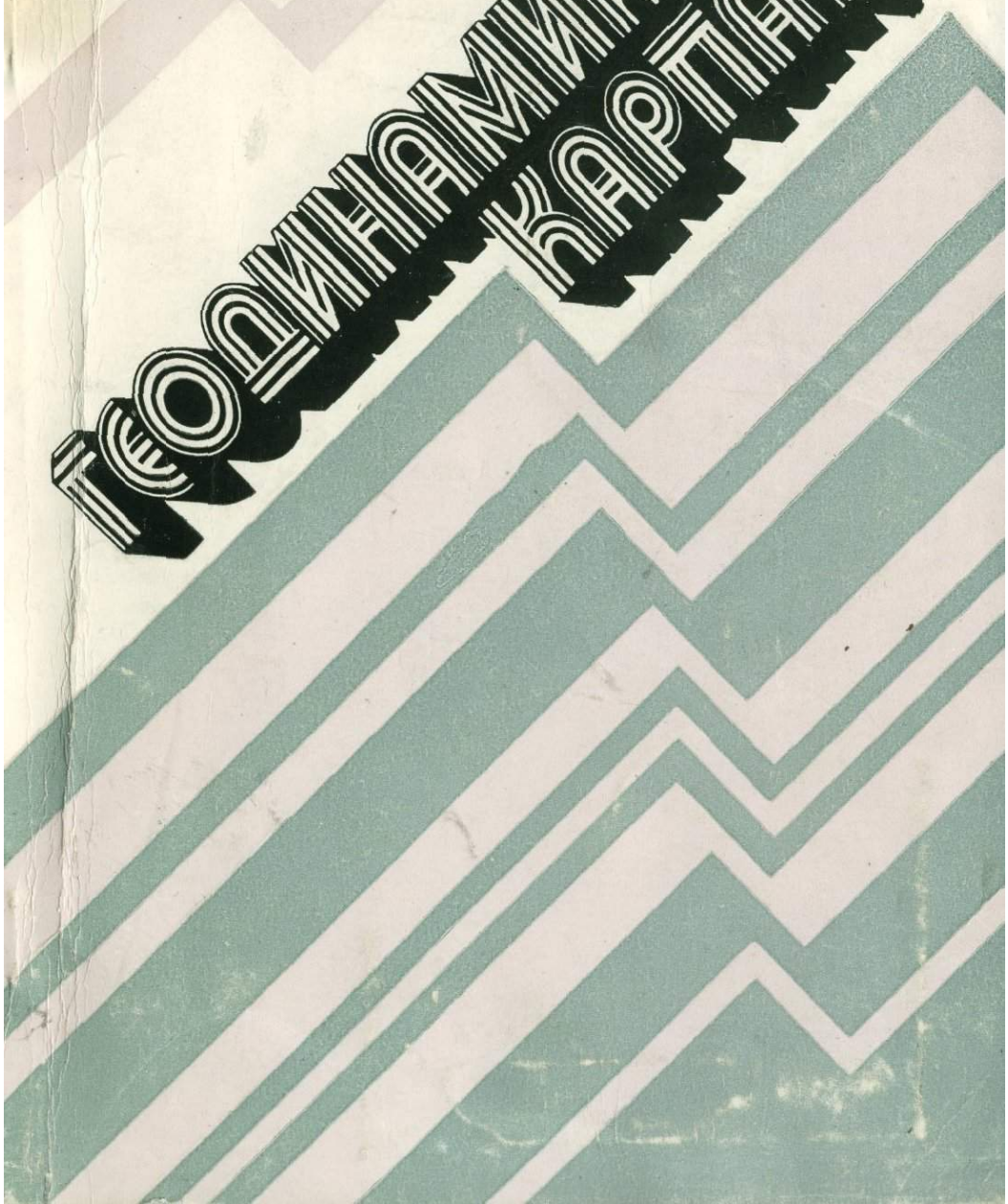


КОДИАМИКА
КАПАТАТ



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ УССР

УКРАИНСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ

ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ

ТЕОДИНАМИКА КАРПАТ

8474
4748

КИЕВ НАУКОВА ДУМКА 1985



Геодинамика Карпат / Круглов С.С., Смирнов С.Е., Спитковская С.М., Фильштинский Л.Е., Хижняков А.В. — Киев : Наук. думка, 1985. — 136 с.

В монографии изложены основные результаты исследований Карпат по программе Международного геодинамического проекта в рамках его IX рабочей группы "Корреляция эндогенных процессов". На основе изучения глубинного строения и характера взаимосвязи тектонических, седиментационных, магматических и метаморфических процессов во времени и пространстве воспроизведена в историческом аспекте геодинамика Карпатской геосинклинальной области для альпийского этапа ее развития. Монография является пояснительным текстом к альбому многокрасочных литолого-фациальных, тектонических и палеотектонических карт и схем, а также схем корреляции тектонических и эндогенных процессов в неогее Украинских Карпат и их платформенного обрамления.

Для геологов и геофизиков.

Ил. 14. Табл. 2. Библиогр.: с.131-134 (87 назв.)

Ответственные редакторы
В.В.Глушко, С.С.Круглов

Рецензенты
В.С.Заика-Новацкий, М.И.Мельничук

Редакция литературы о Земле

Монография является кратким пояснительным текстом к альбому "Геодинамика Карпат", подготовленному под редакцией чл.-кор. АН УССР, проф. В.В.Глушко и канд. геол.-мин. наук С.С.Круглова коллективом научных сотрудников Украинского научно-исследовательского геологоразведочного института (УкрНИГРИ) Министерства геологии УССР и Института геофизики им.С.И.Субботина АН УССР. Предлагаемая публикация базируется на многолетних исследованиях, проводившихся в УкрНИГРИ по программе Международного геодинамического проекта (МГДП), который под эгидой Международного Геодезического и Геофизического союза и Международного союза геологических наук осуществлялся многими странами. Программа этого проекта неоднократно публиковалась в зарубежных и отечественных изданиях и известна широкому кругу геологов и геофизиков.

В Советском Союзе реализация проекта проходила по отдельным рабочим группам, деятельность которых осуществлялась по одиннадцати скоординированным программам. УкрНИГРИ выполнял исследования в рамках IX рабочей группы "Корреляция эндогенных процессов". Основным направлением работ этой группы явилось изучение истории эндогенных (тектонических, магматических и метаморфических) процессов на отдельных континентах, в частности (первая подгруппа) в пределах Альпийско-Карпатской горной системы. Помимо ученых нашей страны в этих исследованиях участвовали геологи и геофизики Австрии, Венгрии, Польши, Румынии, Франции, ФРГ, Швейцарии и некоторых других стран под общим руководством Ральфа Трюмпи (г.Цюрих).

Основная задача, стоявшая перед советскими участниками первой подгруппы IX рабочей группы МГДП, сводилась к выполнению по согласованной с зарубежными участниками проекта методике синтеза всех геолого-геофизических материалов по Украинским Карпатам и их платформенному обрамлению для создания модели глубинного строения и выявления пространственно-временного взаимодействия осадконакопления с тектоническими, магматическими и метаморфическими процессами. Выполнению отмеченной задачи существенно способствовали личные контакты авторов с зарубежными коллегами во время командировок в ГДР, Польшу, Румынию, Чехословакию и Югославию и в период пребывания зарубежных геологов в нашей стране, в частности в Украинских Карпатах. Особенно полезными были дискуссии с акад. АН ЧССР Д.Н.Андрусовым, до последних дней жизни направляв-

шим нашу работу в рамках первой подгруппы, а также с А.Белым, С.Вдовяжем, С.Деповским, Т.Дюрковичем, Д.Дюрицей, А.Желиховским, К.Житко, Е.Зноско, П.Карнковским, Т.Корабом, Я.Котлярчиком, Л.Кошарским, Б.Лешко, М.Магелом, Р.Маршалко, Е.Менчиком, Я.Немчком, Д.Патрулиусом, В.Пожарским, А.Самуэлем, М.Сандулеску, В.Сикорой, А.Сленчкой, Ю.Соколовским, З.Страником, О.Фусаном, М.Штефанеску, М.Элиашем, С.Юхой, Е.Явором. Авторы признательны всем указанным геологам, а также В.В.Белузову, В.Н.Шолпо, В.Е.Хайну за критические замечания и советы, полученные во время работы над проектом, и В.Г.Дулуб, Х.Б.Заяц, Ю.Р.Карпенчуку, М.Т.Качайло, Н.В.Козогон, А.В.Максимову, М.И.Петрашкевичу, А.С.Пилипчуку, Л.С.Пишвановой, Л.М.Рейфману, С.С.Сеньковской, Я.В.Совчику, О.Ф.Ткаченко и В.Н.Утробину за предоставление картографических материалов и консультации. Оформлением макетов карт, схем и рисунков авторы обязаны Р.Е.Барановой, М.И.Васюниной, Г.Н.Михайлюк, В.В.Соколовой, И.Д.Петровой, Ф.М.Мазур.

К МЕТОДИКЕ ОБОБЩЕНИЯ
ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ

Настоящая глава представляет собой краткий пояснительный текст лишь к тем методическим приемам обобщения разнообразных геолого-геофизических материалов, которые не являются общепринятыми или широко известными. Необходимость изложения этих данных продиктована схематичностью общего описания геологического строения региона и спецификой книги, рассчитанной также и на использование ее зарубежными исследователями при увязке глубинной структуры и эндогенных процессов всей Карпатской дуги, а также платформенного и внутреннего обрамления.

Изучение глубинной структуры Украинских Карпат и их обрамления является первым и наиболее важным шагом в разработке проблемы корреляции эндогенных процессов, протекавших в этих принципиально различных геоструктурных элементах. Такое изучение IX рабочей группой и ее первой подгруппой МГДП было рекомендовано проводить по сдельным коридорам-геотраверсам, по которым накоплен достаточно представительный геолого-геофизический материал, чтобы в дальнейшем можно было перейти к интерпретации районов, заключенных между этими геотраверсами. По согласованию с румынскими, словацкими и швейцарскими членами первой подгруппы IX рабочей группы МГДП были выбраны следующие геотраверсы по направлениям:

- I. Горгохов – Самбор – Ужгород – Чоп (северо-западный);
- II. Вишневец – Долина – Берегово (центральный);
- III. Городок – Коломыя – Рахов (юго-восточный).

Выбор геотраверсов продиктован приуроченностью к ним региональных поперечных профилей, выполненных КМПВ – ГСЗ или КМПВ, и серии глубоких и сверхглубоких скважин, давших ценную информацию о составе и структуре глубокозалегающих горизонтов Украинских Карпат и Вольно-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы. I геотраверс совпадает с региональным сейсмическим профилем КМПВ, II соответствует международному региональному профилю ГСЗ – КМПВ, III – региональному профилю КМПВ Рахов – Тлумач.

Графические материалы по всем этим пересечениям явятся магистральной фактической основой, на которой будут базироваться общие выводы и заключения о глубинном строении Альп, Карпат и их обрамления. Эти же

материалы послужат основой для дальнейших сопоставлений указанных геотраверсов между собой и с другими региональными пересечениями, для сопоставления палинспастических карт различных периодов геологической истории изучаемого региона и в итоге для корреляции эндогенных процессов в Альпийско-Карпатском регионе.

При описании седиментационных процессов в качестве основных характеристик были приняты тип осадконакопления и интенсивность прогибания.

Типы осадконакопления — "глубоководный" и "мелководный" — являются в данном случае категориями относительными и характеризуют (весьма приближенно) лишь качественную сторону седиментационного процесса. Причисление той или иной седиментационной обстановки к одной из этих категорий основывалось на сопоставлении с глубиной накопления флишевых осадков, формирование которых происходило (как это принято считать в настоящее время) в условиях континентального склона или даже океанического дна.

С целью облегчения последующей корреляции седиментационных процессов в фанерозое изучаемых регионов были выделены естественно-исторические этапы (и стадии) осадконакопления. Для протерозойско-палеозойской истории за основу приняты этапы развития платформенного обрамления, для мезозойской и кайнозойской эр такой основой служат седиментационные этапы (и стадии) Карпатской геосинклинальной области. С той же целью скорости накопления осадочных комплексов (интенсивность прогибания), рассчитанные по значениям мощности пород, а не осадков, отнесены к соответствующему этапу (стадии) в целом. Тем самым вынужденно огрублены, обобщены, затушеваны некоторые специфические особенности седиментационных процессов тех или иных временных интервалов или частей региона.

При построении графика интенсивности процессов осадконакопления допущено еще одно вынужденное искажение: на горизонтальную ось нанесены не размеры конкретного пространства, а усредненные отрезки, символизирующие тот или иной седиментационный бассейн (тектонический элемент). Таким образом, проводится лишь сопоставление абсолютных значений интенсивности прогибания в геосинклинальной и платформенной областях, а не пространственно-временная параллелизация этих величин. Такое допущение объясняется невозможностью (в рамках настоящей работы) проведения необходимых, в данном случае методически обоснованных (!), палинспастических реконструкций геосинклинальных областей.

Корреляционные схемы сочетаний эндогенных процессов отражают результаты попытки показать на едином пространственном графике характер тектонических процессов (интенсивность прогибания, вертикальные колебательные, складчатые и горизонтальные движения) и связанных с ними проявлений магматизма и метаморфизма. Для удобства использования схем, а также из-за отсутствия разработанной методики палинспастических реконструкций этот график построен в "абстрактном" масштабе — как пространственном, так и временном.

При составлении карты разломной тектоники были использованы "Краткие указания к условным обозначениям для карты разломов территории СССР и сопредельных стран, масштаба 1:2 500 000", подготовленные в 1974 г. ВНИИ Геофизикой под общей редакцией Н.А.Беляевского.

В разделе, посвященном магматизму (см. главу 4), описание произведено по двум основным типам магматизма: 1) платформенному, включающему трапповую формацию, и 2) магматизму подвижных зон с выделением байкальского, каледоно-герцинского и альпийского магматических циклов. Магматический цикл имеет стадийное развитие, соответствующее раннегеосинклинальному, инверсионному, орогенному и посторогенному этапам тектогенеза.

Стадийная градация определена по набору типичных магматических формаций и комплексов. Особенности их развития характеризует магматизм отдельных структурно-фациальных зон Украинских Карпат и прилегающих районов.

В основу выделения магматических формаций положены принципы, выдвинутые Ю.А.Кузнецовым [37]. Они заключаются в том, что магматическая формация является частью геологической формации и представляет собой генетическое сообщество магматогенных пород, приуроченных к определенным типам геологических структур разной фациальной принадлежности с общими особенностями петрохимии и минерального состава. Под магматическим комплексом понимается совокупность изверженных пород данной фациальной принадлежности, являющихся производными определенной области магматического питания и отличающихся минералогическими, петрохимическими, геохимическими и морфологическими особенностями.

Поскольку древние метаморфические образования известны в двух структурно-фациальных зонах — Мармарошском массиве и фундаменте Закарпатского прогиба, отличающихся разной информативностью, то описание произведено отдельно по указанным регионам. Выделение типов метаморфических фаций основано на парагенетическом анализе главных породообразующих минералов в стратифицированных толщах, по классификации Ф.Тернера и Дж.Ферхугена. Выделение фаций метаморфизма увязано с историей развития регионов и тектогенезом.

При характеристике глубинного строения региона, составлении и описании геотраверсов помимо геологических были использованы материалы ГСЗ, КМПВ, МОВ, скважинных определений скорости, результаты гравиметровых, магнитных, геоэлектрических и геотермических исследований. Комплексное использование геофизических материалов дает возможность судить о строении и неоднородностях разнотолщинных толщ с различных позиций их физического состояния. При этом учитывалось, что информативность и разрешающая способность упомянутых выше геофизических методов далеко не равнозначны. Принимались во внимание погрешность и неоднозначность интерпретации.

По материалам ГСЗ, МОВ и КМПВ охарактеризованы рельеф основных

границ раздела осадочного чехла и консолидированной части коры и, в определенной мере, ее внутренняя структура, а также скоростная неоднородность. При истолковании физической и геологической природы границ земной коры, особенно складчатых областей, учитывались новые данные и представления о скоростной модели среды, сформировавшиеся в результате детального динамического и скоростного анализов волнового поля (тонкослоистая структура отражающих элементов, градиентность среды, инверсия пластовой скорости и т.д.). В частности, на основании привлеченных к синтезу сведений о градиентном характере распределения скорости во флишевых комплексах Карпат отвергаются, как нереальные, структурные построения по преломляющей поверхности с граничной скоростью 5,4–5,9 км/с. Изменился подход к геологическому толкованию природы отражающих горизонтов в верхней и средней частях консолидированной коры Карпат.

Так, сейсмический горизонт, образованный совокупностью сопряженных с кулисообразным расположением относительно друг друга отражающих площадок, рассматривался как сложнопостроенная зона с тонкой внутренней структурой. Она может быть либо тектонического происхождения с многочисленными сколами и разрывами (как в случае границы дофлишевого основания), либо метаморфического с градиентно переслаивающимся переходом пород одного состава комплексов к другому (альтернатива предполагающимся ранее границам первого рода типа Конрада).

Важным методическим приемом изучения пространственной структуры земной коры и уточнения ее взаимоотношений с разновозрастными геологическими структурами чехла и фундамента явилось составление карты рельефа раздела Мохоровичича Карпат и смежных территорий по материалам международных и национальных профилей ГСЗ (см. рис. 4). Несмотря на редкую сеть профилей и связанные с ней возможные погрешности построений, авторам этой карты удалось показать главные морфологические особенности рельефа раздела Мохоровичича, увязать их с эталонными построениями на Украинском щите и скоррелировать эти особенности в Карпатском регионе.

Материалы гравиметровых и магнитных съемок использованы в основном при характеристике и истолковании внутренней структуры докембрийского фундамента. Обращено особое внимание на связь зональности складчатых структур, отраженных локальными аномалиями силы тяжести и вертикальной составляющей напряженности магнитного поля, с характером гипсометрии и рельефа раздела Мохоровичича. При синтезировании обнаружено, в частности, что субмеридиональной зональности складчатых структур на западном склоне Украинского щита и во Львовском палеозойском прогибе соответствуют резкие утолщения земной коры. Поскольку и те и другие проинтерпретированы независимо как отражение раннепротерозойской складчатости, совпадение результатов позволяет считать совместный прогноз высоко достоверным.

В процессе синтеза использованы характерные соотношения пликатив-

ных структур чехла Вольно-Подольской плиты (выявленных сейсморазведкой и бурением) с реликтами складчатых структур фундамента, фиксируемых гравимагнитными аномалиями. Установленная связь отрицательных структур фундамента с относительными поднятиями чехла позволяет прогнозировать в фундаменте тектонически активные участки и связывать с ними, в аспекте унаследования, погребенные структуры в нижних горизонтах осадочного комплекса.

Гравиметрические материалы, а также данные определения плотности горных пород по керну глубоких скважин и по образцам из естественных обнажений привлечены для изучения соответствия аномалий силы тяжести поведению дофлишевого ложа Карпат (в новой интерпретации). Оказалось, что ввиду сильного влияния неоднородности флишевых комплексов и глубинной структуры коры, сказывающегося на распределении локальных и региональных составляющих аномалийного поля, установить характер такой взаимосвязи без количественных расчетов невозможно.

Для получения сведений о неоднородности верхней части мантии и ее влиянии на структуру земной коры и процессы, происходившие в ней, привлечены материалы глубинных магнитовариационных наблюдений и сведения о распределении теплового потока.

В свете представлений о природе повышенного теплового потока геосинклинали, расположенного в верхней части мантии, интерпретируются разуплотнение в мантии, появление в ней волноводов и зон повышенной проводимости. Так, с источниками тепла Паннонской межгорной впадины связывается кардинальная перестройка коры — резкое утонение и формирование в ее низах толщ с коро-мантийным составом пород. На косвенное воздействие источника тепла указывают существенное перераспределение магнитных масс в коре, появление локальных зон расплавов, картирующихся эффектами разуплотнения и инверсиями пластовой скорости, усиление тектонической и магматической активности недр.

ГЕОСТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ РЕГИОНА И СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ЕГО РАЙОНИРОВАНИИ

В пределы западных областей Украины, выбранных в качестве одного из опорных районов для анализа развития эндогенных процессов в Альпийско-Карпатском складчатом поясе и его обрамлении, входят юго-западным краем древняя (дорифейская) Восточно-Европейская платформа со своим сложным по истории развития окаймлением и Украинские Карпаты с передовым (или краевым) и внутренним прогибами (рис. 1).

ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Главнейшие черты тектоники обширной платформенной области, примыкающей с северо-востока к Украинским Карпатам и их предгорью, определились в основном в результате вертикальных движений отдельных участков кристаллического фундамента, различных по своей направленности, амплитуде и возрасту. В связи с этим в основу тектонического районирования рассматриваемой области положена главным образом глубина залегания ее дорифейского основания.

На востоке по выходам на поверхность сложностроенных метаморфических и магматических образований архея, нижнего и среднего протерозоя выделяется Украинский щит.

Остальная часть древней платформы, характеризующаяся различной глубиной залегания дорифейского фундамента, объединяется под общим названием Вольно-Подольской плиты, в пределах которой выделяются западный склон Украинского щита, Вольнский выступ и Львовский палеозойский прогиб.

Западный склон Украинского щита. Поверхность кристаллического фундамента по мере удаления от обнаженной части щита погружается до глубины 1500 м относительно плавно. Наклон ее, равный $1-2^{\circ}$, ориентирован в западном направлении. Эродированная кровля древнего субстрата местами осложнена здесь небольшими поднятиями, а также сравнительно редкими и малоамплитудными разрывными нарушениями. Структурно-фациальные особенности сравнительно маломощных пород чехла, залегающих моноклинально, позволяют ограничить западный склон Украинского щита этой зоной.

Волынский выступ. Выделяется на северо-западе Вольно-Подольской плиты как крупный блок с приподнятым дорифейским фундаментом, отделенный от остальной плиты системой разрывных нарушений. В его пределах по поверхности кристаллического основания, залегающего на глубинах от 400 до 1600 м, установлен ряд обширных поднятий, имеющих в основном субширотное простираие. У границ с Белоруссией выступ осложнен Ратновским горстом, вытянутым в широтном направлении и разбитым поперечными разломами на мелкие блоки.

Львовский палеозойский прогиб. Выделяется в краевой погруженной части Вольно-Подольской плиты с глубиной залегания кристаллического основания свыше 1500 м. На востоке, выходясь, он постепенно переходит в западный склон Украинского щита, на западе обрамляется надвинутыми на него каледонскими складчатыми сооружениями молодой Западно-Европейской платформы, на юго-западе — косо срезается Предкарпатским краевым прогибом, частично перекрывающим его; на северо-западе — в пределах Польши — раскрывается в Люблинский прогиб. Восточный борт Львовского прогиба, отделенный от западной, наиболее опущенной его части Радеховско-Рогатинской системой субмеридиональных сбросов, широкий и относительно пологий. Поверхность кристаллического фундамента, залегающего здесь на глубинах от 1500 до 3500 м, погружается в западном (а на юге — в юго-западном) направлении под углом от 5–6 до 8°. Здесь наблюдается еще относительно спокойное залегание отложений, выполняющих прогиб, с развитием в них пологих структур, часто не имеющих замкнутого контура. В западной части прогиба глубина залегания фундамента, разбитого на блоки, по сейсмическим данным достигает 6,5–7,0 км, а чехол, особенно в верхней части; характеризуется интенсивной пликативно-разрывной тектоникой, усложняющейся в сторону надвинутых складчатых каледонских сооружений.

ЗАПАДНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Участок погребенных под чехлом мезо-кайнозойских отложений, а также сильно дислоцированных и уплотненных образований нижнего палеозоя, не перекрытый Предкарпатским краевым прогибом, выделяется в Рава-Русскую складчатую зону, относящуюся к молодой (эпикаледонской) Западно-Европейской платформе. О мощности надвинутого на древнюю платформу покрова каледонид можно судить лишь косвенно по данным региональных сейсмических исследований КМПВ, фиксирующим под ним дальнейшее погружение дорифейского кристаллического фундамента на юго-запад до глубины 12 км и более.

УКРАИНСКИЕ КАРПАТЫ

Украинские Карпаты составляют срединную часть Карпатской дуги — внешней ветви Альпийского складчатого пояса Европы. Именно в их пределах происходит сочленение Западных и Восточных Карпат, несущественно

различающихся строением своих внешних структурных элементов и имеющих резкие отличия в структуре и истории геологического развития внутренних тектонических зон. Еще более отчетливой является продольная тектоническая зональность Карпатской дуги. Здесь выделяются отдельные тектонические покровы, представляющие собой результат миоценового срыва самостоятельных структурно-фациальных (иногда структурно-формационных) зон с надвиганием их в сторону внешнего (платформенного) обрамления. Простирание линий надвигов и покровов в целом (особенно в пределах Украины) совпадает с простиранием бассейнов, в которых формировались осадки, хотя иногда такого строгого совпадения и не наблюдается.

По особенностям формационного состава отложений, их современной структуре и различиям истории геологического развития здесь выделяют Внутренние и Внешние (Флишевые) Карпаты, обрамленные Закарпатским внутренним и Предкарпатским передовым (краевым) прогибами, выполненными неогеновыми молассами. Границей между Внутренними и Внешними Карпатами является шовная по своей природе зона Пенинских утесов, или Пенинский утесовый пояс (по терминологии зарубежных геологов), уверенно прослеживающийся от Венского бассейна на западе до Мармарошского кристаллического массива на востоке и трассирующий по некоторым данным в Румынских Карпатах южнее Марамурешского бассейна.

Самостоятельное тектоническое значение имеет Мармарошский кристаллический массив, который лишь обрамляет с внутренней стороны Флишевые Карпаты. Он не входит в состав их фундамента и по истории геологического развития очень сходен с Центральнокарпатскими массивами Чехословакии и Польши (Татры, Малая и Большая Фатры и др.), хотя к ним и не может быть причислен (как это делают многие геологи), так как Центральные ядра Карпат и Мармарошский массив разделены шовной Пенинской зоной, игравшей первостепенную роль в истории развития всей Карпатской дуги.

Мармарошский кристаллический массив — система покровов основания, завершивших свое формирование до позднего альба и уже как единое целое надвинутых на Флишевые Карпаты в раннем миоцене.

Внешние Карпаты — область развития исключительно флишевых толщ (мел — нижняя часть миоцена), почти полностью лишенных проявлений магматизма, сформированных в серию моновергентных покровов чехла со сложной покровно-складчатой внутренней структурой. Покровы сформировались в миоцене, в несколько фаз, с миграцией по времени покровообразования от внутренних структурно-фациальных зон к внешним. Домиоценовые тектонические движения во Внешних Карпатах имели, вероятнее всего, глыбовый, а не покровно-складчатый характер.

Внутренние Карпаты — область допалеогеновой консолидации с широким развитием покровов основания (сформированных в меловое время), с наложенным характером развития палеогенового флиша, не претерпевшего типичной альпийской складчатости.

Разделяющая Внешние и Внутренние Карпаты зона Пеннинских утесов характеризуется переходными чертами развития и в допалеогеновое время ее формирование протекало в условиях, сходных с условиями Внутренних Карпат, а в палеогеновое время — Внешних. Флишенаконпление началось здесь практически в эоцене, а не в титоне-валанжине, как во Внешних Карпатах, но в отличие от Центральных ядер Внутренних Карпат палеоген смят вместе с нефлишевыми толщами мела в сложные конформные складки, вовлеченные в систему покровов с вергентностью в сторону Флишевых Карпат. В зоне Пеннинских утесов Украинских Карпат тектонические движения проявились по крайней мере дважды — в ларамийскую и савскую фазы. Не исключаются здесь и пиренейские движения, но основная складчатость — постэоценовая.

По некоторым критериям различий литолого-фациального порядка в пределах Внешних Карпат, или Флишевого пояса, выделяют отдельные единицы, получившие название структурно-фациальных зон. Считается, что почти во всех случаях по границам таких историко-геологических зон в орогенный этап их развития активизировались разломы (еще дофлишевого заложения), происходила их трансформация в надвиги и покровы. В настоящее время каждый крупный покров представляет собой сорванную со своего дофлишевого (домелового) основания структурно-фациальную зону. Предполагается, что некоторые такие единицы при формировании в них осадков разделялись подводными или эпизодически возвышавшимися над уровнем моря кордильерами. Неодинаковый подход к выдвиганию критериев выделения отдельных структурно-фациальных зон порождает и различные схемы тектонического районирования Флишевых Карпат. Наиболее обоснованной из них представляется схема (рис. 1), которая и принята нами за основу.

Украинские Карпаты обрамляются Закарпатским внутренним и Предкарпатским передовым (краевым) прогибами, выполненными терригенной и соленосной молассой. В пределах Закарпатского прогиба по особенностям строения и развития миоценового чехла выделяются следующие зоны (с северо-востока на юго-запад): Краевая, Центральная и Припаннонского глубинного разлома. Небольшим фрагментом на крайнем юго-западе на территорию Советского Закарпатья заходит Паннонская межгорная впадина, отождествляемая многими исследователями со срединным массивом. Наложенным элементом в Закарпатском прогибе является неогеновая вулканическая Вигорлат-Гутинская гряда, протягивающаяся сюда из Чехословакии и уходящая далее в Румынию.

Предкарпатский прогиб подразделяется на три самостоятельных зоны. Внешняя — Бильче-Волицкая, заложена на платформенном основании, ступенчато погружающимся в сторону Карпат, и характеризуется почти повсеместным развитием структур платформенного типа. Выполнена она верхними молассами миоцена. Центральное положение занимает аллохтонная Самборская зона (покров), которая обычно объединялась с более внутренней

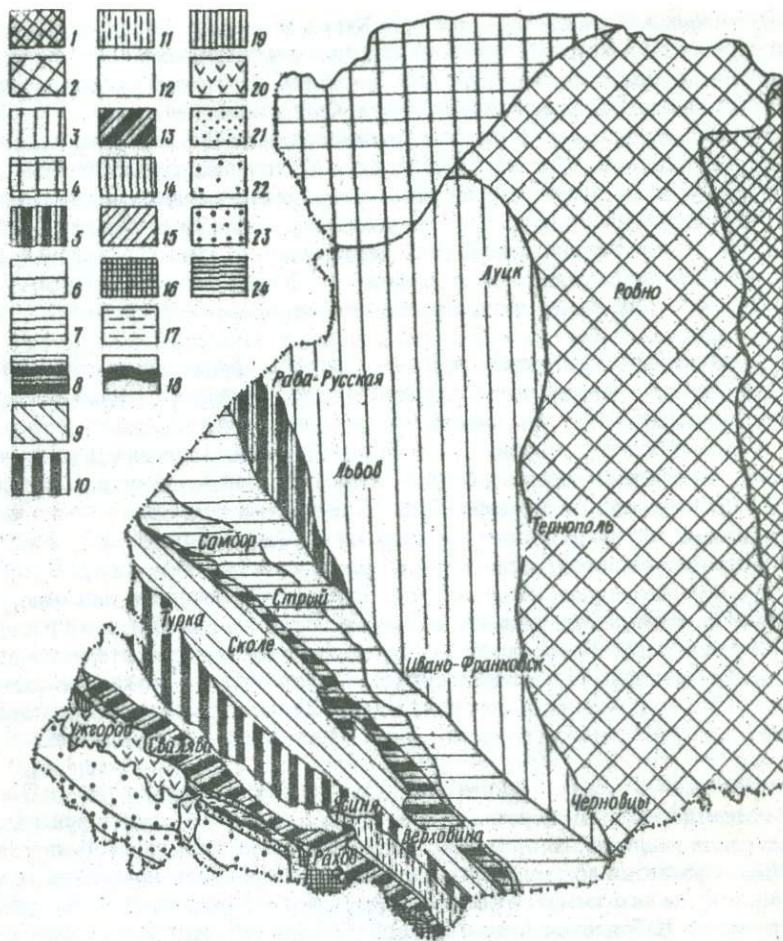


Рис. 1. Схема тектонического районирования западных областей Украины (по С.С. лову, С.Е.Смирнову, А.В.Хижнякову).

Волыно-Подольская окраина древней Восточно-Европейской платформы; 1 - раинский щит, 2 - западный склон Украинского щита, 3 - Львовский палеозойный прогиб, 4 - Волынский выступ, 5 - Рава-Русская складчатая зона молодой Западной платформы; Украинские Карпаты и прилегающие г и б ы. Зоны Предкарпатского прогиба: 6 - Вильче-Волицкая, 7 - Самборская; Бориславско-Покутская; зоны Украинских Карпат: 9 - Скибовая, 10 - Кросненская, 11 - Черногорская, 12 - Дуклянская, 13 - Магурская, 14 - Поркулецкая, 15 - Львовская, 16 - Мармарошского кристаллического массива, 17 - Мармарошских утесов; зоны Закарпатского прогиба: 19 - Подгальская, 20 - Ілат-Гутинская, 21 - Краевая, 22 - Центральная, 23 - Припаннонского глубинного лома, 24 - Паннонская межгорная впадина

Бориславско-Покутской единицей в единую Внутреннюю зону. Однако история ее развития резко отлична от Бориславско-Покутской зоны, особенно в донеогеновый этап. Формировалась она на основании, игравшем роль буфера между платформой и Карпатской флишевой геосинклиналью, в пределы которого флишевая область седиментации либо вообще не распространялась, либо проникала локально и эпизодически.

Внутреннее положение занимает также аллохтонная Бориславско-Покутская зона, сформированная на геосинклинальном (флишевом) основании и по сути представляющая собой активно погружавшийся в миоцене край Флишевых Карпат. Это сложная многоярусная система покровов, надвинутая в свою очередь на Самборский покров (см. рис. 1).

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВЕРХНИХ ГОРИЗОНТОВ
ЗЕМНОЙ КОРЫ* ВОЛЫНО-ПОДОЛЬСКОЙ ОКРАИНЫ
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И УКРАИНСКИХ КАРПАТ

Приводимые в настоящем и следующем разделах главы сведения представляют собой краткий пояснительный текст к графическим материалам (см. рис. 1-5, Прил. 1-4).

Волыно-Подольская плита

Отмеченные выше тектонические элементы Волыно-Подольской плиты, выделенные в ее современной структуре по глубине залегания дорифейского кристаллического фундамента, характеризуются не только различной мощностью осадочного чехла, но и разным возрастом, вещественным и формационным составом слагающих его пород, а также своеобразием истории развития, наложившим отпечаток на их геологическое строение.

Западный склон Украинского щита перекрыт образованиями верхнего протерозоя, нижнего палеозоя и мезо-кайнозоя. Тем же комплексом пород сложен чехол Волынского выступа. В стратиграфическом разрезе отложений, выполняющих Львовский прогиб, кроме того, принимают участие девонские и каменноугольные осадки, определяющие собой время наиболее интенсивного формирования этой структуры, заложению которой предшествовало глубокой прогибание краевой части платформы в позднем протерозое, кембрии и силуре, связанное с развитием зоны перикратонных опусканий. Обращения верхнего протерозоя и палеозоя почти повсеместно перекрываются сравнительно тонким чехлом мезозойских отложений (мелового, а на юго-западе и юрского возраста), заметно увеличивающихся в мощности лишь в западной части плиты, а также маломощными осадками кайнозоя (в основном неогена и антропогена).

* Под верхними горизонтами земной коры нами условно принята та ее часть, которая доступна непосредственному изучению в естественных разрезах или по данным геофизики и бурения. Горизонты же земной коры, исследование которых возможно исключительно геофизическими методами с широкой интерполяцией и экстраполяцией на глубину данных изучения поверхностных ее частей, отнесены к глубинным.

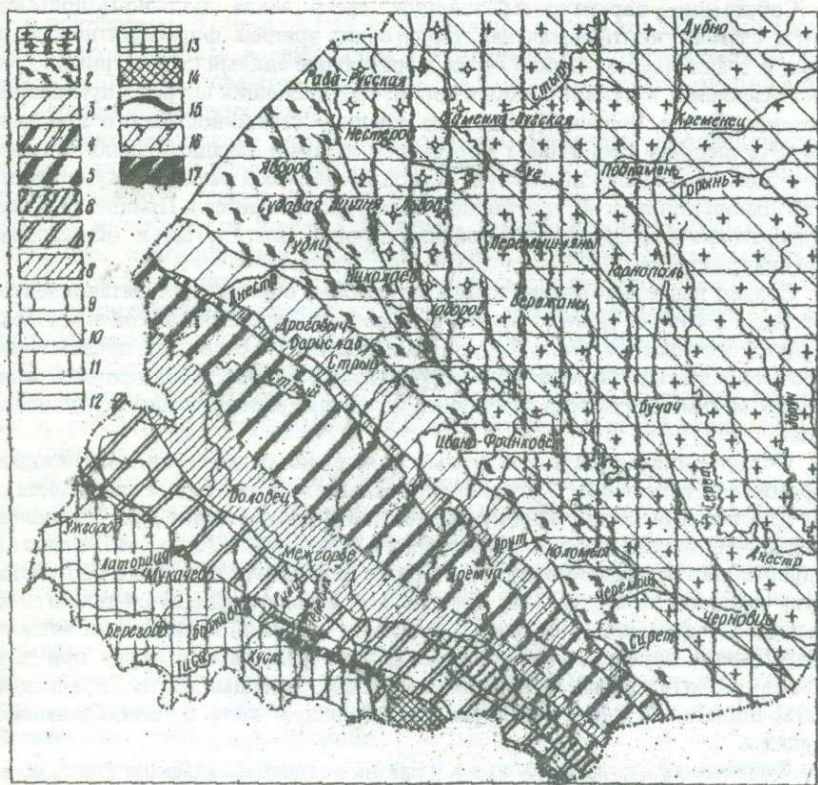


Рис. 3. Карта морфологических типов структур Украинских Карпат и их обрамления (составили С.С.Круглов, С.Е.Смирнов, А.В.Хижняков).

Комплексы. *Полная (линейная) складчатость*: 1 – дорифейский комплекс (а – установленный, б – предполагаемый), 2 – байкальско-каледонский; альпийский (покровная структура чехла, частично бескорневая); 3 – асимметричные складки, мелкие малоамплитудные надвиги, 4 – многоярусная система частных покровов, редуцированные и лежащие складки, 5 – протяженные, тектонически ограниченные моноклинальские (скибовый тектонотип), 6 – мелкие узкие чешуи, 7 – крупные чешуи, редкие брахиформные складки; сложная мелкая складчатость, 8 – узкие локальные чешуи, сложная мелкая складчатость. малоамплитудные надвиги, общий депрессионный характер структуры; *промежуточная складчатость*: 9 – герцинский; *прерывистая складчатость*: 10 – байкальско-каледонский, 11 – герцинский, 12 – киммерийско-альпийский, 13 – альпийский (проявления соляной тектоники в чехле, блоковая структура основания). Структуры зон глубинных разломов: 14 – покровная структура основания, система послепокровных разломов, 15 – зона дробления с реликтами океанической (?) коры, олистостром с гигантскими утесами-олистолитами, 16 – крупная моноклираль, осложненная мелкой складчатостью, 17 – тектоническая мегабрекчия с общей многоярусной покровной структурой чехла, гигантские тектонические отгорженцы-утесы (пенинский тектонотип)

Собственно верхнепротерозойскую часть чехла Вольно-Подольской плиты слагают континентальная терригенная аридная формация полесской серии и трапповая волынская серия, образующие единый структурный комплекс осадочных и вулканогенных пород, выполняющих погребенную позднепротерозойскую Вольно-Оршанскую впадину северо-восточного простирания. Эта впадина захватывает бортовыми частями западный склон Украинского щита и Волынский выступ, осевой своей зоной разделяет их, проникает во Львовский прогиб, где, по-видимому, раскрывается в Приднестровский перикратонный позднепротерозойский прогиб, вытянутый в общекарпатском направлении.

Сильно дислоцированные филлитоподобные образования, установленные бурением в составе донеогенового фундамента Бильче-Волицкой зоны Предкарпатского прогиба (села Ходновичи и Мостиска), очевидно, представляют собой складчатые аналоги верхнепротерозойских пород платформы, измененных метаморфизмом и слагающих здесь ядро раннебайкальской консолидации.

Позднебайкальский структурный комплекс отделен от нижележащих образований перерывом и угловым несогласием. Его слагают валдайская серия (до последнего времени необоснованно включавшаяся вместе с волынской серией в венд, но явно тяготеющая к палеозою) и тесно связанная с ней непрерывностью седиментации и общими условиями залегания балтийская серия нижнего кембрия. Этот комплекс, образованный единой терригенной гумидной формацией, участвует в строении широкой погребенной зоны перикратонных опусканий северо-западного простирания, которая при дальнейшем развитии захватила Львовский прогиб, западный склон Украинского щита, Волынский выступ и перекрыла большую часть Вольно-Оршанской впадины.

Смежная геосинклиналь пра-Карпат на позднебайкальском этапе, по-видимому, переживала квазиплатформенное развитие. Однако, несмотря на относительный тектонический покой, магматическая активность в ней не затухала, о чем свидетельствуют на платформе пелитовые туффыты валдайской серии, содержащие (в отличие от образований волынской серии) вулканогенный материал кислого состава.

Каледонский структурный комплекс образуют нерасчлененные отложения среднего и верхнего кембрия, а также породы ордовика, силура и нижнего девона (жединский ярус). По условиям залегания этот комплекс приближается к позднебайкальскому, отделенному от него небольшим перерывом, приведшим к некоторой перестройке структурного плана. Слагающие его морские терригенно-карбонатные породы, образовавшиеся в шельфовой зоне, близки по своей формационной характеристике и также участвуют в строении зоны перикратонных опусканий, завершая ее разрез.

Наиболее интенсивные нисходящие движения каледонского этапа проявились в силурийском периоде и в тиверское время (жединский век раннего девона), судя по мощностям отложений этого возраста, развитых в краевой

части платформы. В смежной геосинклинали пра-Карпат эти движения временами сопровождалось воздыманием и вулканизмом, доказательством чего являются прослои туффитов, наблюдаемые на платформе повсеместно в разрезе верхнесилурийских пород.

Складкообразование позднекаледонского орогенеза, проявившееся в древней подвижной области Карпат в конце тиверского времени, привело к возникновению у края платформы узкого предгорного прогиба, заполнившегося в днестровское время (зиген-эмс) раннего девона континентальной терригенной красноцветной формацией горных подножий. Молассоидный характер этой формации и ее локальное распространение, тяготеющее к складчатым сооружениям каледонид, казалось бы, заставляют включить ее в состав каледонского структурного комплекса, но непрерывная последовательность в осадконакоплении между ней и отложениями среднего девона и, наоборот, наличие на смежной территории Польши перерыва и углового несогласия на рубеже с подстилающими образованиями тиверской серии [71] не позволяют это сделать.

Описываемый каледонский предгорный прогиб впоследствии был частично перекрыт надвигом каледонид на платформу. На юго-востоке (в районе г.Черновцы) происходит центриклинальное замыкание этого прогиба, обусловленное развитием Буковинского поперечного поднятия, разобшившегося к конца тиверского времени бассейны осадконакопления Вольно-Подольской и Молдавской плит. К тому же времени относятся и наиболее интенсивные движения вдоль Владимир-Волынского разлома, приведшие к обособлению Волынского выетупа, а также Белз-Милятинского дизъюнктивного нарушения, ограничившего на северо-востоке формирование раннедевонского предгорного прогиба.

Герцинский структурный комплекс помимо днестровской серии сложен образованиями среднего и верхнего девона, а также карбона, выполняющими в основном Львовский прогиб. Последний формировался в среднем палеозое как глубокая краевая структура, унаследованная от зоны перикратонных опусканий и сохраняющая общее северо-западное простирание. Вместе с тем прогиб имеет черты наложенной платформенной впадины, центриклинально замыкающейся на юго-востоке, но раскрывающейся в противоположном направлении (на территории Польши) в Варшавско-Люблинский прогиб, а на северо-востоке получившей (через неглубокое грабенообразное погружение) неустойчивую структурную связь с Припятским прогибом.

Герцинский комплекс сложен в основном карбонатной формацией, сформировавшейся в открытом морском бассейне, с участием в нижней части ее разреза лагунных доломит-ангидритовых образований (эйфельский ярус), а в верхней — мелководно-морских терригенно-карбонатных (верхний фамен и визейский ярус), вплоть до субконтинентальных угленосных (серпуховский и башкирский ярусы) отложений.

Между девонскими и каменноугольными породами отмечается регио-

нальный перерыв в осадконакоплении (с почти повсеместным выпадением из разреза турнейских и нижневизейских образований), который несомненно сопровождался перестройкой структуры рассматриваемой территории. Однако во Львовском прогибе, западная часть которого в послекамменноугольное время была осложнена интенсивными пликтивно-разрывными дислокациями, существенных несоответствий структурных планов между отложениями девона и карбона не наблюдается.

Природа сложной тектоники западной части Львовского прогиба, где геофизическими исследованиями и бурением в каменноугольных и девонских образованиях был прослежен ряд протяженных антиклинальных зон северо-западного простирания, нарушенных продольными взбросо-надвигами и поперечными разрывами, до последнего времени являлась предметом острых дискуссий. Некоторые исследователи считают, что указанные дислокации дают основание для выделения в западной части Львовского прогиба герцинских складчатых сооружений либо их предгорной впадины (относя в таком случае Рава-Русскую складчатую зону к герцинидам). Близкая точка зрения была высказана группой составителей Тектонической карты юга СССР, масштаба 1:1 000 000 в 1973 г. Краевая погруженная часть платформы, примыкающая к Восточным Карпатам и выполненная отложениями девона и карбона, рассматривается ими как Львовский внешнеорогенный прогиб, сопутствующий эпиплатформенному орогену, который развивался в пределах Рава-Русского погребенного горста с байкальским складчатым основанием и был захвачен герцинскими движениями.

Другая группа исследователей [61] придерживается точки зрения о формировании Львовского прогиба в краевой сравнительно подвижной области древней платформы, рассматривая указанные дислокации в западной его части как суммарный результат разновозрастных и различных по своей направленности движений. Наиболее интенсивные из этих движений имеют послекамменноугольный возраст и обязаны тангенциальным напряжениям, связанным с проявлениями герцинского орогенеза в смежной геосинклинальной области пра-Карпат. Эти напряжения стресса привели к надвиганию покрова каледонских складчатых сооружений Рава-Русской зоны к северо-востоку, сопровождавшемуся его воздыманием, захватившим и непосредственно примыкавшую часть платформы, в результате чего в сводах ближайших антиклинальных зон последующей эрозией были размыты каменноугольные и значительная часть девонских отложений (см. Прилож. 2).

Вторая точка зрения на тектонику Львовского прогиба подтвердилась новыми геофизическими данными [60].

Альпийский структурный комплекс объединяет отложения средней и верхней юры, верхнего (а местами и нижнего) мела, изредка палеогена, неогена и антропогена, разделенные между собой стратиграфическими перерывами, но в целом характеризующиеся единым структурным планом. Этот комплекс отделен от подстилающих пород крупным перерывом в осадконакоплении (с выпадением из разреза большей части отложений верхнего

карбона, перми, триаса и нижней юры) и угловым несогласием. Он сложен в основном мелководно-морской терригенно-карбонатной формацией с участием в нижней части ее разреза континентальных терригенных пестроцветных образований (средняя юра).

Отложения мезозоя (и прежде всего верхнего мела) на востоке плиты имеют субмеридиональное простирание, сменяющееся в удалении от Украинского щита на северо-западное, где они выполняют собой наложенные на смежные части древней и молодой платформ краевые структуры: Стрыйский юрский прогиб и Львовско-Люблинскую впадину.

В строении Стрыйского прогиба структурно-фациальные особенности юрских образований дают основание для выделения двух крыльевых зон: северо-восточной и юго-западной. Северо-восточное протяженное крыло прогиба, сформированное на платформенном основании, характеризуется небольшой мощностью юрских отложений, полого погружающихся на запад. Юго-западное крыло — более крутое, с максимальными значениями мощностей пород юрской системы, в составе которых появляются и отложения нижнего отдела; оно нарушено многочисленными разрывами северо-западного простирания и к нему приурочено большинство выявленных в этом комплексе осадков антиклинальных поднятий [62].

Львовско-Люблинская впадина отчетливо выделяется на западе плиты с появлением в разрезе отложений кампанского яруса и более молодых образований верхнего мела. Она также имеет асимметричное строение с протяженным пологим восточным и коротким крутым западным крыльями.

Рава-Русская складчатая зона. Основание молодой (эпикаледонской) платформы в пределах описываемой складчатой зоны и ее продолжения на территории Польши расчленено поперечными разломами на блоки, в различной степени надвинутые на платформу. Наиболее выдвинутым к северо-востоку и приподнятым из них является Билгорайско-Рава-Русский блок [71], оказавший на прилегающую часть древней платформы сильнейший стресс, что придавало ей своеобразный стиль тектоники. Нижнепалеозойские породы складчатого основания Рава-Русской зоны смяты в крутые изоклинальные, иногда опрокинутые на северо-восток, складки. Поверхность их подверглась глубокой эрозии с образованием мелких впадин и выступов, благодаря чему в покрывающих отложениях наблюдаются пологие платформенные структуры облекания.

Осадочный чехол описываемой зоны в пределах украинской ее части сложен лишь образованиями мезозоя (юра, мел) и маломощными отложениями кайнозоя (неоген), условия залегания которых наследуют общий наклон поверхности складчатого основания к юго-западу. Иначе выглядит строение чехла Радомско-Красницкого поднятия каледонид, представляющего собой северо-западное продолжение Билгорайско-Рава-Русской зоны в Польше. Здесь под моноклинально погружающимися на юго-запад осадками мезокайнозоя в основании чехла молодой эпикаледонской платформы вскрыты образования девонской системы от нижнего отдела (верхний зиген — эмс)

до верхнего отдела (фамен) включительно [72, 78 и др.]. Они трансгрессивно с перерывом и угловым несогласием перекрывают сильно дислоцированные и уплотненные породы жедина, силура и ордовика. Каменноугольные отложения в чехле этого поднятия отсутствуют, а пермские появляются лишь в крайней северо-западной его части.

В погребенной под надвигом каледонских складчатых сооружений краевой части Львовского прогиба ожидать широкого развития девонских (за исключением жедина), а тем более каменноугольных отложений нет основания. Эти отложения, принимавшие участие в строении короткого юго-западного крыла прогиба, при надвигании Рава-Русского покрова каледонид были смяты в крутые складки, а затем одновременно с ним приподняты и уничтожены последующей эрозией.

Украинские Карпаты

Предкарпатский передовой прогиб. *Бильче-Волицкая зона* — это автохтонная зона прогиба, представляющая собой вовлеченные в прогибание в миоцене юго-западную окраину древней Восточно-Европейской платформы и ее сложное складчатое обрамление. Структура зоны многоэтажна с существенными различиями внутреннего строения каждого структурного этажа. Здесь отчетливо выделяются рифейский, палеозойский, мезозойский и неогеновый этажи. Метаморфизованные и осадочные образования, слагающие эти этажи (см. Прил. 1—4), отделены друг от друга значительными перерывами, угловыми несогласиями, испытали различную переработку в результате складчатых и глыбовых движений.

Рифейский структурный этаж наиболее широко выступает в северо-западной срединной (ядерной) части области развития палеозоя и представлен эпиметаморфизованным складчатым комплексом, образующим крупный Лежайский массив, выделенный В.В. Глушко (см. Прил. 1, 2, геотраверс I). На значительной части территории Бильче-Волицкой зоны он выходит непосредственно под неогеновую поверхность, представляя собой область длительно устойчивого воздымания.

Палеозойский этаж развит повсеместно. Наиболее широко слагающие его образования развиты на северо-восточном (внешнем) крае зоны, где они представлены дислоцированными толщами кембрия — девона (см. Прил. 2, геотраверс III). Эти породы, по-видимому, развиты и во внутренней периферии рифейского массива, будучи погруженными под крупный надвиг Флишевых Карпат. В палеогеновое время они служили источником размыва и их гальки (например, силурийских пород с граптолитами) известны во флишевых толщах Скибового покрова.

Мезозойский структурный этаж представлен меловым и юрским подэтажами, пространственно несколько смещенными. Средне- и верхнеюрские терригенно-карбонатные отложения (включающие частично и неокон) образуют наложенный асимметричный прогиб с более пологим северо-восточным крылом. Меловые отложения развиты локально и как юрские имеют асимметричное строение, образуя сильно размытый в преднеогеновый перерыв прогиб.

Неогеновый (верхний) структурный этаж характеризуется развитием дислоцированных отложений среднего и верхнего миоцена — верхнего моласового комплекса. Нижние молассы, залегающие на флишевом основании Бориславско-Покутской зоны и имеющиеся в Самборском покрове, здесь отсутствуют. Бадений-сарматская толща имеет общее моноклиальное строение с погружением под более внутренние единицы прогиба. Такая моноклиальность осложнена системой разломов — разноамплитудных продольных и косо расположенных к общему простиранию зоны. Разделенные разломами блоки ступенчато погружаются к юго-западу. В некоторых районах (например, у с.Лесная Слободка) отмеченная структура нарушается местными воздыманиями или общим наклоном занимающих срединное положение блоков к северо-востоку.

Ступенчатое погружение блоков фундамента Бильче-Волицкой зоны в сторону Карпат и постепенное (иногда скачкообразное) наращивание в этом же направлении мощности неогенового чехла — главнейшая особенность ее мегаструктуры. Главные продольные разломы со своими структурными продолжениями (Городокский, Краковецкий и др.) ориентированы несколько косо (кулисообразно) по отношению к зоне и протягиваются на сотни километров, уходя под навиг Самборского покрова и, возможно, других более внутренних единиц (см. Прил. 1–3). Для значительной части разломов доказана конседиментационность их развития с амплитудами до нескольких километров. Гораздо менее развиты крупные поперечные разломы. В последние годы установлено, что вдоль некоторых из них существуют сдвиговые перемещения с горизонтальной составляющей до 1,5–2 км и общим затуханием движений в сторону платформы [58].

Некоторые непринципиальные особенности состава и возраста отложений чехла и в какой-то степени различия структуры фундамента послужили основанием для выделения в пределах зоны Крукеничской, Косовско-Угерской и Станиславской подзон. Расположены они косо по отношению к простиранию всей зоны и кулисообразно по отношению друг к другу.

Самборская зона образует резко увеличивающийся по мощности в сторону Карпат покров моласового преимущественно соленосного и пестроцветного комплексов нижнего и среднего миоцена, надвинутый на платформенную часть Предкарпатского прогиба не менее чем на 15–18 км. Внутренняя структура покрова складчатая, при этом синклинали более широкие и пологие, а антиклинали узкие с крутыми крыльями. Локально развитые продольные и поперечные разломы образуют несколько чешуй разной величины и менее четко выраженных поперечных блоков. Зона разбурена во многих местах глубокими скважинами, глубина некоторых из них достигает 5 км. Флишевые отложения под покровом до сих пор не установлены. Локальное развитие их не исключается. Вероятно, это вообще бескорневой покров, сорванный со своего нефлишевого во природе фундамента и перемещенный в сторону платформы на расстояние, превышающее 25 км. По данным КМПВ [64], он трактуется как скальпированный отторженец, залегающий на глуби-

не 4—5 км или несколько ниже. Глубокое бурение и структурные построения указывают, как уже отмечалось в печати (см., например, работу [57]), на гораздо большую глубину нижней сорванной поверхности покрова, превышающую в некоторых местах 9 км (см. Прил. 3).

Характер довольно сложной морфологии поверхности надвига Самборской зоны во многом зависит от морфологии и строения автохтона прогиба. Она обычно довольно пологая (15—30°). В местах ступенчатого сочленения блоков ее автохтонного основания поверхность надвига становится гораздо круче и вновь выполаживается в промежутках между разломами в фундаменте.

Бориславско-Покутская зона — краевая часть меловой — раннемиоценовой Внешнекарпатской флишевой мезоэоноклинали, вовлеченная в прогибание на орогенном этапе развития (в начале миоцена). Более поздними движениями эта зона трансформирована в сложную складчатую и многоярусную покровную структуру с общей вергентностью складок и покровов в сторону ее платформенного обрамления. По крайней мере, фронтальная часть сооружения, имеющего в целом облик крупного сложного покрова, сорвана со своего основания и надвинута на Самборский покров. Доказания минимальная амплитуда перемещения этого покрова несколько меньше, чем Самборского, но превышает 10 км. К складкам Бориславско-Покутской зоны приурочены основные месторождения нефти Предкарпатья и в связи с этим ее глубинное строение изучено бурением и детальными сейсмическими работами гораздо лучше, чем строение других структурных единиц. Глубина нескольких скважин здесь превышает 7 км.

Внутренняя структура покрова — система полого лежащих опрокинутых складок с подвернутыми или иногда полностью сорванными северо-восточными крыльями, сгруппированными в два-три яруса. Эти складки разделены поверхностями частных покровов II порядка. Причисление складок к тому или иному частному покрову (ярусу складок) базируется не на знании гипсометрического уровня их распространения, а на представлении об их первичном географическом местоположении еще до нагромождения в отдельные ярусы по поверхностям крупных надвигов. Таким образом, складки I яруса формировались непосредственно у внешней границы Скибовой структурно-фациальной зоны Флишевых Карпат, а складки IV (и, возможно, еще V) яруса — по внутренней периферии Самборской зоны. В результате покровообразования флишевые и перекрывающие их молассовые образования I яруса направились на аналогичные толщи II яруса и т.д. Этим частным покровам, по предложению В.С.Бурова, присвоены географические наименования: I — Бориславский, II — Майданский, III — Покутский, IV — Рунгурский.

Общей чертой тектоники Бориславско-Покутской зоны является постепенное уменьшение нагромождения покровов в направлении от государственной границы с Польшей к государственной границе с Румынией. На северо-западе ярусное строение отчетливо фиксируется в одном вертикальном сечении, а к юго-востоку происходит постепенное разветвление покровов

с уменьшением их общего числа за счет редуцирования Бориславского и Майданского. Общая морфология складок Бориславско-Покутской зоны, особенно в пересечениях I и II геотраверсов, напоминает складки гравитационного типа. Во многих районах отмечается значительно большая дислоцированность соленосных моласс по сравнению с подстилающим их флишем (вплоть до развития диапировых складок), что объясняется различиями вещественного состава и механических свойств этих толщ.

Поперечными разломами Бориславско-Покутская зона разбита на систему примерно равных по величине блоков, смещенных по отношению друг к другу в вертикальном и горизонтальном направлениях. Судя по отношению к паравтохтону (Самборской зоне), эти разломы не проникают на глубину, а являются следствием особенностей развития самой зоны, как крупного покрова, т.е. поперечные разломы являются результатом неравномерного продвижения отдельных частей Бориславско-Покутского покрова в процессе перемещения и паравтохтон не затрагивают. Гораздо меньше, чем в Самборской зоне, паравтохтон влиял и на характер поверхности Бориславско-Покутского покрова. Форма ее фронтальной части здесь очень крутая и даже иногда запрокинутая. На некоторых геотраверсах показано, что на уровне глубин 3—4 км она выволакивается, затем становится почти горизонтальной и вновь несколько более крутой. Предположительно можно считать, что платформенное основание под наиболее внутренними частями Бориславско-Покутского покрова находится на глубине около 10 км (например, в районе сверхглубокой скважины Шевченко-1, которая при забое 7520 м не вошла еще в этот покров). Следует отметить, что по представлениям многих геологов платформенное основание испытывает значительное воздымание в сторону Карпат. В связи с этим они считают возможным достигнуть складок Бориславско-Покутской зоны скважинами глубиной до 5—6 км чуть ли не в перевальных районах Карпат. Материалы бурения опорных и параметрических скважин не подтверждают такого предположения.

Флишевые Карпаты. На дневную поверхность во Флишевых Карпатах выходят лишь мел-нижнемиоценовые толщи флишевой формации, достигающие суммарной мощности около 10 км. Нефлишевые образования представлены мелкими фрагментами существенно органогенных известняков неокома-пта и сопряженными с ними зеленокаменными эффузивными породами, которые формировались в условиях подводных излияний вдоль разломов, отделявших флишевые трог от кордильер. Монотонность всего разреза и общая близость механических свойств горных пород обусловили и сходные черты морфологии развитых здесь складчатых и разрывных дислокаций. Для этого пояса характерен складчато-чешуйчатый стиль внутренней структуры с общей вергентностью складок и надвигов в сторону Предкарпатского прогиба (см. Прил. 3).

В большей степени по литолого-фациальным критериям, чем по структурным, во Флишевых Карпатах выделяют отдельные зоны, большинство которых трансформированы в покровы. С северо-востока на юго-запад

здесь выделяют (см. рис. 1, Прил. 1): Скибовый покров, Кросненскую зону, Дуклянский, Черногорский, Поркулецкий, Магурский и Раховский покровы. Часть из них характеризуется и некоторыми оригинальными особенностями внутренней тектоники. Так, Скибовый покров, занимающий около половины всей площади Флишевых Карпат, — это система четко выраженных крупных моноклиналей с некоторыми элементами подворота в своей фронтальной части и развитием мелких синклиналильных складок перед фронтом следующей, более внутренней крупной моноклинали (скибы). В западном пересечении Карпат (см. Прил. 2, геотраверс I) их шесть (с северо-востока на юго-запад): Береговая, Оровская, Сколевская, Парашка, Зелемьянка, Рожанка. Занимающие внешнее положение скибы протягиваются через всю украинскую часть Карпат от Польши до Румынии, а более внутренние скибы погружаются и исчезают в поле развития олигоценового флиша Кросненской зоны.

Общий депрессионный характер развития, по крайней мере в олигоцене, свойствен Кросненской зоне, западная часть которой представляет собой погруженный участок крупного (в Чехословакии и Польше) Силезского покрова, а восточный имеет автохтонные черты строения. Считается, что в Кросненской зоне на фоне мелких сложных складок развиты более крупные, коробчатого типа, синклинали и узкие, иногда килевидные, антиклинальные складки, выполаживающиеся с глубиной. Детальным картированием такой характер складок в западной части зоны не подтвердился.

Занимающий более внутреннее положение Черногорский покров в отличие от соседней Кросненской зоны полностью лишен олигоценовых отложений, представлен двумя различными по структуре подзонами — Скуповской (внешней) и Яловичорской (внутренней) и является прямым продолжением зоны Аудиа, или черных сланцев, Румынских Карпат. Внешняя подзона его очень напоминает одну из скиб Скибового покрова, сложена меловыми отложениями во фронтальной части и палеогеновыми — в тыльной. Внутренняя подзона — область развития меловых отложений и, может быть, лишь самых низов палеогена — характеризуется исключительно сильной раздробленностью с образованием серии мелких, узких, крутостоящих чешуй, сложенных поперечными и диагональными разломами.

Для Дуклянского покрова, тождественного Черногорскому покрову по фациям нижнемеловых толщ и облику верхнемеловых отложений, свойственна более широкая, чем в других структурно-фациальных единицах Флишевых Карпат, обратная вергентность частных надвигов. Считалось, что, возможно, ретрошарьяжное происхождение имеет послезерозионный тектонический отторженец Полонины Ровной, который долгое время ошибочно трактовался как наложенная олигоценовая мульда. Установлено [36], что песчаники этой полонины, действительно, образуют крупную пологую брахисинклиналь и имеют олигоценовый (видимо, до низов миоцена) возраст. Несоответствие условий залегания отложений эоцена и черных мергелей дуклянской свиты и рунских песчаников объясняется дисгармоничной складчатостью, а не покровной их природой.

Характерной особенностью Поркулецкой зоны (покрова) является общее погружение слагающих ее флишевых толщ с юго-востока на северо-запад, т.е. от государственной границы с Румынией в сторону Чехословакии. Таким образом, здесь имеет место обратное соотношение по сравнению с погружением толщ, выполняющих Силезский покров — Кросненскую зону. Причина данного явления, вероятно, кроется в шарнирном характере погружения блоков дофлишевого основания этих структурных элементов. В отличие от многих структур структурно-фациальных зон Флишевых Карпат в пределах их украинской части по своей внешней периферии Поркулецкая зона имеет типично выраженный тектонический полуостанец, который свидетельствует об общем надвигании зоны на северо-восток, по крайней мере на расстояние 10—12 км. Именно к этой зоне приурочены упоминавшиеся тектонические отторженцы карбонатных и связанных с ними эффузивных основных пород.

Главнейшими особенностями строения самых внутренних флишевых зон — Раховской и Магурской является полное отсутствие в первой отложенной моложе нижнего мела, а во второй — выход на дневную поверхность только палеогеновых образований. Раховскую зону как прямое продолжение зоны Синая, или покрова Чахлеу, Румынских Карпат многие румынские геологи причисляют к так называемым интернидам (дакидам), усматривая развитие здесь также меловых складкообразовательных и, возможно, покровных движений.

Флишевые Карпаты в целом, как и отдельные их покровы (за исключением, по-видимому, юго-западной части Кросненской зоны), надвинуты к северо-востоку. Морфология поверхности лучше всего изученного Скибового покрова существенно отличается от всех ранее рассмотренных. Фронтальная ее часть крутая и местами запрокинута к юго-востоку. В различных сечениях Карпат на глубине 2—3 км поверхность покрова разная. В большинстве сечений на этой глубине она резко выполаживается, угол ее наклона становится равным 20—30°. Более крутые поверхности надвигов внешних скиб (Береговой, Оровской и, возможно, Сколевской) подрезаются этим общим покровом на глубинах 2—5 км. Юго-западнее поверхность Скибового покрова становится вновь крутой (до 70—80°). Такой характер нижней поверхности общего надвига Флишевых Карпат на Бориславско-Покутскую зону Предкарпатского прогиба определяет внутреннюю границу перспективных на нефть и газ районов Предкарпатья на современном техническом уровне поисков и разведки месторождений. Сверхглубокая скважина Шевченко-1 полностью вскрыла весь меловой и палеогеновый разрез Оровской скибы и при забое в 7520 м не вышла еще из отложений Береговой скибы. Скважина заложена на Оровской скибе в 15 км от фронта Скибового покрова.

Однако в некоторых поперечных сечениях морфология внешней части поверхности Скибового покрова существенно изменяется. В районе Майданского тектонического полуокна покрова отчетливо выражено его "ныряние", при этом паравтохтон (Бориславско-Покутская зона) выходит на дневную

поверхность в 8–9 км в тылу покрова, а его "ныряющая" к северо-востоку часть достигает толщины 1,5 км.

Учитывая данные сверхглубокого бурения и геофизических работ, минимальная амплитуда горизонтального перемещения Скибового покрова может составлять около 20 км.

Во Флишевых Карпатах пробурено более 100 глубоких скважин, в том числе несколько параметрических и опорных в районах, отстоящих далеко от Предкарпатского прогиба (села Борьян, Черноголова, Синевидное, Тухолька, Свалява, Шевченко, Лути, Мизунь, Вышково, Межгорье, Космач-Покутский и др., см. Прил. 2). В результате бурения получен важный материал о внутренней структуре глубоких горизонтов флиша, указывающий на гораздо большую глубину залегания дофлишевого основания, чем это предполагалось по данным сейсмических работ. Скважины послужили надежными эталонами расчета физических параметров для новых построений и переинтерпретации геофизического материала по глубинному строению всей Карпатской дуги.

Важность последнего обстоятельства, имеющего помимо большого геотектонического и прикладное значение для поисков различных месторождений полезных ископаемых и в первую очередь нефти и газа, можно проиллюстрировать на следующем примере. В Поркулецком покрове, в его северо-западной части, по данным КМПВ [68], предполагалось резкое воздымание дофлишевого фундамента в направлении к Закарпатскому прогибу. Наиболее высокое его залегание (800–1200 м) отмечалось в районе с. Черноголова (см. Прил. 3, геотраверс I). Пробуренная здесь параметрическая скважина Черноголова-1 (забой 4010 м) не вышла даже из верхнемеловых отложений. Были доказаны отсутствие какого-то ни было воздымания дофлишевого фундамента во внутренних частях Флишевых Карпат, большая крутизна (до 80°) поверхности Поркулецкого покрова на Дуклянский покров и решен ряд задач о внутренней структуре и перспективах нефтегазоносности развитых здесь меловых и палеогеновых отложений.

Итак, данные глубокого бурения в комплексе с сейсмическими исследованиями дают основание заключить, что мезозойское и палеозойское (карбон-пермь) дофлишевое основание в пределах Внешних Карпат залегает, по крайней мере, глубже 10 км, достигая, возможно, в некоторых районах 12–13 км. Сведения о возможном его составе и строении приводятся в главе 4.

Марморошский пояс. *Мармарошский кристаллический массив* принято считать выведенным на дневную поверхность дофлишевым основанием Внешних Карпат. Однако такое положение необоснованно, хотя и кажется, на первый взгляд, вполне логичным, если учесть непосредственную близость массива с областью развития флишевой миогеосинклинали. Анализ истории формирования этих тектонически сближенных геоструктурных элементов Карпат показывает, что, по меньшей мере, начиная с мелового времени они развивались обособленно; их разделяла крупная шовная зона, служившая

длительное время источником размыва для накопления флишевых толщ по внешнему ее краю и эпиконтинентальных (молассоидных) — по внутреннему [32].

В пределы УССР заходят лишь два небольших фрагмента Мармарошского массива, определяющего собой структурный облик значительной части Румынских Карпат, — Чивчинский и Деловецкий (в литературе часто неудачно называемый Раховским массивом). Оба фрагмента являются периферийными районами распространения сложнодислоцированных мезозональных рифейско-палеозойских и осадочных, вулканогенных и эпизонально метаморфизованных доальбских мезозойских образований, на которых резко несогласно залегают послепалеогеновые нефлишевые толщи. Венчается разрез Мармарошского массива базальным горизонтом терригенных нефлишевых пород палеогена, также залегающих резко несогласно, с большим размывом, на всех более древних толщах.

Мармарошский массив как самостоятельный геоструктурный элемент Карпат в целом надвинут к северо-востоку, иногда (в Чивчинских горах) с полным перекрытием наиболее внутренней (Раховской) флишевой зоны. Доказанная минимальная амплитуда горизонтального перемещения массива в пределах его украинской части составляет несколько первых километров. По данным же геологического картирования его румынской части она превышает 10 км. Во фронтальной части массива протягивается узкая, местами прерывистая, своеобразная зона тектонических блоков и клиньев палеозойских и дофлишевых мезозойских толщ с широким развитием верхнеюрских основных эффузивов с подводным характером излияния. Ее выделяют под названием Каменнопотокской, или Радомирской, зоны и либо причленяют к Флишевым Карпатам, либо считают самостоятельным структурным элементом, либо включают (что более обоснованно) в состав Мармарошского массива. Для этой зоны характерно общее чешуйчатое строение, при котором чешуи, сложенные более древними образованиями, занимают более внутреннее и более высокое гипсометрическое положение.

Долгое время общепринятым считалось представление о блоковом строении Мармарошского массива с некоторыми горизонтальными смещениями блоков за счет разделяющих крутопадающих разломов. На этих позициях некоторые геологи остаются и в настоящее время (А.К.Бойко и небольшая группа геологов Закарпатской геологической экспедиции). Около 20 лет назад детальными геологосъемочными работами на территории Румынии выявлена серия крупных, иногда полностью оторванных от своих корней, шарьяжных пластин. Под влиянием главным образом этих исследований С.Л.Бызова, С.Г.Рудаков, В.И.Славин и В.Е.Хайн выполнили переинтерпретацию детальных карт украинской части массива и пришли к заключению о развитии крупных покровов и в ее пределах. Ими выделены крупные покровы — Белопотокский и Деловецкий, а также Розисский, занимающий промежуточное положение.

Верхним покровом является Деловецкий с минимальной амплитудой

перемещения 11 км на территории УССР и до 25 км в Румынских Карпатах. Он сложен эпизональным комплексом рифей-палеозоя и маломощным мезозойским домеловым чехлом. Послепокровные верхнеальбские и палеогеновые отложения трансгрессивно лежат на всех более древних толщах. Деловецкий покров иногда полностью перекрывает свой паравтохтон и проникает в глубь Флишевых Карпат, надвигаясь на Раховский и Поркулецкий покровы. Нижележащий Белопотокский покров, представленный в своей нижней части комплексом рифей-палеозойских, преимущественно слюдяных с гранатом сланцев, гнейсов, амфиболитов, а также других мезозонально метаморфизованных пород и незначительным по мощности мезозойским доальбским чехлом, также надвинут к северо-востоку, однако минимальная амплитуда его перемещения очень невелика. Сильно расчлененный рельеф в области распространения пород этого тектонического элемента свидетельствует о большой (несколько километров) его мощности и глубоко залегающих корнях. Плоскость его надвига на флиш также довольно крутая. Не пройден этот покров и скважинами, достигающими глубины многих сотен метров.

Имеющий неширокое развитие Розисский покров является, вероятно, одной из наиболее крупных чешуй чехла Белопотокского покрова, сорванных при движении Деловецкого аллохтона.

Отмеченные очень полого залегающие тектонические единицы Мармарошского массива разбиты субвертикальными послепокровными разломами, резко затрудняющими расшифровку его внутренней структуры. Для понимания глубинной структуры и истории развития области сочленения массива и Флишевых Карпат большое значение имеет приуроченность к ней мощных верхнеюрских эффузивов и редкие находки (на соседней территории Румынии) протрузий и олистолитов ультрабазитов. Особый интерес представляют также находки валунов и галек неметаморфизованных, по данным абсолютной геохронологии, мезозойских гранитов и разнообразных других пород в составе послепокровных альбских конгломератов массива. В корневом залегании массивы гранитоидов, за счет размыва которых произошли эти конгломераты, на дневной поверхности отсутствуют в пределах всей Карпатской дуги и не установлены бурением.

Зона Мармарошских утесов, пожалуй, наиболее сложная по структуре и происхождению по сравнению со всеми единицами Карпат, а может быть и всего Альпийского пояса. Она не имеет себе аналогов в других Карпатских странах и протягивается от бассейна Шопурки до Латорицы, скрываясь под зоной Пеннинских утесов. По характеру структуры в ней отчетливо выделяется Внешняя, или Вежанская, и Внутренняя, или Монастырецкая, подзоны. Последнюю иногда именуют также Драговской зоной, полностью отделяя ее от зоны Мармарошских утесов. Общая структура внешней зоны — асимметричный горст-чешуя, внутренней зоны — крупная моноклираль, осложненная мелкой складчатостью и разломами, с общим погружением к юго-западу под зону Пеннинских утесов. Самая характерная особенность Вежанской под-

зоны — широкое распространение в ее фронтальной части карбонатных и, в меньшей степени, другого состава громадных глыб-утесов среди поля развития терригенных апт-альбских отложений соймульской свиты. Чрезвычайно интересно развитие здесь же глыб серпентинитов, галек и валунов уже упоминавшихся так называемых экзотических пород (гранитоидов, кварцевых порфиров, гранодиоритов и др.). Хаотически расположенные глыбы (часть из которых в длину достигает многих сотен метров) представляют собой седиментационные отторженцы-олистолиты в олистостромовой нижнемеловой толще, мощность которой превышает 1,5 км. В области контакта Вежанской подзоны с Раховским и Поркулецким покровами, на которые она также надвинута, отмечены мощная зона дробления и появление редких мелких тел серпентинитов протрузивного типа.

Надвинутая с юга Монастырецкая подзона сложена исключительно палеогеновыми; типично флишевыми, отложениями и образует крупную моноклинали, хорошо выдержанную по всему простиранию.

Поверхность надвига Вежанского покрова II порядка на Флишевые Карпаты вскрыта несколькими скважинами. Плоскость надвига везде довольно крутая. Так, в с.Дубровица на р.Теребля паравтохтон встречен на глубине около 550 м (скважина заложена в 300 м от фронта надвига). На северной окраине с.Долгое на р.Боржава он вскрыт глубже 2 км (устье скважины находится в 500 м от края надвига).

В результате можно сделать вывод об общем крутом залегании всего мезозойского и палеогенового комплексов зоны Мармарошских утесов и о глубоком залегании здесь палеозойского и более древнего их основания.

Пенинский пояс (зона). Это единственная структурная зона Карпат, для изображения деталей внутреннего строения которой обычные приемы, разработанные для составления крупномасштабных карт, не могут быть использованы с большой эффективностью. По мнению В.Е.Хайна (личное сообщение), эту зону можно считать тектонотипом особого "пенинского" стиля внутренней структуры. Главнейшей его особенностью является чрезвычайно широкое развитие мелких малоамплитудных разломов и зон дробления, превративших все толщи горных пород, слагающих зону, в сложную тектоническую брекчию ("месиво"). Таким образом, данная структурная единица — это гигантская зона дробления, которая вполне могла бы именоваться меланжем, будь здесь обязательные (по мнению автора) для нее фрагменты — ультрабазиты.

Общий облик зоны определяют хаотически рассеянные, не образующие какой-либо четкой структурной формы, тектонические отторженцы разной величины, преимущественно известняковых глыб-утесов в поле распространения пестроцветных мергельных пород апта-маастрихта. Вместе с глыбами известняков мергельные толщи мела собраны в сложные складки, разорваны по очень сложной системе разломов на отдельные чешуи и блоки. Более крупные мегаформы структуры вырисовываются лишь в местах развития палеогеновых типично флишевых толщ, залегающих с размывом на меловых

отложениях, вместе с вмятыми в них триасовыми породами и юрско-неокомскими глыбами известняков. В таких случаях отчетливо видно общее многоступенчатое покровное строение; при этом в условиях денудационного вреза 250–300 м можно насчитать 2–3 мелких покрова, залегающих один над другим по очень пологим поверхностям надвигов.

Отложения мела и палеогена собраны в конформные складки, что вместе с некоторыми другими данными свидетельствует о развитии в ларамийскую фазу складчатости, вероятнее всего, лишь глыбовых движений, не сопровождавшихся напряженной складчатостью. Эти движения и привели к взламыванию компетентного триасового, юрского и неокомского субстрата и проникновению отдельных его блоков и обломков в податливую мергельно-глинистую меловую оболочку. Интенсивные складкообразовательные движения, завершившиеся значительными срывами с надвиганием всех масс в сторону Флишевых Карпат в послеолигоценное время и некоторое обратное запрокидывание на нижнемиоценовые молассы Закарпатского внутреннего прогиба, по-видимому в сармате, завершили формирование этой сложной структурной транскарпатской единицы.

Описанный характер структуры, выявленный при детальном картировании, подтверждается и данными глубокого бурения. Скважина, заложенная южнее с. Драгово, вскрыла одни и те же стратиграфические горизонты верхнего мела несколько раз и остановлена в этой же толще на глубине свыше 1 км, вскрыв также блоки сильно раздробленных (о чем свидетельствуют мощные поглощения бурового раствора) криноидных известняков доггера.

Морфология плоскости контакта зоны Пенинских утесов и Флишевых Карпат довольно сложная и изучение ее имеет большое теоретическое значение для интерпретации истории развития всей Карпатской дуги. Бурением трех скважин глубиной свыше 3 км в районе г. Свалява доказано довольно пологое надвигание зоны на флишевую область, хотя плоскость самого контакта в приповерхностной части имеет крутое залегание с погружением к юго-западу. Минимальная доказанная амплитуда горизонтального перемещения зоны Пенинских утесов достигает 1,5 км. Ряд более мелких скважин, пробуренных несколько западнее, под комплексом зоны Пенинских утесов вскрыл толщу, напоминающую черный мел кричевской свиты Закарпатского внутреннего прогиба, что может указывать на запрокидывание "утесового" комплекса в обратную сторону (как и в бассейне р. Лужанка). Упомянутая выше скважина у с. Драгово, заложенная всего в 500 м от фронта надвига, из зоны Пенинских утесов не вышла на глубине 1020 м. Это несомненное доказательство большой крутизны его плоскости.

Новые данные, полученные в результате глубокого бурения Пенинского утесового пояса в Словацких Карпатах, были любезно сообщены авторам братиславским геологом доктором Б. Лешко. Скважина Лубина-1, заложенная в Подгальской зоне в 7 км к югу от Пенинского утесового пояса, вскрыла последний на глубине менее 2000 м и прошла его полностью на глубине 2700 м. Далее, до 3200 м, она вскрыла палеогеновые отложения Магурской

зоны Флишевых Карпат. Таким образом, зона Пенинских утесов здесь оказалась представленной тонкой пологозалегающей пластиной, далеко надвинутой на Внешние Карпаты.

В пределах Украины данная зона вырисовывается как тектоническая единица, имеющая общую криволинейную поверхность контакта с Внешними Карпатами и Закарпатским внутренним прогибом. Все это указывает на большое разнообразие общей ее структуры, что свойственно геотектоническим элементам, претерпевшим развитие, характерное для зон глубинных разломов, и шарьированным лишь в заключительные этапы своей истории.

Закарпатский внутренний прогиб. В пределах Закарпатского прогиба верхние горизонты земной коры представлены альпийским структурно-формационным комплексом. Верхний структурный этаж этого комплекса сложен неогеновой молассой, несогласно перекрывающей сложнопостроенный мезозойско-палеогеновый фундамент. Максимальная толщина неогенового чехла достигает 3–3,5 км.

Нижний и средний структурные этажи альпийского комплекса, участвующие в сложении донеогенового фундамента прогиба, характеризуются сложным блоково-чешуйчатым строением. В северо-восточной части (узкой полосе) прогиба фундамент представлен структурно-фациальными элементами Складчатых Карпат. Здесь неогеновая моласса залегает на верхнемеловых мергелях с тектоническими отторженцами юрских известняков (зона Пенинских утесов) и на палеогеновом флише Магурской зоны и зоны Мармарошских утесов.

На остальной, большей части прогиба под неогеновую поверхность выходят разнофациальные палеогеновые отложения, верхнемеловые терригенные образования, терригенно-карбонатные породы юры, известняки и доломиты триаса. В бассейне р. Уж крупный участок фундамента сложен метаморфизованными породами палеозоя (Ужгород-Инячевский блок, по В.Г. Свириденко).

Автономность Закарпатского прогиба обусловлена наличием двух крупных структурных элементов, отделяющих его от смежных частей Альпийского пояса. На северо-востоке прогиб отделен от складчатой области Карпат Закарпатским (Перипенинским) глубинным разломом, на юго-западе — от Алфольда — Припаннонским глубинным разломом. Простираание этих структурных элементов первого порядка совпадает с простираанием Карпат.

Блоковая структура донеогенового фундамента определяется наличием крупных продольных и поперечных дизъюнктивных нарушений. Амплитуда вертикальных перемещений смежных блоков достигает 1500–1700 м.

В целом крупные горизонтальные перемещения не характерны или, по крайней мере, не доказаны для структуры фундамента Закарпатского прогиба. Однако в отдельных блоках глубоким бурением (скважины, пробуренные в районах населенных пунктов Солотвина, Сокирицы, Данилово) установлены надвиги, амплитуда которых достигает первых километров. В надвигообразовании обычно принимают участие мезозойские и палеогеновые от-

ложения. Скважинами, пробуренными в районе г. Ужгород (см. Прил. 2, геотраверс I), выявлен надвиг палеозойских метаморфизованных образований на известняки юры.

Наложённым элементом Закарпатского внутреннего прогиба является Вигорлат-Гутинская гряда неогеновых вулканических образований, имеющая в плане зигзагообразную форму. Протягиваясь на территорию УССР из Чехословакии, она вначале обрамляет Закарпатский прогиб по его внешней периферии, а после Хустских ворот — по внутренней.

СТРОЕНИЕ ГЛУБИННЫХ ГОРИЗОНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОЛЫНО-ПОДОЛЬСКОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И УКРАИНСКИХ КАРПАТ

Для суждения о структуре глубинных горизонтов земной коры западных областей УССР исходными являются материалы геофизических исследований (результаты изучения гравитационного, магнитного, электромагнитного и теплового полей, данные сейсмических работ МОВ, ГСЗ и др.). Дополнительные возможности познания состоят в широких региональных сопоставлениях литолого-формационных особенностей древних геологических комплексов, выявленных различными способами в пределах региона и смежных с ним областей.

В результате гравиметрических исследований установлен общий характер строения земной коры рассматриваемой территории. Напряженность поля силы тяжести закономерно уменьшается от Закарпатского прогиба и склонов Украинского щита по направлению к складчатой области Карпат. Региональный минимум силы тяжести приурочен к внешним элементам Скибового покрова и Бориславско-Покутской зоны Предкарпатского прогиба, т.е. к области с наибольшей толщиной земной коры. Здесь простирание минимума совпадает с простиранием Карпат.

На этом фоне выделяется ряд полосовых гравитационных аномалий (в редукции Буге), также имеющих карпатское простирание. Взаиморасположение, конфигурация и "рельеф" этих аномалий отражают неоднородную слоистую структуру глубоких горизонтов земной коры, наличие продольных дислокаций во флише и дофлишевом основании Карпат, блоково-складчатую структуру докембрийского фундамента и чехла Вольно-Подольской плиты.

Карпатский региональный гравитационный минимум является отражением проявившихся здесь всех геосинклинальных циклов [13]. Его асимметричное расположение и смещение к северо-востоку относительно осевой линии горного сооружения вызвано резким увеличением мощности земной коры у юго-западного края древней платформы [5]. Новейшие представления о природе Карпатской гравитационной аномалии на базе комплексного количественного анализа геофизических данных излагаются ниже.

Для Вольно-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы характерно сложнодифференцированное магнитное поле. Локальные аномалии с интенсивностью вертикальной составляющей от 300 до 1000 нТл и более

группированы в несколько полос северо-западного (на юге) и юго-западного (на севере) простирания. Аномалии отражают главным образом состав и внутреннюю структуру докембрийского фундамента и, частично, наличие в чехле вулканитов волинской серии.

Магнитное поле Предкарпатского прогиба и складчатой области Карпат слабоаномально, интенсивность его вертикальной составляющей не превышает 200–300 нТл. Отсутствие здесь четко выраженных локальных аномалий можно объяснить очень глубоким залеганием возмущающих масс под немагнитными мел-нижнемиоценовыми (флишевыми) и мезозой-палеозойскими комплексами.

Резко дифференцированное поле магнитных аномалий установлено в Закарпатском прогибе. Интенсивны (до 1000 нТл) аномалии, группирующиеся в полосе, которые соответствуют линиям известных центров вулканических извержений. Обусловлены эти аномалии в основном массивами андезитобазальтов большой мощности. Менее интенсивные (до 750 нТл) полосовые аномалии карпатского простирания связаны с магнитными массами в фундаменте прогиба. Мелкие мозаичные аномалии вызваны деталями структуры фундамента прогиба [63].

Для расшифровки глубинного строения региона большое значение имеют данные о его сейсмической активности и интенсивности современных движений земной коры.

Повышенной сейсмической активностью отличается узкая протяженная область сочленения Закарпатского прогиба со Складчатыми Карпатами – Закарпатский глубинный разлом. В этой полосе сосредоточено большинство эпицентров землетрясений, зафиксированных в пределах Украинских Карпат [15]. Кроме того, на территории Закарпатского прогиба выделено еще несколько зон сейсмической активности, приуроченных к системам разломов доиеоценового фундамента. Гипоцентры закарпатских землетрясений расположены на глубинах 5–10 км, интенсивность их достигает 8–9 баллов [15]. Лишь несколько очагов землетрясений отмечено на территории Флишевых Карпат и Предкарпатского прогиба.

Карпатское горное сооружение испытывает в настоящее время восходящие движения [17]. Скорости этих движений различны в разных частях региона. Максимальные значения скорости современного воздымания отмечены для водораздельной части Карпат (12 мм/год) и на Мармарошском кристаллическом массиве (10,4 мм/год). Участок интенсивного (10,5 мм/год) воздымания установлен в пределах платформы в районе г. Львов.

В рассматриваемом регионе современным движениям земной коры соответствуют вариации силы тяжести, обнаруженные по профилю Запорожье – Львов – Липовое. Знак квазипериодических вариаций в целом противоположен направленности современных движений. Амплитуда вариаций достигает $35 \cdot 10^{-5}$ см/с². Вариации силы тяжести отражают в определенной мере структурный план земной коры и связаны с процессами, которые происходят в ее недрах [53].

Вариации геомагнитного поля (H - и T -составляющие) обнаружены в юго-западной части Украинских Карпат. Установлены две аномалии векового хода интенсивностью 25–30 нТл. Одна из них рассмотрена в зоне Закарпатского глубинного разлома, в течение последних 10 лет она поменяла знак на противоположный. Другая — в пределах чопской части Закарпатского прогиба — постепенно затухает. Судя по размерам аномалий, вызывающие их источники расположены, по мнению В.Г.Кузнецовой, на глубинах 5–10 км.

В результате площадных магнитовариационных и магнитотеллурических наблюдений в Карпатском регионе выявлена и детализирована интенсивная аномалия электропроводности. По векторам индукций и изменениям амплитуд установлен региональный ее характер. Ось аномалии [4, 47] проходит вдоль всей Карпатской дуги, располагаясь ближе к ее внутренней границе. Глубина залегания верхней кромки зоны электропроводности оценивалась не более 17–20 км. По последним расчетам И.И.Рокитянского, мощная зона повышенной электропроводности располагается в мантии на глубине свыше 65 км. Природа аномалий электропроводности связывается им с образованием расплавов.

Поле глубинных тепловых потоков западных областей УССР изучено неравномерно. Оно характеризуется (в пределах погрешностей измерения) средней величиной 45–50 мВт/м². Несколько повышен уровень теплового потока в северо-западной части Львовского палеозойского прогиба. Лишь в Закарпатском прогибе и на смежной территории Паннонской впадины отмечаются интенсивные аномалии тепловых потоков, превышающие средние значения примерно в два раза [38].

Согласно полиморфно-адвекционной гипотезе [14], тепловой поток на платформе и ее обрамлении имеет радиогенную природу. Он формируется за счет выделения тепла породами, слагающими кору и верхнюю мантию Земли. Этот поток является своеобразным фоном для аномалий, возникающих на геосинклинальных стадиях более позднего времени. Закарпатская аномалия образована нестационарным источником — зоной частичного расплавления пород мантии. Поверхность зоны расплава находится в данный момент на глубине 60 км. Толщина ее превышает 100 км, возраст источника 25 млн лет. Исходя из временной характеристики, аномалия просуществовала еще 50–55 млн лет, затем последует ее спад.

Характер распределения глубинных температур и их взаимоотношение с особенностями строения земной коры позволяют прогнозировать [14] существование очага частичного плавления в низах гранитного слоя ($H \approx 20$ км) в зоне Закарпатского глубинного разлома.

Панноско-Закарпатский источник тепла повлиял на изменение физических свойств верхней части мантии и обусловил формирование аномалий физических полей [7]. Действие источника привело к резкому перегреву недр западной части рассматриваемого региона по сравнению с восточной (до 1200 °С на глубине 60 км). В результате перегрева возникло разуплотнение глубинного вещества (до 0,12 г/см³), что подтверждается уменьше-

нием скорости продольных волн на 500–900 м/с по данным сейсмологии (по К.Посгаю). Упомянутое разуплотнение обусловило интенсивную (до $0,2 \text{ см/с}^2$) отрицательную аномалию силы тяжести, существование которой подтверждается расчетами теоретической аномалии Δg (плотностная модель составлена по сейсмическому разрезу и результатам скоростного анализа волнового поля ГСЗ).

Большой интерес представляют структурные построения по III международному профилю ГСЗ Вишневец – Долина – Берегово (см. Прил. 2), на котором зафиксировано поведение главнейших границ раздела земной коры. По материалам этого профиля и на основании анализа волнового поля по международным и национальным профилям ГСЗ УССР, Польши, Чехословакии и Венгрии В.Б.Соллогубом составлена структурная карта трех разновозрастных поверхностей М (рис. 4).

О глубинном строении северо-восточной платформенной части территории можно судить в общих чертах лишь по данным региональных сейсмических исследований КМПВ – ГСЗ и крупномасштабной гравиметрии.

В структуре земной коры Вольно-Подольской плиты выделяются три мегаблока. Первому, наиболее крупному, отвечает западный склон Украинского щита вместе с его более интенсивно погружающимся продолжением, на котором сформировался восточный борт Львовского прогиба. Второй мегаблок соответствует западной, погруженной части прогиба. Он отделен от первого мегаблока Радехово-Рогатинским разломом, четко выделяющимся на III и VIII международных профилях ГСЗ. Третий, северо-западный, мегаблок, отвечающий Вольнскому выступу, отделен от остальной части Вольно-Подольской плиты Владимир-Вольнским разломом. О глубинном строении его почти ничего неизвестно, поскольку он весьма слабо изучен региональными сейсмическими исследованиями.

Раздел Мохоровичича, залегающий субгоризонтально в пределах большей части Вольно-Подольской плиты, испытывает два крупных прогибания в восточной части, вдоль выходов кристаллических пород на поверхность, и в западной, погруженной части Львовского прогиба. Амплитуды прогибаний составляют не менее 10 км. Отражение разрывных дислокаций земной коры в структуре чехла ощущается главным образом в зоне Радехово-Рогатинского разлома, где по данным КМПВ зафиксирована серия субмеридиональных сбросов поверхности фундамента, отразившихся во флексурообразном залегании осадочных толщ.

Серия разрывных нарушений фундамента северо-западного простирания, установленная КМПВ в западной части Львовского прогиба, не фиксируется в глубоких частях земной коры и, по-видимому, не имеет глубинного заложения. Очевидно, нарушения вызваны стрессом, которому подвергалась краевая часть платформы в позднекаменноугольное время с образованием расколов в ее древнем фундаменте и взбросо-надвигов в осадочном чехле.

Сведения о внутренней структуре дорифейского складчатого основания

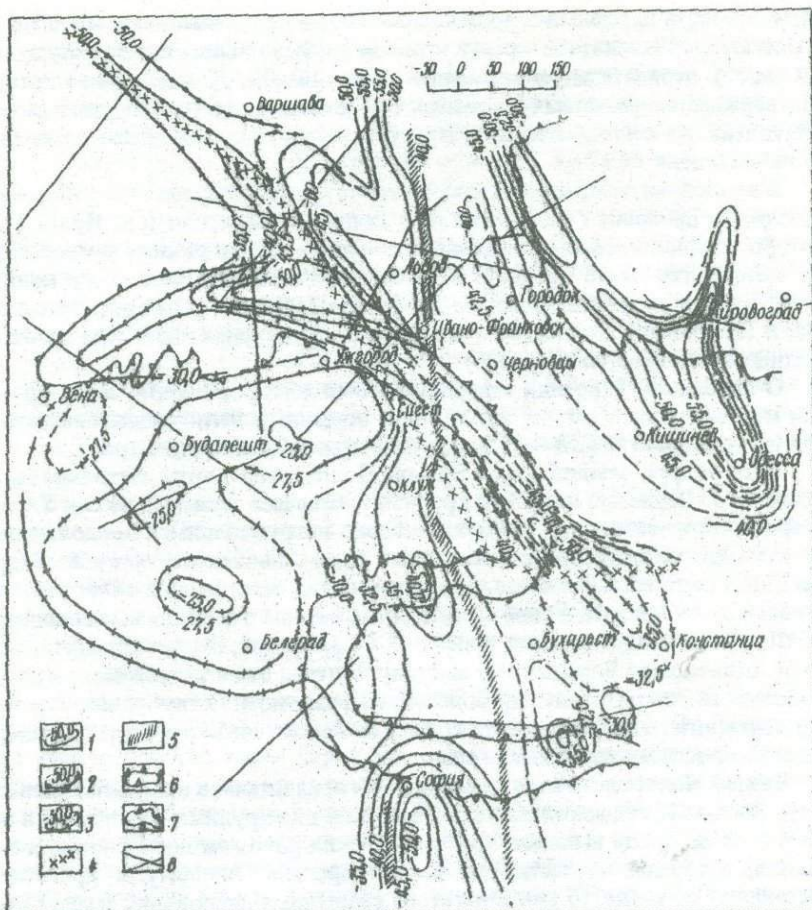


Рис. 4. Схема рельефа раздела Мохоровичича Карпат и прилегающих территорий (по В.Б.Соллогубу и А.В.Чекунову).

Изолинии глубин до раздела Мохоровичича, км: 1 – раннепротерозойского времени консолидации, 2 – позднепротерозойского времени, 3 – альпийского времени консолидации; 4 – Закарпатский глубинный разлом; 5 – Радеховско-Рогатинский разлом мантийного заложения; 6 – контур Карпат и Балкан; 7 – западная граница Украинского щита; 8 – международные и национальные профили ГСЗ

западного склона Украинского щита и Львовского палеозойского прогиба получены в результате интерпретации материалов крупномасштабной гравиметровой съемки совместно с данными других геофизических методов и бурения (К.Ф.Тяпкин, Л.Е.Фильштинский, Г.М.Яценко).

Непосредственно вблизи выходов кристаллических пород Украинского

щита на поверхность отмечается субмеридиональное простирание складчатых структур фундамента. На западном склоне Украинского щита и восточной части Львовского палеозойского прогиба развиты складчатые структуры фундамента северо-западной ориентировки. В центральной части Львовского прогиба преобладает субмеридиональная зональность складчатых структур. В северной части Вольно-Подольской плиты (район Луцк – Берестечко) отмечается смена упомянутых простираний зональности на субширотную. Структуры фундамента сложены гнейсовыми вулканогенно-осадочными формациями, залегающими среди гранитоидов и мигматитов. Складчатые структуры сохранились неповсеместно. По аналогии с Украинским щитом возраст структурных комплексов западного склона щита и восточной части Львовского палеозойского прогиба оценивается как бутско-подольский (поздний архей). В центральной и, по-видимому, западной части Львовского прогиба наиболее вероятный возраст структур фундамента – карело-криворожский (ранний и средний протерозой). Наложенные субширотные складчатые комплексы датируются готским временем (средний и поздний протерозой). Готской фазой метаморфизма и обусловлен, по-видимому, омоложенный возраст пород фундамента, определяемый радиологическими методами. Стратиграфическая принадлежность складчатых структур фундамента подтверждается (в частности, существование карело-криворожских структур) наличием утолщений земной коры – корней раннепротерозойских геосинклинальных трогов субмеридионального простирания в западной части Львовского палеозойского прогиба и полосы выхода кристаллических пород на земную поверхность в восточной части Мазурско-Белорусской антеклизы.

Картина морфологических особенностей границы раздела кора – мантия (раздел Мохоровичича) западной части СССР, смежных территорий Польши, Чехословакии, Венгрии, а также Югославии и Болгарии чрезвычайно пестрая, особенно в полосе сочленения альпийских покровов Карпат и Балкан с прилегающими платформенными геоструктурами (см. рис. 4). Диапазон глубин на сравнительно небольших расстояниях, например на геотраверсе II, смещается от 30 до 65 км, т.е. больше чем в 2 раза. Тем не менее, и в размещении и в конфигурации структур раздела Мохоровичича имеются следующие закономерности: 1) преобладание отрицательных, сравнительно узких, линейных форм – своеобразных мощных утолщений земной коры; 2) выдержанность направлений их простирания на значительных (500 км и более) расстояниях.

Истолкование геологической природы протяженных утолщений коры стало возможным в результате исследований ГСЗ, выполненных на Украинском щите [54]. Здесь, на глубинах раздела М 35–40 км, которые соответствуют распространению массивов археид, выявлена серия узких грабенообразных утолщений, контактирующих с блоками археид по глубинным разломам. Местоположение этих утолщений коры соответствует зонам раннепротерозойской складчатости, которым свойственно выдержанное, главным образом субмеридиональное, простирание.

Одним из таких раннепротерозойских утолщений коры Украинского щита является Ровенско-Одесская зона. К западу от нее развиты складчатые комплексы архейд, которым соответствует "спокойная" кора толщиной 40—42,5 км. Еще далее к западу, в области развития осадочных образований Львовского палеозойского прогиба, проявляется еще одно мощное утолщение коры, ориентированное субмеридионально. По аналогии с Украинским щитом в фундаменте Львовского прогиба предполагается развитие раннепротерозойских структур (это подтверждается и материалами крупномасштабной гравиметровой съемки [60]).

Полоса утолщений коры (а следовательно, и приуроченная к ней область распространения геосинклинальных карело-криворожских структур фундамента) протягивается от Львова на юг в направлении к Софии. С этой зоной утолщения сопряжен глубинный разлом той же ориентировки. На территории СССР он известен как Радеховско-Рогатинский.

На обширном участке, расположенном между Ровенско-Одесской и Львовско-Софиевской зонами утолщений коры, выделяется еще одна зона утолщения амплитудой до 10 км, которая протягивается в северо-западном направлении, пересекая Львовско-Софиевскую субмеридиональную зону утолщения. Наложенный характер утолщений, а также пространственное соответствие последнего Лежайскому массиву рифейд и линейным структурам каледонид дало основание В.Б.Соллогузу связывать период консолидации самых глубинных корней раздела Мохоровичича, отмечающихся в данной зоне, с байкало-каледонским этапом складчатости.

Зона байкало-каледонских утолщений коры ограничивается с юго-запада протяженным глубинным разломом той же северо-западной ориентировки, пересекающим Львовско-Софиевскую субмеридиональную зону утолщения коры. На территории СССР этот разлом известен как Закарпатский. По западную сторону Закарпатского глубинного разлома толщина земной коры уменьшается менее чем на 10 км.

В целом вся территория к западу от Закарпатского глубинного разлома характеризуется утоненной корой (средняя толщина 30 км). Исключение составляют южная часть упоминавшегося выше Львовско-Софиевского утолщения коры и заливообразное утолщение во внешней части Западных Карпат, где толщина коры достигает 50 км. Значительной части Паннонской впадины и сопряженным с ней палеозоидам и альпидам свойственна субгоризонтальная, "гладкая" (в пределах точности метода ГСЗ), земная кора. Время формирования "тонкой" коры Паннонской впадины считается альпийским [55]. Реликты древней коры, образовавшейся здесь в протерозое, выделены лишь в Украинских Карпатах, в связи с чем считается, что породы, "заключенные" между уровнями древней и молодой консолидации, имеют смешанный "коро-мантийный" состав.

В последние годы значительно изменились представления о роли раздела Мохоровичича в структуре земной коры и верхней мантии. Высказаны соображения о том, что раздел Мохоровичича представляет собой не важнейшую,

а лишь одну из нескольких сейсмических границ в земной коре и верхней мантии, и что нижнюю границу литосферы следует проводить в пределах верхней мантии [77].

Материал для разработки данной проблемы дает переинтерпретация результатов сейсмических исследований (ГСЗ), проведенных на территории Украины. Речь идет в настоящее время не о границе коры и верхней мантии, а о переходе от коры к верхней мантии, т.е. о многоэтажной зоне значительной мощности, в пределах которой происходит изменение сейсмической характеристики горизонтов коры и мантии [56].

Для территории Карпатского региона С.И.Субботин, В.Б.Соллогуб и А.В.Чекунов [56] приводят структурные схемы трех разделов Мохоровичича, расположенных на разных глубинах и связанных, по мнению В.Б.Соллогуба, с разновозрастными поверхностями консолидации. На этих схемах отражены три разноориентированных прогиба с несовпадающими структурными планами. По мнению авторов, местоположение и ориентировка этих прогибов в глубоких горизонтах земной коры "...находятся в хорошем соответствии с расположением и ориентировкой геологически документированных в приповерхностных частях земной коры раннепротерозойских, байкальских и альпийских структур" [56, с. 15].

Природа отражающих границ в толще земной коры, их тонкая структура аналогичны, вероятно, структуре "поверхности" Мохоровичича. По данным А.В.Чекунова, на некоторых участках в пределах Украины сейсмическими исследованиями выявлены "мощные зоны переслаивания "гранитного" и "базальтового" материала" [65, с.36].

Чередование (переслаивание) зон повышенных и пониженных скоростей установлено в нижних горизонтах земной коры Закарпатского прогиба.

Таким образом, эти границы в коре следует рассматривать либо как разделы между разнородными по составу пачками пород, либо как зону перехода от "гранитного" к "базальтовому" слою.

Известный интерес (в прикладном отношении — с точки зрения расшифровки структуры глубокозалегающих горизонтов флишевого, молассовых и платформенного осадочных комплексов) представляют сейсмические горизонты, установленные по данным КМПВ — ГСЗ на относительно небольших глубинах.

Сейсмический материал по геотраверсу I (Горохов—Самбор—Ужгород—Чоп), полученный в 1965 г., подвергся переинтерпретации в 1975 г. (см. Прил. 3). С использованием уточненных величин средних скоростей преломляющая граница с $V_T = 5,6$ км/с была существенно (на 2—3 км) "опущена" во Флишевых Карпатах, а вместо преломляющей границы с $V_T = 6,5$ км/с отстроены отражающие площадки (близкритические отражения). Несмотря на то, что результаты бурения скважины Черногорова-1 формально не противоречат уточненному положению преломляющей границы $V_T = 5,5$ км/с, по существу эта граница является фиктивной. Дело в том, что характер скоростного разреза Флишевых Карпат и его складчатого основания градиентный и,

следовательно, по первым волнам (являющимся рефрагированными) можно построить только скоростной разрез. Исходя из этого, положение преломляющей границы может отражать в первом приближении лишь поведение скоростного уровня с $V_{пл} = V_T$. Отражающие же площадки, построенные для глубин 10–60 км, представляют собой, хотя и в сглаженном виде, несомненную физическую реальность. В этой связи можно предполагать, что на описываемом геотраверсе в Скибовой зоне Карпат и в Предкарпатском прогибе группа отражающих площадок соответствует переходной зоне от байкальского складчатого комплекса к дорифейскому.

В пределах внутренних элементов Флишевых Карпат с группой отражений, прослеживаемых на глубинах 12–17 км, связана толща перемятых и разорванных по сколам мезозойских и палеозойских пород, являющихся корнями флишевого комплекса, фронтальная часть которого аллохтонна.

По той же причине можно считать, что зафиксированная на глубинах 5–6 км на геотраверсе II (Вишневец – Долина – Берегово) в пределах Флишевых Карпат и Предкарпатского прогиба по данным ГСЗ преломляющая граница с $V_T = 5,2–5,5$ км/с, трактованная как основание флишевого и молассового комплексов [64, 65], в реальности не существует. Неудивительно, что пробуренные на этом профиле скважины Мизуль-1 и Шевченко-1 до глубин соответственно 6 км и более 7,5 км не вышли из флишевого комплекса. Эти глубокие скважины, как и другие (скв. Черногорова-1, Борыня-1, Тухолька-1, Лути-1), со всей очевидностью свидетельствуют о значительно большей толщине сорванного со своего основания флишевого комплекса, чем это представлялось ранее по сейсмическим данным. Принимая во внимание градиентный характер скоростного разреза, можно предположить, что поверхность дофлишевого основания и сопряженную с ней толщу перемятых и разорванных по субгоризонтальным сколам пород следует приурочивать здесь (как и на геотраверсе II) к группе отражающих площадок (горизонт K_1), залегающих на глубинах не менее 10–12 км.

В связи с изложенным представляют интерес результаты сейсмических исследований, выполненных на территории Польши и Чехословакии. По материалам этих работ построены схематические карты рельефа дофлишевого фундамента Польских Карпат [83] и восточной части Словацких Карпат [76].

На схематической карте фундамента Польских Карпат [83] отражен блоковый характер его строения. На пограничной с СССР территории в направлении с северо-востока на юго-запад выделяются два блока. Внешний включает Скольскую (Скибовую) единицу и характеризуется относительно неглубоким залеганием дофлишевого фундамента – от 3 км на северо-востоке до 7–8 км на юго-западе. Внутренний (продольный) блок состоит, в свою очередь, из двух частей. Большая по площади часть глубоко погружена, глубина залегания фундамента достигает 10,5 км. Непосредственно к польско-советской границе примыкает небольшой приподнятый блок, в котором фундамент залегает на глубине 4–7 км.

Блоковое строение фундамента отражено также на схематической карте, построенной для восточной части Словацких Флишевых Карпат [76]. Участок, непосредственно примыкающий к советско-чехословацкой границе, разделен на несколько приподнятых и опущенных блоков. Глубина фундамента изменяется от 2 до 4,5 км. Следует отметить, что в ряде мест эти построения подтверждены бурением скважин Ужгород-1, Цисова ИГ-1 и Висьнева ИГ-1. Результаты бурения двух последних скважин представляют особый интерес.

Скважина Цисова ИГ-1, пробуренная в пределах Скольской (Скибовой) зоны в 18 км от внешнего края Карпат до глубины 4367 м [87], вскрыла три структурных яруса: аллохтонный мел-палеогеновый флиш, состоящий из двух чешуй (до глубины 4012 м); паравтохтонный комплекс миоцена и подстилающих его менилитовых сланцев Стебникской единицы (глубина 4012–4070 м); автохтонные образования верхнего бадения, залегающие на рифейском фундаменте (глубина 4070–4367 м).

Скважина Висьнева ИГ-1 глубиной 2931 м [70], пробуренная в 20 км южнее края Карпат в пределах тектонического окна, в котором среди отложений Силезской зоны выходят породы Подсилезской единицы, прошла мел-палеогеновый флиш до глубины 2268 м, а затем (2268–2931 м) вскрыла пологозалегающие образования бадения и платформенные юрские и каменноугольные отложения фундамента.

Необходимо отметить также, что структурные построения по поверхности фундамента Польских и Словацких Карпат хорошо согласуются между собой в пограничных частях. Ближко соответствуют сейсмические материалы по Польским Карпатам данным КМПВ на геотраверсе Горохов – Рудки – Чоп (особенно построениям, относящимся к внешним единицам Украинских Карпат).

По материалам бурения скважин (Цисова ИГ-1, Висьнева ИГ-1, Борыня-1, Шевченко-1, Луги-1, Шепот-1 и др.), расположенных вдоль Карпатской дуги, можно сделать определенные выводы о глубинной структуре внешних элементов Складчатых Карпат. Вдоль Карпат значительно меняется толщина аллохтонного флишевого комплекса; что определяется, вероятно, блоковым строением фундамента. На территории Польши толщина комплекса не превышает 2,5 км даже на значительном удалении от края Карпат. К востоку и юго-востоку она увеличивается до 4000 м (в пересечении Перемышля). На территории Украины толщина аллохтонного комплекса иногда (например, у румынско-советской границы) превышает 4 км даже вблизи края Карпат. На некоторых участках она, вероятно, незначительна (в районе Битковского полуокна). Минимальная амплитуда надвига флишевого комплекса на пологозалегающие платформенные образования составляет по данным бурения не менее 20 км.

Возраст и вещественный состав домезозойских комплексов, слагающих дофлишевый фундамент Карпат, предположительно устанавливается на основании ряда косвенных данных, результатов региональной корреляции древ-

них образований, обрамляющих складчатую область, определения абсолютного возраста домезозойских экзотических пород, встречающихся в виде обломков во флишевых толщах, и т.п.

В настоящее время считают, что домезозойский комплекс фундамента Складчатых Карпат в основном сложен древними протерозой-нижнепалеозойскими отложениями, образующими байкальский (или байкальско-каледонский) структурно-формационный этаж. Вместе с тем в фундаменте Карпат, вероятно, достаточно широко развиты каледонские и герцинские комплексы [12]; определенное значение в сложении фундамента имеют также нижнемезозойские образования.

Древний (архей?-протерозойский) комплекс фундамента сложен, вероятно, глубокометаморфизованными гнейсами, слюдяными сланцами с интрузиями гранитоидов и менее метаморфизованными филлитами. В сложении нижне- и среднепалеозойского комплексов дофлишевого фундамента, вероятно, принимают участие карбонатно-глинистые отложения кембрия, силура и девона.

О вещественном составе верхнепалеозойских и нижнемезозойских комплексов, входящих в дофлишевый фундамент Карпат, можно судить по фрагментам каменноугольных, пермских, триасовых и юрских пород, встречающихся во флишевых толщах в виде тектонических и седиментационных отторженцев или в форме обломков в конгломератах мела и палеогена.

Каменноугольная система в фундаменте Карпат представлена серыми филлитами, графитизированными кварцитами, известняками с прослоями каменного угля. Пермскую систему образуют пестроцветные терригенные гипсоносные отложения. Триас сложен доломитами, известняками, красноцветными терригенными породами, юра — главным образом известняками (разноцветными массивнослоистыми и тонкослоистыми, органогенными и пелитоморфными, кремнистыми) с прослоями глинистых и песчано-глинистых пород.

В структурном отношении древнее основание Карпат представлялось обычно в виде мегантиклинория, ядерная часть которого сложена рифейским (байкальским) комплексом, обрамленным с северо-востока полосами каледонид и герцинид.

Анализируя результаты обработки транскарпатских профилей (ГСЗ) и сопоставляя их с последними данными о строении дофлишевого фундамента, А.В.Чекунов [64, 65] пришел к выводу о последовательной смене в вертикальном разрезе байкалид каледонидами и затем герцинидами. Преломляющие горизонты с граничной скоростью 5,0—5,8 км/с, зафиксированные на профилях КМПВ — ГСЗ (но не существующие в геологическом разрезе Карпат), А.В.Чекунов отождествляет с подошвой флишевого чехла (с поверхностью герцинского комплекса), а кровлю "гранитного" слоя (байкальско-каледонского комплекса) проводит по горизонту со скоростью 6,0—6,8 км/с, отмеченному на глубинах 7—18 км.

Учитывая приведенную выше новую трактовку геологической природы

сейсмических границ на профилях КМПВ — ГСЗ, рассмотрим особенности глубинного строения вдоль геотравеса II (см. Прил. 2). Этот геотравес совмещен с III международным профилем ГСЗ. Сейсмические построения на нем представляют последний вариант интерпретации, проведенной под руководством В.Б.Соллогуба. На других геотравесах также даны сейсмические построения последних лет, за исключением границы раздела кора — мантия, которая снесена на геотравесы со структурной карты раздела Мохоровичича, в связи с чем описание глубинной структуры по такому материалу не представляет самостоятельного интереса. Вместе с тем все, что касается геотравеса II, судя по структурной карте раздела Мохоровичича, в той же мере относится и к двум остальным геотравесам.

На геотравесе II (см. Прил. 2) самый высокий гипсометрический уровень занимает сейсмический горизонт с $V_T = 6,1-6,2$ км/с. Глубины его залегания изменяются от 2 км на склонах Украинского щита до 6 км в Предкарпатье. На основании данных бурения он уверенно отождествляется с поверхностью дорифейского кристаллического фундамента (скважина Заложцы-1), но только лишь до Радеховско-Рогатинского разлома. В западной части Львовского палеозойского прогиба этот горизонт, судя по скоростному разрезу палеозоя и рифея, переходит на уровень волинской серии или даже низов кембрия (скважина Глиняны-1).

На глубинах 16–23 км в пределах склона Украинского щита и Вильче-Волицкой зоны Предкарпатского прогиба фиксируется отражающий сейсмический горизонт (ранее здесь выделялась преломляющая граница с $V_T = 6,8$ км/с). Этот горизонт в свете современных представлений о природе сейсмических границ следует рассматривать как проявление зоны перехода от "гранитной" коры к "базальтовой".

Раздел Мохоровичича в пределах склона залегает субгоризонтально (средняя глубина 42 км), образуя плавные пологие положительные и отрицательные структурные формы. Резкие погружения до глубин 55 км, как уже отмечалось, раздел М испытывает в крайней северо-восточной части геотравеса II и в западной части Львовского палеозойского прогиба.

Кроме протяженных границ установлен ряд прерывистых сейсмических горизонтов. Прерывистое залегание отражающих площадок, укладываемых визуально в единый уровень, зафиксировано на глубине около 10 км для всей территории Волино-Подольской плиты. На северо-восточном окончании геотравеса II по всему разрезу коры выделяется большое число сейсмических площадок. Обращает на себя внимание группирование площадок в средней и нижней частях коры. Столь повышенная слоистость является следствием своеобразных условий геологического развития восточной части плиты (схема отработки профиля здесь такая же, как и для остальной части плиты). Сгущение площадок вблизи границ раздела М представляет собой убедительный пример многослойности зоны перехода от коры к мантии Земли, как и от "гранитного" слоя к "базальтовому".

Разрез земной коры Предкарпатья, Карпат и Закарпатья существенно

"беднее" разреза коры Вольно-Подольской в отношении числа отражающих элементов. Это связано во многом с условиями проведения полевых работ (уменьшением, в частности, числа пунктов возбуждения).

Резкое увеличение толщины коры под Самборской и Бильче-Волицкой зонами (до 55 км) и особенно под внешними элементами Флишевых Карпат (до 65 км) обусловлено, как уже отмечалось, наличием корней протерозойских и более молодых геосинклиналей. Первое из упомянутых утолщений карело-криворожского времени консолидации, второе — байкало-каледонского. Далее к юго-западу граница Мохоровичича позднепротерозойского времени воздымается в пределах Флишевых Карпат до глубин 54 км.

Граница Мохоровичича в Закарпатье располагается на глубинах 27–30 км, время ее консолидации — альпийское. Тем же временем датируется граница К — М, залегающая на глубинах 30–40 км в области Флишевых Карпат (на "продолжении" границы М Закарпатского блока). Граница К — М характеризует область вещественного перехода от гранитного состава коры к "коро-мантийному". Она практически параллельна первично отрисованной границе М в этом блоке. В Закарпатье раздел М протерозойского времени формирования, по-видимому, полностью регенерирован.

В Украинских Карпатах можно выделить несколько геоструктурных комплексов. Верхний, мел-палеоген-раннемиоценовый, флишевый комплекс отличается сложным покровно-чешуйчатым строением. Его толщина, вероятно, превышает 10–12 км.

В северо-восточном направлении он надвинут на складчатые метаморфизованные верхнепротерозойские образования обрамления геосинклинальной области.

Корнями мел-палеоген-раннемиоценового комплекса является сложно-дислоцированный и также, вероятно, частично сорванный со своего основания мезозой-палеозойский комплекс. В его состав входят предфлишевые (прикордильерные) отложения нижнего мела, терригенные, терригенно-карбонатные породы юры и, возможно, триаса, а также образования верхнего палеозоя.

Ниже можно выделить собственно палеозойский дофлишевый комплекс, в состав которого, вероятно, следует включать раннегерцинские и каледонские сооружения. За подрышу этого комплекса можно условно принять отражающие горизонты, зафиксированные здесь на глубине около 20 км.

О наличии этих двух комплексов можно судить по обломкам подобных пород в составе флиша. По-видимому, в кордильерных участках они выходили на дневную поверхность, подвергались в мелу и палеогене денудации и были погружены в глубокие горизонты коры при складко- и покровообразовании.

На описываемых геотраверсах по сейсмическим данным установлены крупные субвертикальные дислокации. Некоторые из них трактуются как зоны, ограничивающие блоки земной коры I порядка, — Закарпатский глубокий разлом, разделяющий внешний и внутренний геоструктурные эле-

менты Карпатского сооружения, и глубинные разломы, отделяющие геосинклинальную область Карпат от байкальского срединного массива и последний от дорифейской Восточно-Европейской платформы. Эти геоблоки земной коры I порядка получили собственные названия: Закарпатский, Карпатский, Предкарпатский и Вольно-Подольский.

В заключение необходимо отметить следующее.

Приведенная выше новая трактовка геологической природы сейсмических границ, залегающих в Карпатах на глубинах 10–14 км, как его дофлишевого основания, хорошо согласуется с данными глубокого бурения и скоростной характеристикой флишевого покрова. Однако в предложенной геологической модели остаются необъяснимыми существенные геофизические факторы. Прежде всего, геологическая модель находится в невыясненных на должном уровне количественных и качественных отношениях с гравитационным полем, с распределением неоднородностей надвинутых флишевых комплексов, и, наконец, с полем тепловых потоков и температур. По-видимому, потребуется определенная работа по уточнению геофизической модели земной коры Карпат, что необходимо для правильного истолкования палеозойских физических полей и их связи с тектоникой и историей геологического развития.

ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ В УКРАИНСКИХ КАРПАТАХ И ИХ ОБРАМЛЕНИИ

ИСТОРИЯ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Основные особенности динамики седиментационных, тектонических, магматических и метаморфических процессов, протекавших в неогее на территории Украинских Карпат и их платформенного обрамления, отражены в Приложениях 4–7, на рис. 2–14 и в табл. 1,2. Комментируемые корреляционные схемы построены для отдельных тектонических элементов, каждый из которых представляет собой в генетическом, историческом и геоструктурном отношениях единое целое. Необходимая степень объединения признаков, принимавшихся за основу при выделении таких тектонических элементов, определялась задачами данного исследования.

Закарпатский прогиб

На территории Закарпатского прогиба изучению доступны (вскрыты естественными обнажениями и скважинами) отложения кайнозоя, мезозоя и самых верхних горизонтов палеозоя. Соответственно, только в пределах этих временных интервалов можно проследить историю развития (динамике) эндогенных процессов для данного региона.

Наиболее древними отложениями из вскрытых скважинами в Закарпатском прогибе являются метаморфические сланцы – кварц-слюдисто-карбонатные, карбонатные, полевошпат-кварцевые, полевошпат-слюдистые, слюдисто-хлоритовые. Эти образования (вскрытая мощность их составляет 330–530 м), прошедшие эпитермальную стадию метаморфизма, отнесены к перми и верхнему карбону в значительной степени условно. Исходными для них осадочными породами были, вероятно, терригенные (песчано-глинистые), туфогенные и карбонатные образования, которые накапливались в условиях неглубокого шельфа (?), прогибавшегося со скоростью более 10 м/млн. лет (?). Эти отложения (молассовая формация?) представляют собой, вероятно, результат орогенного этапа герцинского цикла развития пра-Карпат, который протекал, видимо, в условиях общего тангенциального сжатия (см. Прил. 5–7, рис. 12). Следует оговорить условность этого предположения (как и других, высказанных выше, допущений): не ясны природа и первичный состав этих древних метаморфических образований, от-

сутствуют признаки складчатых и надвиговых дислокаций, нет определенных данных о возрасте метаморфизма.

С комплексом карбонатных и карбонатно-терригенных метаморфизованных образований ассоциирует эффузивно-терригенная толща кислого липарит-дацитового состава.

Орогенный этап развития герцинской геосинклинали завершился на рубеже палеозоя и мезозоя воздыманием, которое обусловило наличие континентального перерыва в конце перми — начале триаса. Триасовый период начался накоплением базальных грубообломочных пород, которое сменялось формированием терригенных красноцветных, терригенно-карбонатных и карбонатных отложений. Квазиплатформенный и лептогеосинклиальный (по В.Е.Хайну), или раннегеосинклиальный, этапы развития Карпатского региона характеризуются вначале постепенным преобладанием, а со среднего — позднего триаса полным господством карбонатной седиментации, которая продолжалась затем в течение всего юрского периода. Накопление карбонатных, относительно мелководных осадков протекало в условиях медленного общего, временами дифференцированного (локально стабильные участки в области воздымания) прогибания, обусловленного растяжением земной коры, начавшимся, вероятно, еще в триасовом периоде. Растяжение сопровождалось интенсивными проявлениями раннегеосинклиального основного и ультраосновного магматизма (потоки спилито-диабазовых лав и лавобрекчий, туфогенные породы, радиоляриты, кремнистые известняки).

Характер (условия развития, интенсивность, направленность) эндогенных процессов раннего и среднего мезозоя (квазиплатформенный и раннегеосинклиальный этапы) был, вероятно, единым для всего Карпатского региона. Дифференциация геосинклиальной области произошла на рубеже юрского и мелового периодов, т.е. в начале этапа развития региона, который для Внешних Карпат является собственно геосинклиальным (флишевым) этапом.

В пределах Внутренних Карпат (Закарпатский прогиб на территории Украины) после кратковременного перерыва, возможно, в раннем мелу, началось более интенсивное (по сравнению с юрским периодом) прогибание, сопровождавшееся формированием темноцветных терригенных песчано-глинистых отложений кричевской свиты (аспидная? формация) при постепенно увеличивающейся интенсивности осадконакопления без перерыва в течение всего мелового периода. Некоторая дифференциация седиментационных процессов и эндогенных режимов наблюдается здесь во второй половине позднего мела и выражается в изменениях фациальных условий и проявлениях вулканизма.

В эоценовую эпоху происходит усиление дифференциации тектонического режима. На фоне общего постепенного уменьшения глубин Закарпатского бассейна отмечаются участки интенсивного прогибания с накоплением флишевых и флишиоидных терригенных песчано-глинистых толщ. Дифференциация и активизация тектонического режима обусловили формирование

Таблица 1. Проявление тектонической активности в позднем протерозое и фанерозое на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы и ее каледонском складчатом обрамлении

Тектоническая активность		Возрастные пределы проявления движений (верхний — нижний)	Районы проявления движений	Характер движений	Обоснование возраста движений
Цикл	Фаза (эпоха)				
Альпийский	Валахская	Антропоген — поздний плиоцен	—	Не проявились	Почти полное отсутствие осадконакопления
	Аттическая	Ранний плиоцен — поздний сармат	—	—	—
	Штирийская	Баденский? — эггенбург	Рава-Русская складчатая зона, Вольно-Подольская плита	Неустойчивый тектонический режим (опускания прерывались кратковременными поднятиями)	Спорадическое распространение маломощных (и неполных по объему) отложений оттранга-бадена
	Савская	Ранний миоцен — поздний олигоцен	—	Не проявились	Отсутствие осадконакопления
	Парамийская	Средний эоцен — поздний мел	Рава-Русская складчатая зона, Вольно-Подольская плита	Запоздавшие (по отношению к геосинклиналям) поднятия, наступившие лишь в датском веке	Отсутствие отложений от карпата до дания включительно; Отсутствие отложений от среднего эоцена до дания включительно
	Австрийская	Поздний мел — ранний мел	Рава-Русская складчатая зона, Вольно-Подольская плита	Не проявились	Непрерывное осадконакопление Почти повсеместный перерыв с выпадением из разреза отложений нижнего мела
Киммерийский	Позднекиммерийская	Ранний мел — поздняя юра	Рава-Русская складчатая зона, Вольно-Подольская плита	Кратковременное поднятие Поднятие, продолжавшееся в течение почти всего раннего мела	Перерыв с выпадением из разреза отложений рязанского яруса нижнего мела (берриаса) Значительный перерыв с почти полным отсутствием отложений нижнего мела
	Раннекиммерийская	Ранняя юра — поздний триас	—	Не проявились	Отсутствие осадконакопления
	Пфальцская	Ранний триас — поздняя пермь	—	" "	" "
	Заальская	Поздняя пермь — ранняя пермь	—	" "	" "
Герцинский	Астурийская	Поздний карбон — средний карбон	Рава-Русская складчатая зона	Переработка консолидированных каледонских сооружений, вызванная интенсивным стрессом со стороны пра-Карпат (где проявились мощные орогенические движения). Появление поперечных разрывных (сдвиговых) дислокаций. Образование покровов, их надвиг на древнюю платформу	Дислокациями захвачены отложения жединского яруса нижнего девона, силура и кембрия. Образование мезозоя ими не затронуты
			Львовский прогиб (западная погруженная часть)	Образование сложных линейно вытянутых (параллельно фронту надвига) шликативно-разрывных дислокаций (взбросо-надвигов и приразломных антиклинальных зон)	Дислокациями захвачены каменноугольные и девонские отложения; в породах нижнего палеозоя и верхнего протерозоя они почти не фиксируются. Образования мезо-кайнозоя ими не затронуты
	Судетская	Средний карбон — ранний карбон	—	Не проявились	В Львовском прогибе непрерывное осадконакопление
	Бретонская	Ранний карбон — поздний девон	Рава-Русская складчатая зона (?)	Переработка каледонских складчатых сооружений раннегерцинскими движениями, проявившимися в Карпатах (?)	

Тектоническая активность		Возрастные пределы проявления движений (верхний – нижний)	Районы проявления движений	Характер движений	Обоснование возраста движений
Цикл	Фаза (эпоха)				
Герцинский	Бретонская	Ранний карбон – поздний девон	Львовский прогиб	Повсеместное поднятие	Перерыв с выпадением из разреза почти всего турнейского яруса. На смежной территории Польши – проявления магматизма (покровы базальтов на поверхности фаменских отложений)
Каледонский	Эрийская	Зиген – жедин	Рава-Русская складчатая зона	Общая инверсия в миогеосинклинали и орогенез с образованием складчатого сооружения, характеризующегося развитием крутых изоклинальных, часто опрокинутых к северо-востоку складок	Интенсивно дислоцированные отложения жединского яруса нижнего девона, силура, ордовика (?) и кембрия, однако не претерпевшие метаморфизма; магматизм не проявлен
			Львовский прогиб (краевая юго-западная часть)	Сопряженное с орогенезом интенсивное опускание краевой части древней платформы с заложением каледонского предгорного прогиба	Значительные мощности и относительно глубоководный характер отложений жединского яруса нижнего девона. На смежной территории Польши – перерыв между последними и породами зигена, выраженными в фации олд-ред
			Волынский выступ	Поднятие и обособление крупного блока платформы, отделившегося	Отсутствие девонских отложений (моложе жединского яруса) и значительной части ка-
	Арденнская	Даунтон – лудлов	Рава-Русская складчатая зона (?) Волыно-Подольская плита	от Львовского прогиба Владимир-Волынский разломом Проявления магматизма (?) Замедление нисходящих движений на фоне общего погружения в позднем силуре	менноугольных пород Прослой пелитовых туффилов в верхней части малиновецкого (лудлов) и нижней части скольского (даунтон) горизонтов
	Таконская	Ранний силур – поздний ордовик	Рава-Русская складчатая зона Волыно-Подольская плита	Кратковременные поднятия (?) Повсеместное поднятие	Перерыв на смежной территории Польши (Родомско-Красницкое поднятие) Перерыв с выпадением из разреза отложений ашгильского яруса верхнего ордовика и большей нижней части лландоверийского яруса нижнего силура
Байкальский	Салаирская (позднебайкальская)	Средний кембрий – ранний кембрий	Рава-Русская складчатая зона Волыно-Подольская плита	Орогенетические движения (?) Кратковременное поднятие, сопровождавшееся размывом (на разных уровнях) верхней части балтийской серии нижнего кембрия	Многосинклиальный (флицидный) облик, значительные мощности (?) и интенсивная дислоцированность кембрийских отложений. Перерыв. Сокращение размеров бассейна в среднем и позднем кембрии
	Ассиутская (?) (раннебайкальская)	Ранний веад – поздний рифей	Рава-Русская складчатая зона (и северо-западная часть Бильче-Волицкой зоны Предкарпатского прогиба) Волыно-Подольская плита	Складчатость, консолидация и общее поднятие Лежайского массива (Предкарпатский прогиб) и его северо-восточного склона (Рава-Русская зона) Развитие глубоких разломов, послуживших очагами интенсивного вулканизма Волынской эпохи магматической активности	Интенсивно дислоцированы и изменены порефы верхнего протерозоя (аналоги полесской серии древней платформы) с возрастом метаморфизма (в фации зеленых сланцев) 700 млн. лет Перерыв, начало образования трапшовой формации (с нижним пределом абсолютного возраста вулканитов 1000–1100 млн. лет)

54 Таблица 2. Проявление тектонической активности в фанерозое Украинских Карпат

Цикл	Фаза	Возрастные пределы проявления движений (верхний — нижний)	Локализация движений	Характер движений	Обоснование возраста движений
Альпийский	Валахская	Ранний плейстоцен — поздний плиоцен	Закарпатский прогиб	Вертикальные движения, активизация региональных разломов	Пологие прикативные дислокации неогеновых отложений; плиоцен-плейстоценовый возраст эффузивов Вигорлат-Гутинской гряды
	Аттическая	Ранний плиоцен — поздний сармат	Бильче-Волицкая зона Самборская зона Бориславско-Покутская зона	Поднятие Поднятие, формирование внутренней структуры, образование Самборского покрова Завершение процесса формирования Бориславско-Покутского покрова	Отложения моложе сармата отсутствуют В сложении Самборского покрова участвуют породы сармата, более молодые отложения отсутствуют Комплекс Бориславско-Покутского покрова (мел — миоцен) надвинут на образования бадений — сармата Самборского покрова
Штирийская	Бадений (?) — эгтенбург		Флишевые Карпаты, Мармарошский массив, зоны Мармарошских и Пеннинских утесов	Возобновление горизонтальных движений, усложнение структуры Складчатых Карпат	Проявление фазы тектогенеза предполагается
			Бориславско-Покутская зона	Поднятие, формирование внутренней структуры, начало образования Бориславско-Покутского покрова	
Савская	Ранний бадений — ранний олигоцен		Флишевые Карпаты	Возобновление горизонтальных движений, усложнение структуры региона, надвигание Флишевых Карпат на предгорный прогиб	Мел-палеогеновый флиш Скибовой зоны надвинут на миоценовую молассу прогиба
			Мармарошский массив, зоны Мармарошских и Пеннинских утесов	Возобновление горизонтальных движений, усложнение структуры региона	Проявление фазы тектогенеза предполагается
			Бильче-Волицкая зона	Поднятие	Отсутствуют отложения олигоцена и нижнего миоцена (эгер-оттанг)
			Флишевые Карпаты	Поднятие, складчатость; формирование структуры региона; начало надвигания его на предгорный прогиб	Отложения моложе нижнего олигоцена отсутствуют, обломки пород флиша участвуют в формировании осадков предгорного прогиба
Пиренейская	Олигоцен (?) — поздний эоцен		Мармарошский массив, зона Мармарошских утесов	Поднятие, складчатость; формирование структуры региона; начало покрообразования	Отсутствуют отложения моложе нижнего олигоцена, в Монастырецкой подзоне зоны Мармарошских утесов отсутствуют отложения моложе эоцена
			Зона Пеннинских утесов	Возобновление горизонтальных движений, усложнение структуры региона	Проявление фазы тектогенеза предполагается
			Закарпатский прогиб	Поднятие, формирование надвигов, усложнение блоковой структуры региона	Отсутствуют отложения верхнего олигоцена и нижнего миоцена; в надвигании участвуют домеловые, меловые и эоценовые комплексы
			Зона Пеннинских утесов	Поднятие, складчатость, формирование внутренней структуры региона	Отложения моложе среднего эоцена отсутствуют, в сложении покровов участвуют мело-

Цикл	Фаза	Возрастные пределы проявления движений (верхний — нижний)	Локализация движений	Характер движений	Обоснование возраста движений
Альпийский	Пиренейская	Олигоцен (?) — поздний эоцен			вые породы (с юрскими утесами) и эоценовые
	Ларамийская	Ранний эоцен — поздний маастрихтзона	Бильче-Волицкая	Поднятие	Отсутствуют верхнемаастрихтские и палеоценовые отложения
		Поздний палеоцен — ранний даний	Зона Мармарошских утесов	"	Базальные образования нижнего эоцена залегают на размытой поверхности маастрихта
		Поздний палеоцен — ранний палеоцен	Зона Пенных утесов	Поднятие, складчатость, формирование тектонической брекчи	Базальные нижнеэоценовые конгломераты залегают с угловым несогласием на размытой поверхности кампана-маастрихта и содержат обломки датских и дат-палеоценовых пород
	Средний эоцен — поздний даний	Закарпатский прогиб	Блочные восходящие движения, формирование надвигов	Отсутствуют отложения палеоцена и нижнего эоцена; в Западных Карпатах недислоцированный подгальский флиш (эоцен) перекрывает надвиговые структуры, сложенные меловыми образованиями	
	Субгерцинская	Ранний эоцен — турон	Мармарошский массив	Интенсивные блоковые поднятия	Базальные среднеэоценовые конгломераты залегают на размытой поверхности альб-сеноманских и более древних (до палеозоя) образований
	Раннеавстрийская	Ранний алп — поздний титон	Зона Мармарошских утесов, Мармарошский массив	Поднятие, складчатость, образование покровов	Отложения готерива и баррема отсутствуют; покровные структуры сложены образованиями протерозоя-палеозоя и юры, в состав послепокровного чехла входят отложения альба-сеномана
Киммерийский	Герцинский	Средняя юра — ранняя юра	Бильче-Волицкая зона	Поднятие	Отсутствуют отложения раннего келловая
		Ранняя юра — поздний девон	То же	Поднятие, складкообразование, взбросо-надвиги	Нижнепалеозойские образования имеют геосинклинальный характер; отсутствуют отложения верхнего палеозоя и нижнего мезозоя; породы силура надвинуты на отложения девона
		Ранний (?) карбон — поздний девон (?)	Мармарошский массив	Инверсия, складкообразование	Геосинклинальный характер нижнепалеозойских образований, молассовый характер отложений карбона и перми
Каледонский		Поздний ордовик — поздний кембрий	Бильче-Волицкая зона	То же	Почти полностью отсутствуют отложения ордовика, кембрий представлен флишеидными образованиями

блоков, которые испытали разнонаправленные вертикальные движения, мобилизацию древних шовных зон, ограничивавших Закарпатский прогиб (Припанионский и Закарпатский глубинные разломы), и проявление в позднем мелу инверсионного среднещелочного эффузивного магматизма.

Развитие геосинклинали на меловом и палеогеновом этапах происходило в условиях тангенциального сжатия, которое на заключительных стадиях альпийского цикла обусловило воздымание внутрикарпатской территории, блоково-складчато-надвиговые дислокации мезозойских и палеогеновых комплексов и заложение Закарпатского прогиба.

Формирование мощного молассового комплекса началось в эггенбургбадени накоплением песчано-глинистых и грубообломочных осадков и продолжалось без перерывов (в региональном плане) до конца плиоцена. Фациальные условия отличались значительной изменчивостью. Нормально-морская мелководная обстановка сменялась условиями замкнутых засоленных бассейнов, а затем — континентальным озерно-болотным режимом осадконакопления. Интенсивность прогибания дна молассового бассейна превышала 260 м/млн.лет (рис. 5).

Резко возросшая в начале миоцена интенсивность движений земной коры вдоль шовных зон Закарпатского и Припанионского глубинных разломов была причиной активизации вулканической деятельности на орогенном этапе развития Карпатской геосинклинали. Основной и кислый магматизм в эффузивной и интрузивной формах проявился в пределах Закарпатского прогиба на различных уровнях — от бадения до паннона и левантина. Взрыв вулканической активности приурочен к позднему миоцену — плиоцену. В это время в пределах Закарпатья началось раздвижение мобильных блоков земной коры. Эти движения происходили в глобальном масштабе, закономерно завершали орогенный этап развития Карпатской геосинклинали и были, вероятно, обусловлены началом новейшего цикла растяжения Земли.

Зона Пенинских утесов

Зона Пенинских утесов, составляющая вместе с Мармарошским поясом протяженный геотектонический элемент, переходный между эв- и миогеосинклиальной областями, т.е. между Внутренними и Внешними (Флишевыми) Карпатами, отличается от соседних территорий специфическим характером эндогенных процессов и седиментационного режима на протяжении всей истории своего развития (см. Прил. 4—7, рис. 5,6,8).

Наиболее древним звеном вскрытого разреза зоны Пенинских утесов

Рис. 5. Корреляционный график интенсивности осадконакопления в фанерозое в Украинских Карпатах и их обрамлении (по литифицированным отложениям) (составили С.С.Круглов, С.Е.Смирнов, А.В.Хижняков).

Стадии (этапы) осадконакопления: 1 — неогеновая, 2 — олигоценовая, 3 — поздне-меловая — эоценовая, 4 — среднемеловая (сеноман-турон), 5 — раннемеловая, 6 — триас — юрская, 7 — позднепалеозойская, 8 — среднепалеозойская, 9 — раннепалеозойская, 10 — каменноугольная, 11 — позднедевонская, 12 — среднедевонская, 13 — зиген-эмская, 14 — жединская, 15 — силурийская, 16 — ордовикская, 17 — кембрийская

являются кварцевые песчаники и гравелиты с каолинистым цементом, переслаивающиеся с пестроцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами. По аналогии с подобными образованиями Пеннинского утесового пояса Западных Карпат предположительно они относятся к верхнему триасу (кейперу). Вскрытая мощность этих отложений не превышает 10 м. Они фиксируют собой, вероятно, континентальные условия (кора выветривания) завершающей стадии квазиplatformенного этапа развития региона.

Раннегеосинклинальный этап развития зоны Пеннинских утесов начался в лейасе (геттанген) накоплением морских относительно мелководных терригенных и карбонатно-терригенных отложений. В течение всего юрского периода и в первой половине раннемеловой эпохи здесь в условиях тектонической активности происходило медленное (около 2 м/млн.лет) прогибание с формированием мелководных карбонатных осадков мощностью не более 250–300 м.

В начале раннемеловой эпохи Пеннинский бассейн был обособлен от более внутренних частей геосинклинали (Южнопеннинская кордильера): с этого момента и до конца палеогена эти области резко различаются фашиальными особенностями и формационной характеристикой слагающих их осадочных образований.

Тектонические процессы и седиментация в Пеннинском бассейне на ранних этапах альпийского цикла развития геосинклинали протекали, вероятно, в условиях общего растяжения земной коры, чем обуславливалось формирование магмопроницаемых разломов. Раннегеосинклинальный вулканизм здесь представлен спилито-диабазовой формацией (излияние миндалекаменных калиевых диабазов и извержение их туфов).

Меловой период истории развития Пеннинского утесового пояса, отвечающий собственно геосинклинальному (флишевому) этапу развития Внешних Карпат, по характеру тектонических и седиментационных процессов мало чем отличается от предыдущего юрского периода. В это время (с аптского и альбского веков раннего мела) здесь происходит лишь некоторая активизация тектонического режима, обусловленная, вероятно, начавшимся в раннемеловую эпоху процессом раздвижения до того сближавшихся литосферных участков, обрамляющих геосинклинальную область. Это привело к некоторому оживлению денудационных процессов на территории Южнопеннинской кордильеры (отделявшей Утесовый пояс от тектонических элементов Внутренних Карпат) и увеличению поступления терригенного материала в Пеннинский бассейн. Эти изменения зафиксированы появлением в меловом разрезе зоны Пеннинских утесов вначале терригенно-карбонатных, а затем (в маастрихте и дании) — карбонатно-терригенных и терригенных отложений. Интенсивность прогибания и батиметрическая обстановка не претерпели, вероятно, существенных изменений до конца мелового периода.

Незначительной интенсивностью тектонических процессов, протекавших к тому же в условиях сжатия, обусловлена амагматичность почти всего мелового разреза зоны Пеннинских утесов.

Медленное прогибание дна Пенинского бассейна непрерывно продолжалось до заключительных фаз палеоценового века. В конце палеоцена активизировавшиеся тектонические процессы вызвали резкое блоковое воздымание отдельных участков региона и глубокую денудацию верхнемеловых и палеоценовых пород. Одновременно произошло и резкое усиление тангенциальных напряжений — первый, начальный импульс складчатых и надвиговых деформаций, проявившийся в Пенинском утесовом поясе формированием тектонической мегабрекчии (дроблением жестких карбонатных пород юры и нижнего мела и внедрением этих тектонических отторженцев в пластичную толщу верхнемеловых мергелей).

В позднемеловую эпоху Пенинский и Мармарошский бассейны представляли собой единую область осадконакопления. Ларамийская складчатость, интенсивно проявившаяся в зоне Пенинских утесов, привела к разобщению этих седиментационных областей. В конце палеоцена — начале раннего эоцена внешний участок зоны Пенинских утесов испытал резкое воздымание и возник в виде кордильеры (Северопенинской) между этими двумя бассейнами [35]. Погружение внутренних частей зоны Пенинских утесов вызвало трансгрессию и формирование базальных конгломератов, гравелитов и пестроцветных флишеидных осадков нижнего — среднего эоцена — характерного для этой зоны комплекса пород. Состав базальных (вульховчских) конгломератов свидетельствует о размыве кордильеры, содержавшей в себе интрузивные и эффузивные кислые магматические образования, возраст которых по данным радиологических определений — мезозойский. Корни этих, так называемых экзотических, пород отсутствуют в современном денудационном срезе в пределах всей Карпатской дуги.

С эоценовой эпохой связан первый акт протяженного во времени многофазного процесса инверсии Карпатской геосинклинали. Этот процесс раньше всего проявился в наиболее внутренних частях региона — в зоне Пенинских утесов. В начале позднеэоценового века происходили резкое воздымание, складчатые процессы, образование надвигов — начала формироваться современная структура региона.

В начале миоцена (карпат-бадений) внутренние участки зоны Пенинских утесов вовлекаются в интенсивное погружение, начинается формирование молассы Закарпатского внутреннего прогиба. В течение миоцена и плиоцена происходят дифференцированные (по месту, знаку и интенсивности) вертикальные движения, фиксирующиеся накоплением мощных морских, лагунных, пресноводных и континентальных осадочных толщ. Эти движения неоднократно вызывали активизацию вулканической деятельности (наличие толщ, пачек и прослоев туфов на разных стратиграфических уровнях). Мощные проявления орогенного вулканизма приурочены к концу плиоцена.

Мармарошский пояс

При восстановлении древних этапов домезозойской истории Карпатской геосинклинали в качестве исходного геологического материала обычно при-

влекаются результаты изучения метаморфических комплексов Мармарошского кристаллического массива, что обусловлено отсутствием во всех остальных тектонических элементах региона отложений древнее мезозоя или верхов палеозоя. Такая экстраполяция основана на высказанном О.С.Вяловым мнении о том, что домезозойские метаморфические образования Мармарошского массива являются фундаментом флищевой области Карпат. Непоспорность такого утверждения давно уже стала для некоторых исследователей очевидной: резкие различия седиментационных, тектонических и магматических процессов, характерных для мелового и палеогенового периодов геологической истории указанных структурно-фациальных элементов, свидетельствуют о самостоятельности (разобщенности) этих элементов на протяжении всего собственно геосинклинального этапа развития региона. Уже по этой причине нельзя метаморфические комплексы Мармарошского кристаллического массива безоговорочно рассматривать в качестве фундамента флища Внешних Карпат.

Не обосновано также мнение о том, что закономерности развития Мармарошского массива, выявленные для домезозойских этапов его истории, характерны для всей геосинклинальной области пра-Карпат в палеозое и протерозое.

Всякая попытка реконструкции древних (домезозойских) этапов истории развития Мармарошского пояса сопряжена с большими трудностями. Одним из основных спорных положений является установление возрастной и структурно-фациальной принадлежности наиболее древних частей домезозойского разреза — сланцево-гнейсовой белоцотокской и карбонатно-сланцевой деловецкой свит. В данной работе приняты стратиграфические и палеогеографические построения, принадлежащие А.К.Бойко [3 и др.]: Однако при восстановлении истории палеотектонических движений нам кажутся более предпочтительными представления С.Г.Рудакова (1975–1979 гг.), которые учтены в наших обобщениях. На основе этих построений излагается история движений земной коры в пределах Мармарошского пояса (рис. 9, Прил. 4–7).

На древнейшем этапе своей геологической истории (поздний протерозой? — ранний палеозой) область современного Мармарошского массива развивалась в условиях геосинклинального режима. В результате интенсивного прогибания здесь накопилась мощная (более 1100 м) толща ритмичных (флишеидных) песчано-глинистых осадков. Седиментационный процесс временами сопровождался излияниями и внедрениями продуктов основного вулканизма, более интенсивными на ранних стадиях этого древнейшего этапа.

Байкальский этап развития, вероятно всего, не завершился общим воздыманием (осушением) региона и горообразованием: здесь не установлено явных следов стратиграфического перерыва и молассовых образований. Произошло лишь частичное обмеление бассейна, сменившееся затем новым погружением. Эти события были, вероятно, отзвуком движений ассинтской

фазы диастрофизма, захвативших какие-то соседние территории [3]. Выказано, однако, мнение и о существовании в конце белопотокского времени перерыва и складчатости, которыми был сформирован самостоятельный структурный комплекс, типом и интенсивностью дислокаций отличающийся от вышележащих более молодых образований [49].

На следующем этапе (поздний кембрий — ордовик) седиментационная область современного Мармарошского массива вновь испытывает интенсивное дифференцированное погружение, происходившее, вероятно, в условиях общего растяжения земной коры. Формируется мощная (от 1500 до 2500 м) толща терригенных и карбонатно-терригенных отложений. Седиментационный процесс сопровождался накоплением, местами весьма интенсивным, основных, средних и кислых продуктов вулканизма.

Каледонские орогенические движения также, вероятно, не проявились в седиментационной области Мармарошского массива: в среднем палеозое здесь не наблюдается несоответствия структурных планов, следов складчатости, перерывов и молассовых отложений. В силуре, девоне и раннем карбоне продолжается накопление глинистых, песчано-глинистых, терригенно-карбонатных и карбонатных отложений. Осадконакопление сопровождается интенсивной вулканической деятельностью, формируются эффузивные и пирокластические толщи кислого и основного состава.

Каледоно-герцинский цикл геологического развития седиментационной области Мармарошского массива завершился в среднем — позднем карбоне орогенным этапом — поднятием, интенсивной складчатостью, мощной интрузивной деятельностью и региональным метаморфизмом, формированием молассовых отложений. Герцинская моласса Мармарошского массива представлена комплексом терригенных, терригенно-карбонатных, хемогенных, углистых осадков, формирование которого происходило в широком диапазоне фациальных условий — от нормально-морских относительно мелководных до лагунных и континентальных. Интенсивность нисходящих движений внутригорного (?) молассового прогиба была весьма значительной. Вычисленная нами величина интенсивности осадконакопления (более 8 м/млн лет) отражает лишь минимальную скорость этого процесса и определяется фрагментарностью верхнепалеозойского разреза Мармарошского массива.

В целом для каледоно-герцинского цикла развития седиментационной области Мармарошского массива характерно протекание седиментационных, тектонических, магматических и метаморфических процессов в условиях общего сжатия, сближения мобильных участков земной коры. Следует, однако, отметить крайнюю обобщенность такого вывода, обусловленную низкой степенью охарактеризованности палеозойского этапа развития региона фактическим геологическим материалом.

После перерыва, захватившего конец палеозоя и начало мезозоя, в раннем (?) триасе все седиментационное пространство Карпатской геосинклинальной системы вместе с бассейном Мармарошского пояса вовлекается в медленное погружение. В относительно мелководном морском бассейне фор-

мируются терригенные, терригенно-карбонатные и (главным образом) карбонатные отложения. Триасовый период (квазиплатформенный этап) в истории развития Карпатской геосинклинальной системы был временем наибольшей стабилизации тектонического режима, о чем, кроме характера седиментационных процессов, свидетельствует затухание магматической деятельности.

Активизация тектонического режима происходит, вероятно, в раннюю эпоху юрского периода — начало раннегеосинклинального этапа альпийского цикла развития Карпатской геосинклинальной системы. В условиях продолжающегося медленного погружения происходит непрерывное накопление терригенно-карбонатных и карбонатных осадков. В раннеюрскую (?) эпоху начинается процесс растяжения, определивший затем характер эндогенных режимов в течение всего раннегеосинклинального этапа альпийского цикла развития Карпатской системы. О раздвижении мобильных блоков земной коры свидетельствуют проявления ультраосновного и основного вулканизма в юре и раннем мелу. Эти проявления контролировались системой разломов (раздвигов), разделяющей эв- и миогеосинклинальные области седиментационного бассейна.

Кратко охарактеризованные выше этапы тектонической истории в зоне Мармарошских утесов зафиксированы лишь в форме бескорневых фрагментов (седиментационных отторженцев — олистолитов и обломков в конгломератах) — карбонатных и терригенных пород юры и триаса, а также метаморфических сланцев палеозоя, заключенных в грубообломочных образованиях нижнего мела (базальных конгломератах и олистостромах соймульской свиты).

В первой половине раннемеловой эпохи произошла инверсия горизонтальных напряжений — растяжение сменилось сжатием. Последовавшие в результате этих событий дифференцированные блоковые поднятия привели к глубокой эрозии; на отдельных участках денудацией были уничтожены отложения всего мезозоя. В воздымание были вовлечены внешние части седиментационной области (Мармарошская кордильера) [32], сыгравшие затем активную роль поставщика терригенного (грубообломочного, глыбового) материала в аптский седиментационный бассейн Мармарошского пояса. Вместе с воздыманием отдельных блоков земной коры в раннемеловом периоде (перед аптом) происходит, вероятно, и формирование покровных структур Мармарошского кристаллического массива.

Воздымание Мармарошской кордильеры (в раннем апте) сопровождалось резким погружением (также блокового характера) внутренних частей Мармарошского пояса. Здесь начинают формироваться базальные грубообломочные отложения. Седиментационный процесс был резко дифференцирован: интенсивность прогибания зоны Мармарошских утесов достигала 200 м/млн.лет, а в северо-западной части Мармарошского массива она не превышала 5—10 м/млн.лет. Режим интенсивного прогибания с накоплением относительно мелководных терригенных, песчаных и глинисто-песчаных, а

затем более глубоководных терригенно-карбонатных осадков продолжался в бассейне Мармарошского пояса без перерыва до конца мела или до начала палеоцена и сменился затем блоковым воздыманием и складчатостью, обусловившими наличие кратковременного перерыва. Последовавшее затем в среднем — позднем эоцене блоковое погружение вызвало трансгрессию и накопление толщ эпиконтинентальных терригенно-карбонатных отложений во внешних частях бассейна и песчано-глинистых флишевых комплексов в его внутренних частях [35].

Заключительный акт тектонической истории Мармарошского пояса произошел на рубеже палеогенового и неогенового периодов. Общее блоковое воздымание, складчатость и надвиговые дислокации завершили формирование современной структуры Мармарошского кристаллического массива и зоны Мармарошских утесов. В это же время произошло общее надвигание Мармарошского пояса к северо-востоку, в результате чего была перекрыта поверхность шарьяжа погружившаяся Мармарошская кордильера, разделявшая на собственно геосинклинальном этапе альпийского цикла седиментационные бассейны Мармарошского пояса и Внешних (Флишевых) Карпат [32].

Флишевые Карпаты

История седиментационных и эндогенных режимов в области Внешних Карпат отражена в фактическом геологическом материале только начиная с позднюрской эпохи (см. Прил. 4—7, рис. 2,5,7,10,12). При этом раннегеосинклинальный этап представлен лишь в разрезах наиболее внутренних тектонических элементов Флишевых Карпат: в пределах Раховского покрова — седиментационными отторженцами верхнеюрских известняков в составе оползневых (олистостромовых) горизонтов во флише раховской свиты; по фронту Поркулецкого покрова — тектоническими отторженцами.

Основные события альпийской геосинклинальной истории Внешних Карпат начинаются на рубеже юрского и мелового периодов. Процесс общего растяжения Земли, начавшийся еще в юре и резко усилившийся в валажнице (см. Прил. 5,6, рис. 5,10,12) явился (в пределах данного региона) причиной раздвижения мобильных блоков коры, резкого опускания продольных участков седиментационного бассейна (трогов), интенсивных проявлений основного вулканизма, активизации сейсмической деятельности, начала собственно геосинклинального (флишевого) этапа развития области осадконакопления. В течение всей раннемеловой эпохи здесь в глубоководных морских условиях происходит интенсивное (до 100—200 м/млн.лет) накопление флишевых карбонатно-терригенных и терригенных осадков. Общая мощность нижнемелового флишевого комплекса превышает 3000 м.

На общем фоне нисходящих движений уже в начале раннего мела происходит дифференциация седиментационных процессов, обусловленная различиями интенсивности погружения отдельных продольных участков трога (структурно-фациальных зон). Эти различия, наиболее четко проявившиеся

к концу эпохи, выразились в изменениях фациального облика флишевых толщ.

Во второй половине раннемеловой эпохи произошла смена знака горизонтальных напряжений — растяжение сменилось сжатием. Интенсивность горизонтальных движений также претерпевала значительные изменения во времени. На отдельных этапах развития региона она заметно ослабевала, интенсивное сжатие (или растяжение) сменялось эпизодами относительной стабилизации тангенциальных напряжений (эпизодами тектонического покоя). Таким эпизодом в истории движений внутрикарпатской области были сеноманский и туронский века. В это время выравнивались тектонические и седиментационные режимы на всем пространстве внешнекарпатской геосинклинали. Происходили некоторое углубление бассейна, уменьшение и нивелирование интенсивности прогибания (25 м/млн.лет), стабилизация седиментационного процесса (повсеместное накопление карбонатно-терригенных осадков, отличающихся исключительной выдержанностью вещественного состава и мощности на всей площади седиментации).

Затем, во второй половине поздне меловой эпохи, на всем пространстве внешнекарпатской геосинклинали вновь устанавливаются условия флише-накопления — более интенсивное общее прогибание (до 100 м/млн.лет), увеличение привноса терригенного материала, дифференциация знака и скорости вертикальных движений продольных участков седиментационной области (троги — кордильеры).

На собственно геосинклинальном этапе развития седиментационной области Внешних Карпат наряду с интенсивным прогибанием происходят инверсионные движения. В воздымание вовлекаются прежде всего внутренние структурно-фациальные элементы геосинклинали. В отдельных секторах региона общая инверсия и образование покровов начинаются еще в меловом периоде (по данным румынских геологов, во внутренних единицах Румынских Флишевых Карпат покровообразование происходило уже в конце раннемеловой эпохи). На большей части миогеосинклинали Карпат процесс воздымания, вероятно, начался на ранних этапах олигоценовой эпохи. Инверсионная волна, захватив вначале наиболее внутренние единицы флишевой области, распространилась затем на внешние части. Воздымание каких-то внутренних участков миогеосинклинали компенсировалось интенсивным прогибанием внешних, краевых ее частей. В олигоцене здесь (Скибовая и Кросненская зоны) в условиях интенсивного (до 250 м/млн.лет) опускания морского дна накопились мощные (до 3000 м) толщи глубоководных флишевых осадков.

В начале миоцена интенсивное формирование предгорного прогиба, в которое были вовлечены внешняя полоса геосинклинали и прилегающие к ней участки платформы, компенсировалось воздыманием складчатой области Карпат. Происходивший здесь в позднем олигоцене — сармате многоактивный процесс складко- и покровообразования явился результатом заключительной, кратковременной, но наиболее интенсивной фазы тангенциально-

го сжатия, которое определяло характер развития Карпатской миогеосинклинали на заключительных этапах ее истории. Формирование горной гряды Карпат сопровождалось накоплением осадков молассового комплекса. Седиментационный процесс отличался неустойчивостью, частой сменой знака вертикальных движений, общим постепенным обмелением бассейна вплоть до его полного осушения в конце сармата.

Самборская шовная зона

Этот геоструктурный элемент, расположенный между геосинклинальным (Флишевые Карпаты и Бориславско-Покутская зона Предкарпатского прогиба) и платформенными (Рава-Русская складчатая зона Западно-Европейской эпипалеозойской платформы и Львовский палеозойский прогиб древней Восточно-Европейской платформы) блоками земной коры, в современном денудационном срезе представлен лишь тектоническим покровом миоценовых отложений. Автохтонным основанием Самборского покрова являются нижнесарматские отложения Бильче-Волицкой зоны Предкарпатского прогиба. Корни Самборского покрова неизвестны; восстановить тектоническую историю этого геоструктурного элемента можно лишь на ее заключительном, позднемиоценовом, этапе. Поэтому изложенные ниже рассуждения (касающиеся донеогеновой истории Самборской шовной зоны) основаны исключительно на общих теоретических положениях современной геологии и представлениях о закономерностях строения и развития геосинклинальной системы Карпат и ее платформенного обрамления (см. Прил. 5,6, рис. 12).

На протяжении всего доальпийского мегацикла Самборская шовная зона, вероятно, была барьером между протерозой-палеозойской геосинклинальной системой пра-Карпат на юго-западе и геосинклиналью современной Рава-Русской складчатой зоны на северо-востоке и отличалась от этих геоструктурных элементов земной коры характером эндогенных процессов. В кембрии она, возможно, служила источником терригенного материала для геосинклинального (молассового) прогиба Рава-Русской зоны. В девоне Самборская шовная зона отделяла геосинклиналь Рава-Русской зоны, испытывавшей каледонский орогенез, от пра-Карпат, в пределах которых каледонские движения не проявились. На заключительных этапах герцинского цикла она, по-видимому, представляла собой седиментационный бассейн, отделявший низкую сушу платформы от орогена каледоно-герцинских пра-Карпат. В течение всего альпийского геотектонического цикла Самборская шовная зона разобщала платформенный бассейн от геосинклинали и лишь эпизодически была областью осадконакопления. В раннем миоцене она вовлекается в прогибание вместе с краевыми частями геосинклинали и платформы. И в заключительную, сарматскую, фазу орогенного этапа развития Карпат молассовый комплекс Самборской зоны был надвинут на образования Бильче-Волицкой зоны.

Структурные элементы, составляющие платформенное обрамление Украинских Карпат (Бильче-Волицкая зона Предкарпатского прогиба, Рава-Русская складчатая зона Западно-Европейской эпипалеозойской платформы и Львовский палеозойский прогиб древней Восточно-Европейской платформы), существенно отличаются друг от друга историей развития и динамикой эндогенных процессов, происходивших в неогее.

На раннебайкальском этапе развития в пределах обширной платформенной области, удаленной от Карпат, происходило накопление мощной (до 900 м) толщи терригенных красноцветных образований (полесская серия), формировавшихся в условиях континентальной аккумулятивной равнины (см. Прил. 4,7, рис. 11). Скорость седиментации в связи с неясностью временного интервала накопления этих образований в пределах рифейского зона неизвестна, но, по-видимому, достаточно мала.

Описываемая аридная формация характерна для авлакогенной стадии развития древней Восточно-Европейской платформы, сопровождавшейся формированием протяженных грабенообразных структур. На юго-западной окраине платформы формация выполняет собой Вольно-Оршанскую впадину северо-восточного простирания. Наиболее интенсивные нисходящие движения в этой древней погребенной структуре были ограничены сбросами, образовавшимися в условиях растяжения рассматриваемого участка земной коры. Однако типичными чертами авлакогенов Вольно-Оршанская впадина не обладает: породы полесской серии дислоцированы в ней слабо и не затронуты метаморфизмом. Впадина характеризуется весьма пологими бортами и сравнительно малой амплитудой прогибания центральной части.

В Рава-Русской складчатой зоне осадочные образования раннебайкальского этапа развития не установлены. В Бильче-Волицкой зоне условно им отвечают сильно дислоцированные и филитизированные терригенные породы донеогенового фундамента. Эти породы вскрытой мощностью до 400 м отлагались в условиях подвижной миогеосинклинальной области, претерпели складчатость в ассинтскую фазу орогенеза, были затронуты зеленосланцевой фацией метаморфизма и образовали обширный Лежайский массив раннебайкальской консолидации.

К раннебайкальскому этапу, по-видимому, следует отнести и формирование в пределах древней платформы толщи магматических образований, залегающих с перерывом на породах полесской серии, но в структурном отношении тесно связанных с ними, судя по максимальным мощностям их, приходящимся на осевую зону Вольно-Оршанской впадины. Эта толща, именуемая вольнской серией нижнего венда, сложена преимущественно основными эффузивными (реже гипабиссальными) породами, прерываемыми туфами, туфолавами, туфобрекчиями, а также пачками вулканогенно-осадочных образований. Внутри этой толщи, представляющей собой наземную трапповую формацию, установлены региональные перерывы, разделяющие ее на само-

стоятельные, не коррелируемые между собой в разных разрезах, части, возраст которых по данным абсолютной геохронологии колеблется от 1020 до 600 млн. лет.

Мощность волинской серии достигает 500 м; скорость накопления отдельных частей ее разреза была, по-видимому, достаточно высокой, однако разновременный характер активности вулканических аппаратов не позволяет ее оценить.

Вторая половина раннебайкальского этапа развития юго-западной окраины древней платформы в условиях растяжения сопровождалась образованием разветвленной сети разломов, явившихся очагами интенсивной вулканической деятельности.

В Рава-Русской и Бильче-Волицкой зонах платформенного обрамления Украинских Карпат аналогов волинской вулканогенной серии не установлено.

Позднебайкальскому этапу развития платформенного обрамления отвечает комплекс терригенных осадков, образованный валдайской серией верхнего венда и тесно связанной с ней структурно балтийской серией нижнего кембрия. Абсолютный возраст пород этого комплекса составляет 600—550 млн. лет.

Наиболее полными разрезами и мощностью до 600 м описываемый комплекс пород характеризуется в краевой части древней платформы, где он залегает повсеместно с перерывом и угловым несогласием на образованиях волинской серии или на дорифейском кристаллическом фундаменте. Базальную часть разреза здесь слагают грубообломочные породы низменных гумидных равнин. Выше они сменяются толщей песчано-глинистых отложений мелкого эпиконтинентального моря; многочисленные межформационные перерывы в ней отражают пульсирующие колебательные движения, захватившие в это время краевую часть древней платформы. Еще выше располагается толща морских терригенных тонкослоистых образований с многочисленными отпечатками вендеттиевых водорослей и акритархами, переходящих в существенно глинистые осадки с остатками древних червей нижнего кембрия.

В пределах Рава-Русской и Бильче-Волицкой зон платформенного обрамления одновозрастные осадки вскрытой мощностью до 700 м представлены терригенными тонкослоистыми дислоцированными образованиями флишоподного облика.

Характер осадков позднебайкальского этапа развития краевой части древней платформы и фациальная обстановка их накопления свидетельствуют об установлении впервые в истории неогей морских условий седиментации, скорость которой не превышала 11 м/млн. лет.

Описываемая морская мелководная терригенная формация заполнила собой Приднестровскую зону перикратонных опусканий, которая начала формироваться в это время в условиях растяжения краевой части древней платформы.

Рава-Русская и Бильче-Волицкая зоны в позднем венде и раннем кембрии, по-видимому, принадлежали к миогеосинклинальной области, возможно претерпевшей инверсию и слабый орогенез салаирской фазы складчатости. На магматическую активность в этой области указывают прослои пелитовых гуффитов с вулканическим материалом кислого состава, содержащиеся в разрезе валдайской серии (бронницкие слои) Подольского Приднестровья.

Каледонский этап в истории геологического развития платформенного обрамления Украинских Карпат характеризовался весьма интенсивными эндогенными процессами.

В осадочном чехле краевой части древней платформы этому этапу седиментации отвечает мощный комплекс разнородных образований среднего — верхнего кембрия, ордовика, силура и нижнего девона. Внутри этого комплекса пород отмечаются стратиграфические перерывы между отложениями кембрия и ордовика, ордовика и силура; только силурийские образования связаны с нижнедевонскими непрерывностью осадконакопления. Однако четкие границы раздела между разновозрастными породами описываемого комплекса прослеживаются далеко не везде. Не отмечается между ними и резких угловых несогласий.

В среднем и позднем кембрии в краевой части древней платформы образовалась толща терригенных (преимущественно песчаных) отложений. Восстановление после перерыва морских мелководных условий осадконакопления, господствовавших в раннем кембрии, не отличалось стабильностью, о чем свидетельствует наличие местами дюнных образований морского побережья и редкой угнетенной фауны беззамковых брахиопод. Однородный состав песчано-алевритовых пород, слагающих описываемую морскую мелководную терригенную формацию, и относительно выдержанная мощность (250—300 м, редко до 550 м) указывают на их формирование в краевой части платформы, отличавшейся умеренной интенсивностью прогибания, со скоростью осадконакопления до 10 м/млн.лет.

В смежной геосинклинали современного Предкарпатья эндогенные процессы описываемого времени, по-видимому, также не отличались значительной активностью; песчано-глинистые осадки среднего — верхнего кембрия, условно выделяемые в Рава-Русской и Бильче-Волицкой зонах, практически не отличимы от флишoidных образований нижнего кембрия.

В ордовике нисходящие движения проявились в краевой части древней платформы слабо и носили прерывистый характер. В мелководной шельфовой зоне ордовикское море оставило относительно маломощные (до 86 м) терригенно-карбонатные осадки, скорость накопления которых не превышала 1,5 м/млн.лет. К этому времени относится, по всей вероятности, и наименьшая активность тектонических движений в смежной геосинклинали современного Предкарпатья.

Силурийский период ознаменовался значительным оживлением эндогенных процессов. В Приднестровской зоне перикратонных опусканий после

перерыва, захватившего ашгильский век позднего ордовика и большую часть лlandoверийского века раннего силура, трансгрессирующее эпиконтинентальное море обусловило образование платформенной терригенно-карбонатной формации, отличающейся изменчивой мощностью и непостоянством литофациального состава слагающих ее пород. В северо-восточных районах этой зоны развиты известняки и доломиты, слагающие карбонатную брахиоподовую субформацию мощностью до 400 м. Юго-западнее (в междуречье Западного Буга и Днестра) она постепенно сменяется существенно терригенными образованиями мощностью до 600 м. Скорость накопления осадков этого возраста достигала 18 м/млн. лет.

В Рава-Русской и Бильче-Волицкой зонах преимущественно терригенные дислоцированные породы силура, вскрытой мощностью до 500 м, образуют геосинклиналиную граптолитовую субформацию. На проявление вулканизма в этой подвижной области указывают прослои пелитовых туффов внутри толщ верхнесилурийских отложений краевой части древней платформы.

Еще более резкие изменения литофациального облика и мощности претерпевают осадки тиверской серии жединского яруса нижнего девона. Эта серия преимущественно глинистых регрессивных образований завершает собой седиментацию в каледонской геосинклинали современного Предкарпатья. В Рава-Русской и Бильче-Волицкой зонах слагающие ее породы дислоцированы, как и силурийские, и отличаются значительной мощностью, превышающей 1000 м. В краевой части древней платформы мощность этой серии уменьшается до 550—600 м с сохранением преимущественно глинистого состава слагающих пород, внизу с участием карбонатных, а сверху — песчано-алевритовых образований. Здесь развита в основном сероцветная платформенная терригенная формация, мелководный морской характер которой в верхней части разреза сменяется на субконтинентальный, с появлением песчоватых песчаников и алевритов.

Распределение мощностей и фаций тиверской серии весьма четко отражает предорогненную стадию развития каледонской геосинклинали современного Предкарпатья, фиксируя ее максимальное прогибание и втягивание краевой части древней платформы в погружение. Скорость накопления осадков этого возраста достигала 100 м/млн. лет.

Позднекаледонский орогенез, захвативший в конце жединского века раннего девона внешнюю (миogeосинклиналиную) зону обширной подвижной области, привел к интенсивной дислоцированности нижнепалеозойских отложений в Рава-Русской и Бильче-Волицкой зонах. При этом складчатость в них постепенно затухает в юго-восточном направлении и у государственной границы с Румынией геосинклиналиные образования силура и тиверской серии дислоцированы уже слабо, хотя сохраняют еще значительную мощность (более 1500 м).

Одновременно с орогеническими движениями в смежной геосинклинали в краевой части древней платформы возник узкий компенсационный предгорный прогиб, заполнившийся во второй половине раннего девона (в зигене

и эмсе) континентальной красноцветной молассоидной формацией днестровской серии мощностью до 1000 м, сложенной терригенными образованиями горных подножий и примыкавшей к складчатому сооружению аридной аккумулятивной равнины. Скорость накопления осадков днестровской серии превышала 60 м/млн.лет.

Структурно-формационный комплекс нижнепалеозойских пород древней платформы характеризуется прерывистой складчатостью, выраженной брахиформными складками, которые осложнены разрывами. В пределах Рава-Русской и Бильче-Волицкой зон молодой эпикаледонской платформы в этом комплексе развита полная складчатость с крутыми изоклинальными, иногда опрокинутыми складками, нарушенными надвигами и поперечными сдвигами.

Герцинский этап геологического развития платформенного обрамления Украинских Карпат ознаменовался формированием Львовского среднепалеозойского прогиба, выполненного осадочными образованиями среднего и верхнего, нижнего и среднего карбона.

Отложения среднего девона отличаются невыдержанным литологическим составом и фациальным непостоянством: в эйфельском веке происходило накопление лагунных терригенно-карбонатных осадков ингрессировавшего моря, а в живетском — существенно карбонатных пород открытого морского бассейна. Суммарная мощность их не превышает 200 м, а скорость накопления — 14 м/млн.лет.

Отложения верхнего девона представлены в основном карбонатными образованиями, формировавшимися в условиях постепенно развившейся трансгрессии моря, которая достигла максимума в раннем фамене. В позднем фамене регрессирующее море оставило пестрый (в фациальном отношении) комплекс карбонатно-терригенных (отчасти грубообломочных) сложенных вплоть до субконтинентальных включительно. Мощность верхнедевонских пород в западной погруженной части Львовского прогиба достигает 960 м. Скорость накопления их превышала здесь 60 м/млн.лет.

Отложения каменноугольной системы залегают несогласно на девонских породах и в литофациальном отношении весьма неоднородны. Ингрессия моря конца турнейского века оставила маломощные карбонатные осадки, сохранившиеся лишь в северной части Львовского прогиба. Морская трансгрессия визейского века привела к формированию терригенно-карбонатных отложений. В серпуховском веке произошли обмеление и сокращение бассейна с образованием в условиях низменного морского побережья, временами заливавшегося морем, преимущественно терригенных угленосных пород. Начало среднего карбона сопровождалось вновь непродолжительной ингрессией моря, оставившей карбонатно-терригенные осадки. Затем в пределах платформенного обрамления Украинских Карпат наступил длительный континентальный период развития; продолжавшийся до средней юры.

Мощность каменноугольных пород во Львовском прогибе достигает 1200 м, а скорость их накопления превышала 30 м/млн. лет.

В Рава-Русской складчатой зоне каледонид и Бильче-Волицкой зоне Предкарпатского прогиба отложения среднего и верхнего девона, а также карбона отсутствуют.

В целом среднепалеозойский комплекс пород Львовского прогиба представлен морской сероцветной формацией, состоящей из ряда субформаций: доломит-ангидритовой (эйфель), карбонатно-терригенной (живет), карбонатной (фран-нижний фамен), терригенно-карбонатной (верхний фамен-визейский ярус) и угленосной (серпуховский ярус-вестфаль).

В пределах восточного борта Львовского прогиба породы карбона и девона залегают относительно спокойно и осложнены редкими брахиформными складками. В западной погруженной части прогиба в этих отложениях развита отчетливо выраженная промежуточная складчатость, образованная несколькими протяженными антиклинальными зонами северо-западного простирания, которые нарушены продольными, реже диагональными разрывами.

Нарастание интенсивности промежуточной складчатости с северо-востока на юго-запад и появление надвигов по мере приближения к краю древней платформы свидетельствуют о том, что эти пликативно-разрывные дислокации вызваны тангенциальными движениями, связанными с проявлением герцинского орогенеза в обширной геосинклинали пра-Карпат. В пределах Рава-Русской и Бильче-Волицкой зон их платформенного эпикаледонского обрамления движения герцинского орогенеза привели, по-видимому, только к сильнейшей переработке каледонид, особенно интенсивной, видимо, в астурийскую фазу. Напряжения стресса со стороны пра-Карпат, где, очевидно, проявился мощный орогенез, вызвали образование поперечных сдвигов и сорванных покровов в каледонском складчатом сооружении с перемещением последних к северо-востоку.

Киммерийский этап геологического развития платформенного обрамления Украинских Карпат ознаменовался интенсивными нисходящими движениями лишь в юре, в сравнительно узкой полосе сочленения древней платформы с каледонскими складчатыми сооружениями.

Среднеюрские существенно терригенные породы преимущественно континентального происхождения распространены главным образом в Бильче-Волицкой зоне. Мощность их здесь достигает 150 м, а скорость накопления — 14 м/млн.лет. Верхнеюрские осадки развиты во всей описываемой полосе и представлены лагунно-морскими, в основном карбонатными, образованиями. Они достигают наибольшей мощности (500 м) в Рава-Русской зоне, где скорость их накопления составляла 24 м/млн.лет.

В результате проявления киммерийских нисходящих движений был сформирован Стрыйский юрский прогиб северо-западного простирания. Его осадочное выполнение представлено континентальной формацией средней юры и лагунно-морской карбонатной формацией верхней юры. В пределах Бильче-Волицкой зоны развито крутое юго-западное крыло прогиба, а в краевой части древней платформы — широкое и пологое северо-восточное крыло.

В юрском структурно-формационном комплексе пород распространены сравнительно слабо выраженные антиклинальные структуры облекания выступов размытой поверхности палеозоя, реже — унаследованные складки более раннего заложения и малоамплитудные разрывные дислокации.

Альпийский этап геологического развития платформенного обрамления Украинских Карпат характеризовался дифференцированными нисходящими движениями. Интенсивность этих движений (особенно в кайнозое) нарастала с северо-востока на юго-запад, достигая наибольшего размаха в Бильче-Волицкой зоне Предкарпатского неогенового прогиба.

Седиментация раннемеловой эпохи началась раньше всего в Бильче-Волицкой зоне формированием маломощных морских мелководных терригенно-карбонатных образований, вероятно, валанжина, а также готерива-апта со скоростью накопления 5 м/млн.лет. В альбском веке седиментация происходила уже повсеместно с образованием преимущественно карбонатных осадков мощностью до 75 м, отлагавшихся со скоростью до 10 м/млн.лет.

В позднем мелу в условиях широкой трансгрессии мелкого моря сформировались вначале маломощные терригенно-карбонатные осадки сеномана, сменившиеся затем мощной толщей мелоподобных карбонатных отложений.

На древней платформе до конца мелового периода сохранился открытый морской бассейн, область наибольшего погружения дна которого постепенно перемещалась с востока на запад. Мощность осадков верхнего мела достигает в нем 900 м, скорость их накопления 20 м/млн.лет.

В Рава-Русской и Бильче-Волицкой зонах режим седиментации в позднем мелу существенно не отличался от условий осадконакопления на древней платформе, за исключением поступления в бассейн значительной примеси терригенного материала.

Нисходящие движения кайнозоя на древней платформе и в Рава-Русской зоне начались лишь в позднем эоцене с отложением маломощных морских мелководных терригенных осадков, скорость накопления которых не превышала 5 м/млн.лет. Несколько более полные, но также маломощные разрезы эоцена известны в Бильче-Волицкой зоне.

В неогене произошла значительная дифференциация нисходящих движений. На древней платформе и в Рава-Русской зоне после перерыва мелкое эпиконтинентальное море, временами превращавшееся в лагуну, оставило спорадически развитые терригенно-карбонатные осадки мощностью до 120 м, скорость накопления которых достигала местами 13 м/млн.лет. В Бильче-Волицкой зоне произошло интенсивное прогибание с формированием в условиях мелководного морского бассейна терригенных, в основном песчано-глинистых, иногда грубообломочных и карбонатно-терригенных осадков с просями туфов. Мощность этих осадков превышает 5500 м, скорость их накопления 420 м/млн.лет.

В результате раннеальпийских движений на древней платформе получила развитие Львовско-Люблинская впадина северо-северо-западного простирания, заполнившаяся морской, в основном карбонатной, формацией верхнего

мела. В структурно-формационном комплексе пород этого возраста установлены слабовыраженные складки облекания эрозионных неровностей поверхности подстилающих образований палеозоя, а на юго-западе — многочисленные структуры, свидетельствующие о конседиментационном развитии разрывных дислокаций.

В кайнозой древняя платформа испытывала сравнительно слабые и прерывистые погружения. Лишь в неогене юго-западная краевая ее часть была захвачена заметными опусканиями в связи с развитием Предкарпатского альпийского прогиба.

В Рава-Русской зоне раннеальпийскими нисходящими движениями, сопряженными с погружением в позднем мелу западной части древней платформы, завершилось развитие Львовско-Люблинской впадины. Позднеальпийские движения проявились в этой зоне сравнительно слабо. В мезо-кайнозойских отложениях осадочного чехла Рава-Русской зоны установлены пологие антиклинальные структуры облекания эрозионных выступов фундамента, а также многочисленные флексурные перегибы слоев северо-западного простирания, свидетельствующие о продолжавшемся конседиментационном развитии разломов более древнего заложения.

В Бильче-Волицкой зоне ларамийская фаза диастрофизма Украинских Карпат отразилась поднятием и осушением бассейна в дании — палеоцене. В савскую фазу воздымание складчатого сооружения Карпат сопровождалось исключительно интенсивным погружением предгорной области, в том числе и Бильче-Волицкой зоны Предкарпатского прогиба с образованием в ней мощной молассовой формации.

МАГМАТИЗМ

Вулканизм доальпийского мегацикла

Роль магматизма в развитии Карпатского региона различна не только в историческом аспекте, а также и по степени его участия в формировании отдельных структурных зон (рис. 6). В пределах Карпатского региона наиболее доступен изучению альпийский вулканизм. Информацию о древнем доальпийском вулканизме несут в себе только метаморфические комплексы пород, которые здесь развиты весьма ограниченно (Мармарошский массив, частично домезозойский фундамент Закарпатского прогиба). Поэтому выделение отдельных магматических комплексов в доальпийской истории Карпат часто весьма дискуссионно. Например, большую трудность представляет решение вопроса о наличии реликтов байкальской структуры в пределах Мармарошского массива и в этой связи о байкальском вулканизме. Большинство исследователей, основываясь на данных определений абсолютного возраста (около 530 млн. лет) [50], предполагают наличие в этом регионе реликтов байкальской структуры, которые представлены гнейсово-сланцевой (Белопотокской) свитой, содержащей амфиболиты (поток Яворниковый, Бредецель). Формационная природа амфиболитов, как и всей толши,

Тектоно-магматические циклы и стадии		Геосинклинальная область					Платформенная область
		Закарпатский прогиб	Зона Пенинских утесов	Зона Мармарошских утесов	Мармарошский кристаллический массив	Флишевые карпаты	Воляно-Подольская плита
Альпийский	Поздняя	Андезитовая формация N_1S-N_2 (сормат - левантин)					
	Средняя	Эрфузивно-пирокластический комплекс N_1S-N_2 : базальты, андезито-базальты, андезиты, дациты (лавы, туфы, некки, дайки)					
	Ранняя	Гипабиссальный комплекс N_1S-N_2P (сормат - паннон): габбро-диабазы, диорит-порфириды, гранодиорит-порфиры, лейкократовые дациты					
Альпийский	Поздняя	Липаритовая формация K_1k-N_1p (карпат-паннон)					
	Средняя	Осадочно-вулканоогенный комплекс: плагиолипаритовые туфы, спекшиеся туфы и туфобрекчи, гиперстеноносные плагиолипариты					
	Ранняя	Спилито-керагофировая формация K_2					
Альпийский	Поздняя	Трахиты, калиевые спилиты, и их туфалавы					
	Средняя	Спилито-диабазовая формация J_1-K_1					
	Ранняя	Эрфузивно-пирокластический комплекс: спилито-диабазы, диабазовые порфириды, лабодрекчи J_1-J_2					
Альпийский	Поздняя	Апиритовые и порфириды спилиты, туфалавы $J_3, kt-J_3, tt$					
	Средняя	Миндалекаменные диабазовые порфириды (эрфузивы, дайки) $J_3, tt-K_1, y$					
	Ранняя	Субвулканический комплекс: плагио-диабазовые порфириды J_1-J_2					
Альпийский	Поздняя	Эрфузивно-пирокластический комплекс J_3o-J_3, tt					
	Средняя	Спилито-диабазовые порфириды, лабодрекчи, туфалавы, туфы					
	Ранняя	Интрузивно-субвулканический комплекс J_3o-J_3, tt					
Альпийский	Поздняя	Габбро-диабазы, диабазовые порфириды					
	Средняя	Гипербазитовая-альпинотипная формация					
	Ранняя	Серпентинизированные лерцолиты, серпентиниты, габбро $J_1-J_2(?)$					
Альпийский	Поздняя	Апиритовые и миндалекаменные диабазовые порфириды, лабодрекчи, туфалавы, туфы					
	Средняя	Спилито-диабазовые порфириды, лабодрекчи, туфалавы, туфы					
	Ранняя	Интрузивно-субвулканический комплекс J_3o-J_3, tt					
Альпийский	Поздняя	Габбро-диабазы, диабазовые порфириды					
	Средняя	Гипербазитовая-альпинотипная формация					
	Ранняя	Серпентинизированные лерцолиты, серпентиниты, габбро $J_1-J_2(?)$					

Каледонский	Поздняя	Липаритовая формация $P-T_1(C)$		Липаритовая формация P		
	Средняя	Эрфузивно-туфогенный комплекс: фельзит-порфиры, туфы и туфалавы кварцевых порфиров		Кластолавы и туфы кварцевых порфиров		
	Ранняя			Плагиогранитная формация $(?)C_2$		
Каледонский	Поздняя			Гнейсо-граниты (малые интрузии)		
	Средняя			Альбитизированные лейкократовые гранитоиды		
	Ранняя			Плагиогранитная формация $(?)C_1$		
Каледонский	Поздняя			Ортогнейсы менчульского типа (по плагиогранитам-гранодиоритам, гипабиссальной и абиссальной фации)		
	Средняя			Лварц-кератофировая формация		
	Ранняя			Ортотрифиболиты (по габбро и габбро-диабазам, диабазам-секундные тела) $D-C$		
Каледонский	Поздняя			Эпидиотовые амфиболиты (по андезитам, базальтам) туфолоиды, порфириды (мезюрская свита) $S-D$		
	Средняя			Лоррироиды, туфолоиды (по эрфузивам и туфам средне-кислого состава), берлядшская свита $B-D$		
	Ранняя					
Каледонский	Поздняя			Магматические образования неясной формационной принадлежности: ортоамфиболиты базальто-диабазового ряда (деляпоцетская свита-докемария)		
	Средняя					
	Ранняя					
Каледонский	Поздняя					Траптовая толстая-базальтовая формация (ср. рифей)
	Средняя					Эрфузивно-пирокластический комплекс: базальты, андезито-базальты, эрфузивы, агломераты, туфы
	Ранняя					Интрузивный комплекс: габбро-диабазы, пикритовые и пегматитовые габбро

Рис. 6. Магматические формации Украинских Карпат и их обрамления (составила С.М.Спитковская)

не ясна. Можно предположить, что это результат метаморфизма диабазовых даек, о чем свидетельствуют секущие контакты амфиболитов, их минеральный и химический состав, реликтовые структуры эффузивов и туфов основного состава [3].

Кроме амфиболитов к байкальскому циклу относят гнейсо-граниты яворникового типа, которые образуют небольшие штокообразные тела среди пород гнейсо-сланцевой (белопотокской) свиты. Гнейсо-граниты представляют собой малослюдистые лейкократовые породы, пересыщенные кремнеземом, с высоким содержанием щелочей, особенно K_2O . Они характеризуются средне- и крупнозернистыми лепидогранобластическими структурами с реликтами гранитизации вмещающих пород. По представлениям С.Г.Рудакова [48], допалеозойский комплекс подвержен позднедокембрийской складчатости с образованием брахиантиклинальных структур, а внедрение лейкократовых гранитоидов следовало после завершения складчатости.

Каледоно-герцинский магматизм. Большинство проявлений вулканизма в виде эффузивов и пирокластов раннепалеозойского времени сопровождало накопление мощных песчано-глинистых отложений, объединенных в деловецкую, берлебацкую (кембрий – ордовик) и магурскую (силур – девон) свиты. Эффузивный магматизм этого периода соответствует раннегеосинклиальному и собственно геосинклиальному этапам *каледоно-герцинского* тектоно-магматического цикла развития региона. В начале раннегеосинклиального этапа доминировали нисходящие движения, преопределившие осадконакопление и магматизм. Здесь преобладают вулканы основного состава, претерпевшие глубокую переработку до актинолитовых и альбит-хлоритовых сланцев (поток Бредецель). Химический и минеральный состав указанных сланцев, а также их морфология и реликты структуры позволили А.К.Бойко [3] отнести эти образования к эффузивам и туфам андезито-базальтового состава.

Более широко и разнообразно в раннегеосинклиальном этапе проявлен среднекислый вулканизм. Дифференциаты этого вулканизма образуют мощную порфиroidно-сланцевую толщу берлебацкой свиты. Эта толща сложена главным образом слюдистыми сланцами, порфиroidами, туфоидами, туффитоидами и плагиогнейсами, образуя осадочно-вулканогенный комплекс в разрезе берлебацкой свиты. Характерно, что интенсивность среднекислого вулканизма в пределах Мармарошского массива увеличивается в направлении с запада на восток.

Основной вулканизм в эффузивной и интрузивной фациях повторился в более позднее, силур-девонское, время в период образования мегурской свиты. Эта свита, определенная как кварцито-сланцевая, содержит в подчиненном количестве эпидотовые амфиболиты вулканического происхождения. Они образуют согласные и секущие дайкообразные тела, приуроченные к синклиальным структурам. По мнению А.К.Бойко [3], к этому же генетическому комплексу следует отнести амфиболиты, образованные по габбро-

диабазам и приуроченные к узким зонам, пересекающим свиты метаморфического комплекса, которые контролируются протяженными разрывными нарушениями.

Вулканическими образованиями мегурской свиты и генетически связанными с ними субвулканическими интрузиями заканчивается магматизм собственно геосинклинального этапа развития каледоно-герцинского цикла на территории Мармарошского кристаллического массива.

Восходящие движения, наметившиеся в девоне, ознаменовали начало орогенного этапа развития древней геосинклинали. Эпоха общей инверсии в отдельных местах массива сопровождалась внедрением соскладчатых гранитоидов раннекаменноугольного возраста. К группе соскладчатых гранитоидов относятся ортогнейсы менчульского типа [48]. Наряду с крупными штокообразными телами развиты мелкие гипабиссальные и жильные образования порфировой структуры. С ортогнейсами менчульского типа связано ороговикование вмещающих пород, выраженное новообразованиями слюды, граната и окремнением. Химический состав ортогнейсов [3] сходен с составом гранитов-гранодиоритов. Развитие кислого интрузивного магматизма продолжалось в растущем горном сооружении. В среднем карбоне происходило внедрение послескладчатых интрузий гнейсо-гранитов типа Rarey — Черный Див, прорывающих породы как наиболее древней Белопотокской свиты, так и наиболее молодой — мегурской. Гнейсо-граниты этого типа слагают штокообразные несколько вытянутые тела с нечеткими ограничениями. На контакте интрузий с породами субстрата наблюдается оторочка мигматитов; более часты проявления приконтактового метаморфизма. Ширина зон ороговикования достигает десятков метров.

К заключительной стадии магматизма орогенного этапа развития герцинской геосинклинали следует отнести пермские вулканы пестроцветной вулканогенно-осадочной толщи, выделенные Ф.И.Жуковым в пределах Мармарошского кристаллического массива, а также эффузивно-туфогенную толщу среди карбонатных и карбонатно-терригенных пород палеозойского метаморфического комплекса фундамента Закарпатского прогиба [52]. В пределах массива указанные вулканы входят в состав молассоидных образований, приуроченных к грабенообразным структурам. К пермским вулканитам относятся фельзитовые кластолавы, туфы, туфопесчаники с тонкими прослойками кварцевых фельзит-порфириров. Химический состав кварцевых порфириров, фельзит-порфириров и их туфов соответствует составу липаритов. Вулканы принадлежат к известково-щелочному ряду с повышенным содержанием натрия.

Пермская вулканическая толща Мармарошского массива и Закарпатского прогиба проявилась на фоне стабилизирующейся палеозойской (герцинской) геосинклинали, когда пликвативная тектоника сменялась глыбовой с дифференцированными движениями блоков по разнонаправленным разломам.

История альпийского вулканизма Карпатского региона отражена в развитии полного тектоно-магматического цикла магматизмом собственно геосинклинального и орогенного периодов. Проявление вулканизма раннегеосинклинального периода началось с ранней — средней юры одновременно с заложением внутренней эвгеосинклинальной зоны Карпат. Вулканическая активность этого периода контролировалась двумя мобильными зонами, ограничивающими эвгеосинклинальный прогиб. Северная зона — граница эв- и миогеосинклинального прогибов, в пределах которой сформировались Мармарошская и Пенинская структурно-фациальные зоны (Закарпатский глубинный разлом) [39], а также часть флишевого трога — Раховская и Поркулецкая зоны. Среди перечисленных структурно-фациальных зон северного мобильного борта эвгеосинклинали Мармарошская структурно-фациальная зона в период геосинклинального развития магматически была наиболее активной. Приуроченные к этой зоне вулканические образования характеризуют магматизм геосинклинального этапа. В этой связи Мармарошская структурно-фациальная зона приобретает особое значение в локализации геосинклинального магматизма ранних и поздних этапов. Поэтому в дальнейшем изложении будем пользоваться термином "Мармарошская мобильная зона" для обозначения области сочленения эв- и миогеосинклинальных участков.

Южная Припаннонская мобильная зона [43] является пограничной между Паннонским массивом и эвгеосинклинальным прогибом. В Припаннонской мобильной зоне раннегеосинклинальный вулканизм зафиксирован в отдельных блоках преимущественно в виде подводных извержений базальтовой магмы, давшей спилито-диабазовую формацию нижней — верхней юры. Вулканические проявления в этой зоне обусловлены трещинными излияниями лав и лавобрекчий и внедрением субвулканических образований в слабоконсолидированные осадки при формировании тектонических швов блоковой природы.

Северная вулканическая область связана с формированием глубоких тектонических швов на границе эв- и миогеосинклинальных областей. Вулканизм здесь сопровождался разрывами сиалической коры, в которых формировались породы офиолитового комплекса — гипербазитовая (возможно) и спилито-диабазовая формации юрского — раннемелового возраста. В ходе последующего сжатия породы этих формаций были превращены в тектонические отторженцы и клинья, фиксирующиеся во флишевых частях покровов.

Последующие вспышки вулканической активности, сопутствующие инверсионному этапу, относятся к верхнему мелу и отчасти к зоцену. Вулканизм этого периода приурочен к несколько стабилизировавшимся зонам раннего заложения, которые до извержений местами претерпевали складчатые деформации, а позднее подверглись глыбовым подвижкам. Инверсионная

эпоха вулканизма ознаменовалась локальными маломощными извержениями лав, пирокластического материала повышенной щелочности и формированием даек субщелочного состава (калиевые трахиты). Как и раннегеосинклинальные образования, они приурочены к Припаннонской и Мармарошской мобильным зонам.

Следующая, миоцен-плиоценовая, эпоха магматизма отвечает орогенному этапу развития Карпатской геосинклинали. Орогенный этап знаменуют интенсивные тангенциальные деформации сжатия с образованием складчатонадвиговых дислокаций во внешней, флишевой, области Карпат и последующего тектонического растяжения, сопровождавшего заложение внутреннего молассового прогиба (Закарпатского).

Магматизм орогенной стадии наиболее активно и разнообразно проявился в пределах Закарпатского прогиба (рис. 6). Мощные вспышки вулканической активности, начиная с бадения и кончая левантином, обусловлены деятельностью крупных страто- и моногенных вулканов, что привело к образованию основной и дифференцированной лав, а также пирокластического материала, трещинным эксплозиям липаритовой лавы, внедрению дифференцированного ряда пород гипабиссальных интрузий, появлению широкого спектра субвулканических пород. Перечисленные разнофациальные группы пород образуют протяженные вулканические гряды (Вигорлат-Гутинская гряда, цепь погребенных вулканов), а также разобщенные купола.

Вулканизм орогенного этапа контролируется продольными пограничными структурами раннего заложения — Припаннонской зоной, Закарпатским глубинным разломом. Кроме того, важную роль в его локализации играли поперечные региональные разломы, разделяющие внутренние прогибы на отдельные части (чопскую, солотвинскую и другие за пределами Украинских Карпат), а также ряд разломов во Флишевых Карпатах и прогибе, обусловивших блоковое строение складчатого фундамента и неогеновой молассы.

Для альпийского вулканизма характерен процесс миграции вулканических центров, так как магнопроницаемые структурные зоны проходили стадии альпийского цикла неодновременно, что и обусловило асинхронность активизации в них вулканизма. Эта асинхронность, более отчетливо выраженная в собственно геосинклинальном этапе, в орогенном несколько сгладилась.

Изменение форм магматической активности, фациальная изменчивость и структурное положение, как известно, являются следствием строения и состава земной коры в районах вулканизма, а также состава магмы, дающей начало вулканическим комплексам. В свою очередь состав магматических расплавов зависит от состава первичного мантийного субстрата, т.е. от глубины выплавления и степени контаминированности магмы коровым материалом и ассимиляции магмой корового вещества. Учесть и оценить роль каждого из названных выше факторов в какой-то мере возможно путем анализа петрохимических материалов.

Альпийский вулканизм Украинских Карпат изменялся не только во времени, но и в пространстве, отражая сложность развития геосинклинали и ее структурную гетерогенность. По мере развития геосинклинали прогиба изменялся характер вулканических проявлений. Подводный трещинный вулканизм ранних стадий развития сменился на орогенном этапе преимущественно островным вулканизмом центрального типа. Одновременно с изменением характера вулканических проявлений менялся и химизм вулканического расплава. Отмеченные изменения с известной осторожностью можно интерпретировать следующим образом.

На ранних этапах развития региона, начиная с ранней юры, возникает фронт вулканической активности. Это в основном глубоководный вулканизм, в какой-то степени сходный с океаническим. Он связан с подводными трещинными излияниями и деятельностью отдельных подводных вулканов. По петрохимическим особенностям породы, формирующиеся в этот период (I_1-K_1), скорее всего сходны с вулканитами срединно-океанических хребтов. Глубина генерации первичного расплава, если проводить аналогию с магмообразованием в современных океанических областях, отвечает глубине примерно 20—40 км. В этом варианте в селективное плавление вовлекается шпинелевый лерцолит с конгруэнтным плавлением моноклинного пироксена, шпинели и небольшого количества граната. Образующийся при этом расплав близок по составу к высокоглиноземистому толенту с довольно высоким содержанием титана. Ресит при таком процессе в океанических областях должен отвечать по минеральному составу гарцбургиту, т.е. перидотиту. Таким образом, магматическая дифференциация верхней мантии, сопровождавшая геосинклинальное развитие, приводит к образованию лерцолита.

Дальнейшая структурная эволюция региона сводится к трансформации земной коры, увеличению ее мощности и возрастанию роли в ее строении гранитной составляющей. Глубина зон генерации магмы уменьшается. Возникают вулканические серии повышенной щелочности (инверсионный период развития). В геологическом смысле это проявляется в тенденции увеличения концентрации щелочей, которая может быть объяснена гибридизацией первичной магмы в результате расплавления кислого материала коры или селективной контаминации магмы коровым материалом [26].

Орогенный этап характеризуется вулканизмом континентального типа и зрелой континентальной корой. Начало вулканизма знаменуют излияния основных лав (оливиновых базальтоидов), возникновение которых может быть связано с селективным плавлением пиропового или пироп-шпинелевого перидотита на глубине, отвечающей, по Ю.М.Шейнманну, примерно 50—80 км. Перемещение первичного расплава вверх, в промежуточную камеру, расположенную выше раздела Мохоровичича, приводит к расплавлению корового материала, более кислого по составу. В зонах с большей мощностью

земной коры и гранитного слоя (граница Флишевых Карпат и Закарпатского внутреннего прогиба) извергались лавы, относительно богатые кальцием, бедные магнием, щелочами, хромом, никелем, относящиеся к гиперстенным сериям. В зоне с маломощной корой (Закарпатский внутренний прогиб, Припаннонская зона) формировались более щелочные железистые лавы, приближающиеся к пиконитовым сериям.

Генерация липаритовой магмы (липаритовой формации) связана с поступлением тепловых потоков в гранитный слой коры и с его расплавлением в зонах с малой мощностью коры (20–25 км) и мафического слоя.

Увязывая приведенные материалы с данными об истории развития бассейна, констатируем, что начало развития бассейна обусловлено раздвигом континентальной коры и последующим раздвигом ее обособившихся частей. В процессе раздвига отдельных частей континентальной коры был вскрыт меланократовый фундамент. В поздней юре и раннем мелу происходят разрывы и растяжения на более глубинных уровнях, в связи с чем начинаются излияния базальтоидов (спилито-диабазовая формация). Однако отсутствие вулканитов океанического чехла — полосчатого (layered) комплекса и налегания юрских осадочных пород непосредственно на меланократовый фундамент, отсутствие комплекса параллельных даек показывают, что разрыв локализовался в коре, не достигая уровня астеносферы. Происходили срывы и смещения континентальной коры по разделу Мохоровичича (или Конрада). Это определило вялый вулканизм в периоды активизации геосинклинального развития и амагматичность собственно миогеосинклинального прогиба. Вероятно, этому способствовала и перманентно существовавшая в эпоху флишенско-накопления в Карпатах общая обстановка сжатия.

Процесс сжатия, резко усиливший инверсию, получил дальнейшее развитие в начале неогена (начало орогенного этапа) и сопровождался периодом вулканического покоя. В итоге сформировалась мощная континентальная кора.

Дальнейшая структурная трансформация региона возникла в основную карпатскую фазу складчатости, после которой в обстановке наступивших новых горизонтальных растяжений земной коры происходят мощные извержения в пределах Закарпатского прогиба. Вулканизм Закарпатского прогиба приурочен к внутриматериковым орогенам и, в отличие от орогенных структур, окаймляющих океанические впадины, формировался в литосфере зрелого типа с мощной сиалической корой — гранитно-метаморфическим слоем. Фундаментом вулканитов этих серий были дислоцированные свиты предшествующего геосинклинального этапа развития. Появление больших масс дифференцированных пород связано в большинстве с вулканотектоническими депрессиями, что свидетельствует об усвоении больших объемов корового сиалического вещества магмой и о выносе его на поверхность при извержениях.

Доальпийский мегацикл

Региональный метаморфизм в Украинских Карпатах проявился главным образом в доальпийской истории развития этого региона формированием сложных разнофациальных метаморфических комплексов, слагающих кристаллическое основание: Мармарошский массив и палеозойский фундамент Закарпатского внутреннего прогиба.

Мармарошский массив. Многочисленные исследователи кристаллического основания Украинских Карпат до сих пор не пришли к согласованному решению многих задач стратификации метаморфических комплексов и связанных с ними вопросов. В настоящее время наиболее остро дискутируется положение о выделении в пределах Мармарошского массива байкальского метаморфизма и цикла диастрофизма.

Самые древние породы домезозойского основания Мармарошского массива объединены под названием *белопотокской* гнейсо-сланцевой свиты, слагающей центральные части ядер брахиантиклинальных структур. Среди них преобладают мусковитовые, биотитовые и двуслюдяные плагиоклазовые парагнейсы, мусковитовые, двуслюдяные, слюдяно-полевошпатовые сланцы. Менее распространены кварциты и амфиболиты.

Выше по разрезу залегают крупночешуйчатые слюдяные, полевошпато-кварцевые со слюдой сланцы — глубокометаморфизованные глинисто-песчаные отложения, объединенные в *бутинскую* свиту. Далее идет *деловецкая* (карбонатно-сланцевая) свита, представляющая собой мощную толщу, сложенную преимущественно хлорит-слюдяными и слюдисто-альбит-кварцевыми сланцами, во всем объеме которой неравномерно распределены линзы и выклинивающиеся горизонты мраморов. Фациальным аналогом деловецкой свиты является *берлебашская* (порфиroidно-сланцевая) свита, которая состоит из серицитовых, хлорит-серицитовых и серицит-кварцевых сланцев, переслаивающихся с порфиропсаммит-кварц-альбитовыми туфоидами и альбит-серицитовыми туффитоидами. Деловецкая и берлебашская свиты в разрезе образуют разновозрастную стратиграфическую единицу, на которой без видимого несогласия залегают *мегурская* (кварцито-сланцевая) свита. Основными компонентами этой свиты являются слюдисто-кварцитовые сланцы и кварциты. Подчиненное развитие имеют альбит-хлорит-серицитовые сланцы в ассоциации с эпидотовыми амфиболитами и кислые вулканогенные породы.

В приведенной стратиграфической последовательности свит наиболее дискуссионным является соотношение пород белопотокской свиты с выше лежащими породами деловецко-берлебашской серии. Суть дискуссии заключается в противоречии во взглядах на метаморфическую историю региона.

Ряд исследователей (Л.Г.Ткачук, С.Г.Рудаков, О.И.Матковский) полагают, что породы кристаллического основания Восточных Карпат претерпели два этапа прогрессивного регионального метаморфизма, разделенные пере-

рывом в седиментационном цикле и диастрофизмом. С первым (530 млн.лет) связывается мезозональный метаморфизм, образование пород белопотокской свиты, со вторым (300–330 млн.лет) – эпизональный зеленосланцевый метаморфизм и образование пород деловецкой и вышележащих свит.

А.К.Бойко [3], исходя из концепции непрерывного стратиграфического разреза пород кристаллического основания, утверждает наличие одного этапа прогрессивного регионального метаморфизма (320–340 млн.лет), в пределах которого разные локальные условия метаморфизма привели к неодинаковым преобразованиям первичных пород.

Герцинский региональный метаморфизм, будучи общим для всей зеленосланцевой толщи Мармарошского массива, в отдельных районах массива проявился с различной интенсивностью в разнотемпературных фазах. Наблюдается повышенный метаморфизм в ореолах гнейсо-гранитов, возможно, связанный с контактовым воздействием интрузий на вмещающие породы. А.К.Бойко предполагает также наличие тектонически ослабленных зон, в которых осуществлялся повышенный тепловой обмен из глубинных источников, способствовавший повышению температурной изограды метаморфизма.

Кроме указанных выше значений возраста метаморфизма имеются еще многочисленные аргонные датировки в пределах 315–260 млн.лет, соответствующие карбону – ранней перми. С этим временем связывают среднекаменноугольный возраст послескладчатых гранитов, а также омоложение пород фундамента вследствие наложенных диафорических процессов.

О.И.Матковским проведены исследования по определению термодинамических параметров процессов метаморфизма пород белопотокской и деловецкой серий [10]. Так, температурный диапазон для пород белопотокской серии составляет 450–665°С, для пород деловецкой серии – 300–500°С. Приведенные значения соответствуют температурному диапазону метаморфизма среднетемпературной альмандин-амфиболитовой фации (500–700°С) и низкотемпературной зеленосланцевой (300–500°С).

Формирование пород деловецкой серии происходило при невысоких давлениях, о чем свидетельствует широкое распространение в них граната с высокими содержаниями спессартинного и кальциевого компонентов.

Исходя из приведенных выше данных, можно утверждать о существовании двух этапов прогрессивного регионального метаморфизма в породах фундамента Мармарошского массива. Первый этап был связан, вероятно, с ассиитской складчатостью (350 млн.лет) и проходил в условиях эпидот-амфиболитовой фации после накопления терригенных пород белопотокской свиты.

В герцинское время (300–330 млн.лет) первичные породы деловецкой, берлебашской и мегурской свит были метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, а появление в ряде случаев высокотемпературных минеральных ассоциаций связано с контактовым и локальным динамотермальным метаморфизмом.

Закарпатский прогиб. Изученная часть разреза палеозойского фундамен-

та прогиба сложена карбонатно-сланцевой свитой, в которой выделяются нижняя — карбонатная, средняя — вулканогенно-сланцевая и верхняя — карбонатно-сланцевая толщи. Выделенные толщи образуют непрерывный разрез, отражая смену условий осадконакопления в едином непрерывном седиментационном цикле. Этот метаморфический комплекс вскрыт скважинами в чопской части Закарпатского прогиба под отложениями мезозоя и неогена (районы гг. Ужгород, Чоп, с. Великая Добронь).

Карбонатная толща состоит из мраморизованных известняков с гнездами и линзами кварцита и прослоями кварц-слюдистых сланцев. Вулканогенно-сланцевая толща складывается из эксплозиями кварцевых порфиров, перемежающихся с полевошпат-кварц-слюдистыми, полевошпат-кварцевыми и кварц-хлоритовыми сланцами по туфам, туффитам и глинистым породам. Карбонатно-сланцевая толща представлена переслаивающимися слюдистыми, слюдисто-карбонатными и карбонатными сланцами, содержащими гнезда кварца и кварцита.

Эти минеральные ассоциации отвечают кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев.

Возраст метаморфических пород фундамента Закарпатского прогиба точно не установлен и предположительно накопление первичных пород относится к позднему палеозою — каменноугольно-пермскому времени.

Степень метаморфизма пород палеозоя резко отличает их от окружающих и контактирующих с ними нижнемезозойских пород, отнесенных к среднему — верхнему триасу и юре. Следовательно, можно предположить домезозойский метаморфизм кристаллических пород фундамента Закарпатского прогиба.

Бильче-Волицкая зона Предкарпатского прогиба. Некоторую информацию о метаморфогенных преобразованиях содержат породы рифейского структурного комплекса северо-западной части зоны, выделенной в Лежайский массив. Здесь рядом скважин в районе с. Ходновичи под миоценовыми отложениями вскрыты пестрые филлиты мощностью около 100 м. Филлиты состоят из светлой кальциевой гидрослюды-1М, хлорита, кварца, характеризуются микробластической структурой, образованы в результате преобразований пелитовых и алевропелитовых пород. Минеральный парагенезис филлитов не содержит высокотемпературных новообразований, породы не претерпели полной кристаллизационной трансформации, поэтому не могут быть отнесены к зеленосланцевым комплексам. Минеральный состав и характеризующие филлиты микроструктуры соответствуют стадии глубоких эпигенетических преобразований — метагенезу.

В юго-восточной части Бильче-Волицкой зоны на границе с Восточно-Европейской платформой в антиклинальных поднятиях домезозойского фундамента скважиной Загайполь-1 пройдена 800-метровая терригенная толща, состоящая из кварцитовых и кварц-слюдистых песчаников, слюдистых сланцев и аргиллитов, отнесенная к балтийской и бережковской сериям кембрийских отложений, развитых на платформе. Особенностью этой толщи яв-

ляется значительное развитие в ней микалитов — биотит-мусковитовых слюдястых пород, в которых хорошо окристаллизованные терригенные слюды сочетаются с аутигенными слюдами, образованными по мусковиту и ИД — с хлоритом по биотиту. Переслаивающиеся с микалитами аргиллиты состоят из смешанослойных слюдястых минералов. Регрессивные замещения слюдястых минералов одновременно сопровождалась филлитизацией цементно-песчаников и образованием микробластических структур.

Неравносильный парагенезис минералов в кембрийских породах — сочетание хорошо окристаллизованных слюд со слабокристаллизованными и смешанослойными агрегатами — не позволяет отнести эти породы к кристаллическим комплексам даже в пределах низкотемпературной части зеленосланцевой проработки. Эти породы, как и рифейские северо-западной части Бильче-Волицкой зоны, следует отнести к образованиям глубокого эпигенеза — этапу метагенеза. Филлитизация пород автохтона Бильче-Волицкой зоны связана, вероятно, с байкальским тектогенезом, так как полученные датировки валовых проб филлитов из скважины Ходновичи-29 в лабораториях ИГН АН УССР и Львовского университета составляют 500—520 млн.лет \pm 19 млн.лет.

Опираясь на приведенные радиологические определения, можно говорить о синхронности процессов метаморфизма, приуроченных к байкальскому тектоноциклу: мезотермального метаморфизма кристаллического основания Внутренней зоны Украинских Карпат и метагенеза древних комплексов Внешних Карпат. Поскольку основными параметрами, управляющими интенсивностью метаморфогенных преобразований глинистых пород, являются температура и давление, то надо предполагать значительные различия P-T-условий метаморфизма древних комплексов во Внутренних и Внешних Карпатах, являющиеся следствием различий динамотермических процессов байкальского тектогенеза в разных структурных зонах.

Альпийский цикл

Региональный метаморфизм. После завершения герцинского геосинклинального цикла развития Украинских Карпат новая тектоническая активизация связана с альпийской историей развития этого региона. Начало альпийского геосинклинального цикла, знаменовавшегося заложением эвгеосинклинального прогиба и основным магматизмом, сопровождается локальными метаморфическими процессами, различно проявившимися в верхнепалеозойских и нижнемезозойских осадочно-вулканогенных породах.

В породах чехла *Мармарошского массива* наряду с неметаморфизованными осадочными породами триаса и юры развиты филлиты и серицит-хлоритовые сланцы, объединенные в кузинскую свиту триаса (?) и довгорунскую, белашевско-головатичскую свиты юры. Основные разновидности пород метаморфогенного ряда триас-юрского осадочного комплекса представлены слюдястыми, хлорит-карбонатными, кварц-серицитовыми сланцами, мрамор-

ризованными известняками и доломитами, а также филлитами и филлитизированными песчаниками.

Минеральные парагенезисы сланцевых пород указывают на принадлежность метаморфитов триаса и юры к низкотемпературным ступеням фации зеленых сланцев.

О возрасте метаморфизма можно судить по возрасту сланцев, определенному калий-аргоновым методом, млн.лет: 221–196 (средний – верхний триас), 140–104 (верхняя юра – ранний мел) [3]. С этим временем связан диафорез пород кристаллического фундамента Мармарошского массива и палеозойского основания Закарпатского прогиба.

В мезозойском фундаменте *Закарпатского прогиба* в пределах приподнятых блоков Припаннонской зоны (Чопский и Берегово-Беганьский) среди фаунистически охарактеризованных пород карбонатно-вулканогенно-терригенной толщи нижней юры развиты микросланцы (филлиты), образованные по аргиллитам, туфоаргиллитам и туффитам. В разрезах нижней юры указанных районов микросланцы переслаиваются с песчаниками, радиоляритами, кремнистыми известняками и мергелями.

О возрасте метаморфогенных превращений можно судить по возрасту микросланцев Берегово-Беганьского блока, определенному калий-аргоновым методом, млн.лет: $90 \pm 5 - 102 \pm 8$, что соответствует середине мела (определения выполнены в лаборатории Львовского университета). Следует отметить сходимость возраста нижнеюрских филлитов Мармарошского массива и микросланцев Берегово-Беганьского блока, а также кристаллических сланцев Ужгородского блока. Естествен вывод о наложении диафорических процессов на домезозойские комплексы пород, имевших место во время раннеальпийской тектонической активизации, с которой связан локальный метаморфизм триас-юрских отложений во Внутренней зоне Карпат.

Из приведенных выше материалов следует, что региональный метаморфизм в Украинских Карпатах проявился главным образом в доальпийской истории этого региона. По характеру и степени метаморфизма древнего субстрата четко разделяются области Внешних и Внутренних Карпат. Внутренние Карпаты представляют собой область полифациального глубокого метаморфизма доальпийского субстрата, порожденного активизацией байкальского и герцинского тектоноциклов. Метаморфизм альпийского этапа выражен здесь менее активно эпиметаморфическими комплексами, приуроченными к участкам мобильных зон. Во Внешних Карпатах метаморфизм древнего субстрата обусловлен слабыми метаморфогенными превращениями монофациального характера и приурочен к диастрофизму байкальского цикла.

Контактовый метаморфизм. Контактново-метаморфические преобразования связаны с гипабиссальным комплексом орогенного вулканизма. Наиболее полно контактовый метаморфизм изучен в Вышковском районе (Припаннонская зона), где прослежены интрузивные контакты на больших расстояниях. Вмещающими интрузии породами в этом районе являются туфо-

генно-осадочные отложения, состоящие из аргиллитов, алевролитов и плагиолипаритовых туфов. Различные стадийные производные гипабиссального комплекса обуславливают разные ступени контактового метаморфизма.

В непосредственной связи с интрузиями первой стадии (габбро-диабазы и габбро-порфиридами) находятся высокотемпературные кварц-пироксен-полевошпатовые роговики, сопровождающие все без исключения выходы этих пород. Переход кварц-пироксен-полевошпатовых роговиков в обычные осадочные породы четкий и происходит без смены высокотемпературных минеральных ассоциаций низкотемпературными. Мощность роговиковых зон зависит от величины интрузирующих тел и колеблется в пределах десятков метров, подчиняясь следующей закономерности — увеличению мощности роговиковых зон с глубиной их образования.

Минеральный состав кварц-пироксен-полевошпатовых роговиков соответствует минеральной ассоциации высокотемпературной пироксен-роговиковой фации контактового метаморфизма.

Габбро-диабазы и габбро-порфириды, контактирующие с карбонатными породами и основными эффузивами спилитового ряда, образуют в зонах эндо- и экзоконтактов пироксен-гранатовые скарны (Береговский район). Мощность зон скарнирования не определена. Надо полагать, что физические условия образования высокотемпературных скарнов соответствуют физическим параметрам пироксен-роговиковой фации.

Иной тип роговикования наблюдается на контакте интрузий второй стадии: диорит-порфиритов и кварцевых диорит-порфиритов. Здесь развиты кварц-амфибол-полевошпатовые роговики. Они характеризуются непостоянной мощностью (десятки сантиметров — десятки метров), неполной перекристаллизацией в некотором удалении от контакта с интрузивом. Минеральный состав кварц-амфибол-полевошпатовых роговиков соответствует среднетемпературной роговообманково-роговиковой фации контактового метаморфизма.

Физические условия метаморфизма роговообманково-роговиковой фации, в отличие от пироксен-роговиковой, характеризуются более низкой температурой и более высоким давлением. Можно предположить, что увеличение давления при реакциях метаморфизма в условиях малых глубин происходит за счет парциального давления — давления флюидов, которыми более обогащена магма среднего состава по сравнению с магмой основного состава.

Таким образом, габбро-диабазы и габбро-порфириды (первая стадия) обуславливают метаморфизм высокотемпературной пироксен-роговиковой фации; диорит-порфириды (вторая стадия) вызывают метаморфизм среднетемпературной роговообманково-роговиковой фации; гранодиорит-порфиры и лейкократовые породы (третья и четвертая стадии) не сопровождаются контактными воздействиями на вмещающие породы, не считая незначительного их уплотнения.

Вся история развития Украинских Карпат и их обрамления включает в себя ряд крупных геотектонических циклов. На фоне общего поступательного развития земной коры в течение этих циклов обнаруживаются повторяемость и одновременная активизация процессов в отдельных геоструктурных элементах. Вскрытый геологический разрез позволяет выделить и более детально охарактеризовать альпийский цикл развития региона. И лишь в общих чертах удастся проследить развитие эндогенных процессов на более древних этапах истории, объединенных здесь в доальпийский мегацикл. Для платформенного обрамления достаточно полно отражены в фактическом геологическом материале палеозойские (и позднепротерозойские) этапы истории развития эндогенных процессов. Такими различиями в степени обоснованности и полноте геосторических построений для тех или иных синхронных интервалов и определяются трудности корреляции этапов развития геосинклинали и платформы (рис. 7–11).

Доальпийский мегацикл

Байкальский цикл тектогенеза в геосинклинальной системе пра-Карпат проявился на собственно геосинклинальном этапе интенсивным опусканием, накоплением мощных толщ осадков и локальным развитием основного вулканизма. Слабо выражен здесь орогенный этап, предположительно выделяются эпоха складчатости и гранитоидный магматизм. С байкальским тектогенезом связан прогрессивный региональный метаморфизм первичных пород пра-Карпат, протекавший в условиях амфиболитовой фации. На внешней периферии этой области байкальский орогенез привел к образованию складчатого сооружения (Лежайский массив раннебайкальской консолидации), которое входило, вероятно, в состав Самборской шовной зоны. С северо-востока к этому складчатому сооружению примыкала геосинклинальная область Рава-Русской зоны. Здесь байкальский цикл тектогенеза отразился проявлениями складчатости на рубеже рифея и венда и в кембрии. В пределах древней платформы (далее к северо-востоку) на раннебайкальском этапе тектогенеза произошло завершение развития Вольно-Оршанской впадины, а на позднебайкальском этапе здесь был заложен Приднестровский перикратонный прогиб.

Каледонский цикл развития в Украинских Карпатах отмечен интенсивным погружением, накоплением флишеидных (?) толщ и излиянием среднекислых лав кварц-кератофировой формации (кембрий – ордовик?). Орогенный этап каледонского цикла здесь не проявился, тогда как геосинклинальная область Рава-Русской зоны завершила свое развитие каледонским орогенезом. В пределах краевой части древней платформы в позднем силуре завершилось развитие Приднестровского перикратонного прогиба; на орогенном этапе каледонского цикла в раннем девоне здесь произошло заложение Днестровско-Бугского предгорного прогиба.

Герцинский цикл выразился складчатостью и зеленосланцевым метамор-

физмом палеозойских толщ. С орогенной стадией этого цикла связаны верхнепалеозойские гранитоиды. Посторогенная блоковая тектоника обусловила формирование предгорных впадин с молассоидным комплексом и продуктами наземного кислого вулканизма. В отличие от более ранних заключительные события герцинского этапа хорошо коррелируются в пределах геосинклинальной и платформенной областей (см. Прил. 4). Происходивший, вероятно, в это время процесс общего сжатия Земли и вызванное им сближение подвижных блоков коры обусловили орогенные движения в геосинклинали пра-Карпат и возникновение мощного стресса в пределах платформы (пликативные, взбросовые и надвиговые дислокации в девонско-каменноугольном комплексе древней платформы и усложнение структуры массива каледонид Рава-Русской складчатой зоны — образование сдвигов, взбросов, надвигов). К концу герцинского цикла сформировались черты современной геосинклинальной структуры платформенного обрамления Карпат.

Альпийский цикл

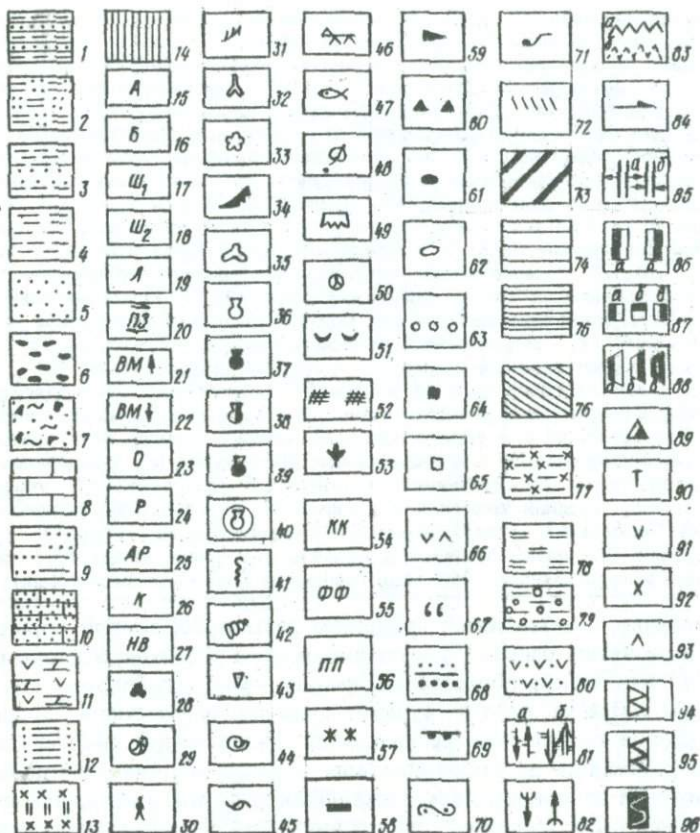
В позднем мезозое и кайнозое Карпаты переживали заключительные этапы геосинклинального мегацикла, прерванного в триасе кратковременным эпизодом квазиплатформенного развития. Послетриасовую часть альпийского цикла можно разделить на три этапа — раннегеосинклинальный (юра), собственно геосинклинальный (мел — палеоген) и орогенный. На последнем этапе различаются две стадии — раннеорогенная (ранний — средний миоцен) и позднеорогенная (поздний миоцен — антропоген). Следует, однако, отметить, что такое подразделение в определенной мере применимо лишь к Внешним (Флишевым) Карпатам; даже здесь рубежи выделенных этапов и стадий не изохронны. В приложении к платформенному обрамлению Карпат эти этапы и стадии сохраняют лишь роль интервалов, условно принятых для удобства пространственно-временной корреляции эндогенных процессов в геосинклинальной и платформенной областях.

Раннегеосинклинальный этап. В целом характеризуясь почти полной преемственностью режима седиментации (медленное дифференцированное прогибание, мелководные условия, преимущественно карбонатное осадконакопление) от квазиплатформенного (триасового) этапа развития, юра явилась важным переломным моментом в истории Карпатской геосинклинали. К юрскому периоду приурочено начало нового альпийского геосинклинального цикла развития региона. Начавшийся в ранней (?) юре процесс растяжения земной коры обусловил проявление в геосинклинальной области ультраосновного и основного вулканизма.

В пределах платформы в юре произошло формирование Стрыйского прогиба.

Собственно геосинклинальный этап. В Закарпатском прогибе начало геосинклинального развития связано с раннеюрской тектонической активизацией, образованием узких впадин и поднятий.

Дифференцированные движения, миграция центров активизации, связан-



10 - терригенно-карбонатный; морской солоноватоводный, лагунный; 11 - эвапориты; континентальный; 12 - терригенный песчано-глинистый, пестроцветный; вулканогенный; 13 - трапты; 14 - перерыв в осадконакоплении, денудация. Фациальная обстановка: 15 - абиссальная область, 16 - батимальная область, 17 - глубокая часть шельфа, 18 - мелкая часть шельфа, 19 - литораль, 20 - прибрежная зона, периодически заливавшаяся морем, 21 - море внутреннее с повышенной соленостью, 22 - море внутреннее с пониженной соленостью, 23 - озера, болота, эстуарии, 24 - реки и временные потоки, 25 - континентальные аккумулятивные равнины, 26 - кора выветривания, 27 - площадь заливавшегося вулканизма. Показатели фациальной обстановки. Фаунистические и флористические остатки: 28 - фораминиферы планктонные, 29 - фораминиферы бентосные, 30 - радиолярии, 31 - кораллы, 32 - губки, 33 - иглокожие, 34 - граптолиты, 35 - брахиоподы, 36 - пелециподы (без разделения на экологические типы), 37 - пелециподы нормальноморские, 38 - пелециподы солоноватоводные, 39 - пелециподы пресноводные, 40 - пелециподы переоттоженные, 41 -

черви, 42 – гастроподы, 43 – белемниты, 44 – аммониты, 45 – остракоды, 46 – следы наземных позвоночных, 47 – рыбы, 48 – наземная растительность, 49 – водоросли, 50 – акритархи, споры, пыльца, 51 – раковинный детрит, 52 – растительный детрит, 53 – органогенные (в том числе рифовые) постройки; *минералогические показатели*: 54 – каолинит, 55 – фосфорит, 56 – пестроцветность, 57 – красноцветность, 58 – углистость, 59 – битуминозность, 60 – глауконит, 61 – гипс и ангидрит, 62 – каменная соль, 63 – калийная соль, 64 – оолиты известковые, 65 – конкреции известковые, 66 – конкреции и прослои сидеритовые, 67 – кремнистость и кремнистые конкреции; *текстурные особенности*: 68 – градационная слоистость, 69 – флишевые текстуры (иероглифы), 70 – олистостромы, олистолиты, 71 – подводнооползневые текстуры, 72 – косая слоистость. *Тектонические режимы. Геосинклиальный, формации*: 73 – молассовая (орогенный этап), 74 – флишевая и флишеидная (собственно геосинклиальный этап); 75 – карбонатная, карбонатно-кремнистая и терригенно-карбонатная (раннегеосинклиальный этап); *квазиplatformенный*: 76 – мелководные морские карбонатная и терригенно-карбонатная, континентальная красноцветная формация; *platformенный*: 77 – морская мелководная карбонатно-терригенная, 78 – морская мелководная терригенно-карбонатная, 79 – аридная красноцветная, 80 – трапсовая формация. *Движения земной коры*: 81 – вертикальные, блокового характера (*a* – слабые и умеренные, *b* – интенсивные), 82 – вертикальные, пикативного характера, 83 – складчатость (*a* – установленная, *b* – предполагаемая), 84 – горизонтальные (в том числе покровы), 85 – горизонтальные напряжения (*a* – растяжение, *b* – сжатие). *Магматизм*: 86 – орогенный (*a* – кислый, *b* – основной), 87 – инверсионный (*a* – кислый, *b* – средний, щелочной, *c* – основной), 88 – раннегеосинклиальный (*a* – кислый, *b* – основной, *c* – ультраосновный), 89 – траптовый, 90 – туфы, 91 – эффузивы, 92 – интрузии, 93 – дайки. *Метаморфизм*: 94 – филлитизация, 95 – эпitherмальный (фации зеленых сланцев), 96 – мезотермальный (амфиболитовой фации)

ные, вероятно, с начавшимся процессом растяжения земной коры, способствовали развитию ранне- (?) и позднечурского спилито-диабазового вулканизма. Вулканические образования прогиба тесно ассоциируют с осадконакоплением, образуя единую вулканогенно-осадочную толщу, терригенные части которой подвержены региональной филлитизации. Медленное прогибание продолжалось до конца мелового периода. Активизация позднемеловых движений сопровождалась излияниями трахитов и калиевых спилитов. Ларамийская фаза проявилась общей инверсией региона в палеоцене – раннем эоцене и формированием блоково-надвиговой структуры фундамента прогиба. Затем в среднем эоцене эта область снова вовлекается в погружение, которое в конце олигоцена сменилось континентальным перерывом, охватившим и начало миоценовой эпохи.

В *зоне Пенинских утесов* раннегеосинклиальный режим юрского периода сохранился и в меловое время. Медленное прогибание и накопление карбонатных осадков сопровождалось локальным извержением миндалекаменных порфиритов и их туфов. Ларамийские движения вызвали в конце палеоцена резкие блоковые воздымания, глубокий разрыв палеоценовых и датских отложений, складкообразовательные процессы и формирование мощной тектонической брекчи. Затем, после короткой фазы относительно интенсивной седиментации (ранний – средний эоцен), собственно геосинклиальный этап завершился проявлением пиренейской складчатости – воздыманием и складкообразованием, первыми горизонтальными движениями и формированием покровной внутренней структуры региона.

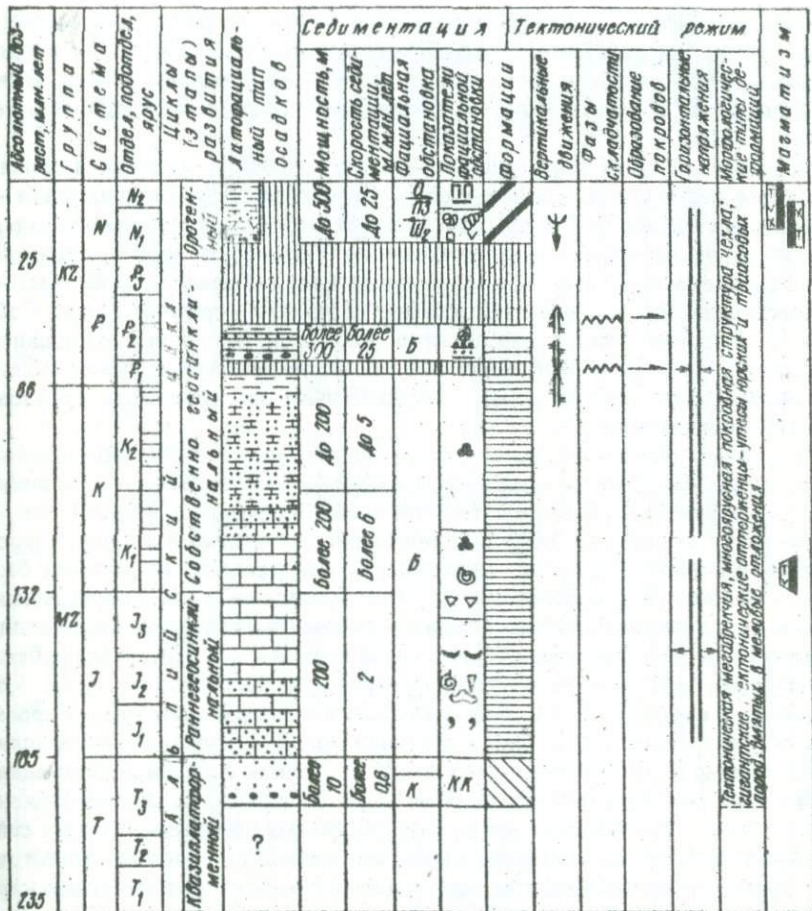


Рис. 8. Корреляционная схема сочетаний эндогенных процессов в мезозое и кайнозое зоны Пенинских утесов (составили С.С.Круглов, С.Е.Смирнов, С.М.Спитковская).
Условные обозначения см. к рис. 7

В Мрамарошском поясе в юре происходит формирование гипербазитового комплекса, приуроченного к структурному шву, отделившему пояс от зарождавшегося флишевого трога. В поздней юре и валанжине здесь происходит медленное накопление мелководных карбонатных осадков, сопровождавшееся проявлениями основного вулканизма. Раннеавстрийская фаза выразилась в готериве — раннем апте поднятием, складкообразованием и началом формирования покровной структуры. Континентальный перерыв сменился в апте трансгрессией, резким опусканием дна бассейна и накоплением

терригенных флишевых осадков в условиях активизации или заложения системы поперечных конседиментационных разломов (мощность осадков менее 100 м на окраине Мармарошского массива и более 1600 м в зоне Мармарошских утесов). Характерной особенностью раннемелового седиментационного процесса было формирование мощной олистостромовой толщи.

В восточной части Мармарошского пояса сенонские — нижнеэоценовые отложения отсутствуют, а в западной — терригенная седиментация альба — сеномана постепенно сменилась накоплением мергельной пуховской свиты, идентичной одновозрастным отложениям зоны Пеннинских утесов. Ларамийская фаза проявилась здесь перерывом в конце мела. Мармарошский участок геосинклинали снова испытал погружение в раннем — среднем эоцене. Собственно геосинклинальный этап развития Мармарошского пояса завершился в олигоцене (темноцветные мергельно-глинистые отложения лужской свиты) проявлением савской фазы — воздыманием, складчатостью, горизонтальными движениями.

В бассейне *Флишевых Карпат* на заключительных этапах позднеюрской эпохи происходит значительная дифференциация тектонического и седиментационного режимов. Усиление тектонических движений в поздней юре — раннем мелу выразилось здесь в активизации региональных разломов, проявлении основного раннегеосинклинального магматизма, углублении бассейна — заложении флишевого трога. Этот процесс не был одновременным на всем пространстве бассейна. Расколы фундамента и глыбовые нисходящие движения как результат общего растяжения земной коры раньше (на рубеже юры и мела) возникли на внутренней периферии бассейна (см. Прил. 5,6, валанжин) и в середине раннего мела захватили более внешние участки трога. На всем пространстве Карпатского бассейна в раннемеловую эпоху происходили прогибание и накопление терригенных отложений флишевой формации.

В конце раннемеловой эпохи происходит выравнивание седиментационного режима — сокращается привнос терригенного материала, затихает сейсмическая активность, стабилизируются тектонические процессы. Почти на всем пространстве формируется маломощный горизонт пестроцветных карбонатно-терригенных осадков. Некоторое усиление тектонической активности происходит в конце турона. Образуются мощные толщи песчано-глинистого флиша (коньяк — эоцен).

Новое выравнивание седиментационных условий происходит в начале олигоценовой эпохи. В раннем миоцене происходит отмирание флишевого бассейна.

Олигоценовая седиментация в Карпатской геосинклинали в отдельных местах отличается накоплением кислого пеплового материала. Центры извержений не установлены. Свидетельства магматических проявлений представлены (на разных стратиграфических уровнях) лишь пирокластическими и кремнистыми горизонтами.

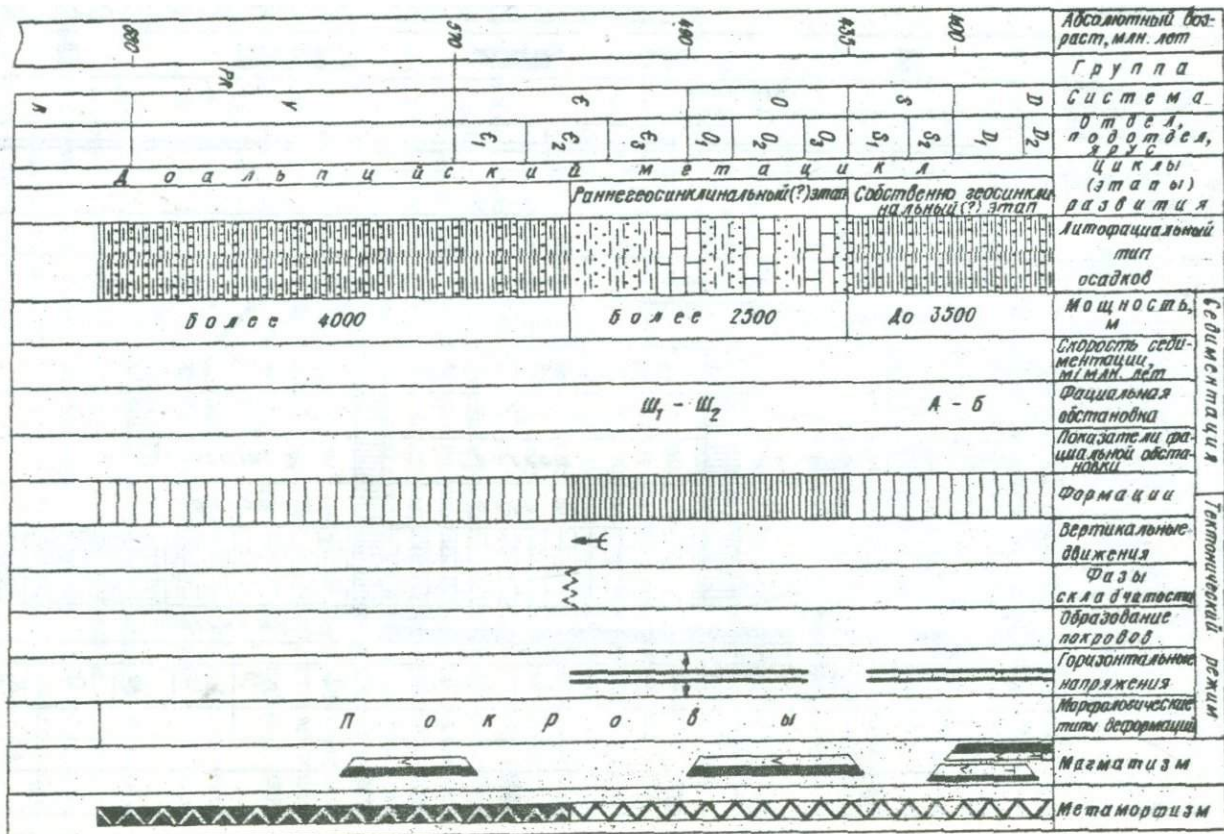


Рис. 9. Корреляционная схема сочетаний эндогенных процессов в фанерозое Мармарошского пояса (составили С.С.Круглов, С.Е.Смирнов, С.М.Спитковская).

Условные обозначения см. к рис. 7

Уверенно судить об источниках сноса при формировании мел — палеогенового флиша Внешних Карпат затруднительно. Наиболее вероятно, что этим источником являлись и платформенное обрамление и внутритроговые кордильеры, роль которых не была постоянной в течение мелового и палеогенового периодов. Мармарошский массив и его северо-западное продолжение должны быть исключены из числа перманентных источников сноса при формировании флиша Внешних Карпат. Эти районы сами являлись зоной осадконакопления, причем источник сноса для них длительное время располагался на востоке (т.е. по внутренней окраине флишевого трога). Свидетельством развития внутритроговых кордильер могут служить мелководные органические осадки баррема — апта Поркулецкого покрова, разновозрастные глубоководные аналоги которых достигают здесь громадной мощности. Имеются и другие свидетели былого развития прикордильерных отложений вплоть до иноцерамовых банок (валуны в составе конгломератов). На развитие каких-либо, теперь полностью поглощенных, источников сноса указывают и так называемые экзотические породы (неметаморфизованные граниты и их эффузивные аналоги, имеющие мезозойский возраст по радиометрическим данным калий-аргоновым методом), которые в виде обломков встречаются в некоторых горизонтах флиша и моласс.

В пределах платформенной области на этом этапе (после перерыва, охватившего часть раннего мела) заложилась Львовско-Люблинская меловая впадина, развитие которой завершилось континентальным перерывом в позднем мелу.

Орогенный этап. Началом инверсии и покровообразования в Карпатской геосинклинальной области можно считать пиренейскую фазу, которая проявилась лишь в зоне Пеннинских утесов и, возможно, в Магурской. К этому же периоду относится начало дифференциации вертикальных движений, обусловившее проявление магматизма инверсионной стадии (спилитизированные лавы и туфобрекчи зоны Мармарошских утесов). Мармарошский пояс и флишевый трог испытывали в это время погружение. Начало инверсии обусловлено здесь движениями савской, а затем штирийской фаз тектогенеза.

В *Закарпатском прогибе* с савской фазой связано завершение процесса формирования блоковой структуры донеогенового фундамента. Начало формирования миоценовых моласс (Эгер (?) — эггенбургий) обусловлено здесь проявлением штирийской фазы тектогенеза. Оно сопровождалось интенсивной вулканической деятельностью. Затем последовал период устойчивого прогибания, сопровождавшегося дифференцированными блоковыми движениями. Накопление меловодных нормально-морских глинистых и песчано-глинистых, иногда хемогенных, а затем озерно-болотных угленосных отложений продолжалось с незначительными перерывами до конца плицена. Оно сопровождалось во внутренних частях бассейна мощными извержениями

геосинклинали Карпат и ее внешняя, северо-восточная, полоса испытывает интенсивное прогибание. Седиментационный процесс завершился здесь, вероятно, в конце эгерия (возможно и в этгенбурге). В это время началось воздымание данного участка геосинклинали и формирование сложной надвиговой внутренней структуры Бориславско-Покутского покрова.

Роль *Самборской шовной зоны* как барьера между Карпатской геосинклиальной областью и платформенным бассейном в альпийском геотектоническом цикле проявилась особенно отчетливо (см. Прил. 5,6). В течение триасового, юрского, мелового и палеогенового периодов существование такого барьера обеспечило почти полную разобщенность, независимость развития этих двух геоструктурных элементов. Ни одно из тех грандиозных событий (кроме орогенеза), которые в альпийском цикле переживала Карпатская геосинклиналь, не отразилось сколько-нибудь значительным образом на характере седиментационных процессов и эндогенных режимов альпийского этапа развития платформенного бассейна.

На разных этапах доальпийского мегацикла роль Самборской шовной зоны, отделявшей геосинклиальную седиментационную область от платформенного бассейна, проявилась по-разному. В отдельных случаях ее влияние на синхронность эндогенных процессов в этих двух регионах было минимальным. Например, кульминационный момент этапа глобального сжатия герцинского цикла проявился и в геосинклинали и на платформе (см. Прил. 4). Так же, вероятно, синхронизируются эпохи позднебайкальской складчатости в этих двух регионах. В других случаях (в каледонском цикле, например) Самборская шовная зона превращалась в барьер, разделявший две резко различные по эндогенным режимам геосинклиальную и платформенную области.

В раннем миоцене Самборская шовная зона была вовлечена в общее прогибание предгорной области; здесь началось формирование молассового комплекса. В аттический фазу альпийского орогенеза миоценовые отложения Самборской шовной зоны были надвинуты на Бильче-Волицкую зону Предкарпатского прогиба.

Краевые участки *платформы* были вовлечены в прогибание в эгере. Воздымание и осушение этой области произошло в позднем сармате (см. Прил. 5, 6).

Происхождению Карпат и их общей структуре посвящено огромное количество публикаций. Именно на примере Карпат и Альп впервые появилось представление о покровном строении горных областей.

Моновергентная складчато-покровная структура Карпат почти общепризнанна. Расхождения в признании общего значительного сокращения складчатой области по сравнению с собственно геосинклинальным этапом ее развития у исследователей Карпат встречаются все реже и реже. Наиболее обоснованными следует считать представления тех геологов, которые принимают покровные структуры как результат эволюции долгоживущих конседиментационных разломных зон, ограничивавших флишевые трюги еще в процессе осадконакопления. Некоторые из этих трюгов разделялись парными разломными зонами, обособлявшими блоки преимущественно геодантиклинального характера развития, длительное время игравшими роль надводных или подводных кордильер.

У подножья некоторых из них в раннем мелу (баррем – апт), синхронно с накоплением флиша в более глубоководных частях трюгов, шло формирование нефлишевых мелководных карбонатных, существенно органогенных, пород. В эпохи резко дифференцированных движений в местах сочленения этих погружавшихся и воздымавшихся блоков пра-Карпат происходили подводные излияния основных лав. Особенно четко они прослеживаются вдоль внутренней и внешней периферии Поркулецкого покрова и внешней – Мармарошского (см. Прил. 5,6). Излияние основных лав происходило и на более ранних этапах развития флишевой геосинклинали на рубеже юры – мела, когда в условиях общего растяжения дофлишевого основания началось заложение флишевых трюгов (см. Прил. 5, валанжин; рис. 12).

Чрезвычайно затруднено истолкование происхождения так называемых экзотических пород, т.е. валунов и галек таких образований, корневые выходы которых не известны ни в пределах Украинских Карпат, ни в Карпатской дуге вообще [34]. Особенно загадочными по своей природе и первичному положению в структуре Карпат являются кислые интрузивные магмати-

* В главе использована работа В.В.Глушко, С.С.Круглова "Главнейшие особенности тектоники и развития Украинских Карпат" (Обз.-информ./ВИЭМС. Общ. и регион. геология, геол. картирование. – М., 1979. – 54 с.).

ческие породы, время первичного становления которых по данным абсолютной геохронологии — мезозойское и даже палеоценовое [34]. Таким образом, если принимать во внимание эти данные, то, вероятно в пра-Карпатах, частично в условиях уже начавшегося флишенаккопления, имелись крупные зоны локализации значительных по размерам магматических интрузивных тел (судя по крупнозернистым и порфириовидным структурам пород) и происходили излияния кислых лав, видимо, в аэральной обстановке. В баррете — апте часть их уже размывалась при формировании соймульской олистостромы, а в бадении — при накоплении так называемых пистынских конгломератов предкарпатской молассы. Позднейшими движениями районы денудации этих экзотических пород были закрыты надвинутыми массами флиша и, возможно, моласс.

Следовательно, еще в допокровный этап развития Карпат, а скорее всего синхронно с развитием покровов здесь существовал механизм избирательного ("клавишного") погружения (засасывания) отдельных линейных зон-блоков континентальной коры, игравших в допокровный (геосинклинальный) этап роль кордильер, которые разделяли отдельные области осадконакопления. Существование, вероятно, первично накопленных к юго-западу поверхностей сместителей наиболее крупных разломов, ограничивавших такие зоны-блоки, и последовавшие в конце олигоцена (для Флишевых Карпат), а затем после раннего бадения (для Бориславско-Покутской фациальной зоны) и в послераннесарматское время (для Самборской зоны) общие сжимающие напряжения привели к срыву со своего основания и перемещению к северо-востоку флишевой и молассовой формаций с образованием сложной системы моновергентных складчато-покровно-члужчатых структур. По-видимому, ни флишевая, ни тем более молассовая формация не участвовали активно в трансформации сжимающих напряжений и лишь пассивно отражали сжатие и сколы, которые испытывал более консолидированный их фундамент — домезозойские и триас-юрские образования. В связи с этим фронтальные части современных флишевых покровов — это лишь уцелевшие от денудации козырьки наиболее верхних горизонтов первоначально очень мощных надвиговых пластин, глубинные горизонты которых при движении к северо-востоку "отстали" от приповерхностных частей, образовав осадочно-метаморфический и, возможно, гранитный слой корней Карпат. В отличие от глубинных условий развития покровов на поверхности не было каких-либо жестких ограничителей для свободного перемещения флишевых и молассовых образований, чем, видимо, и объясняется общий гравитационный облик Карпатских покровов, особенно в их внешней части и в Предкарпатском прогибе.

На заключительных этапах развития покровов во внутренней периферии Флишевых Карпат в пределах УССР и Чехословакии произошло некоторое их запрокидывание в обратном направлении, т.е. к юго-западу. Это запрокидывание коснулось и зоны Пенинских утесов. Оно фиксируется по опрокидыванию в данном направлении самых периферических участков миоценовых

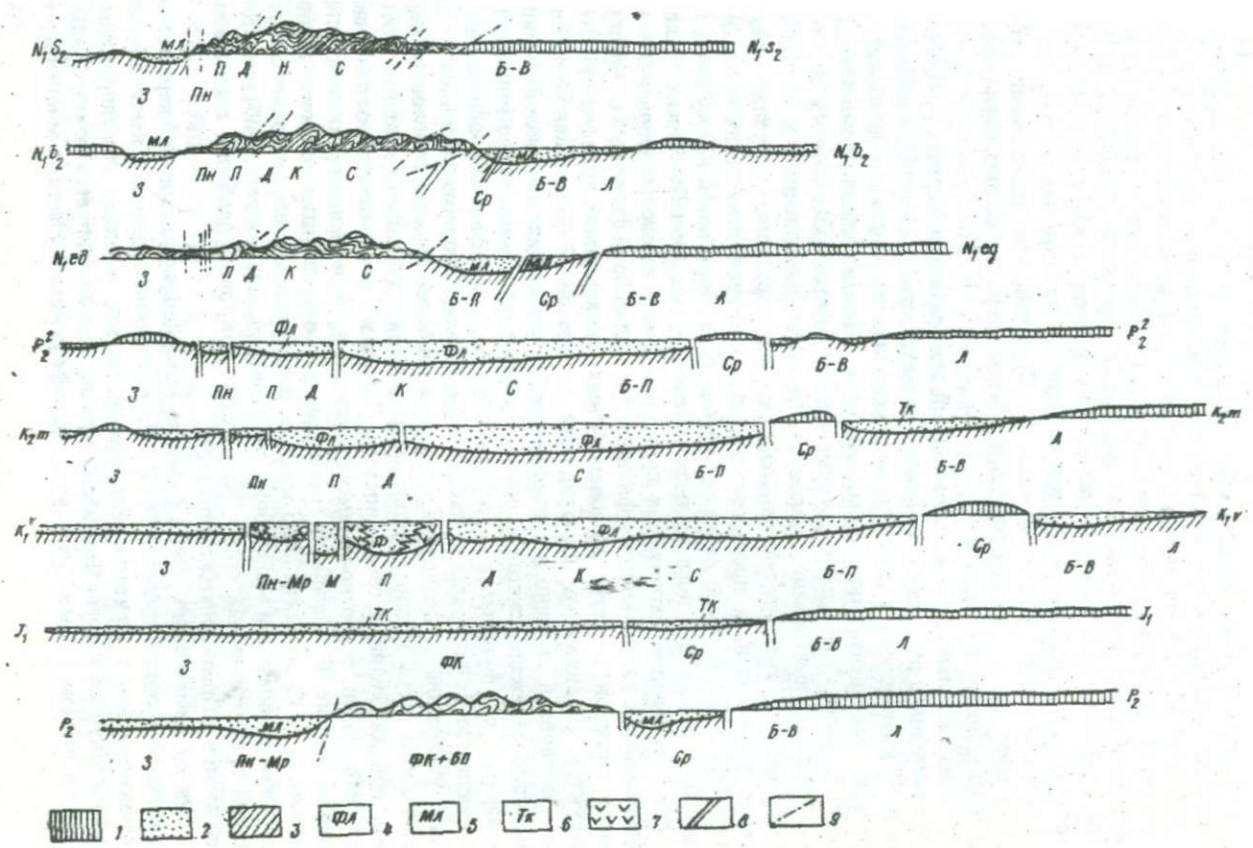


Рис. 12. Палеотектонические профили через Украинские Карпаты и их обрамление (на палинспастической основе) (составил С.С.Круглов): 1 – суша; 2 – область осадконакопления; 3 – субстрат в областях осадконакопления; *формации*: 4 – флишевая, 5 – молассовая, 6 – терригенно-карбонатная, 7 – спилито-диабазовая; 8 – области разрыва палинспастической основы; 9 – надвиги и разломы; Обозначение структур: Л – Львовский палеозойский прогиб, Б-В – Бильче-Волицкая зона, Ср – Самборская впадина зона, Б-П – Бориславско-Покутская зона; *зоны Карпат*: С – Скибовая, К – Кросненская, Д – Дуклянская, П – Поркулецкая, Мр – Мармарошских утесов, Пн – Пенинских утесов, М – Мармарошский массив, Фк – Флишевые Карпаты, З – Закарпатский прогиб

молассовых толщ Закарпатского внутреннего прогиба и по юго-западной вергентности некоторых частных покровов внутренних зон Внешних Карпат. Это явление следует связывать с развитием уже послезерозионных покровов.

Что же явилось общей причиной столь сложного и во многом противоречивого и остающегося неясным развития Украинских Карпат и в целом всей Карпатской дуги?

Как известно, Карпаты вместе с Альпами принадлежат к числу наиболее хорошо изученных складчатых поясов мира. На опыте их изучения выросло несколько поколений первоклассных геологов с мировым именем. За более чем столетнюю историю исследования сформировалось несколько всемирно известных тектонических школ. Однако и к настоящему времени все еще не создано стройной научной концепции, убедительно раскрывающей и объясняющей механизм и динамику всех эндогенных процессов Карпат и их внутреннего и внешнего обрамлений.

Наиболее популярной гипотезой для объяснения развития Карпат, как и вообще всех складчатых поясов мира, в настоящее время является новая глобальная тектоника, или гипотеза литосферных плит. В тектонике и, пожалуй, в геологии вообще нет какой-либо другой проблемы, которой была бы посвящена такая необозримая литература, как этой концепции. Основным положениям гипотезы и разработке многочисленных ее вариантов посвящена большая серия специальных монографий и обзоров. В деталях описываются и опыты приложения гипотезы тектоники литосферных плит к объяснению развития конкретных складчатых поясов и систем, окраин континентов и различных других геоструктурных элементов. Несколько вариантов этой гипотезы было предложено и для объяснения природы Карпат [2, 18–22, 28, 59, 69, 79–82, 85, 86].

Краткий синтез наиболее важных работ по механизму формирования структуры Карпат с позиций новой глобальной тектоники приведен в статье Л.Г.Данилович [18]. Критический обзор этих публикаций выполнен В.Г.Свириденко [51], поэтому он нами здесь и приводится. Отметим лишь наиболее общие положения сторонников данного направления.

Общим для всех положений является представление о сочленении континентальной и океанической коры по периферии Паннонской межгорной впадины, при этом реликты последней усматриваются в проявлении офиолитов и триасовых кремнистых (существенно радиоляритовых) образований,

сопряженных с диабазами. Отдельные явно неокеанического типа мелководные толщи трактуются как локальные участки континентальной коры, выделяемые в микроконтиненты. Возникновение горной цепи Карпат объясняется столкновением принципиально разных по типу строения земной коры литосферных плит, разграничивающихся сложной системой то ли первично криволинейных, то ли сопряженных под некоторыми углами прямолинейных участков сейсмофокальных зон, или зон Беньофа. Эти отрезки слагают единую очень крутую, выгнутую своей выпуклой стороной к платформенному обрамлению, дугу, которая многими сопоставляется с островными дугами современных океанов [16, 22, 69 и др.]. Признание последнего положения позволяет выдвигать и второй вариант формирования Карпатского горного сооружения как результат столкновения островной дуги и литосферной плиты с континентальным типом коры. Высказывались соображения и о том, что Карпатская островная дуга "существовала в области развития континентальной коры" [16, с.18]. Разновозрастные (меловые – паннонские) кислые и основные преимущественно эффузивные образования, слагающие линейно вытянутые и протяженные гряды, а также отдельные массивы в области сочленения Внутренних и Внешних Карпат и в Апусенях (банатиты!), принимаются как результат многоэтапной генерации магм, обязанных своим происхождением расплавлению (при поддвиге и погружении по зонам Беньофа) океанической плиты.

Резко различно подходят авторы рассматриваемой концепции к самой принципиальной ее части, касающейся непосредственно вопроса о том, какая же плита под какую надвигалась или поддвигалась. По мнению одних [18, 20], в соответствии с общими взглядами на развитие океанов океаническая кора поддвигалась под континентальную, по представлениям других [22, 40, 59, 79], наоборот, зона Беньофа погружена с северо-востока на юго-запад со стороны платформы либо под Предкарпатский прогиб [22], либо под зону Пенинских утесов [59, 79]. Некоторые исследователи [80, 81] считают обоснованной точку зрения, в соответствии с которой в Карпатах имеются две парных (параллельных) зоны поддвига океанической коры, зажатых между мощными блоками континентальной коры. Одна из них предполагается в центральной части Трансильванской депрессии, а другая разделяет Внешние и Внутренние Карпаты и трассируется по зоне Пенинских утесов. Эти зоны в разрезе показаны ими как очень узкие, местами полностью пережатые полосы, напоминающие лополитообразные внедрения магмы с общим погружением их к юго-западу, т.е. от платформенного обрамления. В такой интерпретации об океанических плитах уже говорить не приходится, так как следы их былого развития принимаются лишь в виде незначительных фрагментов, уцелевших в зонах закрытия коры этого типа и шарьирования блоков континентальной коры.

Наконец, следует отметить и вариант интерпретации механизма формирования Карпат [19], в соответствии с которым на ранних этапах их развития как горной системы происходил поддвиг океанической плиты с погруже-

нием зоны Беньофа под Карпаты в сторону древней платформы, а на более поздних этапах (в неогене) произошло заложение новой зоны уже во внешней периферии горной дуги с погружением ее плоскости в противоположном направлении.

Краткого перечисления этих противоречивых конкретных попыток приложения гипотезы литосферных плит к объяснению природы Карпат кажется вполне достаточным для осторожного вывода о том, что ни одна из них не может быть признанной вполне удачной, объясняющей историю их развития и механизм формирования структуры. К тем трудностям решения этой проблемы, которые выдвинули сами сторонники гипотезы плит и некоторые их оппоненты, добавим лишь одно, с нашей точки зрения, самое главное затруднение, стоящее на пути дальнейшего развития разбираемой концепции в приложении ее к Карпатам. Непреодолимая трудность, по нашему мнению, заключается в общем кольцевом характере структуры Карпато-Альпийско-Динарской петли Средиземноморского пояса с практически кольцевой вергентностью ее слагающих крупных покровов и шарьяжей. Монолитные на альпийском этапе развития древняя Восточно-Европейская и молодая Западно-Европейская платформы не несут на себе следов значительных горизонтальных движений поддвигового и сопряженных с ним движений сдвигового типа, имевших бы к тому же "центростремительный" характер (к центру Паннонской межгорной впадины). Высказывавшиеся в литературе взгляды о поддвижении в неогене под Карпаты с востока на запад всего Евразийского материка, как монолитной литосферной плиты, представляются не имеющими под собой какой-либо фактической основы. Даже если принять этот вариант плитной тектоники, то и он не объяснит северную вергентность покровов Западных Карпат (как и Альп) и западную вергентность покровов Динарид.

Не снимает этих затруднений и представление сторонников концепции литосферных плит о вращательном движении отдельных плит-микроконтинентов. Такой "крутящейся" плитой, видимо, должен быть внутренний блок земной коры Карпато-Балкано-Динарского региона, т.е. блок, где теперь находится Паннонская межгорная впадина. Но, во-первых, вряд ли оправдано выделение его в микроконтинент, так как его земная кора не имеет типичного континентального облика. Во-вторых, любой изометричный по форме блок (каковым является указанная впадина) даже при вращении вокруг своей оси не может оказывать механического воздействия на прилегающие неконсолидированные геосинклинальные области и быть первопричиной их моновергентной покровной структуры. При таком очень абстрактном и гипотетичном механизме покровообразования вращающаяся плита непременно должна иметь удлиненную форму и подобно кулачковому валу оказывать давление только на какую-то часть геосинклинального обрамления и только в момент соприкосновения "кулачкового" выступа с этим обрамлением. Механизм свободно плавающей внутренней плиты-микроконтинента, описывающей, кроме того, дугу, обрамляющую с внутренней

стороны первичную дугу геосинклиналиного прогиба, нельзя признать даже гипотетическим, так как не может быть обоснован никакими геологическими наблюдениями.

Нельзя не отметить появившуюся в последние годы концепцию происхождения Динарско-Карпатской кольцевой структуры с позиций ударно-взрывной тектоники. Например, Б.С.Зейлик считает возможным предположительно отождествлять Паннонскую впадину со взрывным кратером, а докембрийские и фанерозойские образования Паннонского и южной части Мармарошского срединных массивов рассматривает как центральные поднятия, возникшие "в результате группового взрыва осколков астероида, развалившегося при входе в атмосферу Земли" [24, с.32].

В подтверждение механизма происхождения Динарско-Карпатской структуры как гиаблемы Б.С.Зейлик приводит известные факты: 1) резкое утонение земной коры под Паннонской впадиной; 2) потерю отражения головной волны на большей части профиля ГСЗ через эту структуру, что интерпретируется как результат мощного дробления гранитного и даже базальтового слоев; 3) "центробежные" направления надвигов от впадины к внешним частям горных цепей. По его мнению, «скупивание осадочных толщ платформенного чехла и нагромождение многочисленных надвиговых пластин, состоящих из глубинных горных пород, в том числе слагающих и базальтовый слой, перемещенных из зоны космогенного кратера в кольцевую зону его обрамления, по-видимому, приводит к образованию дугообразных горноскладчатых сооружений, представленных в данном случае Динарским нагорьем и Карпатами. Возникающее при этом резкое увеличение мощности земной коры и, в частности, базальтового слоя, обуславливает изостатическое погружение в мантию горноскладчатого блока, что фиксируется ГСЗ как прогиб Мохо, рассматривающийся обычно как "корни гор"» [24, с.32].

Указанная концепция представляется нам сугубо механистической, так как она совершенно не учитывает бесспорные положения классической геологии о тесной связи покровно-надвиговых структур со всей допокровной историей геологических систем. Иными словами, орогенические движения, сопровождающиеся покровами и надвигами, предопределены всей предшествующей историей мобильных зон земной коры, а завершающие этапы формирования геосинклиналиных областей (в том числе и дугообразных и кольцевых) являются лишь революционными эпизодами длительного эволюционного цикла их развития. При этом общеизвестно, что дугообразные и кольцевые горные системы по своей истории развития (включая и орогенный этап) не имеют каких-либо отличительных признаков от линейных горных цепей, которые никак не могут быть причислены к категории гиаблем или астроблем.

Отметим также, что даже орогенный этап развития геосинклиналиных систем (складчатость, резкие с большими амплитудами горизонтальные и вертикальные движения) не является мгновенным актом, а длится иногда очень долго в геологическом понимании фактора времени. Такие этапы, как

правило, многофазны, с определенным закономерным проявлением во времени и пространстве. На рис. 12 отчетливо показана миграция во времени проявлений глыбовых движений и складчатости и, наиболее отчетливо, — покровообразования от внутренних структурных элементов к внешним. При этом указанные процессы растянуты во временном диапазоне, составляющем сотни миллионов лет, что, с нашей точки зрения, исключает возможность использования ударно-взрывной тектоники для объяснения механизма формирования структуры Карпат. Точно также несостоятельны и попытки, трактующие отмеченные особенности развития геосинклинальных систем за счет одновременного проявления ударно-взрывного механизма. Непреодолимым препятствием здесь является удивительная пространственная и временная закономерность проявления очагов гео- и космовзрывов.

Из большого числа ошибочных положений концепции ударновзрывного механизма формирования кольцевых горных цепей отметим лишь одно из наиболее очевидных. Оно заключается в одинаковом подходе к механизму формирования как структуры геосинклинальных областей, так и их платформенного обрамления. С этих позиций такой подход закономерен, так как сколько-нибудь значительные процессы тектонического "саморазвития" принципиально различных геотектонических структур до момента удара или взрыва сторонниками указанной концепции исключаются. Однако характер тектонических процессов на платформе и в геосинклинальной области и их реальное отображение в современной структуре зоны сочленения этих геоструктур таковы, что ни о каком "скупивании осадочных толщ платформенного чехла" [24, с.32] говорить не приходится, так как платформенное основание со своим чехлом не участвует "в нагромождении многочисленных надвиговых пластин".

Вряд ли заслуживают специального критического разбора высказывавшиеся в литературе соображения о том, что "весь Альпийский складчатый пояс можно рассматривать как цепь гиаблем, возникших в результате соударений Земли с гигантскими астероидами, планетезиμαлями или кометами, вращающимися по сходным орбитам" [24, с.34].

Формирование полузамкнутых и кольцевых горных цепей с разворачиванием по этому кольцу покровов от внутренних (срединных) массивов к их внешним платформенным обрамлениям трудно объяснить с любых позиций и прежде всего, по нашему мнению, с точки зрения горизонтального перемещения плит и их столкновения. Данная особенность Карпато-Балкано-Динарского региона давно служит основанием многим исследователям для выдвижения представления об определяющей роли в его развитии внутреннего "ядра" этой почти кольцевой структуры — Паннонского срединного массива, или межгорной впадины, наложенной на сложную по своей природе область, также претерпевшую геосинклинальный этап формирования. Подчеркнутые И.В.Архиповым [1] особенности складчатых дуг (в том числе и Карпатской) как систем, сопряженных первично прямолинейных или слабо изогнутых в плане частных геосинклинальных прогибов, превращенных в

дугообразные структурные формы только на орогенных этапах развития этих геосинклиналей, лишь усиливает важность отмеченного положения.

Для объяснения структуры Карпат привлекались и представления, исходящие из положения о происхождении покровов за счет трансформации вертикальных движений в горизонтальные. При этом значительные сжимающие напряжения отрицаются, а главным источником энергии покровообразования считаются силы гравитации. В основе этих построений лежат взгляды о развитии складчатых и разрывных дислокаций при определяющей роли вертикальных движений.

По В.Г.Корнеевой [29], первой описавшей развитие Предкарпатского прогиба с этих позиций, общий подъем горной страны, начавшийся еще в позднеменилитовое время, привел к возникновению крупного продольного разлома в месте сочленения ее с платформой. В дальнейшем вдоль этого регионального разлома произошло смещение блоков, создавших в слабоскладчатых отложениях мела и палеогена флексуру. "Последняя при дальнейшем подъеме горной страны и погружении прогиба под действием гравитационных сил преобразовалась в наклонную антиклинальную складку. По мере нарастания напряжения в мощной толще отложений висячего крыла складки произошел разрыв сплошности слоев лежащего крыла и в результате сплошного движения масс складка, превратившаяся в чешую, начала медленно перемещаться в направлении прогиба. На тектоническое строение пластичного чехла всего юго-западного блока, несомненно, повлияло создавшееся ранее напряжение. Образование мелких надвигов внутри блока, вероятно, связано с этими моментами. По-видимому, так образовались все региональные надвиги Восточных Карпат" [29, с.160]. Такой же механизм предлагается В.Г.Корнеевой и для других более мелких надвигов, разграничивающих, например, отдельные чешуи в Скибовой зоне.

В этой работе, пожалуй, впервые детально рассмотрен механизм формирования покровов Предкарпатья с убедительной аргументацией длительности этого процесса и обоснованием миграции надвигов во времени с юго-запада на северо-восток. На составленных В.Г.Корнеевой десяти поперечных профилях через Предкарпатья механизм формирования покровов за счет вздымания Карпат и поэтапного гравитационного сползания отложений в погружающийся прогиб выступает со всей отчетливостью. Это представление недавно было поддержано Д.П.Резвым [46], который в более схематизированном и наглядном виде дает схему покровообразования для объяснения формирования структуры типа Канадских Скалистых гор и Карпат (рис.13).

Действительно, морфология покровов и надвигов в Предкарпатском прогибе, характер складчатости, конседиментационность развития и краевое положение его в Карпатской дуге невозможно объяснить без учета сил гравитации, действующих повсеместно и постоянно в условиях любых дифференцированных вертикальных движений. Последние признаются всеми исследователями. Однако здесь встает вопрос о соотношении масштабности вертикальных движений и вызванных ими горизонтальных перемещений.

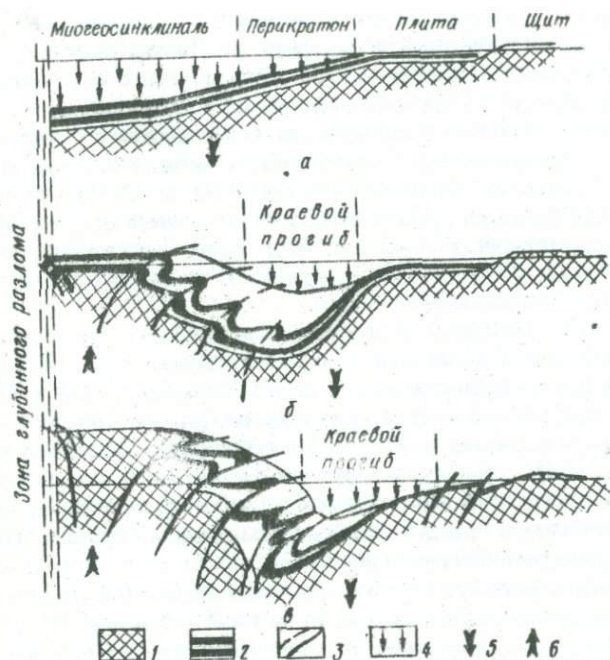


Рис. 13. Схема формирования структур типа Карпаты – Скалистые горы по этапам (по Д.П.Резвому):

а – погружение, накопление миогеосинклинального комплекса; *б* – инверсионное воздымание вдоль глубинного разлома; *в* – продолжающееся поднятие и гравитационное “растекание” воздымающегося блока, сгуживание покровов в перикратонном (краевом) прогибе;

1 – кристаллический фундамент; 2 – миогеосинклинально-платформенный комплекс; 3 – разломы; 4 – седиментация; 5 – интенсивное погружение; 6 – интенсивное воздымание

Отрицание сколько-нибудь значительного тангенциального сжатия при возникновении многокилометровых надвигов или многоярусных этажей, интенсивно смятых в складки отложений порождает проблему соотношения ширины первичной области седиментации осадков и ширины складчатопокровного сооружения, сформировавшегося при условии отсутствия бокового сжатия. С позиций гравитационного тектогенеза ширина палеобассейна и сформированной в результате его историко-геологического развития горной покровно-складчатой системы остается практически такой же или даже меньше, но никак не больше.

В подтверждение именно такой исходной позиции сторонников гравитационного тектогенеза, или механизма формирования складчатости и покров-

вообразования за счет вертикальных движений, можно привести все составленные ими палеотектонические профили безотносительно к региону или геологической эпохе. Неизбежным следствием такого механизма должны быть значительные различия современной мощности (а точнее, толщины) одновозрастных отложений в направлении, поперечном к структуре прогиб — поднятие, т.е. гравитационный тектогенез немислим без гравитационного скольжения и гравитационного нагнетания. В каком-то (воздымающемся!) участке области развития гравитационного тектогенеза должно происходить соскальзывание осадочных толщ или хотя бы их растяжение или будинаж, а в каком-то (погружающемся!) — наоборот, их нагромождение (нагнетание, напользание, "сгруженность" и т.д.).

Именно такой механизм и отображается на палеотектонических профилях с этих позиций. Так же изображены и палеотектонические профили через Предкарпатье в интересных работах В.Г.Корнеевой [29] и Д.П.Резвого [46]. Измерение ширины миогеосинклинально-платформенного комплекса в процессе его накопления в области перикратона и Карпатской миогеосинклинали [46, с.14] и во время двух последующих этапов формирования структуры Предкарпатья, обозначенных как этап продолжающегося поднятия и гравитационного "растяжения" воздымающегося блока и сгруживания покровов в прикратонном прогибе, показало их соотношение как 3:4:5. Другими словами, если при своем накоплении осадки (например, менилитовой свиты) занимали ширину 30 км, то на этапе инверсионного воздымания она составляла 40 км, а на более позднем этапе гравитационного "растяжения" — 50 км. При этом в подсчет не входит ширина "лысых" участков, т.е. таких, где осадки полностью удалены вследствие сползания.

Таким образом (принимая во внимание всю схематичность рассматриваемых рисунков), "растяжение" отложений при формировании надвигов, покровов и даже складок, при допущении неизменности ширины района складко- и покровообразования от момента накопления в нем осадков до превращения их в современную покровно-складчатую структуру, является неизбежным. В рассмотренной схеме это растяжение принято почти как двухкратное (3:5). Действительно, этот процесс имеет повсеместное развитие, ему посвящено большое число публикаций, базирующихся подчас на тонких и в высшей степени достоверных полевых исследованиях, сопровождающихся скрупулезными измерениями и расчетами [66, 67 и др.]. Обращалось внимание на широкое развитие явлений послонного растяжения осадочных толщ в процессе складкообразования и формирования разломов с возникновением структур будинажа и на примере Украинских Карпат [11, 31 и др.]. Особенно отчетливо это можно наблюдать в зоне Пенинских утесов, где, кстати, имеются убедительные свидетельства широкого проявления и обратного процесса, т.е. гравитационного послонного сгруживания нелитифицированных отложений в процессе вертикальных и латеральных движений. Такие замысловато "закрученные" пачки глинисто-кремнисто-карбонатных отложений (свалаявская свита титона — некома) обычно принимаются по

ошибке за нормальную складчатость. И лишь находки разделяющих их совершенно недислоцированных горизонтов или лежащих антиклинальных складок, соприкасающихся друг с другом своими сводами, не оставляют сомнений в том, что мы имеем дело с особым типом складчатости, обусловленным не сжимающими напряжениями или какими-то другими причинами, а обычным гравитационным оползанием нелитифицированного или слабо литифицированного кремнисто-карбонатного осадка.

Несмотря на широкое развитие описанных процессов в разных структурно-фациальных зонах Карпат, мы не можем полностью согласиться с тем, что образование региональных надвигов и покровов, в том числе и в окраинной части Карпатской дуги — в Предкарпатском прогибе, произошло в результате гравитационного тектогенеза, хотя он имеет здесь больший размах по сравнению с каким-либо другим районом этой горной страны. Гравитационный облик предкарпатских покровов, надвигов и складчатости, как нам кажется, убедительнее может быть объяснен с других позиций, изложенных в заключительной части настоящего раздела.

Основным моментом, противоречащим описанному механизму, является отсутствие в Предкарпатье фактических данных о проявлении здесь значительных зон гравитационного сгущивания развитых отложений мела — миоцена и соответствующих зон их "соскальзывания". Наоборот, постепенное и закономерное изменение мощности разновозрастных отложений вкрест простирания Бориславско-Покутской зоны Предкарпатского прогиба (например, хорошо изученной менилитовой свиты олигоцена, являющейся одним из основных нефтегазоносных горизонтов) уже давно служит критерием для выявления принадлежности вскрываемого скважинами разреза к тому или иному ярусу складок (первому, второму, третьему и, возможно, четвертому). Так, градиентный характер изменения мощностей этих отложений от внешнего края Бориславско-Покутской зоны к внутреннему позволил М.А.Вулю [9] выявить зависимость между современной мощностью отложений и местом первоначального залегания осадков до складко- и покровообразования. Именно закономерное изменение мощности палеогеновых (и в первую очередь олигоценовых) отложений от северо-восточных к юго-западным линиям нагроможденных ярусов (этажей) складок в Бориславско-Покутском и Скибовом покровах служит надежным основанием (по М.А.Вулю и А.С.Пилипчуку) для создания палинспастической географической основы при палеотектонических реконструкциях в Карпатах.

Немаловажным противоречием концепции гравитационного тектогенеза является также другое обстоятельство, уже давно отмечавшееся в литературе [11, 12, 33 и др.]. Оно заключается в явном несоответствии амплитуды горизонтального перемещения Самборского, Бориславско-Покутского и Скибового покровов Карпат и размаха прогибания автохтона перед фронтом этих покровов. Ведь, пожалуй, никто уже не может отрицать положения, что максимальное горизонтальное перемещение края Западных Карпат на платформенное обрамление не сопровождается мощным прогибанием автохтона

(глубина его залегания составляет здесь 3–4,5 км в 20–25 км от фронта покрова). И, наоборот, минимальное надвигание края Карпат имеется в месте мощного общего нагромождения осадочных толщ на глубокопогруженном платформенном основании. Именно таким сектором являются Украинские Карпаты, расположенные в пределах Паннонско-Вольнской поперечной тектонической депрессии [12, 64, 65]. Таким образом, "максимальные амплитуды горизонтальных перемещений Карпат находятся в зависимости от глубины залегания "фундамента их платформенного автохтонного обрамления"; чем глубже фундамент, т.е. чем больше мощность перекрывающих его осадков, тем меньше амплитуда надвига и, наоборот, чем ближе к поверхности фундамент, тем больше амплитуда надвига Карпат" [12, с.222].

Изложенные и некоторые другие, здесь не упоминающиеся, фактические данные и соображения склоняют нас к заключению, что только гравитационным тектогенезом нельзя объяснить историю развития Карпат, так как он является не первопричиной формирования их покровной структуры, а лишь следствием других тектонических процессов, накладываясь и иногда серьезно их усложняя.

С интересной попыткой представить механизм развития Карпат по материалам комплексного обобщения обширных геофизических материалов недавно выступила группа украинских геофизиков [8, 65]. Предлагаемая ими полиморфно-адвекционная модель природы Карпат базируется на представлении о зарождении в палеогене на глубинах 250–400 км, на месте современной Паннонской межгорной впадины, глубинного источника тепла, обязанного своим возникновением фазовым полиморфным преобразованиям вещества. Распространение тепла этого источника вверх и в стороны по нисходящей ветви конвекционной ячейки (в том числе и под Карпаты) вызвало резкие преобразования всех физических параметров слоев литосферы, что привело к л а т е р а л ь н ы м движениям земной коры и ее коренной перестройке. В наиболее центральной части поверхностной проекции астенолита, т.е. в Паннонской впадине, произошло р а с т я ж е н и е коры в сторону обрамления, а в периферической (по ее окраинам) вследствие сопротивления (упора) со стороны монолитной консолидированной древней платформы — с ж а т и е. Краевые глубинные разломы Карпат с погружением их в сторону платформы и разломы внутри Карпатской геосинклинали, направленные в противоположную сторону, образовали, по мнению авторов, структуру типа "рампы". Взаимодействие сжатия у края платформы с погружением нисходящей адвекционной ветви привело к опусканию на глубину клинообразного блока земной коры с погружением под Карпатами разделов Конрада и Мохоровичича. Этим погружением были обусловлены заложение Предкарпатского передового прогиба и надвигание в сторону платформы флишевых и молассовых образований Карпат. Область прогиба и внешняя часть Флишевых Карпат, располагавшиеся над нисходящей адвекционной ветвью, сформировались в обстановке общего сжатия, чем и объясняется отсутствие

в данной части Карпатской дуги характерного индикатора условий растяжения — магматизма.

В отличие от авторов этой интересной точки зрения нам представляется, что далеко не все геологические особенности развития Карпат объяснимы и с позиций описанного представления. Прежде всего, весьма гипотетичными кажутся все соображения, касающиеся причин зарождения и истории развития локального глубинного источника тепла — единственного генератора энергии для формирования Карпатской структуры. Изучение периферического платформенного обрамления Карпат показывает, что здесь нет структур сжатия. Наоборот, ступенчато погружающиеся блоки Бильче-Волицкой зоны Предкарпатского прогиба скорее указывают на обстановку растяжения и существование какого-то механизма "свободного" обрушения окраины платформы под Карпатскую геосинклиналь. Кроме того, необъяснимы с точки зрения данной концепции и такие проблемы: формирование мезозойских и кайнозойских магматических образований (о которых упоминалось выше), отражающих более сложную историю развития Карпат, чем она сейчас вырисовывается с рассмотренных позиций; сопряженность чередующихся в пространстве зон, испытывавших резко различный характер вертикальных и горизонтальных движений; существование механизма засасывания отдельных крупных линейных, кордильерного типа, зон на орогенном этапе развития Карпат при условии формирования их периферии в обстановке сжатия; причина разнонаправленности глубинных разломов и разломов чехла Карпат, обусловивших возникновение "рампы", и некоторые другие.

Прежде чем перейти к обоснованию механизма формирования покровно-складчатой структуры Карпат, как он нам представляется согласно материалам, проанализированным за время работы над МГДП, кратко опишем принятую нами географическую основу для реконструкции истории осадконакопления, магматизма, метаморфизма, вертикальных и горизонтальных движений пра-Карпат и их обрамления в течение альпийского тектонического цикла. Другими словами, рассмотрим разработанные принципы картографического изображения в плане отдельных структурно-фациальных зон во время накопления в них осадков мезозоя и кайнозоя, а также в отдельные моменты геологической истории, отражающие формирование осадков на уже дислоцированном основании.

Общую (суммарную) амплитуду горизонтального перемещения карпатских покровов установить чрезвычайно трудно в связи с их кулисообразным положением в Карпатской дуге. Отметим лишь, что она не может состоять из суммарных максимальных (из числа доказанных) величин амплитуд отдельных покровов, так как такие максимумы, как правило, не находятся на одном поперечном направлении, т.е. в Карпатах нет таких поперечных геотраверсов, на которые приходились бы максимумы или минимумы горизонтального перемещения всех покровов. Более обычна картина, когда одним геотраверсом пересекаются покровы, часть из которых имеет здесь максимальное развитие, а часть минимальное или промежуточное. При этом прини-

мается, что все амплитуды в действительности должны оцениваться как минимальные, так как корни не доказаны ни для одного из покровов и истинная амплитуда их остается неизвестной.

Тем не менее уже сделаны попытки подсчета минимальных амплитуд горизонтальной составляющей покровов для отдельных частей Карпат, т.е. подсчета минимальной величины горизонтального сокращения Карпатского ложа при покровообразовании. Например, для Польских и Чехословацких Флишевых Карпат, где минимальные амплитуды покровов вследствие их очень пологого залегания легче и достовернее могут быть установлены, такие подсчеты выполнены Г.Свидзинским [84]. При этих подсчетах широко использовались и данные глубокого бурения покровов внешней, а также внутренней частей Флишевых Карпат. Г.Свидзинский приводит сумму минимальных амплитуд перемещения покровов, крупных чешуй (скиб) и горизонтальной составляющей за счет складкообразования, равную 140 км, что значительно превышает современную максимальную ширину Флишевых Карпат. Н.Д.Елин [23] принимает, что суммарное сокращение Карпат с учетом надвигов и складчатости составляет около 80 км, а коэффициент сокращения — 2,2.

По М.Ксенжкевичу [75], флишевая геосинклиналь на широте г.Краков составляла около 175 км, а после складко- и покровообразования она превратилась в зону шириной 65 км. В.Сикора [82], рассматривая механизм формирования Карпатской дуги с позиций тектоники литосферных плит, подчеркивает большую роль в их развитии кордильер и с учетом последних допускает, что первичная ширина Карпатской флишевой геосинклинали изменяется от 700 до 1000 км. Близки к этим взглядам Т.Кораб и Т.Дюркович [74].

Минимальная суммарная амплитуда горизонтального перемещения покровов для территории Украинских Карпат может быть намечена с гораздо меньшей достоверностью из-за значительной крутизны сместителей в их фронтальной части. Попытка подсчета амплитуд надвигов была выполнена А.В.Максимовым [41]. Доказанная бурением амплитуда надвигов для Самборского покрова превышает 15 км. Большинство исследователей пришли к выводу, что это вообще бескорневой элемент Предкарпатского прогиба с общим очень значительным перемещением. Вероятнее всего, таким элементом является и Бориславско-Покутский покров, для которого некоторыми исследователями допускается минимальная амплитуда перемещения 20 км, хотя доказанная ее часть (бурением) значительно меньше. Минимальная амплитуда перемещения Скибового покрова около 20 км, что доказано геофизическими работами и бурением. О величине перемещения Кросненской зоны, как указывалось, никаких достоверных данных нет. Для Черногорского покрова амплитуда перемещения составляет 16–20 км, для Дуклянского — 12, Поркулецкого — около 20 км, для Магурского, Раховского и Мармарошского — первые километры. Однако, по материалам румынских геологов, амплитуда Мармарошского покрова принимается равной 30 км.

Таким образом, по любым сечениям Украинских Флишевых Карпат вместе с аллохтонной частью прогиба общая амплитуда горизонтального смещения структурно-фациальных зон, подсчитанная по минимальной величине, составляет не менее 100 км при современной ширине их от 50 до 100 км. Однако если учесть горизонтальные составляющие надвигов, ограничивающих крупные скибы и чешуи, и принять во внимание характер развитых здесь складок (часто почти горизонтальных и лежачих), то эту цифру следует резко увеличить. Кроме того, в подсчетах принимались лишь очевидные, а не возможные величины перемещения. Поэтому при попытках воссоздания палеогеографических условий в Карпатах непременно следует принимать во внимание, по крайней мере, трехкратное общее сокращение Карпатской геосинклинали в альпийский цикл их развития.

Складчато-покровное строение структуры Карпат, как и всех складчатых поясов такого типа, исключает возможность выполнения палеогеографических реконструкций практически любого масштаба на обычной географической основе. Имеющиеся к настоящему времени рукописные и опубликованные палеотектонические карты как обзорные, так и детальные, выполненные на современной географической основе, искажают действительность не в частности, а принципиально, и дальнейшее совершенствование методов их составления при сохранении современной географической основы не приведет к сколько-нибудь значительному прогрессу. Многоярусность аллохтонных элементов складчатых поясов, напряженная сложная (обычно приближающаяся к изоклиналиной) складчатость, полное или, реже, частичное погружение на глубину на инверсионном (или лишь орогенном) этапе развития крупных линейных блоков (кордильер), служивших ранее длительное время источником денудации, — все это предопределяет необходимость разработки совершенно иной (палинспастической) географической (топографической) основы для воссоздания правильного, хотя бы в самых общих чертах, хода развития этих структур земной коры [6, 73].

Необходимое условие для разработки такой схемы палеорельефа — учет амплитуд шарьяжей, покровов, надвигов (разного порядка), сбросов и взбросов, степени общего сжатия за счет "распрямления" всех видов складок. Самым же важным является попытка расчета величины блоков суши, разделявших отдельные, теперь полностью тектонически сомкнувшиеся, области осадконакопления. Здесь должны быть использованы все новейшие достижения фациального анализа, базирующиеся на современных исследованиях морей и океанов.

Однако для расчета величины таких исчезнувших из денудационного среза блоков земной коры пока что не создано какой-либо методической основы. Трудности заключаются прежде всего в том, что фациальный состав доступных для анализа отложений отражает в лучшем случае лишь характер палеорельефа и состав пород области размыва. Но этого совершенно недостаточно для суждения о ширине такой палеосуши. Одну и ту же массу осадков может дать при размыве широкая, но слабо воздымающаяся суша и узкое,

но быстро растущее поднятие. Краевых же (прибрежных, прикордильерных) фаций, как правило, нигде в условиях Карпат наблюдать не удается, что еще больше затрудняет решение вопроса о размерах палеосуши, разделявшей отдельные флишевые трог.

Учитывая это обстоятельство, члены IX рабочей группы МГДП условились отражать палеорельеф в момент накопления отложений флишевой и молассовой формаций для тех или иных временных интервалов лишь качественно, отмечая зоны возможного поглощения участков коры. Такие зоны включают в себя как участки палеосуши, так и, возможно, участки накопления краевых прибрежных фаций. На литолого-фациальных картах и схемах тектонических режимов и на палеотектонических профилях (см. Прил. 5, 6, рис. 12) они показаны тонкими параллельными линиями, выполняющими примерно такое же методическое назначение, как перерывы сплошности в литологических и стратиграфических колонках при невозможности показа всех особенностей нормального разреза в одном масштабе.

Рабочая группа по Западным Карпатам, возглавлявшаяся акад. АН ЧССР Д.Н. Андрусовым, приняла, например, для предсенонского времени следующую ширину флишевых трогов отдельных структурно-фациальных зон в пересечении через чехословацкую часть Карпатской дуги по линии Острава — Лученец (км): Жданицко-Подсилезской 45, Силезской 60, Магурской 120; для пересечения у чехословацко-польской границы — Силезской 60, Дуклянской 40, Магурской 30. Для структурно-фациальных единиц Утесовой зоны и Внутренних Карпат принята ширина (км): Чорштынской 20, Пенинской 30, Экзотической (кордильеры!) 40, Манинской 10, Татрид 30, Крижнянской 30 и т.д. В среднем ширина палинстатической основы для указанного интервала развития Чехословацких Карпат превышает современную во Флишевых Карпатах в 3,4–3,5 раза, в Утесовой зоне в 2,5–4 и во Внутренних Карпатах в 3,5 раза.

Для Украинских Карпат в наиболее изученной Бориславско-Покутской зоне детальные расчеты по реконструкции ширины палеобассейна к началу олигоцена выполнены М.А. Вулем и А.С. Пилипчуком. На основе измерения отчетливо коррелируемых отложений указанного времени, имеющих градиентный характер изменения мощностей, по всем ярусам складок, по 80 детально построенным профилям вкрест простирания зоны установлено, что современная ширина данной структурной единицы меньше ширины олигоценового бассейна в 2–3,5 раза. При этом не было выявлено каких-либо разрывов в градиенте мощностей, указывавших бы на возможное поглощение какой-то части основания палеобассейна на орогенном этапе развития Карпат.

Учитывая краевое положение в Карпатской горной системе Бориславско-Покутского покрова, формировавшегося на стыке орогена и прогиба, можно считать, что соотношение площади его доорогенного основания к современной ширине покрова является максимальным по отношению ко всем другим структурным единицам, занимающим более внутреннее положение в Карпа-

тах. В этих внутренних зонах уплотнение материала аллохтонного чехла, возникшего в процессе складко- и покровообразования, произошло в гораздо больших масштабах по сравнению со свободно перемещающейся краевой (предпрогибной) частью орогенного поднятия, каковой являются Бориславско-Покутский и Самборский покровы. На значительно большее уплотнение осадков во внутренних частях Флишевых Карпат по сравнению с одно-возрастными породами их периферии указывает хорошо известный опыт геофизической интерпретации глубины залегания дофлишевого основания по профилю Чоп — Рудки в районе с.Черноголово. Здесь дважды вносились поправки в скорости распространения сейсмических волн (см. Прил. 2), но и принятый в настоящее время вариант глубины залегания дофлишевого фундамента, по нашему глубокому убеждению, не отвечает истинной обстановке и за кровлю этого фундамента принимается какой-то один из промежуточных уровней плотности флишевого мелового комплекса.

Таким образом, для флишевых зон, занимающих срединное и внутреннее положение во Флишевых Карпатах, соотношение ширин палеобассейна и современной, по-видимому, может быть принято как 1: (1,5—2,5). Все это, безусловно, относится только к областям накопления осадков. О безнадежности попыток расчета ширины всего флишевого бассейна с учетом палеокордильер говорилось выше.

Отмеченные соображения и приняты в основу составления литолого-фациальных карт, схем палеотектонических режимов и палеотектонических профилей на палинспастической основе (см. прил. 5—6, рис. 12).

Не давая подробного описания этих графических приложений, что в какой-то степени компенсируется разделом, посвященным характеристике истории тектонических движений и связанного с ней осадконакопления (см. главу 4), ограничимся здесь лишь некоторыми наиболее общими замечаниями:

1. Степень достоверности палинспастических палеотектонических построений уменьшается от внешнего края Флишевых Карпат к внутреннему. Одной из основных нерешенных проблем остается история развития Раховской зоны и Яловичорской подзоны, а также юго-восточной части Поркулецкой зоны. Для первой из них все еще спорным является развитие посленеокомских отложений, для второй — палеогеновых, а для третьей (ее восточной части) — верхнемеловых. В принятом нами варианте показано, что эти отложения здесь не отлагались и причиной такого автономного развития указанных структурно-фациальных зон и их частей явилась приуроченность их к внешнему обрамлению Мармарошского кристаллического массива, оказавшего большое влияние на тектонический режим прилегающих районов Флишевых Карпат.

2. В направлении от внешних частей Флишевых Карпат к внутренним уменьшается и степень достоверности в изображении палеокордильер (показанных на схемах и профилях разрывом палинспастической основы). Особенно сложным оказалось обоснование "сквозного" существования кордильер в одинаковой структурной позиции.

3. На прилагаемых картах и профилях не показаны районы локализации так называемых экзотических пород и прежде всего гранитов и гранитоидов, время становления которых по данным абсолютной геохронологии альпийское и которые известны лишь в виде валунов и галек в составе меловых и палеогеновых конгломератов и в толще баденской молассы. Помимо затруднений геологического порядка также имеются разногласия среди авторов настоящей работы в трактовке их возраста и происхождения.

4. Палеотектонические и литолого-фациальные реконструкции эпох проведены с позиций признания буферной роли Предкарпатского глубинного разлома, представленного Самборской шовной зоной. Это положение отражает давно встречавшиеся в литературе представления о перманентном существовании между платформенным обрамлением и основанием Флишевых Карпат особо развивавшейся зоны, служившей областью сочленения двух диаметрально различных по своим тектоническим режимам геоструктурных элементов – платформы и альпийской геосинклинали. Именно в этой зоне сочленения происходила компенсация разнонаправленных и разнотипных движений в соседних платформе и геосинклинали. Именно в ней, по мнению С.С.Круглова, могли локализоваться мезозойские кислые и даже щелочные интрузивные образования, представленные валунами и нигде не выходящие на поверхность в современном денудационном срезе Карпат.

5. Приводимые схемы, карты и профили (см. Прил. 5,6, рис. 12) составлены с позиций формирования флишевых отложений в условиях перманентно протекавшего погружения и общего медленного сжатия области осадконакопления. О правомочности развития последнего процесса свидетельствует амагматичность флишевых формаций всех материков при широком проявлении вулканизма в начальный момент заложения флишевых трогов.

6. Общее сокращение области осадконакопления Карпатской альпийской геосинклинали обусловлено эволюционным медленным сжатием в течение мела и палеогена и революционными фазами резкого сжатия в раннем миоцене, из которых наиболее отчетливо выражены три: в позднем эгере (возможно, захватившей и эггенбург), бадене и позднем сармате.

7. Анализ всех материалов приводит к заключению о существовании в альпийской истории Карпат двух основных переломных этапов, один из которых, совпадающий с началом мела, привел к резкой перестройке тектонического режима от спокойного полуплатформенного к заложению геосинклинального прогиба, а второй, отвечающий началу миоцена, резко прервал эволюционное течение геосинклинального процесса и привел к формированию на месте перманентно прогибавшегося геосинклинального прогиба покровно-складчатого горного сооружения. Первый из этих этапов отвечает общему расширению (растяжению) пракарпатской континентальной коры, а второй – общему ее сжатию (см. Прил. 5,6, рис. 12).

Что же явилось причиной этого заключительного этапа развития Карпатской геосинклинали, обусловившего возникновение моновергентной покровно-складчатой ее структуры?

Территориальная ограниченность объекта наших детальных исследований, каковыми являются сектор Украинских Карпат и их платформенное обрамление, не позволяет нам предметно изложить механизм формирования всей Карпатской дуги.

Однако нам представляется оправданным выразить свое отношение к наиболее вероятному механизму возникновения складчатости и покровов в Карпатах, опираясь на анализ литературных данных по этому вопросу и по другим регионам мира.

Для объяснения истории формирования континентов и океанов, платформенных и геосинклинальных областей и особенно дугообразных или кольцевых горных систем сложного покровно-складчатого внутреннего строения наибольший интерес представляют работы Е.Е.Милановского [44, 45], П.Н.Кропоткина, Л.В.Ларионова [30] и В.П.Казаринова [27], в которых на новом материале и на современном уровне общих геотектонических и литолого-формационных представлений дополнена и развита гипотеза о пульсационном характере тектонических движений как отражении чередующихся эпох преобладания глобального сжатия и глобального растяжения Земли. Основные положения этой гипотезы разработаны трудами А.Грабо, В.Бэчера, В.А.Обручева, М.А.Усова, Г.Н.Каттерфельда, П.Н.Кропоткина, В.Е.Хайна и некоторых других советских и зарубежных тектонистов.

Увлечение стройной и подкупающей своей простотой гипотезой литосферных плит, пленившей геологические умы всего мира в течение последних 15—20 лет, оставило в тени идеи пульсирующей Земли. Однако, как это часто бывает, новые неомобилистические идеи привели к открытию ряда интересных явлений и геологических событий, объяснить которые можно более убедительно именно с позиций пульсационной гипотезы. Опуская перечень наиболее интересных и важных новых обобщений по всей фанерозойской истории развития Земли с позиций пульсационной гипотезы, выполненных Е.Е.Милановским и В.П.Казариновым, рассмотрим только вопрос о приложении этих представлений к механизму формирования структуры Карпат, т.е. вопрос о том, насколько широко может быть использован механизм пульсационной гипотезы в объяснении природы Карпатской дуги.

Отметим прежде всего безусловный факт принципиальной смены режима развития Карпатской геосинклинали от рубежа юра — мел до позднего миоцена. Этап резкого "рифтоподобного" растяжения континентальной коры пра-Карпат в самом начале мела (и в юре для более внутренних их элементов), характеризующийся широким проявлением основного вулканизма в их эвгеосинклинальной части и утонением коры в области миогеосинклинали, отвечает эпохе глобального расширения Земли. Этап раниомиоценового складко- и покровообразования и формирования горной системы знаменует эпоху глобального сжатия. Только этих принципиально важных и, на наш взгляд, твердо обоснованных положений вполне достаточно для воссоздания механизма тектонической эволюции двух резко различных по истории развития структурных элементов: огромной по своим размерам кон-

солидированной платформы Европы (спаянной герцинской Уральской складчатой системой с сибирскими платформами в единый Евразийский материк) и неконсолидированной узкой дугообразной или почти кольцевой молодой геосинклинальной областью Карпато-Балкано-Динарского региона.

Попытки объяснить формирование складчатости и покровов в геосинклинальной области только за счет горизонтальных движений консолидированных плит в эпоху сжатия с позиций новой глобальной тектоники, как мы видели выше, оказались не вполне удачными, противоречащими фактическим геологическим материалам. Гипотезы дрейфа, как известно, исходят из положения о неизменности величины Земли во все эпохи развития ее коры.

Совершенно иначе будет действовать механизм складко- и покровообразования, если исходить из представлений о том, что Земле, как и любой другой планете Солнечной системы, присуще постоянное развитие, сопровождающееся изменением и размеров, и формы, и скорости вращения. Это вполне согласующееся с диалектикой положение подтверждается многочисленными палеомагнитными исследованиями, по данным которых в различные геологические эпохи величина радиуса Земли могла изменяться весьма значительно.

Указанное положение, а также фактические данные о длительном и наследованном характере развития в альпийском цикле и платформенной области и соседней геосинклинали позволяют представить наиболее вероятный механизм их тектонической истории на орогенном этапе развития (см. рис. 12, 14).

Общее сжатие Земли (неизбежно сопровождающееся уменьшением ее радиуса) привело к центростремительным движениям всей земной коры. Однако реакция различных ее участков на это сжатие была резко различной. Все платформенное консолидированное обрамление Карпатской геосинклинали при таком сжатии испытало вертикальное погружение как единый монолитный блок коры, заняв примерно такую же площадь, какую оно занимало и до эпохи сжатия. Вряд ли внутреннее сжатие на платформе было значительным, так как соседние окаймляющие ее неконсолидированные геосинклинальные области с тонкой корой не служили препятствием для "свободного" ее погружения. Есть основания полагать, что в условиях Предкарпатья периферические блоки коры, будучи разбитыми системой разломов, испытывали растяжение, в результате которого они были как бы свободно погружены в массу слабоконсолидированных отложений геосинклинали.

Область геосинклинали, выполненная толщей молодых осадков, при глобальном сжатии могла реагировать на эти сжимающие напряжения лишь пассивно, формируя складки, разрывы сплошности которых приводили к взбросам и надвигам. Маловероятным является предположение о формировании основных покровов Флишевых Карпат и даже покровов отдельных скиб в Скибовом покрове как эволюции процесса складчатости. Вероятнее всего, что границы основных структурно-фациальных зон-покровов представляют собой отражение в чехле тех крупных сколов, которые произошли

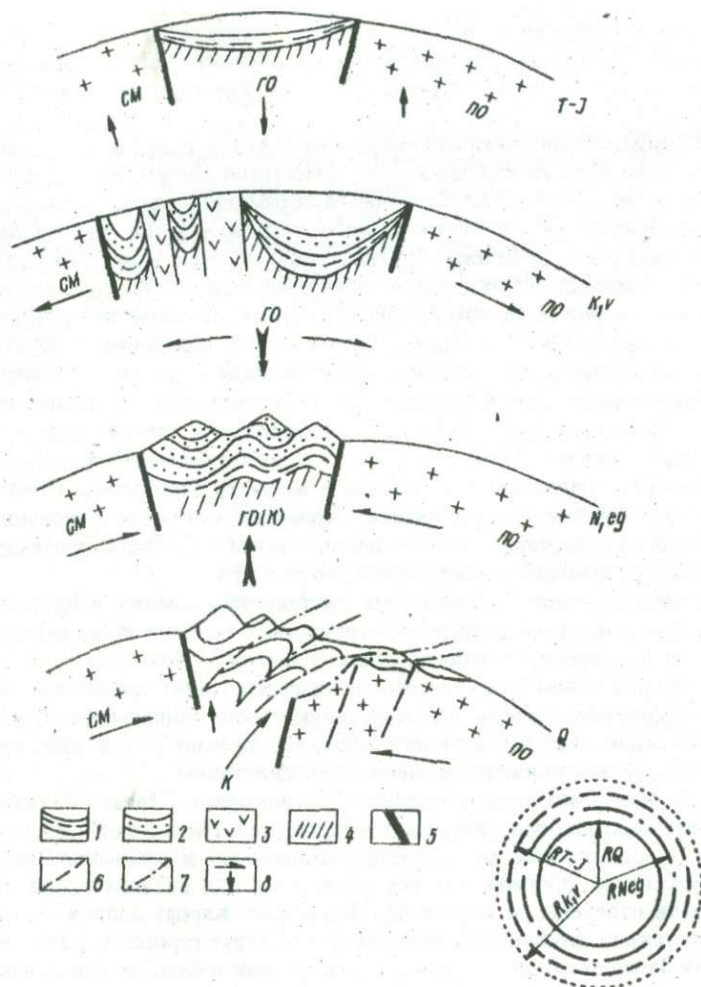


Рис. 14. Схема формирования структуры Карпат по этапам (по С.С.Круглову):
 1 - дофлишевые формации; 2 - флишевая формация; 3 - спилито-диабазовая формация; 4 - субстрат геосинклинали области; 5 - зоны краевых глубинных разломов; 6 - разломы; 7 - надвиги; 8 - направления движений; СМ - срединный массив; ГО - геосинклинали область; П-П - платформенное обрамление; К - Карпатское горное сооружение.
 На врезке условно показано изменение радиуса Земли на разных этапах альпийского цикла (по материалам Карпат)

в их дошлифованном основании. Лишь дальнейшие сжимающие напряжения привели к разъединению чехла и фундамента с "засасыванием" отдельных частей последнего по линиям древних разломов в нижние горизонты коры, превращая их со временем в "гранитный" слой корней карпатских покровов.

Таким образом, основной причиной возникновения складчатости и покровной структуры Карпатской дуги с повсеместным общим моновергентным надвиганием в сторону платформенного обрамления является наличие горизонтальной составляющей вертикального погружения платформы при общем уменьшении радиуса Земли. Другими словами, речь идет о давно выдвигавшейся идее поддвига платформенного основания под геосинклиналь, происходящего не за счет механизма горизонтального движения литосферной плиты Восточно-Европейской и Западно-Европейской платформ, а за счет вертикального ее погружения с уменьшением площади всей земной поверхности. При таком механизме формирования структуры Карпат вполне понятен и общий гравитационный рисунок предкарпатских аллохтонных ярусов складок как структур, образовавшихся в краевой части геосинклинали в месте активного "диагонального" поддвига жесткой платформы. Однако гравитационный тектогенез здесь является не причиной покровообразования, а лишь неизбежным следствием любого тектонического процесса, протекающего в условиях расчлененного тектонического рельефа.

С рассмотренных позиций механизма покровообразования в Карпатах можно объяснить появление кольцевой структуры с кольцевой же вергентностью складок и покровов в сторону платформенного обрамления, т.е. то, что является препятствием для гипотезы литосферных плит при объяснении поддвига платформенной плиты под кольцевую геосинклинальную область с образованием кольцевой вергентности складчатости и покровов, для гипотезы пульсирующей Земли является очевидным следствием.

Моно-, а не дивергентность складчатости и покровов Карпато-Балкано-Динарского региона, видимо, объясняется некоторой спецификой развития Паннонского срединного массива (межгорной впадины) и основания Закарпатского внутреннего прогиба. Во все доступные для анализа эпохи эти структуры были отделены от собственно Флишевых Карпат долгоживущей зоной Закарпатского глубинного разлома и его структурными аналогами (за пределами Западных Карпат). Данный разлом, как и Самборская шовная зона (Предкарпатский глубинный разлом), играл буферную роль не только в процессе геосинклинального развития, но и на орогенном этапе. Он являлся тыльной областью релаксации тангенциальных напряжений, распространявшихся сюда со стороны платформенного обрамления. Резкое погружение корней карпатских покровов произошло именно в этом месте, чем, видимо, и обусловлен скачок глубины залегания раздела Мохоровичича до 20 км. Однако в последнюю, сарматскую, фазу складчатости такого тыльного "экрана" оказалось недостаточно и зона Закарпатского глубинного разлома уже испытала некоторое запрокидывание в сторону срединного массива, образуя

слабо выраженную дивергентность Карпатской складчатости, а также некоторых частных покровов и во Флишевых Карпатах (например, в Дуклянской зоне).

В заключение отметим, что с позднего сармата – начала плиоцена Карпаты вступили в новый этап глобального расширения, свидетельством чего является проявление мощного, преимущественно трещинного вулканизма в Закарпатье, завершившего формирование линейных цепей Вигорлат-Гутинской вулканической гряды. На это же указывают горизонтальное смещение реперов до 0,5 см/год при повторных триангуляциях [42], воздымание поверхности Закарпатского прогиба в голоцене в течение последних 10–15 тыс. лет [53] и некоторые другие данные.

Основные положения, вытекающие из выполненной корреляции эндогенных процессов, могут быть сформулированы следующим образом.

П о и с т о р и и т е к т о н и ч е с к и х д в и ж е н и й:

1. На всем протяжении неогена эндогенные процессы в Украинских Карпатах и их платформенном обрамлении не имели однонаправленного развития. Все многообразие процессов укладывается в определенные геотектонические циклы, которые, однако, не имеют прямой пространственной и временной корреляции. Для большинства циклов развитие Карпат и их обрамления протекало в условиях более или менее общих тектонических режимов, а для некоторых из них характерно отсутствие такой тектонической общности.

2. Наиболее тесной и взаимообусловленной эта связь проявилась на раннебайкальском и герцинском циклах развития. Косвенный характер она носила на позднебайкальском цикле. Для каледонского цикла взаимосвязь отмечается только в пределах различных элементов платформенного обрамления, тогда как в пра-Карпатах каледонский цикл не завершился орогенозом и складчатостью. Следы соподчиненных эндогенных процессов для альпийского цикла устанавливаются лишь на его самых заключительных этапах в момент формирования складчатости и покровообразования. Вся геосинклинальная история развития пра-Карпат в альпийское время и их платформенного обрамления протекали в условиях резко различных тектонических режимов.

3. Корреляция эндогенных процессов приводит к выводу о существовании в альпийской истории Карпат двух основных переломных этапов, один из которых, совпадающий с юрой и началом мела, привел к резкой перестройке тектонического режима от спокойного полуплатформенного к заложению геосинклинального прогиба (включая флишевый). Второй этап, отвечающий началу миоцена, прервал эволюционное течение собственно геосинклинального этапа и привел к формированию на месте перманентно прогибавшегося геосинклинального прогиба покровно-складчатого горного сооружения. Первый из этих этапов отвечает общему расширению (растяжению) пракарпатской континентальной коры, а второй — общему ее сжатию.

4. Анализ истории тектонических режимов Карпат и их платформенного обрамления показал, что для динамики эндогенных процессов исключительное значение играли краевые зоны глубинных разломов — Предкарпатская

(Самборская шовная зона) и Закарпатская (зоны Пенинских и Мармарошских утесов и Мармарошский кристаллический массив).

Вероятно, что не менее важную роль они играли и на доальпийском этапе развития области сочленения Карпат с платформой и срединным массивом. При этом в определенные этапы эти зоны играли роль буферов ("гасителей") тектонических движений, передававшихся преимущественно со стороны платформенного обрамления и срединного массива. На других этапах они вовлекались в тот же тектонический режим, что и разделяемые ими геоструктурные элементы.

5. Можно допускать, что указанные зоны глубинных разломов являются теми планетарными ограничителями, вдоль которых перманентно (с эпизодами затухания) протекали процессы, компенсирующие резко различный характер тектонических режимов, присущих геотектоническим антиподам: платформам и геосинклинальным областям.

6. Есть основания полагать, что именно такие линейные протяженные долгоживущие зоны, имевшие генеральный "клавишный" характер развития, и могли служить областями локализации мезозойских кислых интрузивных и эффузивных образований, внедрение которых было сопряжено с локальными сжатиями. О былом развитии интрузий этого типа можно судить по так называемым экзотическим валунам в составе меловой олистостромы и баденской молассы.

7. Весь многофазный, но практически непрерывный процесс развития флишевых трогов в течение мела и палеогена протекал, вероятно, в условиях общего медленного сжатия с выводом области осадконакопления на дневную поверхность только во флишевых зонах перед фронтом консолидированного еще в герцинском цикле Мармарошского кристаллического массива.

По магматическим процессам:

1. Известные на территории Украинских Карпат проявления вулканизма байкальского цикла не имеют определенной формационной принадлежности.

2. История герцинского вулканизма Карпатского региона отражена в развитии полного тектоно-магматического цикла: проявления основного и среднего вулканизма геосинклинального типа и кислого орогенного вулканизма, представленного в интрузивной и эффузивной фациях.

3. С альпийской историей связана резкая смена характера вулканизма. На смену кислому вулканизму герцинского орогена приходит основной и ультраосновной магматизм раннегеосинклинального типа. Это глубокоководный вулканизм, сходный с океаническим и связанный с рифтингом континентальной коры.

4. Структурная эволюция региона, связанная с инверсионным периодом его развития, способствует уменьшению глубины зон генерации магмы и появлению серий повышенной щелочности.

5. Орогенный этап альпийского цикла характеризуется вулканизмом континентального типа, развивавшимся в литосфере зрелого типа с мощной

сиалической корой, что обусловило образование больших масс дифференцированных пород.

По метаморфическим процессам:

1. Региональный метаморфизм в Украинских Карпатах проявился в основном в доальпийской истории этого региона.

2. По характеру и степени метаморфизма древнего субстрата четко разделяются области Внешних и Внутренних Карпат. Внутренние Карпаты представляют собой область полифациального глубокого метаморфизма доальпийского субстрата, порожденного активизацией байкальского и герцинского тектоноциклов.

3. Метаморфизм альпийского этапа во Внутренних Карпатах выражен локально, менее активно эпиметаморфическими комплексами, приуроченными к участкам мобильных зон.

4. Во Внешних Карпатах метаморфизм древнего субстрата обусловлен слабыми метаморфогенными превращениями монофациального характера и приурочен к диастрофизму байкальского цикла.

5. Контактный метаморфизм в условиях малых глубин обусловлен главным образом температурой в магматических камерах в момент их становления.

По механизму формирования структуры Карпат:

1. Рассмотрение динамики эндогенных процессов в альпийском геотектоническом цикле показало, что с позиций наиболее популярной в настоящее время гипотезы литосферных плит трудно объяснить происхождение моновергентной складчато-покровной структуры практически кольцевой Карпато-Балкано-Динарской горной системы. Одной из основных (из числа многих других) трудностей здесь является невозможность выполнения палеотектонических реконструкций на палинспастической основе, так как при "возвращении" покровов в районы их предполагаемых корней не решается проблема соотношения площади геосинклинали до и после покровообразования, и такие "возвращенные" назад покровные зоны сливаются в центре Паннонского срединного массива (впадины) в одну точку.

2. Не находится достаточных фактических данных и для признания определяющей роли гравитационного тектогенеза при формировании покровно-складчатого сооружения Карпат, который проявлен повсеместно; это не первопричина складко- и покровообразования, а прямое следствие сжатия.

3. Приложение положений полиморфно-адвекционной гипотезы к механизму формирования Карпатских структур в основном базируется на гипотетических представлениях о динамике глубинных и сверхглубинных эндогенных процессов, отраженных в земной коре главным образом физическими полями и различиями тепловых потоков и слабо выраженных в реальных геологических структурах. Они также, видимо, не могут быть положены в основу воссоздания истории формирования Карпат.

4. Совершенно неубедительными представляются соображения о происхождении почти кольцевой Карпато-Балкано-Динарской системы с пози-

ций ударно-взрывной тектоники. Они механистичны и рассматривают формирование кольцевых структур в полном отрыве от их длительной доорогенной истории со всеми ее особенностями и пространственно-временными закономерностями.

5. Наиболее удовлетворительно кольцевая моновергентная структура указанного региона объясняется с позиций гипотезы пульсирующей Земли, т.е. с позиций признания чередования эпох преобладания глобального растяжения и глобального сжатия Земли с изменением ее радиуса. Эти эпохи резкого уменьшения радиуса Земли порождают общее сокращение ее поверхности, а основной причиной возникновения складчатости и покровного стиля структуры Карпатской дуги с повсеместным общим моновергентным надвиганием в сторону платформенного обрамления является наличие горизонтальной составляющей вертикального погружения платформы вдоль длительно живущих зон глубинных разломов. Принятие такого механизма, кажется, является компромиссным решением затянувшейся дискуссии между фиксистами и мобилистами.

Опыт корреляции эндогенных процессов и палеотектонических реконструкций Украинских Карпат и их обрамления позволяет выдвинуть и некоторые проблемные положения, решение которых существенно может повлиять на дальнейшее развитие рассмотренных вопросов. Среди них имеются и такие, реализация которых может дать рекомендации и прикладного значения.

В числе таких проблем отметим следующие:

1. Для решения вопросов палеотектонического развития Карпат, пожалуй, нет более важной проблемы, чем выяснение роли и истории движений Самборской шовной зоны, отвечающей внешнему ограничению геосинклинальной области. Так как практически невозможно установить ее корни, представляется перспективным проведение сравнительного тектонического анализа других аналогичных складчатых систем мира, внешние обрамления которых находятся в такой стадии развития, что корни подобных областей сочленения могут быть изучены и геологическими, а не только геофизическими методами. Имеются в виду складчатые пояса, в которых амплитуда горизонтального перемещения сорванного чехла шовной зоны, находящейся у стыка с платформой, не имеет такой величины, как в Карпатах, и автохтонная ее часть не погружена так глубоко.

2. С решением проблемы истории развития Самборской шовной зоны, в расшифровке которой, по мнению авторов, находится ключ к объяснению динамики всех эндогенных процессов в области сочленения платформы и геосинклинали, тесно связано и выяснение механизма развития окраинной части платформенного обрамления. Речь идет о распознавании механизма формирования блоков, погруженных со стороны платформы под Карпаты. Имеющиеся данные свидетельствуют скорее всего о том, что это система блоков, разделенных сбросами, формировавшимися в условиях растяжения. В то же время область Предкарпатского прогиба, более чем какая-либо дру-

гая, испытала сжатие. Причем это сжатие (с точки зрения принятого в настоящей работе механизма) вначале зарождалось на периферии геосинклинали и отсюда трансформировалось к внутренним ее элементам.

3. Выяснение вопроса о роли Паннонского срединного массива в развитии кольцевой Карпато-Балкано-Динарской области возможно лишь на базе глубокого анализа истории всего этого региона и его платформенного обрамления. По материалам исследования Украинских Карпат эта проблема остается невыясненной для орогенного этапа развития. В частности, нельзя пока убедительно обосновать отсутствие дивергентности Карпат в эгере — раннем бадене.

4. Важным представляется объяснение возникновения промежуточной складчатости, осложненной надвигами, в среднепалеозойском комплексе пород западной погруженной части Львовского прогиба в свете принятых представлений о механизме формирования структуры Карпат.

5. Создание единой геодинамической модели земной коры Альпийского пояса во многом определяется возможностью разработки обоснованной межрегиональной корреляции формирования геологических образований, развитых в пределах отдельных геоструктурных элементов этого пояса, и эндогенных (тектонических, магматических, метаморфических) процессов, протекавших на тех или иных этапах в разных его частях. Успех решения проблем корреляции зависит от уровня разработанности, обоснованности региональных стратиграфических схем и степени их унифицированности.

Некоторые итоги предварительных попыток унификации стратиграфических схем Украинских Карпат и структурных сопоставлений отдельных сегментов Карпатской дуги позволяют наметить ряд вопросов, специальное изучение которых представляет особый интерес в решении отмеченных выше проблем для северной ветви Альпийской геосинклинальной системы:

- а) унификация стратиграфических схем меловых и палеогеновых флишевых образований Словацких, Польских и Украинских Карпат;
- б) разработка и корреляция схем стратиграфии мезозойских карбонатных и карбонатно-терригенных отложений;
- в) стратификация и корреляция метаморфических комплексов палеозоя внутренних тектонических элементов Карпатской дуги;
- г) детальное изучение флишевых комплексов Карпат с целью выявления стратиграфических перерывов и несогласий и корреляция этих явлений с фазами складчатости, установленными в меловом разрезе Румынских Карпат;
- д) обобщение и анализ накопленного палеонтологического материала; установление на этой основе вертикального распространения и стратиграфического значения фаунистических комплексов, их зависимость от фациальных особенностей вмещающих отложений, выяснение роли переотложения органических остатков и путей использования этого явления для стратиграфических построений и палеогеографических и палеотектонических реконструкций;
- е) уточнение и унификация (на основе детальных геологических и палеонтологических исследований) стратиграфического положения границ унифицированных литостратиграфических комплексов (их корреляция, выяснение степени диахронности и т.п.)

1. *Архипов И.В.* О тектонической природе складчатых дуг. — Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1979, 54, вып. 1, с.47–62.
2. *Безр М.А., Бызова С.Л.* Палинпастические реконструкции Карпато-Динарского региона. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1978, с.18–20.
3. *Бойко А.К.* Доверхнепалеозойский комплекс северо-западного окончания Мармарошского массива (Восточные Карпаты) — Львов : Изд-во Льв. ун-та, 1970, — 244 с.
4. *Бондаренко А.П., Билинский А.И., Седова Ф.И.* Геоэлектромагнитные вариации в Советских Карпатах. — Киев : Наук. думка, 1972. — 116 с.
5. *Борисов А.А., Круглякова Г.И.* О глубинном строении земной коры Закарпатья. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 11, с.1497–1501.
6. *Борукаев Ч.Б.* О палинпастических построениях. — Геотектоника, 1970, № 6, с.23–29.
7. *Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Кулик С.Н. и др.* Комплексный анализ геофизических данных о земной коре и верхней мантии Восточных Карпат. — В кн.: Матер. XI конгр. Карпато-Балканской геологической ассоциации. Киев : Наук. думка, 1977, с.419–420.
8. *Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Кулик С.Н. и др.* Комплексная геофизическая модель литосферы Восточных Карпат. — Геофиз. сб., 1978, вып. 83, с.3–16.
9. *Вуль М.А.* Особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности Предкарпатья в междуречье Свици и Быстрицы Надворнянской : Автореф. дис.... канд.геол.-минерал. наук. — Львов, 1968, — 20 с.
10. *Габинет М.П., Кульчицкий Я.О., Матковский О.И., Ясинская А.А.* Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат. — Львов : Вища шк., 1977. — 216 с.
11. *Геологическое* строение и горючие ископаемые Украинских Карпат / Под ред. В.В.Глушко, С.С.Круглова. — М.: Недра, 1971. — 392 с.
12. *Глушко В.В.* Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. — М.: Недра, 1968. — 264 с.
13. *Гонтовой И.З.* Палеотектоническое значение украинской части Карпатского регионального минимума силы тяжести. — В кн.: Вопросы геологии Карпат. Львов. Изд-во Льв. ун-та, 1967, с.28–34.
14. *Гордиенко В.В.* Тепловые аномалии геосинклиналей. — Киев : Наук. думка, 1975. — 133 с.
15. *Гофштейн И.Д.* Неотектоника Карпат. — Киев: Изд-во АН УССР, 1964, — 183 с.
16. *Гофштейн И.Д.* Карпаты как островная дуга. — Геология и геохимия горючих ископаемых, 1975, вып. 42, с.14–19.
17. *Гофштейн И.Д., Сомов В.И., Кузнецова В.Г.* Вивчення сучасних рухів земної кори в Карпатах. К.: Наук. думка, 1971. — 127 с.
18. *Данилович Л.Г.* Магматизм Карпат и вопросы геодинамики. — Геология и геохимия горючих ископаемых, 1975, вып. 42, с.3–13.
19. *Данилович Л.Г.* О положении зон субдукции в Украинских Карпатах. — Там же, 1976, вып. 47, с.53–68.
20. *Доленко Г.Н., Данилович Л.Г.* Новое в учении о геосинклиналях и его приложение в Украинских Карпатах. — Геол. журн., 1975, № 5, с.3–9.

21. Доленко Г.Н. Данилович Л.Г., Бойчевская Л.Т. и др. Тектоническое развитие Украинских Карпат в свете тектоники литосферных плит. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1978, с.16–18.

22. Друма А.В. Геологическое строение и сейсмичность Восточного Предкарпатья: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. — Киев, 1973. — 48 с.

23. Елин Н.Д. О тектонике Северных Карпат. — Сов. геология, 1971, № 7, с.120–125.

24. Зейдик Б.С. О происхождении дугообразных и кольцевых структур на Земле и других планетах (ударно-взрывная тектоника): Обзор / ВИЭМС. М., 1978. — 56 с.

25. Золотарев Б.П. Петрология базальтов современного океана в связи с их тектонической позицией. — Геотектоника, 1979, № 1, с.22–36.

26. Золотарев Б.П., Ильинская М.Н., Кориневский В.Г. Состав и геохимические особенности калиевой щелочной разновидности трахиандезит-базальтов. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1975, № 1, с.136–149.

27. Казаринов В.И. Пульсация Земли. — Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1979, 54, вып. 3, с.92–109.

28. Карниковский П. Докембрий фундамента Карпат. — Геол. журн. 1977, 37, вып.6, с.110–118.

29. Корнеева В.Г. Геологическое строение и нефтегазоносность юго-западного Предкарпатья и прилегающей части Советских Карпат. — Тр. Всесоюз. н.-и. геол.-разв. ин-та 1959, вып. 141.–200 с.

30. Кропоткин П.Н., Ларионов Л.В. Современное напряженное состояние земной коры и механизм возникновения зон растяжения и рифтов на фоне глобального сжатия. — В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977, с.19–25.

31. Круглов С.С. О природе мелких дислокаций в некоторых юрских утесах Восточных Карпат. — Докл. АН СССР, 1960, 135, № 5, с.1195–1198.

32. Круглов С.С. О природе Мармарошских утесов Советских Карпат. — Геол. сб. Льв. геол. о-ва, 1965, № 9, с.41–54.

33. Круглов С.С. Советские Карпаты. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977, с.83–95.

34. Круглов С.С., Бойко А.К., Зайдис Б.Б. О возможном проявлении в мезозое кислого магматизма во Флишевых Карпатах (по радиологическим данным). — В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР. Львов: УкрНИГРИ, 1974, с.54–59.

35. Круглов С.С., Смирнов С.Е. Геологическая история области распространения Закарпатских утесов в конце мела — начале палеогена. — В кн.: Вопросы геологии Карпат. Львов: Изд-во Льв. ун-та, 1967, с.46–58.

36. Круглов С.С., Тарасенко В.И. О природе брахисинклинальных складок Карпат. — Докл. АН СССР, 1982, 267, № 1, с.170–173.

37. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. — М.: Недра, 1964.

38. Кутас Р.И., Гордиенко В.В. Тепловое поле и глубинное строение Восточных Карпат. — Геофиз. сб., 1970, вып. 35, с.70–77.

39. Лазько Е.М., Резвой Д.П. О тектонической природе зоны карпатских утесов. — Вісн. Льв., ... ун-ту. Сер. геол., 1962, № 1, с.60–65.

40. Лазаренко Е.К., Лазаренко Э.А., Зацева В.Н., Малыгина О.А. Зональность альпийских магматических формаций и оруденения в Карпатах. — Докл. АН СССР, 1974, 218, № 4, с.913–915.

41. Максимов А.В. Некоторые замечания о тектонике Украинских Карпат. — В кн.: Вопросы геологии Карпат. Львов: Изд-во Льв. ун-та, 1967, с.20–27.

42. Мельничук М.И. О некоторых особенностях проявления глубинных процессов в тектонике Закарпатского прогиба. — Геофиз. сб., 1975, вып. 66, с.11–18.

43. Мерлич Б.В., Спитковская С.М. Глубинные разломы, неогеновый магматизм и оруденение Закарпатья. — В кн.: Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. Львов: Вища школа, 1974; т.2, с.1–172.

44. Милановский Е.Е. Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозе (проблемы пульсации и расширение Земли). – Геол. АН Батк. полуострова, 1977, 41, с.1–19.
45. Милановский Е.Е. Кинематика тектонических движений Средиземноморского геосинклинального пояса в орогенном этапе альпийского "цикла". – В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1978, с.5–9.
46. Резвой Д.П. Советские Карпаты – Канадские Скалистые горы (опыт сравнительного тектонического анализа). – Геол. сб. Львов. геол. о-ва, 1976, № 15, с.5–17.
47. Рокитянский И.И. Исследование аномалий электропроводности методом магнитовариационного профилирования. – Киев: Наук. думка, 1975. – 280 с.
48. Рудаков С.Г. О возрасте гранитоидов в Чивчинских горах. – В кн.: Очерки по геологии Советских Карпат. М.: Изд-во. Моск. ун-та, 1966, с.6–16.
49. Рудаков С.Г. Домезозойская история Мармарошского массива Восточных Карпат. – Вестн. Моск. ун-та, 1975, № 2, с.32–44.
50. Рудаков С.Г. О значении салярийского (сардского) рубежа в развитии внутренней области Восточных Карпат. – Геотектоника, 1979, № 5, с.78–85.
51. Свириденко В.Г. Новая глобальная тектоника в приложении к Карпато-Панноно-Динарскому региону: (Критич. обзор). – Геотектоника, 1978, № 1, с.94–105.
52. Свириденко В.Г., Спитковская С.М. Палеозойские отложения фундамента Закарпатского прогиба. – Геол. журн., 1979, 39, № 2, с.81–92.
53. Собакарь Г.Т., Сомов В.И., Кузнецова В.Г. Современная динамика и структура земной коры Карпат и прилегающих территорий. – Киев: Наук. думка, 1975. – 128 с.
54. Соллогуб В.Б. Структура земной коры Украины. – Геофиз. сб., 1970, вып. 38, с.22–35.
55. Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. Поверхня Мохоровичча в Радянських Карпатах та прилеглих районах. – Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1967, № 6, с.494–498.
56. Субботин С.И., Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. Строение и эволюция земной коры Украины и сопредельных регионов. – Геофиз. сб., 1976, вып. 70, с.13–45.
57. Утробин В.Н. Особенности глубинного строения Флишевых Карпат. – В кн.: Перспективы нефтегазоносности и направление региональных и поисковых работ на нефть и газ в Украинских Карпатах. Львов: УкрНИГРИ, 1973, с.28–35.
58. Утробин В.Н., Вишняков И.Б., Карпенчук Ю.Р. Тектоника Внешней зоны Предкарпатского прогиба в свете новых материалов сейсморазведки и бурения. – Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР, 1974, вып. 9, с.36–43.
59. Утробин В.Н., Линецкая Л.В. О взаимоотношениях Карпатской и Динарской геосинклинальных складчатых систем (автореферат доклада). – Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1975, 50, № 3, с.145–146.
60. Фильштинский Л.Е. К истолкованию гравитационных аномалий западных окраин Вольин и Подольи. – В кн.: Геофизические исследования на Украине. Киев: Техника, 1970, с.158–163.
61. Хижняков А.В. Строение зоны сочленения Восточно-Европейской платформы с ее геосинклинальным обрамлением на территории Молдавии, Украины и Польши. – В кн.: Матер. X конгр. КБГА. Тектоника. Братислава: Ин-т им. ДШтура, 1975, с.159–165.
62. Хижняков А.В., Сандлер Я.М. Геологическое строение и нефтегазоносность Вольно-Подольской окраины Русской платформы. – Тр. УкрНИГРИ, 1968, вып. 21, с.5–31.
63. Хоменко В.И. Глубина будова Закарпатського прогину. – К.: Наук. думка, 1971. – 230 с.
64. Чекунов А.В. Панноно-Вольнский поперечный прогиб в Восточных Карпатах. – Геофиз. сб., 1970, вып. 37, с.3–14.
65. Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. – Киев: Наук. думка, 1972. – 176 с.

66. Шолло В.Н., Белусов Г.Д. Определение величины относительной деформации пород Сванетского антиклинория по расплюснутым конкрециям. — Геотектоника, 1976, № 4, с.114—118.
67. Шолло В.П. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. — М.: Недра, 1978. — 176 с.
68. Яриш М.С., Турчаненко Н.Т., Заяц Х.Б. Глубинное строение Карпат и сопредельных регионов по профилю Чоп-Горохов-Луцк-Ворониха. — В кн.: Геофизические исследования на Украине. Киев: Техніка, 1969, с.101—107.
69. Voccaletti M., Manetti P., Peccerillo A. Hypothesis on the plate tectonic evolution of the Carpatho-Balkan arcs. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, 23, N 2, p.193—198.
70. Burtan J., Sokolowski S., Liszkowa J. et al. Problema Karpat fliszowych i głębokiego podłoża w oknie tektonicznych Wiśniowej. — Biul. Inst. geol., 1974, 18, N 273, s.97—192.
71. Chizniakow A.W., Żelichowski A.M. Zarys tektoniki obszaru Lubelsko-Lwowskiego. — Kwart. geol., 1974, 18, N 4, s.707—719.
72. Żelichowski A.M. Rozwój budowy geologicznej obszaru między górami Świętokrzyskimi i Bugiem. — Biul. Inst. geol., 1972, N 263. — 97 s.
73. Kay M. Paleogeographic and palinspastic maps. — Bull. AAPG, 1945, 29, N 4, p.47—69.
74. Korab T., Ďurcovic T. Geológia Dukelskej jednotky (Flyš Východného Slovenska); — Geol. Ústav D. Štúra. Bratislava, 1978. — 195 s.
75. Książkiewicz M. Budowa geologiczna Polski (Karpaty). — Tektonika, 1972, 4, czesc. 3, s.288.
76. Leško B., Mořkowský M. Prispěvek ku geologii podłoża východoslovenských flyšových Karpat. — Geol. pr. GUDS SAV. Zpr., 1975, N 64, s.219—236.
77. McKenzie D.P. The Mohorovicic discontinuity. Earth's Crust and Upper Mantle. Washington. D.C., 1971, p.1—71.
78. Mitaczewski L., Żelichowski A.M. Wewnętrzna budowa geologiczna obszaru Radomsko-Lubelskiego. — In: Przewodnik XLII zjazdu PTG. Lublin. Wyd. Geol. Warszawa, 1970, s.7—32.
79. Ney R. The Carpathians and plate tectonics. — Prz. geol., 1976, 24, N 6, p.309—316.
80. Rădulescu D.P., Săndulescu M. The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. — Tectonophysics, 1973, 16, N 3/4, p.155—161.
81. Rădulescu D.P., Cornea I., Săndulescu M. et al. Structure de la croûte terrestre en Roumanie-essai d'interprétation des études sismiques profondes. — An. Ins. Geol. Geofiz., 1976, s.5—36.
82. Sikora W. Kordyliery Karpat Zachodnich w świetle tektoniki płyt litosfery. — Prz. geol. 1976, 24, N 6, s.336—349.
83. Ślaczka A. Remarks on morphology of the substratum of the Polish Carpathians. — In; Proc. X Cong. CBGA, 1973, Sec. 3, Tectonics, p.281—290.
84. Świdziński H. O rozmiarach przesunięć poziomych w północnych Karpatach fliszowych. — Roczn. Pol. Tow. geol. Kraków, 1971, 41, N 1, s.181—219.
85. Szadeczky-Kardoss E. The belts of subduction in the Carpathian-Pannonian-Dinaric area. — In; Tectonic problems of the Alpine system. Bratislava, 1975, p.69—85.
86. Szadeczky-Kardoss E. Jungalpine subduktionslinien im KBD Gebiet. — В кн.: Тектоника. Матер. X конгр. КБГА. Bratislava, 1975, секция 3, с.268—276.
87. Wdowiarsz S., Wieser T., Szczurowska J. et al. Budowa geologiczna jednostki skolskiej i jej podłoża w profilu otworu Cisowa TG—1. — Biul. Inst. geol., 1974, 13, N 273, s.5—95.

ПРЕДИСЛОВИЕ (С.С.Круглов)	3
Глава 1. К МЕТОДИКЕ ОБОБЩЕНИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ (С.С.Круглов, С.Е.Смирнов, Л.Е.Фильштинский)	5
Глава 2. ГЕОСТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ РЕГИОНА И СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ЕГО РАЙОНИРОВАНИИ (С.С.Круглов, А.В.Хижняков)	10
Восточно-Европейская платформа	10
Западно-Европейская платформа	11
Украинские Карпаты	11
Глава 3. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ	
Геологическое строение верхних горизонтов земной коры Вольно-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы и Украинских Карпат (С.С. Круглов, А.В.Хижняков)	16
Вольно-Подольская плита	16
Украинские Карпаты	22
Строение глубинных горизонтов земной коры Вольно-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы и Украинских Карпат (С.Е.Смирнов, Л.Е.Фильштинский)	34
Глава 4. ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ В УКРАИНСКИХ КАРПАТАХ И ИХ ОБРАМЛЕНИЕ	48
История движений земной коры и осадконакопления (С.Е.Смирнов, А.В.Хижняков)	48
Закарпатский прогиб	48
Зона Пенинских утесов	59
Мармарошский пояс	61
Флишевые Карпаты	65
Самборская шовная зона	67
Платформенное обрамление	68
Магматизм (С.М.Спитковская)	75
Вулканизм доальпийского мегацикла	75
Основные черты альпийского вулканизма	80
Некоторые закономерности альпийского вулканизма	82
Метаморфизм (С.М.Спитковская)	84
Доальпийский мегацикл	84
Альпийский цикл	87
Корреляция эндогенных процессов (С.С.Круглов, С.Е.Смирнов, С.М.Спитковская, А.В.Хижняков)	90
Доальпийский мегацикл	90
Альпийский цикл	91
Глава 5. ПРОИСХОЖДЕНИЕ СТРУКТУРЫ КАРПАТ (С.С.Круглов)	102
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (С.С.Круглов, С.Е.Смирнов, С.М.Спитковская, А.В.Хижняков)	126
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	131
	135

Станислав Сергеевич Круглов
Сергей Евгеньевич Смирнов
Софья Михайловна Спитковская
Лев Евгеньевич Фильштинский
Андрей Васильевич Хижняков

ГЕОДИНАМИКА КАРПАТ

Утверждено к печати ученым советом
Украинского научно-исследовательского
геологоразведочного института
Министерства геологии УССР

Редактор *О.И. Калашникова*
Оформление художника *Б.А. Квашичева*
Художественный редактор *И.П. Савицкая*
Технический редактор *И.Ю. Алексашина*
Оператор *А.Н. Маторина*
Корректор *Л.А. Понур*

ИБ. № 7290.
Приложения: карты.

Подп. в печ. 03.06.85. БФ 39384. Формат 60x84/16. Бум. офс. № 1. Офс. печ. Гарн.
Пресс-Роман. Усл. печ. л. 17,67. Усл.кр.-отг. 64,52. Уч.-изд. л. 17,81. Тираж 800 экз.
Зак. 5-467. Цена 1 р. 60 к. (с графическими приложениями 3 р. 20 к.).

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

Ір. 60к.



НАУКОВА ДУМКА