, параметрического и глубокого разведочного бурения позволяют проследить распространение их аналогов на закрытой территории Волыно-Подолья и на этой основе провести тектоническое районирование ее фундамента. Наиболее информативны для пространственной корреляции погруженных структур раннего докембрия карты магнитного поля, аномалии которого обусловлены в основном породами складчатого фундамента [51, 115, 170, 181 и др.].

В целом для магнитного регионального поля Волыно-Подолья характерна определенная упорядоченность в размещении аномалий, на что впервые обратили внимание В.А. Сельский, С.И. Субботин и В.И. Клушина [140]. Исходя из особенностей рисунка аномалий, территория Волыно-По-

долия была подразделена ими на три района: северный с полосовым расположением вытянутых в северо-восточном направлении магнитных максимумов и минимумов; восточный — в пределах слабо погруженного склона щита с преимущественно мозаичным резко дифференцированным полем и юго-западный, прилегающий к Предкарпаты, также с линейной ориентировкой изомасов, но северо-западного простирания. Изменение характера магнитного поля объяснялось сочленением различных тектонических зон, отличающихся также и степенью погружения. Анализ магнитного поля позволил наметить основные нарушения фундамента, совпадающие с зонами сочленения равнотипных полей. По линии Олеско-Буданов в зоне перехода от мозаичного к полосовому магнитному полю, являющейся сосредоточением локальных положительных магнитных аномалий, был выделен Олесковский разлом. Возможное продолжение этого разлома наметилось в северо-западном направлении в виде Лудвинского нарушения. Параллельно этой зоне к юго-западу от нее были выделены еще две линии аномалий — внутренняя через Винники — Перемышляны — Монастырiska (интенсивность до 300-500 мА/м) и внешняя через Ширац — Хидачев (до 160 мА/м). Изолированный характер аномалий, а также их линейное расположение, совпадающее с простиранием Карпат, позволили сделать вывод о наличии двух крупных разломов в фундаменте, сопровождающихся основными интрузивными телами. Разлом по линии Перемышляны — Монастырiska рассматривался как отражение в фундаменте тектонической линии Тейсейра Бердо — Нароль. Наряду с продольными разломами в Карпатах и прилегающей части платформы была намечена система поперечных, крупнейшими из которых являются Стрысько-Перемышлянский и Надворнянско-Монастырискский [172].

Намеченное районирование фундамента было подтверждено и конкретизировано при повторной интерпретации материалов магнитной съемки с применением метода направленного суммирования с одновременной частотной фильтрацией (НОЧФ) [63]. В составе фундамента Волыно-Подолья были выделены области развития бугид с алинейным рисунком магнитных аномалий прилегающих к юго-западной части щита волынид с северо-восточными линейными элементами на продолжении структур Осницкого блока щита, и азово-волынид, составляющих северо- и юго-западное окаймление бугид (рис. 1).

Важную информацию для расчистки структуры погруженного фундамента дают материалы гравиметрической съемки. Сопоставление карт магнитного и гравитационного полей свидетельствует о совпадении местоположения, простирания и контуров равнотипных аномальных участков. Границы последних отвечают зонам повышенных градиентов силы тяжести и цепочки локальных положительных аномалий, совпадающих в плане с локаль-

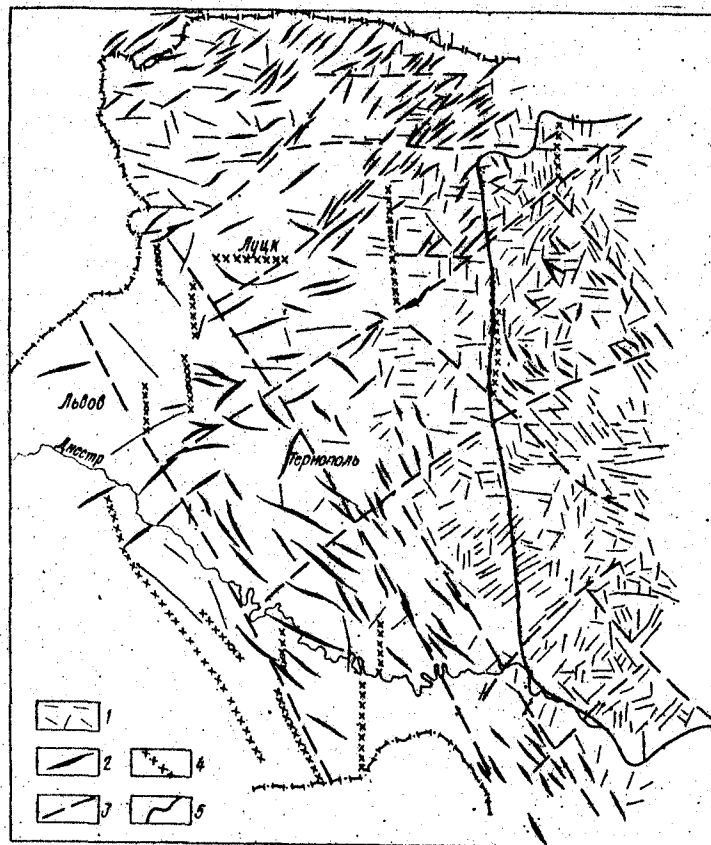


Рис. 1. Карта осей магнитных аномалий после трансформации по методу НСЧФ (по Б.А.Гуревичу и М.Г.Распоповой [63] с дополнениями):  
 1 - оси магнитных аномалий; 2 - оси зон магнитных аномалий, отражающих простирание линейной складчатости фундамента;  
 3 - разломы, выраженные в магнитном поле; 4 - зоны сгущения изоманомал силы тяжести; 5 - контур УШ

ными магнитными максимумами. Вместе с тем на фоне преобладающей диагональной зональности отчетливо выражена дифференциация гравитационного поля ортогонального - широтного и меридионального - плана, отражающая реально существующую систему нарушений фундамента того же простирания. Различные по простиранию элементы зональности гравитационных аномалий интерпретируются как отражение разновозрастных структур

фундамента. При этом одни исследователи рассматривают меридиональную систему как наиболее древнюю, которая впоследствии претерпела деструкцию под воздействием наложенного диагонального структурного плана. По аналогии с субмеридиональными структурами УШ типа Криворожско-Кременчугской, интегрируемыми как "раннепротерозойские геосинклинальные зоны", меридиональная зональность на Волыно-Подолли также связывается с раннепротерозойскими зонами складчатости. Наиболее однозначно выделяется Радеховская (Львовско-Родопская) зона. В современной структуре с ней совпадает "флексурно-сбросовая" зона, отраженная в наблюдаемом поле в виде широкой гравитационной ступени на границе участков с мозаичным (к востоку) и линейным рисунком аномалий [160, 193, 195, 205].

Другая группа исследователей [67 и др.] считает, что ортогональная система разломов сформировалась после становления складчатой структуры фундамента. Основанием для этого вывода служит ее секущее положение по отношению к диагональному плану магнитовозмущающих складчатых комплексов фундамента.

Высказываются также выводы о многократной перестройке структурного плана в раннем докембрии. Наиболее ранняя перестройка связывается с заложением северо-западной зоны азово-волынид (2,6-2,3 млрд. лет). Азово-волыниды срезаются меридиональной Радеховской зоной саксаганид (2,3-1,9 млрд. лет). Последняя в свою очередь переработана северо-восточными структурами волынид с возрастом складчатости 1,9-1,7 млрд. лет [195].

Таким образом, сочетание ортогональных и диагональных разломов составляет главную особенность сетки разломов фундамента Волыно-Подолли. Вместе с тем структурная роль и возрастные соотношения последних трактуются неоднозначно.

По мнению авторов, наиболее последовательное решение этого вопроса намечается с позиций представлений о ведущей роли в формировании фундамента древних платформ процессов стадийного геосинклинального преобразования коры океанического типа в кору континентальную [24, 178]. Выполненное с этих позиций тектоническое районирование фундамента Волыно-Подолли согласуется с тектоническими схемами сопредельных территорий ВЕС. Результаты построений сводятся к следующему (рис. 2).

Главными структурными элементами фундамента Волыно-Подолли являются протоплатформенный Подольский массив и обрамляющие его протгеосинклинальные системы карелид. Структурно-пространственные соотношения этих элементов определяют делимость фундамента на мегаблоки: Подольский - докарельской консолидации и расположенные к северо-



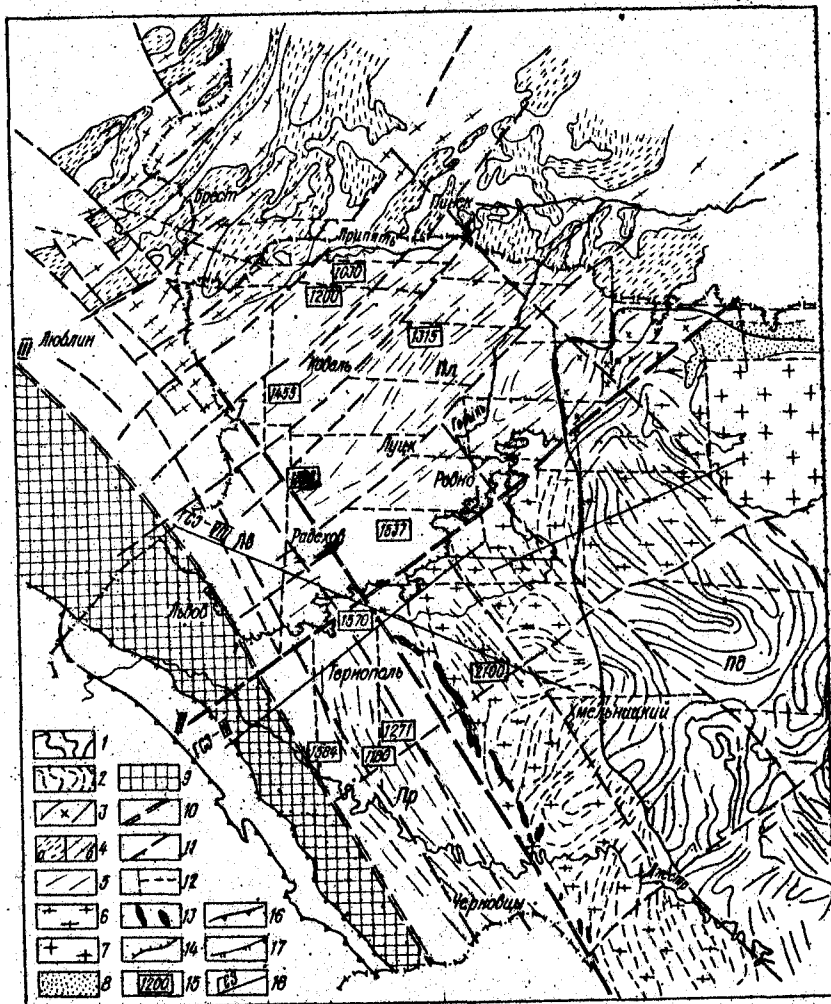


Рис. 2. Схема тектонического районирования фундамента Волино-Подольи (по материалам Б.Д. Гуревича, Г.Г. Доминиковского, В. Зноско, К. Карачуна, А.Н. Козловской, С. Кубицкого, И.И. Мелушевской, М.Г. Распоповой, В. Рыки, В.А. Рябенко, Н.П. Семеновко, С.И. Субботина, А.Я. Хатунцевой, Н.П. Шербака и др.).  
 Фундамент ВВП, сформировавшийся к началу рифей (1,7-1,6 млрд. лет). Докарельские комплексы: 1 - в пределах Ущ; 2 - в пределах погруженной части фундамента; складчато-метаморфические комплексы карелид (2,6-1,7 млрд. лет): 3 - в пределах Ущ; 4 - в пределах погруженного фундамента на территории Белоруссии и Польши (по [175, 229]); 5 - гнейсо-

вые серии, 6 - мигматиты и гранито-гнейсы; 5 - на территории Волино-Подольи; 6 - краевые части Подольского мегаблока, переработанные карельской складчатостью; 7 - коростенский интрузивный комплекс; 8 - Овручская и Белокоровичская грабен-синклинали; 9 - складчато-метаморфические комплексы дальскандид (?) с возможными ядрами карелид; 10 - тектонические швы мегаблоков фундамента - зоны глубинных разломов (римские профили на схеме): 7 - Толтровая; 8 - Пержанско-Кременецкая; 9 - Ростоцко-Опольская (краевой шов ВВП); 11 - крупнейшие до-платформенные разломы; 12 - платформенные разломы; 13 - рифовые гряды Толтрового кража; 14 - структурно-скульптурный уступ Подольского плато; 15 - изотопный возраст пород фундамента по калий-аргоновому методу (млн. лет); 16 - граница надвига флишевых Карпат на Предкарпатский передовой прогиб; 17 - граница надвига внутренней зоны Предкарпатского прогиба на внешнюю; 18 - профили ГСЗ. Мегаблок (см. на рисунке): Пд - Подольский; Пл - Полесский; Пр - Приднестровский; Ль - Львовский

и юго-западу от него Полесский и Приднестровский, консолидированные в результате свекофенно-карельской складчатости. Структурно обособленно выделяется Львовский мегаблок как узел очленения северо-западной и северо-восточной систем разломов, контролирующих размещение карельских складчатых систем и их внутреннюю зональность. В крайних частях Подольского мегаблока, претерпевших значительную переработку под влиянием сопредельных карелид, развиты обширные поля мигматитов и гранитоидов кировоградско-житомирского и коростенского комплексов. В центральной части мегаблока, удаленной от обрамляющих его карелид и отчлененной Тетеревским и Подольским разломами, параллельными границам мегаблока, сохранились гранулитовые архейские комплексы, слабо затронутые переработкой.

Выделяемые в фундаменте Волино-Подольи зоны карелид не являются местными структурными элементами. Они органически вливаются в протяженные пояса карельской складчатости фундамента ВВП.

Карелиды, опоясывающие Подольский мегаблок с юго-запада (азово-волыниды), входят в состав протяженной Висленско-Днестровской ветви карелид, прослеживающейся вдоль всего юго-западного края платформы. Северо-восточная зона карелид (волыниды) составляет юго-западное окончание Белорусско-Валдайской ветви, пересекающей всю платформу. Непосредственным продолжением волынид на сопредельной территории Белоруссии является северо-восточный "Центрально-Белорусский" прогиб, сложенный "протогеосинклинальными комплексами" (рис. 3). На Ущ эта зона представлена прищовой частью вдоль Суцано-Пержанского разлома [201]. На территории Волино-Подольи и смежной территории Польши она также сохраняет северо-восточное простирание, сложно сочленяясь в районе Львовского блока с Висленско-Днестровской ветвью. Подольский мегаблок "смыкается" с гранулитовыми комплексами Брагинского массива на юго-востоке Белоруссии [4].

Мегаблоки ограничены протяженными, согласными с простиранием ка-



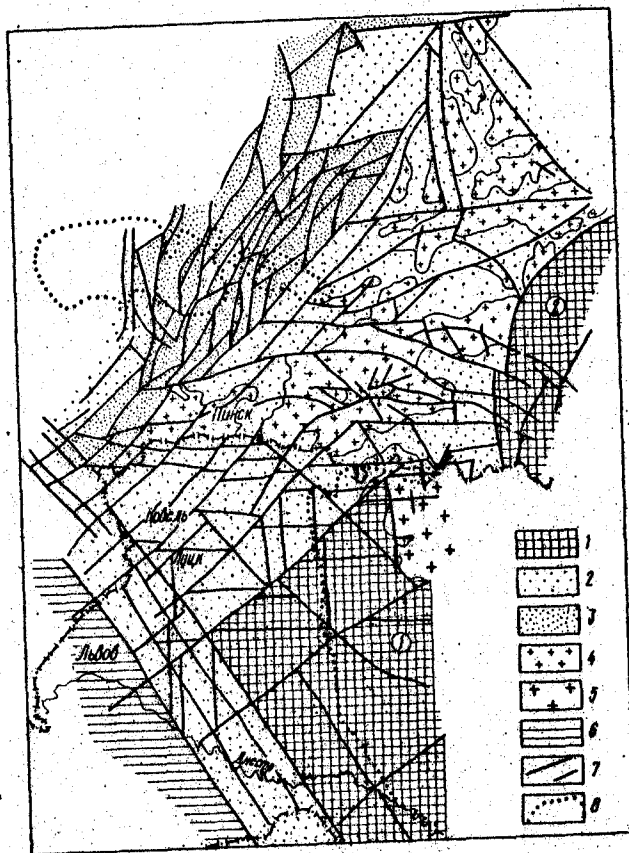


Рис. 3. Соотношение тектонических элементов фундамента Волино-Подольи и Белоруссии:  
 1 - протоплатформенные комплексы (цифры в кружках); Подольский мегаблок (1), Брагинский гранулитовый массив (2), (по [47]); 2-3 - протогеоосинклинальные комплексы карелид на территории БССР (по [47]); 2 - Центрально-Белорусский прогиб переходной стадии развития земной коры (аналоги эффузивно-граувакковой и флишовой формаций); 3 - Белорусско-Прибалтийский протосидловитовый гранулитовый пояс протоскандинавской стадии развития земной коры; 4 - нижнепротерозойские субщелочные гранитоиды (микшевичские, хитковичские, мостовские) - позднеархейские гранитоиды континентальной земной коры; 5 - позднеорогенные гранитоиды типа рапаквиж; 6 - структурно-метаморфические комплексы дальскандид (?); 7 - разломы фундамента; 8 - контуры выходов фундамента на земную поверхность или под мезо-кайнозойские отложения

релид тектоническими швами. В магнитном поле они прослеживаются как границы разнотипных полей, сопровождающиеся зонами сосредоточения совпадающих в плане магнитных и гравитационных локальных максимумов. Присущие им геофизические признаки отвечают критериям выделения глубинных разломов [152, 186, 216]. Размещение их подчинено планетарной системе диагональных глубинных разломов [211]. Северо-восточная граница Полесского блока (Пержанско-Кременецкая зона) следует по простиранию Суцано-Пержанской зоны на УЩ через всю территорию Волино-Подольи, сливаясь со Стрийско-Перемышлянским разломом в Предкарпатье. Толтровая зона, разделяющая Приднестровский и Подольский мегаблоки, совпадает с простиранием Олесковского разлома, намеченного В.И.Клушиным в зоне перехода мозаичного и линейного магнитных полей.

Анализ внутреннего строения фундамента с позиций стадийного развития континентальной земной коры приводит к выводу, что модели тектонического районирования, разработанные для УЩ, не могут быть механически перенесены на всю территорию Волино-Подольи. Объясняется это тем, что фундамент УЩ и Волино-Подольи представлен разнотипными тектоническими элементами. Основная часть территории УЩ представляет область архейской консолидации (протоплатформу). Фундамент Волино-Подольи, за исключением Подольского мегаблока, сложен протогеоосинклинальными комплексами межпротоматериковых систем карелид, сформировавшимися на океаническом субстрате. Однородные нижнепротерозойские структуры УЩ, типа Криворожско-Кременецкой, представляют деструктивные внутрипротоматериковые тропы (субгеосинклинали, по В.Г.Бойдарчуку), развитые на протоплатформенном основании и потому не имеют аналогов в погруженном фундаменте Волино-Подольи.

Сопоставление сетки разломов с внутренним строением фундамента с учетом опыта аналогичных исследований в других регионах ВЕС [115, 147, 170] позволяет заключить, что на территории Волино-Подольи разломы диагональной и ортогональной системы сформировались в принципиально разные этапы развития платформы. Первые органично связаны с внутренней структурой фундамента, сформированной на доплатформенном этапе в ходе становления гранитно-метаморфического ося. Сложившиеся на этом этапе соотношения между складчатыми структурами и разломами находят отражение в магнитных аномалиях. Ведущая роль диагональных разломов в планировке структур фундамента отмечается на территории всей ВЕС [19, 115, 198 и др.].

Разломы ортогональной системы по отношению к простиранию складчатых комплексов фундамента выступают как секущие нарушения, что сви-

детальствует о их наложенном характере. В гравитационном поле с меридиональными и широтными разломами совпадают линейные зоны резких градиентов силы тяжести, отражающие положение высокоамплитудных (сотни метров и более) уступов в рельефе фундамента, подтвержденных в большинстве случаев сейсморазведкой и бурением. В магнитном поле гравитационным ступеням отвечают перепады интенсивности аномалий при сохранении простирания их осевых линий. Соотношение магнитного и гравитационного полей свидетельствует, таким образом, о том, что формирование разломов ортогональной системы было связано с дроблением поверхности консолидированного фундамента на платформенном этапе, в процессе накопления осадочного чехла. После трансформации гравитационного поля с целью устранения гравитационного эффекта чехла заметно усиливается диагональный план зональности аномалий силы тяжести, согласующийся с зональностью магнитного поля. Ортогональные разломы при этом утрачивают четкость в рисунке трансформированного поля. Это служит основанием для отнесения ряда меридиональных разломов, в частности Ровенского и Шепетовского, к категории "второстепенных нарушений" фундамента [205].

Намеченное районирование фундамента Волино-Подоллии подтверждается данными бурения. На территории Подольского слабо погруженного мегаблока, разбуренного многочисленными скважинами, установлены вещественные аналоги бугид, развитых на сопредельной части щита. За пределами Подольского мегаблока наиболее многочисленную и детально изученную группу пород, вскрытых скважинами, составляют гранитоиды - розовые биотитовые граниты, граносиениты, реже гранодиориты (скв. Завадовка-1, Бучач-1, -2, Хмелевка-1, Берестечко-1, Луцк-1 и др.). Петрографические и петрохимические исследования указывают на сходство их основных характеристик с гранитоидами осницкого интрузивного комплекса [227]. В целом породы фундамента, вскрытые в мегаблоках карелид, по составу резко отличаются от архейских образований Подольского мегаблока. Для кристаллических комплексов Полесского мегаблока характерно, в частности, более интенсивное проявление динамометаморфизма, катаклаза и милонитизации [228].

Разновозрастность выделенных складчато-метаморфических комплексов подтверждается также данными изотопной геохронологии, хотя интерпретация их неоднозначна, поскольку на большей части Волино-Подоллии известны только определения калий-аргоновым методом. Наиболее низкие значения возраста (1180-1030 млн. лет) установлены на территории мегаблоков карелид; самые высокие (2100-1800 млн. лет) - на территории наименее переработанного Подольского протоплатформенного мегаблока (см. рис. 2).

При разработке схем тектонического районирования фундамента особое место занимает вопрос о юго-западной границе ВЕП. При всем разнообразии взглядов на природу и положение границы общим является вывод о ее связи с краевым глубинным швом на сочленении разновозрастных фундаментов. В качестве последнего на территории Украины в настоящее время выделяют несколько реально существующих разломов: "линию Тейссейра - Торнквиста", Предкарпатский (на границе внутренней и внешней зоны Предкарпатского прогиба), Рава-Русский, Радеховский, Нестеровский, Балучинский, Краковецкий.

Сложность определения границы ВЕП обусловлена прежде всего тем, что в пределах складчатого обрамления платформы развиты метаморфические комплексы, сходные с дорифейскими (кристаллические сланцы и амфиболиты, вскрытые скважинами в районе г. Краков, кристаллические сланцы и гнейсы белопотоковой серии Раховского массива и их аналоги в Румынии [133, 139]). Это служит основанием для выводов о продолжении под мезогеосинклинальными зонами раздробленного и опущенного фундамента ВЕП и несопадении современной границы платформы с ее палеотектоническим положением [50, 203].

Однако ряд косвенных признаков, в частности радиометрические датировки в интервале 870-838 млн. лет (по калий-аргоновому и рубидий-стронциевому методам), свидетельствуют о развитии в обрамлении платформы более молодых кристаллических образований, метаморфизованных к началу позднего рифа в результате дальсландского (?) тектонического цикла, которые включают, по-видимому, и ограниченные по площади ядра (острова) более ранней (эпикарельской) консолидации.

Вывод о тектонической самостоятельности добайкальского рифейского этапа в развитии юго-западного обрамления ВЕП согласуется с данными по другим регионам. Структурные и формационные показатели более полно изученных рифейд северо-западной окраины ВЕП в пределах Свенонорвежского блока Балтийского щита и внутренней (Лофотенской) зоны скандинавских каледонид свидетельствуют о формировании здесь более молодого гранитно-метаморфического слоя, консолидация которого завершилась в конце среднего рифа [178, 181]. Становление его, как и эпикарельского фундамента ВЕП, происходило путем тектоно-магматической переработки океанического субстрата и "характеризовалось условиями, не овойственными фанерозойским геосинклиналям" [178, с. 69]. Однако в отличие от фундамента ВЕП области дальсландской консолидации не достигли стадии "зрелой" континентальной коры. С этих позиций юго-западная граница ВЕП исторически может быть представлена как зона сочленения эпикарельского и эпидальсландского фундамента, различная степень консолидации которых обусловила, с одной стороны, разный

ход их последующего развития, с другой — преимущественно миогеосинклинальный характер обрамляющих ВЕИ доальпийских складчатых комплексов.

Наиболее вероятным ее структурным выражением является планетарная зона разломов, известная в геологической литературе как линия Тейссейра — Торнквиста [176, 199 и др.]. Юго-восточный фланг ее в пределах Украины представлен Росто́чно-Опольской зоной глубинных разломов [79, 80], простираение которой (или ее фрагментов) совпадает с ранее выделенными разломами по линии Винники — Перемышляны — Монастириска, Нестеровским, Нестеровско-Сторожинецким [76, 172, 193 и др.]. Положение юго-западного края ВЕИ вдоль намечаемой границы наиболее рельефно отображается на профилях ІСЗ [169], в аномалиях потенциальных полей [172, 193, 205], структуре чехла [193, 203], а также современном рельефе [80, 209].

## Г Л А В А 2

### ДИНАМИКА БЛОКОВ ФУНДАМЕНТА НА ПЛАТФОРМЕННОМ ЭТАПЕ

Динамика платформенного развития фундамента Волыно-Подольи в значительной мере предопределялась его первичной блоковой структурой, сформированной в ходе стадийного развития континентальной земной коры. Анализ соотношения структуры осадочного чехла и внутреннего строения фундамента свидетельствует о сохранении различных тектонических тенденций Подольского, Полесского, Приднепровского и Львовского мегаблоков на протяжении всей последующей геологической истории вплоть до современной эпохи. При этом мегаблоки карелиды характеризовались повышенной подвижностью, в то время как Подольский мегаблок архейской консолидации сохранял относительную тектоническую устойчивость. Зоны разломов, ограничивавшие эти мегаблоки, контролировали структурно-фациальные границы, наследуемые от одного этапа к другому.

В современном рельефе к границам мегаблоков приурочены наиболее выраженные линейные геоморфологические элементы Волыно-Подольи: к Пержанско-Кременецкой зоне — Голгородо-Кременецкий уступ Подольского плато, к Толтровой — выраженная в рельефе гряда миоценовых рифов (Толтровый кряж), к Росто́чно-Опольской — Перемышляноско-Чернавицкая цепь возвышенностей, переходящая к северо-западу в гряду Восточья. Тектоническую природу этих орографических линеаментов подчеркивает горцовый характер их сочленения.

#### 2.1. Стратегия блоков фундамента в рельефе его поверхности

Различная тектоническая подвижность Подольского, Полесского, Приднепровского и Львовского мегаблоков фундамента на платформенном этапе выражена в рельефе поверхности фундамента, отражающем суммарный эффект блоковых перемещений (рис. 4). При общем погру-

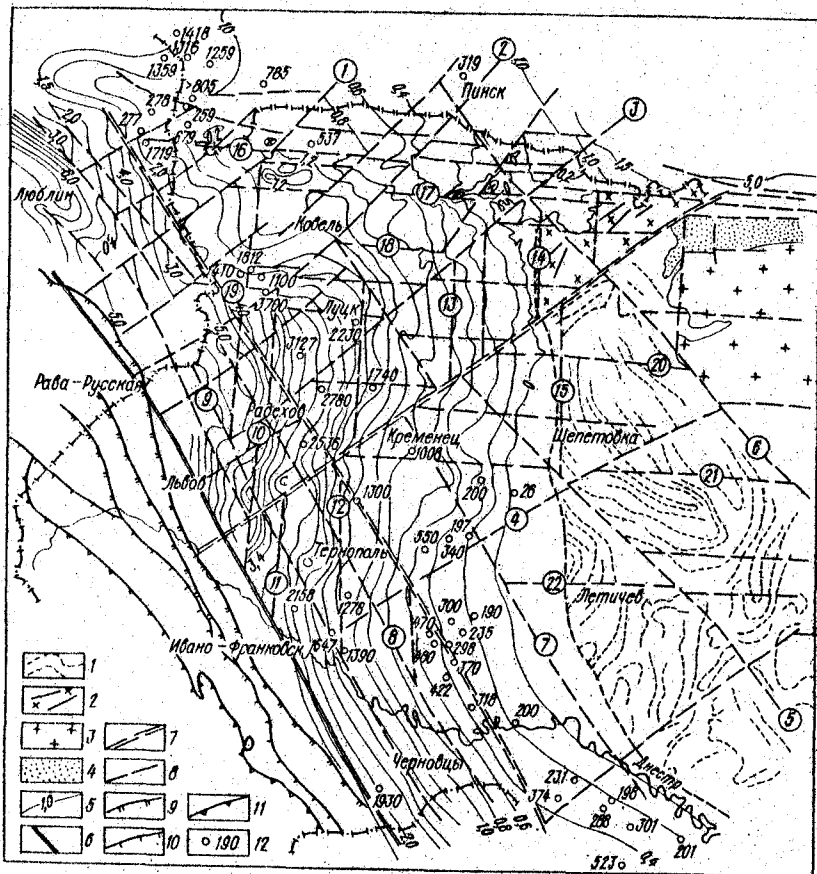


Рис. 4. Структурная карта поверхности фундамента Волино-Подолли (составлена по материалам А.И.Бойко, И.Б.Вишнякова, Б.И.Власова, Б.Я.Воловник, Р.Т.Гарецкого, Е.Желиховского, Х.Б.Зали, К.Карачуна, В.А.Котыка, М.Г.Распоповой, Н.Т.Турчаненко, Л.Е.Фильштинского, А.В.Хижнякова, М.В.Чирвинской, О.Г.Яненко, М.С.Яриша и др.). Выходы фундамента под четвертичными отложениями: 1 - докарельские комплексы Подольского протоплатформенного мегаблока; 2 - комплексы карелид; 3 - Коростенский массив; 4 - Овручская грабен-синклиналь; 5 - изогипсы поверхности фундамента; 6 - краевой шов ВВП; 7 - тектонические швы мегаблоков фундамента; 8 - крупнейшие разломы фундамента (цифры в кружках): 1 - Выжевский, 2 - Стоходский, 3 - Луцкий, 4 - Теретовский, 5 - Бугский, 6 - Центральный, 7 - Подольский, 8 - Теретовлянский, 9 - Белз-Балучинский, 10 - Радеховский, 11 - Бережанский, 12 - Устечковский, 13 - Ровенский, 14 - Коретский, 15 - Шенетовский, 16 - Южно-Ратновский, 17 - Бельский, 18 - Куликовичский, 19 - Владимир-Волинский, 20 - Волинский, 21 - Андрушевский, 22 - Хмельницкий;

9 - надвиг в доальпийском складчатом обрамлении ВВП; 10 - граница надвига внутренней зоны Предкарпатского прогиба на внешнюю; 11 - граница надвига Флишевых Карпат на Предкарпатский прогиб; 12 - скважины, вскрывшие фундамент с указанием абсолютной отметки его поверхности

жении поверхности фундамента к юго-западу, в сторону края платформы, темп погружения, а также особенности рельефа составляющих его мегаблоков различны. Наиболее погружены и расчленены мегаблоки карелид. Подольский мегаблок обособляется в виде относительно приподнятого и слабонарушенного участка.

К зонам сочленения мегаблоков фундамента приурочены пологие флексуобразные перегибы, фиксируемые по сгущению изогипс или их характерному изгибу. С ними совпадают осложнения гравитационного и магнитного полей в виде повышенных градиентов и цепочек локальных аномалий. Вдоль Пержанско-Кременецкой зоны детальными сейсмическими исследованиями установлена система кулисообразно расположенных широтных выступов (Збаражский, Глинянский и др.) [122, 224]. Малоамплитудные нарушения в фундаменте зафиксированы вдоль Толтровой зоны в районе г.Городок (до 60 м), между с.Буданов и пгт Гримайлор (до 150 м). По геолого-геофизическим признакам здесь выделены близкие по простиранию разломы: Олесковский по линии Олеско - Микулинцы [140]; Ново-волинско-Теретовлянский [202]; разлом по линии Устугут - Радеков - Тернополь [85]; зона нарушений по линии Нововольск - Тернополь и далее на юго-восток по р.Прут до Предобручжинского прогиба [211]; Збаражский [122] и Тернопольский разломы [205]. По этой зоне нарушений намечена самая восточная в пределах подольского склона линия ступенчатых обросов [222]. В.И.Хоменко [205] связывает с ней внешнюю границу зоны перикратонного опускания. Структурно-геоморфологические различия мегаблоков гетерогенного фундамента наглядно проявляются вдоль западного склона УЩ.

В пределах Подольского мегаблока склон УЩ широкий и пологий и выступает в виде юго-западного продолжения УЩ. Северная (волинская) часть склона, обращенная в сторону Полесского мегаблока, относительно узкая и крутая. Структурную обособленность подольского склона эти отмечают многие исследователи, однако природа его и границы трактовались по-разному. Здесь выделялись Подольский горст с границами по линии Бердо-Нароль и Ковалевка-Смыковцы [231], Приднестровский мыс с Летичевским валом в направлении Хмельницкий - Тернополь [94], Подольский шельф с северной границей вдоль Летичевского (Летичев - Тернополь) поднятия (гребня) [154], валообразное поднятие по линии Дунаевцы - Летичев - Винница [98], Северо-Молдавский выступ фундамента между городами Черновцы и Яссы с осью по линии Винница - Хырлеу [55],

Подольская плита с западной границей по Толтровому краю (шарниру) [22], Тереховлянский и Могилев-Подольский "эрозионные выступы" [202], Подольская моноклиналь, переходящая к юго-востоку в Северо-Молдавский выступ [189], Подольское поперечное поднятие [211].

Большинство исследователей связывают формирование Подольского выступа с заложением рифейских разломов. Однако рядом исследователей отмечалась связь выступа с внутренней структурой фундамента. В.Н.Утробин пологий характер склона щита в пределах намечаемой им Подольской моноклинали связывал с продолжением под осадочным покровом древних структур щита, сформированных в результате бугско-подольского орогенического цикла. Границу бугид В.Н.Утробин проводил по близкой к Толтровой зоне линии Збараж - Тернополь - Борщев - Новоселица (на р.Прут), отделяющей бугско-подольские комплексы от готско-волыньских. В.И.Антипов и М.И.Мельничук [17] объясняют поперечную тектоническую зональность фундамента северо-восточным простиранием "саксаганд".

Разная подвижность мегаблоков гетерогенного фундамента на платформенном этапе выражается в их различной тектонической расчлененности. Наиболее наглядны эти различия при сравнении более полно изученных Полесского и Подольского мегаблоков. Поверхность Подольского мегаблока нарушена малоамплитудными разломами с вертикальным смещением не более десятков метров. В Приднестровье, где нарушения Подольского мегаблока доступны наблюдению, отмечается преобладание диагональной системы разломов - 310-340 и 50-70°, согласных с простиранием обрамляющих систем карелид. Появление "нетипичных" субмеридиональных и субширотных нарушений отмечается лишь в местах развития локальных структур [122]. Последние тяготеют к краевым частям мегаблока. Заметный перегиб поверхности фундамента прослеживается по линии Тетеревского разлома, что подтверждает вывод о его юго-западном простирании и продолжении за пределами щита. С ним совпадает северо-западная граница наименее погруженного участка Подольского мегаблока, сложенного слабо переработанными гранулитовыми архейскими комплексами. Аналогичную границу с юго-запада намечает Подольский разлом.

Полесский мегаблок отличается от Подольского резко выраженной расчлененностью рельефа, обусловленной густой сетью разломов. Размах блоковых перемещений внутри этого удаленного от Карпат района соизмерим с амплитудой сбросов вдоль юго-западного края платформы и достигает более 2 км. Вследствие контрастных блоковых перемещений в различных участках Полесского мегаблока в основании осадочного чехла залегают отложения от рифея до мезо-кайнозоя.

Выделяемые в Полесском мегаблоке разломы группируются в две ос-

новные системы - диагональную и ортогональную, резко отличные по своим структурно-геоморфологическим признакам. Диагональные разломы (северо-западные и северо-восточные) при выдержанности простирания имеют малоамплитудный характер. Они образуют основной каркас, которому подчинена планировка блоковых структур более низкого ранга. Главное направление разломов - северо-восточное, совпадающее с простиранием складчатых структур карелид. К числу наиболее протяженных относятся Горыньская, Луцкая, Стоходская и Выжевская зоны разломов [8, 39, 54, 189]. Аналогичные нарушения выделены на территории Польши. Они прослеживаются в пределы Белоруссии, составляя единый пояс кулисообразно расположенных зон "доплатформенных" (раннедокембрийских) северо-восточных разломов (Выжевско-Минская зона, Стоходско-Могилевская, Люблинско-Брестская и др.) [175, 205]. В геофизических полях им отвечают зоны сопряжения магнитных максимумов и минимумов и пологие гравитационные ступени, совпадающие с границами гнейсовых и гранит-мигматитовых структурно-формационных зон карелид.

Северо-восточные разломы расчленяют поверхность Полесского мегаблока на систему пологих поднятий и впадин. Наиболее крупными среди них являются Ковельское поднятие и Стирьско-Горыньская впадина (грабен, по И.И.Чебаненко), разделенные Стоходской зоной разломов. Их структура усложнена серией менее протяженных разломов того же простирания, контролируемых в чехле валлообразные поднятия (Шацкое, Любомльское, Лоячинское и др.) [122, 202, 224].

Среди северо-западных разломов наиболее отчетливо в рельефе фундамента Полесского мегаблока выражен Центральный, продолжающийся со стороны Ущ. С ним совпадает полоса относительно приподнятого фундамента (глубина менее 500 м), прослеживающаяся от Ущ через Дубровицкое поднятие на Полесскую седловину, Ивацевичское поднятие до Белорусского массива. Эти поднятия отделяют Припятский прогиб от перикратонного склона ВЕЦ.

Параллельно Центральному разлому выделяется пологая ступень на простирании Бугского разлома Ущ. Возможным его продолжением на Полесском мегаблоке являются Покащевское и Олыкское нарушения, выделенные по данным сейсмо-, магнито- и гравиметрии [122]. С Покащевским разломом М.С.Яриш связывает затухание Витонижского и Локачинского северо-восточных разломов и приуроченных к ним валлообразных поднятий. Б.И.Власов [39] предполагает продолжение Подольского разлома в пределы Полесского мегаблока.

Разломы ортогональной системы в поверхности фундамента выражены более рельефно. Системой меридиональных разломов, представленных ступенчатыми сбросами (Корецким, Сарненским, Ровенским) обусловлена ли-

нейность северо-западной границы и повышенная крутизна волнистого склона Ущ. Параллельная система ступеней, сопровождающаяся быстрым погружением поверхности фундамента и резким нарастанием мощности чехла, прослеживается в удалении от границы щита вдоль Пелчанского и Радеховского разломов [58, 122, 131, 171, 193, 205].

На большинстве структурных схем меридиональные разломы изображаются в виде выдержанных по простиранию нарушений регионального и даже трансрегионального масштаба. Однако в рельефе фундамента они проявляются в виде относительно коротких разобщенных нарушений, которые с разной степенью контрастности отражаются в геофизических полях и на сейсмических профилях.

Широтные разломы четко выражены в рельефе фундамента. На севере региона фундамент расчленен системой параллельных широтных нарушений на целый ряд блоков, которые обычно объединяются в протяженный Припятский вал [142]. Первоначально Припятский вал был выделен как древняя широтная зона поднятий, в простирании которой уматривалась связь со складчатыми структурами гогад (Овручско-Волынской зоной складчатости) и разновозрастными глубинными магмоконтролирующими разломами, объединенными в протяженные зоны (Любешовскую, Южно-Припятскую, Северо-Ратновскую и др.).

Результаты геолого-геофизических исследований последних лет приводят к выводу о более позднем (герцинском) возрасте большей части широтных нарушений [39, 58, 87, 175] и их структурной подчиненности системе северо-восточных разломов фундамента. Припятский вал наиболее четко выражен к западу от Выжевокого разлома. Амплитуда ограничивающих его разломов по поверхности фундамента здесь более 1 км. Эту часть Б.И.Власов выделяет под названием Ратновского вала, отделяющего Брестскую впадину от Волыно-Подольской синеклизы. К востоку от Стоходского разлома Припятский вал становится расплывчатым. В месте сочленения с Полесской седловиной ширина его увеличивается до 40-50 км и более. Северо-восточным разломам отводится ведущая роль и в структуре Луцко-Вишницкого (Славатичского) поднятия (горста, по Е.Зноско) на территории Польши, расположенного на западном продолжении Припятского вала [229, 234].

Параллельно Припятскому валу к югу от него выделяется еще целый ряд широтных разломов - Владимир-Волынский, Бельский, Куликовичский, Березновский и др. По структурно-морфологическим характеристикам зоны широтных разломов однотипны и обычно состоят из нескольких крутопадающих (70-80°) смежных, ограничивающих контрастные горстовые поднятия, с суммарной амплитудой перемещения до 2,5 км (Владимир-Волынская зона) [39, 42, 175, 225].

На тектонической карте Белоруссии Припятский вал назван Луцко-Ратновским горстом. Последнее название более точно отражает природу этой структуры. Горстовый характер Припятского вала подчеркивает А.А.Гойжевский [67, 58]. Он рассматривает его как часть более обширной субширотной зоны поднятий от границы с Польшей через Овручский край на Ущ до г.Чернигов и называет Северо-Украинской горстовой зоной. Формирование ее, по А.А.Гойжевскому, связано с процессами тектонической активизации на платформенном этапе развития региона, включая неотектонический и современный этапы. Ограничивающие ее широтные нарушения имеют прерывистое, кулисообразное расположение.

Аналогичные горстовые структуры контролирует широтный Владимир-Волынский разлом, ограничивающий с юга Овадненское, Радовичское и Стенжаричское поднятия. Вдоль Бельского разлома Б.И.Власов, Б.Я.Волоник, Г.Г.Грузман в 1972 г. выявили Локновский вал, в пределах которого (Рожковский горст) под четвертичные отложения выведены породы фундамента.

Реконструкция рельефа фундамента в пределах более погруженных Приднестровского и особенно Львовского мегаблоков основана главным образом на данных сейморазведки. Крутой наклон поверхности фундамента Приднестровского мегаблока к краю платформы связывается с системой предполагаемых северо-западных малоамплитудных разломов. На их наличие указывает сложная волновая картина, регистрируемая поперечными профилями КМВ. Отражением их в структуре осадочного чехла является система подогих антиклинальных поднятий и флексур [76, 86, 235].

Темп погружения поверхности фундамента еще более резко возрастает вблизи Ростовско-Опольской зоны. М.С.Яриш, основываясь на данных КМВ [22], отмечает этот перегиб в поверхности фундамента вдоль близкой по простиранию линии Бучач - Черноаци, где, по его предположению, западный склон щита сочленяется непосредственно с зоной галицийской складчатости. К юго-западу от нее фундамент по системе высокоамплитудных сбросов опущен на глубину более 5 км [76]. В сторону погружения затухает интенсивность магнитного поля, гравитационное поле приобретает линейный рисунок при сближенных изомомалах силы тяжести. На основании этих изменений В.И.Клушин намечал здесь границу между платформенным склоном и Предкарпатским прогибом [22], В.И.Хоменко [205] с зоной "особо высоких" градиентов силы тяжести (по линии Люблин - Черновцы), разделяющей области с равным типом гравитационного поля, связывает юго-западную границу НЭП. Последний он представляет в виде системы эшелонированных глубинных разломов, смещенных (в пределах Украины) по Радеховскому и Коломыйско-Тетеревскому разломам.

Львовский мегаблок в рельефе фундамента обособливается как наиболее



лее погруженный участок. Большая мощность чехла усложняет выявление структурно-геоморфологических элементов фундамента. Согласно данным сейсморазведки поверхность фундамента Львовского мегаблока расчленена серией разломов северо-западного простирания на ряд блоков, погружающихся к юго-западу на глубину более 6 км [122, 171]. Отражением их в чехле являются линии антиклинальных поднятий в девон-каменноугольной толще, затухающих вблизи поперечной Пержанско-Кременецкой зоны разломов.

Параллельно Пержанско-Кременецкой зоне во Львовском мегаблоке, по данным геофизических исследований, бурения и аэрофотодешифрирования, выделяется ряд северо-восточных разломов, лежащих на продолжении разломов Полесского мегаблока - Боянецкий, Креховский, Миллягинский, Дальнич-Колодинецкий. В.А.Котык и другие геологи рассматривают последний как возможное юго-западное продолжение Луцкого разлома. На простирании Ковельского поперечного поднятия, ограниченного с юго-востока Стоходским разломом, Львовско-Люблинский прогиб испытывает заметный пережим. А.В.Хижняков [202] намечает здесь относительно приподнятый Грубешовский блок (седловину), отделяющий Львовский прогиб от Люблинского и соединяющий Ковельское поднятие с Томашов-Любачевским в Польском Предкарпатье, где под мезозой выведены складчатые сооружения каледонид. Сложное сочетание разломов северо-западного и северо-восточного простирания придает Львовскому мегаблоку особый стиль тектоники и характеризует его как наиболее нарушенный участок фундамента древней платформы в узле сочленения Волынской и Днестровской систем карелид.

Среди нарушений ортогональной системы во Львовском мегаблоке лучше изучены меридиональные разломы (Радеховский, Бышевский). По своим морфо-кинематическим признакам они аналогичны ступенчатым сбросам на волыньском склоне УЩ, отличаясь от последних повышенной амплитудой (до 600 м - Бышевская ступень).

Наименее выяснена в структуре Львовского мегаблока роль широтных разломов, на наличие которых указывают геоморфологические исследования [209], а также результаты аэро- и космофотодешифрирования [99]. Комплексная интерпретация геофизических материалов по менее погруженной северо-восточной части Львовского мегаблока, а также структурные построения по условным сейсмическим горизонтам, выполненные М.Д.Будеркевичем, М.И.Червонским и другими, свидетельствуют об активном влиянии широтных разломов на формирование локальных поднятий в чехле. Наиболее рельефно структуры этого типа выражены вдоль северо-восточного крыла Толтровской зоны разломов. По формам отражения в структуре чехла, широтные разломы Львовского мегаблока аналогичны высоко-

амплитудным нарушениям, установленным на Полесском мегаблоке.

В заключение следует отметить, что различная расчлененность (тектоническая нарушенность) разновозрастных мегаблоков гетерогенного фундамента составляет одну из главных закономерностей современной структуры всей территории ВВП. По К.О.Кратцу [115], основными геоморфологическими элементами поверхности ее фундамента, определяющими структурный план осадочного чехла, являются протяженные отрицательные формы со сложным строением боковых и донных участков, совпадающие со складчатыми системами карелид (межами), и изометрично-угловатые положительные элементы с малой энергией рельефа и относительно пологими склонами, отвечающие протоплатформенным мегаблокам (полям).

## 2.2. Отражение блоков фундамента в структуре платформенного чехла

Для выяснения поэтапных структурных связей фундамента и чехла наиболее информативен анализ формационных карт. При построении последних авторами использовались научные разработки Е.А.Аоевой, А.Е.Бирюлева, В.П.Брунс, В.С.Бурова, В.А.Великанова, И.Б.Вишнякова, Б.И.Власова, Б.Я.Воловник, О.С.Вялова, В.В.Глушко, Ю.М.Довгала, Г.Н.Доленко, Д.М.Дрыганта, В.Т.Дулуб, В.С.Зайка-Новацкого, В.В.Кирьянова, В.А.Котыка, Л.Н.Кудрина, В.М.Марковского, А.П.Медведева, Г.М.Помянской, А.Я.Радзивилла, В.П.Ризуна, Я.М.Сандлера, Ю.Н.Сеньковского, В.Н.Утробина, А.В.Хижнякова, П.Д.Цегельника, П.Л.Шульги и других, а также материалы по сопредельным территориям Белоруссии, Молдавии и Польши.

При выделении формаций был применен тектонический принцип, основу которого составляют представления об обусловленности смены формаций во времени стадийностью тектонического развития платформ и геосинклиналей, создающей вертикальные формационные ряды [12, 14, 110, 121, 198, 200 и др.]. Анализ изменчивости "тектоформаций" по вертикали и латерали дает ключ как для установления границ основных тектонических элементов, так и стадий их развития, каждая из которых характеризовалась своей геодинамической обстановкой.

Учитывая крайнее положение Волино-Подольи в структуре ВВП и активное воздействие на ее развитие сопредельного подвижного пояса, авторы уделали большое внимание корреляции платформенных и геосинклинальных формаций, находящихся на одном стратиграфическом уровне. Решение этого вопроса включало выяснение направленности геосинклиналь-

ного процесса во времени и пространстве, а также полноты формационных рядов, соответствующих тектоническим циклам.

Поскольку в рамках каждого цикла характер проявления разломов и их кинематические типы наиболее резко менялись при смене режимов тектонических напряжений (сжатия - растяжения), важно выяснение объема "реперных" орогенных формаций и их возрастных платформенных аналогов, венчающих формационные ряды и отражающих время наиболее резких структурных перестроек и активизации блоковой тектоники [15, 73].

В настоящее время наиболее однозначно к орогенным формациям относят нижнедевонский олдред Львовского и мисценовые отложения Предкарпатского прогиба, которые завершают два ряда формаций, коррелируемых с каледонским (байкальско-каледонским) и альпийским циклами тектонического развития сопредельных геосинклиналей. Вместе с тем внутреннее строение формационных рядов трактуется по-разному.

Наиболее дискуссионна формационная принадлежность древних толщ, что связано со сложностью расчленения структуры глубоко погруженных доальпийских комплексов складчатого обрамления. По данным глубокого бурения, в обрамлении платформы (Украинское Предкарпатье) развиты интенсивно дислоцированные рифей-нижнепалеозойские геосинклинальные комплексы. Последние слагают сложно построенный мегантиклинорий, простиравшийся в целом согласно Восточным Карпатам, северное крыло которого на мезозойском срезе картируется в виде протяженных зон, последовательно сменяющих друг друга в сторону платформы: Лежайская - рифейская, Кохановская - венд-кембрийская и Рава-Русская - силур-нижнедевонская (жединская) [27, 49, 54, 56]. В юго-западной части Львовского прогиба выделяется также зона герцинской складчатости, которая трактуется либо как юго-восточное продолжение средневропейских герцинид (Львовского антиклинория Свентомишских гор) [55], либо как составная часть внутренней зоны их краевого прогиба [37, 38].

Фиксируемая зональность служит основанием для выделения в истории развития обрамления платформы нескольких самостоятельных геосинклинальных циклов, границы которых, однако, определяются неоднозначно. В зависимости от устанавливаемых временных рамок этих циклов на платформе выделяются различные по возрасту и площади пограничные структуры, определяющие структурно-формационные соотношения платформы с обрамляющими складчатыми сооружениями.

Наиболее спорна граница между байкалидами и каледонидами и соответствующими им структурно-стратиграфическими комплексами платформенного чехла. Одни исследователи [104, 109 и др.] основную роль в тектоническом развитии региона отводят байкальскому циклу. Считается, что к концу рифея вся территория подвижного пояса представляла область

развития байкальской складчатости, включая и юго-западный край платформы в пределах наиболее погруженной части Львовского прогиба. Каледонский цикл при этом нередко рассматривается как дополнение к байкальскому, а складчатые каледониды - как структуры, "вклинившиеся" между древней платформой и байкалидами. Вместе с тем многие исследователи отмечают незавершенность байкальского цикла, на что указывает формационное однообразие байкальских комплексов и отсутствие моласс [104, 109, 199]. По мнению других исследователей, каледонский цикл был наиболее полным (венд - ранний девон) и завершился становлением горно-складчатых сооружений и на их месте молодой платформы [104 и др.].

Анализ становления структуры европейских палеозойских юго-западного обрамления ВВП с позиций стадийного развития земной коры свидетельствует о том, что каледонский тектогенез в их эволюции также не был завершающим [11 и др.]. Основной эпохой платформообразующих процессов для этого региона была герцинская, ознаменовавшаяся переходом от отчетливо дифференцированного развития отдельных зон геосинклинального обрамления ВВП к общему их воздыманию и консолидации фундамента молодой платформы.

Этот вывод правомерен и для палеозойского Украинского Предкарпатья. С ним, в частности, согласуется тот факт, что по набору формаций ни одна из выделяемых в Предкарпатье зон складчатости исторически не представляла самостоятельной геосинклинальной системы, прошедшей полный цикл геосинклинального развития. Для каждой из них характерно развитие разнотипных формаций, отвечающих различным стадиям геосинклинального цикла. Ранние байкалиды представлены так называемыми "зелеными сланцами", сопоставляемыми с аспидной или сланцево-граувакковой формацией [199], которая характеризует стадию начального погружения геосинклиналей. В то же время в рамках выделяемых байкалид (как ранних, так и поздних) отсутствуют достоверные орогенные формации. В каледонидах, даже в наиболее широком предполагаемом интервале, отсутствуют формации начальной стадии, на чем основан вывод об отсутствии "типичного" геосинклинального каледонского комплекса [176]. Вместе с тем достаточно определенно документируется верхняя возрастная граница каледонид по смене геосинклинальных формаций орогенной (олдредом). Наряду с четким проявлением позднекаледонской складчатости орогенные комплексы, причинно связанные с каледонидами, отличаются резко сокращенным объемом (верхний виген - эмс) и развитием исключительно континентальной молассы (олдредом), что служит основанием для выводов о "недоразвитом" характере их передового прогиба [104]. Особенности тектонического развития складчатых каледонид Предкарпатья

в последующую герцинскую эпоху свидетельствуют о том, что каледонские движения не привели к полному отмиранию геосинклинального режима. Показателем этого являются, в частности, продолжавшиеся здесь в среднем палеозое складчато-надвиговые деформации (процессы тектонического сучивания), проявившиеся наиболее интенсивно в астурийскую фазу. Во внутренних зонах (Мармарошском массиве) они сопровождались метаморфическими преобразованиями и гранитоидным магматизмом, датированными радиометрическими методами [23, 133].

Перечисленные факты, а также последовательное омоложение складчатых зон в сторону платформы, свидетельствуют в пользу выводов о "сквозном" развитии Галицийской геосинклинали [20, 49, 66, 141], которая превратилась в платформу к началу мезозоя. С этих позиций выделяемые байкальская, каледонская и герцинская эпохи складчатости отвечают стадиям развития Галицийской геосинклинали, а соответствующие им складчатые комплексы — структурно-формационным зонам галицид: Лейкальской (аспидная формация), Кохановской (флишодная формация), Рава-Русской (карбонатно-терригенная формация — граптолитовые "сланцы") и Львовскому (Предгалицийскому) передовому прогибу.

Предполагаемая направленность формирования структуры доальпийских складчатых комплексов с учетом резонансных историко-структурных связей окраинных частей древних платформ и смежных с ними активных геосинклиналей позволяют по-новому осветить динамику развития разломо-блоковой тектоники Вольно-Подольи и на основании этого дополнить существующие представления о ее структуре и геологическом развитии.

**Д о п л и т н ы й э т а п.** На Вольно-Подольи образования этого этапа представлены красноцветной вулканогенно-терригенной формацией, образующей мощную (до I км) ритмично построенную обломочную толщу "минералогически незрелых" граувакковых, аркозовых и олигомиктовых песчаников и алевролитов с пластовыми телами габбро-диабазов в составе полесской серии [39, 161, 175]. Область ее максимального накопления пространственно приурочена к территории Полесского и Львовского мегаблоков карелид, над которыми в раннем (?) — среднем рифее закладывается Вольно-Полесский прогиб, составляющий юго-западное окончание Вольно-Оршанского, поперечного к юго-западной границе платформы (рис. 5).

Приуроченность рифейских бассейнов седиментации к блокам карелид, зажатых между более устойчивыми архейскими массивами (межглыбовым аллювиально-озерным котловинам, по [175]), закономерна для территории ВВП [68, 125, 199 и др.]. Эта унаследованность передается через систему доплатформенных разломов, контролирующих карельские протгеосинклинальные системы. Вольно-Оршанский прогиб входит в состав

наиболее протяженной Вольно-Котласской зоны прогибов, подчиненной сквозной системе северо-восточных глубинных разломов, прослеживающихся через всю платформу в пределы ее юго-западного складчатого обрамления [55, 75, 113].

Тесная связь рифейского осадконакопления с внутренним строением гетерогенного фундамента находит отражение в структурных особенностях Вольно-Полесского прогиба. К внутренней части Полесского мегаблока приурочены наиболее полные разрезы полесской серии и тела габбро-диабазов, свидетельствующие о периодических глубоких расколах в основании прогиба. Самая ранняя вспышка вулканизма имеет дальландский возраст — 1178–1041 млн. лет, по калий-аргоновому методу [203, 161]. Близкие значения установлены для кристаллических пород фундамента в основании прогиба — 1315–1030 млн. лет, что указывает на одновременность заложения прогиба и метаморфической переработки фундамента (см. рис. 2).

Приуроченность регионального повторного метаморфизма к областям орогенической активизации [197], позволяет сделать вывод о преобладании на платформе в раннем и среднем рифее глыбовых поднятий, унаследованных от орогенической стадии предшествующего карельского цикла. Продолжавшиеся на платформе поднятия, с одной стороны, обуславливали возникновение в их сводах локальных зон растяжения (авлакогенов), а с другой — служили источником сноса обломочного (спарагмитового) материала. Отсутствие резких перепадов мощностей в краевой части Вольно-Оршанского прогиба не позволяет, однако, связывать его границы со значительными по амплитуде продольными сбросами.

Северо-западным разломам подчинена система конседиментационных валлообразных поперечных поднятий, выраженных в структуре прогиба в виде седловидных перемычек. Полесская седловина, контролируемая Центральной зоной разломов, разделяет Вольнский и Оршанский прогибы, заметно отличающиеся условиями осадконакопления. Внутри последнего "поперечные зоны локальных поднятий" фиксируются по линиям Минск — Кличев и Копыль — Любань [49]. Намечается также тенденция к замканию Вольнского прогиба в юго-западном направлении. Масштабы его неясны из-за отсутствия глубоких скважин в краевой части платформы. Вместе с тем очевидно его совпадение с Толтровской зоной, что позволяет предположить существование здесь поперечного поднятия или седловидной перемычки, аналогичной Полесской. В связи с намечающимся выклиниванием полесской серии на юго-западе обращают на себя внимание частые находки обломков пород фундамента в скв. Новый Витков-3 [131]. К прибортовой части прогиба и поперечным седловинам (скв. Кременец, Броды, Новый Витков) приурочено развитие бродовской свиты, представ-

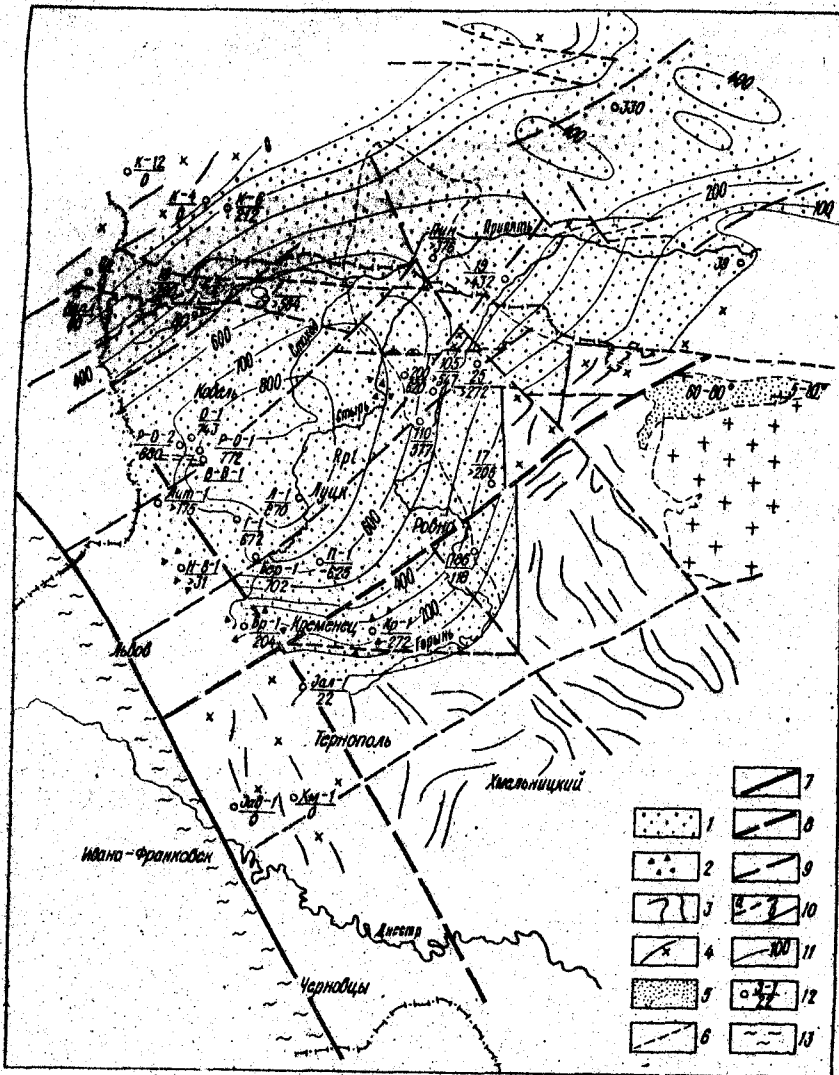


Рис. 5. Схема размещения красноцветной вулканогенно-терригенной формации (Rpt) (по материалам Р.Е. Айзберга, Р.Г. Гарецкого, Б.И. Власова, А.С. Дранника, В.И. Лушко, В.А. Котыка, В.М. Марковского, И.А. Маковской, В.А. Рябенко и др.):

1 - красноцветная вулканогенно-терригенная формация; 2 - покровно-ледниковые отложения (Бродовская свита); 3 - докарельские комплексы фундамента; 4 - карелиды; 5 - Овручская грабен-сиклинали; 6 - грани-

ца постседиментационных разрывов; 7 - краевой шов ВЕП; 8 - тектонические швы мегаблоков фундамента; разломы: 9 - доплатформенные; 10 - платформенные; консолидационные (A), постседиментационные (B); 11 - изобахты; 12 - скважины и мощность \* (м); 13 - складчато-метаморфические комплексы дальноландия (?) - предполагаемые возрастные аналоги красной формации

ленной характерными несортированными кирпично-красными глинисто-алевролита-песчаными отложениями (до 40 м), которые сопоставляются с тиллитами вильчанской свиты в Белоруссии. Приуроченность покровно-ледниковых образований к предвильчанским палеоподнятиям отмечают и на территории Белоруссии. Предполагается при этом, что их накопление происходило в "условиях расчлененной депрессии при высоком стоянии материка" [175, с. 417].

В отличие от разломов диагональной системы, характеризующихся консолидационным проявлением, широтные и меридиональные нарушения в большинстве имеют наложенный характер. С системой широтных нарушений связаны локальные горстовые поднятия, в пределах которых полеская серия подверглась постседиментационному разрыву. На крыльях поднятий (Ратненского, Овадненского) залегания пород серии нарушено с углами падения до 50-80° [16, 1227]. Отмечая преобладающую роль более поздних герцинических движений в формировании широтных структур, белорусские исследователи [117] считают, однако, вероятным осуществление в рифее ("перекрещивание") диагонального и широтного структурных планов. Не исключается структурное проявление в рифее Ратненского и Овадненского горстов [39, 427].

Анализ условий формирования полеской серии с позиций блоковой тектоники создает дополнительные предпосылки для реконструкции раннего этапа развития региона и уточнения структурно-формационных связей Волинно-Подольской окраины ВЕП и ее складчатого обрамления в рифее. Последние, как известно, трактуются неоднозначно прежде всего из-за разногласий в вопросах стратиграфии. Наиболее часто полеская серия рассматривается в качестве платформенного аналога раннебайкальского геосинклинального комплекса, к которому относят интенсивно дислоцированные филлитизированные сланцы и кварцитоидные песчаники санской серии Лемайского массива (Лемайско-Центральнодобруджской складчатой зоны). Однако резкое несоответствие их структурного плана и, в частности, отсутствие продольной структурно-формационной зональности в окраинной части платформы ставит под сомнение предполагаемые пространственную и временную связи Волинно-Полесского прогиба с байкальской геосинклиналью.

\* Здесь и далее приводится мощность указанных отложений (по керну).

По данным белорусских исследователей [104, 105, 117, 175 и др.], основанным на изучении более полных разрезов Оршанского прогиба, рифейская толща наращивается в глубь платформы, а полеская серия коррелируется с нижней частью среднерифейского разреза Оршанского прогиба - пинской свитой. Исходя из увеличения мощности пинской свиты в сторону Вольно-Полесского прогиба, Р.Е.Айзберг и Р.Г.Гарецкий [175] допускают возможность пространственной связи последнего с Галицийской геосинклиналью только в среднем рифее. Эти данные позволяют считать более вероятными возрастными аналогами полеской серии догеосинклинальные (дальсландские?) метаморфические комплексы обрамления платформы. На структурную самостоятельность последних указывает, в частности, более высокая степень их метаморфизма (амфиболитовая фация), датированного 870-850 млн. лет.

Выводы о формировании полеской серии (сравниваемой при этом со спарагмитовыми или молассовыми комплексами) в добайкальскую эпоху высказывались ранее [112, 127, 142]. Отмечалась также вероятная синхронность ранней (доплишевой) стадии развития Галицийской геосинклинали и накопления на платформе вулканогенной волынской серии. Г.М.Помяновская сопоставляет санскую серию с еще более молодыми платформенными образованиями - валдайской серией. Эти выводы подтверждаются геохронометрическими исследованиями [20], согласно которым "первоначальные" эпиметаморфические преобразования песчано-глинистых отложений санской серии имеют "предпоздневендский" возраст (около 600 млн. лет, по калий-аргоновому методу).

П л и т н ы й э т а п знаменует качественно новый период тектонического развития региона, в начале которого (в позднем рифее - раннем венде) произошла резкая структурная перестройка в связи с заложением вдоль юго-западного края платформы Галицийской геосинклинальной системы. С этого времени в развитии региона проявляются четкая продольная (северо-западная) тектоническая зональность и седиментационная цикличность, тесно связанные со стадийным развитием сопредельных геосинклиналей "фанерозойского типа". Это находит отражение как в пространственных соотношениях структурных элементов платформы и складчатого обрамления, так в составе и закономерной последовательности формаций (схема).

Показателем начальной стадии развития геосинклинали является мощная толща однообразных филлитовидных сланцев и филлитов санской серии. С типичными геосинклинальными формациями стадия начального погружения, представленными в миеосинклинальных зонах сланцевой (сланцево-граувакковой или аспидной) формацией, санскую серию сближает большая мощность (до 8-10 км по геофизическим данным), начальный

Схема структурно-формационной корреляции Вольно-Полесской окраины ВЕЛ и ее складчатого обрамления в добайкальскую эпоху

Вид разреза	Вольно-Полесская окраина ВЕЛ			Галицкая		Статьи развития
	Формация	Тектонические элементы	Тектонические элементы	Формация		
ИННЛИИЦ	Угленосная (С <sub>42</sub> )	Внешняя зона Львовского прогиба	Угленосная			Поздне-орогенная
	Терригенно-эвапоритовая (D <sub>1,3</sub> )	Карбонатная зона Львовского прогиба	Терригенно-эвапоритовая карбонатная			Ранне-орогенная
ИННЛИИЦ	Красноцветная континентальная (днестровская серия D <sub>1, 2-5</sub> )	Днестровский пара-Русская периферогенный прогиб	Красноцветная континентальная (днестровская серия)			Прерогенная
	Регрессивная терригенная (тиверская серия D <sub>1,9</sub> )		Карбонатно-терригенная (трапидомовые сланцы)			
ИННЛИИЦ	Морская карбонатная (D <sub>1a-5</sub> )		Кохановская зона			Зрелая
	Трансгрессивная терригенная (V <sub>1</sub> <sup>2</sup> -D <sub>1,2</sub> )		Лежайская зона			
ИННЛИИЦ	Базальная (молдав-подольская серия V <sub>1</sub> <sup>2</sup> )		Волыно-Полесский прогиб			Начального погружения
	Трапидомовая (волынская серия K <sub>3</sub> -V <sub>1</sub> )		Комплекс осадочных галлиц (дальсланд?)			Догосинклинальная
ИННЛИИЦ	Покровно-медниковая (бродовская свита)					
	Красноцветная вулканогенно-терригенная (полеская серия)					

региональный метаморфизм, редко превышающий стадию фйллитов, а также устойчивость литологического состава на огромных территориях ("зеленые сланцы"), обусловленная развитием исключительно терригенных и вулканогенно-терригенных морских отложений [199].

Заложение геосинклинального трога сопровождалось резкой активизацией блоковой тектоники на сопредельной окраине платформы в условиях нарастающего растяжения. Последнее выразилось в региональном трапшом вулканизме (формировании Предталийской вулканической краевой системы [127]), продукты которого слагают трапшовую формацию (волыньскую серию).

В размещении и фациальной изменчивости трапшовой формации устанавливается закономерная связь с блоковой структурой гетерогенного фундамента Волино-Подольи. Область регионального развития платобазальтов пространственно приурочена к более подвижным Полесскому, Приднепровскому и Львовскому мегаблокам карелид (рис. 6). Максимальная мощность (более 500 м) и наиболее полные разрезы формации приурочены к Полесскому мегаблоку и унаследованно связаны с Волино-Полесским среднерифейским прогибом. Здесь установлены разнотипные очаги с многофазным характером вулканических извержений [41]. Фациальную пестроту дополняет изменчивость состава вулканитов. В пределах Полесского мегаблока среди пород трапшовой ассоциации установлены продукты щелочно-ультраосновного - щелочно-базальтоидного магматизма (типа пикрит-базальтов, хатангитов или эффузивных меймечтов), характерные для алмазосных провинций [136], а также среднекислые и кислые лавы (с. Колки).

На большей части Подольского мегаблока трапши отсутствуют и занимают по отношению к нему в основном окаймляющее положение. Развитие здесь отложения волыньской серии представлены в основном аллохтонными туфогенными фациями, характеризующимися хорошей сортировкой и окатанностью пирокластического материала, а также значительной примесью терригенной составляющей, что указывает на их накопление в удалении от центров извержения [39, 41]. Тектоно-магматическая активизация здесь выразилась локальным коровым магматизмом, следы которого фиксируются, в частности, в бассейне р. Собь в виде туфов и эффузивов трахиандезитового, дацитового и дацит-липаритового состава [122, 132, 142].

В размещении фаций трапшовой формации выявляется также различная магмоконтролирующая роль разломов фундамента, согласующаяся с новым региональным структурным планом и геодинамической обстановкой. Вдоль зон разломов северо-западного простирания - Толтровой, Подольской, а также Ростовско-Опольского краевого шва - преобладают трещинные эф-

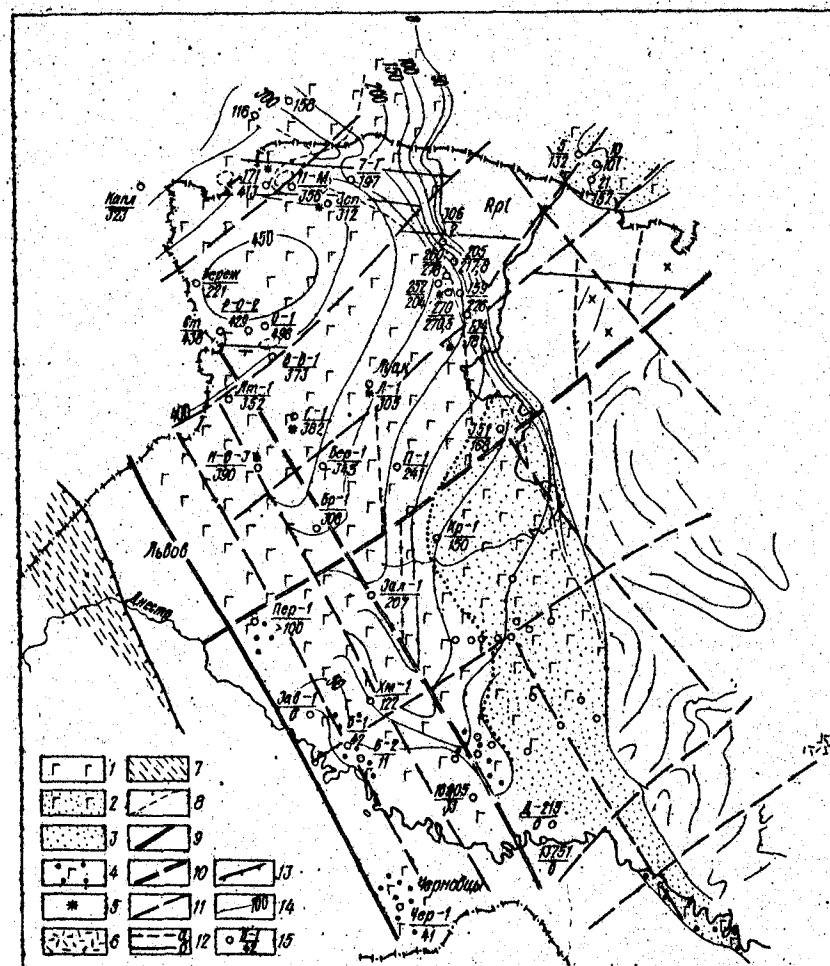


Рис. 6. Схема размещения трапшовой формации (R, (?) - VVI) (по материалам Б.Я. Волоник, Б.И. Власова, В.А. Великанова и др.). Фации: 1 - эффузивно-пирокластическая (базальты, туфы); 2 - вулканогенно-терригенная (туфы, туффиты); 3 - осадочно-терригенная (пестроцветные аргиллиты, алевролиты, туффиты, песчаники, гравелиты грушковой свиты); 4 - эффузивная (диабазы, базальты); 5 - предполагаемые центры извержений; 6 - кислые вулканиты; 7 - образования асидной формации (санской серии) в пределах Лемайского массива - предполагаемые возрастные аналоги трапшовой формации; 8 - граница постседиментационных разрывов; 9 - краевой шов ВЕИ; 10 - тектонические швы мегаблоков фундамента. Разломы: 11 - доплатформенные; 12 - платформенные (а - конседиментационные, б - постседиментационные); 13 - надвиги; 14 - изопакиты; 15 - скважина и мощность (м)



фузивные фации [41], что согласуется с их активизацией в условиях регионального растяжения в связи с погружениями края платформы в сторону сопредельной Галицийской геосинклинали. Вдоль Толтровской зоны (по линии Заложцы - Подволочиск - Закушное - Кривцы) отмечается нарастание мощности трапшовой формации (преимущественно за счет базальтов), которое на схеме изопахит вырисовывается в виде глубокого залива, вдающегося на территорию Подолии со стороны Волино-Полесского прогиба. На северо-западном продолжении Толтровской зоны (по линии Новый Витков - Горохов - Бережцы - Капленосы) А.Е.Биржлев [17] прослеживает полосу максимальной мощности (165-200 м) нижней эффузивной толщи (гороховской подсыты), которая связывается с глубинными разломами северо-западного простирания. Подольский разлом контролирует узкую полосу развития каменных базальтов (100х4-7 км). Преимущественно базальтами сложены разрезы волинской серии, вскрытые вдоль Ростоцко-Опольской зоны (районы городов Перемишляны, Бучач, Черновцы).

Вдоль северо-восточных разломов (Луцкого, Стоходского, Выжевского) широко развиты продукты взрывных извержений центрального типа - стратовулканов, мелких туфовых вулканов и трубок взрыва [41], что характеризует их, в отличие от северо-западных, как зоны относительного сжатия. По поперечной Пержанско-Кременецкой зоне, контролирующей положение юго-восточного борта выполненного трапшами Волино-Полесского прогиба, происходит сокращение разреза волинской серии и замещение эффузивных фаций туфогенными. В скв. Кременец-1 при мощности волинской серии 150 м на долю базальтов приходится не более 15-17 м.

Наложение двух структурных планов - северо-восточного, унаследованного от предыдущей эпохи, и новообразованного северо-западного, по-видимому, являлось определяющим фактором локализации ареального трапшовой вулканизма преимущественно в Приднестровской части перикратонного прогиба. Внешняя граница трапшовой поля проходила по Полесской седловине.

В волинское время наряду с диагональными разломами получают структурное выражение меридиональные. Этот факт рассматривается как одно из свидетельств "начала коренной перестройки структурного плана края платформы и первое проявление новой тенденции, приведшей в дальнейшем к образованию перикратонной зоны одусканий" [49, с. 48]. Магмоконтролирующую роль меридиональных нарушений вдоль волинского склона Ущ отмечал еще В.Д.Ласкарев [94]. На территории Белоруссии с волинским (горбашевско-ратайчицким) временем связывается формирование субмеридиональной Кобринской впадины, захватывающей северо-западную часть Волино-Подолии, которая рассматривается как структура, усложня-

ющая более обширный Кобринско-Могилевский прогиб северо-восточного простирания [49, 117]. Геолого-геофизические характеристики меридиональных нарушений позволяют с уверенностью относить их к конседиментационным (магмоконтролирующим) сбросам, вызванным растягивающими усилиями в связи с вовлечением края платформы в погружение.

Широтные разломы в отличие от меридиональных в большинстве случаев проявляются как более поздние, наложенные нарушения. Они контролируют постседиментационные горстовые поднятия, к которым приурочены участки глубоких разрывов волинской серии. Вблизи широтных нарушений породы трапшовой формации выведены из нормального залегания. Вдоль южных крыльев Ратненской, Хотешовской, Хотиславской, Овадненской и Степанской горст-антиклиналей, контролируемых Южно-Ратновским, Владимир-Волинским, Березновским взбросами, слои наклонены под углом 50° и более [16, 122, 142]. В берестовецкой свите на южном склоне Ратненского поднятия углы достигают 80°. Над крутопадающими вулканами фиксируются локальные магнитные максимумы.

Со следующей эпохой осадконакопления связано формирование неоднородной по составу терригенной толщи, объединяемой до недавнего времени в валдайскую серию (или ее аналоги на Волино-Подолии), для которой северо-западная структурно-фациальная зональность, согласная с простиранием краевого шва ВЕ1, уже является господствующей.

По формационной принадлежности эта толща неоднородна и включает два самостоятельных структурно-стратиграфических подразделения, отвечающие разным этапам развития Волино-Подолии и сопредельной геосинклинали [78]. Поэтому выделение в ее составе двух самостоятельных серий является правомерным [33].

Нижняя - могилев-подольская серия в составе Могилевской, Яришевской и нагорянской свит обладает признаками базальной формации. Формирование ее предшествовало широкой морской трансгрессии и было связано с полузамкнутыми бассейнами, обусловленными "подпором" морей, наступавших на окраины платформы со стороны сопредельной геосинклинали [198, с. 242]. Отставание морской трансгрессии на Волино-Подолии, по сравнению с сопредельной геосинклиной, закономерно и согласуется с правилом запаздывания тектонических движений и трансгрессий на платформах. В силу отмеченных условий седиментации, эта формация резко выделяется сложностью и непостоянством строения и состава как в разрезе, так и по простиранию [26]. Формационно-стратиграфическую самостоятельность ее подтверждает специфическая ассоциация венд-эдиакарской фауны, которая рассматривается как самая фундаментальная основа для обособления венда от рифея и кембрия [156]. В нижней части вендской базальной формации, как и типичных аналогах, выделяются конти-

ментальные отложения (континентальная субформация [1267]), включающие ольчедаевские дельто-русловые слои, которые вверх по разрезу переходят в прибрежно- и мелководно-морские.

Наиболее полный разрез базальной формации с непрерывным набором свит и слоев устанавливается в пределах сравнительно неширокой полосы, расположенной к востоку от Толтровой зоны (рис. 7). В этой части выделяется пологий Горенский прогиб, заполненный чередующимися песчано-глинистыми отложениями. Более детально они изучены на Подгрии, где выявлена закономерная изменчивость разреза вкрест простирания прогиба. К западу от щита вначале происходит наращивание разреза за счет появления все более молодых отложений до линии Купель - Глебовка (скв. 16943-14672). Далее к западу из разреза выпадают вначале нагорянская, затем ярышевская и могилевская свиты вплоть до полного выклинивания (скв. Завадовка-1). В результате отложения перекрывающей каниловской серии залегают на все более древних образованиях, а в месте их выклинивания - на породах фундамента [74,1227].

Выклинивание базальной формации в западном направлении обычно связывают с предканиловским размытом. Однако наряду со срезанием формации поверхностью размыта имеют место общее сокращение мощностей свит и выклинивание слагающих их слоев в западном направлении, свидетельствующие о приподнятом положении окраинных Приднестровского и Львовского мегаблоков. На их территории в составе свит увеличивается роль более грубого, преимущественно песчаного материала, в результате чего свиты и слои утрачивают характерные для них литофациальные признаки.

Хорошая сопоставляемость относительно далеко отстоящих друг от друга разрезов и сходный характер соотношения слагающих их свит подтверждают структурную целостность Подольского мегаблока. Фациальные изменения пространственно приурочены к краевой части Подольского мегаблока вдоль Толтровой зоны, с которой совпадает граница выклинивания калюских фосфоритоносных слоев (рис. 7).

Наряду с изменчивостью разреза вкрест простирания прогиба отчетливо выражена структурно-фациальная зональность вдоль прогиба, обусловленная разной подвижностью Подольского и Полесского мегаблоков по обе стороны от Пержанско-Кременецкой зоны. По Пержанско-Кременецкой зоне прогиб разделялся конседиментационной валлообразной перемычкой на две структурно-обособленные впадины. В пределах этой перемычки фиксируется сокращение мощности каждой из трех свит. Осевые линии впадин по Пержанско-Кременецкому разлому кулисообразно смещены и совпадают с простиранием Бутского и Подольского разломов, прослеживающихся со стороны Ущ.

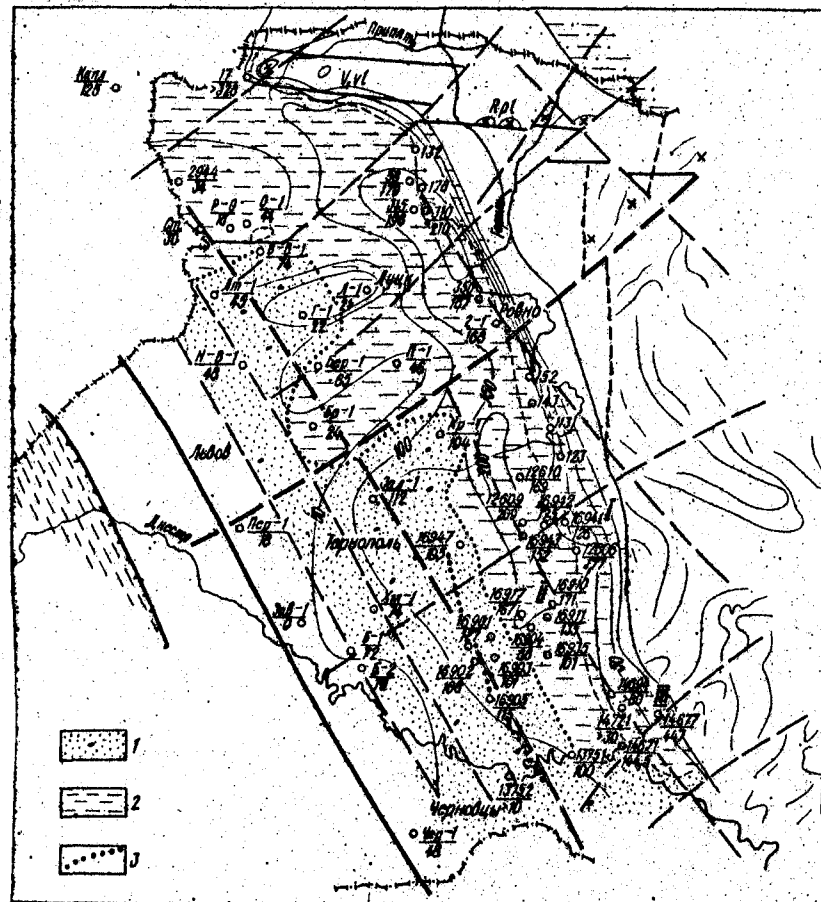


Рис. 7. Схема размещения базальной формации (по материалам Е.А.Асеевой, В.А.Великанова, Б.И.Власова, В.С.Зайка-Новацкого и др.). Литофации: 1 - преимущественно песчаные породы с примесью гравийного материала; 2 - преимущественно глинистые породы; 3 - западная граница выклинивания калюских фосфоритоносных слоев. Остальные условные обозначения см. на рис. 6

Палеобассейн более подвижного Полесского мегаблока отличался повышенной структурной расчлененностью. По рисунку изощрен здесь выделяется система малоамплитудных пологих поднятий северо-восточного простирания, пространственное расположение которых подчинено Луцкому, Стоходскому и Выжевокому разломам, активным в предыдущую воляцкую эпоху.

Структурная дифференциация ранневалдайского бассейна по Пержанско-Кремененкой зоне разломов выражается в разном характере разрезов на Воляны и Подолия. Корреляция их стала возможной лишь в последнее время в связи с проведением буровых работ. В воляноком разрезе устанавливаются аналоги всех свит подольского разреза, однако их литофациальные особенности обусловили необходимость выделения здесь местных стратиграфических подразделений - чарторийской, ровничской и колковской свит [40]. Как и на Подолии, эти свиты надежно устанавливаются к востоку от Толтровой зоны. Западнее они опознаются с трудом.

Верхняя - каниловская серия вместе с кембрийскими и тремадокскими отложениями составляет нижнюю, или трансгрессионную морскую терригенную формацию, связанную с первой в истории платформенного осадконакопления широкой морской трансгрессией (рис. 8). Время трансгрессии совпадает с началом расчленения и дифференциации Галицийской геосинклинали на систему геосинклинальных поднятий и частных прогибов, отложения которых приобретают флишеидный характер (флишеподобные образования Кохановской зоны). Инверсионные движения в конце венда совпадают с лигерийской фазой складчатости (предшествующей позднему венду - кембрию), которая, по мнению В.Е. Хаина [1997], наиболее широко проявилась в палеозойдах Западной и Средней Европы. На "перелом" в развитии галипид в конце венда (лежайская фаза) указывает А.К. Бойко, основываясь на данных изотопной геохронологии [20].

На территории Воляно-Подолия и за ее пределами каниловская серия составляет выдержанную по простиранию литологически и палеонтологически легко опознаваемую толщу, несогласно перекрывающую разновозрастные горизонты базальной формации. Накопление ее сопровождалось изменением динамики блоковых перемещений. Относительно приподнятые в предканиловское время Львовский и Приднестровский мегаблоки становятся областью ускоренного погружения, о чем свидетельствует нарастание мощности отложений в западном направлении. С каниловского времени получает структурное выражение Днестровский перикратонный прогиб. Соотношение могилев-подольской и каниловской серий характеризует Толтровую зону как тектонический шарнир, структурно выраженный в виде протяженного пологого валообразного поднятия [89].

Изменение режима осадконакопления отразилось на составе пород. В каниловской серии отсутствуют арковы, характерные для базальной формации, и появляются "экзотические" полимиктовые ассоциации, содержащие многочисленные обломки пород "неместного" происхождения. При наличии в составе обломков аллотигенного материала, в частности фидлитов, характерных для санской серии, расценивается как свидетельство возникновения в конце венда наряду с Ущ дополнительной области питания на месте нынешних Карпат [84, 161].

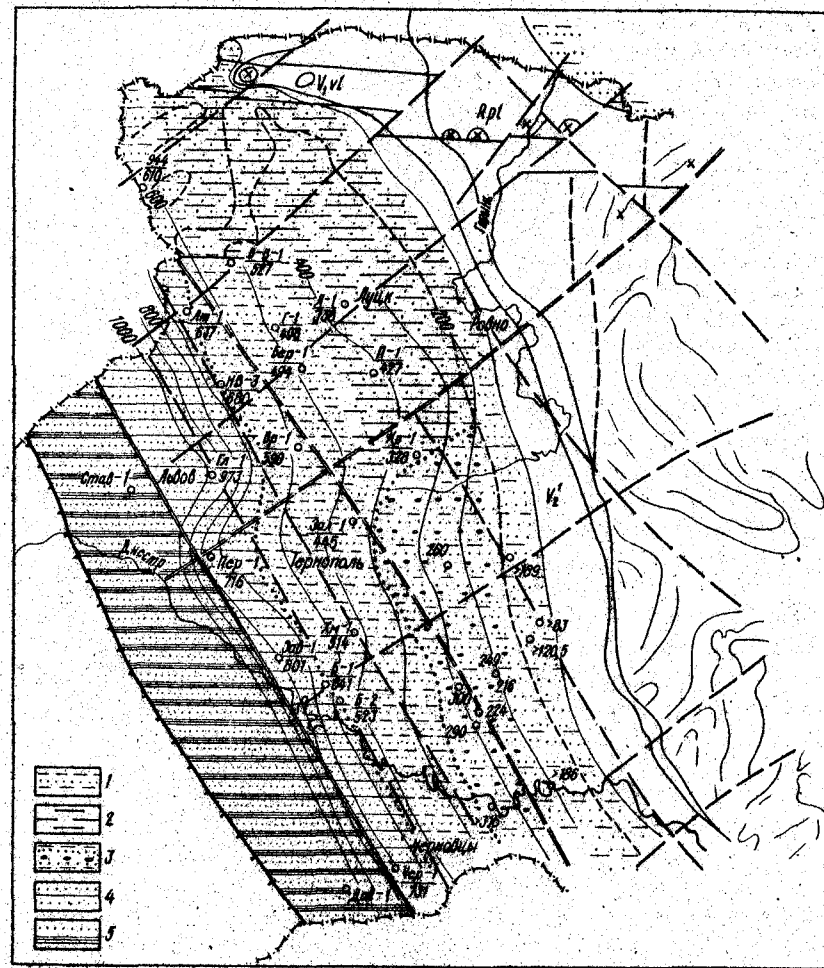


Рис. 8. Схема размещения трансгрессионной морской терригенной формации (с *rd<sub>2</sub> - d<sub>1</sub> t*) (по материалам В.А. Великанова, В.И. Алазова, В.А. Гинды, Д.М. Дриганта, В.В. Кирьянова, В.А. Котика, В.М. Марковского, Г.М. Помяновской, В.Н. Утросина, А.В. Хажялова и др.).  
Литофашии: 1 - песчано-глинистые отложения; 2 - нижнекембрийские "синие глины"; 3 - преимущественно песчаные отложения области устойчивого мелководья; 4 - отложения переходные от платформенных к геосинклинальным; 5 - геосинклинальные аналоги трансгрессионной формации (флишеидная формация Кохановской зоны). Остальные условные обозначения см. на рис. 6

Несмотря на выдержанность простираения и сходство фациальных признаков в каниловской серии устанавливается латеральная изменчивость, согласующаяся с блоковой структурой гетерогенного фундамента. В.А.Великанов [32], основываясь на данных бурения, выделяет несколько типов разрезов каниловской серии. Первый "типовой" разрез пространственно приурочен к территории Подольского мегаблока. Границы его развития определяются на западе по р. Смотрич, на севере - р. Случь. На юге он прослеживается также на правом берегу Днестра. Для этого типа разреза характерна многокомпонентность, обусловленная пестротой состава. В нем выделяется восемь более мелких подразделений - слоев. К этому типу близки разрезы северной части Подолии до широты г. Ровно (третий тип), охватывающие северную крайнюю часть Подольского блока. В них прослеживаются все мелкие подразделения типового разреза. Севернее Подольского мегаблока на большей части территории Волини развит четвертый тип разреза, который существенно отличается составом и строением. Для него характерны уменьшение с юго-востока на северо-запад количества и контрастности маркирующих пестроцветных слоев, а также последовательное их смещение (и концентрация наиболее песчаной части) к низам разреза. На территории северной Волини схема расчленения "типового" разреза, по В.А.Великанову, неприменима.

"Специфический" второй тип разреза устанавливается в междуречье Збруч - Смотрич. Пространственно этот район совпадает с Толтровой зоной. Здесь выделяются только верхние (комаровские и поливановские) слои первого "типового" разреза. Нижняя часть разреза отличается пестроцветностью, выпадением отдельных частей, повышенной роли песчаников, появлением в базальной пачке конгломератовидных прослоев. Особенности этого типа разреза подтверждают вывод о существовании вдоль Толтровой зоны шарнирного валообразного поднятия.

Кембрий, нарастающий на Волино-Подолии разрез трансгрессивной формации, представлен также исключительно терригенными отложениями. В его составе достоверно установлены нижний и средний отделы. В окрестной части платформы не исключается присутствие верхнего кембрия [126, 162]. На Волино-Подолии осадконакопление на границе венда и кембрия было непрерывным и сопровождалось лишь некоторым сокращением каниловского моря. Преемственность в развитии каниловского и раннекембрийского бассейнов подтверждается единым венд-лентовасским комплексом акритарх [83].

По мнению большинства исследователей, структурно-фациальная зональность перикратонного прогиба в кембрии, как и в конце венда, определялась смежным расположением геосинклинальной и платформенной областей седиментации в пределах единого морского бассейна [49, 70, 126,

162 и др.]. На большей части Волино-Подолии накапливались типично платформенные литоральные и сублиторальные песчано-глинистые фаши (рис. 8). В геосинклинальном обрамлении платформы (Кохановская зона) разрез представлен монотонным флишодным переслаиванием плотных аргиллитов с кварцитоидными алевролитами и тонкозернистыми песчаниками, для которых характерны темная окраска, зараженность пиритом, интенсивные эпигенетические изменения и дислоцированность. Судя по пройденным интервалам, мощность кембрия (по другим данным [162], кембрия и венда) достигает более 1 км (скв. Давиденн-I - более 800 м; Держев-I - более 1200 м) [70]. Близкие значения мощности разреза кембрия (800-900 м) установлены в Свентокшиюкских горах.

Самые восточные скважины, вскрывшие геосинклинальный тип разреза (скв. Дубляны-4, Давиденн-I), пространственно тяготеют к Ростоцко-Опольской зоне. Сопоставление разрезов этих скважин с расположенными к востоку от краевого шва (скв. Бел.Мосты-30, Черновцы-I) свидетельствует о довольно резком характере фациальных переходов в зоне краевого шва [70].

Параллельно Ростоцко-Опольской зоне фиксируется вторая структурная ступень, совпадающая с Толтровой зоной. К западу от нее gradient нарастания мощности заметно увеличивается и разрез кембрия приобретает "переходный" характер. Кроме того, в кембрийском бассейне отчетливо проявлялась конседиментационная активность разломов северо-восточного простираения. Наиболее заметные структурно-фациальные изменения совпадают с Пержанско-Кременецкой зоной, разделяющей разные по темпу погружения и осадконакопления части бассейна. В пределах более погруженного волинского склона фаши переходного типа глубже проникают на платформу.

Влияние блоковой структуры фундамента на размещение фаши четко выступает при анализе наиболее полно развитых нижнекембрийских отложений, включающих балтийскую и бережковскую серии. Балтийская серия на Волино-Подолии представлена двумя основными типами разрезов - волинским и подольским [82, 117]. Волинский тип разреза охватывает территорию Полесского, Львовского и Приднестровского мегаблоков. В этом типе разреза в составе серии выделяются ровенская (песчано-глинистая) и стоходская (преимущественно глинистая) свиты. Подольский тип разреза пространственно приурочен к Подольскому мегаблоку. В его пределах отложения балтийской серии существенно отличаются по литофациальным признакам. В составе серии здесь выделены хмельницкая и збручская свиты.

Разные тектонические тенденции мегаблоков фундамента наиболее ярко проявляются при сопоставлении разрезов Полесского и Подольского

мегаблоков. В пределах первого Балтийская серия почти по всему разрезу сложена "синими глинами", с однообразной фауной древнейших погонифор, которые прослеживаются вплоть до Прибалтики [82]. Изменчивая мощность базального слоя песчаников (от 5 до 32 м), а также отмечаемые в ряде пунктов признаки размыва свидетельствуют о значительной структурной расчлененности дна бассейна. Судя по характеру распределения мощностей [70], структурные элементы раннего кембрия наследовали план предшествующих эпох и были подчинены северо-восточным разломам. Широкий Припятский вал в фациях не находит отражения и выступает как постседиментационная резко секущая структура.

Разрезы Подольского мегаблока отличаются значительным опесчаниванием, особенно зоручской свиты, и отсутствием в составе последней "синих глин". Здесь части прослоев автохтонных конгломератов, образованных в результате местных многократных внутриформационных размывов [82]. Наличие их, сокращение мощности, плохая сортировка терригенного материала, знаки ряби и следы рожших организмов характеризуют эту часть бассейна как область устойчивого мелководья. Основываясь на материалах бурения, В.В. Кирьянов намечает северную границу Подольской структурно-фацальной области по водоразделу рек Горнь и Днестр и связывает ее с существованием в раннем кембрии "очень существенно" регионального палеогеографического и палеотектонического рубежа. Положение его совпадает с северным краем Подольского мегаблока. Вблизи него изопахиты испытывают резкий изгиб. Хотя "синие" глины отмечаются и к югу от Пермско-Кременецкой зоны (скал. Кременец-I), однако мощность их и Балтийской серии в целом здесь сокращена. Линия полного выклинивания "синих глин" совпадает с Тетеревским разломом.

Различная подвижность Полесского и Подольского мегаблоков выражается в разном характере изменчивости фаций Балтийской серии вкrest перикратонного прогиба. Особенность подольского фацеального профиля определяет широкая полоса прибрежного мелководья, тяготеющая к территории Подольского мегаблока. К юго-западу от него увеличивается мощность разреза, из него исчезают конгломераты, песчаники практически полностью замещаются алевролитами. На Полесском мегаблоке признаки замыкания бассейна на востоке отсутствуют. Балтийская серия достигает здесь максимальной для мегаблока мощности (до 150 м) и почти по всему разрезу представлена "синими глинами". К юго-западу от Толтровой зоны разрез опесчанивается за счет поступления обломочного материала со стороны сопредельного геосинклинального бассейна (архипелагового, по [162]). Граница перехода фаций совпадает с Толтровой зоной, вдоль которой по 100-метровой изопахите вырисовывается пологое валобразное поднятие [70], наследующее простираение шарнирного вала в венде.

Резкое выклинивание Балтийской серии на северо-востоке совпадает с Полесской седловиной, контролирующей внешнюю границу зоны перикратонных опусканий. Последующее унаследованное развитие этой структуры обусловило полный размыв как кембрийских, так и вендских отложений.

Заметное изменение режима осадконакопления во второй половине раннего кембрия свидетельствует об усилении инверсионных процессов в сопредельной геосинклинали. Этому времени отвечает формирование на платформе преимущественно песчаной бережковской серии (в составе доминопольской, любомльской и свитязьской свит), перекрывающей Балтийскую серию со следами размыва на большей части Волыни.

Структурно-фацеальный анализ бережковской серии из-за значительного послекембрийского размыва вызывает большие трудности. Характер изменчивости мощности и фаций наиболее сохранившейся доминопольской свиты свидетельствует о преобладании основных тектонических тенденций и структурно-фацеальной зональности. К западу от Толтровой зоны в бережковской серии увеличивается содержание глинистых пород, сопровождающееся ухудшением коллекторских свойств разреза. Преобладающей становится темно-серая до черной окраска пород; характерны текстуры оползания, смятия и волочения, повышенное содержание пирита [70]. Наряду с продольной зональностью сохраняется также поперечная дифференциация бассейна по Пермско-Кременецкой зоне. На Подольском мегаблоке фиксируется унаследованный от Балтийского времени устойчивый выступ, к которому приурочены прибрежные фации с конгломератами и гравелитами в основании разреза. На Полесском мегаблоке по изопахитам вырисовывается система субпараллельных валобразных поднятий и разделяющих их понижений, подчиненных, как и в Балтийское время, северо-восточным разломам.

На формирование структуры кембрийского чехла наряду с диагональными разломами активное влияние оказывали меридиональные сбросы, контролирувшие систему конседиментационных флексур. Отмечается, в частности, активность меридионального Радековского разлома. По отношению к тектоническим зонам диагонального плана эти нарушения выступали как структуры более низкого ранга. Согласно построениям Л.Е. Бильшинского [193], меридиональные нарушения сохраняли свою активность на протяжении всего периода формирования перикратонного прогиба (по салур включительно).

В раннем ордовике (конец тремадока - начало аренига) на Волыно-Подольи произошла смена терригенного осадконакопления карбонатным, положившая начало накоплению мощной (до 2 км) морской карбонатной формации. Завершение "кластического макроцикла" и начало карбонатного сов-



падают с салаирской (сандомирской в Свентокшиских горах) фазой складчатости. Несмотря на интенсивный характер тектонических движений, выразившихся на значительной части платформы перерывом в осадконакоплении и размывом, эта складчатость не привела к общей инверсии тектонического режима в Галицийской геосинклинали. По В.Е.Хамну, предордовикские движения на большей части территории Западной и Средней Европы "не сопровождалась значительной деформацией слоев и их метаморфизмом" и уже с начала ордовика сменились новым этапом погружений [199, с. 142].

В связи с активизацией инверсионных поднятий в салаирскую фазу возрастает изменчивость состава и мощности геосинклинальных терригенных и карбонатно-терригенных отложений. Во внутренних зонах геосинклинальной системы этот процесс сопровождался активным вулканизмом, следы которого повсеместно устанавливаются на Волино-Подольи в виде трахиандезитового туфогенного материала в низах верхнего ордовика (на Волини) и в силуре [142, 163].

На Волино-Подольи в ордовике существовал изменчивый по размерам мелководный бассейн, оставивший маломощные, неоднородные по составу осадки. Максимальная мощность наиболее полных разрезов не превышает 70-80 м. Сохранившиеся от размыва отложения ордовика, как правило без следов прибрежных фаций (исключение составляет Подольский мегаблок), не дают представления об истинных размерах морского палеобассейна, что усложняет проведение палеотектонических реконструкций. Восстановление режима осадконакопления в ордовике на Волино-Подольи в значительной степени усложнено также неполнотой данных о характере его разреза в складчатом обрамлении. В Украинском Предкарпатье доказана принадлежность к верхнему ордовика маломощных отложений, сходных по составу и мощности с одновозрастными на Волино-Подольи. Не исключается, однако, присутствие здесь более полных разрезов, представленных терригенными фациями, которые без специальных палеонтологических исследований пока трудно отделить от литологически сходных кембрийских и силурийских. В более изученных сопредельных районах Польши (бассейн р. Сан, Свентокшиские горы) в ордовике устанавливается сложная перемежаемость по разрезам и по латерали глубоководных и мелководных фаций, разделенных многочисленными поверхностями несогласий [163].

В наиболее полном объеме (нижний, средний и низы верхнего отделов) ордовик устанавлен на территории Ковельского поднятия. Здесь выделяются нижняя (нижний тремадок) терригенная пачка (серые кварцевые песчаники мощностью до 34 м), залегающая без видимых признаков несогласия на среднем - верхнем (?) кембрии, и верхняя карбонатная. Общая

мощность карбонатной пачки - около 35 м. За пределами Ковельского поднятия наиболее достоверно устанавливаются маломощные (1-7 м) песчано-карбонатные верхнеордовиковые отложения.

Одни исследователи [129] территорию Ковельского поднятия считают единственным на Волино-Подольи участком, где морские условия с кратковременными перерывами сохранились на протяжении всего ордовика. Другие [162] выделяют тремадокские отложения (мощностью до 50 м) и на территории Львовского прогиба. По А.В.Хижнякову и Г.М.Помянской, тремадокский бассейн распространился на всю Волино-Подольи. Осадконакопление в нем при этом подчинялось структурно-фациальной зональности, унаследованной от кембрия: в северо-востоку от Толтровой зоны накапливались преимущественно кварцевые перчатники (до 34 м), в пределах Львовского блока - песчано-глинистые отложения.

На Подольском мегаблоке сохранились в основном верхнеордовиковые отложения (молодовский горизонт) в составе двух маломощных пачек: нижней песчаной (до 3,3 м) и верхней известняковой (до 3 м). Для песчаников устанавливается отчетливая связь с прибрежными фациями. С приближением к УЦ в них увеличивается размерность зерен, появляется гравий и галька подстилающих пород. В составе галечного материала устанавлены продукты перемыва среднеордовиковых известняков и тремадокских песчаников. В целом разрез Подольского мегаблока характеризуется "неравномерными и неустойчивыми соотношениями карбонатного и песчаного материала, а также нередко хаотичным расположением в нем раковин" [126, с. 10].

Наиболее широкого развития на Волино-Подольи карбонатная формация достигает в силуре. В сопредельной геосинклинали в остаточных прогибах ("остаточной геосинклинали", по В.Н.Утробину [189]) в это время шло накопление мощной однообразной карбонатно-глинистой толщи (графтолитовых "сланцев").

На большей части Волино-Подольи силур представлен относительно полно, что позволяет проводить региональные структурно-фациальные сопоставления. Наиболее глубокому размыву отложения силура подверглись в северо-западной части региона, в пределах Ковельского поднятия, где сохранились преимущественно нижние члены разреза (рис. 9).

Несмотря на резкую смену состава платформенных формаций, общий план структурно-фациальной зональности на Волино-Подольи (как в пределах всей Приднестровско-Балтийской системы перикратонных опусканий) остается прежним [49, 70, 163]. Отложения платформенного шельфа, представленные карбонатным типом разреза (Ковельско-Хотинская зона), в сторону обрамляющей геосинклинали сменяются глинистыми - граптолитовыми "сланцами" (Львовско-Коломыйская зона). Их разделяет переход-



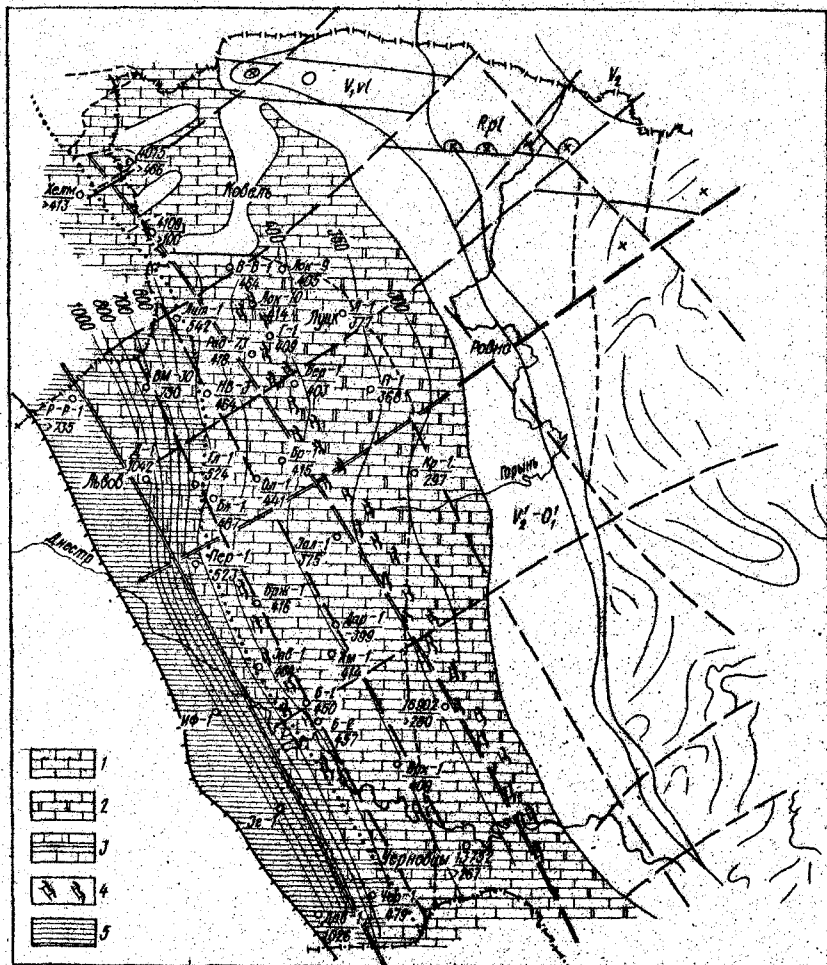


Рис. 9. Схема размещения морской карбонатной формации (4, 5) (по материалам Д.М.Дрыганта, В.А.Котыка, В.М.Марковского, Г.М.Помянской, А.В.Хижнякова, П.Д.Цегельника).  
Отложения: 1 - нормально-морские известняки органогенно-детритовые, конглобатные, глинистые; 2 - мелководные и лагуно-морские (известняки доломитистые, плитчатые, биогермные, доломиты, доломитовые мергели); 3 - карбонатно-глинистые, переходные от платформенных к геосинклинальным; 4 - биогермные известняки; 5 - геосинклинальные аналоги карбонатной формации (формация остаточных интрагеосинклиналей - граптолитовые "сланцы"). Остальные условные обозначения см. на рис. 6

ная зона с глинисто-карбонатным типом разреза [100]. Ориентировка зон подчинена простиранию краевого шва платформы. В.А.Котык, основываясь на данных глубокого бурения, намечает границу перехода платформенных и геосинклинальных фаций по линии Нестеров - Галич - Сторожинец, которая совпадает с выделенной нами Ростоцко-Опольской зоной. К западу от нее увеличивается мощность силурийских отложений (до 1100 м) и глубина их залегания, в разрезе преобладают глинистые породы, обедняется видовой состав фауны при широком развитии граптолитов, а также увеличивается доломитованность (угли от 30 до 90°).

Северо-западной ориентировке подчинена также фациальная зональность и на территории Ковельского поперечного поднятия, что свидетельствует о постсилурийском возрасте этой структуры. Как и на остальной части Волыно-Подолья, в восточной его части развиты карбонатные отложения, в западной - глинисто-карбонатные.

Среди поперечных (северо-восточных) разломов фундамента на осадконакопление в наибольшей мере влияла Пермянско-Кременецкая зона, расчленяющая силурийский палеобассейн на разные по темпу погружения волынскую и подольскую части.

Для реконструкции динамики блоков фундамента в силуре важную информацию дает анализ условий залегания более дробных стратиграфических подразделений [100, 163]. Сопоставление карт мощностей нижнего и верхнего силура свидетельствует, в частности, о заметных внутрiformационных структурных перестройках, проявившихся в изменении соотношения продольной и поперечной зональностей (рис. 10).

План размещения китаягородского горизонта свидетельствует о расчленении раннесилурийского бассейна, получившего повсеместное распространение только с венлока, на два участка с противоположно направленными погружениями. Их разделяла валообразная перемещка вдоль Пермянско-Кременецкой зоны. К северо-западу от нее устанавливаются максимальные для региона мощности и повышенные градиенты их нарастания, согласующиеся с относительно большей подвижностью волынского склона. В юго-восточной части бассейна наибольшие погружения закономерно смещены к юго-западу от Подольского мегаблока.

С распределением мощностей согласуется характер фаций. На Волыни преобладают сильно глинистые массивные известняки, на большей части Подолья - преимущественно комковатые. Глинистые разности, подобные волынским, отмечаются лишь к западу от Толгровой зоны (скв. Заводовка-1, Коропец-2).

Заметное сокращение мощности китаягородского горизонта в сторону юго-западного края платформы указывает на существование в раннем силуре вдоль Ростоцко-Опольской зоны протяженного поднятия. В позд-

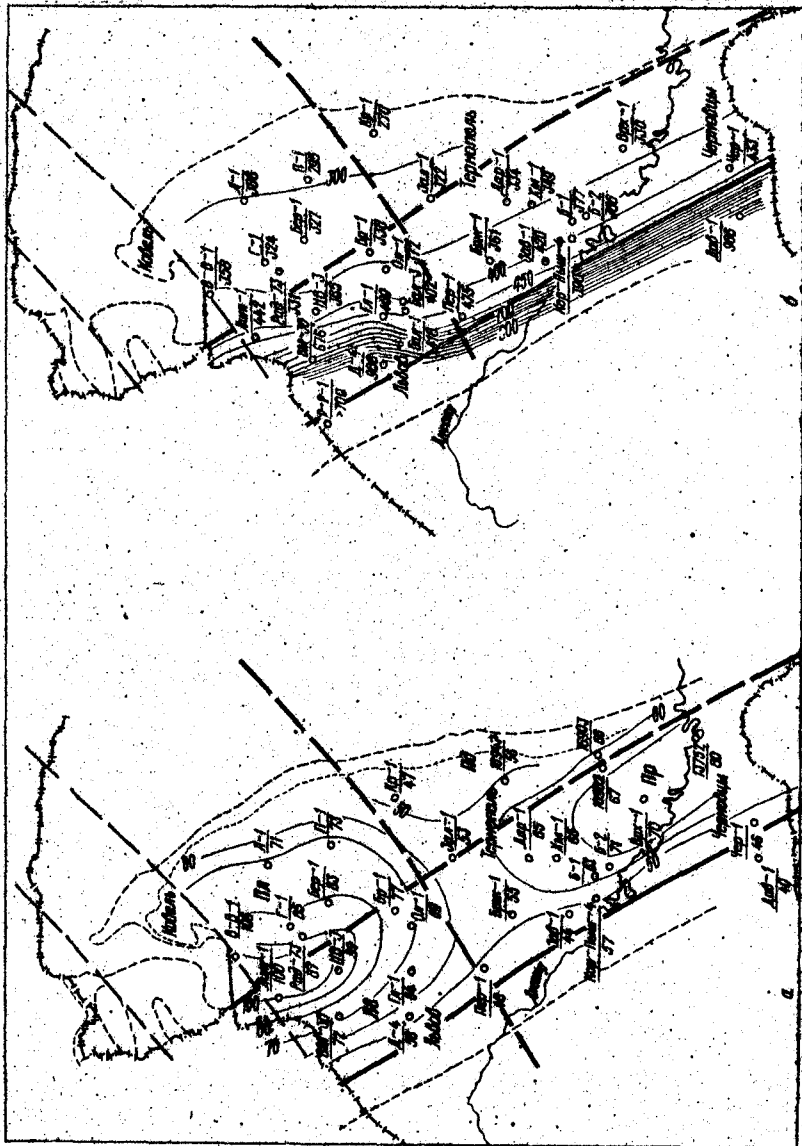


Рис. 10. Схема изобат: а - нижнего силура (китайгородского горизонта), б - верхнего силура (по В.М.Марковскому и В.А.Котыку [100]). Мегаблока (буквы на схеме): Пд - Подольский; Пл - Полесский; Пр - Приднестровский; Ль - Львовский

нем силура в связи с возобновлением активных погружений в геосинклинальном прогибе вдоль краевого шва обозначается крутой шарнирный перегиб, фиксируемый по резкому нарастанию мощности верхнесилурийских отложений к юго-западу от платформы. В это же время отмечается оживление вулканической деятельности в сопредельной геосинклинали, о чем свидетельствует повсеместное развитие в верхнесилурийских разрезах бентонитовых глин.

В связи с вовлечением в погружение края платформы возрастает роль северо-западной Толтровской зоны как структурно-фациальной границы. В лудлове к ней приурочена граница между нормально-морскими фациями (на западе) и прибрежно-морскими и лагунными (на востоке), вдоль которой формируются рифогенные фации [88]. На фоне преобладающей северо-западной ориентировки структурно-фациальных зон четко выражена поперечная зональность, указывавшая на различную подвижность волинского и подольского склонов по обе стороны от Перманско-Кременецкой зоны. С более интенсивным погружением волинского склона в сторону геосинклинального прогиба связано более глубокое проникновение на платформу переходных карбонатно-глинистых фаций. Темы погружения подольского склона заметно слабее, с чем согласуется преобладание здесь преимущественно карбонатных фаций. Резкая глинизация разреза фиксируется лишь к западу от Ростовско-Опольской зоны (ска. Давиденн-I, Загайполь-I, Ивано-Франковск-I).

Влияние поперечной зональности вновь усиливается к концу силура (в придольи), когда начинает проявляться регрессия силурийского бассейна. На большей части более погруженного волинского склона нормально-морские условия осадконакопления сохраняются до конца силура. Вдоль Толтровской зоны, контролирующей границу между морскими и лагунными фациями, продолжают формироваться рифогенные фации. Последние по отношению к лудловским испытывают лишь незначительное регрессивное смещение к западу [88]. В пределах более приподнятого подольского склона накапливаются преимущественно лагунно-морские отложения. Вслед за отступлением моря рифогенные фации смещаются к западу и локализуются вдоль Ростовско-Опольской зоны над конседиментационными антиклинальными локальными поднятиями [194]. На Подольском мегаблоке в это время создаются благоприятные условия для развития первой наземной флоры.

На размещение силурийских фаций, в частности рифогенных, актив-

но влияли также меридиональные нарушения. Наиболее обоснована конседиментационная активность Радеховского разлома (флексурно-обросовой зоны), контролировавшего размещение биогермных построек на территории Львовского мегаблока [88, 100]. Однако по масштабам проявления и влиянию на общий план структурно-фациальной зональности меридиональные разломы по сравнению с диагональными выступали как соподчиненная система нарушений.

Выявляемая тесная связь фациальной изменчивости с блоковой структурой фундамента позволяет, таким образом, уточнить структурно-фациальную зональность силурийского бассейна, без чего невозможно решение такой актуальной задачи, как поиски погребенных силурийских рифов. Исходя из тектонических особенностей Подольского мегаблока, становится также объяснимой сложность применения стратиграфической схемы днепровского разреза для расчленения силура за его пределами [207]. Характерные для днепровских опорных обнажений четкие соотношения отдельных членов разреза, его многокомпонентность, обусловленная пестротой фаций, а также обилие бентосной фауны отражают специфические фациальные условия, существовавшие на территории Подольского мегаблока (двуступа).

Карбонатная формация вверх по разрезу переходит в терригенную регрессивную, отвечающую жединскому ярусу нижнего девона (тыверской серии). Отмечая неоднородность тыверской серии, П.Д.Пегельник [208] подразделяет накопление "терригенной мегафации" на две стадии - более раннюю "аргиллитовую" и "алавролитовую", согласующиеся с нарастанием инверсионных процессов в сопряденной геосинклинали.

В жединское время сохраняется унаследованный от позднего силура общий план распределения мощностей и фаций (рис. II). С наметившейся в конце силура регрессией моря связана вертикальная и латеральная миграция фаций с замещением вверх по разрезу и в северо-восточном направлении морских отложений субконтинентальными [124, 164]. К юго-западу от Ростоцко-Опольской зоны в пределах геосинклинали некомпенсированного прогиба продолжалось накопление мощной (более 1000 м) темно-серой до черной преимущественно глинистой толщи. Аргиллиты миеогеосинклинали интенсивно дислоцированы с углами падения от 5-7 до 90° и рассечены трещинами кливажа (скв. Крахов-1, Дубляны-4). К северо-востоку от Ростоцко-Опольской зоны глинистая толща переходит в сероцветные карбонатно-терригенные шельфовые отложения, которые в глубь платформы замещаются красноцветными песчано-глинистыми. Границу перехода между морскими и субконтинентальными фациями контролирует Толтровая зона. Г.М.Помяновская и А.В.Хижняков [164] отмечают активное влияние на осадконакопление Белз-Балучинского и Нестеровско-

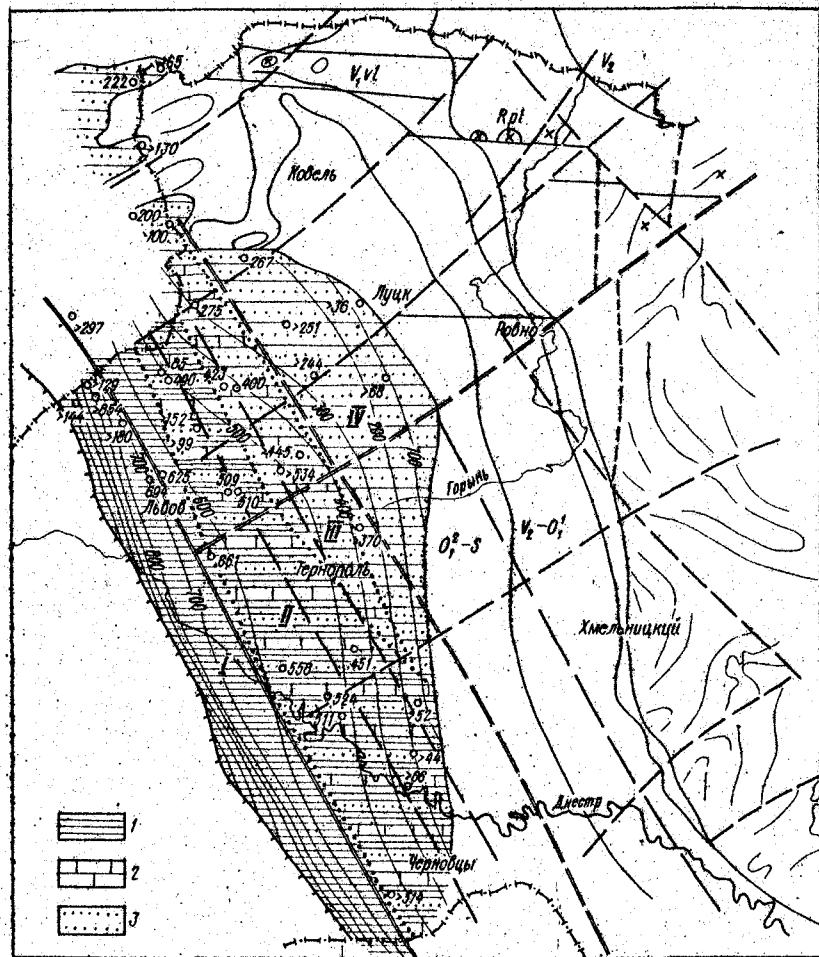


Рис. II. Схема размещения терригенной регрессивной формации (D<sub>g</sub>) (по Г.М.Помяновской и А.В.Хижнякову [164]).  
Литофации: 1 - аргиллиты, алевриты; 2 - известняки; 3 - песчаники.  
Зоны (штрихи на рисунке): I - углубленный шельф; II - мелководный шельф.  
\* - море, сменившееся аккумулятивной низменностью; \* - море, сменившееся аккумулятивной низменностью и позднее денудационной равниной.  
Остальные условные обозначения см. на рис. 6



платформы в орогенетические движения его ось в течение среднего и позднего девона испытывала закономерное для передовых прогибов смещение в сторону платформы. Миграция прогиба сопровождалась сменой состава формаций синхронно с проявлением герцинских орогенетических фаз. Начало структурной перестройки выразилось в неоднократных изменениях солевого режима и неустойчивости условий осадконакопления эйфельского бассейна. Отложения эйфельского яруса, представленные чередованием мелководных морских и лагунных, в низах разреза пестроцветных терригенных фаций и сульфатизированных доломитов, залегают на красноцветной формации с угловым несогласием. Для среднего девона в целом характерна сравнительно небольшая изменчивость мощности вкосте простирания прогиба при общем ее увеличении вблизи краевого шва (линия Львов - Дубляны - Нестеров - Перемышляны) от 140 до 200 м [124, 164]. Однако уже в живете намечается тенденция к смещению погружений на северо-восток. Если в юго-западной части прогиба мощность эйфельского яруса превышает мощность живетского, то в северо-восточной - соотношение мощностей становится "обратным" [164, с. 60].

В позднем девоне после заметного обмеления и опреснения живетского бассейна (слабо проявившаяся в среднеевропейских герцинидах акадская или рейская фаза) ось максимальных погружений мигрирует еще восточнее и совмещается с Белз-Белучинским северо-западным разломом (линия Белз - Великие Мосты - Каменка Бугская) [124, 164]. К приосевой части прогиба приурочена мощная (до 960 м) толща доломитизированных и битуминозных (во франском ярусе) известняков с пролоями первичных доломитов, слагающих характерную для передовых прогибов эвапорито-карбонатную формацию (рис. 13, 14).

В связи со смещением морского бассейна на платформу становится более заметным влияние на осадконакопление блоковой структуры ее фундамента. Под влиянием жесткого Подольского мегаблока (выступа) средне-познедевонский бассейн расчленялся на два валивообразных участка - подольский и волынский. Последний через территорию Полесского мегаблока неоднократно соединялся с Припятским прогибом. Следы этой связи устанавливаются, в частности, по находкам в зонах брекчирования на территории Полесского мегаблока (район г. Рафаловка) палеонтологически охарактеризованных пород среднего девона терригенно-карбонатного состава [6, 39]. Менее отчетливой была связь Львовского прогиба с Преддублянинским через подольский валив вдоль Приднестровского мегаблока.

Одновременно с миграцией бассейна к востоку во внутренней (Нестеровской) зоне Львовского прогиба начинается рост антиклинальных структур, фиксируемый по конседиментационным брекчиям на разных стра-

тиграфических уровнях среднего (?) и верхнего девона, а также кратковременному перерыву на границе фран - фамен [92, 148, 164].

В конце девона - начале карбона внутренняя (Нестеровская) зона прогиба испытывает поднятия синхронно с орогенетическими движениями и гранитообразованием в среднеевропейских герцинидах (бретонская фаза). Во внешней зоне Львовского прогиба эти движения обусловили формирование регрессивной карбонатно-терригенной пестроцветной толщи верхнего фамена, область максимального накопления которой закономерно сместилась к внешней границе прогиба, контролируемой Толтровой зоной. С продолжающимися поднятиями в раннем карбоне связано выпадение из разреза большей части турнейских и нижневизейских отложений. К этому же времени относится вулканическая деятельность в Люблинском прогибе на территории Польши (диабазы и туфы в основании визейских отложений [104, 234]).

С активизацией тектонических движений в прогибе совпадает усиление блоковых подвижек на платформе, оказавших заметное влияние на размещение и состав изменчивых фаций верхнего фамена. Заметно возрастает роль северо-восточных и широтных разломов, что выразилось в росте Ковельско-Грубешовского (по А.В.Хижнякову [202]) поперечного поднятия и укладываемых его локальных горст-антиклиналей. Наиболее полные разрезы верхнего фамена (литовояская, западнобугская и владимир-волинская свиты) и максимальные мощности (до 560 м) фиксируются у подножья Оваденского горст-антиклинального поднятия, ограниченного с юга широтным Владимир-Волинским разломом. В их составе значительное место занимает средне- и грубообломочные конгломераты, гравелиты, песчаники, представляющие продукты разрушения растущего Оваденского поднятия. Размер обломков уменьшается с удалением от последнего. Южный край этого поднятия в фамене выступал в виде "высокого берега" вдоль "выброшенного крыла" Владимир-Волинского разлома [148]. Аналогичный структурный контроль отмечается для однообразных грубообломочных отложений на территории Польши (гульчанские слои). Последние тяготеют к неширокой полосе (15-20 км) вдоль северо-восточного борта Люблинского прогиба (по линии Гарволин - Коци). По А.М.Мелиховскому [234], гульчанские слои "обозначали" границы "приподнятых" в позднем фамене блоков.

В связи с осушением территории Волино-Подолля в конце девона верхнедевонские отложения подвергаются размыву, глубина которого закономерно возрастает в сторону более приподнятой внутренней зоны прогиба (от владимир-волинских на северо-востоке до задонско-елецких на юго-западе). В пределах Ковельско-Грубешовского поперечного поднятия средне-верхнедевонские отложения местами размывы полностью. Здесь под



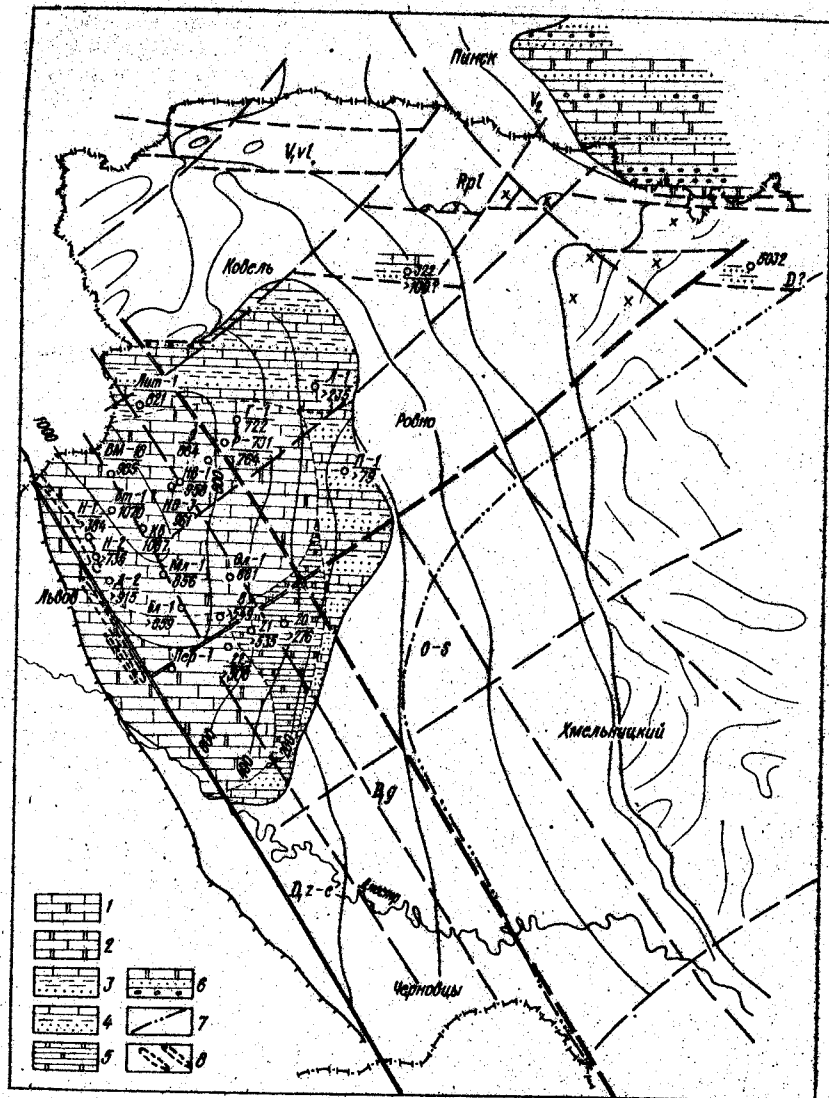


Рис. 13. Схема размещения эвапорито-карбонатной формации ( $D_{2+3}$ ). Литофации среднего девона (по Г.М.Помянговской и А.В.Хижнякову [164]): 1 - морские карбонатно-глинистые; 2 - морские преимущественно карбонатные с существенным участием в разрезе вторичных доломитов и ангидритов; 3 - прибрежно-морские терригенно-карбонатные с преимуществен-

ным развитием аргиллитов; 4 - прибрежно-морские терригенно-карбонатные с пестроцветными песчаниками; 5 - лагуно-морские карбонатно-глинистые с широким развитием первичных доломитов и ангидридов; 6 - сульфатно-карбонатно-терригенные и соленосные отложения Припятского прогиба; 7 - предполагаемая восточная граница морского бассейна; 8 - участки глубокого разрыва верхнего и среднего девона в пределах Нестеровской зоны. Остальные условные обозначения см. на рис. 6

висейскими отложениями скважинами вскрыт олдред (элевация Горжкова, горст Малохвей) [234].

Развитие прогиба в карбоне характеризовалось накоплением угленосной формации, представленной паралитическими фациями виве и намора, которые в среднем карбоне, после судетской фазы складчатости, сменились лимническими. С ее накоплением связано формирование Львовско-Волынского угольного бассейна. В основании угленосной формации залегает своеобразная толща изменчивой мощности (от 2-5 до 40-53 м), представленная перестроженной корой выветривания типа ожелезненных сухарных глин каолинового состава, перспективных на бокситы [18]. Определяющим фактором формирования мощной (более 1,5 км) циклично построенной угленосной толщи являлось сопредельное расположение горно-складчатой области, характеризовавшейся устойчивыми поднятиями, и компенсационного прогиба перед ее фронтом.

С нарастанием орогенических поднятий в астурийскую фазу герцинского тектогенеза связано замыкание Львовского прогиба, которое сопровождалось надвиганием на него передовых складок галиций и складча-

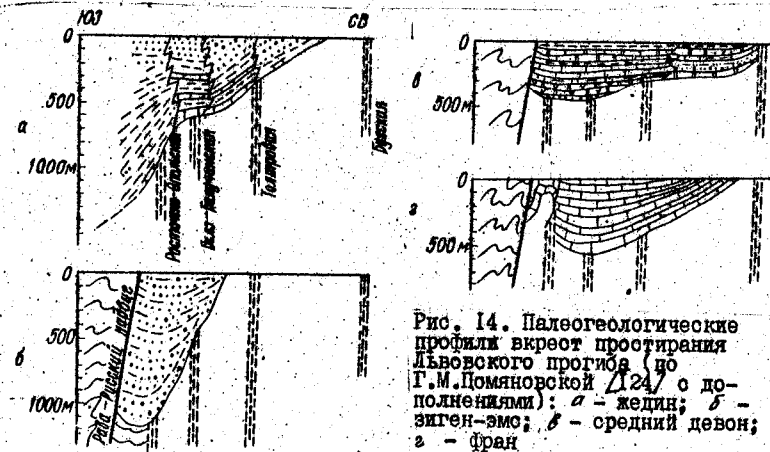


Рис. 14. Палеогеологические профили вкостр прогибания Львовского прогиба (по Г.М.Помянговской [124]) с дополнениями: а - жезин; б - зиген-эмо; в - средний девон; г - фран

то-надвиговыми деформациями выполняющих его отложений. В эту же фазу была сформирована складчато-надвиговая структура передовых прогибов ("угольного канала") среднеевропейских герцинид [199]. Впоследствии на территории Волино-Подолья установился длительный перерыв в осадконакоплении.

В целом герцинская эпоха тектогенеза на Волино-Подольи проявилась как время резкой перестройки структурного плана, сопровождавшейся изменениями кинематики и динамики разломов, а также связанных с ними структур чехла. Анализ пространственно-временных соотношений разломно-блоковых дислокаций в палеозое выявляет закономерную согласованность структурного плана и морфокинематических характеристик разломов с господствующей геодинамической обстановкой. В эпоху преобладания условий регионального растяжения, коррелируемую с собственно геосинклинальной стадией развития галицид, наиболее активными были северо-западные (продольные) разломы. Они представляли зоны растяжения, которые контролировали общий структурный план и внутреннюю зональность Днестровского перикратонного прогиба вдоль краевого шва ВВП [49]. Сопряженной системой нарушений, активно проявлявшихся на этом этапе, являлись меридиональные ступенчатые обросы. Этот план разломно-блоковых деформаций господствовал с позднего рифа (?) - венда по ранний девон (жедин) включительно, подтверждая тем самым вывод о "экзосном" развитии Галицийской геосинклинали в байкальскую и каледонскую тектонические эпохи. Указанному временному интервалу отвечает направленный ряд платформенных формаций, включающих трапповую, базальную, трансгрессивную, морскую карбонатную и регрессивную.

На рубеже жедина - зигена, в связи с началом орогенной стадии развития галицид, на платформе произошла смена обстановки растяжения сжатием, вызвавшая изменение структурного плана и кинематического типа разломов. С этим рубежом связано заложение в зоне сочленения галицид и платформы Львовского краевого прогиба. На платформе активным структурообразующим фактором становятся взбросо-горстовые дислокации. При сохраняющемся господстве диагонального структурного плана в девоне и карбоне усиливается роль северо-восточных (поперечных) разломов. С ростом Ковельско-Грубешовского поперечного поднятия связано расчленение единой в раннем палеозое Балтийско-Приднепровской системы перикратонных опусканий на Брестскую и Волино-Подольскую окраинные впадины. Сжатие древних разломов северо-восточного простирания в связи с герцинскими движениями отмечает Е.М. Жаликовский на смежной территории Польши.

Одновременно фиксируется резкое нарастание амплитуды широтных нарушений. С активизацией последних связано формирование высокоамплитудных

горст-антиклиналей (Ратненской, Оваденской и др.), картируемых на домезозойском срезе в виде участков глубоких постседиментационных разрывов. По отношению к Ковельскому поперечному поднятию они выступают как усложняющие структурные элементы более низкого ранга. Реликтовый характер верхнесилурийских и нижнедевонских (жединских) отложений, сохранившихся от разрыва между горст-антиклиналями, свидетельствует о том, что при формировании как Ковельского поперечного поднятия, так и усложняющих его структур активным фактором были постжединские горстовые поднятия. Разделяющие их грабени представляют остаточные (пассивные) структуры.

Таким образом, по механизму образования и кинематическим характеристикам широтные разломы проявляли себя в герцинскую эпоху как взбросы<sup>2</sup>. По данным бурения и детальных геофизических исследований, они картируются в виде оближенных крутопадающих нарушений, сопровождающихся мощными зонами дробления и резким (до 45-80°) задирианием прилегающих слоев (рис. 15). Имеющиеся данные по наиболее изученной Владимир-Волинской широтной зоне взбросов, ограничивающей с юга Оваденскую горст-антиклиналь, свидетельствуют о наибольшей активности широтных разломов в бретонскую фазу (предвизейский век) [87, 148]. Интенсивная "переработка" раннепалеозойского структурного плана широтными герцинскими структурами отмечается на территории Белоруссии [175].

С осадконакоплением в юрский период, возобновившимся на Волино-Подольи после длительного (поздний карбон - триас) перерыва, связано формирование Стрыйского прогиба, входящего в протяженный пояс юрских прогибов вдоль юго-западного края ВВП [199]. Природа Стрыйского прогиба и формационная принадлежность выполняющих его отложений решаются неоднозначно. Связано это, прежде всего, с пространственной изменчивостью проявления киммерийского тектогенеза в сопредельном складчатом обрамлении. Во флишевых Карпатах несомненно "корневые" юрские образования неизвестны. Во внутренних зонах Восточных Карпат в юре формировались узкие прогибы, выполненные относительно маломощными преимущественно карбонатными отложениями "единого типа седиментации с небольшими градиентами изменения мощностей" [48, с. 298]. Малые мощности (500-600 м) и относительная выдержанность фациального состава юрских отложений рассматриваются как свидетельство установления (со среднего триаса) режима, близкого к платформенному (квазиплатформенному), последовавшему за герцинским орогенезом. Однако ряд других

<sup>2</sup> Термину "взброс" авторы придают генетический (кинематический) смысл, считая взбросами разрывные нарушения, связанные с горстовыми поднятиями одних участков земной коры относительно других.

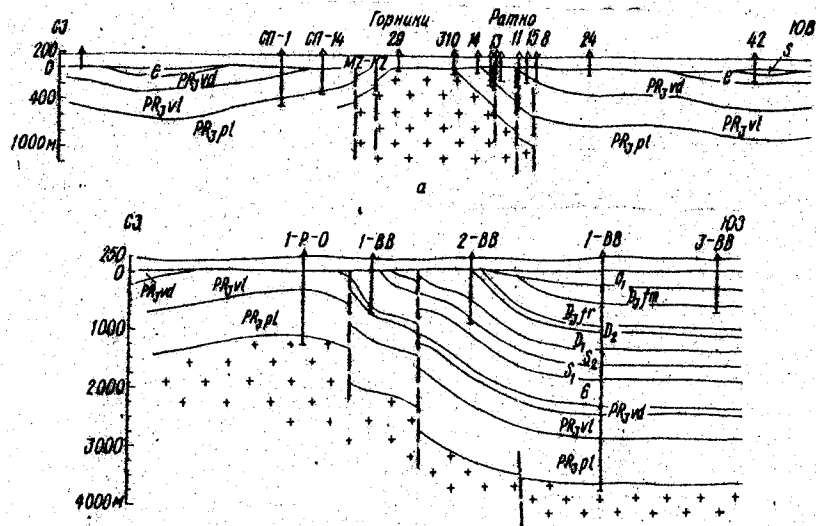


Рис. 15. Геологические разрезы через Ратненскую (а), по Л.В.Бирляевой (1968), и Овалденскую горст-антиклиналь (Владимир-Волынский зону впадов (б)), по В.А.Котыку и др. (1972)

черт киммерийской, особенно позднеэврской истории Карпат, — строгая линейность прогибов, проявление основного магматизма, нарастание глубин прогибов и образование вдоль активизировавшихся разломов рифовых барьеров — служат основанием для выводов о существовании в пре-режима, сходного с лептогеосинклинальным, за которым в конце юры — начале мела последовало заложение Карпатской геосинклинали [48, 199].

Проведение структурно-формационного анализа юрских отложений сложно также из-за расхождений в вопросах стратиграфии. Существенные поправки в стратиграфические схемы в последние годы внесены на основе изучения фораминифер и спорных комплексов [28, 72]. Они учтены при составлении серии палеогеографических карт юго-западной части ВЕИ в рамках исследований по Международной программе геологической корреляции (проект 86) [49].

С позиций блоковой тектоники Стрийский прогиб представляет собой пришовную структуру, расположенную вдоль Ростоцко-Опольского краевого шва и унаследованную в целом простирание от Львовского краевого прогиба (рис. 16).

Для Стрийского прогиба, как и для Львовского палеозойского, характерна продольная структурная зональность, обусловленная неоднородным строением его фундамента. Восточное пологое крыло прогиба (внеш-

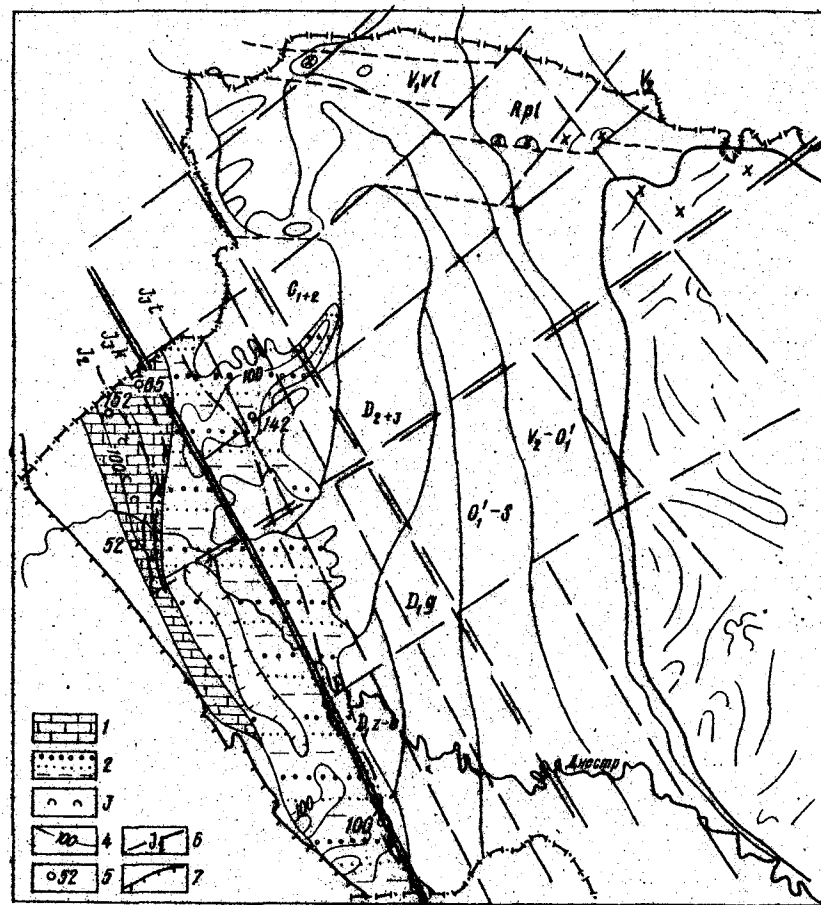


Рис. 16. Схема размещения отложений окофорда (J<sub>2</sub>) (по В.С.Буруев, И.Б.Вашнякову, В.Г.Дулуб, Ю.Р.Карпенчуку [28]).  
Легенда: 1 — морские (аргиллиты, известняки спиккуловые, пелитоморфные, оолитовые, биогермные — ружковская свита); 2 — лагуно-континентальные (серо- и пестроцветные глины, аргиллиты, красноцветные песчаники, конгломераты с прослоями доломитов и ангидритов, угли — сокальская свита); 3 — биогермы; 4 — карнакиты; 5 — скважины и мощность (м); 6 — границы распространения отложений; 7 — средней юры (медничская и кохановская свиты), 7, k — кельова (яворовская свита), 7, t — титона (нижневская свита); 7 — край надвига Флишевых Карпат. Остальные условные обозначения см. на рис. 6

няя зона, по Я.М.Сандлеру [166/]) расположено на древней платформе, западная более погруженная часть, или собственно Стрийский прогиб, — на молодой. Внутренняя граница прогиба совпадает с линией Краковецкого разлома, к западу от которого юрские отложения отсутствуют (размыты или перекрыты по надвигу складчатыми комплексами Лежайского массива [49/]).

Особенно отчетливо продольная зональность выражена в нижней части верхнеюрского разреза (рис. 16). Отложения окофорда, развитые, согласно последним данным, наиболее широко [49, 72/], к востоку от Ростоцко-Опольской зоны представлены толщей лагуно-континентальных серо- и пестроцветных глин, аргиллитов, красноцветных песчаников, конгломератов с прослоями доломитов и ангидритов, озерно-болотных угленосных отложений с наземной флорой (сокальская свита, до 110-140 м). К западу они "фистончато" переходят в морские карбонатные литофации рудковской свиты.

В кимеридже, характеризующем расширением морского бассейна, в восточной зоне, примыкающей к краевому шву ВВП, накапливаются исключительно лагунные фации — доломиты, доломитизированные известняки с ангидритом (до 200 м). В западной зоне разрез представлен преимущественно слоистыми нормально-морскими известняками, вблизи западной границы прогиба, вдоль Краковецкого разлома, — рифовыми (Опарский риф мощностью до 600 м) [28, 38, 49/].

Фациальный состав отложений титова, размещенных преимущественно за пределами ВВП, более однороден. Развитые здесь фации открытого моря — пелитоморфные, псевдоолито-водорослевые, губковые и биогермные (в Опарском рифе) известняки — объединяются в нижнеюрскую свиту.

Четко выражена в структуре Стрийского прогиба поперечная зональность по северо-восточным разломам, в целом наследующая аналогичную зональность Львовского прогиба (рис. 16). Вдоль наиболее выраженной Пержанско-Кременецкой зоны на внешнем крыле прогиба фиксируется поперечное Вербизь-Золочевское палеоподняtie. С продолжением этой зоны за пределами ВВП связано расчленение Стрийского прогиба на разные по темпу погружения участки. К северо-западу от нее происходит быстрое наращивание юрского разреза за счет терригенных толщ средней юры. Общая мощность юры здесь достигает 2,5-3 км. К юго-востоку разрез представлен только верхней юрой сокращенной мощности (500-700 м). Для этой части прогиба характерны многочисленные острова и палеоподнятия, контролируемые как поперечными, так и продольными разломами [28/].

В конце юры — начале мела на значительной части молодой платформы (квазиплатформы) происходит возрождение геосинклинального режима, что вызвало изменение динамики блоковых перемещений на территории Во-

льно-Подольи. Следует, однако, отметить, что структурно-формационные связи между геосинклиналью и древней платформой в альпийскую эпоху носили менее отчетливый характер, чем в предыдущую, что в значительной степени было обусловлено удалением Карпатской геосинклинали от юго-западной границы ВВП. Между древней платформой и Карпатской геосинклиналью размещалась полоса молодой платформы, не подвергшаяся альпийской регенерации, которая в значительной степени гасила резонансный эффект тектонических движений.

Анализ блоковой динамики с учетом формационной принадлежности разновозрастных платформенных и геосинклинальных структурно-стратиграфических подразделений позволяет наметить следующую схему корреляции тектонических процессов на Вольно-Подольской окраине ВВП и в Карпатской геосинклинали.

Собственно геосинклинальной стадии развития Карпат на платформе в обстановке преобладающего регионального растяжения отвечало формирование Львовско-Льблинского прогиба — историко-геологического аналога Днестровского перикратонного прогиба. Выполняющие его отложения образуют направленный ряд платформенных формаций, включающий базальную, трансгрессивную кремнисто-терригенную, морскую карбонатную и регрессивную терригенную. Базальную формацию слагают терригенно-карбонатные, преимущественно прибрежно-морские, лагунные и лагуно-континентальные отложения несома (валанжин, готерив — ставчанская свита), область распространения которых практически не выходила за пределы молодой платформы. Они залегают на размытой поверхности юры, четко фиксируемой по смене состава пород, фауны и по каротажу. Накопление их происходило в изменчивом по размерам бассейне, отделенном от геосинклинального трога цепью островов Святошиско-Добруджанской гряды, контролируемых Городокским и Судововишынским разломами [48-50, 119, 144/]. В Карпатах разновозрастные образования представлены однообразными по составу преимущественно черными песчано-глинистыми отложениями (глинистым флишем), ассоциирующими с основными вулканитами (чивчинскими порфиритами), формирование которых отвечало ранней стадии развития геосинклинального прогиба (котинский этап, по [43/]). На этой стадии структурно-фациальная зональность геосинклинального бассейна практически отсутствовала, поскольку внутреннего расчленения кордильерами еще не было. Некоторые исследователи сопоставляют темные песчано-глинистые толщи нижнего мела Карпат с аспидной формацией, характеризующей стадию начальных погружений в мезогеосинклинальных зонах.

Накопление кремнисто-терригенной трансгрессивной формации на Вольно-Подольи связано с альпийской широкой морской трансгрессией. Время

трансгрессии совпадает с началом интенсивных инверсионных поднятий в Карпатах, расчленивших бассейн на ряд продольных трогов — структурно-фацialsных зон русичанского флишевого комплекса [43].

Пространственное размещение альбских отложений на Волыно-Подольи свидетельствует о резком изменении соотношения суши и моря в конце раннего мела. Наиболее древние среднеальбские отложения, представленные на Волыно-Подольи маломощными известковистыми песчаниками и песчанистыми конгломератами с перестроенными фосфатизированными ядрами моллюсков, установлены лишь в среднем Приднестровье (район с. Мельница Подольская). Позднеальбские отложения уже покрывали большую часть территории Волыно-Подольи, однако характер бассейна заметно отличался в разных ее частях (рис. 17). В пределах Подольского мегаблока осадконакопление, как и на более ранних этапах, было связано с неустойчивым мелководным бассейном. О его характере свидетельствуют малая мощность разреза (5–10 м), пестрота и резкая изменчивость состава пород и фауны, многочисленные кратковременные перерывы, перемы и перестроение осадков и фауны, усложняющие корреляцию подольских разрезов [144, 167]. В условиях мелководья важную роль в размещении фаций играл "омоложенный" альпийскими блоковыми подвижками структурный рельеф. Вдоль восточной границы современного распространения альба, контролируемой Подольским разломом, прослеживаются грубообломочные прибрежные фации, представленные крупноглыбовыми конгломератами. Подводные возвышенности являлись участками массового поселения кремниевых губок, продукты разрушения которых служили материалом для опок и спонголитов. Пыльному развитию организмов с кремниевым скелетом способствовало также обильное поступление в воды альбского бассейна кремнезема со стороны УЦ, подверженного процессам глубокого химического выветривания в течение длительного предальбского перерыва.

За пределами Подольского мегаблока накопление трансгрессивной формации происходило в более сложно расчлененном бассейне. Значительные по площади участки полного отсутствия альба здесь чередуются с локальными депрессиями, выполненными мощными (до 170 м) песчаными, в меньшей мере кремнисто-песчаными отложениями, обогащенными гравием и галькой подстилающих пород. К числу таких структур относятся, в частности, грабенообразная депрессия в бассейне р. Стирь, приуроченная к широтному Бельскому разлому, активному в герцинскую эпоху тектогенеза [39, 62]. Наряду с терригенными отложениями здесь локально развиты органогенно-обломочные известняки. В Приднестровском блоке их размещение было подчинено системе подводных банок, унаследованно связанных с герцинскими антиклинальными поднятиями [144].

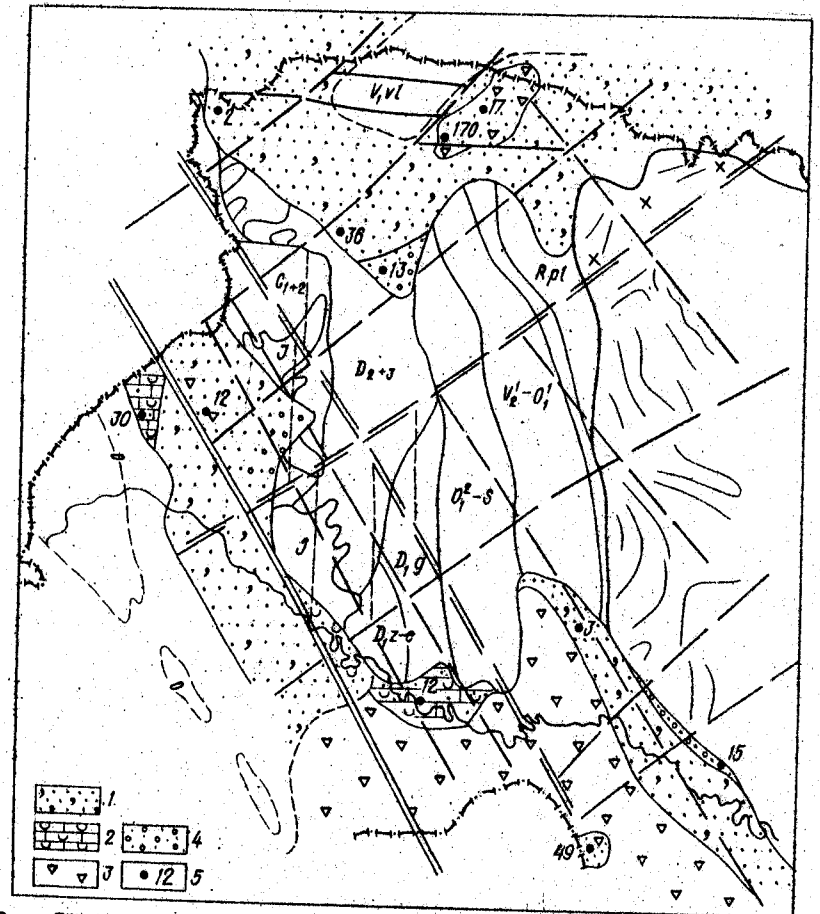


Рис. 17. Схема размещения трансгрессивной терригенной формации ( $K, al$ ). Литофации (по Ю.Н.Сеньковскому [49, 144]): 1 — глауконит-кварцевые пески и песчаники; 2 — мшанково-эхинодерматовые известняки; 3 — песчано-кремнистые отложения; 4 — скопления валунов (реликты альбского клиффа); 5 — скважины (обозначения) и мощность (м). Остальные условные обозначения см. на рис. 6

Начиная с сеномана, терригенное осадконакопление на платформе перерастает в карбонатное (новоавстрийская фаза в Карпатах). Вверх по разрезу терригенные и кремнисто-терригенные отложения постепенно замещаются терригенно- и кремнисто-карбонатными, слагающими карбонатную морскую (меловую) формацию (рис. 18). На Подольском мегаблоке про-



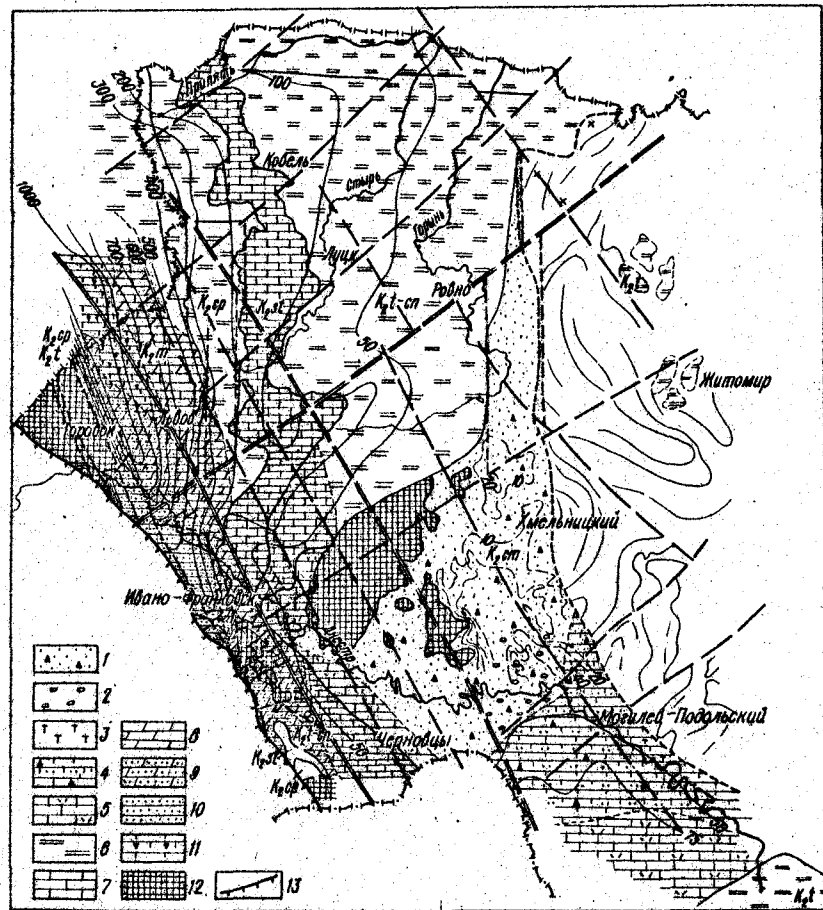


Рис. 18. Схема размещения морской карбонатной (меловой) формации (по материалам В.С.Бурова, В.И.Гаврилишина, Ю.Н.Сеньковского, С.М.Пастернака и др.).  
Литофации. Сенoman: 1 - глауконит-кварцевые пески с конкрециями фосфоритов, силициты; 2 - валунчатые халцедонолиты; 3 - трепелы; 4 - песчано-кремнисто-карбонатная толща (кремнеземные известняки, силициты); 5 - иноцерамовые и кремнеземные известняки. Турон - маастрихт: 6 - пистчий мел; 7 - глинистые мелоподобные известняки; 8 - мергели; 9 - мергели алеаритистые, пеоциане; 10 - песчаники и пески; 11 - кремнеземные известняки, известковистые гезы; 12 - домеловые отложения; 13 - граница надвига внутренней зоны Предкарпатского прогиба на внешнюю. Остальные условные обозначения см. на рис. 6

явление "сеноманской тектоники" зафиксировано в виде блоковых подвижек, в частности активизации Подольского разлома (амплитуда вертикальных перемещений 20-25 м) [31].

На большей части Волино-Подолыи верхний сеноман представлен однообразными маломощными (2-5 м) иноцерамовыми известняками, мергелями, свидетельствующими о выравнивании к концу сеномана условий осадконакопления. Исключение составляли Подольский мегаблок и прилегающие к нему районы, где в сеномане продолжали накапливаться преимущественно кремнисто-терригенные отложения. По выражению В.Д.Ласкарева [95], верхнесеноманские мергели были "чуждыми" породами для Подольского горста". Его территория (междуречье Студеница - Калус) представляла в позднем сеномане мелководный пролив, где придонные течения препятствовали накоплению ракушечкового детрита [167]. На подводных возвышенностях создавались благоприятные условия для развития устричных амфидонтовых банок. Наиболее крупная Хотинская приурочена к валобразному поднятию вдоль Толтровой зоны.

Пространственное размещение меловой карбонатной формации во многом сходно с нижнепалеозойской, что подтверждает унаследованный характер тектонических тенденций мегаблоков фундамента (рис. 19). На древней платформе разрез представлены высококарбонатными отложениями - пистчим мелом, мелоподобными известняками. К юго-западу от Ростоцко-Опольской зоны они замещаются глинисто-карбонатными и существенно терригенными отложениями - мергелями, песчаниками, роль которых возрастает в период регрессии моря. В Предкарпатье с литофацией сеноман-кампанских "угерских" и "журавненских" песков и песчаников связаны газовые месторождения. В пределах Ростоцко-Опольской зоны развиты своеобразные карбонатно-кремнистые породы - известковистые гезы и вторичные опоки (так называемые рава-русские, нагорянские, львовские опоки), представляющие продукты гипергенно-измененных кремнисто-карбонатных маастрихтских отложений [144]. Подольский мегаблок выделяется как область устойчивого мелководья. Специфические условия первичного осадконакопления в сочетании с последующими процессами денудации, перемыва и метасоматического преобразования меловых и более древних пород определили формирование здесь "уникальных" подольских силицитов, фосфоритов и глауконититов, образующих промышленные концентрации.

Различная подвижность мегаблоков фундамента выражена в рисунке изопакит мела (см. рис. 18). Ростоцко-Опольская зона контролирует положение Львовского прогиба, составляющего юго-восточное продолжение Львовско-Люблинского. Его наиболее прогнутая часть расположена за пределами ВЕП. Крутое и короткое юго-западное крыло опущено в сто-

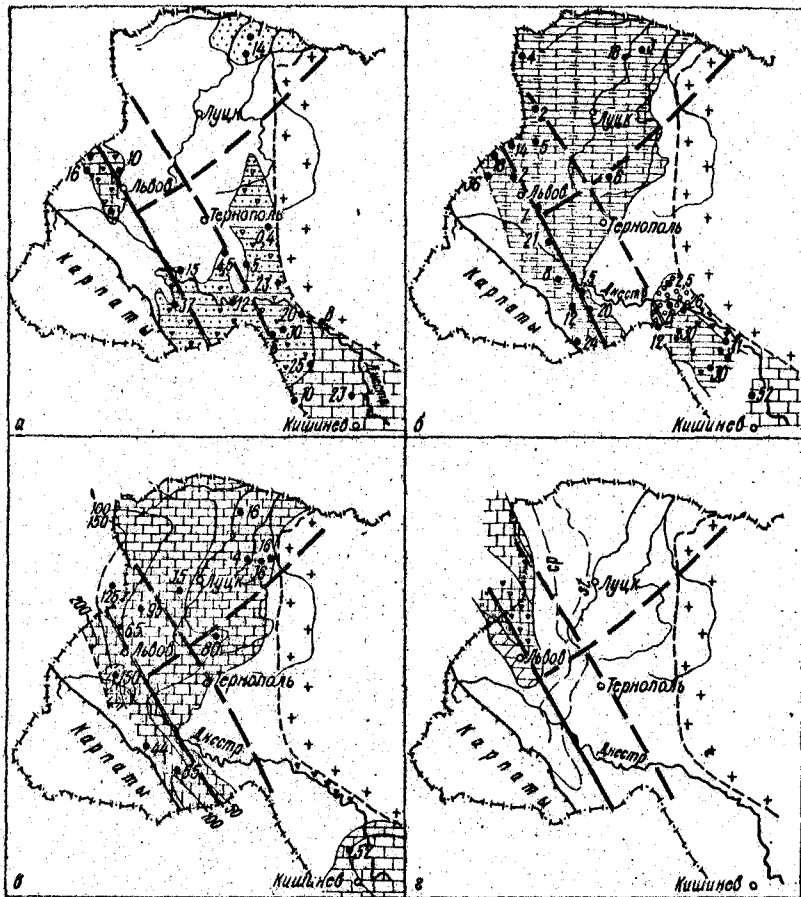


Рис. 19. Схема размещения карбонатной формации:  
 а - нижний сеноман; б - верхний сеноман; в - турон; г - маастрихт.  
 Литобации (по В.Н.Сеньковскому [44]): 1 - песчано-гезовая толща с пластами глауконитовых песков (гезы, спонголиты, халцедонолиты, глауконит-кварцевые, кварц-глауконитовые пески и алевриты); 2 - кварц-глауконитовые песчаники с карбонатным и глинисто-карбонатным цементом; 3 - спиккуловые известняки, известняковые спонголиты, известняки кремнеземные; 4 - глибные халцедонолиты; 5 - трепел; 6 - мел, мелоподобные известняки и мергели; 7 - известняки иноперамовые; 8 - органично-детритовые известняки; 9 - мергели алевритистые и песчанистые; 10 - известковистые гезы и вторичные опски; 11 - граница современного распространения отложений сантона (st) и кампана (cp). Остальные условные обозначения см. на рис. 6

рону Предкарпатского прогиба; северо-восточное, широкое и пологое, - переходит в склон древней платформы. В поперечном плане наиболее заметны структурные различия вдоль Пержанско-Кременецкой зоны. Положение ее подчеркивает резкий изгиб 50- и 100-метровой изопахит. К северу от нее мощность интенсивно нарастает в юго-западном направлении. При этом темп нарастания заметно увеличивается на территории Львовского мегаблока, где мощность мела превышает 800 м. Подольский склон перекрыт маломощным (на большей части не более 50 м) меловым чехлом и усложнен многочисленными эрозионными выступами и поднятиями. Оси наиболее крупных поднятий совпадают с простиранием Толтровской и Тетеревской зон разломов.

Условия залегания меловых формаций свидетельствуют о важной структурообразующей роли наряду с диагональными разломами меридиональных сбросов, в большинстве унаследованных от раннепалеозойских. С активностью последних связаны региональный наклон и нарастание мощности меловых отложений к западу. Это заключение согласуется с выводом В.Н.Утробина о меловом возрасте системы меридиональных флексур в Предкарпатье и Львовском прогибе (Теребовля-Устечкой, Горожанка-Тлумачской, Сокаль-Станиславской и др.), наследующих палеозойские сбросы и флексуры [188]. Правомочность такой интерпретации допускает И.Д.Гофштейн, по крайней мере, для части флексур, выделенных В.Н.Утробиним [63].

В конце позднего мела (ларамийская фаза) в Карпатской геосинклинали отмечается нарастание инверсионных поднятий, вызвавшее латеральную и вертикальную изменчивость литофаций палеогена и преимущественное развитие песчаных неравномерноритмичных разностей флиша, изобилующих пестроцветными горизонтами (карпийская стадия [43]). В олигоцене осадконакопление отесняется в остаточные бассейны "с ограниченной циркуляцией" (омбронская стадия), которые становятся местом накопления предорогеной формации менилитовых сланцев (формационного аналога "гиперитовых сланцев" Галицийской геосинклинали).

На Волыно-Подольи границе мела и палеогена отвечает смена карбонатной формации терригенной регрессивной. Последняя представлена кварц-глауконитовыми песками и песчаниками с прослоями глин в составе киевской и харьковской свит верхнего эоцена - среднего олигоцена. На большей части Волыно-Подольи регрессивная формация размита. Максимальная мощность ее (до 200 м) установлена в останцах на территории Полесского мегаблока.

На рубеже палеогена и неогена Карпатская геосинклинали вступает в орогенную стадию развития, с которой связано заложение в зоне сочленения альпид и молодой платформы компенсационного Предкарпатского

прогиба. Внешнюю его границу контролировала Росто́чско-Опольская зона краевого шва, с которой в современной структуре совпадает внутренний ряд продольных флексур (Шумлянская, Рогогинская).

Со стадиями формирования Предкарпатского прогиба, проявившимися в последовательной миграции его оси к северо-востоку, синхронны этапы активизации блоковой тектоники на Во́льно-Подольи (рис. 20). Резонансная связь тектонических движений на платформе и в прогибе закономерно усиливалась по мере вовлечения в погружение внешней зоны последнего. Залегающие в основании миоценового разреза маломощные гельветские отложения имеют ограниченное развитие как на древней платформе, так и во внешней зоне прогиба. Во внешней зоне они представлены преимущественно песчаниками, которые выполняют неровности эрозионной донезогеновой поверхности. Во внутренней зоне в бурдигале - гельвете формируются мощные (более 2 км) песчано-глинистая и соленосная молассы стебницкой и балчической свит.

В связи с началом вовлечения в погружения внешней зоны Предкарпатского прогиба залегающие выше отложения нижнего тортонa уже заметно отличаются по обе стороны от Росто́чско-Опольской зоны. К юго-западу от нее нижний тортон сложен относительно однообразной мергелисто-песчаной толщей (барановские слои), замещающей в глубь прогиба близкой по мощности песчано-глинистой богородчанской свитой (125 м). На древней платформе развиты изменчивые по латерали и вертикали песчано-карбонатные фации. Здесь нижний тортон расчленен на целый ряд слоев, охарактеризованных свойственным для каждого комплексом фауны [44, 45, 168]. Для Росто́чско-Опольской зоны характерно развитие специфических фаций. В гельвете к ней приурочены устричные банки, в нижнем тортоне - свершковецкие мшанковые песчанистые известняки и подгаецкие мшанковые мергели. Нареевские слои вдоль Росто́чско-Опольской зоны (по линии Перемышляны - Бережаны - Подгайцы - Бучач) представлены рифогенно-онкоидными литотамниевыми известняками, с массивами которых связаны самые возвышенные участки современного рельефа Ополья. По Л.Н.Кудрину [91], формирование онкоидных массивов было приурочено к пологой антиклинальной структуре с сильно ундулирующим шарниром. В.П.Маслов и В.Н.Утробин [101] характеризовали эту зону как полосу фаций банок и мелей длительного развития.

На рубеже раннего и позднего тортонa ось максимальных погружений перемещается из внутренней зоны прогиба во внешнюю. Этот этап структурной перестройки находит отражение в формировании гипс-ангидритового горизонта тирасской свиты, свидетельствующего о резком изменении солевого режима тортонского бассейна. Обращает на себя внимание тот факт, что подобные изменения солевого режима имели место

и во Львовском прогибе, которые также были приурочены к этапу смещения его оси во внешнюю зону (допушанская свита). Тирасская свита вверх по разрезу сменяется пачано-глинистой, в пределах северо-восточного борта прогиба - карбонатно-глинистой молассой (косовской свитой), которая к северо-востоку от Росто́чско-Опольской зоны замещается терригенно-карбонатными отложениями.

Нарастание погружений во внешней зоне Предкарпатского прогиба вызвало расширение морских условий на Во́льно-Подольи. Важную роль в размещении отложений тортонa на платформе играла Толтровая зона. В раннем тортоне она контролировала северо-восточную границу морского бассейна. К востоку от нее, в пределах Подольского мегаблока, в это время формировалась своеобразная фация лагуно-континентальных фаунистически немых песчано-глинистых отложений (подольских слоев). Область их накопления была отделена от морского бассейна узкой полосой островных поднятий вдоль Толтровой зоны [91]. В косовское время море преодолевает барьер вдоль Толтровой зоны. Над ней развивается гряда литотамниевых рифов, выраженная в современном рельефе цепью залесенных холмов - Мадобрами. Простираясь Толтровой зоны подчинено размещение фаций как во внутренней, так и внешней частях бассейна. В неширокой (3-5 км) полосе, примыкающей к рифовой гряде с востока, развиты фации известняков зарифового мелководного пролива с одиночными мелкими биогермами (фации литотамниевых лугов или варослей [85, 95]), переходящие в прибрежные кварцевые пески волжан УШ. К западу от Толтровой зоны распространены более глубоководные песчано-известково-глинистые отложения с угнетенными багрянками (рис. 20, а).

Структурно-геоморфологическую обусловленность верхнетортонской рифовой гряды отмечали многие исследователи. В.Д.Масларев [95] связывал рифовые гряды с "изобомомическими линиями" морского дна, "одинаково благоприятными" для роста рифообразователей. И.К.Королюк [85] установила приуроченность Толтровой гряды к конседиментационному валобразному поднятию, ориентированному параллельно региональным структурным линиям карпатского направления, в частности, "линии Тейс-сейра". В.Н.Утробин и В.П.Маслов [101] связывали рост рифов с пологой флексурой. Л.Н.Кудрин [91] в основании гряды намечал систему конседиментационных складок, приуроченных к глубинному разлому. Наиболее общие структурные связи Толтрового края намечал В.Г.Бондарчук [22], указав на его приуроченность к тектоническому шарниру вдоль края Подольского блока (плиты), на запад от которого располагалась более подвижная, а на восток - более устойчивая область.

Начало сармата знаменуется изменением режима блоковых перемеще-

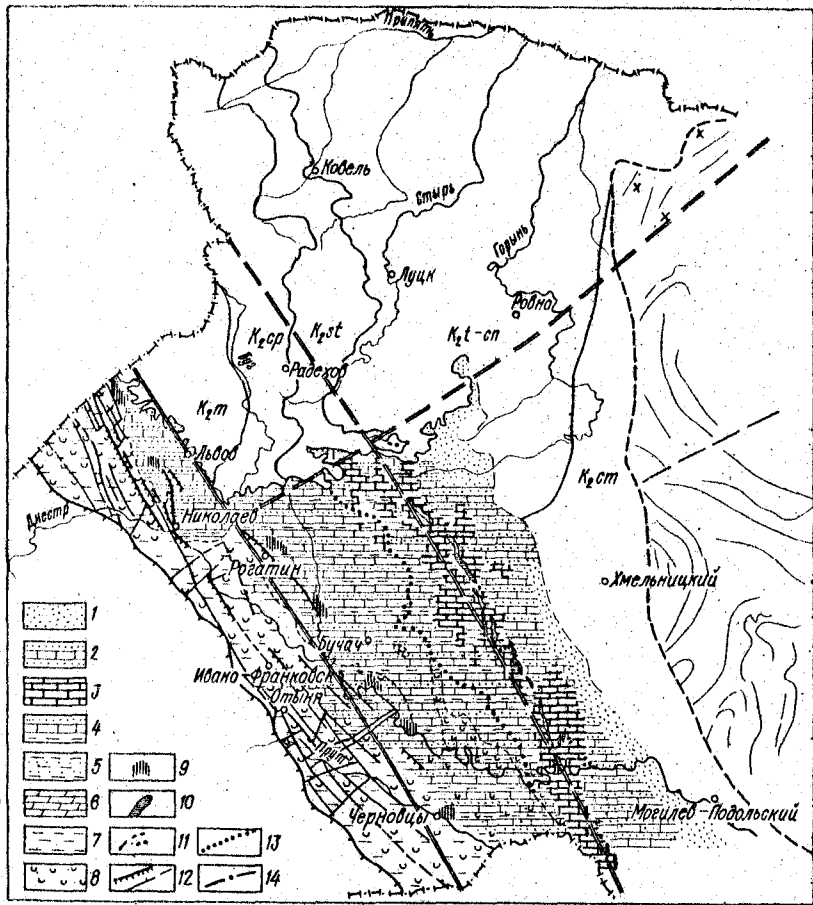
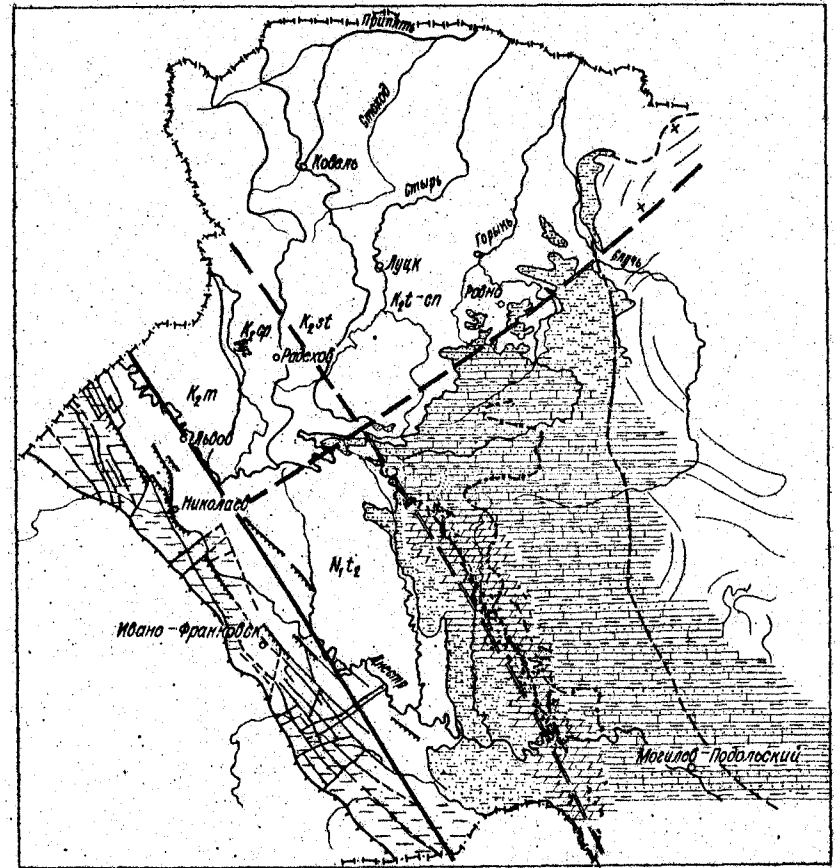


Рис. 20. Схема размещения терригенно-эвапорито-карбонатной формации лова, В.В.Глушко, В.А.Горещого, В.Я.Дидковского, Л.Н.Кудрина, В.А.Ми В.Т.Юрковой и др.):  
 а - верхний торгон; б - нижний сармат.

Литофаши: 1 - кварцевые пески и песчаники; 2 - песчано-карбонатные мочилы и глинистые известняки; 3 - песчано-карбонатно-глинистые отложения - чередование карбонатных глин и кварцевых песков; 4 - моласса внешней зоны Предкарпатского прогиба; 5 - гипсы и ангидриты рину [91]; 6 - верхнеторгонские рифовые массивы; 7 - сарматские ою вых отложениях; 8 - восточная граница распространения морских нижне сармата. Остальные условные обозначения см. на рис. 6



(б) (по материалам И.И.Алексенко, Н.М.Барановой, В.С.Бурова, О.С.Вя хайлова, Г.И.Молявко, О.А.Сорочан, А.М.Ханисенко, О.Е.Шевченко,

отложения - известняки и разнозернистые пески; 3 - органогенно-обло жения с угнетенными литотамниевыми водорослями; 4 - глинисто-песча глинисто-мергелистые тонкослоистые отложения; 5 - песчано-глинистая (тирасская свита); 6 - биогермные фаши нижнего торгона, по Л.Н.Куд гермы; 7 - разрывные нарушения и флексуры, прослеженные в миоцено торгонских отложениях; 8 - западная граница распространения среднего

ний на платформе в связи с вовлечением Предкарпатского прогиба в общее орогеническое поднятие Карпат. В пределах прогиба отмечается сокращение области осадконакопления. Формирование песчано-глинистой молассы в сармате приурочено к двум изолированным депрессиям — Угерско-Крукеничской на северо-западе и Косовской на юго-востоке. В центральной части внешней зоны (Иванс-Франковское поднятие) отложения сармата отсутствуют [57]. Блоковые перемещения приобретают инверсионный характер. Наибольшие мощности тортоной молассы устанавливаются на юго-востоке прогиба, сарматской — (до 4,5 км) на северо-западе, в Угерско-Крукеничской впадине.

Поднятия в Предкарпатье вызвали перемещение морского бассейна в сторону древней платформы. На территории, прилегающей с запада к III, формируется узкий заливообразный бассейн, в пределах которого накапливаются терригенно-карбонатные отложения (рис. 20, б). В период структурной перестройки на границе тортона и сармата четко проявляется шарнирный характер Толтровой зоны. Если в позднем тортоне она контролировала положение восточного берега моря, то в раннем сармате ей подчинено размещение прибрежных фаций вдоль его западного края. В связи с миграцией моря к востоку в раннем сармате открывается широкая связь с Причерноморским бассейном, обусловившая резкое опреснение Вольно-Подольского (Галицийского) бассейна. Последнее выразилось в формировании переходных (бугловских) слоев, развитых на большей части территории Подольского мегаблока, где существование морских условий было непрерывным [95].

В результате структурной перестройки господствующим в сармате становится северо-восточный план фациальной зональности. На это указывает закономерное наращивание разреза и его мощности в юго-восточном направлении. В этом же направлении увеличивается глубокководность фаций. Широко развитые на севере пески к югу выклиниваются. Одновременно увеличивается роль глинистых пород. В верхней части разреза появляется своеобразная маргально-глинисто-трепеловидная толща, завершающая нижний сармат в южной части Подолии и Молдавии (збручский или верхневолынский подгоризонт [168]).

В раннем сармате в пределах Толтровой зоны возобновляется рифообразование. Нередко основанием сарматских биогермов (обычно мощность не более 5 м) служили тортоные рифовые массивы, в результате чего формировались сложные двухъярусные постройки. Чаще, однако, они создавали самостоятельные короткие гряды вдоль западного склона Медоборов, ориентированные согласно новой северо-восточной структурно-фациальной зональности под прямым углом к Толтровой зоне. Таким образом, размещение "изобноминальных" линий на каждом из этапов миоцено-

вого рифообразования определялось ориентировкой разломов, совпадающих с господствующим структурным планом. В позднем тортоне они контролировались северо-западными разломами (погружение в сторону Предкарпатского прогиба), в раннем сармате — северо-восточными (погружение в сторону Причерноморья). С этими направлениями согласуется выдержанное на протяжении всей Толтровой зоны простирание основных систем трещин в рифовых массивах — продольных и поперечных, повсеместно сопровождающихся зеркалами скольжения, зонами дробления и кластическими дайками. В карьерах они используются как плоскости наилучшей делимости пород.

На размещение неогеновых отложений как на платформе, так и за ее пределами заметно влияла Пержанско-Кременецкая зона. С ней, а также с Восточным флангом Восточно-Опольской зоны совпадает северная граница современного распространения миоцена, выраженная в рельефе в виде уступа Подольского плато. Структурно-фациальный анализ позволяет заключить, что в миоцене указанные зоны выступали в качестве конседиментационных структур, контролировавших размещение прибрежно-морских фаций: глауконитовых песков и песчаников с редкими желваками литотамний (первый литотамниевый горизонт [44]), песчано-глинистых с прослоями бурых углей номариано-золочевских слоев, занесенских и ростоцких песков, песчаных фаций тирасской свиты (фаций бара или пересипы, по [91]), подгорских слоев, представленных кварцевыми песками, местами с бурными углями. С приближением к Пержанско-Кременецкой зоне происходит закономерное выклинивание рифовых фаций. Рифовые гряды замещаются разобщенными одиночными мелкими биогермами.

Влияние Пержанско-Кременецкой зоны разломов прослаживается за пределами ВВП. Продолжение ее составляет Стрийская зона разломов, разделяющая Предкарпатский прогиб на блоки, различающиеся мощностью и интенсивностью дислокаций молассы [55, 69]. По В.И.Славицу и В.Е.Хайну, Стрийский разлом являлся "важнейшим и древнейшим из поперечных разломов", который оказал влияние на развитие всей Карпатской системы [149, с. 270].

### 2.3. Соотношение блоковой тектоники фундамента с новейшими и современными тектоническими движениями

Суммарный эффект новейших движений отражают структурные карты подошвы морских неогеновых отложений, построенные по отношению к современному уровню моря (рис. 21, а). Их анализ свидетельствует о сохранении в новейшую эпоху основных тектонических тенденций мега-



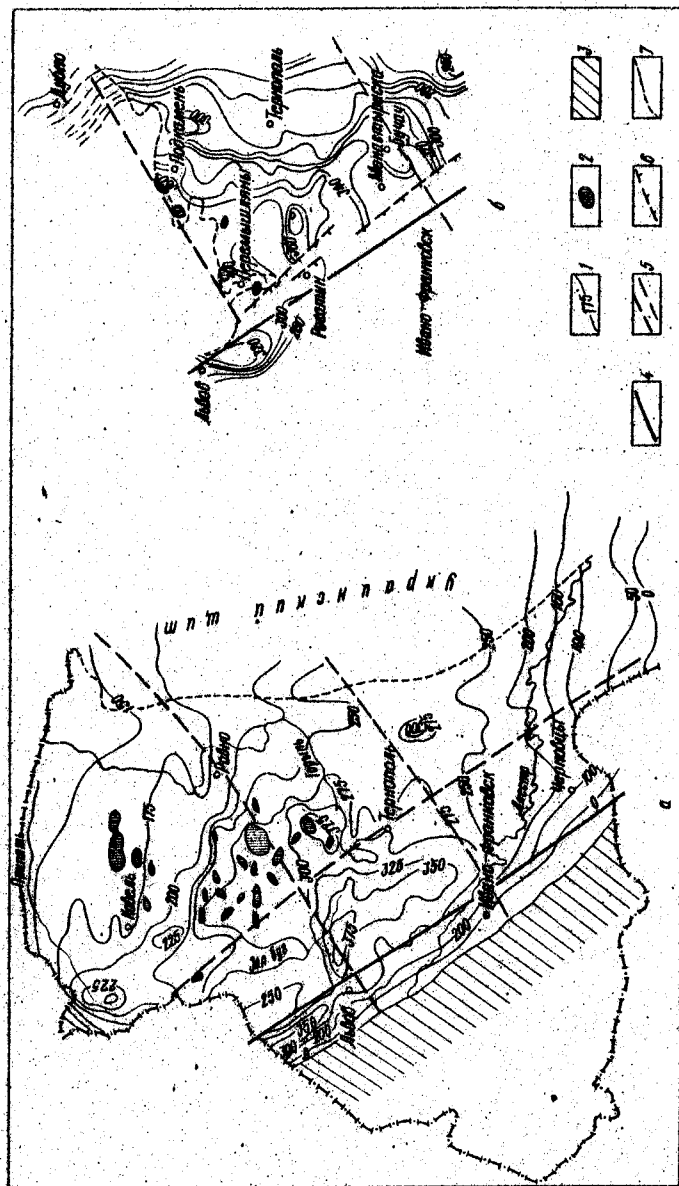


Рис. 21. Карты суммарных амплитуд новейших движений Вольно-Подольи: а - фрагмент карты новейшей тектоники юга СССР /60/; б - карта новейшей тектоники Подольи, по И. Д. Гоцигейну и А. С. Зуско /60/; 1 - изобазы; 2 - антиклинальные поднятия и другие мелкие формы рельефа, выраженные в рельефе; 3 - Предкарпатский прогиб и Карпаты; 4 - краевой шов ВМШ; 5 - тектонические швы мегаблоков фундамента и другие разломы; 6 - флексуры вдоль Ростоцко-Опольской зоны; 7 - граница разлома неогеновых отложений.

блоков фундамента. Вдоль границ Подольского, Полесского и Приднестровского мегаблоков фиксируются наиболее контрастные изменения амплитуд новейших движений. По Пержанско-Кременецкой зоне проходит граница между относительно погруженной областью к северу и приподнятой к югу. Приднестровский и мегаблок выступает как наиболее поднятый участок. В его пределах область максимальных поднятий фиксируется к северо-западу от Тетеревского разлома. С Ростоцко-Опольской зоной совпадает ступенчатая изогипс вдоль северо-восточного склона Предкарпатского прогиба. Примечательно, что в пределах Львовского и Полесского опущенных мегаблоков неоген почти не сохранился. За подошву неогена здесь условно принята эрозионная поверхность разновозрастных отложений мела. В то же время на территории Приднестровского и особенно Подольского относительно приподнятых мегаблоков неоген образует сплошной покров. Отмеченные соотношения мегаблоков свидетельствуют о том, что и в новейшую эпоху Пержанско-Кременецкая зона определяла границу областей с разной подвижностью - более устойчивой к юго-востоку (подольский склон) и высокоподвижной, со знакопеременными движениями, к северо-западу (волынский склон).

На более детальной карте суммарных амплитуд новейших движений Подольи по линии Пержанско-Кременецкой зоны вдоль северо-западной границы Приднестровского мегаблока выделяется система локальных поднятий (рис. 21, б). Вдоль Ростоцко-Опольской зоны краевого шва выделяется флексуно-сбросовая зона, связываемая с внешней границей Предкарпатского прогиба (по линии Львов - Рогатин - Чернелица).

Сложная динамика мегаблоков гетерогенного фундамента сохраняется и поныне, о чем свидетельствуют карты современных вертикальных движений, составленные по данным повторного нивелирования. На региональных картах современных движений (рис. 22, а-б) центральной части Подольского мегаблока, ограниченной Тетеревским и Подольским разломами, отвечает область нулевых и пониженных положительных значений скорости современных движений (Киевско-Винницкий минимум). По Л. Г. Каманину [155], на этой части щита отсутствует тенденция преобладания положительных или отрицательных движений, что позволяет считать геодинамическую обстановку здесь "нейтральной". С современной тектонической пассивностью Подольского мегаблока согласуются "ослабленные" эрозионные процессы и повышенная по сравнению с сопредельными районами щита аккумуляция четвертичных отложений (до 15-25 м).

Мегаблокам карелид отвечают области активных современных поднятий. К юго-западу от г. Винница (рис. 22, а) фиксируется быстрое увеличение скорости (от 0 до 3 мм/год - в районе с. Катужаны). Еще быстрее нарастает скорость в северо-западном направлении - до 8,8 мм/год

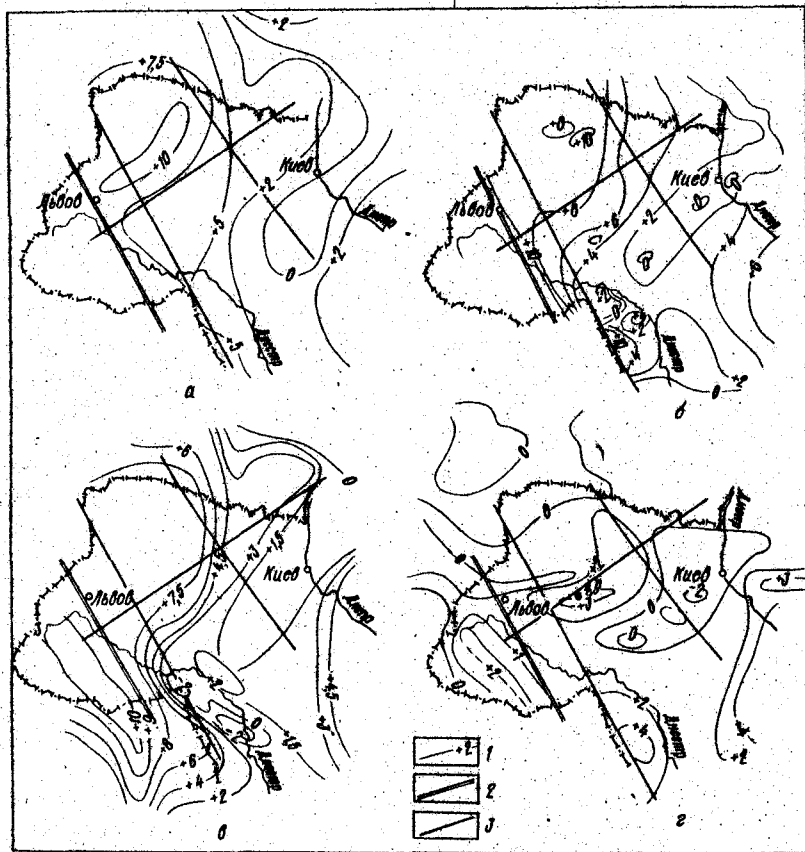


Рис. 22. Схемы современных вертикальных движений земной коры. Литературный источник: а - по [155]; б - по [157]; в - по [146]; г - по [96]. 1 - изобилия скорости современных вертикальных движений земной коры (мм/год); 2 - краевой шов ВНИ; 3 - тектонические швы мегаблоков фундамента

у северного уступа Подольского плато. С активностью современных поднятий на западе Подолии согласуется каньонообразный характер долин левых притоков р. Днестр, террасы которых (в большинстве случаев только пойменная и первая надпойменная) почти лишены аккумулятивного покрова и практически представляют эрозионные ступени.

По мнению авторов карты современных вертикальных движений Восточной Европы (рис. 22, г), современный структурный план западной ча-

сти СССР характеризуется сочетанием участков поднятий и опусканий, подчиненных северо-западным и северо-восточным, в меньшей мере субмеридиональным и субширотным разломам.

Многими исследователями подчеркивается современная повышенная активность поперечных северо-восточных разломов, роль которых, как известно, возрастает в эпоху заключительных поднятий эпигерсинклинальных горно-окладчатых сооружений [198]. По мнению Д.А.Иллиенберга и соавторов [151], тектоническая активность "поперечных современных структур" проявляется не только в медленных вертикальных движениях, но и в распространении сейсмических волн сильных карпатских землетрясений, достигающих иногда г.Москва.

Существенно дополняют схемы современных движений в окраинной части платформы результаты повторного нивелирования, проведенного в 1961-1971 гг. в Карпатах и Предкарпатье (по периметру полигона Золочев - Рахов - Тернополь - Золочев), а также карты, отражающие короткопериодные колебания современных движений [151]. Несмотря на различия количественных характеристик в разные интервалы времени, общий план современных движений в целом сохраняется, что подтверждает их тесную связь с блоковой структурой фундамента. На всех картах неизменной скоростью современных вертикальных движений подчинены диагональной ориентировке разломных ограничений мегаблоков фундамента. К диагональным глубинным швам приурочены зоны и локальные участки активных (более активных, чем в Карпатах) поднятий (районы городов Рава-Русская, Львов, Золочев, верховья р. Горинь).

Наблюдения, проводимые на Карпатском полигоне в зоне краевого шва платформы, выявляют закономерную связь между динамическими и глубинными параметрами земной коры [151]. В зоне краевого шва фиксируются наиболее резкие временные колебания значений скорости современных движений. С ней совпадают наиболее контрастные временные вариации гравитационного поля (в г.Львов за 1966-1970 гг. - более 0,2 мгл), а также повышенные значения теплового потока [169]. Устанавливаемые на Волыно-Подолии корреляционные связи между современными геодинамическими параметрами, геофизическими полями и блоковым строением земной коры согласуются с данными по территории Белоруссии [146, 206].

Различная подвижность мегаблоков фундамента Волыно-Подолии в неоген-четвертичное время находит естественное отражение в ее современном рельефе. Наиболее наглядно характер этой связи отображают карты морфоструктур (рис. 23), основными объектами изображения которых являются выраженные в рельефе разновысотные блоки фундамента [158]. К числу наиболее спорных относится вопрос о порядке морфоструктур, что в значительной степени обусловлено нерешенностью многих во-

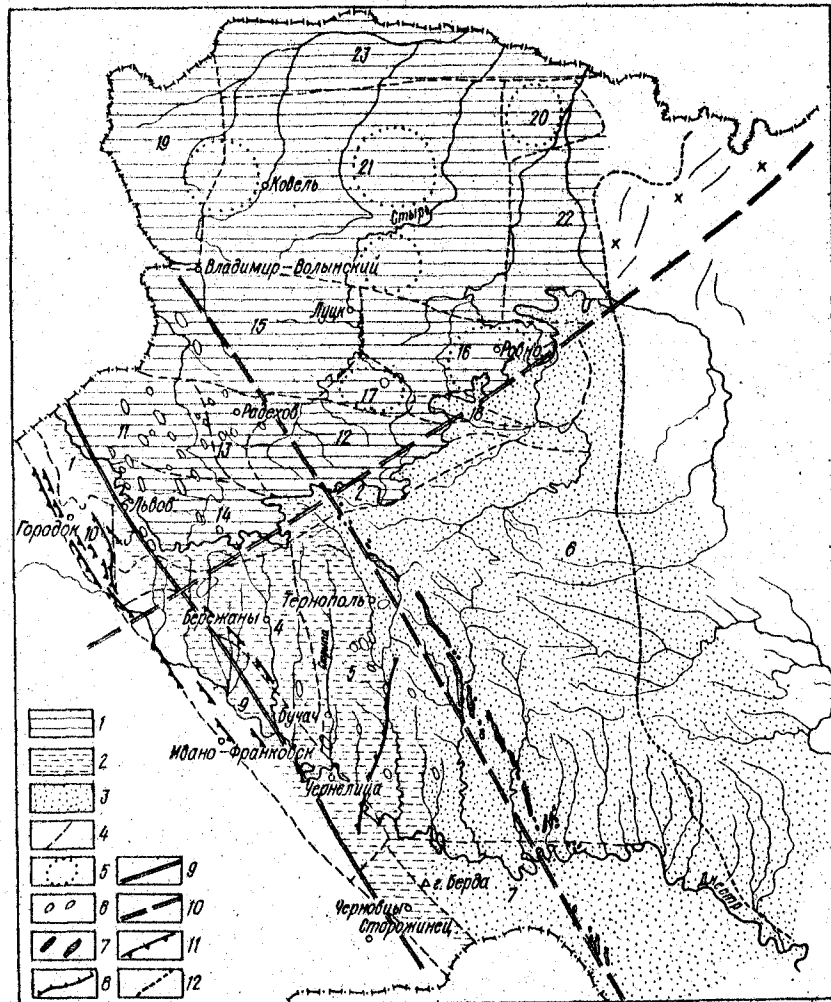


Рис. 23. Карта морфоструктур юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы, по И.Л.Соколовскому и др. [158].  
 Аккумулятивные морские поверхности выравнивания: 1 - позднемеловая; 2 - тортоновская; 3 - сарматская; 4 - границы морфоструктур; 5 - предполагаемые куполообразные структуры Волыни, выраженные в рельефе; 6 - локальные антиклинальные поднятия, выраженные в рельефе; 7 - зона миоценовых рифов, выраженная в рельефе (Толтровый край); 8 - северная граница Подольского плато; 9 - краевой шов ВЕП; 10 - тектонические швы мегаблоков фундамента; 11 - флексуры; 12 - современные кон-

туры Ущ. Морфоструктуры (цифры на карте). Пластово-архонские возвышенные равнины: 1 - Ростоцкая; 2 - Голото-Кременецких гор; 3 - Львовского плато; 4 - Опольской возвышенности; 5 - Западно-Подольской возвышенности; 6 - Опочно-Подольской возвышенности; 7 - Астиной возвышенности; 8 - антиклинальная возвышенность Толтровой гряды; 9 - эрозионно-аккумулятивная Приднепровская равнина; 10 - аккумулятивная Ширецкая равнина; 11 - Малое Полесье - преимущественно аккумулятивные равнины западной части; 12 - Малое Полесье - преимущественно аккумулятивные равнины восточной части; 13 - преимущественно денудационная Радоховская равнина; 14 - Подугочная грядовая равнина; 15 - Волынская возвышенность - преимущественно аккумулятивные равнины западной части; 16 - Волынская возвышенность - преимущественно аккумулятивные равнины восточной части; 17 - структурно-денудационная Пелчицкая возвышенность; 18 - структурная Любоская возвышенность; 19 - денудационно-аккумулятивная Шадро-Любомльская равнина; 20 - Дубровицкая равнина; 21 - преимущественно аккумулятивная Турбинско-Горыньская равнина; 22 - аккумулятивная Горыньско-Случеская равнина; 23 - Верхнеприпятская равнина

пиров региональной тектоники, поскольку классификация морфоструктур тесно связана с классификацией тектонических форм.

Представляет перспективным подход к решению этого вопроса с позиций соподчиненности блоковых структур фундамента. С Подольским, Полесским, Приднепровским и Львовским мегаблоками фундамента связаны наиболее выраженные региональные геоморфологические различия Волыно-Подолья. Разные тектоническая подвижность и направленность рельефообразующих процессов в пределах этих мегаблоков в неоген-четвертичное время зафиксированы в разновозрастных морских поверхностях выравнивания, залегающих под четвертичными отложениями на разных гипсометрических уровнях [118]. Наиболее резко выражена их граница по Пержанско-Кременецкой зоне, что подтверждает выводы об усилении в неоген-четвертичное время элементов поперечной структурной зональности. Особенности рельефа Подольского и Львовского мегаблоков, расположенных к северо-западу от Пержанско-Кременецкой зоны, определяет погребенная под четвертичными отложениями верхнемеловая поверхность выравнивания. Устанавливаемое в ее пределах разнообразие форм рельефа отражает блоковые деформации более низкого ранга, которые зафиксированы в гипсометрии меловой поверхности. На Приднепровском и Подольском мегаблоках под четвертичным покровом залегают отложения неогена. Приднепровскому мегаблоку отвечает интенсивно размытая тортоновская поверхность выравнивания, занимающая наиболее высокое гипсометрическое положение. Подольскому - сарматская. По отношению к мегаблокам карелид последний выступает как наиболее устойчивый участок, где меловая, тортоновская и сарматская поверхности в наибольшей степени сохраняют первичную стратиграфическую полноту и последовательность. На космических фотоснимках Подольский мегаблок выделяется как единая изометричная мегаструктура, оконтуренная Кременецкими горами и Толтровым краем.

Разная подвижность мегаблоков фундамента отражена в различном характере экзогенных процессов, наиболее резко проявляющемся по обе стороны от Перьянско-Кременецкой зоны. К северу от нее развиты преимущественно аккумулятивные морфоскульптуры, включающие комплекс форм рельефа моренных, моренно-зандровых и лессовых равнин ледниковой и приледниковой областей. Территория, расположенная к юго-востоку, представляет повышенное плато — Подольскую возвышенность, особенности которой определяет сочетание структурного (пластового) и скульптурного (эрозионного) типов рельефа. На фоне в целом сходного геоморфологического ландшафта Подольской возвышенности здесь выделяются Восточно-Подольское (Хмельницкое) и Западно-Подольское (Тернопольское) плато или возвышенности с границей по Толтровой гряде миоценовых рифов [118, 158, 209].

Структурно-геоморфологические различия Приднестровского и Подольского мегаблоков выражаются также в плане речной сети, являющейся наиболее чувствительным индикатором тектоники. В пределах Хмельницкого плато долинное расчленение сохранило первичный консеквентный план гидросети, заложенной в позднесарматское время. Направление основных водотоков здесь подчинено юго-восточному наклону поверхности плато, унаследованному от сармата. Эту же ориентировку имеют реки и на прилегающей части Ущ. Долины рек широкие, часто заболоченные, с пологими склонами и хорошо выраженными террасами. На Тернопольском плато направление рек преимущественно меридиональное. Их отличает глубокий врез, с чем связано образование узких, местами каньонообразных долин, разделяющих поверхность плато на субмеридиональные междуречные гряды. Особенностью рельефа Тернопольского плато является обратная (левобережная) асимметрия долин и междуречий. По К.И. Геренчуку [51], субмеридиональное направление рек обусловлено перестройкой речной сети в связи с интенсивными поднятиями в Западной Подолии. Древний юго-восточный план гидросети здесь имеет реликтовый характер и сохранен лишь в верховьях рек и их притоках.

В решении вопроса о соподчиненности морфоструктур представляется важным также следующий факт. Если границы разновозрастных морских поверхностей выравнивания в целом подчинены диагональным тектоническим швам мегаблоков фундамента, то ограничения усложняющих их морфоструктур в большинстве случаев определяются системой ортогональных разломов. Среди последних более четко выражены широтные нарушения, активные в среднем палеозое на орогенной стадии развития галицид. На Полесском мегаблоке Врхнеприпятская равнина в целом наследует простирание Припятского вала. С широтными разломами — Владимир-Волыньским, Бельским, Волыньским — совпадают границы Волынской возвышенности, к ко-

торым тяготеют Владимир-Волыньская, Луцкая, Пелчанская дислокации. Во Львовском мегаблоке широтной ориентировке подчинено простирание узких гряд Побужокой грядовой равнины, сочленяющихся с северо-западной грядой Ростоцья под углом  $45^\circ$ . Тектоническую природу гряд Побужья предполагал еще Я. Новак. Широтной ориентировке также подчинены останцевые гряды и разделяющие их долины вдоль Перьянско-Кременецкой зоны.

Обращает внимание тот факт, что в новейшую эпоху тектонического развития региона, как и в среднепалеозойскую, усиление структурообразующей роли широтных разломов фундамента совпадало во времени с орогенной стадией развития сопредельной геосинклинали в условиях преобладания регионального сжатия. При этом в формировании современного широтного морфоструктурного плана большинством исследователей отводится активная роль блоковым поднятиям (горстам). С поднятием северного края Подольской возвышенности в конце миоцена — начале плиоцена К.И. Геренчук связывал меридиональную переориентировку левых притоков р. Днестр на территории Приднестровского мегаблока [51]. Ю. Полянский [123] предполагал двукратный рост субширотных поднятий (пологих антиклиналей) в плейстоцене, обусловивших антецедентный характер меридиональных долин Подолии. Широтной зональности подчинены голоценовые поднятия (рис. 24). На космофотоснимках широтные линейные элементы на Волыни и сопредельной территории Польши выделяются наряду с диагональными как наиболее четко дешифрируемые элементы рельефа [29, 59].

Изучение космо-, аэрофотоматериалов и топокарт позволило выявить на территории Полесского мегаблока наряду с линейными формами характерные округлые относительно приподнятые участки рельефа (от 25 до 50 км в диаметре), оконтуренные реками и заболоченными низинами. Значительные мощности осадочного чехла и редкая сеть скважин не позволяют с уверенностью говорить о природе этих кольцевых структур. Однако целый ряд косвенных геологических и геофизических признаков указывают на их родство с гранито-гнейсовыми куполами на Ущ, обладающими сходными орографическими признаками [128]. С локальной унаследованной подвижностью гранито-гнейсовых куполов на древних платформах нередко связаны дополнительные деформации в присводовых зонах растяжения, приводящие к повышенной трещиноватости и гравитационному соскальзыванию пород чехла [198]. Не исключено, что с деформациями этого типа связаны известные Пелчанские дислокации, которые пространственно приурочены к локальному грабену в своде Пелчанской кольцевой структурн.

Особую группу составляют линейные морфоструктурные элементы

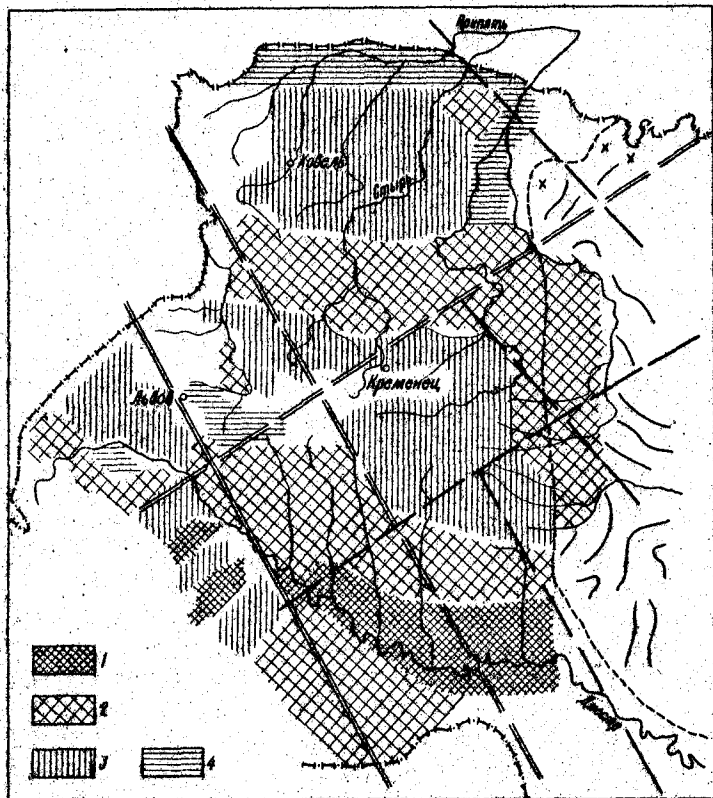


Рис. 24. Схема голоценовых движений Вольно-Подольи (по В.П.Павленко [69]).  
Области: 1 - наиболее интенсивных поднятий; 2 - поднятий средней интенсивности; 3 - слабых поднятий; 4 - относительных опусканий

(морфоструктурные линейменты, по И.П.Герасимову), совпадающие с тектоническими швами мегаблоков фундамента. Перманско-Кременецкая зона контролирует линейный интенсивно эродированный уступ Подольской возвышенности, наиболее поднятые участки которого известны под названием Кременецких гор, Вороняков и Голыгор. Четко выражена в рельефе Ростоцко-Опольская зона, на тектоническую природу которой впервые указал В.Тейссель, выделивший здесь линию Берда - Нароль [231]. Наиболее четко выражен в рельефе ее северо-западный фланг, расположенный к северо-западу от Перманско-Кременецкой зоны. С ним совпадает узкая

гряда Ростоцья, являющаяся водоразделом рек бассейнов Черного и Балтийского морей. По юго-восточному флангу, выраженному цепью асимметричных холмов, проходит граница между Северным и Приднепровским Опольем. Для последнего характерно ступенчатое понижение высот междуречий в сторону Предкарпатского прогиба по системе сбросов и флексур.

Геоморфологические различия разделяемых Ростоцко-Опольской зоной областей отражаются в особенностях долины р. Днестр. В месте подхода к ней р. Днестр (у с. Нижнев) заканчивается предкарпатский отрезок его долины с широкими днищами и пологими невысокими склонами. Далее начинается подольский отрезок - глубокая долина, образующая ряд крупных врезанных меандр. На этом отрезке р. Днестр принимает только левые притоки со стороны Подольской возвышенности с каньонообразной формой долин. К участку пересечения долины р. Днестр Ростоцко-Опольской зоной приурочены деформации его высоких террас [66, 202].

Орографические особенности Толтровей зоны определяет гряда миоценовых рифовых массивов. За пределами Подольской возвышенности Толтровая зона в рельефе практически не выражена. Вместе с тем, что было отмечено еще И.Осмоленским [см. 202], продолжение ее угадывается в простирании верховьев волынских рек - Вап. Буг, Луга, Стирь, частично Иква. На связь перечисленных линейных морфоструктур с тектоническими швами мегаблоков фундамента указывает их локальная повышенная подвижность в неоген-четвертичное время. Более высокую подвижность рифовых массивов Толтровей гряды по отношению к окружающей территории отмечал И.И.Кудрин [91]. Локальными подвижками обусловлено, в частности, крутое (до  $40^\circ$ ) падение перекрывающих рифы прикляпоновых отложений, относимое обычно за счет первичного наклона слоев. На контактах между первичнокальными рифовыми верхнетортонскими известняками и перекрывающими глинисто-мергелистыми отложениями нижнего сармата часто наблюдаются явления своеобразного диапиризма, сопровождающиеся задиранием слоев вплоть до образования механических разрывов. В приконтактовой части при этом увеличивается трещиноватость рифовых известняков, появляются зоны дробления с зеркалами скольжения. Дислокационный характер крутого падения слоев на склонах рифов подтверждается структурным анализом с применением геологических ватерпасов [77].

С неотектоническими подвижками вдоль Толтровей зоны связаны заметные усложнения в рисунке гидро сети Подольи. В месте пересечения Толтровей зоны р. Днестр развиты наиболее сложные врезанные меандры (Студеницкий узел) и аномалии его продольного профиля [157]. Руслу



левых притоков р. Днестр при пересечении с Толтровской зоной испытывают смещение и относительные деформации продольного профиля (Сатановская, Почапищевская, Смотричская).

Следы повышенной автономной подвижности установлены также в пределах Гологоро-Кременецкого уступа и Росточья в виде деформаций антропогенных поверхностей выравнивания [60], что подтверждает выводы [22, 60, 233 и др.] о их тектонической природе.

Проведенные палеотектонические реконструкции позволяют уточнить роль тектонического и денудационного факторов в формировании этих уникальных орографических линейментов. С позиций разломно-блоковой тектоники северный уступ Подольской возвышенности является отражением в современном рельефе глубинных тектонических швов мегаблоков гетерогенного фундамента, активность которых прослеживается с докембрия до современного этапа. В неогене они контролировали размещение прибрежных фаций. Преимущественное развитие в составе последних легко размываемых песчаных пород в сочетании с унаследованной разной подвижностью мегаблоков фундамента обусловило избирательную активность и линейный характер последующих процессов денудации.

Таким образом, анализ динамики блоковой тектоники альпийской эпохи свидетельствует, с одной стороны, о тесной связи современной структуры и рельефа чехла с разломами фундамента, с другой, — о неоднозначной во времени структурообразующей роли их различных систем. Наиболее резкая структурная перестройка произошла в неогене в связи со сменой условий растяжения сжатием в орогенную стадию развития Карпатской геосинклинали. Это наглядно проявляется при сопоставлении мелового и неогенового (новейшего) структурных планов. Особенности первого определяло сопряженное развитие разломов диагональной и меридиональной систем; среди диагональных разломов ведущая роль в формировании структур чехла принадлежала северо-западным продольным разломам (зонам растяжения).

В неогене в связи со сменой обстановки растяжения сжатием, особенно на стадии заключительных поднятий и складчато-надвиговых деформаций в Карпатах, происходит существенная структурная перестройка. Это нашло отражение прежде всего в инверсии современного рельефа по отношению к меловому и поверхности фундамента в целом, особенно резко проявившейся в пределах более подвижных мегаблоков карелид. Среди диагональных разломов усиливается роль северо-восточных. Показателем их активности в неотектоническую эпоху является, в частности, северо-восточная ориентировка большинства подземных карстовых полостей в гипсовосновых толщах тортона Западной Подолии [71]. Избирательная приуроченность процессов активного карстового растворения к северо-восточ-

ным трещинам свидетельствует также о их современной раскрытости (проницаемости) в отличие от северо-западных нарушений, представляющих зоны сжатия. Последний вывод подтверждается также данными, к сожалению, пока немногочисленными, водно-геллевой съемки во Львовском прогибе [93]. Среди ортогональных разломов на этой стадии более четко выражены нарушения широтной системы, связанные с дислокациями взброс-горстового типа. Последние наиболее характерны для более подвижных мегаблоков карелид, что проявляется в преимущественно широтной зональности усложняющих их морфоструктур.

#### 2.4. Соотношение блоковой тектоники фундамента с глубинным строением земной коры

Представления о глубинном строении Вольно-Подольи и характере связи региональных геологических структур с глубинными основаны в первую очередь на данных глубинного профильного сейсмического зондирования (ГСЗ). К настоящему времени регион пересечен двумя профилями ГСЗ (-Ш и ЗУШ) по линиям Долина — Кременец — Чернигов и Кальцы — Тернополь. Результаты этих исследований подтверждают сложный характер разломно-блоковой структуры Вольно-Подольи и широкое развитие глубинных разломов, рассекающих всю толщу земной коры (рис. 25).

Для расшифровки глубинного строения и истории становления земной коры на древних платформах важное значение имеют более детальные глубинные сейсмические исследования, проведенные на территории УЦ [160, 169]. Благодаря им выявлена значительная латеральная неоднородность "тонкорасслоенной" континентальной земной коры с многочисленными локальными границами раздела, ступенями которых в разрезе нередко образуют мощные переходные зоны между глубинными слоями и особенно между корой и мантией. Расположенность коры интерпретируется как отражение реально существующей дифференциации консолидированной коры на отдельные крупные структурно-петрографические комплексы, а изменение мощности земной коры, характера и количества границ от блока к блоку — как отражение различий в истории их тектонического развития [159, 169 и др.].

Анализ соотношения блоковой тектоники Вольно-Подольи с глубинными параметрами выявляет закономерную связь между латеральной изменчивостью структуры земной коры и выделенными мегаблоками гетерогенного фундамента. Глубинная структура Подольского протоплатформенного мегаблока отличается от смежных прежде всего характером раздела М. В его пределах она расположена на глубине 40 км и представляет собой систе-

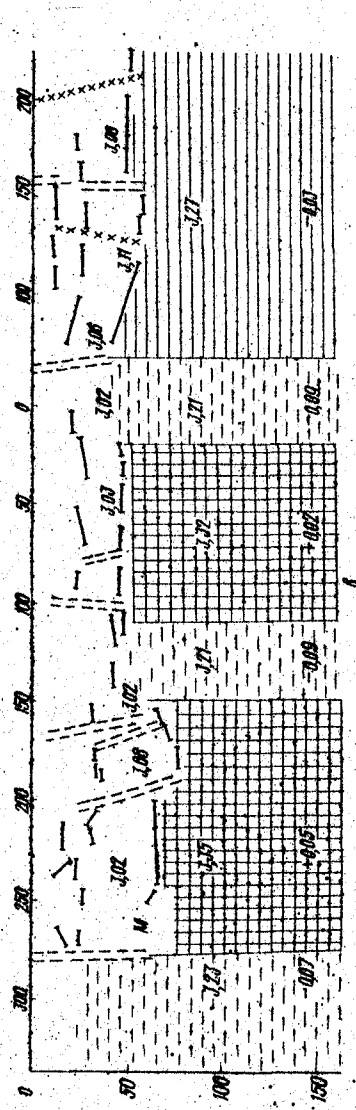
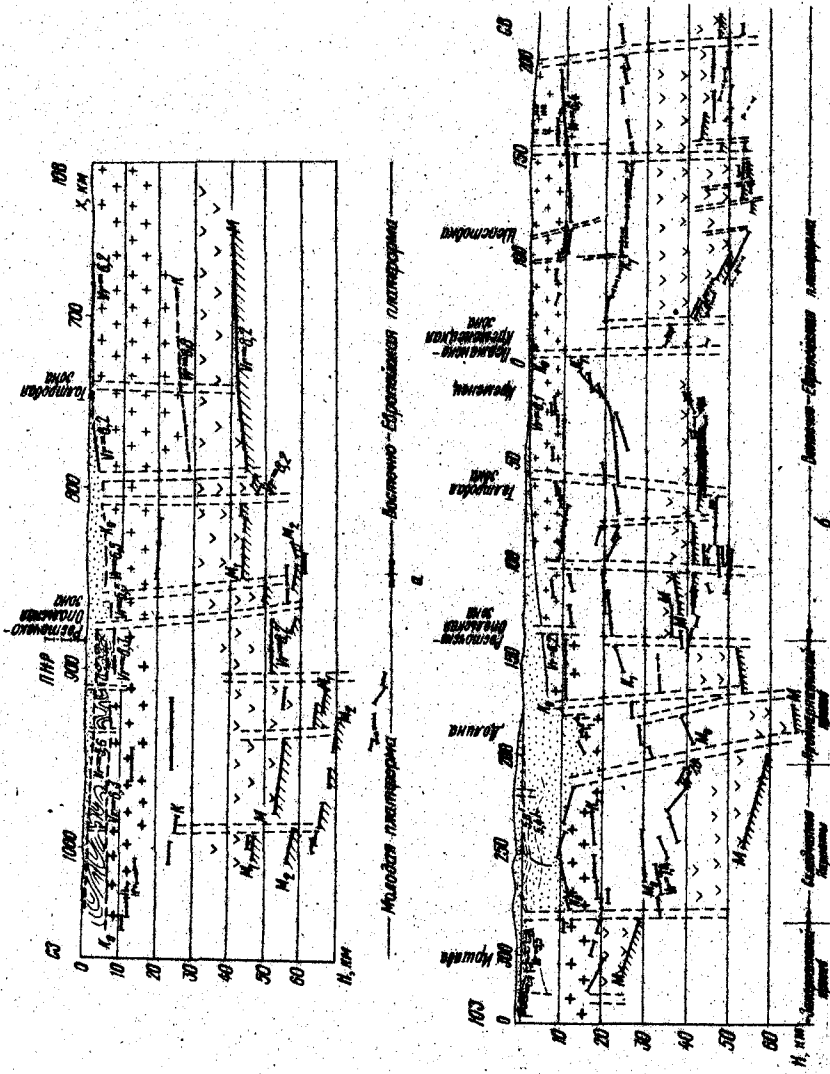


Рис. 25. Геолого-геофизические разрезы земной коры вдоль профиля ГСЗ: 1 - сейсмогеологический разрез вдоль профиля ГСЗ-УИ (Чернополь - Рава-Русская), по С. И. Субботину, В. В. Солонугу, А. В. Чекунову /159/, с дополнениями; 2 - сейсмогеологический разрез вдоль профиля ГСЗ-И (Чернов - Вереща), по В. В. Солонугу и А. В. Чекунову /159/, с дополнениями; 3 - плотностная модель земной коры и верхней мантии по результатам комплексной интерпретации данных по профилю ГСЗ-И и геофизическим данным К. А. Болыхова /214/; 4 - поверхность гетерогенного кристаллического фундамента; 5 - разрез Конрада; 6 - разлад в пределах ВМД (с) и складчатого обрамления (с); 7 - "базальтовый" слой; 8 - "гранитный" слой в пределах ВМД (с) и складчатого обрамления (с); 9 - отражение плоскости; 10 - разлом; 11 - предельные горизонты; 12 - отложение плашмахи; 13 - линия изоскоростей в осадочном комплексе Карпат (км/с). Цифры в кружках - значения скорости сейсмических волн; 14 - зоны утолщения; 15 - переходных значений; 16 - разуплотнения; 17 - разрывные нарушения, по данным геофизических; 18 - плотность, г/см<sup>3</sup>; 19 - изоскоростная плотность. Размещение профилей см. на рис. 2

му сближенных по вертикали протяженных горизонтальных отражающих площадок. Глубина и характер границы в целом выдерживаются на разных линиях пересечения (профиль ГСЗ-III и -VII), что подтверждает структурную целостность Подольского мегаблока в намечаемых границах. В крайних частях мегаблока, испытавших интенсивную тектоно-магматическую переработку, и за его пределами раздал М утрачивает относительно четкий линейный характер в результате появления дополнительных локальных границ. Переход от коры к мантии здесь имеет более сложный и многообразный характер и сопровождается появлением переходных зон мощностью до 10 км (профиль ГСЗ-III). Приуроченность зон "коро-мантийной смеси" к блокам карелид согласуется с их повышенной тектонической подвижностью.

Другой отличительной способностью Подольского мегаблока является самое высокое положение сейсмического горизонта внутри "гранитного" слоя, который ранее принимался за раздал К. Он прослеживается вдоль всего УЩ на глубине 15-20 км. С приближением к Подольскому блоку глубина его залегания уменьшается до 8 км. Подъем и приближение его к дневной поверхности объясняется развитием в этом районе пород чарнокитового комплекса, представляющих наименее переработанное вещество древней земной коры [159]. При этом допускается, что этот горизонт соответствует реликтовой поверхности "базальтового" слоя (прото-фундамента), возможно, и верхней мантии, гранитизированных на ранних этапах огановления фундамента. Этот вывод согласуется с унаследованной тектонической устойчивостью Подольского мегаблока.

Наиболее сложный переход от коры к мантии и наибольшая мощность земной коры фиксируются за пределами древней платформы. Здесь граница между корой и мантией имеет многосрусный характер и состоит из нескольких раздалов, расположенных друг над другом с разницей по глубине до 10 км. В плане граница между равнотипными участками земной коры на профиле ГСЗ-III совпадает с глубинным разломом в районе г. Родати в месте пересечения этим профилем Ростовско-Опольской зоны разломов. К юго-западу от нее происходит скачкообразное увеличение мощности земной коры (до 10 км). Зона резкого утолщения земной коры (до 65 км) трансформируется на всем протяжении линии Тейссейра - Торнквиста от Черного моря до Балтийского [169, 182]. Одновременно в разделе М появляются "дубликаты" границы М, что считается характерным для зоны сочленения древней платформы с галицидами [159].

Представления о характере связи блоковой структуры фундамента с глубинным строением земной коры дополняют результаты комплексной интерпретации данных ГСЗ и гравиเมตรии по профилю III [214]. Вдоль профиля выявлена сложная плотностная дифференциация вещества земной коры,

которая находится в тесной связи с блоковой структурой гетерогенного фундамента (см. рис. 25, А). Краевому шву платформы в подкоровом слое отвечает зона разуплотнения шириной до 35 км. Аналогичная зона пониженной плотности (до 45 км) выделяется в верхней мантии в районе г. Кременец, которая пространственно тяготеет к узлу сочленения Пержанско-Кременецкой зоны и Подольского разлома. Здесь же фиксируется резкий подъем и крутое "защипание" границ К и М.

Для выяснения соотношения глубинной структуры земной коры с блоковым строением фундамента важное значение имеет реконструкция структурного рельефа основных поверхностей раздела земной коры, дающая представление о закономерностях изменчивости глубинной структуры в плане. Известные к настоящему времени структурные схемы раздела М Волыно-Подолья и сопредельных территорий во многом противоречивы, что связано, прежде всего, с еще довольно редкой сетью глубинных сейсмических исследований. На большинстве схем ведущая роль в структурной зональности раздела М отводится меридиональным простираниям, обусловленным, как полагают, аналогичной планировкой "утолщений" земной коры вдоль раннепротерозойских геосинклинальных зон (аналогов Криворожско-Кременецкой на УЩ [169, 183]). Выводы о меридиональной зональности глубинной структуры Волыно-Подолья вступают в противоречие, в частности, с результатами площадного глубинного сейсмического зондирования [114]. Согласно им для территории Полесского мегаблока характерна северо-восточная ориентировка зон с "тонкой" и "толстой" корой (от 45 до 55 км), совпадающая со структурной зональностью волынской ветви карелид. С диагональной тектонической зональностью гетерогенного фундамента Волыно-Подолья также согласуется план изменчивости мощности "базальтового" слоя [122]. Наименьшая мощность его (20 км) устанавливается на Подольском мегаблоке. К северу и западу от него, в пределах более подвижных мегаблоков карелид, мощность "базальтового" слоя возрастает. В качестве наиболее выраженной глубинной границы Б.Я. Биличенко намечает линию Перемышлян - Броды - Кременец, совпадающую с простиранием Пержанско-Кременецкой зоны разломов.

Выявляемая корреляционная связь между блоковой тектоникой фундамента и глубинным строением земной коры свидетельствует о глубинной природе большинства доплатформенных региональных разломов диагональной системы. К числу наиболее структурно значимых глубинных разломов, отличающихся значительной протяженностью, длительностью развития, положением на границе блоков с разной историей тектонического развития, с наибольшей достоверностью могут быть отнесены Ростовско-Опольская, Толтровая и Пержанско-Кременецкая зоны, разделяющие мегаблоки гетерогенного фундамента с разным типом разреза земной коры.

## Г Л А В А 3

### ОСНОВНЫЕ ТИПЫ РАЗЛОМОВ ФУНДАМЕНТА ВОЛЫНО-ПОДОЛИИ

Анализ динамики развития разломно-блоковой структуры фундамента Волыно-Подолки позволяет выделить на ее территории соподчиненный ряд разломов разного ранга и морфо-кинематического типа и исходя из форм проявления последних в структуре региона и геофизических полях наметить их основные признаки (рис. 26).

Толтровая, Пержанско-Кременецкая и Ростоцко-Опольская зоны разломов по своей природе, положению в структуре тектоносферы и геоморфологическому выражению сопоставимы с разломами планетарного ранга, которые обуславливали "первичную делимость" земной коры, не зависящую от ее местных деформаций [13, 24, 218 и др.]. Они образуют диагональную систему глубинных разломов, которая на протяжении всей геологической истории определяла план тектонических движений на Волыно-Подолки. Их активность прослеживается с самых ранних этапов формирования континентальной земной коры. Им подчинены размещение и ориентировка протогессинклинальных систем. В современной структуре платформы они выступают в виде тектонических швов (граничных разломов [57]) блоков фундамента I порядка (мегаблоков) с различной историей развития и глубинной структурой. Пержанско-Кременецкая зона обладает признаками "сквозных" разломов, общих для платформы и сопредельного гессинклинального пояса [198, 218], которые характеризуются наибольшей глубиной проникновения в подкоровые слои (до 300 км и более) [15]. Проявляясь четко в структуре глубинных разделов литосферы, выделяемые на Волыно-Подолки зоны планетарных разломов по поверхности фундамента картируются как малоамплитудные или скрытые нарушения. Вследствие этого на участках с мощным чехлом (более 3 км) они слабо диагностируются традиционными сейсмо- и гравиметрическими методами. Более уверенно эти разломы прослеживаются в магнитных полях (особенно наблюдаемом) по границе областей с разным рисунком аномалий. К сочленению последних обычно приурочены совмещенные в плане локальные магнитные и

гравитационные максимумы, интерпретируемые как участки внедрения интрузий основного и ультраосновного состава вдоль зон повышенной проницаемости. В фундаменте с ними совпадают широкие (десятки километров и более) зоны тектонобластической переработки и напряженного динамометаморфизма, что определяет их высокие перспективы в металлотехническом отношении [152, 169, 182, 215 и др.].

Разделяя равные по глубинной структуре мегаблоки фундамента, Ростоцко-Опольская, Пержанско-Кременецкая и Толтровая зоны разломов в периоды тектонической активизации платформы представляли естественные зоны разрядки напряжений и выступали как высокоподвижные шарнирные зоны, предопределявшие закономерное соотношение структурных планов фундамента и осадочного чехла. В структуре чехла к ним приурочены пологие шарнирные вали, зоны выклинивания литолого-стратиграфических комплексов, а также специфические фации (фациальные "коридоры"), в частности разновозрастные рифовые постройки. В современной структуре они выражены в виде орографических линейментов (ряд возвышенностей, скульптурных уступов и т.п.), четко дешифрируемых на космофотоснимках. В пределах этих зон фиксируются активные современные геодинамические процессы, свидетельствующие о их потенциальной сейсмичности.

Более многочисленную группу в фундаменте Волыно-Подолки составляют региональные глубинные разломы.

Наиболее сложный рисунок они образуют в пределах более подвижных мегаблоков карелид. По Р.Н.Валееву [30], в них плотность разломов увеличивается в 1,5-2 раза по сравнению с протоплатформенными блоками.

Среди региональных разломов, как и в других регионах ВВП, примерно выделены двух типов нарушения: доплатформенных, генетически связанных со складчатыми структурами фундамента, и платформенных, резко несогласных с внутренней структурой фундамента, которые сформировались в процессе дробления консолидированного фундамента в период накопления чехла. Доплатформенные нарушения образуют сопряженную с планетарными разломами диагональную систему. В пределах мегаблоков карелид наиболее четко выражены продольные несогласчатые разломы, контролирующие их структурно-формационную зональность. В современной структуре с ними совпадают границы гранит-мигматитовых и гнейсовых зон, отраженные в магнитном поле в виде зон сопряжения линейных минимумов и максимумов. На платформенном этапе они проявляли себя как малоамплитудные конседиментационные и магмоконтролирующие (в позднем докембрии) нарушения. В чехле им отвечают пологие валлообразные поднятия. Платформенные разломы группируются в две основные

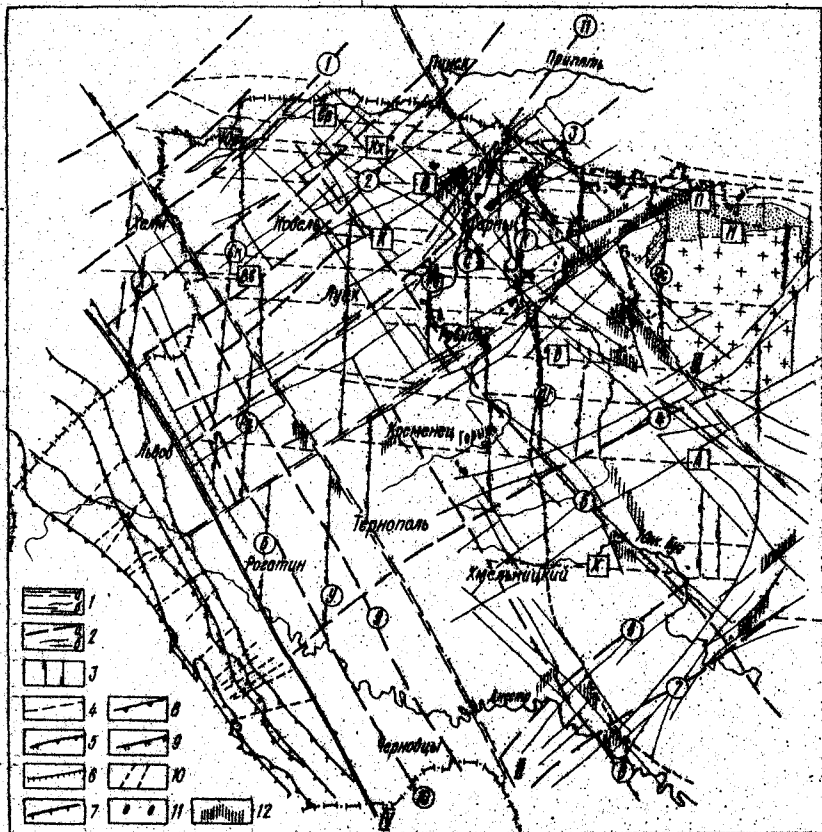


Рис. 26. Схема разломной тектоники фундамента Волино-Подольи: 1 - зоны планетарных глубинных разломов ( $\sigma$  - оси и  $\delta$  - составляющие элементы) - глубинных сдвигов (римские цифры на схеме); 1 - Пержанско-Кременецкая; 2 - Толтровая; 3 - Центральная (?); 4 - Ровочско-Опольская (краевой шов ВМ); 2 - крупнейшие доплатформенные разломы (тоже) - взбросо- и сбросо-сдвиги (арабские цифры в кружках); 1 - Выжеский; 2 - Стоходский; 3 - Луцкий; 4 - Тетярский; 5 - Бугский; 6 - Калиновский; 7 - Белоцерковский (Немировский); 8 - Подольский; 9 - Теробовлянский (Сокальско-Теробовлянский); 10 - Бала-Балучинский; 11 - Горинский. Платформенные разломы: 3 - преимущественно сбросы (буквы в кружках); 1 - Холмский; 2 - Сокальский; 3 - Радеховский; 4 - Бережанский; 5 - Устечковский; 6 - Ровенский; 7 - Сарненский; 8 - Корейский; 9 - Шепетовский; 10 - Усовский; 11 - преимущественно взбросы (буквы в квадратах); 12 - Кухотский; 13 - Вино-Ратновский; 14 - Бельский; 15 - Куликовичский; 16 - Прилуцкий; 17 - Нориноцкий; 18 - Владимир-Волянский; 19 - Волинский; 20 - Андрушевский; 21 - Амальницкий. Нарушения складчатого обрамления: 5 - Рава-Русский взбросо-надвиг; 6 -

Нестеровская зона взбросо-надвигов; 7 - установленные и предполагаемые надвиги в складчатых галлиях; 8 - линия надвига Сквишевск Карпат на Предкарпатский прогиб; 9 - линия надвига внутренней зоны Предкарпатского прогиба на Внешний; 10 - альпийские сбросо-сдвиги; 11 - нижнепротерозойские основы и ультраосновные породы; 12 - мелочная метасоматиты

системы - субширотную и субмеридиональную. Для них характерны четкие морфотектонические признаки: это в большинстве случаев высокоамплитудные сбросы и взбросы, переходящие в крутые флексуры, которые фиксируются геофизическими методами в виде отчетливых структурных ступеней.

При систематизации глубинных разломов, а также выяснении их пространственных и временных соотношений в последние годы важная роль отводится горизонтальным блоковым перемещениям. С механическими напряжениями, возникающими при горизонтальных поступательных или вращательных перемещениях блоков фундамента, связаны многие структурные особенности чехла, хотя методы выявления сдвигов, особенно в закрытых участках платформы, практически не разработаны. В большинстве случаев горизонтальная составляющая разломов обосновывается по геофизическим данным путем регистрации специфических "деформаций" магнитных и гравитационных аномалий. В этом случае фиксируется итоговая (статическая) картина дислокаций, порожденных сдвигами.

Опыт рессинирования динамики блоков в пределах более детально изученных шитов свидетельствует о приуроченности сдвигов к границам мегаблоков, сложившихся разновозрастными складчато-метаморфическими комплексами. По А.В.Пейве [130], в процессе формирования континентальной земной коры происходит изменение кинематического типа граничных разломов. Глубинные шовные зоны, контролируемые на начальных этапах развития земной коры границу "континент - океан", в процессе замкания протогеосинклиналей становятся зонами глубинных шарьяшей. На платформенном этапе они сохраняют свою подвижность в виде региональных сдвигов.

На Украине роль горизонтальных движений в формировании структуры платформы изучена слабо. Вместе с тем на ее территории, в том числе и в пределах Волино-Подольи, отмечается целый ряд структурно-тектонических особенностей, трудно объяснимых без привлечения горизонтальных перемещений. Сдвигам при этом отводится роль как наложенных нарушений, смещающих границы пересекаемых ими структур и тел, так и важного структурообразующего фактора. По построениям В.Г.Бондарчука [22], горизонтальное "вращение" Уж в палеозое явилось причиной возникновения структур растяжения в северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины, выразившихся в формировании Припятского прогиба.



Парагенетическую связь разрывных нарушений разного кинематического типа подтверждают многочисленные данные по ВЕП. Характер этой связи позволяет сделать вывод, что "если сбросы обычно контролируют одну определенную структуру, ... то сдвиги образуют сквозную группу нарушений, секущую крайне разнородные тектонические элементы (щиты, массивы, авлакогены, геосинклинали) и оказывают решающую роль на формирование некоторых крупнейших тектонических структур платформы" [130, с. 52]. Примеры образования сложно сочетающихся высокоамплитудных сбросов и сбросов в областях сдвиговой тектоники приводит В.Ярошевский для территории ПНР [226]. К числу возможных структур, образовавшихся в связи со сдвиговыми смещениями, им отнесены, в частности, грабены и флексуры-грабены северо-восточного обрамления Свентокшинских гор (Годовская, Червоногурская и др.).

На территории Вольно-Подолья наиболее достоверные признаки сдвигов устанавливаются для разломов диагональной системы (планетарных и доплатформенных), которым подчинено размещение основных тектонических элементов фундамента. Главные особенности этих разломов составляют выдержанность простирания, значительная (сотни километров) протяженность и малоамплитудный по вертикали (шарнирный) характер. Несмотря на отсутствие значительных вертикальных перемещений, они уверенно дешифрируются на космофотоснимках. В отличие от них ортогональным (платформенным) разломам более присущи вертикальные перемещения. При этом каждая из систем нарушений отличается преобладанием определенного кинематического типа. Меридиональные разломы представлены преимущественно сбросами, ореди широтных наиболее распространены системы сближенных взбросов, сопровождающиеся мощными зонами дробления.

К числу вероятных сдвигов на Вольно-Подольи отнесены северо-восточный Вольнский разлом (с левосторонним смещением) и краевой шов ВЕП (правосторонний сдвиг). Система правосторонних сдвигов по северо-восточным разломам выделена также вдоль западной границы Ущ [130, 211]. Сдвиговые перемещения по поперечным разломам фиксируются в Предкарпатье [69, 38]. Исходя из общих закономерностей разломной тектоники Украины, И.И.Чебаненко считает целесообразным выделение двух генетических групп разломов: "мелоблоковых", по которым в основном происходят горизонтальные сдвиговые перемещения, и "внутриблоковых"; по которым заметных сдвигов не наблюдается [130].

На принадлежность планетарных и доплатформенных разломов диагональной системы к сдвигам указывает комплекс характерных косвенных признаков. В вертикальном разрезе это крутопадающие ( $75-90^\circ$ ) малоамплитудные нарушения, образующие в плане мощные пояса диагонального плана. Их структурный рисунок отличается черпатым расположением со-

ставляющих элементов, характерным для областей сдвиговой тектоники [173 и др.], что отражается на рисунке магнитных аномалий и космических фотолитнементов. В пределах более детально изученного Полесского мегаблока с диагональной системой доплатформенных разломов сопряжены характерные для областей сдвиговой тектоники зоны проседания (целевидные прогибы раздвигового происхождения, по В.В.Нечаеву и Т.С.Нечаевой), возникновение которых обычно связывается с действием горизонтальных напряжений [173].

Вдоль этих же зон сдвигов на Ущ и его слабо погруженном склоне (Суцано-Пержанской, Центральной, Горнской, Бугской, Подольской) в породах фундамента картируются "динамически сопряженные" присдвиговые пластические деформации (складки подворота), наложенные крупные деформации и приуроченные к ним лестничные системы "оперяющих" даек, мощные зоны милонитизации, бластической переработки, а также массивы метасоматитов и грейзенов [34, 35, 39, 84]. В частности, со сдвиговыми деформациями вдоль Суцано-Пержанской зоны связываются формирование и зональность пержанских гранитов и метасоматитов, кулисообразное широтное размещение которых, под острым углом к общему простиранию зоны, создает в плане структурный рисунок, характерный для правого сдвига [90]. Согласно данным физического моделирования, формирование сдвигов сопровождается разуплотнением пород за счет существенных преобразований. Возникающий при этом дефицит объема реализуется в развивающемся сводовом поднятии [25]. По-видимому, аналогичные процессы в зонах сдвигов, наряду с шарнирным "качаньем" блоков, оказывали влияние на формирование валлообразных поднятий, фиксируемых вдоль большей части диагональных разломов Вольно-Подолья.

Для выяснения роли горизонтальных блоковых перемещений в формировании структуры Вольно-Подолья важное значение имеют пространственно-временные и структурные соотношения основных типов разломов. Анализ их свидетельствует об одновременном проявлении на платформенном этапе диагональных и ортогональных разломов, что дает основание для выводов о их динамическом единстве и структурной соподчиненности. Вместе с тем в эволюции каждой из систем разломов улавливается периодичность, связанная со сменой во времени геодинамических обстановок, коррелируемых со стадиями развития сопредельных геосинклиналей. Это проявляется как в изменчивости степени активности разломов разных направлений, так и их кинематических характеристик.

В наибольшей степени этим изменениям были подвержены меридиональные и широтные платформенные разломы. В условиях растяжения, коррелируемых с собственно геосинклинальной стадией развития складчатого обрамления платформы, преобладали меридиональные ступенчатые сбросы,

в обстановке сжатия (орогенная стадия) – широтные взбросы. В отличие от ортогональных нарушений диагональные разломы представляли устойчивую во времени "геотектоническую решетку", внутри которой смена геодинамических обстановок сказывалась в изменении относительной роли северо-западных (продольных) и северо-восточных (поперечных) разломов. Структурообразующая роль первых была более активной в эпохи растяжения, в эпохи сжатия усиливалась роль поперечных разломов. На относительную подчиненность (запаздывание) одной из систем сопряженных сдвигов (сколовых трещин) по отношению к другой указывают также экспериментальные данные [25, 219].

Подчиненность ортогональных нарушений диагональной сетке разломов фиксируется и в их плановом размещении; что находит отражение в рисунке геофизических полей. В местах очленения с диагональными разломами меридиональные и широтные нарушения обычно прерываются или испытывают равкие изменения амплитуды вертикальных смещений. Кулисообразное размещение ортогональных разломов А.А.Гойджевский [57, 58] рассматривает как наиболее характерную особенность структурного рисунка "новообразованных" платформенных нарушений. В.В.Нечаев и Т.С.Нечаева, основываясь на результатах крупномасштабной аэромагнитной съемки в районе Припятского вала, интерпретируют систему кулис широтных нарушений (разломов "жухотского типа") как лестничные структуры отрыва, возникновение которых было связано с платформенной стадией развития ограничивающих их северо-восточных разломов.

К выводу о структурной подчиненности ортогональных нарушений сетки диагональных разломов приводят детальные исследования во Львовском прогибе. Так, В.А.Котик рассматривает ортогональную систему нарушений как результат "наложения" диагональных планов, обусловленных активностью северо-восточных и северо-западных разломов. По И.Б.Вишнякову [39], меридиональная зона Радаховского разлома представляет результат "интерференции" подвижек по диагональным разломам.

Закономерная упорядоченность структурного рисунка разломов фундамента разных систем, а также согласованность их кинематических характеристик с геодинамической обстановкой позволяет высказать предположение, что образование платформенных разломов (или, по крайней мере, значительной их части) определялось напряжениями, порождаемыми сеткой сдвигов доплатформенного заложения. По механизму образования они, по-видимому, могут быть сопоставлены с трещинами отрыва, формирующимися в междвиговых зонах Д, 2, 12, 97, 116, 173, 219, 220, 226 и др. 7.

Исходя из предполагаемой геодинамической модели региональная сетка разломов на каждом этапе тектонического развития региона пред-

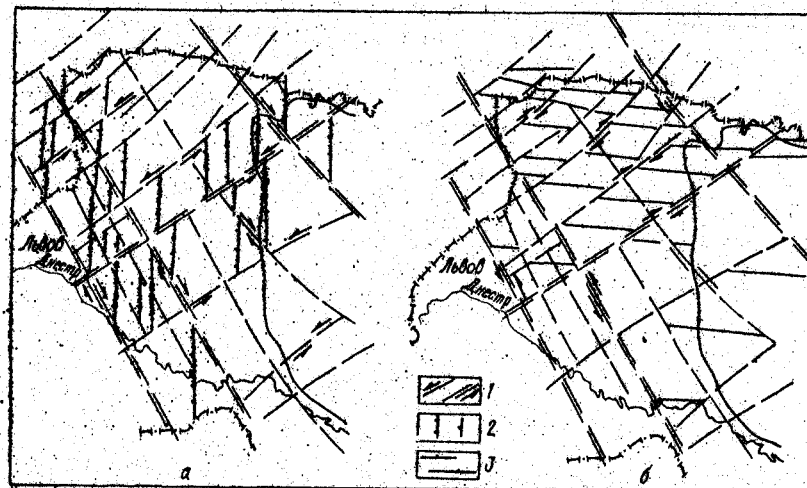


Рис. 27. Структурные планы активных разломов фундамента Волыно-Подолья:

а – эпохи преобладания напряжений регионального растяжения (поздний рифей – ранний девон (жедуй), мел – палеоген); б – эпохи преобладания напряжений регионального сжатия (ранний – средний рифей, ранний девон (Зиген) – кра. неоген – антропоген). Разломы: 1 – доплатформенные и планетарные сдвиги; платформенные: 2 – обросы; 3 – взбросы

ставляла динамически взаимосвязанную систему нарушений, обусловленную единым полем напряжения (рис. 27). Основу ее составляли унаследованные развивающиеся планетарные и доплатформенные разломы, сочетающие черты шарнирных зон и сдвигов. Как сдвиги они развивались двумя сопряженными взаимно перпендикулярными системами.

Ортогональные разломы выступали как производная система нарушений, ориентированных к простиранию сдвигов под углом, близким к  $45^\circ$ . В отличие от сдвигов они сопровождалось значительными вертикальными перемещениями, "ответственными" за образование локальных грабенов и горстов. Кинематический тип последних определялся региональной геодинамической обстановкой.

Существенный вклад в амплитуду вертикальных подвижек вносили также шарнирные перемещения блоков фундамента вдоль ревей диагональных разломов. Так, максимальные по амплитуде обросы приурочены к Львовскому мегаблоку, испытывавшему одновременные наиболее значительные погружения. Наибольшие амплитуды взбросов фиксируются в пределах Ковельского поперечного поднятия.

Присдвиговая природа нарушений ортогональной системы на террито-

рии Воляно-Подолли достаточно наглядно выражена на космических онимках, где они выделяются как односторонние ветви, отходящие от главного сдвига. Привлекает внимание и тот факт, что в современном структурном плане среди платформенных разломов более четко выражены широтные, что согласуется с современной геодинамической обстановкой.

Г.Я.Голыздра [59] к наиболее выраженным на востоке Воляно-Подолли нарушениям относит субширотную Воляноскую систему сближенных линейментов, отходящую к западу в виде "ветви" от северо-западной Правобережной. Простираение последней (линия Александрия - Новотрад-Волянский) совпадает с Центральным разломом. По С.С.Быстревской и И.К.Пашкевич [29], Волянская ветвь является фрагментом широкого Днепро-Лабского пояса нарушений, прослеживающихся с территории Польши. Четкость проявления северо-западных и широтных линейментов Г.Я.Голыздра объясняет преобладанием "сжимающих" напряжений по этим направлениям, которые активны и в настоящее время. Этот план линейментов преобладает на всей территории ВЕИ [10].

Генетическая связь ортогональных нарушений со сдвигами четко проявляется в магнитном поле. Крупномасштабной аэромагнитной съемкой вблизи диагональных зон фиксируется изгибание структурных линий ортогонального плана. Последние картируются в виде дугообразных пучков оперяющих нарушений, приобретающих с удалением от сдвигов широтную или меридиональную ориентировку.

Периодичность активизации меридиональных сбросов и широтных взбросов приводит к выводу о том, что изменение региональных условий сжатия и растяжения во времени сопровождалось не только сменой знака вертикальных блоковых перемещений, но и горизонтальных. В эпохи растяжения северо-западные разломы выступали как правосторонние сдвиги, северо-восточные - как левосторонние. В результате смены геодинамической обстановки сдвиги приобретали противоположную ориентировку. Нередко высказываемые выводы об устойчивости во времени (с протерозоя по антропоген) направлений горизонтальных смещений основаны в большинстве случаев на геофизических данных, фиксирующих суммарную картину сдвиговой тектоники. Разнонаправленные горизонтальные движения по одной и той же сдвиговой зоне в связи с изменением региональных условий сжатия и растяжения отмечаются, в частности, на Сибирской платформе и рассматриваются как одна из наиболее характерных особенностей платформенных сдвигов [130].

Таким образом, главной особенностью эволюции разломно-блоковой структуры фундамента Воляно-Подолли являлось сопряженное развитие (перекрещивание) разломов диагональной и ортогональной систем, представленных разными кинематическими типами. Выявляемые динамические

и кинематические характеристики разломов ортогональной системы позволяют сделать вывод об их относительно менее глубинном характере по сравнению с диагональными, хотя при этом нельзя исключать возможность проникновения платформенных нарушений, особенно сбросов, в подкоровный слой литосферы. Вывод о разноглубинном уровне сопряженно развивающихся разноориентированных разломов фундамента Воляно-Подолли согласуется с концепцией горизонтальной тектонической расчлененности литосферы на разные по физическим свойствам оболочки, объясняющей перекрещивание разломов разной природы на земной поверхности как отражение их глубинной несовместимости [174, 183]. Развитие этой многоуровневой динамически соподчиненной системы разрывных нарушений (включая современный этап), направлялось как глобальными, так и региональными факторами. Влияние первых оказалось прежде всего в подчиненности блоковой тектоники Воляно-Подолли плану размещения планетарных разломов. Среди региональных факторов ведущее значение имели структурно-вещественная анизотропия гетерогенного фундамента Воляно-Подолли и ее крайнее положение в структуре ВЕИ.

#### Г Л А В А 4.

#### РОЛЬ БЛОКОВОЙ ТЕКТониКИ ФунДАМЕНТА В ПРостРАНСТВенНОМ РАЗМЕЩЕНИИ РЕГИОНАльНЫХ СТРУКТУР ВОЛЫНО-ПОДОЛИИ

Изучение закономерностей пространственного размещения тектонических структур Волыно-Подольи неразрывно связано с развитием представлений о ее разломно-блоковой тектонике.

К числу наиболее ранних схем тектонического районирования Волыно-Подольи относится схема польского геолога В.Тейссейра [231-233]. Развивая представления А.П.Карпинского и Е.Эюсса о сбросовом характере юго-западного края ВВП, он пришел к выводу о разломном ограничении основных структурных элементов региона - Галицийско-Волынской и Молдавской впадин, разделенных Подольским горстом. Последний рассматривался как продолжение Ущ (Южно-Русской плиты), выступающее югом в сторону Карпат. Границы этих структур им связывались с флексури-сбросовыми линиями: Бердо - Нароль на юго-западе, Ковалева - Смыковцы на северо-западе и Черновцы - Перковцы на юго-востоке. Выделенные структурные элементы Волыно-Подольи В.Тейссейр рассматривал в составе более крупных структур, к которым относил Кельце-Валдайское и Украинско-Подольское поднятия северо-восточного простирания и между ними Хробоцкую синклиналь с осью Перемьшль - Цинск.

Тектонические линии В.Тейссейр подразделял на две главные системы - продольную и поперечную по отношению к Карпатам. Северо-западную систему (судетско-скифскую или судетско-подольскую) он связывал с карпатской складчатостью, северо-восточную (хробоцкую) - с докарпатской (последотрийской); меридиональным направлениям этот исследователь отводил подчиненную роль и связывал их с поступными движениями "уралид". В.Тейссейр первым отметил транскарпатский характер поперечной системы нарушений. К числу их была отнесена, в частности, линия Гологори - Кременец, которая трансировалась с Волыно-Подольи далеко на юго-запад через Борислав, Будапешт, до оз. Балатон. С ней он связывал "неокар-

патские" дислокации, отмечая тем самым продолжительный характер ее развития.

Большая заслуга В.Тейссейра состояла в том, что им была предпринята попытка расшифровать тектонику Волыно-Подольи, исходя из соотношения структуры Карпат и фундамента платформы. С блоковой структурой платформы он связывал, в частности, особенности ее сочленения с Карпатами: сужение Предкарпатской впадины в районе Подольского горста и расширение за его пределами.

Представления о длительном развитии дислокаций и влиянии древнего фундамента на формирование структуры осадочного покрова разделял В.Зых [235]. Эту унаследованность он объяснял существованием погребенного "кристаллического края", который, с одной стороны, определял необычайную устойчивость Подола, с другой - реагировал на все усилия по определенным направлениям. В.Зых отводил важную роль в размещении структурных элементов Волыно-Подольи субмеридиональным направлениям. С меридиональной линией Хотымир - Завадовка - Золочев (ныне Бережанский разлом), параллельной и однообразной с западной границей кристаллической подош Ущ, он связывал границу Галицийско-Волынской впадины.

Я.Новак [230], отрицавший флексури-сбросовый характер линий Тейссейра, относил собственно Подол не к горсту, а к валобразной антиклинали, аналогичной всему "Скифскому валу", ядром которого является Украинский массив. К северо-западу от нее он выделял древнюю синклиналь Альфельд - Волынь, поперечную к Карпатам. Я.Новак наметил положение меловой Львовско-Льблинской впадины северо-западного простирания (синклинали Нижнев - Гданьск), образовавшейся под влиянием карпатских движений. Глубокое погружение впадины в районе г. Львов он объяснял наложением ее на более древнюю синклиналь Альфельд - Волынь.

В.Д.Ласкарев [94] сформулировал представление о горсто-гребеновом строении западного склона Ущ. Галицийско-Волынскую впадину он относил к типу сбросовых. Разделяя в целом взгляды В.Тейссейра о горстовой природе выступа Подольи, являющегося подземным продолжением Ущ, В.Д.Ласкарев высказал ряд замечаний относительно его границы. Наибольшие изменения он внес в положение северо-западной границы Подольского горста по линии Ковалева - Смыковцы. Вместо нее была намечена линия изменчивого простирания, с которой связывались Пелчанские дислокации.

Д.Н.Соболев [153, 154] на территории Волыно-Подольи выделял два основных структурных района, различающихся скульпто-структурой: Волыно-Подольский шельф, представляющий подземный склон щита, и Галицко-Волыноскую гребенную (?) впадину. Отмечая неоднородность западного склона щита, он разделял его на Волынский и Подольский шельфы с границей

вдоль субширотного Летичевского поднятия (гребня). Юго-западную границу платформы он связывал с линией Торнквиста, которую называл киммерийской левой. По мнению Д.Н.Соболева, Скандо-Россия получила свое внешнее ограничение и была распланирована на основные структурные элементы уже к началу ютнийского периода.

Планомерные геологосъемочные работы и глубинные геофизические исследования подтвердили блоковое строение Воыно-Подоллии. На ее территории были установлены Воыно-Брестское (Ковельское) поднятие и ограничивающий его с юга высокоамплитудный Владимир-Воынский разлом [222], Воыно-Оршанский рифейский прогиб [26], Припятский вал [142]. В Карпатах и на сопредельной территории Воыно-Подоллии С.И.Суботин на основе изучения геофизических полей выделил выдержанные по простиранию две основные системы разломов: северо-западную - продольную и северо-восточную - поперечную, в целом совпадающие со схемой тектонических линий В.Тейссеяра. Построения С.И.Суботина получили подтверждение и дальнейшее развитие в трудах В.Б.Соллогуба, А.В.Чекунова, Г.Н.Доленко, И.В.Высоцкого, В.В.Глушко, М.М.Жукова, В.Н.Утробина, А.В.Хижнякова, М.Р.Ладженского, В.И.Антипова, И.Д.Гофштейна и др. Результаты этих исследований и более широких структурных построений позволили сделать вывод, что продольное и поперечное положение разломов относительно простирания геотектонических элементов закономерно для большинства регионов Земли и принадлежит к явлениям планетарного порядка.

Важное значение для развития идей о разломно-блоковой природе структур земной коры Украины имели труды В.Г.Бондарчука [22-24], в которых структурные особенности платформенного чехла рассматривались как отражение сложных блоковых перемещений фундамента. Отмечая разную подвижность крупных блоков фундамента Воыно-Подоллии, В.Г.Бондарчук указал на шарнирный характер их сочленения. Зона тектонического шарнира была им выделена, в частности, вдоль Толтрового края на границе менее подвижного блока Подольской плиты и более подвижного - Галицко-Воынской впадины. С разломно-блоковой структурой фундамента В.Г.Бондарчук связывал также происхождение Голоторо-Кременецкого выступа.

Идеи В.Г.Бондарчука получили развитие в работах И.И.Чебаненко [210-212], который уделил большое внимание анализу роли разломов в общем процессе формирования геологических структур юго-запада ВЕП, а также соотношению и согласованности существующих схем тектонического районирования с разломно-блоковой структурой земной коры. Ориентировка главных структурных элементов Воыно-Подоллии обусловлена, по И.И.Чебаненко, планетарной сеткой диагональных глубинных разломов,

продольных и поперечных к краю платформы и простиранию Карпат.

Анализ пространственного размещения и развития структурных элементов Воыно-Подоллии на фоне более широких тектонических построений привел исследователей к важному выводу о подчиненности их надюрдиковым трансрегиональным структурам, общим для ВЕП и сопредельного подвижного пояса [9, 86, 63, 116, 209, 332 и др.]. К их числу относятся Паннонско-Воынский (Украинско-Вентерский или Мукачевско-Оршанский) транскарпатский прогиб, близкий по простиранию с выделенными В.Тейссеяром и Я.Новаком Хробацкой впадиной и синклиналью Альфельд - Воынь. Под ним понимают протяженную подвижную зону, простирание которой контролируется системой северо-восточных сквозных глубинных разломов, секущих как платформу, так и Карпаты. Отмечая расплывчатый характер прогиба на платформе, А.В.Чекунов придает особое значение в его размещении линии Голоторо - Кременец [213]. Важная роль в планировке структур Воыно-Подоллии отводится также Подольскому (Северо-Молдавскому, Буковинскому) выступу фундамента [55, 114, 211 и др.]. Последний в современных схемах рассматривается как фрагмент крупного поперечного поднятия, прослаживаемого от Мармарошского массива в Карпатах до Черниговско-Брагинского выступа в Днепровско-Донецкой впадине. Аналогичное поднятие (Полесско-Овадненское по [7]), включающее Ковельский выступ, намечено к северо-западу от Паннонско-Воынского прогиба.

Таким образом, современный структурный план Воыно-Подоллии, как это отмечено и для других регионов ВЕП [49, 175, 177 и др.], отражает результат сложного сочетания процессов наследования и новообразования в эволюции разломно-блоковой тектоники фундамента. Исторический анализ структурных связей фундамента и чехла территории Воыно-Подоллии позволяет конкретизировать роль каждого из этих факторов в структурообразовании и на основе этого дополнить существующие представления о ее тектоническом районировании (рис. 28).

Основу тектонического районирования Воыно-Подоллии составляют мегаблоки гетерогенного фундамента: протоплатформенный Подольский и протогоеосинклинальные Полесский, Приднестровский и Львовский, ограниченные планетарными зонами глубинных разломов. Обладая различной унаследованной подвижностью, эти мегаблоки влияли на весь ход платформенного развития региона, определяя как общий план тектонических движений, так и особенности их внутриблоковой тектоники и дислокаций чехла.

Более подвижные мегаблоки карелид представляли более предрасположенные к погружениям участки платформы, которые активнее реагировали на тектонические процессы в сопредельных геосинклиналях. С ними



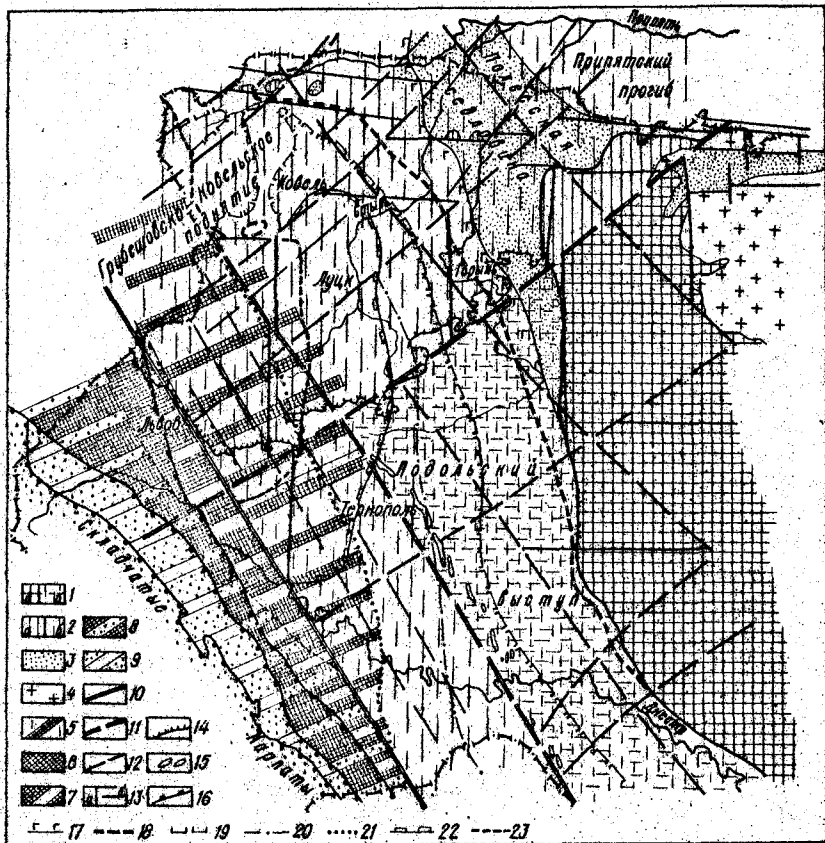


Рис. 28. Схема тектонического районирования Волыно-Подольи. Складчатые-метаморфические комплексы гетерогенного дорифейского фундамента; 1 - докарельские в пределах Подольского протоплатформенного мегаблока на Ущ (а) и под чехлом на Подольском выступе (б); 2 - карельские на щите (а) и под чехлом (б); 3 - выходы на домезозойскую и современную поверхности доплитных рифейских комплексов платформенного чехла; 4 - коростенский интрузивный комплекс; 5 - внешняя зона Львовского передового прогиба. Складчатое обрамление ВЕИ: 6 - складчатые галлициды; 7 - внутренняя зона Львовского передового прогиба; 8 - внешняя зона Предкарпатского передового прогиба; 9 - внутренняя зона Предкарпатского передового прогиба. Разломы: 10 - крайной шов ВЕИ; 11 - зоны планетарных глубинных разломов; 12 - крупнейшие доплатформенные разломы; 13 - платформенные разломы; сбросы (а) - в чехле флексуно-сбросовые дислокации; сбросы (б) - в чехле горст-антиклинальные дислокации; 14 - структурно-окультурный уступ Подольского плато; 15 - рифовые гради Толгрового крижа; 16 - крупнейшие навалки. Границы распространения формаций Днестровского перикратонного прогиба:

17 - трапшовой; 18 - трансгрессивной терригенной; 19 - морской карбонатной; 20 - регрессивной терригенной; Львовского передового прогиба: 21 - красноцветной терригенной; 22 - эвапорито-карбонатной; 23 - угленосной

пространственно связаны региональные Волыно-Полесский рифейский, Днестровский перикратонный и Львовский палеозойский прогибы. Относительно более устойчивый Подольский протоплатформенный мегаблок в структуре Волыно-Подольи обособливается в виде выступа фундамента, оставляющего юго-западное продолжение Ущ. Развитие на Подольском выступе образования чехла представлены преимущественно прибрежно-морскими и лагунными фашиями, с чем связано своеобразие подольского типа разреза всех систем.

Различные тектонические тенденции разновозрастных мегаблоков гетерогенного фундамента на платформенном этапе развития наглядно проявляются в неравномерном погружении фундамента к краю платформы и, как следствие, в разной ширине и глубине окраинных прогибов. В районе Подольского мегаблока они иопытывают пережим. Наибольшая мощность чехла и наиболее сложные ассоциации тектонических структур приурочены к Львовскому мегаблоку, представляющему узел сочленения Вислекско-Днестровской и Белорусско-Валдайской систем каралид. Простиранием последней обусловлена поперечная зональность разновозрастных окраинных прогибов.

В размещении региональных структур, их границ и структурно-фациальной зональности ведущая роль принадлежала Ростоцко-Опольской, Пержанско-Кременецкой и Толгровой зонам планетарных разломов. Приуроченность границ региональных структур к сетке разломов планетарного ранга выступает в их подчиненности надпорядковым тектоническим элементам - Паннонско-Волыньскому прогибу и Буковинско-Черниговской зоне поднятия, общим для ВЕИ и сопредельного подвижного пояса.

Проведенный анализ динамики развития блоковой тектоники Волыно-Подольи подтверждает выводы о приуроченности юго-западной границы ВЕИ к "линии" Тейссейра - Торнквиста. Положение ее на Украине мы связываем с Ростоцко-Опольской зоной глубинных разломов, несколько отличающейся от намеченной В.Тейссейром линия Бердо - Нароль. Данные бурения, геофизических и структурно-геоморфологических исследований [60, 76, 169, 182, 193 и др.] позволяют трассировать ее в целом по линии Рава-Русская - Сторожинец. Эта зона трактуется как унаследованная глубинная граница, по обе стороны от которой гранитно-метаморфический слой имеет различное строение. К северо-востоку от нее он сформировался к концу свеклофенно-карельского тектонического цикла, представляя уже в начале рифея область развития "зрелой" континентальной коры с плат-

форменным типом осадконакопления. К юго-западу гранитно-метаморфический слой сложен более молодыми (дальсландскими?) складчато-метаморфическими комплексами, включающими, по-видимому, ограниченные по площади ядра раннепротерозойской консолидации. Отсутствие на большей части этой территории "зрелой" континентальной коры обусловило ее вовлечение в геосинклинальные преобразования галицидами, которые завершились в конце герцинского этапа образованием молодой платформы. В альпийскую эпоху тектогенеза внутренние зоны эпигерцинской платформы были вновь захвачены геосинклинальными процессами. Внешняя узкая полоса молодой платформы, припадая к ВЕП по Ростоцко-Опольскому краевому шву и не затронутая регенерацией, в альпийскую эпоху отделяла древнюю платформу от Карпатской геосинклинали.

Ростоцко-Опольской зоне подчинены простирание и общий план разнотипных в структурно-динамическом отношении окраинных прогибов, формирование которых было связано с разными стадиями развития сопредельного подвижного пояса. Собственно геосинклинальной стадии развития галицид, охватывающей байкальскую и каледонскую эпохи тектогенеза, отвечало формирование Днестровского перикратонного прогиба. Последний получает структурное выражение со второй половины позднего венда - времени первой (котлинской) широкой морской трансгрессии, синхронной с началом зрелой (флишевой) стадии развития Галицийской геосинклинали.

С началом орогенной стадии развития галицид, совпадающей с позднекаледонской фазой орогенеза (начало раннего девона, на рубеже жадина - зигана), связано заложение "Львовского палеозойского прогиба", который сохранял с небольшими перерывами устойчивое погружение до конца среднего карбона.

С позиций разломно-блоковой тектоники Львовский прогиб представляет пограничную структуру, расположенную в зоне сочленения эпигеосинклинального складчатого сооружения галицид и ВЕП над краевым швом, т.е. структурно и исторически отвечает понятию краевого прогиба. Особенности его тектонического развития, в частности, не свойственную краевым прогибам длительность формирования, по-видимому, следует связывать со своеобразием тектонической позиции складчатых байкальско-каледонских комплексов галицид, а именно их тектонической принадлежностью среднеевропейской палеозойской геосинклинальной системе, претерпевшей платформообразующую складчатость только в конце герцинской эпохи. В пределах этой системы позднекаледонский тектогенез привел к замыканию геосинклинали на ограниченной территории, включая Украинское Предкарпатье. В дальнейшем каледониды Предкарпатья, представляя внешнюю консолидированную часть этой системы, продолжали развиваться

в тесной связи с сопредельными герцинскими геосинклиналями. После периода относительного выравнивания в среднем и позднем девоне, фиксируемого по накоплению эвапорито-карбонатной формации, каледониды вовлекаются в интенсивные орогенические движения (процессы тектонического скучивания [121]), сопровождаемые прогибанием перед их фронтом.

Таким образом, определенная структурная и историческая позиция Львовского прогиба позволяет относить его к структурам, родственными компоновочным краевым прогибам и рассматривать, как это было предложено Н.П.Семеновым и соавторами [141], в качестве составной части Предгалицийского краевого прогиба. С типичными структурами этого типа его объединяют также особенности внутреннего строения и развития.

Львовский прогиб обладает резко выраженными асимметричным строением и продольной зональностью, обусловленной его размещением на гетерогенном фундаменте. Внутренняя (Нестеровская) зона, подстилаемая геосинклинальными комплексами, характеризуется линейной складчатостью. Внешняя зона, налегающая на платформенный склон (перикратонный прогиб), осложнена складчатостью переходного типа с признаками гребневидной. Линии узких брахиантиклиналей (Литовежская, Велдкомостовская, Хлевчанская), нарушенных осевыми взбросо-надвигами (амплитудой до 1 км), разделены пологими широкими синклиналями (Волинской, Межречинской, Тягловской и Каровской), к которым приурочены одноименные месторождения угля. Интенсивность складок затухает к внешней границе прогиба (рис. 29). Граница между внутренней и внешней зонами совпадает с линией Нестеровского взбросо-надвига, который является поверхностным выражением краевого шва в структуре прогиба и определяет положение фронта надвига его внутренней зоны на внешнюю. Л.Е.Фильштинский [193], основываясь на данных гравиразведки, связывает краевой шов ВЕП с "корнями" Нестеровского разлома. Сочленение прогиба с галицидами выражено надвигом на него складчатых геосинклинальных комплексов по Рава-Гусокому разлому. Амплитуда его не выяснена. Польские геологи допускают возможность частичного перекрытия "каледонидами" краевого шва ВЕП. Положение северо-восточной границы Львовского прогиба контролирует Толтровая зона, параллельная краевому шву, которая сохраняет свое простирание и на территории Польши.

В структуре Львовского прогиба, так же как в типичных краевых, отчетливо выражена поперечная зональность. По простиранию он осложнен Подольским и Ковельско-Грубошовским поперечными поднятиями, контролируемые северо-восточными разломами. Структурная роль поднятий различна. Под влиянием Подольского выступа фундамента, ограниченного с северо-запада Пержанско-Кременецкой планетарной зоной, происходит

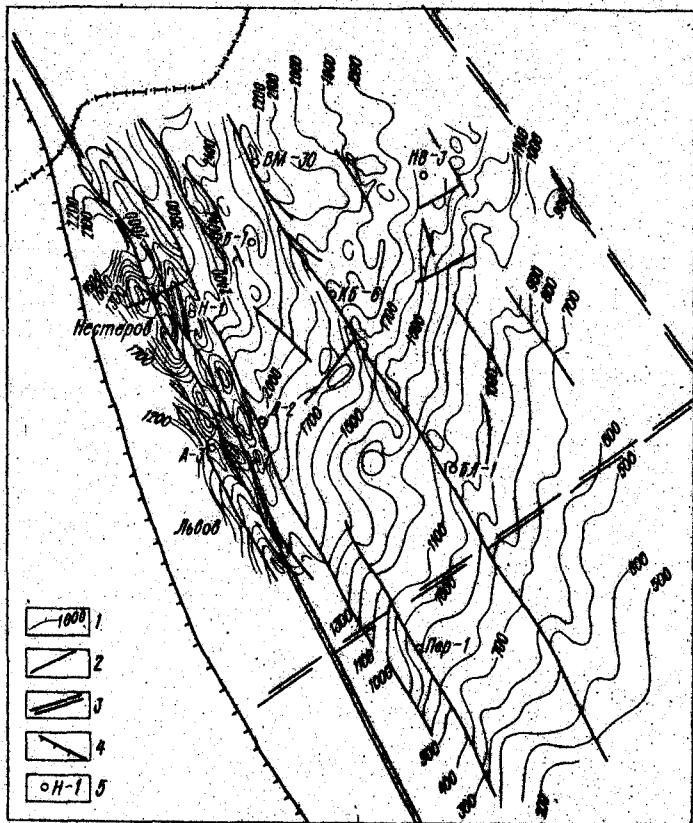


Рис. 29. Структурная карта поверхности нижнедевонских отложений Львовского прогиба (по Л. В. Билытинскому /193/, с дополнениями):

- 1 - изоглифы; 2 - разрывные нарушения; 3 - краевой шов ВЕИ;  
4 - линия надвига Галицид на Львовский передовой прогиб;  
5 - скважины

центриклинальное замыкание Львовского прогиба. В этой части сочленение платформ с галицидами (к юго-востоку от Тетеревского разлома) происходит непосредственно по краевому шву, усложненному надвигами. С поперечным Ковельско-Грубешовским поднятием, ограниченным на территории Украины северо-восточным Стоходским доплатформенным разломом, связан частичный пережим Предгалицийского прогиба, намечающий границу между структурно-обособленными Львовским и Люблинским прогибами.

Следует отметить, что нередко на региональных структурных схемах Стоходский разлом объединяется с широтным Владимир-Волыньским разломом в единую криволинейную зону нарушений, которой отводится роль северной границы Львовского прогиба. Исходя из предполагаемых нами соотношений разломов фундамента разных систем такая рисовка является ошибочной, поскольку в единый разлом объединяются разнотипные и разновозрастные нарушения фундамента. Собственно Владимир-Волыньский широтный разлом представляет зону сближенных платформенных высокоамплитудных взбросов. Отрезок северо-восточного простирания составляет часть Стоходского малоамплитудного доплатформенного разлома, ограничивающего с юго-востока Ковельско-Грубешовское поднятие. Структурную самостоятельность этих разломов отмечают А. А. Гойжавский и А. П. Медведев [68, 1047].

Развитие Львовского прогиба подчинялось закономерной для краевых прогибов стадийности, обусловленной нарастанием орогенических процессов в сопряженном геосинклинальном обрамлении (см. рис. 14). Заложение прогиба было сопряжено с замыканием Галицийской геосинклинали. На этой стадии (зиген - эмс) ось прогиба определялась Ростоцко-Опольской зоной краевого шва (стадия краевого прогиба). В течение девона и карбона в связи с вовлечением в складкообразование внутренней Нестеровской зоны ось Львовского прогиба испытывала смещение к северо-востоку в сторону платформы (стадия передового прогиба). Обращает на себя внимание синхронность движений во Львовском прогибе с орогеническими фазами в среднеевропейских герцинидах. В прогибе они сопровождались сменой состава формаций во времени: красноцветная терригенная -  $D_{1-2}$ , эвапорито-карбонатная -  $D_{2+3}$ , угленосная -  $C_{1+2}$ . Отмирание прогиба совпадает с интенсивными складчато-надвиговыми деформациями, охватившими всю территорию среднеевропейских палеозойд (астурийская фаза). На Волыно-Подольи последние выразились надвиганием передовых складок галицид на Львовский прогиб.

В киммерийскую и альпийскую эпохи интенсивные прогибания вдоль краевого шва смещаются на территорию прилегающей эпигерцидной платформы. В юге и юго-западу от Ростоцко-Опольской зоны формируется Стрийский принаванный поступный прогиб, в межу - Львовско-Люблинский прогиб (периплатформенный, по Р. Г. Гарандо). С орогенной стадией развития Карпат связано формирование Предкарпатского краевого (передового) прогиба, размещенного за пределами ВЕИ в зоне сочленения альпид и молодой платформы.

Различная тектоническая позиция родственных Предкарпатского и Львовского краевых (передовых) прогибов во многом определяла особенности их структуры, развития и, как следствие, минерации. С разме-

щением Львовского прогиба на стыке с древней жесткой платформой согласуются в целом его большая ширина и расплывчатость внешних границ, относительно умеренные скорости погружения и деформации выходящих его толщ, а также широкое развитие в составе последних континентальных формаций, в частности угленосной. Предкарпатский прогиб, расположенный на сочленении с молодой платформой, отличается ярко выраженной линейностью и дислоцированностью при небольшой ширине, резкой асимметрией и изменчивостью формаций их простирания, а также преобладанием в их составе морских формаций, содержащих нефтяные и газовые залежи.

Анализ эволюции сетки разломов фундамента в связи с формированием чехла платформы дает ключ для выяснения закономерностей размещения и формирования локальных структур. Исходя из характера отражения разломов фундамента разного ранга и кинематического типа в породах чехла, на Вольно-Подольи могут быть выделены следующие структурные формы:

1. Шовные (шарнирные) валы унаследованного развития, контролируемые Ростоко-Опольской, Пержанско-Кременецкой и Толтровой зонами разломов. К этому же типу структур, по-видимому, относится Полеская седловина вдоль Центрального разлома. В структуре чехла они выделяются в виде пологих протяженных валообразных поднятий и седловин, картируемых на разных стратиграфических уровнях. Характерным картировочным признаком являются приуроченные к ним многоярусные рифогенные фации.

2. Надразломные (рубцовые) валообразные поднятия кон- и постседиментационного развития, контролируемые доплатформенными разломами. Рост этих структур обуславливали встречные малоамплитудные перемещения вдоль оси разломов. Наиболее характерны они для мегаблоков карелид. К числу наиболее изученных относится Локачинский вал (20x4 км) вдоль одноименного разлома на Полеском мегаблоке.

3. Постседиментационные и неясно конседиментационные структуры преимущественно штампового типа (флексуры, грабен-синклинали, горст-антиклинали), контролируемые высокоамплитудными платформенными разломами. Структурный план и активность роста дислокаций этого типа находились в прямой зависимости от масштабов проявления ортогональных разломов фундамента. В эпохи растяжения, коррелируемые с соответственно геосинклиальной стадией развития Галицийской и Карпатской геосинклиналей, преобладали флексурно-обросовые и сбросо-грабенные дислокации, контролируемые меридиональными разломами (Радеховская флексурно-обросовая зона в раннем палеозое, система унаследованных меловых меридиональных флексур и др.). В эпохи сжатия, совпадающие с орогенными ста-

диями развития сопредельных геосинклиналей, резко усиливался рост локальных поднятий взбросо-горстового типа, связанных с активизацией широтных разломов (Овадненское, Ратненское и др.).

4. Промежуточная складчатость, характерная для внешней зоны Львовского передового прогиба. Формирование ее определялось, с одной стороны, подвижками блоков фундамента по доплатформенным разломам, обуславливающим линейное расположение надразломных брахиантиклиналей, с другой – орогенческими тангенциальными напряжениями со стороны галицид, вызывающими асимметрию складок и уложение их взбросо-надвижами.

Менее ясна природа кольцевых структур, широко развитых на территории Полеского мегаблока. Геолого-геофизические и геоморфологические признаки этих структур позволяют относить их к типу отраженных складок, наследующих гранитно-гнейсовые массивы (купола) фундамента [128]. Важная роль в их унаследованном росте принадлежала, по-видимому, сдвиговым напряжениям, вызывающим деформации гранит-мигматитовых массивов фундамента под действием пары сил. О.И.Слензак [150] именует этот тип структур в фундаменте Ущ "локальными структурами (ядрами) вращения".

Таким образом, с позиций блоковой тектоники современное строение чехла Вольно-Подольи представляется как система различных по механизму образования взаимосвязанных тектонических структур разного ранга, формирование и размещение которых направлялось многоуровневой системой соподчиненно связанных разломов фундамента. Наиболее консервативными элементами на платформенном этапе развития региона являлись Подольский протоплатформенный и Полеский, Приднестровский и Львовский протогеосинклинальные мегаблоки гетерогенного фундамента, разделенные планетарными зонами разломов диагональной системы. Обуславливая первичную латеральную и вертикальную неоднородность земной коры, эти мегаблоки предопределяли унаследованность плана последующих деформаций фундамента и размещение наиболее крупных региональных платформенных структур. С активностью платформенных разломов ортогональной системы было связано формирование новообразованных структур более низкого ранга.

## Г Л А В А 5

### СХЕМА РАЗДОМНО-БЛОКОВОЙ ТЕКТониКИ ФУНДАМЕНТА ВОЛЫНО-ПОДОЛИИ КАК ОСНОВА ПРОГНОЗНОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Анализ размещения известных на Волыно-Подольи месторождений и проявлений полезных ископаемых на основе установленных закономерностей разломно-блоковой тектоники создает дополнительные предпосылки для разработки тектонических критериев прогнозного районирования.

**Рудные полезные ископаемые.** Разработанная схема разломно-блоковой тектоники позволяет прежде всего подойти к дифференцированному анализу потенциальной рудоносности погруженного фундамента Волыно-Подольи (рис. 30). Такой анализ для Волыно-Подольи важен потому, что на значительной части ее территории фундамент залегает на небольшой глубине, доступной для промышленной разработки.

Наиболее общую оценку перспектив региона в отношении месторождений, связанных с фундаментом, определяет структурно-формационная неоднородность составляющих его протогессинклиналичных и протоплатформенных мегаблоков, характеризующихся разнотипной эндогенной минерализацией [90, 106 и др.]. С учетом металлогенических характеристик более полно изученных аналогов на Ущ, мегаблоки карелид и прежде всего наименее погруженный Полесский мегаблок должны рассматриваться как перспективные на месторождения цветных и благородных металлов, приуроченные к протогессинклиналичным вулканическим поясам и сопровождающим их основным и ультраосновным интрузиям. Для этих мегаблоков характерен также широкий спектр рудной минерализации, связанной с гранитоидным магматизмом заключительной орогенной стадии развития карелид. Поиск закономерностей размещения конкретных источников рудных концентраций в зонах карелид требует выяснения их внутренней структурно-формационной зональности, обусловленной стадийным развитием континентальной земной коры. К сопредельным с карелидами зонам протоактивизации протоплатформенных мегаблоков обычно приурочены окраинные

вулкано-плутонические пояса омалического профиля, включающие гранитоидные формации типа рапакиви, с которыми связаны гидротермальная минерализация полиметаллов, а также редких и благородных металлов [201].

Различная тектоническая подвижность мегаблоков гетерогенного фундамента на платформенном этапе развития Волыно-Подольи обусловила разный характер последующих тектоно-магматических процессов, что сказалось на размещении и рудоносности платформенных формаций. К мегаблокам карелид приурочены наиболее активные проявления позднекембрийского регионального траппового вулканизма, с которым генетически связана самородно-медная, сульфидно-полиметаллическая и кобальт-никелевая минерализация [39, 41]. Здесь можно ожидать обнаружение дифференцированных интрузивных массивов с сульфидными медно-никелевыми рудами норильского типа [17]. В пределах Полесского мегаблока установлены также потенциально металлоносные трапповые образования щелочно-ультраосновного и среднекислого состава.

На большей части территории Подольского протоплатформенного мегаблока траппы отсутствуют, занимая по отношению к нему окаймляющее положение. Тектоно-магматическая активизация на платформенном этапе здесь выразилась преимущественно локальным коровым магматизмом, следы которого установлены в бассейне р. Сось в виде туфов и эффузивов липарит-трахитового состава. С коровым типом вулканизма согласуется типоморфный ряд установленных здесь проявлений (коренных и ореолов рассеяния): галенита, сфалерита, меди, барита, флюорита, киновари, реальгара, молибденита, самородного золота [106, 122, 132 и др.]. Большая часть перечисленных минералов фиксируется непосредственно в кислых вулканитах.

Показателем специфики условий платформенного рудообразования на площади Подольского мегаблока является своеобразный комплекс месторождений и рудопроявлений так называемого подольского типа: "подольские шаровые фосфориты", "подольский тип" флюоритового и свинцово-цинкового стратиформного оруденения, "уникальные подольские силциты" [132, 144]. Формированию развитых здесь повышенных минеральных концентраций способствовали как особенности первичных условий осадконакопления в обстановке устойчивого мелководья, так и последующие эпигенетические преобразования, усиливаемые многократным чередованием процессов разрушения, химического выветривания, перемыва и переотложения осадков, которые вели к вторичному минеральному обогащению. Важным источником рудных компонентов являлись продукты разрушения, соотносимые с сопредельного Ущ.

Таким образом, различный стиль тектонического развития выделен-



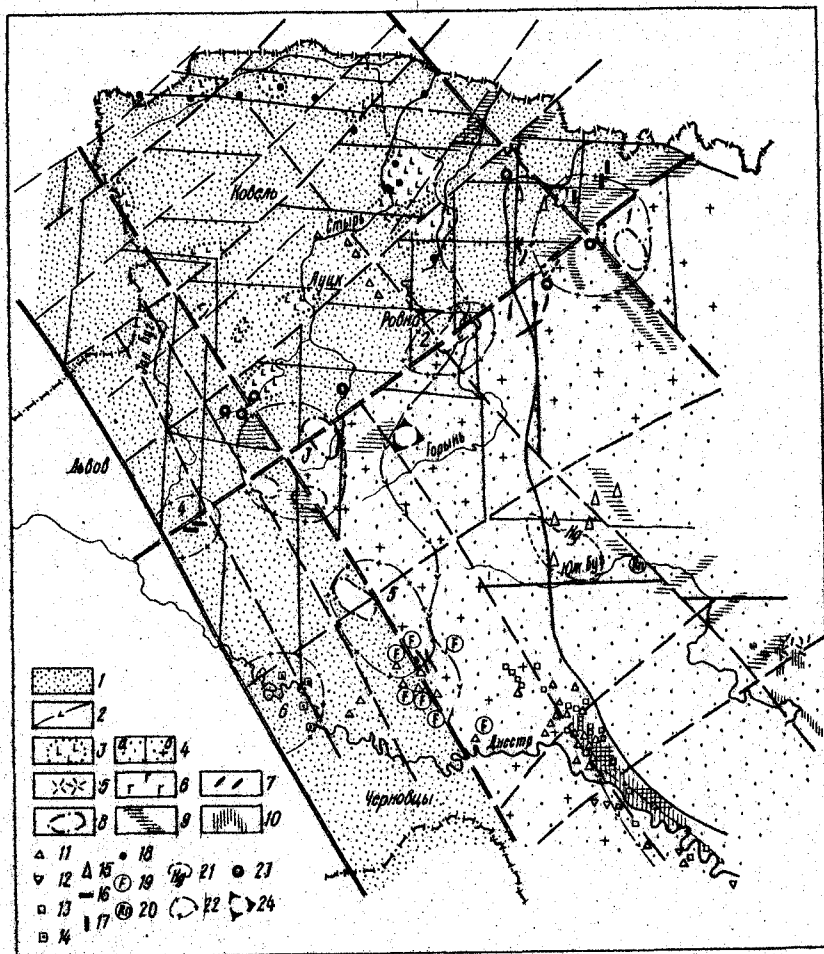


Рис. 30. Схема прогнозного районирования Волино-Подольи на эндогенные полезные ископаемые. Мегаблоки фундамента с различной минерагенической специализацией (минерагенические области): 1 - свекофенно-карельские с региональным проявлением вандского траппового вулканизма; 2 - граница распространения вандских платоэвазалтов; 3 - гиабиссальные трапповые интрузии габбро-дацитов; 4 - Подольский архейский протоплатформенный мегаблок с локальным проявлением платформенного, преимущественно корового вулканизма (♣), окраинные зоны раннедокембрийской протоактивизации (♠); 5 - вулканиды диарит-трахитового состава; 6 - массивы габбро; 7 - дайки основного и ультраосновного состава; 8 - совпадающие в плане магнитные и гравитационные максимумы, связываемые с телами базитов и ультрабазитов; 9 - зоны целочного метасоматоза в породах фундамента;

10 - зоны гидротермальной переработки пород фундамента. Зоны минерализации: 11 - галенита и сфалерита; 12 - барита; 13 - флюорита; 14 - медистых песчаников; 15 - молибдена; 16 - титан-циркониевой россыпной минерализации; 17 - никеля и кобальта; 18 - самородной меди; 19 - геогеохимические аномалии: 19 - фтора; 20 - редона; 21 - ореолы рассеяния ванадия; 22 - контуры предполагаемых рудных телов; 1 - Рокитнянского; 2 - Ровенского; 3 - Бродовского; 4 - Перемильнянского; 5 - Сатановского; 6 - Черналицкого; 23 - участки повышенного содержания пиропа в современном аллювии; 24 - мантийный диапир по данным ГСЗ

ных Подольского, Полесского, Приднестровского и Львовского мегаблоков на доплатформенном и платформенных этапах, а также специфики приуроченных к ним эндогенных и экзогенных процессов позволяют рассматривать эти мегаблоки как естественные минерагенические области, ограниченные Ростоцко-Опольской, Пержанско-Кременецкой и Толтровой шовными зонами.

Последние имеют самостоятельное металлогеническое значение, хотя на территории Волино-Подольи они изучены еще недостаточно (в качестве шовных зон они ранее не выделялись). О их высокой перспективности свидетельствует сложная многометалльная минерализация Сущано-Пержанской зоны на УИ. Нижнепротерозойские габбровые массивы, приуроченные к зоне (1940-1740 млн. лет по калий-аргоновому методу), содержат значительные концентрации апатита и ильменита. Для Сущано-Пержанской зоны характерно широкое проявление процессов целочного метасоматоза и грейзенизации с фтор-цирконий-редкоземельной минерализацией. Повышенная рудоносность Сущано-Пержанской зоны связывается с ее многократной активизацией. Возрастной интервал развития в ее пределах вулканидов и метаморфитов составляет 1900-1100 млн. лет.

Аналогичные перспективы в отношении рудоносности намечаются и для менее изученной Толтровой зоны, определяющей, как и Сущано-Пержанская, границу между протоплатформенным и протогессинклинальным мегаблоками. Такой вывод подтверждается следующими фактами. В Толтровой зоне (районы сел Заречанка, Гусятин, г. Городок) обнаружены подземные воды с повышенным содержанием фтора (до 4,2 мг/л). С фторовыми гидроаномалиями пространственно совпадает прожилково-вкрапленная сфалерит-галенитовая минерализация в отложениях кембрия, ордовика и силура. В последние годы в Толтровой зоне (район шт. Сатанов, с. Маков) Подольской комплексной гидрогеологической партией выявлены гидрогеохимические аномалии рубидия, цезия.

Структурные и рудно-геохимические особенности Сущано-Пержанской и Толтровой зон позволяют сопоставлять их с особым в металлогеническом отношении типом разломов, получившим название рудоконцентрирующих или тектоно-метасоматических зон и охарактеризованным в трудах

И.Н.Томсона, М.А.Фаворской, Я.Н.Белевцева, Д.С.Галецкого, В.А.Рябенко, О.И.Сленяка, В.И.Почтаренко и др. Металлогения этих зон рядом исследователей связывается с их принадлежностью к глубинным средам. Им свойственна значительная протяженность при сохранении однотипных минеральных новообразований в виде щелочных метасоматитов, вторичных кварцитов и грейзенов, сформировавшихся при активном участии щелочей ( $K$  и  $Na$ ) и летучих элементов, особенно фтора. С ними на УЩ связаны зоны многокомпонентных геохимических аномалий. К этому же типу разломов, по-видимому, может быть отнесена и Центральная зона, для которой также характерна многостадийность породо- и рудообразующих процессов, включавших пластические и хрупкие деформации, метаморфизм, щелочной метасоматоз (альбититы и альбит-микроклиновые породы) и грейзенизацию [54]. Специфический состав и вполне определенные геолого-структурные условия таких зон в различных регионах явились основанием для выделения особого генетического типа месторождений — месторождений полевошпатовых метасоматитов [52].

Значительные масштабы метасоматических зон по простиранию и глубине выдвигают их в число важнейших объектов для поисковых работ как на УЩ, так и его склонах. Эти выводы подтверждаются данными глубокого бурения на территории Воляно-Подолья. Так, в скв. Кременец-1 и Заложки-1, пробуренных вблизи Пержанско-Кременецкой и Толтровой зон, в породах фундамента В.А.Котыдом отмечаются признаки "микроклин-кварцевого метасоматоза" гнейсов. Отдельные интенсивно преобразованные породы здесь приобрели состав, близкий к гранитному. Для них характерны порфириобласти прозрачного микроклина, резкие вариации состава, полосчатая текстура.

Важное поисковое значение имеет факт приуроченности к шовным зонам массивов основных пород, фиксируемых контрастными магнитными и совпадающими с ними гравитационными аномалиями. В зоне Суцано-Пержанского разлома они апатит- и хлещенитоносны. Приуроченность к шовным зонам разновозрастных прибрежных фаций выдвигает их в число перспективных и в отношении россыпных месторождений. Россыдная минерализация 7<sub>1</sub> и 7<sub>2</sub> отмечается Т.В.Никулинсь, в частности, в песках тортона вдоль Пержанско-Кременецкой зоны (Перемышлянский район, села Болотня и Подусов).

Неравномерное развитие метасоматических и вулканических процессов в пределах шовных зон ставит сложную задачу выявления максимально благоприятных участков для образования рудных концентраций. Анализ пространственного размещения известных на Воляно-Подолья рудопроявлений подтверждает выводы многих исследователей о рудоокаляющей роли узлов пересечения разноориентированных разломов. К узлу пересечения

Пержанско-Кременецкой и Центральной зон разломов приурочены многочисленные рудные объекты в северо-западной части УЩ (Рокитнянский узел). Развитие здесь продолжения молибдена А.Я.Хатунцева [50] связывается с магматическими и постмагматическими процессами поздней и дороторогенных этапов развития "Осишской геосинклинали". К узлу пересечения Толтровой зоны и Тетеревского разлома (район г. Сатавов) приурочены высокоминерализованные хлоридно-натриевые воды, воды типа "Нафтуса" и гидрогеохимические аномалии рубидия, цезия и фтора. К участку пересечения Тетеревского разлома с Ростоцско-Опольской зоной тяготеют нижнедевонские меденосные песчаники, а к узлу пересечения последней с Пержанско-Кременецкой зоной — титан-циркониевые россыпи. Эти данные позволяют рассматривать указанные участки, а также структурно аналогичные им, как первоочередные объекты для постановки поисково-оценочных работ. Особого внимания заслуживают узлы пересечения планетарных зон глубинных разломов.

При поисках рудных ископаемых важное значение имеет также учет морфо-кинематических характеристик платформенных разломов. Устанавливаемая на Воляно-Подолья временная связь активности меридиональных разломов (сбросов) с эпохами растяжения, а широтных (взбросов) — с эпохами сжатия позволяет предполагать их различную магматическую и металлогеническую специализацию. Эти выводы согласуются с результатами исследований В.И.Почтаренко, Я.Я.Ткаченко и других геологов на сопредельной части УЩ. По данным глубинного картирования, на западе УЩ меридиональные разломы выражены в основном зонами растяжения, контролируемыми положением "опущенных" блоков. С ними связаны интрузии преимущественно основного состава в виде даек диабазов и штоков габброидных пород. Широтные разломы, выходящие на шите как наиболее молодые нарушения, представлены зонами дробления, в пределах которых блоки имеют характерную для зон сжатия тенденцию к относительному воздыманию, а местами к образованию надвигов. С ними, в отличие от меридиональных разломов, связаны процессы "постскладчатого" гранитоидного магматизма, на севере шита "разъедающего" оснишские складчатые структуры.

Более широкие обобщения, проведенные авторами "Карты разломов территории СССР" [5], свидетельствуют о приуроченности к разломам, активным в условиях сжатия, большей части гидротермальных месторождений олова, вольфрама, свинца, цинка, меди, молибдена и других. Магматические месторождения меди, никеля тяготеют к зонам растяжения. Исходя из предполагаемой парагенетической связи большинства платформенных разломов ортогональной системы со сдвигами важное поисковое значение имеют узлы их сочленения с диагональными

глубинными сдвигами, где вероятно образование магмо- и рудоконцентрирующих систем "лестничного типа".

Таким образом, разделение разломов на ранги и морфо-кинематические типы с учетом господствующих в разные стадии тектонического развития региона геодинамических обстановок создает важные предпосылки для перехода от региональных металлогенических построений к локальному прогнозированию рудных объектов как на шите, так и в "закрытых" участках платформ.

**Нефть и газ.** Известные на территории древних платформ нефтегазонаосные бассейны связаны с крупными подвижными блоками фундамента, ограниченными глубинными разломами. Для многих бассейнов доказана связь с рифтами (авлакогенами). Исследования последних десятилетий приводят к выводу о том, что положение этих подвижных блоков предопределено гетерогенной структурой фундамента. В частности, отмечается пространственная приуроченность рифейских авлакогенов к блокам карелид. Эта унаследованность передается и наложенным на них синеклизам вплоть до новейших этапов, максимально прогнутые участки которых тяготеют к узлам пересечения разноориентированных рифейских авлакогенов.

В пределах нефтегазонаосных бассейнов разломно-блоковой структуре фундамента подчинено также размещение залежей углеводородов, хотя природа этой связи трактуется по-разному. Дискуссионность роли разломов в формировании месторождений нефти и газа во многом объясняется недостаточной изученностью разломно-блоковой тектоники фундамента. В участках с мощным осадочным чехлом, какими являются нефтегазонаосные бассейны, традиционные геофизические методы эффективны лишь для выявления нарушений со значительной амплитудой вертикального смещения, в то время как малоамплитудные разломы, в частности глубинные сдвиги, обычно ими не улавливаются. В связи с этим становится все более очевидной необходимость дифференциации разломов фундамента по характеру их проявления в осадочном чехле и влиянию на процессы осадко- и нефтегазонакопления.

Основные перспективы поисков нефти и газа на территории Вольно-Подольи связываются с "Львовским палеозойским прогибом", под которым понимают наиболее подвижную и максимально погруженную окраинную часть платформы с широким возрастным диапазоном предполагаемых коллекторов - от карбона до рифея. Вероятность наличия здесь залежей нефти и газа подтверждается многочисленными их проявлениями. Вместе с тем перспективы прогиба в целом и его составных частей оцениваются неоднозначно, что отрицательно сказывается на планировании и ведении поисково-разведочных работ. Основной причиной противоречивых рекомен-

даций является различная трактовка природы прогиба и его внутреннего строения.

Принципиально важным для прогнозной оценки Львовского прогиба на горючие полезные ископаемые является вывод о его принадлежности к передовым (краевым) прогибам (Н.С.Шатский, Ю.М.Пушаровский, В.В.Глушко, А.В.Хижняков, И.Б.Вишняков, А.П.Медведев и др.). Как известно, уже само выделение структур этого типа является важным структурным поисковым признаком на нефть, газ, уголь и другие полезные ископаемые. Однако, если сам факт существования палеозойского передового прогиба на территории Вольно-Подольи не вызывает сомнения у большинства исследователей, то возрастной объем орогенных формаций и соответственно границы прогиба решаются неоднозначно. Существенные разногласия имеются и в трактовке его внутренней структуры. В большинстве опубликованных тектонических схем структура Львовского прогиба трактуется с позиции ведущей роли меридиональных разломов в формировании его границ и внутренней зональности. В пределах прогиба выделяют на этом основании западную погруженную (внутреннюю) часть и восточный борт, разделенные Радехов-Рогатинской системой меридиональных сбросов. Вместе с тем ось прогиба и простирание осложняющих его складчатых структур траассируются в северо-западном направлении. Неоднозначно оценивается также и нефтегазонаосность выделяемых зон. Одни исследователи первоочередным для опосредования считают восточный борт прогиба в пределах Покутско-Буковинского поперечного поднятия, другие наиболее перспективной определяют его погруженную западную часть, третьи - зону, тяготеющую к Радеховскому разлому.

С позиций блоковой тектоники намечаются следующие структурно-тектонические критерии оценки перспектив нефтегазонаосности Львовского прогиба и вытекающие из них рекомендации (рис. 31, 32):

1. В объеме предполагаемых нефтевещающих толщ (рифей - карбон) территория Львовского прогиба структурно неоднородна и объединяет качественно разные структурно-динамические типы осадочных бассейнов: Вольно-Полесский прогиб доплитной стадии развития ВЕ1, Днестровский перикратонный прогиб и Львовский краевой прогиб, включающий внутреннюю (Нестеровскую) и внешнюю зоны. Структурная неоднородность в плане и разрезе обуславливает дифференцированный подход к оценке перспектив этой территории и ведению поисковых работ.

2. Известные на Вольно-Подольи промышленные залежи газа в нижне- и среднедевонских отложениях структурно приурочены к внешней зоне Львовского краевого прогиба (Великомосточское месторождение) и прилежащему склону платформы (Локачинское месторождение), которые отличаются типом складчатых деформаций и связанных с ними структурных

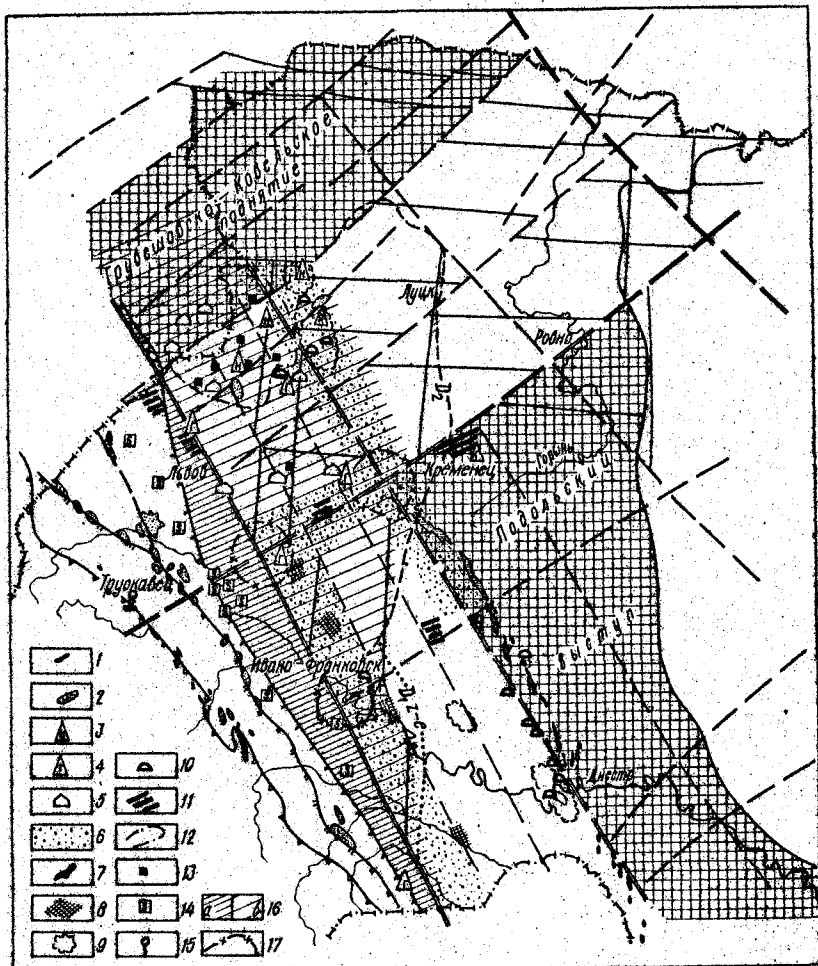


Рис. 31. Схема прогнозного районирования Волыно-Подолья на горючие ископаемые.  
 Месторождения: 1 - нефти; 2 - газа; проявления углеводородов в отложениях венда-нижнего палеозоя; 3 - нефти; 4 - газа; 5 - битумов; 6 - предполагаемые зоны развития погребенных силурийских рифогенных фаций, перспективных на нефть и газ; 7 - верхнетортоонские - ильнесарматские рифовые массивы Толтрового края; 8 - нижнетортоонские сиогермы; 9 - структуры в силурийских отложениях, по геофизическим данным и бурениям; 10 - одиночные силурийские сиогермы, установленные в обнажениях и по керну скважин; 11 - месторождения и проявления бурого угля ("приднепровская угленосная формация", по М.Ю.Федушаку и В.С.Бурову

[192]); 12 - граница Львовского угольного бассейна; месторождения и проявления: 13 - каменного угля; 14 - серы; 15 - вод типа "Надгуса"; 16 - территория Львовского прогиба с положительной оценкой перспектив нефтегазоносности: 17 - внутренняя зона, 18 - внешняя; 19 - предполагаемые перспективные узлы

ловушек. Во внешней зоне преобладают складчатые формы переходного типа, формирование которых определялось воздействием на чехол, с одной стороны, блоковых перемещений фундамента вдоль продольных доплатформенных разломов, обуславливавших аналогичную ориентировку линий надразломных брахиантиклиналей, с другой - тангенциального сжатия со стороны галицид. Для антиклиналей и усложняющих их осевых взбросо-надвигов характерно выполаживание с глубиной и затухание к внешней границе прогиба.

На прилегающем к Львовскому прогибу склоне платформы (к северо-востоку от Толтровой вонны) преобладают изолированные локальные поднятия, представленные двумя основными типами: 1) малоамплитудными надразломными валобразными поднятиями кон- и постседиментационного развития; 2) преимущественно постседиментационными горст-антиклиналями штампового типа. В размещении первых видна отчетливая связь с системой северо-восточных (поперечных) разломов. При их формировании наряду с прямым воздействием на чехол малоамплитудных блоковых перемещений заметную роль, по-видимому, играли процессы пластического перераспределения вещества. Наряду с хорошо изученным газосносным Локачским валом вдоль одноименного северо-восточного разлома здесь можно ожидать выявление сходных ловушек на простирании Луцкого и Стокодского разломов. Амплитуда валобразных поднятий, по-видимому, увеличивается в сторону Ковальско-Грубешевской поперечной седловины.

Размещение штамповых горст-антиклиналей подчинено широтным взбросам. Наиболее выраженной является Оваденская горст-антиклиналь, ограниченная с юга Владимир-Вольноским взбросом. Вероятными ее структурными аналогами являются более глубоко погруженные широтно ориентированные локальные поднятия, выявляемые сейсморазведкой вдоль Толтровой вонны.

3. Закономерности размещения залежей углеводородов в хорошо изученных нефтегазоносных краевых прогибах (Предкарпатском, Предуральском и др.) позволяют высказать предположение о продуктивности внутренней зоны Львовского прогиба. Основными коллекторами внутренних зон являются, как правило, трещиноватые породы, связанные с линейными антиклинальными складками, усложненными надвигами и взбросами. В Нестеровской зоне, где насчитывается до пяти линий антиклиналей, последние характеризуются "сквозным" строением, а также нарастанием углов падения с глубиной при общем смещении сводов к юго-западу [193].





серии под слабо проницаемую известково-глинистую толщу силура, представляющие благоприятные участки для формирования стратиграфически экранированных ловушек [50]. С формированием Львовского краевого прогиба в условиях преобладающего сжатия связана структурная перестройка, сопровождавшаяся усложнением и частичным реформированием раннепалеозойских структур [193]. Для этой стадии характерен рост различного типа инверсионных структур при ведущей роли взбросо-горстовых, взбросо-сдвиговых и взбросо-надвиговых дислокаций. На платформенном склоне развиваются надвзломные валы и горст-антиклинали, размещение которых, в отличие от предыдущей стадии, подчинено, северо-восточным и широтным разломам. Следует отметить, что складные по времени структурные преобразования фиксируются и на территории Балтийской синеклизы. Здесь выделяется два типа локальных структур: 1) структуры с интенсивным ростом в кембрии, силуре и раннем девоне, которые связаны с нарушениями субмеридионального и северо-западного простирания и 2) "постседиментационный тип" локальных структур, сформированных в основном в конце каледонского этапа, большинство из которых приурочено к субширотным и северо-восточным разломам [111].

5. Для разработки структурно-тектонических критериев поисков месторождений нефти и газа важен учет морфо-кинематических различий разломов разных систем. Проведенные исследования показывают, что разломы диагональной системы, проявившиеся как малоамплитудные нарушения, контролировали общий план размещения Львовского прогиба, а также его продольную и поперечную зональность. Высокоамплитудные разломы ортогональной системы активно влияли на формирование локальных структур и тектонических экранов. Благоприятные условия для тектонического экранирования залежей углеводородов могли создаваться в частности вдоль многократно подновляемых высокоамплитудных меридиональных сбросов и широтных взбросов в головных частях тектонических ступеней на контакте кембрийских песчаных коллекторов с перекрывающими глинисто-мергелистыми отложениями силура. Опыт разведочных работ в Балтийской синеклизе свидетельствует о приуроченности к узлам пересечения меридиональных и широтных разломов большинства тектонических экранированных ловушек. Важной особенностью развитых здесь продуктивных структур является их размещение вдоль взброшенных краев блоков. Высокоамплитудный характер разломов ортогональной системы позволяет широко использовать для их выявления методы сейсмо- и гравиметрические. Вследствие активизации этих разломов в альпийскую эпоху они проявляются в структуре приповерхностных мезо-кайнозойских комплексов. Активизированные в раннем мезо-раннепалеозойские сбросы находят, в частности, отражение в меридиональном плане эрозивных гра-

ниц девона и карбона на доверхнемаловой поверхности. Возобновление подвзбросов по широтным разломам в неоген-четвертичное время обуславливает высокую информативность при их картировании геоморфологических методов, а также аэро- и космифотодешифрования.

6. Многочисленные примеры структурной приуроченности месторождений нефти и газа к поперечным разломам и особенно узлам их пересечения с продольными [69, 211] выдвигают в число перспективных областей центриклинального замыкания Львовского прогиба по Пержанско-Кременецкой зоне разломов, а также Ковельско-Грушевскую седловину, разделяющую Львовский и Люблинский прогибы. К юго-восточному склону последней пространственно тяготеют Локачинское и Велкомостовское месторождения газа. При этом оба месторождения лежат на простирании Локачинского поперечного разлома. Важно отметить совпадение во времени максимальной активности северо-восточных разломов фундамента Волино-Подольи с орогенными стадиями развития сопредельных геосинклиналей, когда, по мнению большинства исследователей, создаются наиболее благоприятные условия для формирования залежей нефти и газа. Продольные разломы в эти эпохи выступают как зоны сжатия. Этот структурный критерий указывает на перспективность локальных Литоважской, Ильковичской, Северо-Дмитровской, Бутинской, Боянецкой и Колодинацкой структур, тяготеющих к узлам пересечения поперечных Стоходского, Локачинского и Луцкого разломов с продольными. Во внутренней зоне Львовского прогиба в местах пересечения поперечными разломами линейных антиклиналей возможно обнаружение "аномальных" брахиформных куполовидных складок с повышенной трещиноватостью, которые в краевых прогибах нередко служат местом скопления углеводородов, а также киновари.

7. Среди тектонических структур, перспективных для поисков месторождений горючих полезных ископаемых, особая роль принадлежит шарнирным зонам, приуроченным к границам блоков фундамента с разной подвижностью [187]. На Волино-Подольи шарнирный характер блоковых перемещений наиболее четко выражен вдоль Ростоцко-Опольской, Толдровой и Пержанско-Кременецкой шовных зон. Последние контролируют размещение длительно развивавшихся шарнирных валов, границ выклинивания литолого-стратиграфических комплексов, разновозрастных (силур, неоген) рифовых фаций. Во время перерывов в осадконакоплении вдоль этих зон могли формироваться палеогеоморфологические ловушки (ряды возвышенностей, зоны карста и др.). С ними совпадают высокоградиентные зоны новейших и современных движений, играющих важную роль в миграции углеводородов в альпийскую эпоху. Поэтому эти зоны могут рассматриваться как самостоятельные объекты поисково-разведочных работ, где можно ожидать разнотипные ловушки.

С изучением Толтровской и Пержанско-Кременецкой зон связано решение таких принципиальных вопросов, как структурные границы Львовского прогиба и их роль в фациальной изменчивости продуктивных частей разреза, а также рифовой проблемы. Особый интерес представляет узел пересечения этих зон (Бродовский). По данным сейсморазведки, к нему приурочен участок сосредоточения локальных структур (Ясеновская, Бродовская и др.). В качестве первоочередных объектов для изучения могут быть рекомендованы также узлы пересечения Толтровской зоны со Стоходским, Локачинским и Луцким поперечными разломами. В частности, к месту пересечения Толтровской зоны и Луцкого разлома приурочено сгущение локальных структур (Бужанская, Кустинская, Немилловская). Проведение профильного бурения через эти структуры важно как для проверки их нефтегазоносности, так и для выявления погребенных силурийских рифов.

Важным объектом для проведения поисковых работ является Ростоцко-Опольский краевой шов, наиболее доступный для изучения за пределами Львовского прогиба (к юго-востоку от Пержанско-Кременецкой зоны). Приуроченность к краевому шву разновозрастных конседиментационных валлообразных поднятий, к которым в силуре, неогене и, вероятно, в девоне были приурочены рифогенные постройки, свидетельствует о целесообразности продолжения работ на участках Перемшляны, Завадовка, Бучач, Подгайцы. С позиций блоковой тектоники подтверждается, в частности, вывод о высокой перспективности Перемшлянского участка, тяготеющего к узлу пересечения Ростоцко-Опольского краевого шва с Пержанско-Кременецкой зоной. Здесь В.А.Котыком и другими установлена высокая газонасыщенность кембрийских отложений, и из низов доминопольской свиты получен значительный приток газа. Заслуживает также внимания Чернелицкий узел в месте пересечения Ростоцко-Опольской зоны и Тетеревского разлома. Влияние его на структуру чехла проявляется, в частности, в резком усложнении долины р. Днестр. Перспективность шарнирных зон и прилегающих к ним участков подтверждается прямыми признаками нефти и газа на разных стратиграфических уровнях: район г. Кременец (рифей, венд), шт Олеско (кембрий), с. Давиденя (кембрий) и др.

Угольные месторождения. Блоковой структуре фундамента на Волно-Подоллии подчинено также размещение угольных месторождений. В общей форме эта связь проявляется в приуроченности участков угленакопления к зонам сочленения крупных блоков, отличающихся тектонической подвижностью. Наиболее убедительным свидетельством разломно-блокового контроля угленакопления является повсеместная приуроченность угольных бассейнов к передовым прогибам, развивающимся над краевыми швами

платформ и геосинклиналей. К их числу относится Львовско-Волынский угольный бассейн в пределах Львовского краевого прогиба. Определяющим фактором формирования здесь мощной циклично построенной угленосной формации являлось сопредельное расположение горно-окладчатой области, характеризовавшейся в карбоне тенденцией к поднятиям и служившей основным источником сноса терригенного материала, в области погружения вдоль края платформы перед ее фронтом. Установленная к настоящему времени промышленная угленосность Предгайцийского прогиба, как и большинства передовых прогибов, структурно совпадает с его внешней зоной.

Структурная связь районов угленакопления с глубинными шовными зонами длительного развития ярко выступает в размещении мюленовой "приднепровской угленосной формации" [192]. Характерную особенность ее определяет цепочное расположение небольших буротольных месторождений местного промышленного значения вдоль Ростоцко-Опольской, Пержанско-Кременецкой и Толтровской зон, которые контролировали в раннем торгоне размещение прибрежных терригенно-углистых фаций (районы Рава-Русская, Нестеров, Золочев, Кременец, Тереховля и др.).

Таким образом, анализ эволюции разломов фундамента на основе представлений об их структурной, динамической и исторической соподчиненности способствует выяснению более конкретных форм связи между блоковой структурой фундамента, структурами чехла и минеральными концентрациями, что создает необходимые предпосылки для разработки научных основ локального прогнозирования месторождений полезных ископаемых.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Весь изложенный в монографии материал приводит к следующим выводам:

1. В пределах Волино-Подолья, как и на остальной части ВВП, устанавливается унаследованная связь между блоковой структурой кристаллического фундамента, внутренним строением толщ осадочного чехла (распределением в них изопахит, литофаций и складчатых деформаций), формами рельефа и закономерностями размещения в его недрах эндогенных и экзогенных полезных ископаемых, что позволило сделать вывод о возможности широкого применения анализа блоковой тектоники для изучения истории геологического развития и выяснения перспектив на минеральное сырье платформенных геоструктур территории Украины и других регионов.

2. Основу тектонической структуры гетерогенного фундамента Волино-Подолья составляют системы разломов и возникшие на их основе мегаблоки: Подольский — протоплатформенный; Полесский, Приднестровский и Львовский — протогоосинклинальные. Их границами являются Толтровая, Пержанско-Кременецкая и Ростоцко-Опольская шовные зоны, входящие в систему древнейших диагональных разломов ВВП.

3. Форма и пространственная ориентировка региональных блоков фундамента Волино-Подолья определялись разломами двух основных систем — диагональной и ортогональной, заложение которых было приурочено к разным этапам развития платформ. Образование первых связано со становлением складчатой структуры фундамента в ходе стадийного развития (аккреции) континентальной земной коры. Система ортогональных разломов заложилась на платформенном (на Подольском мегаблоке — протоплатформенном?) этапе в результате деструкции консолидированного фундамента.

4. На платформенном этапе эти мегаблоки выступали как наиболее консервативные тектонические элементы, которые предопределяли план последующих деформаций фундамента и чехла, а также размещение региональных структур и их структурно-геоморфологическую выраженность

в рельефе. При этом мегаблоки свекофенно-карелид сохраняли унаследованную повышенную подвижность. В структуре чехла к ним приурочены Волино-Полесский рифейский, Днестровский перикратонный и Львовский краевой прогибы. Подольский протоплатформенный мегаблок характеризовался относительной устойчивостью, с чем связано его структурное обособление в виде Подольского выступа.

5. Различные условия формирования разломов диагональной и ортогональной систем находят выражение в особенностях динамики их платформенного развития и морфо-кинематических характеристиках приуроченных к ним дислокаций фундамента и чехла. Первые картируются как малоамплитудные разломы фундамента. Комплекс структурных и вещественных признаков свидетельствует о том, что на платформенном этапе они проявляли свою активность в виде шарнирных зон и сдвигов. Отражением их в чехле являются шовные (шарнирные) валы и надразломные валообразные поднятия. Для разломов ортогональной системы характерны высокоамплитудные вертикальные перемещения. С ними связаны контррастные структуры штампового типа — флексуры, грабен-синклинали, горст-антиклинали.

6. Развитие разломно-блоковых структур на платформенном этапе подчинялось закономерной периодичности, обусловленной сменой во времени региональных геодинамических обстановок, коррелируемых с соответственно геосинклинальной и орогенной стадиями развития сопредельных Галицийской и Карпатской геосинклиналей. Эта периодичность проявлялась как в изменении структурного плана активных разломов, так и их кинематических характеристик. В наибольшей степени структурным перестройствам были подвержены платформенные разломы. В эпохи преобладания напряжений регионального растяжения активно проявлялись субмеридиональные сбросы (зоны растяжения), в эпохи сжатия — субширотные взбросы (зоны сжатия). В отличие от них диагональные разломы выступали как устойчивая во времени сетка конседиментационных нарушений, внутри которой смена геодинамических обстановок проявлялась в относительном усилении структурообразующей роли продольных (северо-западных) разломов в эпохи растяжения и поперечных (северо-восточных) — в эпохи сжатия.

7. Исходя из динамики развития разломно-блоковых структур с учетом форм их отражения в чехле, рельефа и геофизических полях, разломы фундамента Волино-Подолья могут быть подразделены на две основные группы: 1) планетарные и 2) региональные. К первым относятся Пержанско-Кременецкая, Толтровая и Ростоцко-Опольская зоны, обуславливающие первичную тектоническую делимость земной коры и план последующих платформенных деформаций. Региональные разломы в свою очередь подраз-

деляются на доплатформенные, генетически связанные со складчатой структурой фундамента, и новообразованные – платформенные. Выявленные структурно-временные соотношения разломов разных систем и кинематических типов, а также закономерная упорядоченность их структурного рисунка дают основание для выводов, что платформенные разломы в своем развитии выступали как структурно и динамически соподчиненная система нарушений, на формирование которой заметное влияние оказывали напряжения, порождаемые системой сдвигов доплатформенного заложения.

8. Подтверждается вывод о приуроченности юго-западной границы ВВП к линии Тейссея – Торнквоста, совпадающей на территории Украины с Ростоцко-Опольской зоной разломов. Положение ее авторами связывается с глубинным структурным швом между эпикарельским фундаментом ВВП, консолидированным к началу рифея, и эпидальсландским (?) – с незрелой континентальной земной корой (комплексом основания галицид). С намеченным положением границы платформы согласуются позиция и тектоническая зональность Стрыйского постгумного, Львовско-Люблинского периплатформенного, Предкарпатского и Львовского передовых прогибов.

9. Разный стиль тектонического развития Подольского, Полесского, Приднестровского и Львовского мегаблоков как на доплатформенном, так и платформенном этапах являлся определяющим фактором возникновения существенных различий в строении их осадочных образований, проявлений на их участках тектоно-магматических процессов и минералогической специализации. Так, Подольский мегаблок на протяжении весьма длительного времени (от рифея до верхнего мела) обособлялся в виде приподнятого участка, что обусловило формирование на его площади осадочных образований со значительно меньшими мощностями и литофациями преимущественно прибрежных и островных типов. Полесский мегаблок отличался от Подольского резко выраженной расчлененностью рельефа, вызванной густой сетью рассекавших его разломов, и большим размахом вертикальных перемещений внутренних блоков, что отразилось на мощностях и составе слагающих его осадочных толщ, а также более активных вулканических проявлениях. Львовский мегаблок был по сравнению с Подольским и Полесским еще более подвижным, что способствовало накоплению в его пределах наиболее мощных толщ палеозойских и мезозойских осадочных пород и связанных с ними угольных, а также, как мы предполагаем, нефтяных и газовых месторождений.

10. Участки рудной минерализации и концентрации нефтяных углеводородов на площади Воляно-Подолли находятся в тесной структурной и генетической связи с зонами разломов, что ставит последние в ранг

объектов первоочередного исследования. На примере Ростоцко-Опольской, Толтровой и Пержанско-Кременецкой зон разрывных нарушений выявлен механизм развития разломов шарнирного типа и показано их минералогическое значение. На основе этих данных возникло предположение о более широкой распространенности в структурах земной коры явлений шарнирного сочленения сопряженных блоков.

II. Разломно-тектонический анализ позволил сформулировать некоторые новые методические рекомендации для оценки перспектив геологических структур платформенного типа. Составленная нами схема разломно-блоковой тектоники кристаллического фундамента Воляно-Подолли с данными о расположении разрывных нарушений, рельефе различных поверхностей, числовых характеристиках изопакит, составе литофаций, формах складчатых деформаций, проявлениях вулканизма и скоплениях рудной минерализации, а также горючих полезных ископаемых представляет информативную основу для решения вопросов прогнозного районирования площадей западных районов Украины и планирования в их пределах геологопоисковых работ на ближайшие годы.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аджирей Г.Д. Структурная геология. - М. : Изд-во МГУ, 1966. - 493 с.
2. Аджирей Г.Д. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движения земной коры. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 8, с. 3-19.
3. Айсберг Р.Е., Гаренкий Р.Г. Разломная тектоника Белоруссии и смежных районов. - В кн.: Разломы Белоруссии и Прибалтики. Минск : ИСГО АН БССР, 1974, с. 7-24.
4. Аксаментова Н.В., Найденов И.В., Архипова А.А. Этапы формирования и структура фундамента древних платформ (на примере территории Белоруссии). - Геотектоника, 1982, № 5, с. 24-31.
5. Алмазность юго-западной окраины Русской платформы / Отв. ред. Н.П.Семезенко. - Киев : Наук. думка, 1970. - 120 с.
6. Андреева Л.П., Кондратенко-Завьялова Е.А. К стратиграфии палеозойских отложений района г. Рафаловки на Волыни. - Геология и геохимия горюч. ископаемых, 1976, вып. 44, с. 69-71.
7. Антипов В.И., Мельничук М.И. Про відображення сакоганід Українського масиву у Східних Карпатах. - Геологія і геохімія горюч. копалин, 1971, вип. 27, с. 36-42.
8. Басчук Ф.Г., Беланов В.М., Беленцев Я.М. та ін. Тектонічна структура Українського щита. - Геол. журн., 1966, 26, вип. 4, с. 3-13.
9. Баркин С.К., Ермаков Б.В., Иванов Ю.А. и др. Некоторые закономерности размещения и эволюции разломов земной коры и задачи их дальнейшего изучения. - Сов. геология, 1981, № 12, с. 13-24.
10. Башилова И.И., Буш В.А., Макаров В.И. и др. Изучение глубинных разломов и разломная тектоника по данным космических съемок. - В кн.: Разломы земной коры : Тез. докл. совещ. (Москва, февр., 1976 г.). М., 1976, с. 10-12.
11. Белов А.А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. - Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1981, вып. 347. - 212 с.
12. Белоусов В.В. Основы геотектоники. - М. : Недра, 1975. - 262 с.
13. Белоусов В.В. Развитие литосферы и разломы. - Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1976, № 4, с. 6-16.
14. Белоусов В.В. Зидогенные режимы материков. - М. : Недра, 1978, 231 с.
15. Белявский Н.А., Баркин С.К., Ермаков Б.В. и др. Карта разломов территории СССР, сопредельных стран и морей. - В кн.: Разломы земной коры. М. : Наука, 1977, с. 45-53.
16. Бирюлев А.Е. К характеристике Ковельского поднятия. - Докл. АН СССР, 1966, 178, № 2, с. 409-412.
17. Бирюлев А.Е. Распространение продуктов вендского вулканизма в юго-западной части Русской платформы. - Докл. АН СССР, 1969, 189, № 2, с. 336-368.
18. Бирюлев А.Е., Бирюлева Л.В. Базальные отложения средневидавского подъяруса Львовско-Волынской впадины. - Сов. геология, 1974, № 9, с. 141-143.
19. Богданов А.А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской). - Сов. геология, 1964, № 9, с. 3-28.
20. Бойко А.К. Основные переделы в докембрийском развитии юго-западного обрамления Восточно-Европейской платформы. - В кн.: Материалы XI Конгр. Карпато-Балкан. геол. ассоц. (Киев, сент., 1977 г.); Тез. докл. Киев : Наук. думка, 1977, с. 87-88.
21. Бондаренко Б.В. Корреляционная геолого-геофизическая модель тектонических комплексов докембрия Белоруссии. - Докл. АН БССР, 1978, 18, № 4, с. 348-351.
22. Бондарчук В.Г. Геология Украины. - К. : Вид-во АН УССР, 1959. - 839 с.
23. Бондарчук В.Г. Основные вопросы тектоогенеза. - Киев : Изд-во АН УССР, 1961. - 380 с.
24. Бондарчук В.Г. Движение и структура тектоносфер. - Киев : Наук. думка, 1970. - 189 с.
25. Бориников С.А. Тектонофизический анализ процесса формирования трансформной зоны в уруголязкой модели. - В кн.: Проблемы равломной тектоники. Новосибирск : Наука, 1981, с. 26-44.
26. Брунс Е.И. Стратиграфия древних доордовикских отложений западной части Русской платформы. - Сов. геология, 1957, № 59, с. 1-21.
27. Буров В.С., Микита Б.В., Шакин В.А. Особенности строения и развития Свенциско-Добруджанского сооружения. - Сов. геология, 1974, № 5, с. 139-143.
28. Буров В.С., Вишняков И.Б., Карпенчук Ю.Р. К вопросу о литостратиграфическом подразделении в условиях накопления юрских отложений Приднестрья и Волинно-Подолья. - Геол. журн., 1983, 43, № 4, с. 130-136.
29. Быстревская С.С., Пашевич И.К. О глубинной трансрегиональной зоне тектоно-магматической активизации в пределах Восточно-Европейской платформы. - Геол. журн., 1979, 36, № 6, с. 106-112.
30. Валеев Р.Н. Тектоника и минеральная рифа и банеровая Восточно-Европейской платформы. - М. : Недра, 1981. - 216 с.
31. Великанов В.А., Присяжний В.А. Влияние равломно-блоковых структур фундамента на осадонакопление и развитие локальных структур в миоцене Подольского Приднестрья. - Геол. журн., 1971, 31, № 3, с. 90-96.
32. Великанов В.А. Каньковская свита венда Волинно-Подолья. - Геол. журн., 1977, 37, № 1, с. 68-77.
33. Великанов В.А., Асеева Е.А., Иванченко В.Я., Коренчук Л.В. Уточнение к стратиграфической схеме опорного разреза венда Подольского Приднестрья. - Докл. АН УССР. Сер. Б, 1979, № 12, с. 986-991.
34. Веремьев П.С. Некоторые закономерности деформации в докембрии в пределах Подольской протоплатформенной области Украинского щита. - Докл. АН УССР. Сер. Б, 1975, № 9, с. 775-780.
35. Веремьев П.С. Овулчий тектоогенез северо-западной части Украинского щита. - Докл. АН УССР. Сер. Б, 1976, № 5, с. 390-394.
36. Веремьев П.С. Особенности геологического строения и развития в докембрии Волинской области раннепротерозойской складчатости. - Геол. журн., 1981, 41, № 4, с. 31-43.
37. Вишняков И.Б., Котык В.А., Левин Г.И. Структурные особенности Львовского палеозойского прогиба. - Геология нефти и газа, 1966, № 8, с. 23-26.
38. Вишняков И.Б. Особенности геологического строения и развития Волинно-Подолья и Прикарпатья : Автореф. дис. ... канд. Геол.-минерал. наук. - Львов, 1978. - 23 с.
39. Власов Б.И. Верхний докембрий Волини : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. - Киев, 1979. - 28 с.
40. Власов Б.И., Асеева Е.А. Аналог валдайской серии на Волыни. - Тектоника и стратиграфия, 1977, вып. 14, с. 41-54.



41. Воловник Б.Я. Петрология и минералогия трапшовой формации Волино-Подолля: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. - Львов, 1971. - 28 с.

42. Воловник Б.Я., Власов Б.И., Злобенко И.Ф., Лавров Д.А. О составе и возрасте брекчий центральной части Припятского вала. - Геохимия и рудообразование, 1980, вып. 8, с. 19-28.

43. Вялов О.С., Гавура С.П., Даниш В.В. и др. История геологического развития Украинских Карпат. - Киев: Наук. думка, 1981. - 178 с.

44. Вялов О.С., Горещий В.А. К стратиграфии тортоновых отложений Волины и Подолля. - Докл. АН СССР, 1965, 161, № 1, с. 175-178.

45. Вялов О.С. Схема стратиграфии неогеновых отложений западных областей УССР. - Палеонтол. сб., 1980, № 17, с. 83-88.

46. Гавриш В.К. Глушинские структуры (разломы) и методика их изучения. - Киев: Наук. думка, 1969. - 269 с.

47. Гарещий Р.Г. Тектоника молодых платформ Евразии. - М.: Наука, 1972. - 299 с.

48. Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат / Под ред. В.В.Глушко и С.С.Крутлова. - Тр. УкрНИИГ, 1971, вып. 25. - 342 с.

49. Геология запада Восточно-Европейской платформы / Под ред. Р.Г.Гарещего. - Минск: Наука и техника, 1981. - 191 с.

50. Геология и нефтегазоносность Волино-Подольской плиты. - Киев: Наук. думка, 1980. - 105 с.

51. Геренчук К.И. Геоморфология Подолля. - Учен. зап. Черновиц. ун-та, 1950, 8, вып. 2, с. 89-111.

52. Гинзбург А.И., Архангельская В.В., Шапка В.Т. Полевощатные метасоматиты - новый тип месторождений полезных ископаемых. - Разведка и охрана недр, 1973, № 1, с. 11-16.

53. Гинтов О.Б., Голуб В.Н. Структурный план складчатого докембрия Украинского щита. - Докл. АН УССР. Сер. Б, 1982, № 7, с. 8-11.

54. Глушинские геологические срезы западных областей Украины (в связи с перспективами нефтегазоносности) / Ред. В.В.Глушко и И.П.Жадрев. - Киев: Изд-во Мингео УССР, 1980. - 122 с.

55. Глушко В.В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. - М.: Недра, 1968. - 263 с.

56. Глушко В.В., Крутлов С.С., Смирнов С.Е., Спитковская С.М., Хижняков А.В. Корреляция антропогенных процессов в Украинских Карпатах и их обрамления. - Геол. журн., 1980, 40, № 4, с. 9-16.

57. Гойжевский А.А. Разломы на территории Украинского щита. - Геотектоника, 1982, № 3, с. 44-49.

58. Гойжевский А.А., Науменко В.В., Сваржинский В.И. Тектоно-магматическая активизация регионов Украины. - Киев: Наук. думка, 1977. - 118 с.

59. Голизра Г.Я. О системе тектонических нарушений Правобережной Украины по результатам дешифрирования космических снимков. - Докл. АН СССР, 1978, 242, № 5, с. 1133-1136.

60. Гофштейн И.Д. Неотектоника западной Волино-Подолля. - Киев: Наук. думка, 1979. - 153 с.

61. Графский Б.В., Егоров Н.Н., Коробейник В.М., Яныцкий И.Н. Связь аномалий гелия с водобильностью пород. - Докл. АН СССР, 1979, 249, № 5, с. 1193-1196.

62. Грузман Г.Г., Гаврилин И.И. О раннемеловом этапе формирования осадочного чехла в западном Полесье Украины. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 9, с. 116-122.

63. Гуревич Б.Л., Распопова М.Г. О строении докембрийского фундамента западной части Восточно-Европейской платформы. - Сов. геология, 1976, № 5, с. 147-149.

64. Дикенштейн Г.Х., Максимов С.П., Иванова, Т.Д. Тектоника нефтегазоносных провинций и областей СССР. - М.: Недра, 1982. - 222 с.

65. Доброхотов М.Н., Берзенин Б.З., Войко В.Л. и др. Корре-

ляционная стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита. - Геол. журн., 1981, 41, № 4, с. 6-13.

66. Довгаль Е.М., Знаменская Т.А., Чебаненко И.И. К проблеме каледонид складчатого обрамления Восточно-Европейской платформы. - Геол. журн., 1982, 42, № 1, с. 86-91.

67. Докембрий Восточных Карпат. Основные черты тектоники / Отв. ред. К.В.Боголепов. - Новосибирск: Наука, 1977. - 260 с. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР; Вып. 342).

68. Докембрий Русской платформы и ее складчатого обрамления. Объяснительная записка к геологической карте со связными фанерозойскими отложениями / Отв. ред. Д.Р.Беккер. М-о 1:5 000 000. - Д.: Изд-во Мингео СССР, ВОЛТЕИ, 1974. - 134 с.

69. Долженко Г.Н., Бойчевская Л.Т., Клим И.В. и др. Разломная тектоника Предкарпатского и Закарпатского прогибов и ее влияние на распределение залежей нефти и газа. - Киев: Наук. думка, 1976. - 124 с.

70. Дриганти Д.М., Котык В.А., Марковский В.М. Структурно-фациальная зональность кембрийских отложений Волино-Подолля. - В кн.: Геологические провинции горючих ископаемых Украины. Киев: Наук. думка, 1968, с. 82-90.

71. Дублянский В.Н., Смольников В.М. Картолого-геофизические исследования карстовых полостей Приднепровской Подолля. - Киев: Наук. думка, 1969. - 151 с.

72. Дулуб В.Г. Фосфориты верхнеюрских и нижнемеловых отложений Волино-Подольской окраины Русской платформы и Предкарпатского прогиба. - Тр. УкрНИИГ, 1972, вып. 27, с. 5-54.

73. Ермаков Б.В., Саркисов Ю.М., Попова Г.С. Эпохи разломообразования на территории СССР. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 3, с. 113-119.

74. Заика-Новачкий В.С. Рифей и нижний палеозой Украины и Молдавии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. - Киев, 1972. - 48 с.

75. Заика-Новачкий В.С., Чекунов А.В. Основные особенности сочленения Восточно-Европейской платформы с Галицийской складчатой областью Байкало. - Сов. геология, 1980, № 12, с. 3-15.

76. Зацх Л.Б., Турчаненко И.Т., Бойко В.Н. Поверхность дорифейского фундамента западных областей УССР. - Докл. АН УССР. Сер. Б, 1980, № 5, с. 15-19.

77. Знаменская Т.А. Толтровый край и его место в структуре юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. - Геол. журн., 1976, 36, № 5, с. 57-68.

78. Знаменская Т.А. О палеотектонических условиях формирования валдайской серии на территории Волино-Подолля. - Тектоника и стратиграфия, 1978, вып. 14, с. 29-41.

79. Знаменская Т.А. О структурных связях осадочного покрова и фундамента Волино-Подольской плиты. - Тектоника и стратиграфия, 1980, вып. 18, с. 27-42.

80. Знаменская Т.А., Чебаненко И.И. Об отражении разломно-блоковой тектоники фундамента в структуре ее осадочного покрова и рельефа. - Докл. АН УССР. Сер. Б, 1979, № 12, с. 996-999.

81. Зноско В., Кусицки С., Гыба В. Тектоника кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы на территории Польши. - Геотектоника, 1972, № 5, с. 79-92.

82. Кирьянов В.В. Стратиграфия и акритарики нижнего кембрия Волино-Подолля: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. - Киев, 1971. - 28 с.

83. Кирьянов В.В. Некоторые закономерности распределения органических остатков в пограничных слоях верхнего докембрия и кембрия на Восточно-Европейской платформе. - Тектоника и стратиграфия, 1975, вып. 8, с. 46-50.

84. Комаров А.Н., Прятков Ф.Я. Тектоно-метасоматические зоны -

- новый тип разрывных нарушений Волинского блока. - Геол. журн., 1978, 38, № 5, с. 59-70.
85. Корольки И.К. Подольские Телты и условия их образования. - М.: Наука, 1952. - 120 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 110. Сер. геол.; № 56).
86. Котик В.А., Завьялов Р.В. Некоторые особенности тектоники междуречья Золотой Липы - Стрипы. - Геология и геохимия горч. ископаемых, 1974, вып. 38, с. 78-82.
87. Котик В.А., Князев И.В. О разрезе Овалдовской опорной окраины. - Геол. журн., 1971, 31, № 3, с. 86-90.
88. Котик В.А., Калик Н.Г. Силурийские рифы Волино-Подольской окраины Русской платформы та их зв'язок з структурам регіону. - Доп. АН УРСР, Сер. Б., 1976, № 2, с. 110-112.
89. Котик В.А., Марковский В.М., Маковская И.А. Верхнепротерозойские отложения западных областей Украины по данным глудского бурения. - Тектоника и стратиграфия, 1976, вып. 11, с. 61-74.
90. Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления / Отв. ред. Н.П.Семеновко. - Киев: Наук. думка, 1975. - 560 с.
91. Кудрин Л.Н. Стратиграфия, фауны и экологический анализ фауны палеогеновых и неогеновых отложений Предкарпатья. - Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1966. - 174 с.
92. Кустова Л.В., Помыновская Г.М., Скорудли В.Д. и др. Корреляция разрезов фаменских и визейских отложений при изучении структурных особенностей Львовского палеозойского прогиба. - Бул. НИИ. Сер. геол., 1967, № 5, с. 6-10.
93. Лазыко Е.М., Кирилук В.Н., Сиворонов А.В., Яценко Г.М. Нижний докембрий западной части Украинского щита (возраст, комплексы, формации). - Львов: Вища шк., 1975. - 237 с.
94. Ласкарев В.Д. Заметки по вопросу о тектонике Кяно-Русской кристаллической площадки. - Изв. Геолкома, 1905, 24.
95. Ласкарев В.Д. Геологические исследования в Юго-западной России. - Тр. Геолкома. Н.С., 1914, Вып. 17. - 710 с.
96. Лилленберг Л.А., Сетунская Л.Е., Благоволин Н.С. и др. Морфоструктурный анализ современных вертикальных движений Европейской части СССР. - Геоморфология, 1972, № 1, с. 3-18.
97. Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. - М.: Наука, 1965. - 212 с. - (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 136).
98. Лунгерсгаузен Г.Ф. Геологическая эволюция Южного Приднестровья. - Сов. Геология, 1940, № 5/6, с. 18-33.
99. Лушко В.И., Дранник А.С., Ролик А.Г., Металиди С.В. Основные черты геологического строения и металлогения северо-западной части Украинского щита. - В кн.: Вопросы петрологии и рудоносности кристаллического фундамента БССР и смежных районов. Минск: Наука и техника, 1971, с. 286-313.
100. Марковский В.М., Котик В.А. О структурно-фацальной зональности силурийских отложений Волино-Подолья. - Сов. геология, 1976, № 6, с. 106-109.
101. Маслов В.П., Угробин В.Н. Распространение третичных багряных водорослей Украинской ССР и связи их с трансгрессиями моря. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 12, с. 73-93.
102. Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкурагов В.И., Бордон В.Е. Рифей и венд Белоруссии. - Минск: Наука и техника, 1976. - 360 с.
103. Махнач А.С., Шкурагов В.И., Веретенников Н.В. Верхний протерозой Припятской впадины. - Минск: Наука и техника, 1980. - 90 с.
104. Медведев А.П. Природа доальпийской структуры Волино-Подолья и смежных районов. - Киев: Наук. думка, 1978. - 77 с.
105. Металиди С.В., Зарицкий А.И., Цымбал С.Н. Первая находка алмазов в конгломератах верхнего протерозоя на территории Восточно-Европейской платформы. - Минерал. журн., 1982, 4, № 3, с. 20-28.

106. Металлогения Украины и Молдавии / Отв. ред. Я.Н.Белевцев. - Киев: Наук. думка, 1974. - 507 с.
107. Металкина М.П., Прокопчук Б.И., Сужодольская О.В., Францесон Е.В. К проблеме докембрийских алмазоносных формаций. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 8, с. 62-73.
108. Мули Дж., Хилл М. Сдвиговая тектоника. - В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: Изд-во иностр. лит., 1960, с. 265-333.
109. Муратов М.В. Главнейшие эпохи складчатости и мегаэпизоды развития земной коры. - Геотектоника, 1965, № 1, с. 6-29.
110. Наливкин В.Д., Ронов А.Е., Халин В.Е. Общие закономерности развития Русской платформы и ее геосинклинали обрания. - В кн.: История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. М.: Недра, 1964, с. 194-211.
111. Наместников Ю.Г., Ротенфельд В.М., Файгельсон А.М. Тектоника фундамента западной части Восточно-Европейской платформы и сопредельных территорий Средне-Европейской плиты в связи с поисками нефти и газа. - В кн.: Тектоника и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Калининград: Изд-во Калининград. ун-та, 1978, с. 111-116.
112. Нецаев С.В. Структурно-возрастные соотношения комплексов докембрия Украинского щита и Чешского массива, некоторые геотектонические и металлогенические проблемы. - Геол. журн., 1981, 41, № 2, с. 38-50.
113. Объяснительная записка к тектонической карте УССР и МССР масштаба 1:1 000 000 / Гл. ред. М.В.Муратов. - Киев: Изд-во Мингео УССР, 1972. - 119 с.
114. Омельченко В.Д., Байсарович М.Н., Бороудлин М.И. Методика и результаты площадных сейсмических зондирований в пределах Волино-Подольской плиты. - Докл. АН УССР. Сер. Б., 1981, № 4, с. 15-18.
115. Основные проблемы геологического строения Русской плиты / Отв. ред. К.О.Кратц. - Л.: Наука, 1979. - 119 с.
116. Павлюков В.Н. Глубинные сдвиги и парагенетически сопряженные с ними дислокационные структуры. Ст. 1 и 2. - Изв. вузов, геология и разведка, 1977, № 8, с. 3-14; № 9, с. 3-14.
117. Палеотектоника Белоруссии / Под ред. Р.Г.Гарецкого. - Минск: Наука и техника, 1983. - 182 с.
118. Палієнко В.П., Соколовський І.Л. Про застосування нестектонічних досліджень при палеогеографічному аналізі Подільської височини. - Фіз. географія та геоморфологія, 1975, вип. 14, с. 62-68.
119. Пастернак С.И., Улизо В.М. Неком Предкарпатья. - Геология и геохимия горч. ископаемых, 1980, вып. 55, с. 22-30.
120. Пейве А.В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1965, № 1, с. 90-105.
121. Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Становление земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты). - Геотектоника, 1976, № 5, с. 6-23.
122. Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность / Отв. ред. Н.П.Семеновко. - Киев: Наук. думка, 1972. - 294 с.
123. Полянський Ю. Траси, леси і морфологія Галицького Поділля над Дністром. - Зб. наук. т-ва ім. Т.Г.Шевченка, 1909, т. 20. - 170 с.
124. Помыновская Г.М. Левонские отложения Львовского прогиба (стратиграфия, палеогеография и этапы развития брахиопод). Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. - Львов, 1974. - 28 с.
125. Постникова И.Е. Верхний докембрий Русской плиты и его нефтетазоносность. - М.: Недра, 1977. - 320 с.
126. Путеводитель краткого геологического маршрута по разрезам верхнепротерозойских и палеозойских отложений Подольского Приднестровья. - Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1981. - 40 с.

127. Радзивилл А.Я. Краевые системы Украинских Карпат и пражских Карпат. - Тектоника и стратиграфия, 1976, вып. 8, с. 10-19.
128. Радзивилл А.Я., Знаменська Т.О., Кудея Ю.А., Куполовичи структура Волині. - Тектоника і стратиграфія, 1975, вип. 7, с. 12-25.
129. Радзивилл А.Я., Гегельник П.Д. К истории геологического развития юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления в ордовике. - Тектоника и стратиграфия, 1976, вып. 10, с. 85-91.
130. Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР / Отв. ред. А.И.Суворов. - М.: Наука, 1977. - 143 с.
131. Ризун В.П., Медведев А.П. Радехівський розлом південно-західної окраїни Східно-Європейської платформи. - Геологія і геохімія горюч. копалин, 1974, вип. 36, с. 88-92.
132. Рифейський вулканізм і металіноносність західної частини Українського щита / Гл. ред. Н.П.Семеновко. - Киев: Наук. думка, 1968. - 172 с.
133. Рудаков С.Г. Тектонические этапы докембрийского развития Карпат. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 7, с. 102-113.
134. Рябенко В.А. Основные черты тектонического строения Украинского щита. - Киев: Наук. думка, 1970. - 125 с.
135. Рябенко В.А., Михницкая Т.П. Геологическая структура Подольского мегаблока Украинского щита. - Тектоника и стратиграфия, 1980, вып. 18, с. 9-17.
136. Савченко Н.А. Верхнедокембрийские траппы Припятского вала и их ультраосновные дифференциаты. - В кн.: Методы палеовулканогеохимических реконструкций. Вулканизм докембрия: Материалы II Всесоюз. палеовулкан. симпозиума (Петрозаводск, июнь, 1975 г.). Петрозаводск: Изд-во Карельск. филиала АН СССР, 1976. с. 102-103.
137. Савченко Н.А., Скордули В.Д., Котик В.А. и др. Абсолютный возраст пород кристаллического фундамента Припятского вала и Львовского прогиба. - В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии. М.: Наука, 1974, с. 96-101.
138. Савченко Н.А., Бобриевич А.П., Смирнов Г.И. и др. Первая находка рифейского алмаза на Украине. - Докл. АН УССР. Сер. Б, 1976, № 5, с. 414-416.
139. Седелцкий С., Семеновко Н.П., Зайдис Б.Б. и др. Абсолютный возраст метаморфических сланцев докембрийского фундамента Польских Карпат и Свентокшиских гор. - В кн.: Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения по данным на 1964 г. М.: Наука, 1966, с. 415-420.
140. Сельский В.А., Субботин С.И., Клушин В.И. Геофизические исследования. - В кн.: Проблемы промышленной нефтегазоносности западных областей УССР: В 2-х т. Киев: Изд-во АН УССР, 1954, т. 1, с. 153-251.
141. Семеновко Н.П., Ткачук Л.Г., Клушин В.И. Галицийская складчатость области рифей и каледонид и их предгорный прогиб. - В кн.: Материалы VI съезда Карпато-Балкан. геол. ассоц. (Докл. сов. геологов). Киев: Наук. думка, 1968, с. 225-231.
142. Семеновко Н.П., Савченко М.А., Клушин В.И. Прип'ятський вал і глибинна структура, магматизм та металіноносність. - К.: Наук. думка, 1976. - 179 с.
143. Семеновко Н.П., Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. Районирование Украинского щита и его общая структура по данным ГСЗ и абсолютной геохронологии. - В кн.: Глубинное строение рудоносных районов Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1976, с. 4-11.
144. Сеньковский Ю.Н. Литогенез кремнистых толщ юго-запада СССР. - Киев: Наук. думка, 1977. - 128 с.
145. Сеньковский Ю.Н., Ризун В.П. Поперечная тектоническая зональность Волинно-Подольского окончания Восточно-Европейской платформы. - Геология и геохимия горюч. ископаемых, 1969, вып. 21, с. 65-69.
146. Сидоров В.А. Некоторые закономерности пространственных со-

- отношений современных вертикальных движений земной коры с геодинамическими полями и геоструктурными элементами на территории юга и юго-запада Европейской части СССР: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. - М., 1971. - 27 с.
147. Симоненко Т.Н., Толотихина М.М. Блоковое отроение складчатого фундамента Европейской части СССР. - Геотектоника, 1968, № 4, с. 37-53.
148. Скордули В.Д. Бретонские движения на Волинно-Подолли и в смежных районах Польши. - Геол. журн., 1961, 41, № 6, с. 44-52.
149. Славин В.И., Халин В.Е. Роль тектонических разрывов в строении и развитии Восточных Карпат. - В кн.: Материалы VI съезда Карпато-Балкан. геол. ассоц. (Докл. сов. геологов). Киев: Наук. думка, 1965, с. 255-276.
150. Слензак О.И., Кудрявцева М.Н. Структура Кочеровской зоны (Украинский щит). - Киев, 1981. - 59 с. - (Препринт / АН УССР, ИГи, № 81-28).
151. Собакарь Г.Т., Сомов В.И., Кузнецов В.Г. Современная динамика и структура земной коры Карпат и прилегающих территорий. - Киев: Наук. думка, 1975. - 127 с.
152. Собакарь Г.Т., Чекунов А.В. Критерии выделения разломов по геофизическим данным. - В кн.: Глубинное строение рудоносных районов Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1976, с. 54-62.
153. Соболев Д.Н. Эскиз плана архитектоники кристаллического фундамента Скандо-России. - Бюл. МОИП. Н.С., 1926, т. 34, (№ 3/4), с. 333-345.
154. Соболев Д.Н. О геологической структуре Западной Украины. - Сов. геология, 1939, № 12, с. 15-22.
155. Современные вертикальные движения земной коры на территории западной половины Европейской части СССР / Под ред. Д.П.Савченко и К.В.Филиппова. - М.: Геодезиздат, 1958. - 298 с. (Тр. ЦНИИГА и К; Вып. 123).
156. Соколов Б.С. Ванд Русской платформы: его границы, рождение и стратиграфические аналоги. - В кн.: Совет. по вертикальному докембрию (рифей) Русской платформы (Москва, 27 мая - 1 июня 1974 г.); Тез. докл. М., 1974, с. 3-10.
157. Соколовский И.Л., Волков Н.Г. Методика построения вучения неотектоники (на примере юго-запада Русской платформы). - Киев: Наук. думка, 1965. - 134 с.
158. Соколовский И.Л., Волков Н.Г., Купраш Р.П. и др. Геоморфология Украины. - В кн.: Геоморфологическое картирование / Материалы XIII междунар. геогр. конгр. Брно, 1976. с. 157-217.
159. Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. Глубинное строение и эволюция земной коры. - В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. Киев: Наук. думка, 1975, с. 118-141.
160. Соллогуб В.Б. Земная кора Украины. - Геофиз. сб., 1982, 4, № 4, с. 3-25.
161. Стратиграфія УРСР. Т. 2. Рифей-ванд / Відп. ред. О.В.Кравчиннікова. - К.: Наук. думка, 1971. - 273 с.
162. Стратиграфія УРСР. Т. 3. Кембрію, Ордовію / Відп. ред. П.Л.Шульга. - К.: Наук. думка, 1972. - 226 с.
163. Стратиграфія УРСР. Т. 4, ч. 1. Силур / Відп. ред. Д.С.Айзенберг. - К.: Наук. думка, 1972. - 213 с.
164. Стратиграфія УРСР. Т. 4, ч. 2. Девон / Відп. ред. П.Л.Шульга. - К.: Наук. думка, 1974. - 263 с.
165. Стратиграфія УРСР. Т. 5. Карбон / Відп. ред. Д.С.Айзенберг. - К.: Наук. думка, 1969. - 349 с.
166. Стратиграфія УРСР. Т. 7. Ора / Відп. ред. І.М.Амичанко. - К.: Наук. думка, 1971. - 217 с.
167. Стратиграфія УРСР. Т. 8. Крейда / Відп. ред. О.К.Катрафенко-Чернусова. - К.: Наук. думка, 1971. - 320 с.
168. Стратиграфія УРСР. Т. 10. Неоген / Відп. ред. В.Я.Дідковський. - Наук. думка, 1975. - 270 с.

169. Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований / В.Б.Солмогуб, А.Гутерх, Д.Прохорен и др. - Киев : Наук. думка, 1980. - 204 с.
170. Структура фундамента платформенных областей СССР. Объяснительная записка к тектонической карте фундамента территории СССР, м-б 1:5 000 000 / Гл. ред. В.Д.Наливкин. - М. : Наука, 1974. - 400 с.
171. Структурно-тектоническая карта западных областей Украинской ССР; м-б 1:200 000 / Ред. М.В.Чирвинская и др. - Киев : Изд-во МГУ СССР, 1975.
172. Субботин С.И. Глубинное строение Советских Карпат. - Киев : Изд-во АН УССР, 1965. - 260 с.
173. Суворов А.И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. - М. : Наука, 1968. - 315 с. - (Тр. ГИН АН УССР; Вып. 179).
174. Суворов А.И. Сеть разломов земной коры. - Природа, 1981, № 7, с. 61-68.
175. Тектоника Белоруссии / Под ред. Р.Г.Гарещкого. - Минск : Наука и техника, 1976. - 197 с.
176. Тектоника Европы и смежных областей. Древние платформы, байкалиды, каледониды (объяснительная записка к международной тектонической карте Европы и смежных областей; м-б 1:2 500 000) / Под ред. А.В.Пейве, В.Е.Хайна, М.В.Мугова. - М. : Наука, 1978. - 421 с.
177. Тектоника и палеогеография Западно-Восточно-Европейской платформы. - Минск : Наука и техника, 1981.
178. Тектоника северной Евразии / А.В.Пейве, Л.П.Зоненшайн, А.Л.Книппер и др. - М. : Наука, 1980. - 219 с.
179. Тектоника Украинского щита / Видп. ред. Л.Г.Ткачук. - К. : Наук. думка, 1972. - 300 с.
180. Тектоника фундамента древних платформ / Отв. ред. М.В.Муратов. - М. : Наука, 1973. - 143 с.
181. Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ / Н.А.Штрейс, А.С.Новикова, А.А.Савельев и др. - М. : Наука, 1978. - 209 с. - (Тр. ГИН АН СССР; вып. 321).
182. Тектоническая карта фундамента территории СССР; м-б 1:5 000 000 / Гл. ред. Д.В.Наливкин. - М. ; Л. : Изд-во ИГТД АН СССР, ГИТК, 1974.
183. Тектоническая расслоенность литосферы / Отв. ред. А.В.Пейве. - М. : Наука, 1980. - 203 с. - (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 343).
184. Ткачук Л.Г., Рыбалко С.И., Кирикилица С.И. и др. Литология и генезис грубообломочных верхнепротерозойских отложений бассейна р. Горный в связи с находками мелких алмазов. - Геол. журн., 1981, № 1, с. 140-145.
185. Тяпкин К.Ф. Новая ротационная гипотеза формирования тектонических структур в земной коре. - Геол. журн., 1974, № 4, вып. 4, с. 3-14.
186. Тяпкин К.Ф., Беланов В.М., Козубская Г.В. и др. Структурные особенности земной коры Украинского щита и связь с ними оруденения. - В кн. : Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев : Наук. думка, 1971, с. 130-136.
187. Успенская Н.Ю., Хачатрян Р.О. Влияние шарнирного типа тектонических движений на формирование нефтяных месторождений Южно-Татарского свода. - Докл. АН СССР, 1975, № 4, с. 954-957.
188. Утросин В.Н. Особенности тектонического строения внешней зоны Предкарпатского прогиба. - Геол. сб. Львов. геол. о-ва, 1958, № 5/6, с. 25-42.
189. Утросин В.Н. О структурных связях геосинклинальных и платформенных областей на примере сочленения Карпат и Восточно-Европейской платформ. - В кн. : Оrogenические пояса: Докл. сов. геологов на XIII сесс. МЖ. Пробл. 3. М. : Наука, 1968, с. 226-231.
190. Утросин В.Н., Вишняков И.Б., Карпенчук Ю.Г. Тектоника внешней зоны Предкарпатского прогиба в свете новых материалов сей-

- сморазведки и бурения. - В кн. : Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР. Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1974, вып. 9, с. 36-43.
191. Фаворская М.А., Томсон И.Н., Иванов Р.Г. и др. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. - М. : Недра, 1969. - 263 с.
192. Федущак М.Ю., Буров В.С. Угленосные формации западных областей Украины. - Геология и геохимия горюч. ископаемых, 1969, вып. 18, с. 14-21.
193. Фильштинский Л.Е. О тектонике фундамента и чехла Львовского палеозойского прогиба по геофизическим данным. - Геология нефти и газа, 1973, № 11, с. 69-76.
194. Фильштинский Л.Е. Комплексное геофизическое изучение рифов во Львовском палеозойском прогибе. - Геология нефти и газа, 1977, № 7, с. 6-12.
195. Фильштинский Л.Е., Распопова М.Г., Глушко В.В., Вишняков И.Б. Результаты комплексного геофизического изучения юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. - Геол. журн., 1980, № 5, с. 38-47.
196. Хайн В.Е., Славин В.И. Тектоника Карпат. - Вестн. МГУ. Сер. геол., 1966, № 5, с. 13-33.
197. Хайн В.Е. Метаморфическая регенерация областей повторного орогенеза и проблема новообразования тектонических впадин. - Геотектоника, 1969, № 3, с. 31-38.
198. Хайн В.Е. Общая геотектоника. - М. : Недра, 1973. - 509 с.
199. Хайн В.Е. Региональная тектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. - М. : Недра, 1977. - 359 с.
200. Хайн В.Е. Учение о геологических формациях на современном этапе. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 11, с. 5-18.
201. Хатушова А.Я. Лептитовая формация северо-запада Украинского щита. - Киев : Наук. думка, 1977. - 140 с.
202. Хижняков А.В. О погребенном рельефе фундамента Волыно-Подольской платформы в связи с перспективами нефтегазоносности палеозоя. - Л. : Недра, 1964, с. 10-16. (Тр. УкрИГГиР; Вып. 9).
203. Хижняков А.В. Древние этапы тектонического развития юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. - В кн. : Новые данные по геологии нефтегазоносности УССР. Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1972, вып. 6, с. 113-128.
204. Хижняков А.В. О верхнем докембрии юго-запада Восточно-Европейской платформы и границе между рифеем и вендом. - В кн. : Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР. Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1975, вып. 12, с. 17-26.
205. Хоменко В.И. Глубинная структура западной части Украинского щита и области перехода к Карпатской геосинклинали (по материалам анализа потенциальных геофизических полей). - В кн. : Тектоника Украины и других регионов СССР. Киев : Наук. думка, 1980, с. 76-89.
206. Хотько Ж.Д. Глубинное строение территории Белоруссии и Прибалтики. - Минск : Наука и техника, 1974. - 94 с.
207. Цегельник П.Д. Брахиосиды и стратиграфия нижнего палеозоя Волыно-Подолья. - Киев : Наук. думка, 1976. - 156 с.
208. Цегельник П.Д. Рукшинская и цыганская серии (верхний силур - нижний девон) Подолья и Волыни. - Киев, 1980. - 53 с. - (Препринт / АН УССР, ИНГ; № 80-3).
209. Цысь П.М. Геоморфология УССР. - Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1962. - 223 с.
210. Чебаненко И.И. Основные закономерности разломной тектоники земной коры. - Киев : Изд-во АН УССР, 1963. - 153 с. (Тр. ИГН АН УССР. Сер. геол.; Вып. 12).
211. Чебаненко И.И. Разломная тектоника Украины. - К. : Наук. думка, 1966. - 179 с.
212. Чебаненко И.И. Теоретические аспекты тектонической делимости земной коры. - Киев : Наук. думка, 1977. - 83 с.

213. Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника впа Евро-пейской части СССР. - Киев : Наук. думка, 1972. - 175 с.

214. Чекунов А.В., Боллобах К.А. Геологические аспекты комплексной интерпретации данных ГСЗ и гравиметрии по III международному профилю. - В кн.: Гравитационная модель земной коры и верхней мантии. Киев : Наук. думка, 1977, с. 59-68.

215. Чекунов А.В., Кучма В.Г. Глубинная структура и рудоносность зон разломов Украинского щита. - Докл. АН УССР. Сер. Б, 1979, № 6, с. 427-430.

216. Чирвинский М.В. О классификации разрывных нарушений территории Украинской ССР (по геофизическим данным). - Геофиз. сб., 1966, вып. 15.

217. Матский Н.С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. - Изв. АН СССР. Сер. Геол., 1947, № 5, с. 37-56.

218. Матский Н.С. О глубоких деформациях, охватывающих платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ). - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5, с. 39-66.

219. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. - Новосибирск : Наука, 1977. - 100 с.

220. Шерман С.И. Сдвиги и трансформные разломы литосферы. - В кн.: Проблемы разломной тектоники, Новосибирск : Наука, 1981, с. 5-26.

221. Шульга П.Л. Некоторые итоги и современные задачи дальнейшего изучения верхнедокембрийских образований Украины. - Тектоника и стратиграфия, 1977, вып. 12, с. 41-51.

222. Шульга П.Л., Клушин В.И. Тектоника Волинно-Подольской плиты и восточного склона Львовско-Льблинской впадины. - В кн.: Геология СССР. Т. 5. Украинская ССР. М. : Госнаучтехиздат, 1985, ч.1, с. 894-907.

223. Шербак Н.Н. Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита. - Киев : Наук. думка, 1975. - 271 с.

224. Ярш М.С., Зяц Х.Б., Бударкевич М.Д. О направлении поисков нефтегазовых структур в пределах Волинно-Подолья. - В кн.: Геофизические исследования на Украине. Киев : Техника, 1974, с. 68-72.

225. Ярш М.С., Монох И.Х., Огородник Я.М. Некоторые особенности зоны Владимир-Волинского разлома. - В кн.: Геофизические исследования на Украине, Киев : Техника, 1971, с. 178-183.

226. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. - М. : Недра, 1981. - 242 с.

227. Яценко Г.М., Верниковский В.Н., Марковский В.М. Новые данные о строении кристаллического основания Волинно-Подольской окраины Русской платформы. - Сов. геология, 1969, № 2, с. 128-132.

228. Яценко Г.М., Верниковский В.Н., Дьяченко Ю.Я., Фильштинский Л.Е. Геологическое строение кристаллического основания Львовского палеозойского прогиба. - Сов. геология, 1973, № 5, с. 95-104.

229. Karaszyn K., Kubicki S., Ryka W. Mapa geologiczna podloza krystalicznego platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce. - 1:500 000. - Warszawa: Wyd-wa geol., 1975.

230. Novak I. Zarys tektoniki Polski. - In: II Zjazd Slow.geogr. i etnogr. w Polsce. Krakow, 1927. - 160 s.

231. Teisseyre W. Calokszalt plyty paleozoicznej Podola Galicyjskiego. - Kosmos, 1893, 18, s. 319-336.

232. Teisseyre W. O zwiazku w budowie tectonicznej Karpat i ich przedmiska. - Kosmos, 1907, 22, s. 393-402.

233. Teisseyre W. O stosunku fleksury Gologr do antikliny Gologorsko-Kremienickiej. - Poziedz. Naukowe Polsk. Inst. Geol. Warszawa, 1922.

234. Zeligowski A.M. Rozwoj budowy geologicznej obszary miedzy garami Swietokrzyskimi i Bugiem. - Warszawa: Wyd-wa geol., 1972. - 97 s. - (Bull. Inst. Geol. 2, 263).

235. Zych W. Oldred Podolski. - Prace Panstw. Inst. Geol., 1926, 12.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение .....	3
Глава 1. Разломно-блоковая тектоника фундамента Волинно-Подолья .....	6
Глава 2. Динамика блоков фундамента на платформенном этапе .....	23
2.1. Отражение блоков фундамента в рельефе его поверхности .....	23
2.2. Отражение блоков фундамента в структуре платформенного чехла .....	31
2.3. Соотношение блоковой тектоники фундамента с новейшими и современными тектоническими движениями .....	83
2.4. Соотношение блоковой тектоники фундамента с глубинным строением земной коры .....	95
Глава 3. Основные типы разломов фундамента Волинно-Подолья .....	100
Глава 4. Роль блоковой тектоники фундамента в пространственном размещении региональных структур Волинно-Подолья .....	110
Глава 5. Схема разломно-блоковой тектоники фундамента Волинно-Подолья как основа прогнозного районирования .....	122
Заключение .....	133
Список литературы .....	142



Тамара Алексеевна Знаменская  
Иван Ильич Чебаненко

БЛОКОВАЯ ТЕКТОНИКА ВОЛЫНО-ПОДОЛИИ

Утверждено к печати ученым советом  
Института геологических наук АН УССР

Редактор Л.Н.Полетаева  
Оформление художника В.А.Потиевского  
Художественный редактор И.П.Савицкая  
Технический редактор Л.Н.Муравцева  
Корректоры Д.Я.Яцута, С.И.Колесник

ИБ № 6868

---

Подп. в печ. 29.05.85. БФ 03075. Формат 60x84/16. Бум. офс. № 1.  
Офс. печ. Усл. печ. л. 9,07. Усл. кр.-отт. 9,42. Уч.-изд. л. 10,68.  
Тираж 500 экз. Зак. 5-478. Цена 1 р. 40 к.

---

Издательство "Наукова думка". 252601 Киев 4, ул. Репина, 3.  
Киевская книжная типография научной книги. 252004 Киев 4, ул. Репина, 4.