

ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.24:551.461.8(477.8)

О. М. Гнилко¹, Л. В. Генералова²**ТЕКТОНО-СЕДИМЕНТАЦИОННОЕ РАЗВИТИЕ ПРЕДМАРМАРОШСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ УКРАИНСКИХ ФЛИШЕВЫХ КАРПАТ**

¹ Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины, Украина, 79060, г. Львов, Научная улица, 3-А

² Львовский национальный университет имени Ивана Франка, Украина, 79602, г. Львов, ул. Сечевых стрельцов, 14

Рассмотрены флишевые отложения Украинских Карпат, развитые северо-восточнее Мармарошского массива (в Предмармарошских тектонических единицах или покровах). Они представлены, главным образом, турбидитами, иногда с «классическими» текстурами Боума, перемежающимися с глинистыми образованиями (геми)пелагического происхождения, а также грейнитами и дебритами — продуктами соответственно зерновых и грязекаменных потоков. Такие характерные особенности как увеличение размера обломочного материала вверх по стратиграфическим разрезам Предмармарошских тектонических единиц; закономерное «омоложение» возраста отложений от внутренних (юго-западных) ко внешним (северо-восточным) единицам; наличие в отложениях более внешних (нижних) покровов обломков (в том числе олистолитов) пород более внутренних (верхних) покровов и другие черты позволили рассмотреть Предмармарошские покровы как древнюю аккреционную призму постепенно «шаг за шагом» конседиментационно наращивающуюся снизу новыми покровными пластинами. Образование и рост Предмармарошской призмы происходили в раннем мелу — олигоцене вследствие сближения Мармарошского массива (часть террейна Тиссия-Дакия) с Евразией, субдукции основания Карпатского флишевого основания под Тиссию-Дакию и скальпирования турбидитных и им подобных осадков с этого основания. Библиогр. 37 назв. Ил. 13.

Ключевые слова: аккреционная призма, турбидиты, текстуры Боума, Украинские Карпаты, флиш, тектонический покров.

TECTONIC-SEDIMENTARY EVOLUTION OF THE FORE-MARMAROSH ACCRETIONARY PRISM OF THE UKRAINIAN FLYSCH CARPATHIANSО. М. Hnylko¹, L. V. Generalova²

¹ Institute of Geology and Geochemistry of combustible minerals of NAS of Ukraine, 3-A, Nauchnaya ul., Lviv, 79060, Ukraine

² Lviv national University named after Ivan Franko, 14, ul. Sechevykh streltsov, Lviv, 79602, Ukraine

The flysch deposits of the Ukrainian Carpathians developed to the north-east of the Marmarosh Massif (within the Fore-Marmarosh tectonic units or nappes) are described. They are represented by predominantly turbidites, somewhere with “classic” textures of the Bouma sequence, interbedded by clay deposits of (hemi)pelagic origin, as well as by grainites and debrites — products of grain- and debris-flows respectively. Such characteristics as the coarsening of debris up the stratigraphic succession of the Fore-Marmarosh tectonic units; regular younging of the deposits of these tectonic units from internal (south-west) to the outside (north-east) units; the presence of the debris (including olistoliths) derived from the more internal (upper) nappes and displaced into more outer (lower) nappes, and other

features suggest to attribute the Fore-Marmarosh nappes to ancient accretionary prism, which gradually “step by step” synsedimentary was built up by new nappes added from the bottom. The formation and growth of the Fore-Marmarosh prism occurred during the Early Cretaceous — Oligocene due to convergence of the the Marmarosh massif (part of Tisza-Dacia Terrane) with Eurasia and subduction of the Carpathian flysch basement under the Tisza-Dacia Terrane and scalping turbidite sediments and other similar deposits from this basement. Refs 37. Figs 13.

Keywords: accretionary prism, turbidites, Bouma textures, Ukrainian Carpathians, flysch, tectonic nappe.

Введение. В последние десятилетия был опубликован ряд работ плито-тектонического направления для украинского сектора Карпат [1–11]. В работах многих геологов флишевые зоны Альпийского пояса рассматривались как древние аккреционные призмы [12–16]. Проводились актуалистические сравнения и Украинских Флишевых Карпат со структурами типа аккреционных призм [2, 11], но системно и детально эта проблема не разрабатывалась.

Начиная с 1960-х годов условия формирования флиша рассматриваются с позиций «турбидитной» концепции, но, в то же время, анализ седиментологических тектурно-структурных особенностей в конкретных разрезах отложений Украинских Карпат, позволяющий выделять турбидиты и другие подобные им типы отложений, в литературе практически отсутствует.

В конце 1990-х — 2010-х годах был выполнен большой объем работ по доизучению, составлению и изданию Карпатской серии листов Государственной геологической карты Украины масштаба 1:200 000, в которых принимал участие один из авторов [17, 18] настоящей статьи. В результате было получено значительное количество новых данных, позволивших уточнить, дополнить и детализировать существующие общегеологические и тектонические построения, а также предложить более детальную модель формирования структуры Украинских Карпат как аккреционной призмы. Главным образом тектонические аспекты этой модели были частично опубликованы в [19–21].

Были описаны также некоторые седиментологические черты турбидитов и других генетических типов карпатского флиша [22]. В настоящей работе мы рассмотрим процессы седиментации флиша и тектонического конседиментационного втягивания этих отложений в структуру древней аккреционной призмы на примере юго-восточной части Украинских Флишевых Карпат.

Геологическая позиция. Карпаты подразделены на Внутренние (Центральные) и Внешние (Флишевые). Главными элементами *Внутренних Карпат* считаются кристаллические массивы, фундамент которых сложен доальпийскими метаморфическими образованиями, а чехол — верхнепалеозойскими и мезозой-кайнозойскими неметаморфизированными отложениями. На территории Украины развиты части двух массивов — Мармарошского, принадлежащего Центральным Восточным Карпатам, и массива Центральных Западных Карпат, погруженного под неогеновые молассы Закарпатья (рис. 1, 2).

Мармарошский массив характеризуется наличием покровов фундамента и чехла, надвинутых в раннем мелу к северо-востоку друг на друга и на Флишевые Карпаты [17, 24]. К северо-востоку Мармарошский массив постепенно сужается и выклинивается. На его продолжении находится зона Мармарошских утесов, образующая Вежанский покров [25]. Облик этого покрова определяет мощная (~ 1000 м)

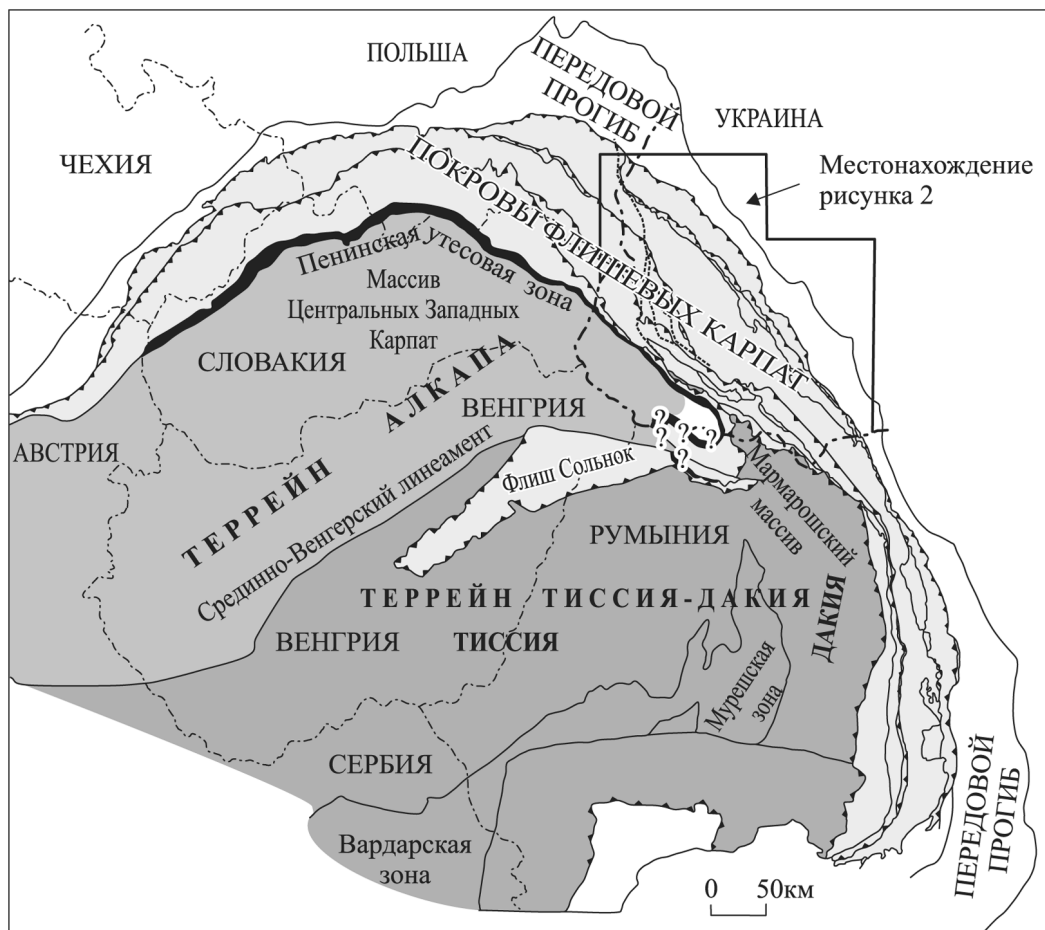


Рис. 1. Тектоническое положение Украинских Карпат. Главные тектонические единицы по [13, 15, 23]

нижнемеловая олистостромовая толща, вмещающая крупные олистолиты пород Мармарошского массива а также юрские (?) базиты и ультрабазиты [25]. Вероятно, Вежанский покров является сорванным со своего седиментационного основания фрагментом чехла Мармарошского массива. С внутренней юго-западной и западной стороны массива развиты Монастырецкий покров (Межутесовый палеогеновый флиш) и Пенинская (Утесовая) зона, вероятно, отделяющие Мармарошский массив и утесы от погруженного массива Центральных Западных Карпат [21] (см. рис. 1, 2).

Интенсивные исследования последних десятилетий [12, 13, 15, 23] позволили выделить во Внутренних Карпатах и донеогеновой основе Паннонско-Трансильванской системы осадочных бассейнов несколько блоков (микроконтинентальных террейнов), разделенных шовными (сутурными) зонами или крупными разломами сдвигового типа. Остов этих блоков сложен доальпийскими, преимущественно метаморфическими образованиями, выходящими на поверхность в виде вышеуказанных кристаллических массивов и погружающимися под неогеновые толщи Паннонско-Трансильванских бассейнов. Выделяют два крупных мегаблока (мегаединицы),

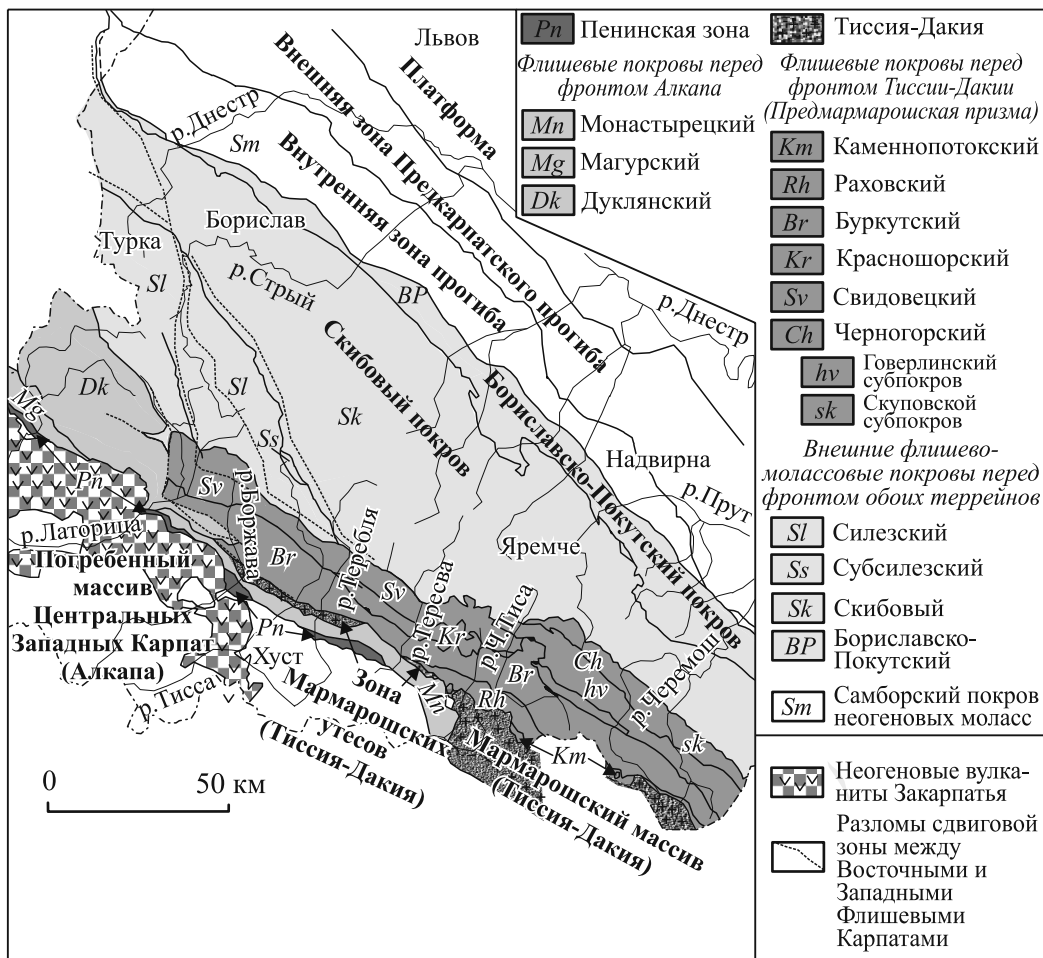


Рис. 2. Главные тектонические единицы Украинских Карпат [20, 21]

которые, в свою очередь, сложены меньшими блоками. Первая мегаединица, выступающая в массиве Центральных Западных Карпат и в Восточных Альпах, имеет название **Алкапа** (сокращение от Альпы—Карпаты—Паннония), а вторая, выходящая на поверхность в Центральных Восточных (Мармарошский массив) и Южных Карпатах, горах Апусени — **Тиссия-Дакия**. Украинские Карпаты находятся в области сочленения этих двух мегаединиц (см. рис. 1).

Внешние (Флишевые) Карпаты сложены полностью сорванным со своей седиментационной основы меловым—раннемиоценовым флишем и, частично, миоценовой молассой. Они формируют крупное аллохтонное тело, имеющее внутреннее покровно-чешуйчатое строение и надвинутое на неогеновые молассы передового прогиба. Во внутренней их части местами сохранены реликты седиментационного основания флишевого бассейна — небольшие тектонические линзы юрских субокеанических базальтоидов и известняков. В стратиграфическом разрезе флиша Украинских Внешних Карпат перерывы и несогласия не обнаружены.

В юго-восточной части Украинских Флишевых Карпат перед фронтом (северо-восточнее) Мармарошского массива развит пакет тектонических покровов, относи-

мых нами к Предмармарошским тектоническим единицам, интерпретируемым как Предмармарошская аккреционная призма. Покровы последовательно надвинуты друг на друга и общим пакетом — к северо-востоку на более внешние Скибовый и Бориславско-Покутский покровы, которые, в свою очередь, надвинуты в сторону Восточно-Европейской платформы на неогеновые молассы Предкарпатского прогиба (см. рис. 2).

Ниже кратко приведены результаты наших седиментологических исследований отложений Предмармарошских тектонических покровов (рис. 2–4), которые ориентировались, в основном, на установление литодинамических типов (в понимании И. О. Мурдмаа [26]) осадочных пород. Во флише Украинских Карпат присут-

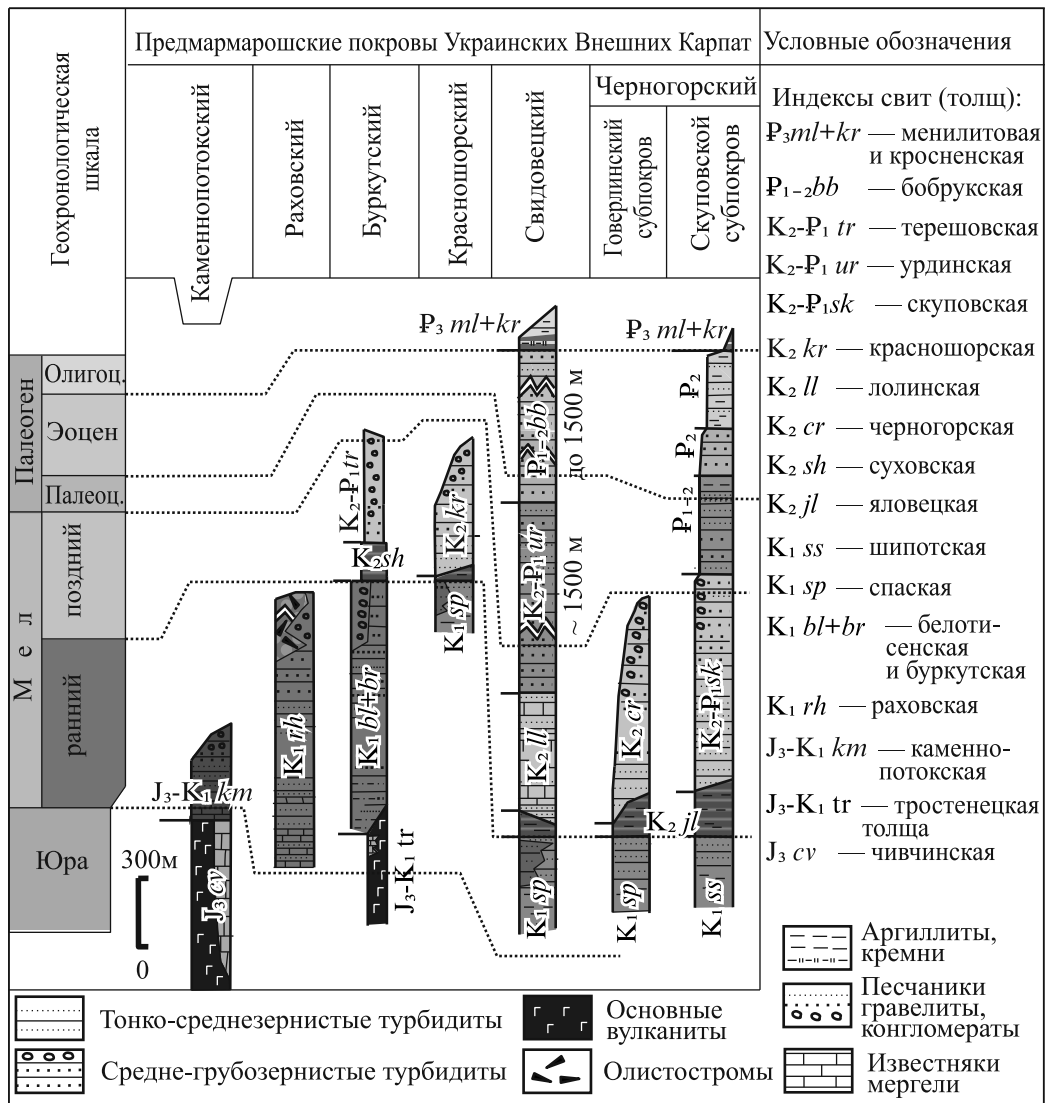


Рис. 3. Стратиграфические колонки отложений Предмармарошских покровов Украинских Карпат. Составил О. М. Гнилко, учтены [17, 27]

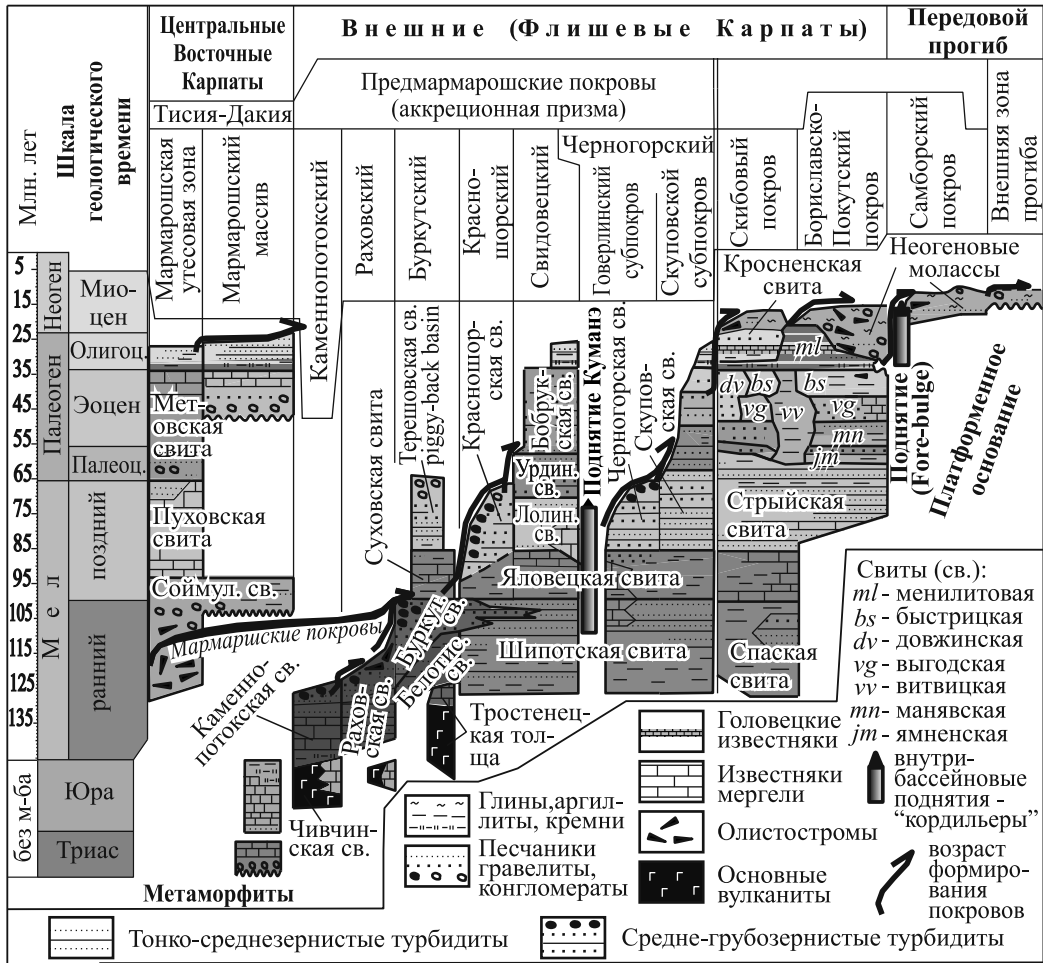


Рис. 4. Литостратиграфическая таблица юго-восточного сектора Украинских Карпат (по [21] с упрощениями и изменениями)

ствуют, главным образом, такие литодинамические типы отложений: *турбидиты* (turbidites), иногда с «классическими» текстурами Боума; *грейниты* — продукты зерновых потоков (grain-flow), сложенные массивными пластами псаммитов; *дебри-ты* — отложения грязекаменных потоков (debris-flow), представленные несортированными бречьями и конгломератами; (*гемипелагиты*) (лат. (hemi)pelagite), осаждаемые при медленной фоновой седиментации типа «частичка за частичкой» и выраженные прослоями тонколаминированных, иногда пестрых (красных и зеленых) аргиллитов [22]. Возраст отложений принимается нами согласно существующим палеонтологическим данным и стратиграфическим построениям [27, 28].

Предмармарошские покровы (аккреционная призма)

Каменнопотокский покров — наиболее внутренний элемент Украинских Внешних Карпат, развит узкой прерывистой полосой, выступающей из-под Мармарошского надвига. Полный и наиболее доступный разрез пород этой единицы расположен по правому притоку р. Тисса ниже г. Рахов — по руч. Каменный Поток. Несколько десятков метров выше автотрассы обнажается нижняя часть разреза — чивчинская свита, прослеживающаяся вверх по течению на 700 м. Это зеленые массивные и миндалекаменные афировые скрытокристаллические и порфиновые базальтоиды, в верхней части переслаивающиеся с туфами и туфобрекчиями. Петрохимическая специализация пород чивчинской свиты позволяет отнести их к нормальным натровым (г. Чивчин и др.) и субщелочным натриевым и калий-натровым породам (Каменный поток и др.), принадлежащим, соответственно, к энсиматическим и энсиалическим образованиям [29]. Выше залегает каменнопотокская свита титона-готерива [27], начинающаяся пачкой (~ 20 м) вулканогенно-осадочных брекчий с обломками серых, иногда розовых пелитоморфных известняков и базальтов. На этой пачке лежат серые слоистые обломочные и пелитоморфные известняки гемипелагического происхождения с линзами туфов, прослоями аргиллитов, алевролитов, песчаников (~ 200 м). Завершает разрез толща (до 400 м) полимиктовых песчаников, гравелитов и конгломератов с обломками кварца, эффузивов основного состава, метаморфических пород Мармарошского массива. Обломочные отложения характеризуются слабо выраженными градационными текстурами и, вероятнее всего, аккумуляровались высокоплотными турбидитными потоками.

Более внешний и структурно нижележащий **Раховский покров** сложен валанжин-барремским (вероятно и аптским) [27] флишем раховской свиты — наиболее древним звеном типично турбидитовых отложений Внешних Карпат. Раховский сильно дислоцированный флиш представлен чередованием преимущественно среднезернистых песчаных турбидитов с текстурами Боума T_{cde} , T_{dcde} , T_{abcde} и гемипелагитов — темных аргиллитов, светлых пелитоморфных известняков. Верхняя часть (~ 400 м) стратиграфического разреза Раховской единицы сложена грубозернистыми (до гравийно-галечных) турбидитами с текстурами типа T_a , T_{ab} , а в Чивчинских горах — олистостромовой толщей (сотни метров) с олистолитами пород Мармарошского массива и базальтов, вероятно, снесенных с уже размывающегося Каменнопотокского покрова (рис. 3, 5).

Отложения нижележащего **Буркутского (Поркулецкого) покрова** в юго-восточной его части (бассейны рек Тисса и Черемош) представлены практически исключительно нижнемеловым мощным баррем-альбским сероцветным тонко-среднеритмичным флишем белотисенской свиты (1000 м) и песчаниками буркутской свиты (1000 м). В соответствии с текстурными признаками флиш белотисенской свиты сложен глинистыми гемипелагическими образованиями (гомогенные и параллельнослоистые текстуры), отложениями придонных течений (косослоистые текстуры) и мелко- и среднезернистыми турбидитами. Буркутские псаммиты имеют либо массивные, либо плохо выраженные текстуры Боума, соответственно они аккумуляровались либо зерновыми, либо мощными, однако слабо структурированными турбидитными потоками. В верхах разреза зафиксированы линзы альбских конгломератов (богданских, броньковских) с обломками пород Мармарошского массива [30],

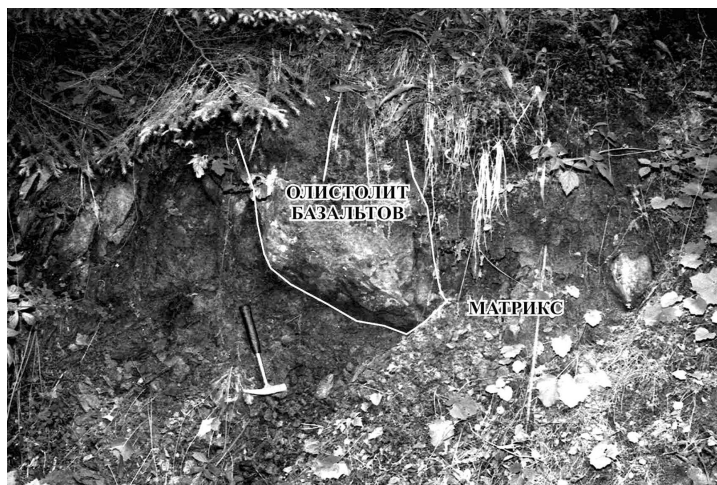


Рис. 5. Небольшой олистолит базальтов Каменнопотокского (?) покрова в нижнемеловой олистостроме раховской свиты Раховского покрова. Чивчинские горы, бассейн Белого Черемоша, левый приток р. Сарата, Черновицкая обл.

а также флиша и базальтов, вероятно снесенных с уже приподнятых Каменнопотокского и Раховского покровов. Конгломераты имеют хаотический облик и, очевидно, являются продуктами грязекаменных потоков.

К образованиям этой единицы относятся также тектонические линзы верхнеюрско-нижнемеловых базальтоидов и известняков тростенецкой толщи, которые распространены вдоль фронтальной части Буркутского покрова. Согласно нашим наблюдениям [31], тростенецкая толща составляет самое нижнее звено стратиграфического разреза Буркутского покрова. Толща (~ 150 м) представлена измененными базальтами (иногда пиллоу-лавами (рис. 6)), диабазами, туфами, туфобрекчиями, известняками, на которых седиментационно залегает флиш белотисенской либо буркутской свит (сохранились только фрагменты седиментационных контактов).

Тростенецкие вулканы принадлежат преимущественно к субщелочной калий-натриевой серии, образованной, вероятно, в энсиалических условиях, хотя отмечаются (г. Петрос) и андезитобазальты натровой серии, указывающие на наличие океанической коры [29].

В северо-западной части Буркутского покрова (междуречье Тересвы—Боржавы) на нижнемеловых образованиях лежит суховская свита (сеноман-коньяк), представленная глинисто-карбонатными, иногда пестроцветными гемипелагитами, мелкозернистыми турбидитами. Она здесь постепенно наращивается терешовской свитой (сенон–палеоцен?), сложенной грубо- и разнозернистыми турбидитами. Отметим, что терешовская свита часто слагает пологие брахиформные синклинали, в отличие от сильно дислоцированных нижнемеловых отложений.

Далее к северо-востоку развит меловой флиш узкого **Красношорского покрова**, характерный разрез которого обнажается по долине р. Малая (Крайняя) Шопурка в междуречье Тиссы—Тересвы. Здесь нижнее звено стратиграфического разреза сложено шипотской свитой (150–200 м, баррем-альб) — существенно кварцевыми



Рис. 6. Пиллоу-лавы основного состава. Тростенецкая толща (верхняя юра — нижний мел). Ручей Тростенец — правый приток Черной Тиссы, с. Квасы, Закарпатская обл.

«стекловатыми» мелко- и среднезернистыми алевро-псаммитовыми турбидитами с классическими текстурами Боума типа T_{abcde} , T_{bcde} , T_{cde} , которые чередуются с темными до черных гемипелагитами (аргиллитами с гомогенными или параллельнослоистыми текстурами). Выше согласно залегают сеноман-туронские красные и зеленые тонкослоистые аргиллиты нижнеяловецкой подсвиты (до 50 м) — литифицированные продукты (геми)пелагической седиментации. Они наращиваются коньякским зеленым тонкоритмичным флишем верхнеяловецкой подсвиты (до 100 м) — тонкозернистыми турбидитами с текстурами типа T_{cde} , которые переслаиваются с глинистыми гемипелагитами. Разрез завершается сенонской красношорской свитой (до 200 м) серых полимиктовых разнозернистых средне- и грубослоистых слюдястых песчаников, иногда гравелитов и конгломератов с необкатанными рассеянными (пудинговая текстура) обломками черных (шипотского типа) и зеленых (яловецкого типа) аргиллитов. Текстуры в породах красношорской свиты массивные или пудинговые, присущие отложениям зерновых и грязекаменных потоков, или характеризующиеся турбидитными элементами Боума типа T_{abc} .

Стратиграфический разрез отложений **Свидовецкого покрова** начинается отложениями шипотской и яловецкой свит, практически аналогичных вышеописанным.

Вышележащие сенонские образования долинской свиты в бассейне Черной Тиссы (мощность до 500 м) относятся к литифицированным продуктам придонных течений (косослоистые алевро-псаммиты), зерновых потоков (массивные псаммиты) и гемипелагической седиментации (темные слоистые мергели и аргиллиты). Маастрихт-палеоценовый песчаный флиш урдинской свиты (1000–1200 м) относится к отложениям придонных течений, грязекаменных (рис. 7), зерновых и турбидитных потоков, содержащих обломки переотложенного флиша. Он в бассейне Тиссы завершает стратиграфический разрез покрова.

В северо-западной части Свидовецкой единицы (бассейны рек Теремли—Латорицы) разрез наращивается мощным (до 1500 м) палеоцен-эоценовым песчанистым



Рис. 7. Отложения грязекаменного потока с включениями переотложенных аргиллитов флиша. Урдинская свита (маастрихт-палеоцен). Свидовецкий покров. Р. Черная Тисса, с. Ясиня, Закарпатская обл.

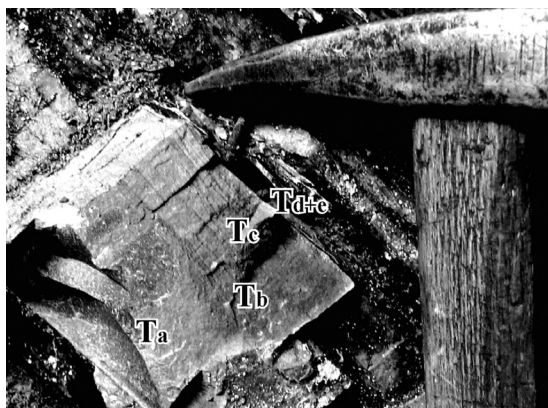


Рис. 8. Турбидитный пласт с полным набором текстурных элементов Боума T_{abcde} . Бобрукская свита (палеоцен-эоцен). Свидовецкий покров. Вблизи водораздела долин р. Теремля и Рика между с. Колочава и Вучково (Закарпатская обл.)

толстослоистым флишем бобрукской свиты, в верхах которой иногда встречаются пестроцветные зеленые и красные аргиллиты. Пластам во флише свойственны как «классические» текстуры Боума типа T_{abcde} (рис. 8), так и массивные пудинговые (с хаотически размещенными включениями гравийно-галечного материала) текстуры. Соответственно, такие пласты относятся либо к отложениям турбидитных потоков, либо к продуктам высокоплотностных турбидитных, зерновых и грязекаменных потоков. Пестроцветные аргиллиты часто характеризуются параллельной тонкой слоистостью и считаются литифицированными осадками медленной (геми)пелагической седиментации [32].

Эоценовые отложения в основном венчают разрез Свидовецкой единицы и только в некоторых ее передовых (нижних) чешуях развиты маломощные (до 100–200 м) олигоценные породы — черные битуминозные аргиллиты и кремни гемипелагического происхождения (менилитовая свита), выше сменяющиеся серым тонко-среднеритмичным флишем — отложениями придонных течений и турбидитных потоков (кросненская свита).

Черногорский покров разделяется на два субпокрова — внутренний *Говерлинский* и внешний *Скуповской* (см. рис. 2). Нижняя часть стратиграфического разреза сложена типовыми вышеописанными отложениями шипотской (рис. 9) и яловецкой свит. Верхняя часть разреза в Говерлинском субпокрове представлена сенонской черногорской свитой (до 1000 м), выраженной преимущественно грубослоистыми песчаными турбидитами и грейнитами, слагающими наивысший в Украинских Карпатах Черногорский хребет. Свита содержит неокатанные обломки размером до 1–4 см серых и черных аргиллитов (шипотской свиты?). Кроме этого, среди обломочного материала в них отмечены класты известняков, доломитов, филлитов, гранитоидов, метаморфических пород, указывающих на размывающееся в это время поднятие на границе Черногорской и Свидовецкой единиц — кордильеру Куманэ [33].



Рис. 9. Среднеритмичный флиш шипотской свиты (нижний мел) с текстурами Боума. Черногорский покров. Руч. Свидовец, Закарпатская обл.

Верхняя часть стратиграфического разреза Скуповского субпокрова хорошо развита в долинах рек Черемоша и Прута и сложена сенонским ритмичным флишем скуповской свиты (до 1000 м) — отложениями зерновых, высокоплотностных и «нормальных» турбидитных потоков, и палеоценово-эоценовым грубым песчаным флишем (до 900–1000 м) — продуктом деятельности зерновых (рис. 10) и высокоплотностных турбидитных потоков. Палеоценово-эоценовый флиш вмещает линзы зеленовато-серых и пестрых глинистых пород гемипелагического происхождения. Он в основном завершает разрез Черногорской единицы. Только в некоторых передовых узких чешуях Скуповского субпокрова в бассейне р. Прут стратиграфический разрез венчается маломощными нижнеолигоценовыми осадками — горизонтом (до 1–2 м) черных битуминозных известковых аргиллитов с прослоями кремней (1–3 см) гемипелагического происхождения (менилитовая свита), выше которых



Рис. 10. Массивные слои песчаников — продукты зерновых и высокоплотностных турбидитных потоков. Палеоцен-эоценовые отложения Черногорского покрова. Р. Лазещина, левый приток Черной Тиссы, Закарпатская обл.

лежат переслаивающиеся серые известковые аргиллиты, алевролиты и песчаники (кросненская свита мощностью до первых десятков метров), относящиеся к продуктам гемипелагической и турбидитной седиментации.

Изучение отложений Предмармарошской части Украинских Карпат позволило наметить некоторые характерные особенности, важные для понимания тектоно-седиментационной эволюции региона. Главные особенности — это увеличение размера обломочного материала вверх по стратиграфическим разрезам вышеопределенных тектонических единиц и закономерное «омоложение» возраста отложений от внутренних (юго-западных) к внешним (северо-восточным) единицам. В верхах

разрезов пород каждого покрова фиксируются грейниты, дебриты и средне-грубо-зернистые турбидиты — вероятно литофации желоба, это: барремские гравелиты и конгломераты в верхах каменнопотокской свиты (Каменнопотокский покров), баррем-аптские гравелиты и олистостромы в верхах раховской свиты (Раховский покров), альбские броньковские и богдановские конгломераты, буркутские псаммиты (Буркутский покров), сенонские песчаники и конгломераты (Красношорский покров), сенонские и палеоцен-эоценовые псаммиты (Свидовецкий покров), сенонские черногорские песчаники (Говерлинский субпокров Черногорского покрова), песчаные палеоцен-эоценовые отложения (Скуповский субпокров Черногорского покрова). Возраст литофаций и время завершения седиментации постепенно и закономерно «омолаживается» от баррема до эоцена в сторону от Мрамарошского массива к структурно более низким и внешним покровам флишевых Карпат. Это явление легко объясняется миграцией желоба и проградацией Предмармарошской аккреционной призмы на северо-запад (рис. 11, 12). Некоторые отклонения от правила

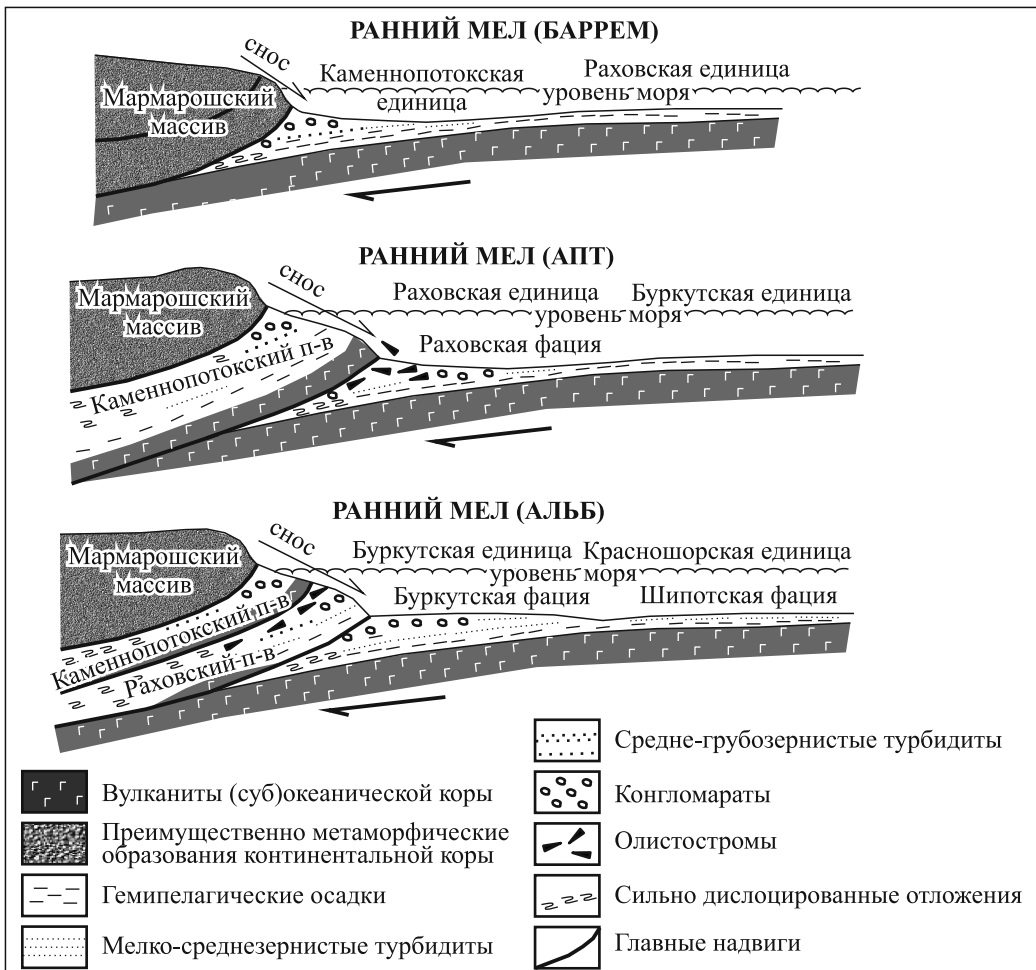


Рис. 11. Схема формирования Предмармарошской аккреционной призмы (ранний мел). Масштаб не выдержан. Составил О. М. Гнилко

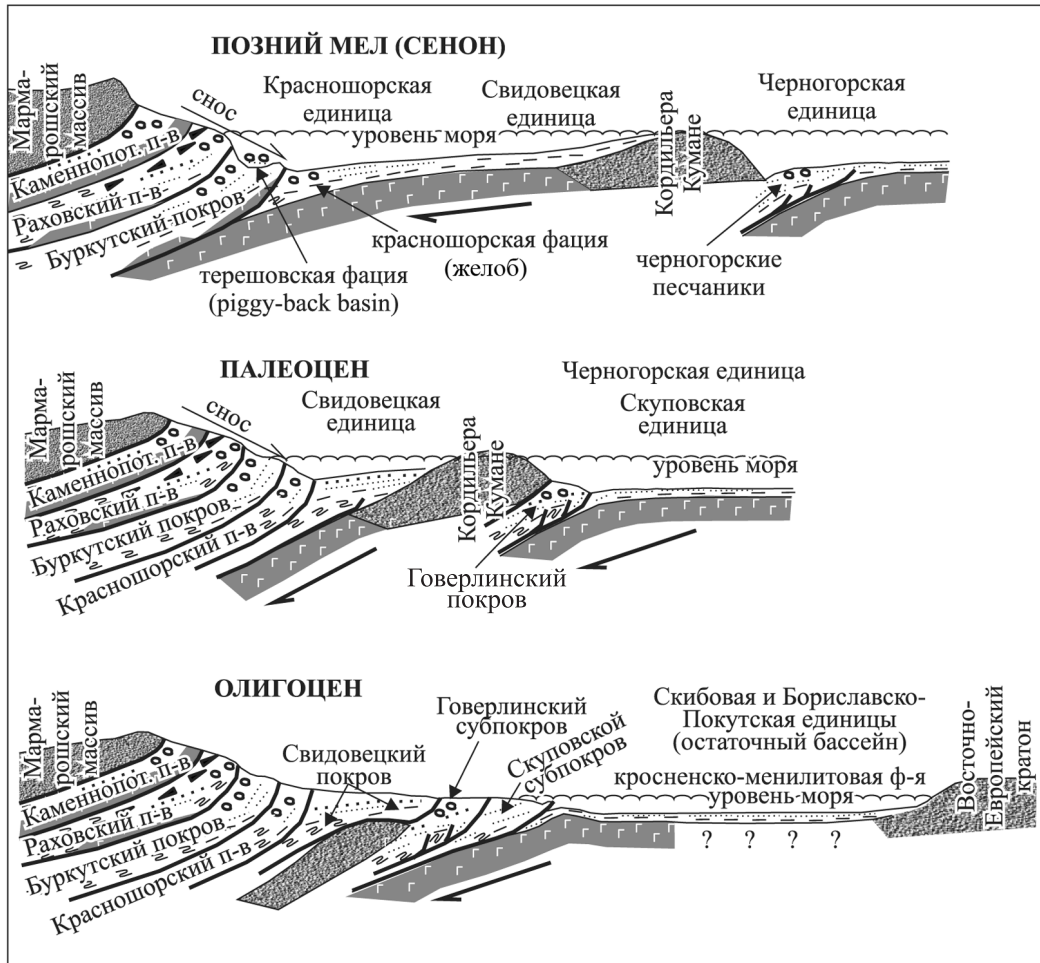


Рис. 12. Схема формирования Предмармарошской аккреционной призмы (поздний мел—олигоцен). Масштаб не выдержан. Условные обозначения см. рис. 11. Составил О. М. Гнилко

объясняются конседиментационным осадконакоплением в бассейнах (piggy-back basins) «на теле» движущихся покровов (например, в Буркутском покрове — конседиментационные пологие синклинали, заполненные сенонским флишем терешовской свиты). Отметим, что во Флишевых Карпатах отмечается дисгармоничная складчатость, т. е. интенсивно смятые более древние отложения выше по стратиграфическому разрезу становятся слабодислоцированными и образуют брахисинклинали (Терешовская, Дусинская, Полонины Ровной и др.), что может свидетельствовать о конседиментационной тектонике, характерной для аккреционных призм. Свидетельством конседиментационного «шаг за шагом» образования и присоединения флишевых покровов к уже размывающемуся сооружению аккреционной призмы является наличие в отложениях более внешних (нижних) покровов обломков (в том числе олистолитов) пород более внутренних (верхних) покровов.

Рост Предмармарошской призмы, вероятно, обуславливался субдукцией юрской (суб)океанической коры под микроконтинентальный терреин Тиссию-Дакию.

Остатки этой коры сейчас представлены базальтами и известняками Каменнопотокского и Буркутского покровов.

Тектоно-седиментационная эволюция. Большая часть метаморфических комплексов, относимых к террейнам Алкапа и Тиссия-Дакия, — это фрагменты континентальной коры, образованной при герцинских и догерцинских тектонических событиях [10, 34, 35]. Эта кора в доальпийское время (конец палеозоя) принадлежала Европе, где уже сформировались герцинские структуры. В триасе—юре от Европейского домена откололись микроконтиненты, разделенные океаническими проливами океана Тетис, существовавшего между Африкой и Евразией. В мелу микроконтиненты, вследствие столкновений между собой и океаническими островными дугами, были тектонически разлинзованы, сильно редуцированы и деструктурированы, приобретя почти современный облик «микроконтинентальных террейнов» [13, 15].

Проведенные исследования [12, 13, 15, 20, 36] указывают, что Карпатский флишевый бассейн индивидуализировался в раннем мелу в крупном дугообразном заливе в северной части Тетиса вследствие сближения микроконтинентальных террейнов Алкапа и Тиссия-Дакия с Евразией. Остаточный бассейн с севера ограничивался пассивной окраиной Евразии, а с юга — активными окраинами микроконтинентальных террейнов. Основанием флишевого бассейна была, вероятно, юрско-неокомская океаническая и субокеаническая кора. В бассейне размещалось несколько поднятий — вытянутых блоков континентальной коры (эти поднятия в литературе [33, 37] так же известны под названием «кордильер»).

Основание Карпатского бассейна постепенно поглощалось в две субдукционные зоны, наклоненные под Алкапа и Тиссию-Дакию, а турбидитовые отложения, откладываясь на этом основании, срывались с седиментационного ложа, трансформировались в тектонические покровы, надвигающиеся на еще недеформированные осадки бассейна. Под давлением новообразованных покровов, эти осадки тоже срывались с седиментационного ложа и процесс повторялся снова и снова. Вследствие этого формировались две аккреционные призмы — соответственно перед фронтом двух перемещающихся к Евразии террейнов.

Непосредственно перед фронтом Тиссии-Дакии (Мармарошского массива) в барреме-апте образовался желоб, заполняющийся гравийно-галечным материалом (верхи разреза Каменнопотокской единицы) (см. рис. 11). При субдукции под флишевой основы, остатки которой сейчас представлены чивчинскими базальтами, осадки трансформировались в Каменнопотокский покров, а желоб мигрировал в более внешнее положение, где в апте накапливались грубозернистые турбидиты и олистостромовые отложения (верхи раховской фации — будущей свиты). Дальнейшая субдукция и срыв осадков раховского суббассейна привели к образованию Раховского покрова и миграции желоба к северо-востоку, где он в альбе заполняется мощными псаммитами и дебритами (буркутская фация, броньковские и богданские конгломераты). Этот же процесс привел к формированию в позднем мелу Буркутского покрова и перемещению желоба еще далее к северо-востоку, где он, вероятно, разместился двумя полосами, разделенными кордильерой Куманэ, которые заполнялись сенонскими мощными турбидитами и грейнитами (красношорская и черногорская свиты). Кордильера маркируется относительно мелководными меловыми фациями и «экзотическим» обломочным материалом (гранитоиды,

метаморфические породы) [33]. Она могла представлять собой небольшой приподнятый блок континентальной коры, размывающийся и поставляющий этот «экзотический» материал. Лолинская мергелистая литофация могла отлагаться на склонах этой кордильеры, позже тектонически перекрытой надвигающейся призмой (см. рис. 12).

На рубеже мела—палеогена к аккреционной призме присоединились Красношорский покров и Говерлинский субпокров, перед фронтом которых в палеоцене—эоцене накапливались мощные песчаные турбидиты Свидовецкой единицы и Скуповской субъединицы. Два последних тектонических элемента постепенно были выведены из области седиментации и присоединились к призме на рубеже эоцена—олигоцена и в начале олигоцена. Сформированная таким образом Предмармарошская призма надвигалась в олигоцене на остаточный менилитово-кросненский бассейн Силезской, Скибовой и Бориславско-Покутской единиц. Последние, в свою очередь, в миоцене трансформировались в покровы и надвинулись на молассы передового прогиба, а Предмармарошские единицы стали частью общекарпатской аккреционной призмы. Считается [12, 13, 20, 36], что рост Карпатской призмы и ее

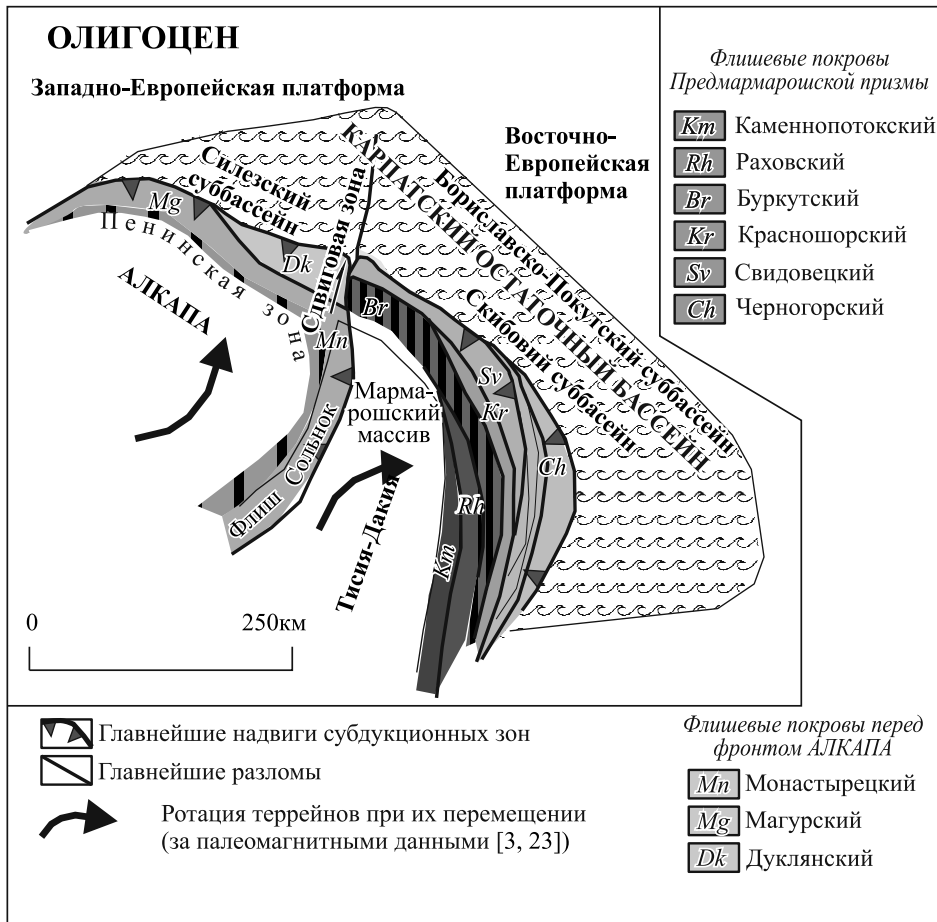


Рис. 13. Палинспастическая схема Карпатского сектора Тетиса (олигоцен). Составил О. М. Гнилко с использованием работ [12, 13, 15, 19, 36, 37]

трансформация в ороген происходили при вдавлении Тиссии-Дакии (как и Алкапы) в дугообразный Карпатский залив (рис. 13), этот процесс наиболее активно происходил в миоцене и сопровождался надсубдукционным магматизмом, сформировавшим Выгорлат-Гутинскую вулканическую гряду.

Выводы

1. Флишевые отложения Украинских Карпат, развитые северо-восточнее Мармарошского массива (в Предмармарошских тектонических единицах), представлены, главным образом, турбидитами, иногда с «классическими» текстурами Боума, переслаивающимися с глинистыми образованиями (геми)пелагического происхождения, а также грейнитами и дебритами — продуктами соответственно зерновых и грязекаменных потоков.

2. Такие особенности Предмармарошских тектонических единиц (покровов), как увеличение размера обломочного материала и уменьшение степени деформированности пород вверх по стратиграфическим разрезам этих единиц; закономерное «омоложение» возраста отложений от внутренних (юго-западных) ко внешним (северо-восточным) единицам; наличие в отложениях более внешних (нижних) покровов обломков (в т. ч. олистолитов) пород более внутренних (верхних) покровов дают возможность рассматривать их как древнюю аккреционную призму, постепенно, шаг за шагом, конседиментационно наращивавшуюся снизу новыми покровными пластинами.

3. Анализ собственных данных и литературных источников показывает, что образование и рост Предмармарошской призмы происходили в раннем мелу — олигоцене вследствие сближения Мармарошского массива (часть микроконтинентального террейна Тиссия-Дакия) с Евразией, субдукции основания Карпатского флишевого бассейна под Тиссию-Дакию и скальпирования турбидитных и им подобных осадков с этого основания, остатки которого сейчас представлены небольшими тектоническими линзами энсиалических и энсиматических базальтоидов, а также, возможно, «экзотическими» обломками метаморфических пород и гранитоидов — свидетелей былых так же субдуцированных поднятий (сложенных континентальной корой) во флишевом бассейне.

Литература

1. Габинет М.П., Кульчицкий Я.О., Матковский О.И., Ясинская А.А. Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат. Киев: Вища школа, 1977. Ч. 2. 220 с.
2. Астахов К.П. Альпийская геодинамика Украинских Карпат: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Моск. гос. ун-т. 1989. 22 с.
3. Баженов М.Л., Буртман В.С. Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты—Кавказ—Памир. М.: Наука, 1990. 167 с.
4. Безр М.А. Карпаты и Динариды в мезозое // Геотектоника. 1983. № 2. С. 58–70.
5. Данилович Л.Г. О положении зон субдукции в Украинских Карпатах // Геология и геохимия горючих ископаемых. 1976. № 47. С. 53–58.
6. Доленко Г.Н., Бойчевская А.Т., Данилович Л.Г. и др. Глубинное строение, развитие и нефтегазоносность Украинских Карпат. Киев: Наукова думка, 1980. 148 с.
7. Крупський Ю.З. Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України. Київ, 2001. 144 с.
8. Ломизе М.Г. Позднеюрский вулканизм Восточных Карпат // Вестн. МГУ. 1968. № 6. С. 42–58.

9. Медведєв А. П., Варичев В. С. Пра-Карпати (конструкція і деструкція). Львів, 2000. 115 с.
10. Павлюк М. І., Медведєв А. П. Панкардія: проблеми еволюції. Львів, 2004. 94 с.
11. Паталаха Е., Трофименко Г., Евдошук Н. Краевые прогибы как продукт континентальной субдукции (идентификация крупномасштабных и малых краевых прогибов) // Геолог України. 2004. № 2. С. 25–32.
12. 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.
13. Csontos L., Vörös A. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2004. № 210. P. 1–56.
14. Konečný V., Kováč M., Lexa J., Šefara J. Neogene evolution of the Carpatho-Pannonian region: an interplay of subduction and back-arc diapiric uprise in the mantle // Stefan Mueller Special Publication Series. 2002. N 1. P. 105–123.
15. Schmid S., Bernoulli D., Fugenschuh B., Matenco L. et al. The Alpine-Carpathian-Dinaric orogenic system: correlation and evolution of tectonic units // Swiss J. Geosci. 2008. N 101. P. 139–183.
16. Хаин В. Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
17. Мацьків Б. В., Пукач Б. Д., Воробканич В. М. і ін. Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000, аркуші М-34-XXXVI (Хуст), L-34-VI (Бая-Маре), М-35-XXXI (Надвірна), L-35-I (Вишеу-Де-Сус). Карпатська серія. Пояснювальна записка. Київ, 2009. 188 с.
18. Мацьків Б. В., Пукач Б. Д., Гнилко О. М. 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. Київ, 2009. 1 лист.
19. Gnylko O. Cretaceous evolution of the Fore-Marmarosh Flysch basins (Ukrainian Carpathians) // Geologica Carpathica. 1999. Vol. 50. P. 26–27.
20. Гнилко О. Терейновий аналіз та геологічна еволюція Карпат // Вісник Львівського державного університету. Серія «Геологія». 2011. Вип. 25. С. 174–188.
21. Гнилко О. М. Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Стаття 2. Флішові Карпати — давня акреційна призма // Геодинаміка. 2012. № 1 (12). С. 67–78.
22. Гнилко О. М. Про седиментаційні процеси формування флішевих відкладів Українських Карпат // 36. наук. праць Ін-ту геологічних наук НАН України. Київ, 2010. Вип. 3. С. 32–37.
23. Kovacs 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.
24. Sandulescu M. Cenozoic tectonic history of the Carpathians // The Pannonian Basin: a study in basin evolution. AAPG Memoir / eds Royden L. H., Horwath F. 1988. Vol. 45. P. 17–26.
25. Круглов С. С., Смирнов С. Е., Спитковская С. М. и др. Геодинамика Карпат. Киев: Наукова думка, 1985. 136 с.
26. Мурдмаа И. О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 303 с.
27. Вялов О. С., Гавура С. П., Даныш В. В. и др. Стратотипы меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат. Киев: Наукова думка, 1988. 204 с.
28. Андреева-Григоревич А. С., Вялов О. С., Гавура С. П. и др. Объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме палеогеновых отложений Украинских Карпат. Киев, 1984. 50 с. (Препринт АН УССР, Ин-т. геол. наук; № 84–19).
29. Ляшкевич З. М., Медведєв А. П., Крупский Ю. З. и др. Тектоно-магматическая эволюция Карпат. Киев: Наукова думка, 1995. 132 с.
30. Лінецька Л. В. Про склад та джерела зносу бронцівських та богданських конгломератів (південний схил Радянських Карпат) // Доп. АН УРСР. 1974. № 4. С. 314–316.
31. Гнилко О. М., Ващенко В. О. Тростянецькі базальтоїди в структурі Східних флішових Карпат // Геологія і геохімія горючих копалин. 2004. № 1. С. 71–78.
32. Гнилко О., Гнилко С. Стратиграфія палеоценово-еоценового флішу Свидовецького покриву Українських Карпат // Геологічний журнал. 2012. № 3. С. 59–67.
33. Вялов О. С., Гавура С. П., Даныш В. В. и др. История геологического развития Украинских Карпат. Киев: Наукова думка, 1981. 180 с.
34. 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, № 2. P. 159–195.
35. Munteanu M., Tatu M. The East-Carpathian Crystalline-Mesozoic Zone (Romania): Paleozoic Amalgamation of Gondwana- and East European Craton-derived Terranes // Gondwana Research. 2003. Vol. 6, N 2. P. 185–196.
36. Burchfiel B. C. Eastern European Alpine System and the Carpathian orocline as an example of collision tectonics // Tectonophysics. 1980. Vol. 63, N 1/4. P. 31–61.

37. *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.

Статья поступила в редакцию 24 декабря 2013 г.

Контактная информация

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

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

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

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