

ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.24:551.461.8(477.8)

О. М. Гнилко¹, С. Р. Гнилко¹, Л. В. Генералова²**ФОРМИРОВАНИЕ СТРУКТУР УТЕСОВЫХ ЗОН
И МЕЖУТЕСОВОГО ФЛИША ВНУТРЕННИХ УКРАИНСКИХ КАРПАТ —
РЕЗУЛЬТАТ СБЛИЖЕНИЯ И КОЛЛИЗИИ МИКРОКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ
ТЕРРЕЙНОВ**¹ Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины, Украина, 79060, г. Львов, ул. Научная, 3а² Львовский национальный университет имени Ивана Франко, Украина, 79005, г. Львов, ул. Университетская, 1

Рассмотрены особенности строения и формирования Внутренних Украинских Карпат — области сочленения террейнов (бывших микроконтинентов) *Алкапы*, *Тиссии* и *Дакии*. Новые данные, полученные в ходе геологического картирования, позволили выделить геодинамические комплексы: 1) раннемеловой аккреционной призм (олиострома зоны Мармарошских утесов); 2) позднемеловой-палеогеновой пассивной окраины Тиссии-Дакии (надолиостромовые отложения зоны Мармарошских утесов); 3) позднемеловой-палеогеновой активной окраины Алкапа (Пенинская зона, межутесовый флиш). Предложена модель эволюции региона как последовательной коллизии микроконтинентов. Библиогр. 42 назв. Ил. 7.

Ключевые слова: олиострома, флиш, аккреционная призма, террейны, коллизия, Украинские Карпаты.

**FORMATION OF THE STRUCTURE OF THE KLIPPEN ZONES AND THE INTERKLIPPEN
FLYSCH OF INNER UKRAINIAN CARPATHIANS — RESULT OF CONVERGENCE AND
COLLISION OF MICROCONTINENTAL TERRANES**О. М. Hnylko¹, S. R. Hnylko¹, L. V. Generalova²¹ Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals, National Academy of Sciences of Ukraine, 3a, ul. Nauchnaya, Lviv, 79060, Ukraine² Ivan Franko National University of Lviv, 1, ul. Universitetskaya, Lviv, 79005, Ukraine

The geologic architecture and evolution of the Inner Ukrainian Carpathians junction area of connection of the terranes (former microcontinents) such as Alcapa, Tizsa and Dacia were considered on the basis of the new structural-geological, stratigraphic and micropaleontological data obtained by geomapping. The following geodynamic complexes were identified: 1) Early Cretaceous accretionary prism (the thick Early Cretaceous olistostrome of the Marmarosh Klippen Zone contained the fragments of the ophiolite association); 2) Late Cretaceous-Paleogene deposits of the passive margin of the Tizsa-Dacia microcontinent (mainly (hemi)pelagic sediments with bathyal planktonic and benthic foraminifera); 3) Late Cretaceous-Paleogene accretionary prism in front of the active margin of the Alcapa microcontinent (both the Cretaceous melange complexes of the Pieniny Klippen Belt and the tectonic scales of the Monasteryts Nappe filled with the Paleocene-Eocene predominantly turbidite deposits with deepwater agglutinated foraminifera). Accumulation of the olistostrome of the Marmarosh Klippen Zone was

linked to the Early Cretaceous thrusting of the ophiolitic nappes and collision/suturing of the Tisza and Dacia terranes. Thrusting of the Alcapa active margin over the Tisza-Dacia passive margin reflects the Oligocene-Miocene collision between the Alcapa and Tisza-Dacia terranes. Refs 42. Figs 7.

Keywords: olistostromes, flysch, accretionary prism, terrane, collision, Ukrainian Carpathians.

Введение

Украинские Карпаты занимают узловую позицию в области сочленения террейнов (бывших микроконтинентов) *Алкапы*, *Тиссии* и *Дакии* (рис. 1). Здесь же сближаются сутурные зоны, ограничивающие эти террейны. В то же время целенаправленные работы по исследованию террейнов, выявлению и трассированию сутурных зон, как и по выяснению их палеогеодинамики, на Украине практически не проводились. Неоднозначная корреляция этих сутур и трактовка строения сопутствующих образований на украинской территории обуславливают довольно противоречивые варианты реконструкций Альпийско-Карпатского региона [1–6], что подчеркивает актуальность палеогеодинамических исследований в узловой

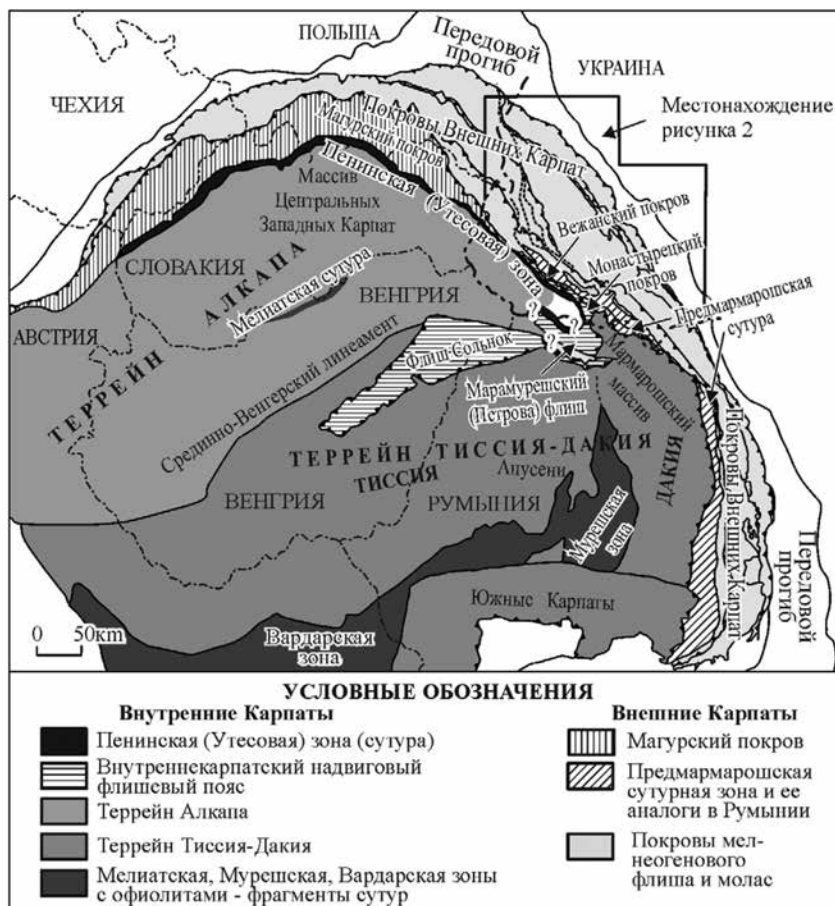


Рис. 1. Тектоническое положение Украинских Карпат. Главные тектонические единицы по [1, 5, 9] с упрощениями и изменениями

области Украинских Карпат. В результате проведенных в последние годы работ по составлению и изданию Карпатской серии листов Государственной геологической карты Украины масштаба 1:200 000 [7, 8], маршрутных пересечений главных тектонических элементов Внутренних Украинских Карпат, авторами были получены новые структурно-геологические, стратиграфические и палеонтологические данные, позволившие существенно дополнить и детализировать палеогеодинамические построения и ставшие основой настоящей статьи. Следует подчеркнуть, что кроме общегеологических методов, в том числе геологического картирования, нами применялся микропалеонтологический метод, давший возможность не только уточнить стратиграфию отложений, но и впервые восстановить глубины некоторых седиментационных палеобассейнов (анализ микрофауны, как и приведенные в статье определения мелких фораминифер, принадлежат С. Р. Гнилко). Новые данные позволили авторам выделить во Внутренних Карпатах геодинамические комплексы — индикаторы процессов взаимодействия террейнов и предложить модель эволюции Внутренних Украинских Карпат как последовательной коллизии микроконтинентов.

Геологическая позиция

Мармарошская и Пенинская утесовые зоны, как и «межутесовый» флиш (Монастырецкий покров) между ними, относятся [7, 8] к Внутренним (Центральным) Карпатам. Главными элементами Внутренних Карпат являются массивы Центральных Западных Карпат, Центральных Восточных Карпат (Мармарошский массив), гор Апусени и Южных Карпат. Массивы образованы докембрийско-палеозойским кристаллическим фундаментом и осадочным верхнепалеозойско-кайнозойским чехлом. Внутренние Карпаты — это область проявления интенсивных раннеальпийских (преимущественно раннемеловых) надвиговых движений, сформировавших крупные покровы. Покровы сложены породами кристаллического фундамента и его осадочного чехла, а также фрагментами мезозойских офиолитов.

Кристаллические массивы являются выступами двух микроконтинентальных террейнов (под этим термином понимаем сильно деструктурированные бывшие микроконтиненты), большая часть которых скрыта под неогеновыми отложениями Паннонско-Трансильванской системы осадочных бассейнов. Террейны имеют названия «Алкапа» (сокращение от Альпы-Карпаты-Паннония) и Тиссия-Дакия. Они ограничены мезозойско-кайнозойскими сутурными зонами и крупными сдвигами (см. рис. 1). Эти относительно крупные композиционные террейны состоят из мелких блоков, разделенных более древними мезозойскими сутурными зонами [1, 5, 6, 10].

Террейн *Алкапа* подразделен на северный (массивы Центральных Западных Карпат и Восточных Альп) и южный (так называемый блок Пелсо — Трансдунайский кряж, северная часть фундамента Паннонского неогенового бассейна и зона Игал-Бюк в этом же донеогеновом фундаменте) блоки, между которыми местами трассируются следы среднетриасового-позднеюрского океанического бассейна — Мелиатская сутура [3, 5, 6]. Закрытие в конце юры Мелиатского океана [3] привело к коллизии и амальгамации (спаиванию) северного и южного (тут и далее — в современных координатах) блоков в единый террейн Алкапа.

С севера Алкапа ограничена Пенинской (Утесовой) зоной, отделяющей ее от

Внешних (Флишевых) Карпат. Зона сложена карбонатно-мергелистыми и флишевыми отложениями юры-палеогена. Ее особенностью является наличие среди меловых конгломератов обломков глаукофановых сланцев и офиолитов [6], указывающих на сутурный характер зоны. Пенинская зона, протягивающаяся от Восточных Альп к востоку и юго-востоку, на Украине разворачивается к югу, в Румынии — к западу, ограничивая Алкапу с юга и «вклиниваясь» во Внутренние Карпаты между террейнами Алкапа и Тиссия-Дакия. Вместе с Пенинской зоной во Внутренние Карпаты заходят вероятные аналоги внешнекарпатского Магурского покрова — Монастырецкий покров на Украине, Марамурешский флиш в Румынии и флиш Сольнок в Венгрии [11–13], образующие Внутреннекарпатский надвиговый флишевый пояс (см. рис. 1). Сложнопостроенная область между этими террейнами — это крупная правосторонняя транспрессивная сдвиговая зона (Срединно-Венгерский линеймент), с которой, вероятно, был выдавлен покров флиша Сольнок [6, 9].

Террейн *Тиссия-Дакия* так же разделен сутурой на два блока — Тиссию и Дакию [1, 6]. Первый из них (Тиссия) выходит на поверхность в горах Апусени, Мечек, Виллани, Папук и слагает фундамент южной части Паннонского неогенового бассейна, а второй (Дакия) составляет массивы Центральных Восточных Карпат (имеющий на Украине название «Мармарошский массив»), Южных Карпат и продолжается к югу структурами Балканского полуострова [5]. Блоки разделены Трансильванидами [4, 14] — Мурешской сутурной зоной и выдавленными из нее Трансильванскими покровами. Мурешская зона состоит из фрагментов юрской океанической коры, перекрытой келловейско-неокомскими островодужными вулканитами [6, 15, 16]. Она является корневой зоной для Трансильванских покровов, сложенных среднетриасово-юрскими офиолитами. Эти покровы перекрывают кристаллический массив Центральных Восточных Карпат и обнажаются в виде тектонических останцов в горах Хегимаш, Олт, Першани [1, 14, 17]. Собственно массив также состоит из нескольких покровных единиц фундамента и чехла, называющихся на Украине «Мармарошскими покровами». Закрытие Трансильванско-Мурешского пролива в конце юры — начале мела привело к коллизии и амальгамации Тиссии и Дакии в один микроконтинент Тиссию-Дакию [1].

Террейн Тиссия-Дакия на севере отделяется от Алкапы упомянутым Срединно-Венгерским линейментом, а на северо-востоке и востоке граничит с Внешними (Флишевыми) Карпатами, внутренние покровы которых вмещают юрские базальты и реже ультрабазиты, маркирующие Предмармарошскую сутуру [10, 18, 19].

Внешние (Флишевые) Карпаты размещены между микроконтинентальными террейнами Алкапа и Тиссия-Дакия с одной стороны, и Западно- и Восточно-Европейской платформой — с другой. Они сложены полностью сорванным со своей седиментационной основы меловым-раннемиоценовым флишем и частично неогеновой молассой. Внешнекарпатский флишево-молассовый комплекс формирует крупное аллохтонное тело, имеющее внутреннее покровно-чешуйчатое строение и надвинутое на неогеновые молассы передового прогиба. Внешние Карпаты рассматриваются [1, 18–20] как меловая-неогеновая аккреционная призма, образованная в результате сближения террейнов Алкапа и Тиссия-Дакия с Евразией и субдукции под эти террейны дофлишевого основания. Мощный вулканизм, прямо или косвенно связанный с субдукцией, проявился, главным образом, в неогене во внутреннекарпатской области [21].

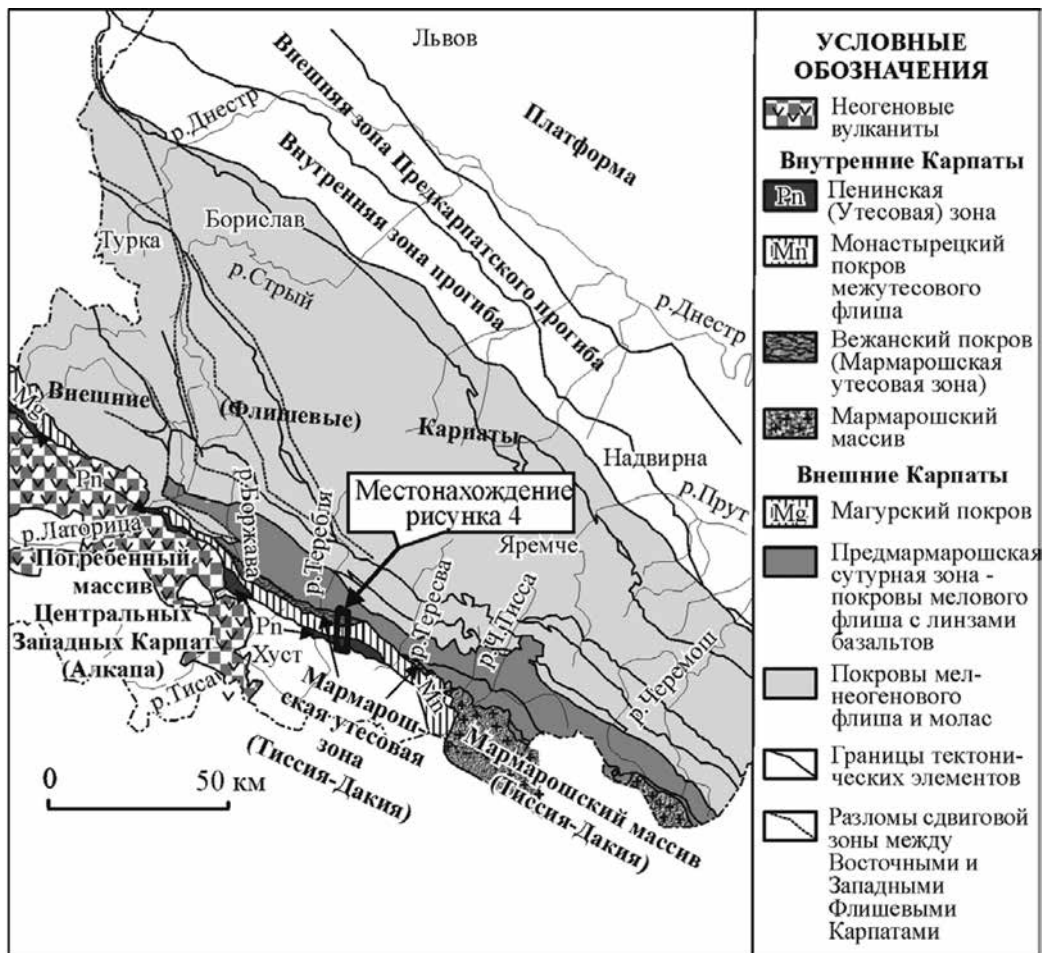


Рис. 2. Главные тектонические единицы Украинских Карпат [10, 18]

Украинские Внутренние Карпаты находятся в области сочленения двух композиционных террейнов — на юго-восточном окончании Алкапы, погруженном под неогеновый чехол Мукачевской депрессии Закарпатского прогиба, и на северо-западном окончании Тиссии-Дакии, выходящем на поверхность в виде Мармарошского массива и Мармарошской утесовой зоны. Между террейнами Тиссия-Дакия и Алкапа, как указывалось выше, вклиниваются Пенинская зона и продолжение внешнекарпатского Магурского покрова [12, 13] — Монастырецкий покров (название по С. С. Круглову [22], соответствует Драговской зоне по С. Л. Бызовой и М. А. Беэру [13]) (см. рис. 1, 2). Ниже кратко приведены результаты наших геолого-съёмочных исследований, совместно с анализом литературного материала, зон Мармарошских и Пенинских утесов и Монастырецкого покрова.

Геодинамические комплексы

Фрагмент раннемеловой аккреционной призмы (Мармарошские утесы). Мармарошская утесовая зона (либо Вежанский покров — название по С. С. Круглову [22]) находится на северо-западном продолжении Мармарошского массива и тектонически выклинивается к северо-западу в бассейне р. Боржава (см. рис. 2). Она, вероятно, является сорванным со своего седиментационного основания фрагментом осадочного чехла Мармарошского массива, надвинутым (как и массив) на Внешние Карпаты [10]. Эта зона сложена мел-палеогеновыми отложениями, в нижней части стратиграфического разреза которых развита мощная (до 1000 м) нижнемеловая (баррем?-апт-альбская) олистостромовая и олистостромо-конгломератовая толща соймультской свиты, образующая собственно Мармарошские утесы [7, 22, 23] (рис. 3–5). Конгломераты, тяготеющие к верхней части толщи, формируют седиментационные линзы (до сотен метров) в ней, иногда «перемешиваясь» с олистостромой. Нижние границы олистостромы срезаны поверхностями надви-

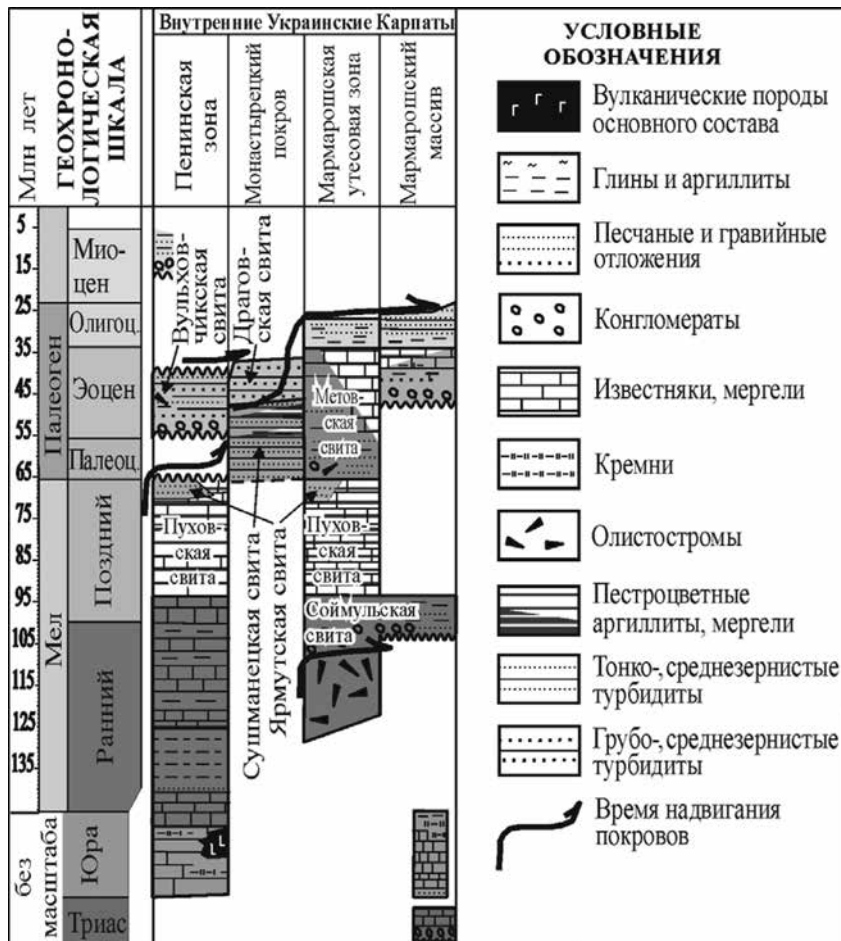


Рис. 3. Литостратиграфическая таблица мезозоя-кайнозоя Украинских Внутренних Карпат [18]



Рис. 4. Геологическая карта участка Везжанского (Мармарошская утесовая зона), Монастырецкого («межутесовый флиш») покровов и Пенинской (Утесовой) зоны по р. Большая Уголька. Локализацию карты см. на рис. 2. Составил О. М. Гнилко по собственным наблюдениям и материалам геологосъемочных работ

гания. Матрикс олистостромы сложен песчано-глинистым и гравийно-щебневым материалом хаотического, иногда неяснослоистого облика, присущего отложениям грязекаменных (англ. debris-flow) потоков (рис. 6). Местами он переработан в тектоническую брекчию до меланжа. В литературе высказывалось мнение о меланжевой природе Мармарошских утесов, возникшей в результате раннемелового покровообразования [24], либо о принадлежности только части развитых здесь пород к глыбам в нижнемеловом «диком флише» [25]. Наши наблюдения, в частности над переходами от глыб к вмещающему их осадочному матриксу и от осадочного матрикса к меланжу, склоняют нас к точке зрения С. С. Круглова [22, 23] о первично олистостромовой природе Мармарошских утесов (по крайней мере большинства изолированных тел, помещенных в осадочный и тектонический матрикс).

Олистолиды, размером до десятков и первых сотен метров, часто выраженные в рельефе «утесами», как и обломки в конгломератах, представлены двумя типами пород. Первый из них сложен образованиями, сходными с комплексами кристаллического фундамента и осадочного чехла Мармарошского массива, в том числе метаморфическими сланцами и гнейсами, гранитами, существенно кварцевыми гравелитами и конгломератами перми-триаса, доломитами и известняками триаса и юры. Он более развит в конгломератах. Второй представлен разобщенными фрагментами офиолитовой ассоциации, наиболее полно распространенными в бассейнах рек Большая и Малая Угольки. В Мармарошской утесовой зоне также описаны глыбы нижнемеловых рифогенных известняков ургонской фации [26] и обломки красных яшм [24, 25], возможно, связанных с офиолитами.

Нижнюю часть реконструируемой по отдельным олистолидам (размером до сотен метров) офиолитовой ассоциации представляет ультрабазитовый комплекс, представленный серпентинизированными шпинелеными перидотитами. В семействе перидотитов диагностируются лерцолиты [27, 28], верлиты и гарцбургиты. Отмечены редкие находки пироксенитов, в частности вебстериты. Иногда фиксируется грубая полосчатость, обусловленная чередованием разностей перидотитов. Реставрируется габброидный комплекс, представленный глыбами однородных габбро и ритмично расслоенных пород лерцолит-габброидного состава. Местами расслоенность хорошо выражена макроскопически и выглядит как чередование полос (мощностью 5–12 см) серпентинизированных ультрамафитов и габбро. Первично наивысший в офиолитовой ассоциации вулканогенный комплекс в современной структуре составляет отдельные крупные (до сотен метров) пластины пород основного состава. Среди них обнаружены метадолериты, пикробазальты, базальты и андезибазальты с массивными и подушечными текстурами. Пиллоу-лавы иногда перекрыты перекристаллизованными известняками и кремнисто-глинистыми породами, мощностью до первых метров, вероятно, (геми)пелагического происхождения. По петрохимическим параметрам преобладают толеитовые существенно натровые разности основных вулканогенных пород [27, 28]. В олистолитах представлены как относительно нетектонизированные фрагменты офиолитовой ассоциации, так и серпентинитовый меланж с небольшими кластолитами пород этой ассоциации. Заметим также, что контакты относительно крупных тел офиолитовых образований обычно не обнажены, и не исключена возможность принадлежности этих тел к тектоническим пластинам (останцам покровов?).

Выделенные два типа пород в олистолитах, по нашему мнению, указывают на два возможных, но в современной структуре, вероятно, тектонически перекрытых более поздними покровами либо эродированных источника сноса для нижнемелового олистостромового бассейна: (1) возвышенный участок Мармарошского массива, (2) поднятие фронта офиолитового покрова, вероятно, надвигающегося на комплексы Мармарошского массива. Возраст указанных поднятий, с которых сползли олистолиды, и, соответственно, время надвигания офиолитов отвечают возрасту накопления олистостромово-конгломератовой толщи (ранний мел, баррем?-апт-альб). Судя по распределению фаций, источники сноса размещались с противоположных сторон олистостромового бассейна.

Тектонические покровы, сложенные триас-юрскими офиолитами, известны в Румынии, где имеют название Трансильванских. Они надвинуты с запада из кор-

невой Мурешской зоны на раннемеловые покровы основания Центральных Восточных Карпат (на Мармарошский массив) [6, 14, 17]. Трансильванские покровы непосредственно перекрывают мощную нижнемеловую олистостромовую толщу (так называемый «буковинский дикий флиш» баррема-альба) с олистолитами этих же покровов [17]. Рифогенные известняки ургонской фации также развиты в Трансильванидах [17]. Мы, вслед за С. Л. Бызовой [25], полагаем, что, исходя из геологического положения, возраста и вещественного состава, олистострому Мармарошских утесов можно считать аналогом «буковинского дикого флиша». Одним из источников олистостромы могли быть Трансильванские покровы, позже тектонически перекрытые и/или размытые на украинской территории. Второй источник сноса — приподнятый в раннем мелу участок Мармарошского массива, который может трактоваться как «передовой вал» (англ. «fore-bulge»), — образован восточнее фронта надвигающихся офиолитовых покровов. Этот «вал» известен под названием «Мармарошская кордильера», реконструируемая в мелу-палеогене между внутренне- и внешнекарпатскими областями и позже, вероятно после палеогена, тектонически перекрытая Вежанским покровом [22, 23].

Трансильванские покровы, согласно существующим реконструкциям [1], являются фрагментом обдуцированной аккреционной призмы, надвинутой в раннем мелу на континентальную окраину Дакии с запада. Очевидно, что сопутствующие хаотические образования (в частности, фронтальную олистострому и меланж Мармарошских утесов) следует относить к этой же призме. Обдукция могла произойти в результате коллизии Дакии с энсиматической дугой [15, 16] и/или с Тиссией [14]. Коллизия Дакии и Тиссии привела к закрытию Трансильванско-Мурешского океана (части главной ветви Тетиса [4]), образованию грандиозных раннеальпийских Мармарошских покровов фундамента Центральных Восточных Карпат и сшиванию композиционного террейна Тиссия-Дакия.

Верхнемеловые-палеогеновые отложения пассивной окраины Тиссии-Дакии (Вежанский покров). К этому комплексу мы относим послеолистостромовые (т. е. посттектонические — образованные после формирования раннеальпийских раннемеловых Трансильванских и Мармарошских покровов) отложения зоны Мармарошских утесов. Вверх по разрезу олистостромово-конгломератовая толща соймульской свиты сменяется сеноманской (?) толщей песчаников и алевролитов (100–300 м). Выше лежат турон-маастрихтские (геми)пелагические красные мергели пуховской свиты (100–200 м); маастрихтский тонкослоистый, с неясно выраженными турбидитными текстурами флиш ярмутской свиты (до 30 м); палеоцен-эоценовые флишоидные, без видимых турбидитных текстур Боума, песчано-мергелистые образования и пестроцветные (красные и зеленые) (геми)пелагические мергели метовской свиты (до 150–200 м). В основании метовской свиты фиксируется линза (до 1 м) отложений грязекаменных потоков. Завершают стратиграфический разрез Вежанского покрова олигоценовые (геми)пелагические черные и темно-серые аргиллиты, мергели, линзы кремней, прослойки песчаников дусинской свиты (до 100 м). Видимые размыты и перерывы в описанном разрезе не наблюдаются, хотя таковые возможны в верхах олистостромовой толщи.

Мергели пуховской свиты вмещают многочисленные мелкие фораминиферы, как планктонные, так и бентосные. Среди планктонных фораминифер преобладают крупные, килеватые, с развитой скульптурой и сложным строением раковины

видов из родов *Globotruncana* и *Globotruncanita*. Согласно модели (в [29]), такие виды характеризуют батиальные глубины открытого моря. Бентосные фораминиферы представлены как агглютинирующими видами кремнистого или известково-кремнистого состава преимущественно из родов *Rhabdammina*, *Caudammina*, *Goetzella*, *Marssonella*, *Tritaxia*, так и секретирующими известкового состава. Последние представлены толстостенными, устойчивыми к растворению видами из родов *Eponides*, *Reussella*, *Nuttallinella*. Согласно палеобатиметрической модели [30], такой состав бентоса соответствует ассоциации средней части континентального склона с глубинами 500–1500 м. Хорошая сохранность всех известковых раковин, как планктонных, так и бентосных, указывает на седиментацию выше уровня карбонатной компенсации и фораминиферового лизоклина. Залегающий выше флиш ярмутской свиты (маастрихт) содержит многочисленные агглютинирующие фораминиферы кремнистого состава преимущественно из родов *Rhabdammina*, *Nothia*, *Silicobathysiphon*, *Rhizammina*, *Caudammina*, *Recurvoides*, *Paratrochamminoides*. Такой состав фораминифер позволяет выделить фаунистический комплекс «*Rhabdammina*» (в понимании [30]), который указывает на условия нижней части континентального склона с глубинами 1500 — >2500 м. В перекрывающих палеоценово-эоценовых мергелях метовской свиты содержатся многочисленные, преимущественно планктонные фораминиферы из родов *Subbotina*, *Globigerina*, *Globanomalina*, *Acarinina*, *Globigerapsis*, *Morozovella*, что, согласно модели [29], свидетельствует о батиальных условиях осадконакопления. Хорошая сохранность остатков указывает на глубины выразительно выше фораминиферового лизоклина.

Верхнемеловые-палеогеновые надоллистостромовые отложения Вежанского покрова, исходя из их геологического положения, вероятно, накапливались на юго-западных склонах Тиссии-Дакии в северном узком участке этого микроконтинента. Такие признаки, как батиальные глубины и небольшая скорость осадконакопления, преимущественно гемипелагический характер седиментации, как и отсутствие в позднем мелу — палеогене тектонических движений покровного характера в западной части Центральных Восточных Карпат, свидетельствуют о формировании этих отложений в зоне континентального склона пассивной окраины микроконтинента Тиссия-Дакия. Этот палеосклон, исходя из современного положения Вежанского покрова как паравтохтона Монастырецкого покрова, был наклонен к юго-западу в сторону Монастырецкого флишевого суббассейна. Подобные маломощные верхнемеловые и палеогеновые существенно мергелистые отложения выходят на поверхность на западных склонах Мармарошского массива на Украине [22] и в Румынии [14, 17].

Комплекс позднемеловой-палеогеновой активной окраины Алкапы (Пенинская зона и Монастырецкий покров). Облик Пенинской (Утесовой) зоны определяется наличием крупных утесов (клиппов, кластолитов) юрско-неокомских известняков, иногда с вулканогенным и терригенным материалом, размером до сотен метров. Утесы помещены в относительно пластичные интенсивно дислоцированные апт-маастрихтские (геми)пелагические мергели [7, 8]. Мощность мергелей не превышает первых сотен метров, в верхней части их стратиграфического разреза (маастрихт) наблюдаются линзы обломочных пород (распространенных за пределами Украины и ниже по разрезу). По существу, Пенинская зона является крупным тектоническим меланжем. Меланж со структурным несогласием перекрыт эоценовыми конгломе-

ратами и флишем вульховчикской свиты (300–400 м), которая, в свою очередь, несогласно перекрыта неогеновыми молассами Закарпатского прогиба.

Среди юрских пород присутствуют разнофациальные образования — от глубоководных радиоляритов до прибрежных органогенных известняков [6, 31–34], находящихся в современной структуре в очень близких соотношениях, что предполагает значительное сокращение ширины палеоседиментационного бассейна. О большой ширине (сотни км) Пенинского бассейна в конце юры свидетельствуют палеомагнитные [35, 36] и палеобиогеографические [1] данные. Найденные в меловых конгломератах Пенинской зоны в Словакии и Польше обломки офиолитов, глаукофановых сланцев, риолитов и других «экзотических» пород указывают, что источник их сноса (так называемый «вал Андрусова» позже, вероятно, перекрыт надвигами Внутренних Карпат) сопоставляется с аккреционной призмой [6, 37]. Последняя могла существовать в области между кристаллическим массивом Центральных Западных Карпат (Алкапы) и южной окраиной Пенинского бассейна [37]. Субдукционная зона, породившая призму, судя по общей вергентности структур, была наклонена под Центральные Западные Карпаты. Субдукционные процессы привели к сокращению Пенинского бассейна, полному поглощению его седиментационного субстрата (а также «вала Андрусова») и росту аккреционного клина, в связи с проградацией которого формировался Пенинский меланж. Последний, вероятно, образовывался в позднем мелу-палеоцене, а в эоцене был перекрыт терригенными осадками (вульховчикская свита). Судя по структурной позиции, эти осадки отлагались в бассейне преддугового типа (англ. fore-arc basin).

Важно отметить, что в Центральных Западных Карпатах не известны магматические образования, увязывающиеся с меловой-раннепалеогеновой субдукцией фундамента Пенинского бассейна. Отсутствие субдукционного магматизма, вероятно, связано с относительно небольшой шириной бассейна и/или пологим наклоном субдукционной зоны и, соответственно, недостаточной для магмогенерации глубиной погружения слэба.

Более внешнее и структурно нижнее положение, по отношению к Пенинской зоне, во Внутренних Украинских Карпатах занимает Монастырецкий покров, стратиграфический разрез которого сложен сушманецкой и драговской свитами (см. рис. 1–5). Палеоценово-эоценовая сушманецкая свита (мощность ~ 1000 м) сложена тонкоритмичным местами разноритмичным флишем с текстурами Боума типа T_{bcde} , T_{abcde} , T_{cde} . Некоторые прослойки зеленых и красных аргиллитов во флише характеризуются тонкой параллельной слоистостью, вероятно указывающей на их (геми)-пелагическое происхождение. Отложения сушманецкой свиты содержат многочисленные агглютинирующие фораминиферы кремнистого состава. В переслаивающихся красных и зеленых аргиллитах эта микрофауна достигает высокого родового и видового разнообразия и представлена преимущественно родами *Trochamminoides*, *Paratrochamminoides*, *Hormosina*, *Glomospira*, *Rhabdammina*, *Thalmannammina*, что позволяет выделить здесь фаунистический комплекс «*Paratrochamminoides*» (в понимании [30]), указывающий на абиссальные глубины ниже уровня карбонатной компенсации. При этом элементы «абиссали Крашенинникова» — очень мелкие, мелкозернистые раковины присутствуют в красных аргиллитах.

Эоценовая драговская свита (мощностью до 700 м), перекрывающая сушманецкую, сложена толстослоистыми и массивными серыми песчаниками,

глубоководным флишем, местами с текстурами Боума типа T_{abc} , T_{ab} , которые интерпретируются как литифицированные продукты высокоплотных турбидитных потоков. Во флише Монастырецкого покрова обнаружены отпечатки следов турбидитных потоков, указывающие на восток — северо-восточные направления течения (со стороны Алкапы). В драговской свите наблюдаются обломки кварца, метаморфических (гнейсы, кристаллические сланцы) и магматических пород — вероятных продуктов размыва Центральных Западных Карпат, а также перетолженного флиша. В драговской свите, совместно с агглютинирующими, распространены известковые бентосные фораминиферы рода *Cibicides* и планктонные роды *Globigerina*, *Subbotina*, *Acarinina*, что свидетельствует о поднятии дна бассейна выше уровня карбонатной компенсации.

Глубоководные отложения Монастырецкого покрова, исходя из их состава и геологического положения, отвечают образованиям желоба, развитого перед фронтом Пенинской аккреционной призмы. Структура Монастырецкого покрова характеризуется наличием мелких чешуй, заполненных преимущественно турбидитовыми отложениями, которым присущи такие черты, как увеличение размерности обломочного материала и уменьшение глубины их седиментации «вверх по стратиграфическому разрезу» (от сушманецкой к драговской свите). Подобная структура отвечает строению аккреционной призмы, где погребение материала объясняется постепенным приближением плиты к источнику сноса обломочного материала — островной дуге или активной континентальной окраине, а уменьшение глубины — вертикальной составляющей движения новообразованных покровных пластин, «на теле» которых продолжалось накопление осадков. В нашем случае призма могла образоваться вследствие субдукции субстрата Монастырецкого суббассейна (желоба), срыва с основания осадков желоба, дальнейшего надвигания и конседиментационного воздымания этих осадков.

Таким образом, мы сопоставляем Монастырецкую единицу с аккреционной призмой, нарастившей в эоцене (и олигоцене?) мел-палеоценовую Пенинскую призмю. Композиционная Пенинско-Монастырецкая мел-палеогеновая призма, развивающаяся на активной окраине Алкапы, надвинута на Тиссию-Дакию, в частности — на олигоценые и на более древние отложения Вежанской единицы (см. рис. 2, 4, 5) и Мармарошского массива [8]. Это надвигание очевидно указывает на коллизию в олигоцене или в начале миоцена активной окраины Алкапы с пассивной окраиной Тиссии-Дакии.

Отметим, что аналоги Монастырецкого покрова за пределами Украины — Мургурский покров, единицы Сольнок и Марамурешского флиша — исследователи также сопоставляют с аккреционной призмой [1, 5, 38]. На юго-восточной окраине Алкапы выявлена полоса развития позднеэоценово-олигоценых и миоценовых изверженных пород среднего состава, соответствующих, по своим петро-геохимическим характеристикам, субдукционным вулканитам [39]. Эта полоса развита в тыльной части Внутреннекарпатского флишевого пояса (единицы Сольнокского и Марамурешского флиша, Монастырецкий покров), надвинутого на окраину Тиссии-Дакии. Она сопоставляется [38] с вулканической дугой в тылу аккреционной флишевой призмы. Таким образом, активную окраину Алкапы обрамляла мел-палеогеновая аккреционная призма, с внутренней стороны которой местами происходил субдукционный вулканизм.

Тектоническая эволюция

Кристаллические массивы Центральных Карпат и их погруженное продолжение в донеогеновом фундаменте Паннонско-Трансильванской системы осадочных бассейнов — это фрагменты доальпийской континентальной коры, отколотые в мезозое в виде микроконтинентов от средневропейских герцинид [1, 2, 5, 40]. Микроконтиненты разделились новообразованными проливами океана Тетис. В юре от Евразии отделился северный блок Алкапы [5], в результате между ними образовался бассейн Пенинской (Утесовой) зоны и, вероятно, единый с ним северо-западный сектор Внешнекарпатского бассейна. Пенинский бассейн был частью Лигурийско-Пьемонтского океана, расколовшего Пангею. Рифтинг и спрединг, документирующиеся юрскими базальтоидами и ультрабазитами Предмармарошской сутуры [18, 19], привели к отрыву от Евразии террейна Дакия (вероятно, и Тиссии) и образованию между ними юго-восточного сектора Внешнекарпатского бассейна.

В юрское время во внутренних частях Тетиса происходят субдукционные процессы, фиксирующиеся остатками островных дуг [5, 6]. В частности, фрагменты энсиматической дуги, в которых келловейско-неокомские известково-щелочные вулканы лежат на фундаменте, сложенном комплексами юрской океанической коры, описаны западнее террейна Дакии в Трансильванско-Мурешской сутурной зоне [6, 15, 16]. Под эту дугу поглощалась океаническая кора Трансильванско-Мурешского бассейна. В раннем мелу, вероятно вследствие полного поглощения океанической коры, в субдукционную зону начала затягиваться континентальная кора Дакии под аккреционную призму и, возможно, под энсиматический фундамент дуги. Легкая кора блокировала субдукцию на западе (Мурешская зона), где в неоме прекратился субдукционный известково-щелочной вулканизм, и субдукционная зона «перепрыгнула» на восточную окраину Дакии, затягивая уже (суб)океаническую кору Внешнекарпатского бассейна (рис. 7).

В результате поддвига Дакии под энсиматическую дугу происходило ее расчешивание (формировались покровы фундамента) и надвигание на Мармарошский массив аккреционной призмы, вмещающей Трансильванские офиолитовые покровы. Непосредственно перед фронтом офиолитовых пластин развился олистостромовый бассейн (в том числе Мармарошских утесов), куда сползали олистолиты с этих пластин. На некотором удалении от надвигового фронта образовалось структурное поднятие кристаллического массива, которое тоже стало источником сноса для олистостромовых образований, а также для Внешнекарпатского флишевого трога (см. рис. 7). Отметим, что подобная «двойная» поставка материала в олистостромовый бассейн — как с надвигающейся аккреционной призмы, так и с поднятия фундамента перед ее фронтом — по-видимому, также происходила в неогеновом молассовом бассейне на завершающем этапе формирования покровного сооружения Внешних Карпат [41].

Раннемеловые олистостромовые образования постепенно втягивались в надвиговую структуру (аккреционную призму) и частично превращались в тектонический меланж. Сближение микроплиты Дакии с размещенной западнее Тиссией привело к их коллизии и окончательному закрытию Трансильванско-Мурешского океанического пролива между ними. Коллизия сопровождалась образованием раннеальпийского покровного ансамбля Центральных Восточных Карпат, сформировавшегося к концу раннего мела. Произошло сшивание этих террейнов в один

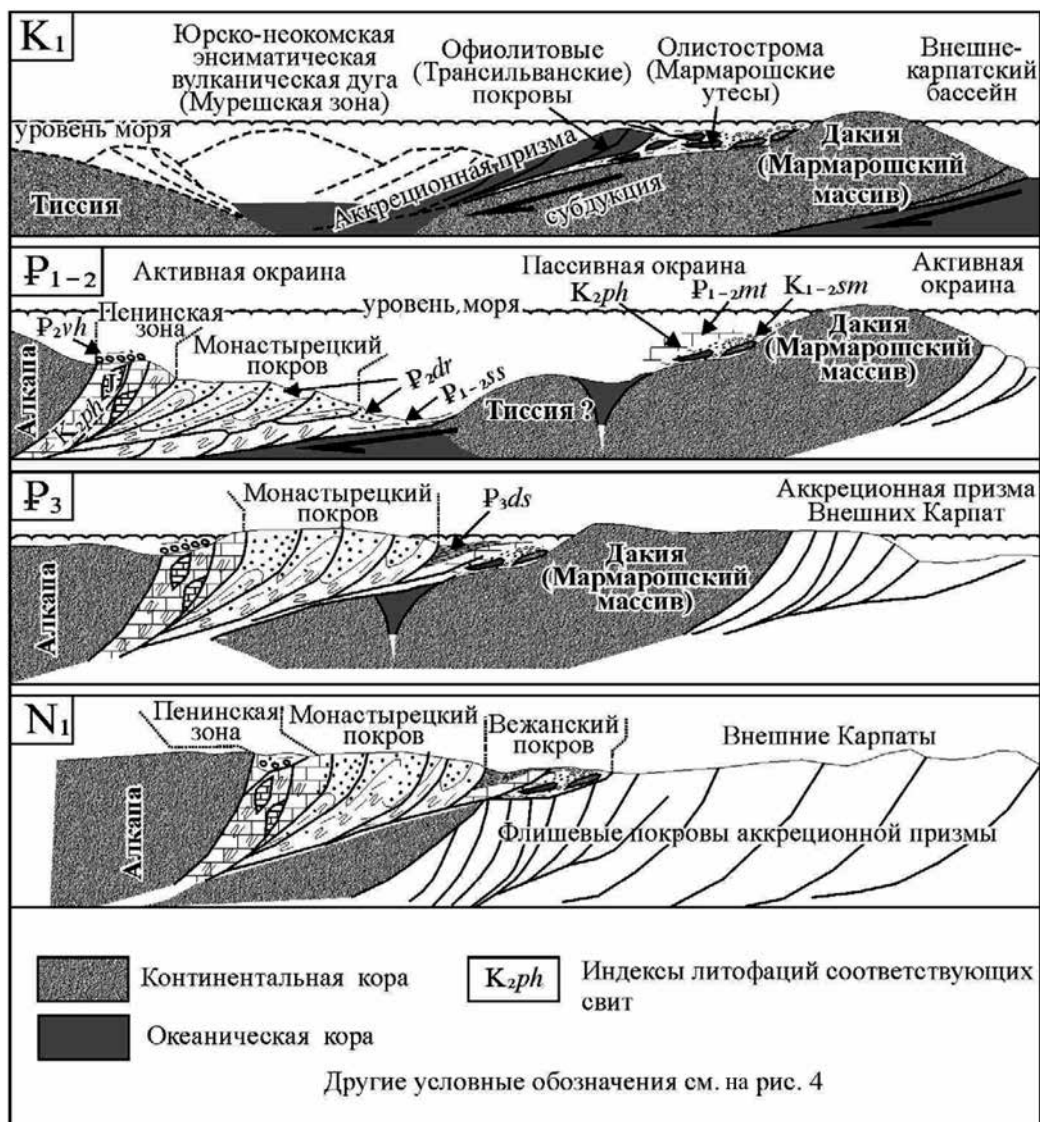


Рис. 7. Реконструкции главных этапов формирования структур Вежанского, Монастырецкого покровов и Пенинской зоны. Масштаб не выдержан. Составил О. М. Гнилко

композиционный микроконтинентальный терреин Тиссию-Дакию, который на востоке имел активную окраину. Под эту окраину начала субдуцироваться кора Внешнекарпатского бассейна. Западная окраина Тиссии-Дакии была пассивной.

В позднем мелу — палеогене на западной пассивной окраине Тиссии-Дакии в батинальной обстановке накапливались, главным образом, гемипелагические мергелисто-глинистые, реже терригенные и кремнистые осадки, образовавшие мало мощную (первые сотни метров) толщу (пуховская, метовская, дусинская литофации — будущие свиты) на континентальном склоне (см. рис. 7). Пассивная окраина к западу сменялась Внутреннекарпатским флишевым бассейном с суббассейнами

Монастырецким, Марамурешским и Сольноцким, а также Пенинским бассейном. Остатки основы флишевого бассейна не установлены, судя по глубокководности флишенакпления, они принадлежали (суб)океанической коре.

Западнее и северо-западнее размещалась активная окраина Алкапы, под которую в мелу-палеоцене субдуцировал субстрат Пенинского бассейна, сорванные с которого юрско-меловые осадки образовали тектонический меланж. Остатки (суб)океанического субстрата Пенинского бассейна (в том числе фрагменты офиолитов и глаукофановых сланцев) втягивались в структуру внутренней части аккреционной призмы. Эта часть («вал Андрусова»), вероятно позже тектонически перекрытая, была источником сноса для некоторых обломочных отложений (меловые конгломераты «Упоглав») с «экзотикой» [37]. В эоцене на меланжевых комплексах аккреционной призмы образовался седиментационный бассейн преддугового типа, где накапливались грубообломочные и флишеидные отложения вульховчикской литофации.

В палеоцене-эоцене под новообразованную Пенинскую призму начала субдуцировать основа флишевого Монастырецкого суббассейна (и его аналогов — единиц Магурской, Марамурешской, Сольнок). Приближение плиты к активной окраине (источнику сноса), срыв осадков с этой плиты, их надвигание и конседиментационное воздымание, т. е. рост призмы, привели, во-первых, к увеличению размера обломочного материала вверх по стратиграфическому разрезу, во-вторых, к уменьшению глубины седиментации проксимальных псаммитов драговской литофации, по отношению к нижележащим дистальным турбидитам и гемипелагитам сушманецкой литофации, в третьих, к формированию чешуйчатой структуры Монастырецкого покрова (см. рис. 7). Вероятно, вследствие недостаточной биостратиграфической изученности, в Монастырецкой единице не фиксируется омоложение возраста проксимальных псаммитов от внутренних к внешним тектоническим чешуям, такое омоложение установлено для нижней границы магурских песчаников [42] (аналогов драговской свиты в Магурском покрове), что увязывается с проградацией призмы и желоба в сторону более внешних (северо-восточных) частей флишевого бассейна.

Пенинско-Монастырецкие аккреционные образования были частью крупной Внутреннекарпатской аккреционной призмы (Пенинской зоны и Внутреннекарпатского надвигового флишевого пояса), сформированной в результате субдукции (суб)океанической коры, существовавшей между микроконтинентами Тиссией-Дакией и Алкапой. Эта призма, судя по верхнему пределу возраста сложившихся пород [6, 11], образовалась к концу палеогена. Ее формирование сопровождалось субдукционным вулканизмом с образованием на юго-восточной окраине Алкапы полосы позднеэоценово-олигоценых и миоценовых изверженных пород среднего состава [38, 39]. Флишевые надвиговые комплексы Внутреннекарпатской призмы продолжались «по простиранию» к северо-западу структурами Внешнекарпатской призмы (Магурский покров), надвигающейся на северо-западный сектор Внешнекарпатского бассейна.

Надвигание в конце палеогена Внутреннекарпатской призмы на осадки пассивной окраины Тиссии-Дакии, запечатленное на Украине надвигами Монастырецкого покрова на олигоценые породы Вежанского покрова (см. рис. 7), знаменует собой важное коллизионное событие — закрытие седиментационного бассейна между Алкапой и Тиссией-Дакией в результате столкновения этих микроконтинентов. Коллизия, вероятно, привела к частичному затягиванию Тиссии-Дакии (в том числе

части Мармарошского массива — «Мармарошской кордильеры») в субдукционную зону под активную окраину Алкапы и к срыву с основания осадочной оболочки массива. Фрагменты этой скальпированной оболочки образовали Вежанский покров и надвинулись на Внешние Карпаты (см. рис. 7). Дальнейшая неогеновая эволюция в регионе увязывается со сближением двух сопряженных террейнов — Алкапы и Тиссии-Дакии с Евразией и окончательным закрытием Внешнекарпатского бассейна.

Заключение

I. Новые данные, полученные в результате проведенных в последние годы работ по геологическому картированию, в совокупности с анализом литературных источников, дали возможность авторам выделить во Внутренних Карпатах следующие геодинамические комплексы — индикаторы коллизионных процессов.

1. *Фрагмент раннемеловой аккреционной призмы* — нижняя часть стратиграфического разреза зоны Мармарошских утесов (Вежанского покрова). Это мощная (до 1000 м) нижнемеловая олистостромовая и олистостромо-конгломератовая толща (собственно Мармарошские утесы), образованная за счет размыва двух типов пород. Первый из них представлен разобщенными фрагментами офиолитовой ассоциации, главным образом базальтами и ультрабазитами, а второй — сложен образованиями, сходными с комплексами кристаллического фундамента и осадочного чехла Мармарошского массива (гнейсы, метаморфические сланцы, граниты, мелководные осадочные породы и др.).

Олистострома Мармарошской утесовой зоны тектонически переработана и местами превращена в меланж, вероятно, вследствие ее втягивания в структуру аккреционной призмы. Состав олистолитов свидетельствует о том, что значительная часть этой призмы была сложена офиолитовыми покровами, ставшими одним из источников сноса для олистостромовой толщи. Вторым источником сноса, размещенным, судя по распределению фаций, с противоположной стороны олистостромового бассейна, было структурное поднятие Мармарошского массива («fore-bulge»), образованное, вероятно, на некотором удалении от фронта надвигающихся офиолитовых покровов. В современной структуре Вежанского покрова эти два источника сноса не выходят на поверхность, они перекрыты более поздними надвигами и/или размывы. На территории Украины офиолитовые покровы, по-видимому, денудированы. На территории Румынии они сохранились в виде тектонических останцов Трансильванских раннемеловых покровов, надвинутых на кристаллический массив Центральных Восточных Карпат (на Украине это Мармарошский массив, являющийся частью террейна Дакия). Корни Трансильванских покровов расположены между микроконтинентальными террейнами Тиссия и Дакия в Мурешской зоне [14]. Последняя принадлежит Трансильванско-Мурешской (Вардарско-Мурешской [1]) сутурной зоне, сформированной в результате коллизии между упомянутыми двумя террейнами и образования композиционного террейна Тиссия-Дакия [1, 5]. Таким образом, Мармарошские утесы маркируют сутурную зону между Дакией и Тиссией.

2. *Верхнемеловые-палеогеновые отложения пассивной окраины Тиссии-Дакии* — это послеолистостромовые (т. е. посттектонические — образованные после формирования раннеальпийских раннемеловых Трансильванских и Мармарошских покровов) отложения зоны Мармарошских утесов (Вежанского покрова). Они, вероятно, на-

капливались на юго-западных склонах ныне погруженного участка Мармарошского массива («Мармарошской кордильеры»). Такие признаки, как батимальные глубины седиментации, о чем свидетельствует высокое содержание планктонных фораминифер в ориктоценозах, родовой состав и морфологические особенности микрофауны, в том числе наличие крупных килеватых видов из родов *Globotruncana*, *Globotruncanita*, *Morozovella*, небольшая скорость и преимущественно гемипелагический характер их накопления, а также отсутствие в позднем мелу — палеогене тектонических движений покровного характера в западной части Центральных Восточных Карпат (Мармарошского массива), свидетельствуют о формировании этих отложений на западной пассивной окраине континентального склона микроконтинента Тиссия-Дакия.

3. *Верхнемеловой-палеогеновый комплекс активной окраины Алкапы* — это дислоцированные образования Пенинской зоны и Монастырецкого покрова. Комплекс Пенинской (Утесовой) зоны — тектонический меланж, состоящий из глыб (утесов) юрско-неокомских, преимущественно известковистых пород, помещенных в интенсивно дислоцированные апт-маастрихтские (геми)пелагические мергели, — параллелизуется с мел-палеоценовой аккреционной призмой, образованной на активной окраине микроконтинентального террейна Алкапа вследствие субдукции основания Пенинского бассейна под данный террейн. Остатки этого основания («экзотические» обломки офиолитов, глаукофановых сланцев) известны за пределами Украинских Карпат в меловых и более молодых отложениях [6, 37].

Преимущественно турбидитные, вмещающие глубоководные агглютинирующие фораминиферы, палеоцен-эоценовые отложения Монастырецкого покрова отлагались в глубоководном жёлобе перед фронтом Пенинской призмы. К концу эоцена они, вследствие продолжающейся субдукции, были полностью сорваны с основания, образовали ряд тектонических чешуй и были присоединены к структуре аккреционной призмы. Таким образом, комплексы Пенинской зоны и Монастырецкого покрова сопоставляются с аккреционными образованиями активного края Алкапы.

II. Анализ пространственно-временных соотношений выделенных геодинамических комплексов Внутренних Карпат и их аналогов за пределами Украины позволяет предложить модель тектонической эволюции региона как последовательной коллизии микроконтинентов Дакии, Тиссии и Алкапы.

В *раннем мелу* в результате поддвига Дакии под энсиматическую дугу океана Тетис и/или коллизии Дакии и Тиссии произошло расчленивание микроконтинентов (формирование покровов фундамента) и надвигание на Мармарошский кристаллический массив аккреционной призмы, вмещающей Трансильванские офиолитовые покровы. Непосредственно перед фронтом офиолитовых пластин развился олистостромовый бассейн (в том числе Мармарошских утесов), куда сползали олистолиты с этих пластин (см. рис. 7). Олистостромовые образования постепенно втягивались в надвиговую структуру (аккреционную призмю) и частично превращались в тектонический меланж. Коллизия Дакии и Тиссии привела к сшиванию этих террейнов в один композиционный микроконтинентальный террейн Тиссию-Дакию. На востоке новообразованный террейн имел активную окраину, под которую начала субдуцировать кора Внешнекарпатского бассейна. Западная окраина Тиссии-Дакии к концу раннего мела стала пассивной.

В *позднем мелу* — палеогене на западной пассивной окраине Тиссии-Дакии в батимальной обстановке накапливались, главным образом, гемипелагические мало-

мощные осадки (см. рис. 7). Пассивная окраина к западу сменялась Внутреннекарпатским флишевым бассейном с суббассейнами Монастырецким, Марамурешским и Сольноцким, а также Пенинским бассейном. Еще западнее и северо-западнее размещалась активная окраина Алкапы, под которую в мелу-палеоцене субдуцировал субстрат Пенинского бассейна. Сорванные с этого субстрата юрско-меловые осадки образовали тектонический меланж (утесы и матрикс Пенинской зоны). В палеоцене-эоцене под новообразованную Пенинскую призму начала субдуцировать основа флишевого Внутреннекарпатского бассейна, в результате чего образовалась Внутреннекарпатская аккреционная призма, в том числе Монастырецкий покров.

В конце палеогена надвигание Внутреннекарпатской призмы на осадки пассивной окраины Тиссии-Дакии, запечатленное на Украине надвигами Монастырецкого покрова на олигоценовые породы Вежанского покрова (см. рис. 7), указывает на важное коллизионное событие — закрытие седиментационного бассейна между Алкапой и Тиссией-Дакией в результате столкновения этих микроконтинентов. Вследствие коллизии под активную окраину Алкапы частично была затянута пассивная окраина Тиссии-Дакии, с которой была сорвана осадочная ее оболочка, сформировавшая Вежанский покров. В неогене два сопряженных террейна — Алкапа и Тиссия-Дакия сближались с Евразией, что обусловило окончательное формирование орогена Карпат.

Таким образом, олистострома Мармарошской зоны утесов образовалась за счет коллизии микроконтинентальных террейнов Тиссии и Дакии, а Пенинская (Утесовая) зона, как и межутесовый флиш (Монастырецкий покров), — вследствие сближения и последующего столкновения композиционных террейнов Алкапы и Тиссии-Дакии.

Литература

1. *Csontos L., Vörös A.* Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Elsevier, 2004. N 210. P. 1–56.
2. Plate tectonic evolution and paleogeography of the circum-Carpathian region / Golonka J., Gahagan L., Krobicki M., Marko F., Oszczytko N., Ślaczka A. // *AAPG Memoir*. 2006. N 84. P. 11–46.
3. *Plasienska D.* Cretaceous tectonochronology of the Central Western Carpathians, Slovakia // *Geologica Carpathica*. 1997. Vol. 48, N 2. P. 99–111.
4. *Săndulescu M.* The Black Flysch Nappe of the Maramureş East Carpathians. A «Valaisanne-Type» Tectonic Unit? // *Proceedings of the Romanian Academy, Series B*. 2009. N 1. 45–51.
5. The Alpine-Carpathian-Dinaric orogenic system: correlation and evolution of tectonic units / Schmid S., Bernoulli D., Fugenschuh B., Matenco L., Schefer S., Schuster R., Tischler M., Ustaszewski K. // *Swiss Journal of Geosciences*. 2008. Vol. 101. P. 139–183.
6. The Carpathian-Pannonian Region: A Review of Mesozoic-Cenozoic Stratigraphy and Tectonics. Vol. 1. Stratigraphy. Vol. 2. Geophysics, Tectonics, Facies, Paleogeography / eds: F. Horvath, A. Galacz. Budapest: Hantken Press, 2006. 625 p.
7. Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000, аркуші М–34-XXXVI (Хуст), L–34-VI (Бая-Маре). Карпатська серія. Геологічна карта дочетвертинних утворень / Б. В. Мацьків. Київ: УкрДГРІ, 2009. 1 лист.
8. Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000, аркуші М–35-XXXI (Надвірна), L–35-I (Вишеу-Де-Сус). Карпатська серія. Геологічна карта дочетвертинних утворень / Б. В. Мацьків, Б. Д. Пукач, О. М. Гнилко. Київ: УкрДГРІ, 2009. 1 лист.
9. *Kovac M., Marton E.* To rotate or not rotate: Palinspastic reconstruction of the Carpatho-Pannonian area during the Miocene // *Slovak Geol. Mag.* 1998. Vol. 4, N 2. P. 169–194.
10. *Гнилко О.* Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Частина 1. Основні елементи Карпатської споруди // *Геодинаміка*. 2011. № 1 (10). С. 47–57.
11. *Nagyvarosy A., Baldi-Beke M.* The Szolnok unit and its probable paleogeographic position // *Tectonophysics*. 1993. Vol. 226. P. 457–470.
12. *Oszczytko N., Oszczytko-Glowec M., Golonka J., Krobicki M.* Position of the Marmarosh Flysch (East-

ern Carpathians) and relation to the Magura Nappe (Western Carpathians) // *Acta Geologica Hungarica*. 2005. Vol. 48 (3). P. 259–282.

13. *Бызова С. Л., Бээр М. А.* Основные особенности тектоники советской части Флишевых Карпат // *Геотектоника*. 1974. № 6. С. 81–96.

14. *Sandulescu M.* Cenozoic tectonic history of the Carpathians // *The Pannonian Basin: a study in basin evolution*. AAPG Memoir / Royden L. H. & Horwath F. 1988. Vol. 45. P. 17–26.

15. *Cioflica G., Nicolae I.* The origin, evolution and tectonic setting of the Alpine ophiolites from the South Apuseni Mountains (Romania) // *Rev. Roum. Geol., Geophys. et Geogr. Geologie*. Bucuresti, 1981. T. 23. P. 19–29.

16. *Savu H., Udrescu C.* A preliminary comparative study of the distribution of trace elements in ophiolites and island arc volcanics from the Mures Zone // *Rev. Roum. Geol., Geophys. et Geogr. Geologie*. București, 1981. T. 25. P. 37–47.

17. The Structure of the East Carpathians (Moldavia — Maramures Area) / *Sandulescu M., Krautner H. G., Balintoni I., Russo-Sandulescu D., Micu M.* // *Guide to Excursion B1 of the XII Congress of Carpatho-Balkan Geologic Association*. Bucharest, 1981. P. 1–21.

18. *Гнилко О. М.* Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Стаття 2. Флішові Карпати — давня акреції на призма // *Геодинаміка*. 2012. № 1. С. 67–78.

19. *Гнилко О. М., Генералова Л. В.* Тектоно-седиментационное развитие Предмармарошской аккреционной призмы Украинских Флишевых Карпат // *Вестн. С.-Петербург. ун-та. Сер. 14*. 2014. Вып. 2. С. 5–23.

20. *Oszczypko N.* Late Jurassic-Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland) // *Geological Quarterly*. 2006. Vol. 50 (1). P. 169–194.

21. *Konečný V., Kováč M., Lexa J., Šefara J.* Neogene evolution of the Carpatho-Pannonian region: an interplay of subduction and back-arc diapiric uprising in the mantle // *Stefan Mueller Special Publication Series*. 2002. N 1. P. 105–123.

22. *Круглов С. С.* Покровы зоны Мармарошских утесов // *Тектоника Украинских Карпат (объяснительная записка к тектонической карте Украинских Карпат масштаба 1:200 000)*. Киев: Наукова думка, 1986. С. 110–114.

23. *Круглов С. С.* О природе Мармарошских утесов Советских Карпат // *Геол. сборник Львов. геол. о-ва*. 1965. № 9. С. 41–54.

24. *Славин В. И., Хаин В. Е., Рудаков С. Г.* О тектонической природе зоны Мармарошских утесов и ее положении в структуре Советских Карпат // *Вестн. МГУ*. 1972. № 2. С. 44–57.

25. *Бызова С. Л.* К тектонике зоны Мармарошских утесов // *Вестн. МГУ*. 1972. № 2. С. 36–44.

26. *Чернов В. Г., Янин Б. Т., Головинова М. А.* и др. Ургонские отложения Советских Карпат. М.: Наука, 1980. 239 с.

27. *Ляшкевич З. М., Медведев А. П., Крупский Ю. З.* и др. Тектоно-магматическая эволюция Карпат. Киев: Наукова думка, 1995. 132 с.

28. *Ступка О. О.* Офіоліти Українських Карпат: геохімія і мінералогія: автореф. дис. ... канд. геол. наук. Львів, 2013. 20 с.

29. *Горбачик Т. Н., Долицкая И. В., Конаевич Л. Ф.* Микропалеонтология: учеб. пособие. М.: Изд-во МГУ, 1996.

30. *Kuhnt W., Kaminski M.* Upper Cretaceous Deep-Water Agglutinated Benthic Foraminiferal Assemblages from the Western Mediterranean and Adjacent Areas // *Cretaceous of the western Tethys. Proceedings 3rd International Cretaceous Symposium / ed. by Wiedmann J.* Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 1989. P. 91–120.

31. *Krobicki M., Golonka J.* Geological history of the Pieniny Klippen Belt and Middle Jurassic black shales as one of the oldest deposits of this region — stratigraphical position and palaeoenvironmental significance // *Geoturystyka*. 2008. N 2(13). P. 3–18.

32. *Krobicki M., Golonka J., Aubrecht R.* Pienini Klippen Belt: general geology and geodynamic evolution // *Geology, geophysics, geothermics and deep structure of the West Carpathians and their basement / eds Golonka J., Lewandowski M.* Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences (Warszawa), monographie. 2003. Vol. M–28 (363). P. 25–33.

33. Stratigraphy and microfacies of the Jurassic and lowermost Cretaceous of the Veliky Kamenets section (Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Western Ukraine) / *Rehakova D., Matyja B. A., Wierzbowski A., Schlogl J., Krobicki M., Barski M.* // *Volumina Jurassica*. 2011. Vol. 9. P. 61–104.

34. *Wierzbowski A., Krobicki M., Matyja B.* The stratigraphy and palaeogeographic position of the Jurassic succession of the Priborzhavske-Perechin Zone in Pieniny Klippen Belt of the Transcarpathian Ukraine // *Volumina Jurassica*. 2012. Vol. 10. P. 25–60.

35. *Grabowski J., Krobicki M., Sobien K.* New palaeomagnetic results from the Polish part of the Pieniny

Klippen Belt, Carpathians — evidence for the palaeogeographic position of the Czorsztyn Ridge in the Mesozoic // *Geological Quarterly*. 2008. Vol. 52. P. 31–44.

36. *Lewandowski M., Krobicki M., Matyja B. A., Wierzbowski A.* Palaeogeographic evolution of the Pieniny Klippen Basin using stratigraphic and palaeomagnetic data from the Veliky Kamenets section (Carpathian, Ukraine) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2005. Vol. 216. P. 53–72.

37. *Misik M.* Evidence of strong Albian tectonic phase and new interpretation of the Pennines Cordillera in the Carpathian Klippen Belt // *Материалы XI Конгресса Карпато-Балканской геологической ассоциации. Тектоника*. Киев: Наукова думка, 1980. С. 147–153.

38. *Balla Z.* Development of the Pannonian basin basement through the Cretaceous — Cenozoic collision: a new synthesis // *Tectonophysics*. 1982. Vol. 88, N 1/2. P. 61–102.

39. Paleogene-early Miocene igneous rocks and geodynamics of the Alpine-Carpathian-Pannonian-Dinaric region: An integrated approach / Kovács I., Csontos L., Szabó Cs., Bali E., Falus Gy., Benedek K., Zajacz Z. // *Geological Society of America Special Paper*. 2007. Vol. 418. P. 93–112.

40. *Ebner F., Vozarova A., Kovacs S.* et al. Devonian-Carboniferous pre-flysch and flysch environments in the Circum Pannonian Region // *Geologica Carpathica*. 2008. Vol. 59, N 2. P. 159–195.

41. *Hnylko O.* Olistostromes in the Miocene salt-bearing folded deposits at the front of the Ukrainian Carpathian orogen // *Geological Quarterly*. 2014. Vol. 58, N 3. P. 381–392.

42. *Oszczypko N., Golonka J., Krobicki M.* et al. Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i Pienińskiego pasa skałkowego / Redakcja: N. Oszczypko, A. Uchman & E. Malata. Kraków: Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, 2006. 199 s.

Статья поступила в редакцию 30 декабря 2014 г.

Контактная информация:

Гнилко Олег Мирославович — кандидат геологических наук, старший научный сотрудник;
gnylko_o@mail.ru; ohnilko@yahoo.com

Гнилко Светлана Ритомировна — инженер, соискатель; s.hnylko@mail.ru

Генералова Лариса Владимировна — кандидат геологических наук, доцент; gen_geo@mail.ru

Hnylko O. M. — Candidate of Geological Sciences, Senior Research; gnylko_o@mail.ru;
ohnilko@yahoo.com

Hnylko S. R. — engineer, post graduate student; s.hnylko@mail.ru

Generalova L. V. — Candidate of Geological Sciences, Associate Professor; gen_geo@mail.ru