

Тектонофизический и палинспастический разрез Украинских Карпат вдоль геотраверса DOBRE-3 (PANCAKE)

© О.Б. Гинтов¹, И.Н. Бубняк², Ю.М. Вихоть², А.В. Муровская¹,
М.В. Накапелюх¹, В.Е. Шлапинский³, 2014

¹Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

²Львовский национальный университет им. И. Франко, Львов, Украина

³Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины, Львов, Украина

Поступила 24 июня 2013 г.

Представлено членом редколлегии В.И. Старостенко

Обговорено результати тектонофізичного вивчення та палінспастичної реконструкції альпійського орогену української частини Східних Карпат, виконаних уздовж міжнародного профілю ГСЗ PANCAKE, який перетинає південно-західну частину Східноєвропейського кратону, Східні Карпати і Паннонський басейн. Показано, що сили стиснення південно-західного—північно-східного напрямку, які привели до формування Українських Карпат і які пов'язані з відповідними регіональними палеонапруженнями, почали діяти не пізніше пізньої крейди. Вони супроводжувалися правими і лівими зсувами того самого напрямку, зумовленими різною швидкістю просування частин покривів і скиб на північний схід. Згідно з реконструкцією збалансованого розрізу Українських Карпат, первинна ширина басейну осадонагромадження становила не менше 460 км, тобто скорочення 340 км, обсяг денудації орогену 48,1 %. Пенінський кліповий пояс належить до Пенінського покриву, який сформувався з відкладів єдиного Пенінсько-Мармароського басейну як частини карпатського басейну осадонагромадження.

Ключові слова: тектонофізика, палеонапруження, палінспастика, геодинаміка, орогенез.

Введение. В 2008—2011 гг. международным коллективом ученых, представляющих Украину, Польшу, Венгрию, Финляндию, Шотландию, Данию, выполнены исследования методом ГСЗ вдоль профиля PANCAKE (третий профиль из серии DOBRE, рис. 1), пересекающего Паннонский бассейн, Украинские Карпаты (УК), Трансеевропейскую шовную зону (ТЕШЗ), прилегающую часть Восточно-Европейского кратона (ВЕК). Результаты проведенной работы, основанные на современных технологиях полевого эксперимента и интерпретации данных, позволили уточнить представления о структуре литосферы региона до глубины 65 км, что дает возможность достичь прогресса в изучении геодинамики альпийского пояса Европы [Starostenko et al., 2013]. На основе полученной сейсмической модели высказаны обоснованные

предположения о тектонических границах между Европейской плитой (ЕП), охватывающей окраину ВЕК и смежные протерозой/палеозойские блоки, Карпатским орогеном и структурами и микроплитой Алькапа.

Многослойное строение Украинских Карпат, осложняемое покровным характером альпийского структурного этажа и, судя по данным скоростной модели, нижележащих структурных этажей мезозоя—палеозоя, является одной из главных причин многовариантности тектонического районирования и геодинамических моделей региона, обсуждаемых, например, в работе [Тектонічна ..., 2007]. Все это требует рассмотрения дискуссионных вопросов по наиболее детально изученному геолого-геофизическими методами альпийскому орогену и анализа истории формирования каждого структур-

ного этажа отдельно. Опыт применения тектонофизических методов и современных палинспастических реконструкций при изучении Скибового покрова и Передового прогиба УК [Гинтов и др., 2011, 2013; Вихоть та ін., 2011; Бубняк, Вихоть, 2012; Накапелюх, Бубняк, 2013 и др.] позволит в настоящей статье осветить некоторые важные вопросы альпийской геодинамики этого региона с учетом новых объективных данных.

В 2013 г. вдоль профиля PANCAKE в 44 пунктах были выполнены тектонофизические исследования, охватившие Карпатский ороген между Стрыем и Мукачево. Наблюдения велись по рр. Стрый, Опор, Латорица, а также в обнажениях и карьерах вдоль шоссе Киев — Чоп. Изучены элементы залегания крыльев 42 складок, 1512 тектонических трещин и 313 зеркал скольжения, многочисленная планетарная трещиноватость, характер контактов, жильных образований и др. Интерпретация тектонофизических данных выполнялась структурно-парагенетическим и кинематическим методами, подробно описанными в работах [Гинтов, 2005; Гинтов и др., 2011; Бубняк, Вихоть, 2012; Муровская, 2012; Вихоть, 2012 и др.], поэтому методические вопросы в статье не рассматриваются. Для более полного освещения тектонофизического разреза в его северо-восточной части использованы материалы изучения Скибового и Бориславско-Покутского покровов, выполненного авторами в 2011—2012 гг.

В качестве геологической основы в работе использованы современная Геологическая карта Украинских Карпат [Геологічна ..., 2007], а также геологический разрез, пересекающий Карпатский ороген в непосредственной близости от профиля PANCAKE и маршрута тектонофизических наблюдений (рис. 2). Карта [Геологічна ..., 2007] составлена коллективом ЗАО "Концерн Надра" по материалам многолетних картировочных работ, в том числе геофизических данных, а также в результате пересмотра многих спорных вопросов строения и развития региона [Шлапінський, 2012]. Пункты тектонофизических наблюдений совмещены на рис. 2, 4 и 6 с геологическим и геофизическим разрезами.

Для воссоздания кинематической истории Внешних Карпат в настоящей работе построен сбалансированный палинспастический разрез вдоль карпатской части профиля PANCAKE. Он позволил уточнить представление не только о связи геологических, тектонофизических и сейсмических данных, но и о масштабах перемещения карпатских флишевых покровов, а

также микроплит Алькапа и Тиссия-Дакия. В реконструкции были использованы новейшие принципы и методики [Roure et al., 1993; Gagala et al., 2012], заслуживающие более детального рассмотрения, которому будет посвящена отдельная статья.

1. Геологическое строение альпийского структурного этажа УК и скоростной разрез земной коры в районе исследований. Альпийский структурный этаж Внешних УК сложен породами раннемелового—раннемиоценового возраста. Его картирование и построение геологических разрезов выполняется на основе объединения пород в свиты как главные стратиграфические единицы. За период изучения Карпат таких выделено около 300 свит, что сильно затрудняет корреляцию геологических разрезов.

В настоящей статье использована одна из последних стратиграфических схем УК, по [Геологічна ..., 2007]. В табл. 1 приведен сокращенный вариант этой схемы, относящийся к покровам и свитам, развитым в пределах района исследований.

На геологическом разрезе (см. рис. 2) четко прослеживается чешуйчатый, т. е. надвиговый, стиль тектоники. Структурами первого порядка в Карпатах являются крупные пластины-покровы, характеризующиеся значительными горизонтальными перемещениями (до 100 км) вкрест простирания карпатской дуги.

Структуры следующего порядка — чешуи — образуются в пределах покровов и имеют амплитуду перемещения первые десятки километров. В УК они получили название "скибы". Геометрия скиб определяется механическими свойствами флишевой толщи (рис. 3), а именно наличием компетентных и некомпетентных горизонтов. Характерно, что плоскости сместителей имеют форму flat-ramp-flat, при которой крутое падение сместителя наблюдается внутри компетентных и некомпетентных толщ, а пологое — между ними, вдоль напластования. Такая форма поверхности сместителя проявляется во всех масштабах, вплоть до обнажения (рис. 3, д).

Типичной особенностью строения Флишевых Карпат является развитие более древних осадочных комплексов (меловых, раннепалеогеновых) во фронтальных частях скиб, а более молодых (позднепалеогеновых, неогеновых) — в тыльных. Это связано с достаточно крутым выходом на поверхность скиб (см. рис. 2) и глубоким эрозионным срезом их фронтальных частей.

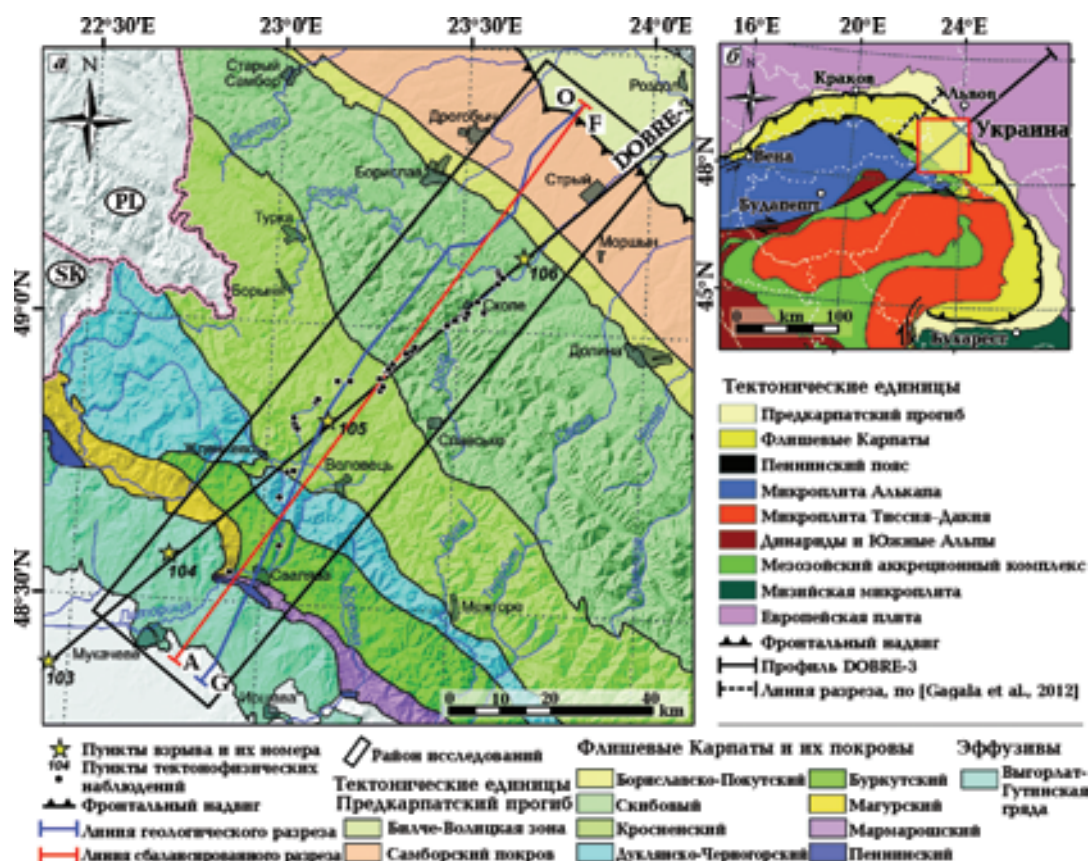


Рис. 1. Обзорная карта района исследований.

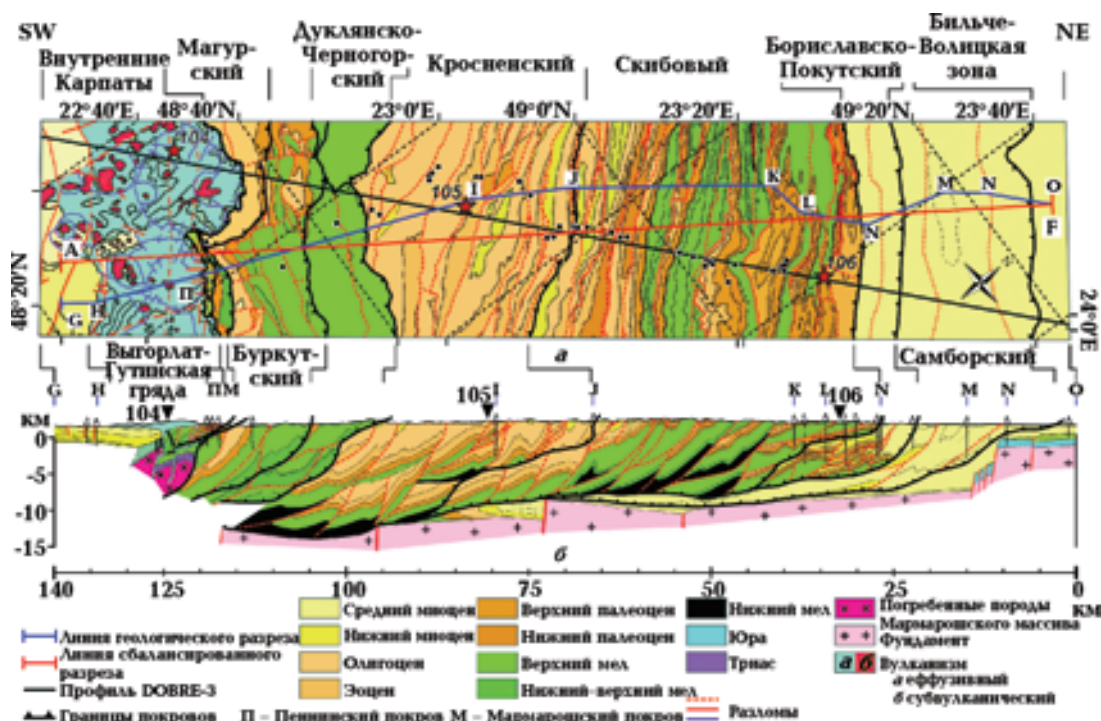


Рис. 2. Геологическая карта района исследований (а) и геологический разрез (б) вдоль линии G—O, по [Геологічна ..., 2007].

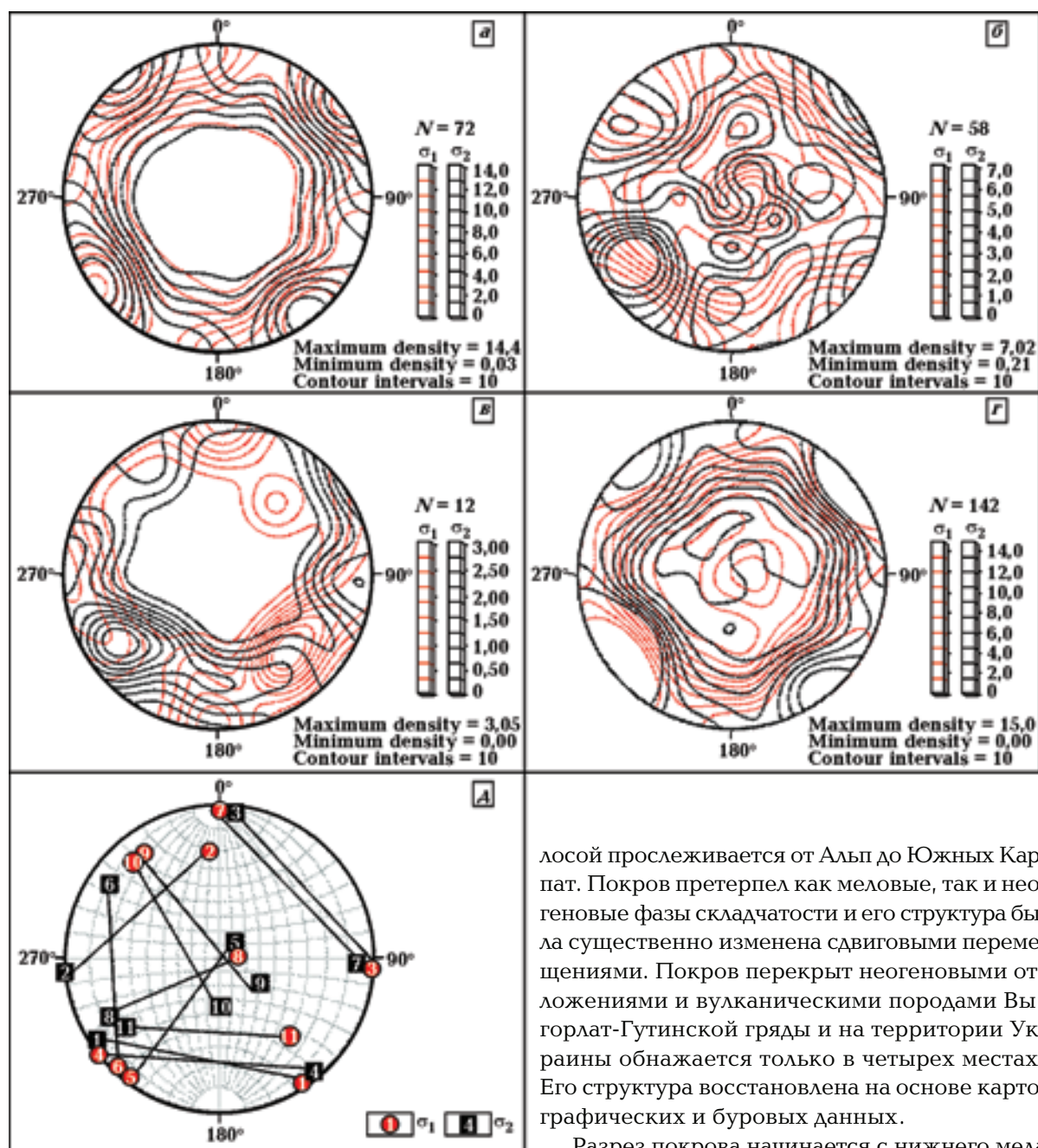


Рис. 7. Стереогаммы изолиний концентрации осей сжатия (σ_1) и растяжения (σ_2), построенные с помощью программы Stereo 32. Цифры в квадратах и кружках на рис. 7, д соответствуют номерам полей в табл. 3. Остальные пояснения в тексте.

Структуры самого высокого порядка (в пределах обнажения) — складки и трещины размерами десятки метров.

Ниже дано краткое описание покровов УК вдоль пересечения Мукачево—Орява—Бильче.

Пеннинский покров — зона, разделяющая Внутренние и Внешние Карпаты. Он узкой по-

лосой прослеживается от Альп до Южных Карпат. Покров претерпел как меловые, так и неогеновые фазы складчатости и его структура была существенно изменена сдвиговыми перемещениями. Покров перекрыт неогеновыми отложениями и вулканическими породами Выгорлат-Гутинской гряды и на территории Украины обнажается только в четырех местах. Его структура восстановлена на основе картографических и буровых данных.

Разрез покрова начинается с нижнего мела — тисальской свиты (альб—сеноман), сложенной чередованием глин, известковистых аргиллитов с подчиненными прослоями мергелей и известняков. Литология вышележащей пуховской свиты (турон—маастрихт) отличается мало: это глины с пропластками песчаников, алевролитов, известняков и мергелей. Присутствуют мощные пласты и пачки песчаников, иногда пачки флишоидного чередования. Контакт между этими свитами геологи-съемщики не обнаруживают и рассматривают их как нерасчлененную меловую толщу, в которой преобладают верхнемеловые породы, так как альб-

сеноманские отложения часто выпадают из разреза.

Характерной особенностью Пеннинского покрова являются “утесы” триасовых и юрских (титон-неокомских) известняков, залегающих в виде безкорневых глыб среди красных пуховских мергелей. Современные геологи-съемщики, вслед за В. В. Глушко и С. С. Кругловым, рассматривают меловой разрез Пеннинского покрова как олистострому, а известняковые глыбы — как олистолиты [Деталізація ..., 2001]. Их источник — триасово-юрско-неокомовые отложения океанического бассейна, сброшенные в меловой Пуховский бассейн в верхнем мелу (пока только предполагаемый). Он будет обсужден в дальнейшем. В работах [Lewandowski et

al., 2005; Oszczyrko et al., 2012] приведены данные по Каменецкому олистолиту известняков (байос—берриас), выходящему на поверхность в бассейне р. Тересва (район с. Новоселовка), которые указывают на присутствие в нем пелагического материала.

Палеогеновые (эоценовые) отложения покрова (песчаники и гравелиты, флиш вульховичской свиты, базальные конгломераты) со стратиграфическим и угловым несогласием залегают на эродированной поверхности пуховской свиты. Грубообломочный материал в виде прослоев гравелитов и конгломератов характерен также для разреза олигоцена этого покрова.

Мармарошский покров. Самым нижним звеном покрова является соймульская свита альб-

Т а б л и ц а 1. Стратиграфическая схема флишевых и молассовых отложений, развитых в районе исследований, по [Геологічна ..., 2007]

Мли лет	Период	Отдел	Предкарпатский прогиб		Флишевые Карпаты (покровы)								
			Бильче-Волицкая зона	Самборский покров	Бориславо-Покутский	Скибовый	Кросненский	Дукляно-Черногорский	Буркутский	Мармарошский	Пеннинский		
10	Неоген	Миоцен	Богородчанская 250 м										
23,3			Балицкая 620 м										
			Стебницкая 560 м										
			Воротищенская 350 м										
			Поляницкая 900 м										
33,9	Палеоген	Олигоцен		Менли-то-вая 240 м	Верховин-ская 1800 м	Головецкая 800 м		Дусинская 1640 м	Р ₃ 150-200 м				
56		Эоцен								Р ₁₋₂ (нерасчлененный) 550 м	Р ₂ ³ 370 м	Вульхович-ская 300 м	
66													Палеоцен
100		Мел								Верхний	Стрыйская 3000 м		
145	Нижний			Головинни-ская 250 м	Яловецкая 170 м	Белотис-сенская 1500 м	Соймуль-ская 500 м	Тисальская 450 м					
				Спасская 1500 м	Шипотская 1600 м								

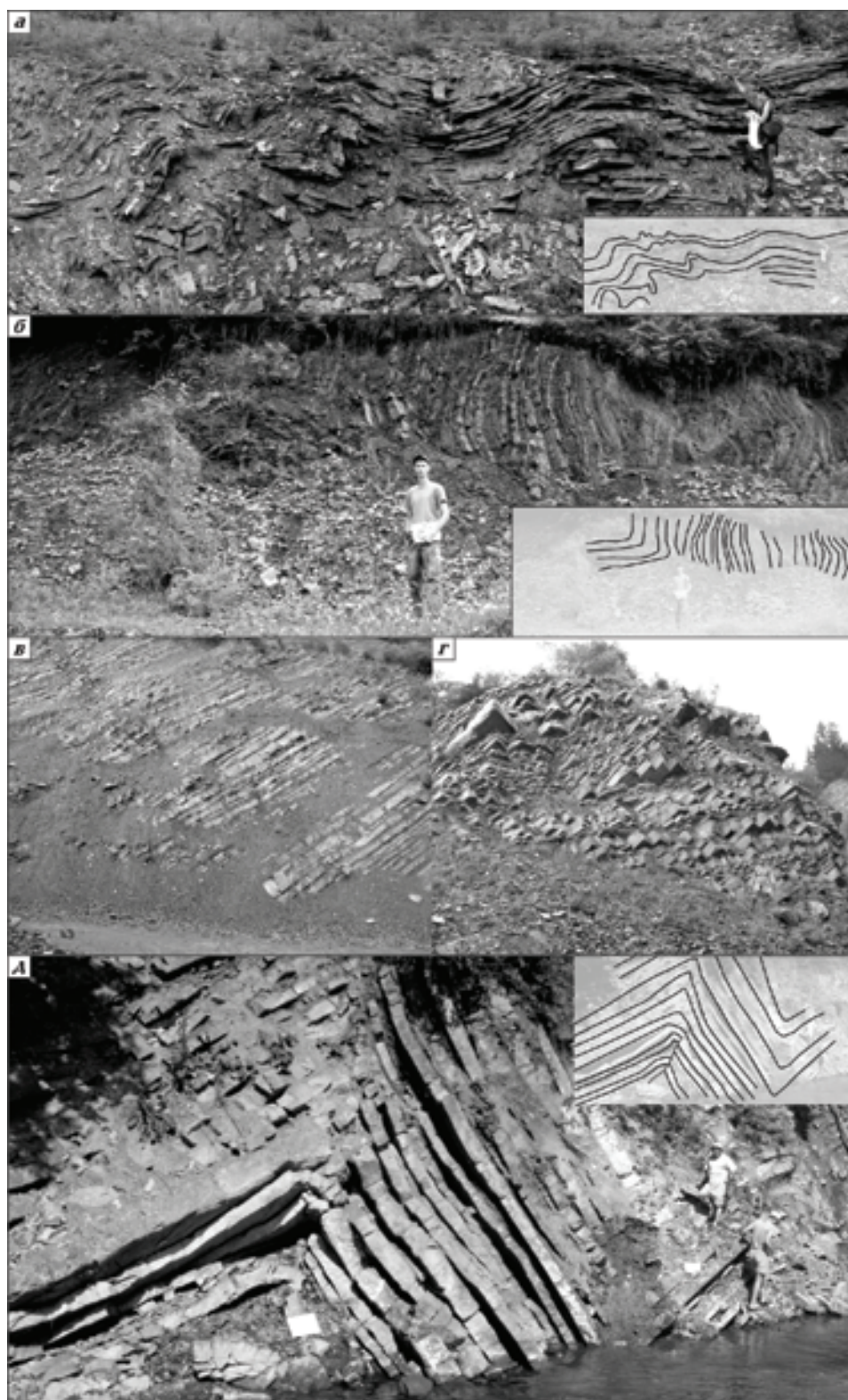


Рис. 3 Деформации пород флишевой толщи УК вдоль профиля PANCAKE: а, б — деформации тонкослойной песчано-глинистой толщи (с преобладанием глинистой составляющей) в верховинской свите. Кросненский покров, точки наблюдений 12, 16; в, г — моноклинальное залегание эоценовых песчаников. Скибовый покров. Точки наблюдений 30, 31; д — шевронные подобные складки, нарушенные в замках разрывами. Скибовый покров, стрыйская свита.

сеноманского возраста. Среди формирующих ее терригенных осадков нередко наблюдаются, как и в Пеннинском покрове, "утесы" известняков и экзотических пород. Пуховская свита верхнего мела стратиграфически нормально без следов перерыва залегает на породах соймульской свиты. Палеоцен-эоценовые отложения, представленные терригенной метовской свитой, начинаются с базального горизонта конгломератов и песчаников с обломками пород маастрихтского возраста. Дусинская свита, завершающая разрез, представлена черными аргиллитами и мергелями с прослоями алевролитов, песчаников и кремней.

Стратиграфия, литологическое и фаціальное наполнение Мармарошского и Пеннинского покровов указывают на формирование их комплексов в бассейне осадконакопления, отличном от тех, которые будут описаны ниже. Состав и мощность толщ свидетельствуют о собственном бассейне, формировавшемся на Мармарошском кристаллическом массиве. Объединение их в общий бассейн произошло в верхнем мелу, когда откладывалась пуховская свита.

Нахождение известняковых "утесов" в соймульской, а не в пуховской свите Мармарошского покрова вызывает вопросы, однако необходимо учитывать, что в возрастном отношении объединенные тисальская и пуховская свиты имеют значительное перекрытие с соймульской, а нахождение их в едином верхнемеловом Пуховском бассейне может свидетельствовать и о единой олистостромовой толще.

Буркутский покров представлен ниже-верхнемеловыми флишевыми отложениями белотиссенской и суховской свит, перекрытыми палеоценовыми (и частично ниже-эоценовыми) песчанистыми отложениями. Этот покров интересен тем, что в конгломератах суховской свиты присутствуют обломки гранитов, амфиболитов, гнейсов и известняков, а среди глинистого и песчанистого матрикса — достаточно крупные тела диабазов, спилитов, туфобрекчий и туфов. Детальными геолого-съёмочными работами установлено, что эти тела являются олистолитами и олистоплаками, включенными в осадочный матрикс в результате сползания с кордильеры, возникшей на границе буркутского и дуклянско-черногорского бассейнов.

Объединение Буркутского и Мармарошского бассейнов произошло уже в олигоцене (см. табл. 1), когда образовалась дусинская свита отложений менилитового типа.

Дуклянско-Черногорский покров. В результате переинтерпретации материалов геологи-

ческих съёмок была обоснована возможность объединения Дуклянского и Черногорского покровов в один — Дуклянско-Черногорский [Глушко и др., 1994], состоящий из шести субпокровов и протягивающийся через все УК. Это нижнемеловой—олигоценый флиш от шипотской до дусинской свит. В тыловой части покрова так же, как и во фронтальной части Буркутского, встречаются, хотя и реже, олистолиты диабазов, сползшие с упомянутой кордильеры.

Вдоль профиля в пределах *Кросненского покрова*, где обнажаются преимущественно эоценовые и олигоцен-миоценовые отложения, во всей толще хорошо выражены складчатые структуры. Это обусловило характерный рельеф на территории развития покрова. Несмотря на то, что это поднятый блок и абсолютные отметки изменяются в пределах 800—1200 м, относительные превышения незначительны, с пологими склонами гор и неглубокими врезами рек.

Исследования, проведенные в Кросненском покрове (или зоне, как считают некоторые авторы), позволили составителям карты выделить в нем скибы по аналогии со Скибовым покровом. В Турковском субпокрове выделены Грозевская, Лимненская, Горганская и Ополецкая скибы, в Битлянском субпокрове — Сможевская, Воловецкая и Ждениевская. В Дуклянско-Черногорском покрове скибы пока не выделены.

Скибовый покров характеризуется специфическим развитием чешуй-скиб, фронтальные части которых выходят на поверхность, в результате чего образуется моноклинальное падение толщ. В пределах покрова выделено восемь скиб: Береговая, Оливская, Сколевская, Парашки, Мальманстанская, Зелемянки, Рожанки, Славская. Вдоль простирания эти скибы могут выклиниваться (например, Мальманстанская). Во фронтальной части покрова, а именно в Береговой и Оливской скибах, характерно отсутствие отложений нижнего мела (спасской свиты), что связано с продвижением флишевого бассейна в северо-восточном направлении при ступенеобразном подъеме фундамента.

Бориславско-Покутский покров характеризуется типичными структурами сдвигания (дуплексами), выявленными и изученными благодаря огромным объемам бурения на нефть и газ. Покров образует единый комплекс с внешнекарпатским орогеном, хотя многими исследователями относится к внутренней зоне Предкарпатского передового прогиба (ПП) за счет наличия в его составе молассовых отложений (см., например, [Тектонічна ..., 2007]). Однако, судя по полученным последним данным (см. ни-

же), Бориславско-Покутский покров является продолжением Скибового покрова и принадлежит к флишевому бассейну осадкопления, в котором молассовые образования стали откладываться позже в результате продвигающегося с юго-запада на северо-восток орогена.

Максимальная первичная мощность флишевых отложений УК наблюдается в Буркутском и Дулянско-Черногорском покровах — до 7,5 км, а в Бориславско-Покутском покрове она уменьшается до 1,23 км.

Самборский покров ПП сложен нижнемиоценовыми отложениями молассового комплекса и тектонически принадлежит к прогибу, хотя был дислоцирован в результате надвигания флишевого комплекса. В пределах покрова отмечается значительная литологическая и фациальная изменчивость, а также усложнение его структуры складчатостью разных масштабов.

Бильче-Волицкая (Внешняя) зона ПП так же, как и Самборский покров, сложена нижнемиоценовыми отложениями, но в отличие от последнего не была дислоцирована, т. е. является структурой *in situ*.

Мощность молассового комплекса в Самборском покрове — 5,6 км, а во Внешней зоне ПП — 6,5 км.

Сравнение объемов денудации и отложений терригенного материала в ПП (см. раздел 3), а также состав маласс свидетельствуют о том, что эрозия флишевых образований во время надвиговых процессов — не единственный источник сноса материала в передовой бассейн. Дополнительным источником сноса с северо-востока являются мощные конгломератовые толщи в молассовых образованиях, имеющие в своем составе одновременно обломки метаморфических и осадочных (карбонатных) пород.

Сопоставление геологического разреза со скоростным разрезом PANCAKE (рис. 4) показывает, что во Флишевых Карпатах до глубины 6 км прослеживаются сейсмические горизонты со скоростью распространения продольных волн 4,35—4,65 км/с, глубже наблюдается переход к скорости 5,45—5,55 км/с, которая, как считается, соответствует мезозой-палеозой-протерозойским комплексам, хорошо изученным в пределах ЕП. В скоростной модели предполагается, что граница между слоями 4,65 и 5,45 км/с (которая находится на глубине 5—6 км) соответствует подошве флишевых отложений. Однако, по данным работ [Геологічна ..., 2007; Gaḡala et al., 2012], глубина погружения карпатского флиша в районе профиля и в 80—

90 км к северо-западу от него доходит до 8—10 км, а в районе ПК 220 профиля PANCAKE (см. рис. 4) — до 14 км за счет сложения на-двинутых друг на друга покровов (рис. 2, 5). Поэтому верхняя часть слоя с $V_p = 5,45 \div 5,55$ км/с также относится к флишевому покрову, который в своей нижней части, по-видимому, характеризуется более высокой скоростью продольных волн, чем предполагалось.

Наиболее сильное расхождение геометрии альпийского структурного этажа по геологическим данным со скоростной моделью Флишевых Карпат по профилю PANCAKE наблюдается на отрезке 200—240 км, где на глубине 4—14 км в области развития покровных комплексов зафиксированы скорости $V_p = 6,17 \div 6,20$ км/с, соответствующие породам консолидированного фундамента. Частично это может быть связано с присутствием на глубине в тыловых частях Мармарошского и Буркутского покровов пород погребенного Мармарошского массива (см. рис. 2), выступавшего в верхнем мелу на поверхность в виде кордильеры. Такое представление высказано, в частности, в работе [Gaḡala et al., 2012] по району, находящемуся в 80—90 км к северо-западу от профиля PANCAKE. Однако высокоскоростная область занимает значительно большую площадь по сравнению с возможными размерами массива и это должно быть объяснено (если, конечно, исключить возможность грубых ошибок в геологической и геофизической моделях).

Причин может быть несколько, причем на разных участках профиля они могут быть разными или накладываться друг на друга: 1) аномальное уплотнение осадков за счет литостатического давления на глубине и отмечаемой во многих скважинах сульфидизации нижних горизонтов флиша, связанной с активной деятельностью флюидов; 2) насыщение нижней части флишевого бассейна многочисленными мелкими (меньшими длинами продольной волны) отторженцами фундамента, участвующими в формировании аккреционной призмы; 3) частичная базификация и гранитизация флишевых комплексов на глубине в виде даек, мелких штоков и силлов основных и ультраосновных пород, жил гранодиоритов. На поверхности и в скважинах такие породы плиоценового возраста встречены вблизи Закарпатского прогиба, но их развитие возможно на глубине и в пределах всей рассматриваемой области повышенных скоростей.

На отрезке профиля 280—350 км тело со скоростью 3,13 км/с соответствует молассе ПП.

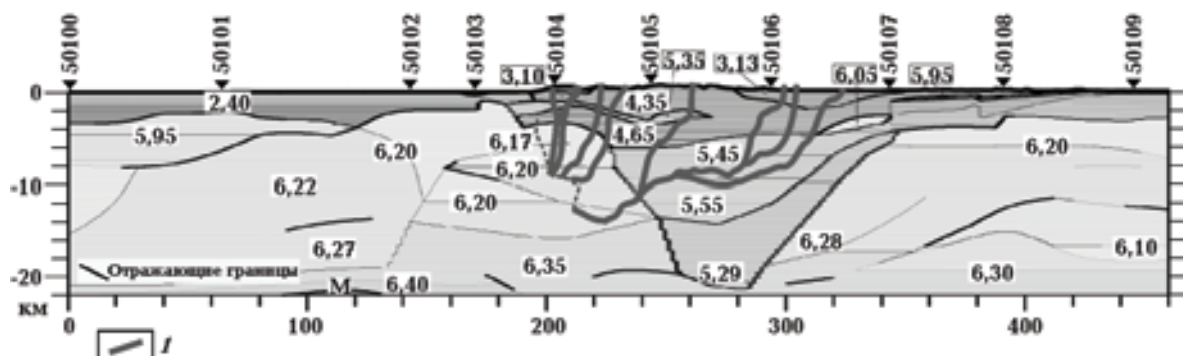


Рис. 4. Сопоставление в одном масштабе скоростного и геологического разрезов УК вдоль профиля PANCAKE: 1 — контуры покровов, показанных на геологическом разрезе (см. рис. 2).

Если учитывать, что Береговая скиба в районе профиля доходит до пикетов 297—300 км, то, следовательно, Скибовый покров надвинут на ПП на 17—20 км.

2. Эволюция палеонапряжений альпийского структурного этажа УК в районе исследований. Маршрут тектонофизических наблюдений пересекает (с северо-востока на юго-запад): Самборский и Бориславско-Покутский покровы; Скибовый покров, в том числе Береговую, Оливскую, Сколевскую, Парашки, Мальманстанскую, Зелемянки, Рожанки и Славскую скибы; Кросненский покров, в том числе Турковский и Битлянский субпокровы; Дукляно-Черногорский и Буркутский покровы. На рис. 6 над схематизированным геологическим разрезом показаны стереограммы палеонапряжений,

полученные в результате интерпретации материалов тектонофизических наблюдений структурно-парагенетическим и кинематическим методами. Палеонапряжения разделены по возрасту: в каждом пункте наблюдений они размещены от более древних к более молодым слева направо и снизу вверх.

Возраст палеонапряжений, как уже описано в вышеприведенных работах авторов и проверено на практике, определялся на основе следующих принципов: наиболее древними являются палеонапряжения, установленные по планетарной нормальносекущей (катетальной) трещиноватости; далее следуют палеонапряжения, определенные по парагенезисам:

- нормальносекущих тектонических трещин;

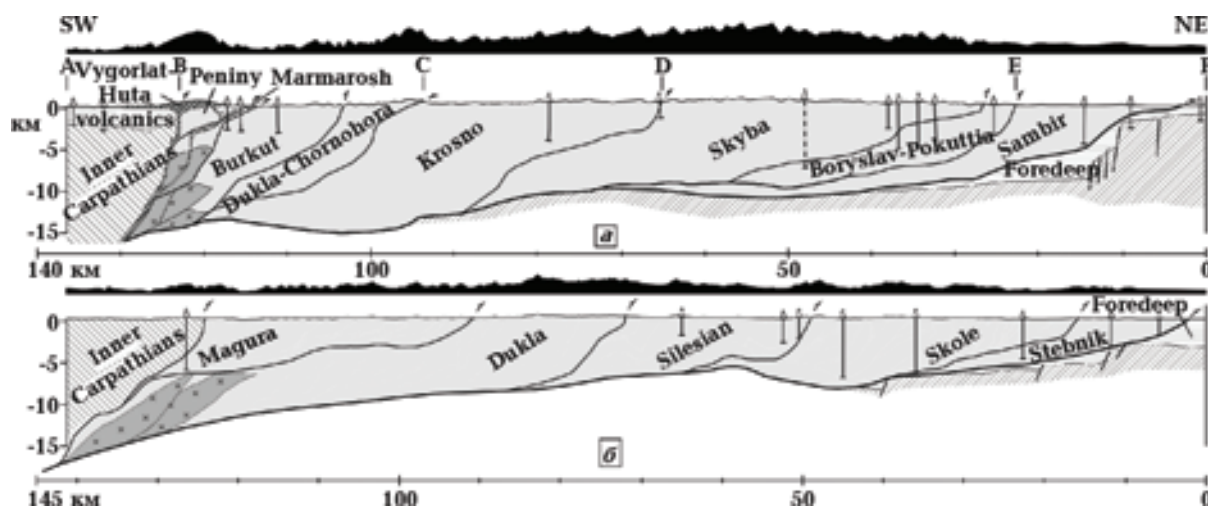


Рис. 5. Сопоставление схематизированных геологических разрезов по профилю PANCAKE (а) и профилю, проходящему через северо-восточные Внешние Карпаты в 80—90 км к северо-западу от него (б), взятому из работы [Gaḡala et al., 2012].

- кососекущих трещин и зеркалам скольжения;
- субвертикальных тектонических трещин.

Распределение палеонапряжений по возрасту внутри названных групп производилось посредством изучения взаимоотношения разрывов между собой и некоторых минералого-петрографических признаков.

На рис. 6, в отличие от вертикального геологического разреза, положение главных осей напряжений показано в горизонтальной плоскости, так как их ориентация в этой плоскости наиболее важна для палеогеодинамического анализа. При сдвиговом деформационном режиме показаны обе главные оси максимального и минимального сжатия (растяже-

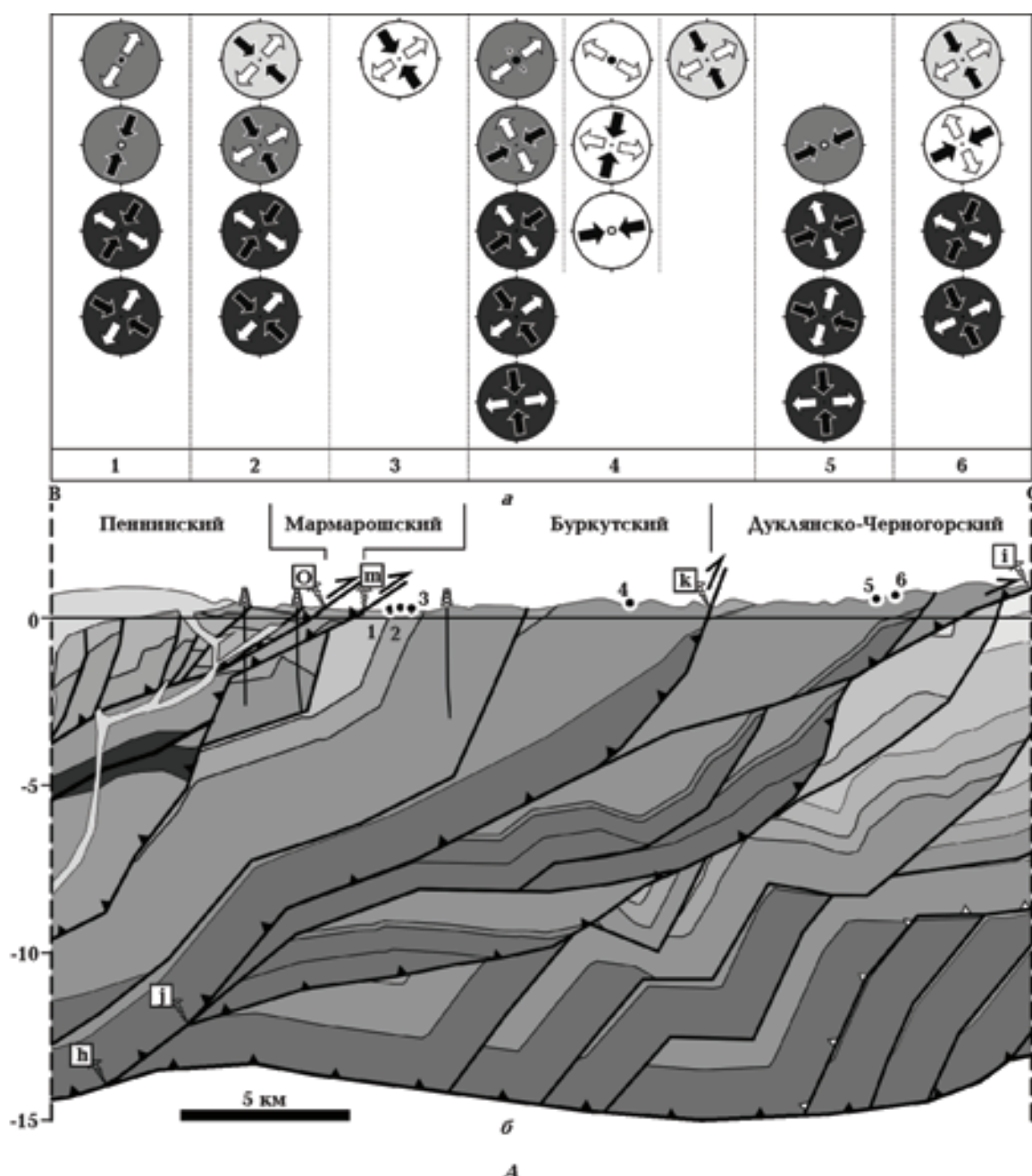


Рис. 6. Результаты тектонофизических исследований вдоль профиля PANCAKE: А — Пеннинский, Мармарошский, Буркутский и Дуклянско-Черногорский покровы; Б — Кросненский покров; В — Скибовый покров. Стереограммы осей напряжений (а) над сбалансированным геоло-

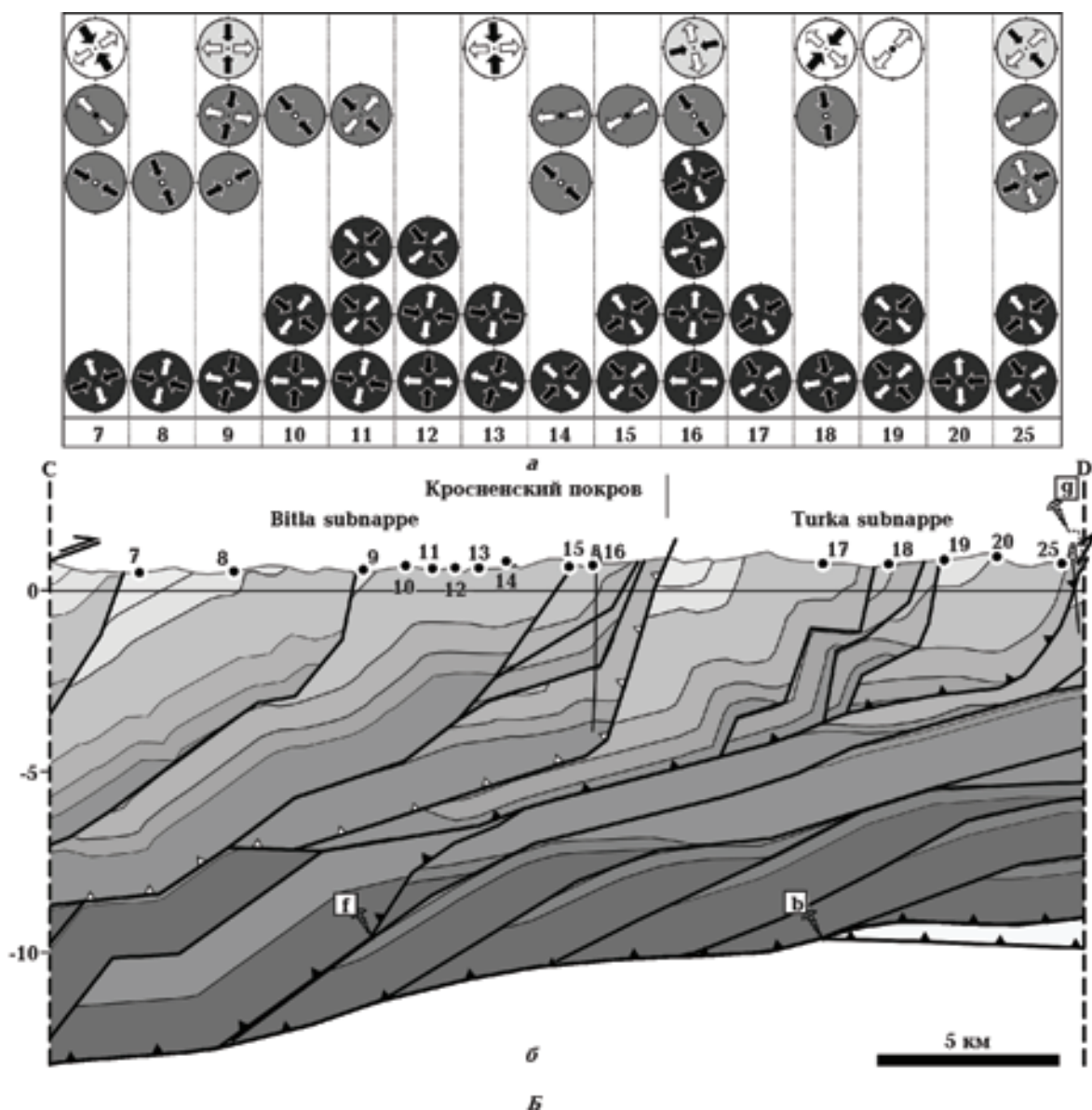
ния). При взбросовом и сбросовом — одна рабочая¹.

В табл. 2 приведены полные результаты определения палеонапряжений структурно-парагенетическим и кинематическим методами по всем пунктам наблюдений. Использовался комплекс программ Stereo 32 (авторы К. Руллер и

К.А. Трепмен (<http://www.ruhr.uni-bochum.de/hardrock/Stereo32.html>) и Win-Tensor 1.4.19. [Delvaux, Sperner, 2003]. В каждом пункте палеонапряжения располагаются *сверху вниз* от более древних к более молодым.

Рассчитаны также коэффициенты R и R' , определяющие характер напряженно-деформированного состояния геологической среды. Первый из них известен как коэффициент Ж. Анжелье $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$. Вторым является модифицированной функцией первого и определяется следующим образом [Delvaux et al., 1997]:

¹ Термин "рабочая ось" подразумевает при сдвигах трансессию (σ_1) или транстенсию (σ_3), при взбросах и надвигах — сжатие (σ_1), при сбросах — растяжение (σ_3).



гическим разрезом (б) показывают ориентацию главных осей сжатия (стрелки направлены внутрь) и растяжения в горизонтальной плоскости от более древних к более молодым снизу вверх и слева направо.

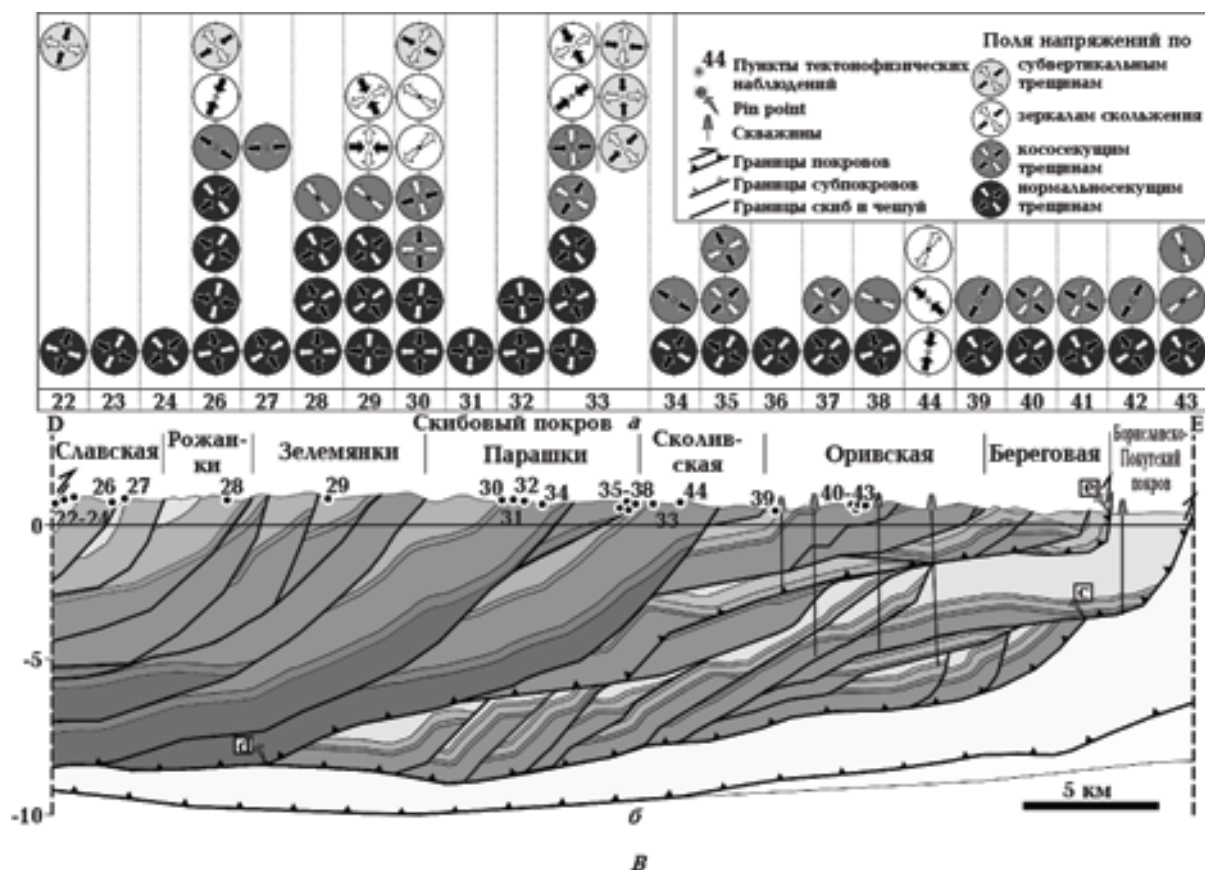


Рис. 6 (окончание).

$R' = R$ при вертикальной оси σ_1 (сбросовый режим); изменяется от 0 до 1;

$R' = 2 - R$ при вертикальной оси σ_2 (сдвиговый режим); изменяется от 1 до 2;

$R' = 2 + R$ при вертикальной оси σ_3 (взбросовый режим); изменяется от 2 до 3.

Всего выполнено 142 определения ориентации главных осей нормальных напряжений, при этом 19 полей определены как взбросовые, 16 — сбросовые, остальные — сдвиговые (в том числе взбросо- и сбросо-сдвиговые). В группе сдвиговых полей 28 определены как чистые сдвиги, 38 — как левые и 41 — как правые.

Большая группа определений чистых сдвигов, при которых главные оси сжатия или растяжения ориентированы субперпендикулярно простиранию орогена УК, дополняется 25 определениями взбросов и сбросов, при которых оси сжатия и растяжения или одна из них также ориентированы субперпендикулярно УК. Это свидетельствует об определяющей роли тектонических сил, действовавших в направлении юго-запад—северо-восток, что хорошо видно на стереограммах рис. 7 (см. с. 6).

Группа сбросовых полей отражает два типа процессов: сбросы и обвалы фронтальных частей движущихся на северо-восток скиб и завершающие стадии развития орогена, его развал. Взбросовые деформационные режимы предшествуют сбросовым (там, где определены оба) и отражают процесс становления орогена.

Рассмотрение стереограмм следует начать с рис. 7, а — полей напряжений исключительно сдвигового типа, определенных по нормально-сдвигающим разрывам. На стереограмме выделяются четкие диагональные максимумы концентрации осей σ_1 и σ_3 , указывающие на то, что уже при прогибании и отложении мезокайнозойских осадков, начиная с верхнего мела, силы растяжения действовали в направлении юго-запад—северо-восток, и еще при горизонтальном залегании осадочных толщ уже началось сжатие в том же направлении.

Важная особенность: юго-западные—северо-восточные максимумы σ_3 и соответствующие им северо-западные—юго-восточные максимумы σ_1 растянуты в сторону ортогональных осей. Имеется 20 определений (из 72) субширотных

Т а б л и ц а 2. Результаты определения полей напряжений и деформационных режимов альпийского структурного этажа Украинских Карпат вдоль профиля PANCAKE по тектонофизическим данным

Возраст пород	Поля напряжений	R	R'	Деформационный режим
<i>Буркутский покров</i>				
P_{1-2}	σ_1 — 302/00; σ_2 — 064/89; σ_3 — 212/01	0,55	1,53	сдвиговый (чистый сдиг)
	σ_1 — 031/09; σ_2 — 154/73; σ_3 — 299/14	0,50	1,48	сдвиговый (чистый сдвиг)
	σ_1 — 207/00; σ_2 — 297/33; σ_3 — 116/57	0,50	2,22	взбросовый
	σ_1 — 114/65; σ_2 — 304/25; σ_3 — 212/04	0,50	0,66	сбросовый
P_{1-2}	σ_1 — 135/04; σ_2 — 029/75; σ_3 — 226/14	0,50	1,50	сдвиговый (чистый сдвиг)
	σ_1 — 035/00; σ_2 — 303/87; σ_3 — 126/03	0,50	1,50	сдвиговый (чистый сдвиг)
	σ_1 — 146/23; σ_2 — 013/58; σ_3 — 246/21	0,50	1,50	сдвиговый (правый сдвиг)
	σ_1 — 124/22; σ_2 — 002/52; σ_3 — 227/29	0,50	1,57	сдвиговый (чистый сдвиг)
P_{1-2}	σ_1 — 334/27; σ_2 — 114/56; σ_3 — 234/19	0,33	1,53	сдвиговый (правый сдвиг)
K_2-P_1	σ_1 — 171/00; σ_2 — 261/73; σ_3 — 081/17	0,50	1,47	сдвиговый (правый сдвиг)
	σ_1 — 143/14; σ_2 — 312/76; σ_3 — 052/02	0,50	1,46	сдвиговый (правый сдвиг)
	σ_1 — 233/01; σ_2 — 339/87; σ_3 — 143/07	0,50	1,50	сдвиговый (левый сдвиг)
	σ_1 — 242/04; σ_2 — 338/55; σ_3 — 150/34	0,50	1,79	сдвиговый (левый сдвиг)
	σ_1 — 120/64; σ_2 — 328/23; σ_3 — 233/11	0,75	0,72	сбросовый
	σ_1 — 147/20; σ_2 — 357/67; σ_3 — 241/10	0,50	1,35	сдвиговый (правый сдвиг)
	σ_1 — 071/28; σ_2 — 325/27; σ_3 — 200/49	0,38	1,63	взбросовый
	σ_1 — 014/13; σ_2 — 253/65; σ_3 — 109/21	0,33	1,66	сдвиговый (правый сдвиг)
	σ_1 — 075/70; σ_2 — 203/12; σ_3 — 296/15	0,50	0,56	сбросовый
<i>Дуклянско-Черногорский покров</i>				
K_2-P_2	σ_1 — 353/10; σ_2 — 178/80; σ_3 — 083/01	0,50	1,51	сдвиговый (правый сдвиг)
	σ_1 — 108/18; σ_2 — 258/70; σ_3 — 014/09	0,50	1,42	сдвиговый (левый сдвиг)
	σ_1 — 249/12; σ_2 — 130/66; σ_3 — 343/20	0,50	1,52	сдвиговый (левый сдвиг)
	σ_1 — 055/15; σ_2 — 319/23; σ_3 — 176/61	0,70	2,59	взбросовый
K_2-P_2	σ_1 — 335/23; σ_2 — 124/64; σ_3 — 240/12	0,50	1,41	сдвиговый (правый сдвиг)
	σ_1 — 034/30; σ_2 — 170/51; σ_3 — 290/22	0,50	1,43	сдвиговый (чистый сдвиг)
	σ_1 — 065/04; σ_2 — 322/73; σ_3 — 165/16	0,40	1,54	сдвиговый (левый сдвиг)
	σ_1 — 147/18; σ_2 — 006/67; σ_3 — 242/14	0,50	1,41	сдвиговый (правый сдвиг)
<i>Кросненский покров</i>				
N_1	σ_1 — 067/21; σ_2 — 291/61; σ_3 — 164/18	0,50	1,62	сдвиговый (левый сдвиг)
	σ_1 — 296/09; σ_2 — 202/24; σ_3 — 046/65	0,50	2,40	взбросовый
	σ_1 — 079/71; σ_2 — 223/16; σ_3 — 316/11	0,50	0,49	сбросовый
	σ_1 — 147/11; σ_2 — 039/58; σ_3 — 243/30	0,62	1,39	сдвиговый (правый сдвиг)
N_1	σ_1 — 104/12; σ_2 — 248/75; σ_3 — 012/08	0,50	1,48	сдвиговый (левый сдвиг)
	σ_1 — 325/29; σ_2 — 225/18; σ_3 — 108/55	0,50	2,06	взбросовый

N_1	$\sigma_1 — 011/33; \sigma_2 — 224/52; \sigma_3 — 112/16$	0,50	1,23	сдвиговый (правый сдвиг)
	$\sigma_1 — 057/10; \sigma_2 — 320/34; \sigma_3 — 161/54$	0,50	2,50	взбросовый
	$\sigma_1 — 196/08; \sigma_2 — 318/75; \sigma_3 — 104/12$	0,50	1,44	сдвиговый (правый сдвиг)
	$\sigma_1 — 002/03; \sigma_2 — 263/73; \sigma_3 — 092/17$	0,50	1,58	сдвиговый (правый сдвиг)
P_3	$\sigma_1 — 005/03; \sigma_2 — 266/68; \sigma_3 — 096/21$	0,50	1,51	сдвиговый (правый сдвиг)
	$\sigma_1 — 311/02; \sigma_2 — 214/71; \sigma_3 — 041/19$	0,50	1,54	сдвиговый (чистый сдвиг)
	$\sigma_1 — 139/04; \sigma_2 — 232/28; \sigma_3 — 042/61$	0,50	2,27	взбросовый
P_3	$\sigma_1 — 102/12; \sigma_2 — 281/77; \sigma_3 — 013/00$	0,50	1,46	сдвиговый (левый сдвиг)
	$\sigma_1 — 135/07; \sigma_2 — 303/82; \sigma_3 — 044/01$	0,50	1,51	сдвиговый (чистый сдвиг)
	$\sigma_1 — 050/12; \sigma_2 — 278/73; \sigma_3 — 142/13$	0,50	1,55	сдвиговый (чистый сдвиг)
	$\sigma_1 — 135/27; \sigma_2 — 275/56; \sigma_3 — 035/18$	0,33	1,47	сдвиговый (чистый сдвиг)
P_3	$\sigma_1 — 184/01; \sigma_2 — 278/80; \sigma_3 — 093/10$	0,50	1,55	сдвиговый (правый сдвиг)
	$\sigma_1 — 100/15; \sigma_2 — 270/74; \sigma_3 — 010/03$	0,50	1,48	сдвиговый (левый сдвиг)
	$\sigma_1 — 142/06; \sigma_2 — 263/79; \sigma_3 — 051/10$	0,50	1,48	сдвиговый (правый сдвиг)
P_3	$\sigma_1 — 199/09; \sigma_2 — 067/77; \sigma_3 — 290/10$	0,50	1,47	сдвиговый (правый сдвиг)
	$\sigma_1 — 284/11; \sigma_2 — 035/61; \sigma_3 — 189/27$	0,50	1,49	сдвиговый (левый сдвиг)
	$\sigma_1 — 178/12; \sigma_2 — 022/77; \sigma_3 — 269/05$	0,75	1,46	сдвиговый (правый сдвиг)
P_3	$\sigma_1 — 047/09; \sigma_2 — 205/81; \sigma_3 — 316/04$	0,50	1,44	сдвиговый (чистый сдвиг)
	$\sigma_1 — 134/06; \sigma_2 — 226/17; \sigma_3 — 025/72$	0,50	2,40	взбросовый
	$\sigma_1 — 210/69; \sigma_2 — 346/15; \sigma_3 — 080/13$	0,50	0,62	сбросовый
P_3	$\sigma_1 — 139/08; \sigma_2 — 005/79; \sigma_3 — 229/08$	0,50	1,50	сдвиговый (чистый сдвиг)
	$\sigma_1 — 235/05; \sigma_2 — 049/85; \sigma_3 — 145/01$	0,50	1,45	сдвиговый (левый сдвиг)
	$\sigma_1 — 140/57; \sigma_2 — 338/32; \sigma_3 — 243/08$	0,50	0,78	сбросовый
P_3	$\sigma_1 — 183/09; \sigma_2 — 030/80; \sigma_3 — 273/05$	0,50	1,49	сдвиговый (правый сдвиг)
	$\sigma_1 — 100/01; \sigma_2 — 006/71; \sigma_3 — 190/19$	0,50	1,49	сдвиговый (левый сдвиг)
	$\sigma_1 — 345/02; \sigma_2 — 086/82; \sigma_3 — 254/08$	0,50	1,50	сдвиговый (правый сдвиг)
	$\sigma_1 — 248/13; \sigma_2 — 072/76; \sigma_3 — 338/01$	0,50	1,45	сдвиговый (левый сдвиг)
	$\sigma_1 — 332/14; \sigma_2 — 069/26; \sigma_3 — 217/60$	0,50	2,50	взбросовый
	$\sigma_1 — 259/04; \sigma_2 — 001/72; \sigma_3 — 168/18$	0,50	1,62	сдвиговый (левый сдвиг)
P_3	$\sigma_1 — 329/15; \sigma_2 — 126/73; \sigma_3 — 237/06$	0,50	1,46	сдвиговый (правый сдвиг)
	$\sigma_1 — 058/05; \sigma_2 — 178/80; \sigma_3 — 327/90$	0,40	1,51	сдвиговый (левый сдвиг)
P_3	$\sigma_1 — 351/21; \sigma_2 — 148/68; \sigma_3 — 258/08$	0,50	1,42	сдвиговый (правый сдвиг)
	$\sigma_1 — 165/10; \sigma_2 — 069/30; \sigma_3 — 272/58$	0,60	2,38	взбросовый
	$\sigma_1 — 041/09; \sigma_2 — 150/65; \sigma_3 — 307/23$	0,75	1,94	сдвиговый (чистый сдвиг)
N_1	$\sigma_1 — 319/05; \sigma_2 — 205/78; \sigma_3 — 049/11$	0,50	1,49	сдвиговый (чистый сдвиг)
	$\sigma_1 — 227/07; \sigma_2 — 027/82; \sigma_3 — 137/03$	0,50	1,52	сдвиговый (чистый сдвиг)
	$\sigma_1 — 049/60; \sigma_2 — 315/02; \sigma_3 — 224/30$	0,42	0,55	сбросовый
P_3	$\sigma_1 — 085/23; \sigma_2 — 287/65; \sigma_3 — 179/08$	0,50	1,44	сдвиговый (левый сдвиг)

P_3	$\sigma_1 — 147/09; \sigma_2 — 291/79; \sigma_3 — 056/06$	0,50	1,46	сдвиговый (правый сдвиг)
	$\sigma_1 — 052/02; \sigma_2 — 159/84; \sigma_3 — 322/05$	0,50	1,53	сдвиговый (левый сдвиг)
	$\sigma_1 — 249/02; \sigma_2 — 156/57; \sigma_3 — 340/33$	0,50	1,73	сдвиговый (левый сдвиг)
	$\sigma_1 — 346/78; \sigma_2 — 152/12; \sigma_3 — 242/03$	0,58	0,51	сбросовый
	$\sigma_1 — 134/26; \sigma_2 — 338/62; \sigma_3 — 228/10$	0,50	1,50	сдвиговый (чистый сдвиг)
<i>Скибовый покров</i>				
N_1	$\sigma_1 — 200/27; \sigma_2 — 003/62; \sigma_3 — 106/07$	0,50	1,37	сдвиговый (правый сдвиг)
	$\sigma_1 — 194/27; \sigma_2 — 037/61; \sigma_3 — 289/10$	0,50	1,33	сдвиговый (правый сдвиг)
N_1	$\sigma_1 — 116/06; \sigma_2 — 003/75; \sigma_3 — 208/14$	0,57	1,46	сдвиговый (левый сдвиг)
N_1	$\sigma_1 — 232/13; \sigma_2 — 359/69; \sigma_3 — 138/16$	0,50	1,50	сдвиговый (левый сдвиг)
P_3	$\sigma_1 — 349/05; \sigma_2 — 206/84; \sigma_3 — 080/04$	0,50	1,44	сдвиговый (правый сдвиг)
	$\sigma_1 — 099/17; \sigma_2 — 289/73; \sigma_3 — 190/03$	0,50	1,41	сдвиговый (левый сдвиг)
	$\sigma_1 — 121/04; \sigma_2 — 233/80; \sigma_3 — 030/09$	0,50	1,46	сдвиговый (чистый сдвиг)
	$\sigma_1 — 052/03; \sigma_2 — 159/79; \sigma_3 — 320/10$	0,50	1,51	сдвиговый (левый сдвиг)
	$\sigma_1 — 108/26; \sigma_2 — 008/19; \sigma_3 — 246/56$	0,62	2,15	взбросовый
	$\sigma_1 — 020/01; \sigma_2 — 290/17; \sigma_3 — 113/73$	0,60	2,51	взбросовый
	$\sigma_1 — 236/12; \sigma_2 — 099/73; \sigma_3 — 328/11$	0,50	1,46	сдвиговый (левый сдвиг)
N_1	$\sigma_1 — 148/10; \sigma_2 — 029/69; \sigma_3 — 241/18$	0,50	1,50	сдвиговый (правый сдвиг)
	$\sigma_1 — 268/01; \sigma_2 — 359/45; \sigma_3 — 176/45$	0,50	2,01	взбросовый
P_3	$\sigma_1 — 358/05; \sigma_2 — 207/84; \sigma_3 — 088/03$	0,50	1,51	сдвиговый (правый сдвиг)
	$\sigma_1 — 150/03; \sigma_2 — 005/86; \sigma_3 — 240/02$	0,50	1,49	сдвиговый (правый сдвиг)
	$\sigma_1 — 242/09; \sigma_2 — 011/77; \sigma_3 — 151/10$	0,50	1,50	сдвиговый (левый сдвиг)
	$\sigma_1 — 279/79; \sigma_2 — 049/08; \sigma_3 — 141/09$	0,50	0,52	сбросовый
P_3	$\sigma_1 — 094/04; \sigma_2 — 271/86; \sigma_3 — 004/00$	0,54	1,47	сдвиговый (левый сдвиг)
	$\sigma_1 — 144/07; \sigma_2 — 017/79; \sigma_3 — 235/09$	0,50	1,51	сдвиговый (правый сдвиг)
	$\sigma_1 — 052/02; \sigma_2 — 146/65; \sigma_3 — 321/25$	0,50	1,51	сдвиговый (левый сдвиг)
	$\sigma_1 — 034/73; \sigma_2 — 221/17; \sigma_3 — 130/02$	0,75	0,54	сбросовый
	$\sigma_1 — 274/16; \sigma_2 — 119/72; \sigma_3 — 006/07$	0,50	1,48	сдвиговый (левый сдвиг)
	$\sigma_1 — 340/23; \sigma_2 — 119/61; \sigma_3 — 242/17$	0,50	1,40	сдвиговый (правый сдвиг)
P_1	$\sigma_1 — 182/00; \sigma_2 — 091/76; \sigma_3 — 272/14$	0,50	1,48	сдвиговый (правый сдвиг)
	$\sigma_1 — 276/12; \sigma_2 — 154/68; \sigma_3 — 010/19$	0,45	1,54	сдвиговый (левый сдвиг)
	$\sigma_1 — 252/37; \sigma_2 — 088/52; \sigma_3 — 348/08$		1,11	сдвиговый (левый сдвиг)
	$\sigma_1 — 184/02; \sigma_2 — 091/51; \sigma_3 — 276/39$	0,25	1,90	сдвиговый (правый сдвиг)
	$\sigma_1 — 328/37; \sigma_2 — 101/42; \sigma_3 — 216/26$	0,50	1,43	сбросовый
	$\sigma_1 — 036/42; \sigma_2 — 203/48; \sigma_3 — 300/06$	0,50	1,09	сбросовый
	$\sigma_1 — 108/17; \sigma_2 — 354/54; \sigma_3 — 209/31$	0,75	1,54	сдвиговый (левый сдвиг)
$K_2—P_1$	$\sigma_1 — 274/05; \sigma_2 — 175/61; \sigma_3 — 007/29$	0,50	1,61	сдвиговый (левый сдвиг)

K_2-P_1	$\sigma_1 - 356/10; \sigma_2 - 121/74; \sigma_3 - 264/13$	0,50	1,47	сдвиговый (правый сдвиг)
	$\sigma_1 - 263/04; \sigma_2 - 160/74; \sigma_3 - 354/15$	0,50	1,57	сдвиговый (левый сдвиг)
P_1	$\sigma_1 - 275/08; \sigma_2 - 167/66; \sigma_3 - 008/22$	0,44	1,49	сдвиговый (левый сдвиг)
	$\sigma_1 - 159/02; \sigma_2 - 058/80; \sigma_3 - 249/10$	0,40	1,52	сдвиговый (правый сдвиг)
	$\sigma_1 - 225/22; \sigma_2 - 102/53; \sigma_3 - 328/28$	0,50	1,63	сдвиговый (чистый сдвиг)
	$\sigma_1 - 213/15; \sigma_2 - 360/72; \sigma_3 - 120/09$	0,36	1,63	сдвиговый (чистый сдвиг)
	$\sigma_1 - 267/04; \sigma_2 - 153/81; \sigma_3 - 357/09$	0,30	1,54	сдвиговый (левый сдвиг)
	$\sigma_1 - 229/12; \sigma_2 - 136/15; \sigma_3 - 358/71$	0,38	2,49	взбросовый
	$\sigma_1 - 332/06; \sigma_2 - 094/79; \sigma_3 - 240/09$	0,50	1,48	сдвиговый (правый сдвиг)
	$\sigma_1 - 039/28; \sigma_2 - 258/55; \sigma_3 - 141/18$	0,50	1,21	сдвиговый (чистый сдвиг)
	$\sigma_1 - 181/03; \sigma_2 - 336/87; \sigma_3 - 091/01$	0,38	1,54	сдвиговый (правый сдвиг)
	$\sigma_1 - 097/01; \sigma_2 - 003/71; \sigma_3 - 188/19$	0,50	1,52	сдвиговый (левый сдвиг)
K_2-P_1	$\sigma_1 - 210/07; \sigma_2 - 086/78; \sigma_3 - 302/10$	0,50	1,52	сдвиговый (чистый сдвиг)
	$\sigma_1 - 309/23; \sigma_2 - 051/26; \sigma_3 - 182/54$	0,50	2,16	взбросовый
K_2-P_1	$\sigma_1 - 302/03; \sigma_2 - 086/86; \sigma_3 - 211/02$	0,50	1,49	сдвиговый (чистый сдвиг)
	$\sigma_1 - 047/02; \sigma_2 - 140/62; \sigma_3 - 316/28$	0,50	1,73	сдвиговый (чистый сдвиг)
	$\sigma_1 - 332/02; \sigma_2 - 066/63; \sigma_3 - 242/27$	0,50	1,66	сдвиговый (правый сдвиг)
K_2-P_1	$\sigma_1 - 315/03; \sigma_2 - 111/87; \sigma_3 - 225/01$	0,50	1,49	сдвиговый (чистый сдвиг)
K_2-P_1	$\sigma_1 - 317/01; \sigma_2 - 064/86; \sigma_3 - 227/04$	0,50	1,51	сдвиговый (чистый сдвиг)
	$\sigma_1 - 226/05; \sigma_2 - 127/59; \sigma_3 - 319/30$	0,50	1,75	сдвиговый (чистый сдвиг)
K_2-P_1	$\sigma_1 - 343/01; \sigma_2 - 104/88; \sigma_3 - 253/02$	0,50	1,51	сдвиговый (правый сдвиг)
	$\sigma_1 - 114/80; \sigma_2 - 020/01; \sigma_3 - 290/10$	0,50	0,52	сбросовый
P_3	$\sigma_1 - 053/00; \sigma_2 - 321/84; \sigma_3 - 144/06$	0,50	1,52	сдвиговый (левый сдвиг)
	$\sigma_1 - 210/02; \sigma_2 - 302/38; \sigma_3 - 118/51$	0,25	1,72	взбросовый
K_2-P_1	$\sigma_1 - 145/01; \sigma_2 - 020/88; \sigma_3 - 236/02$	0,50	1,50	сдвиговый (правый сдвиг)
	$\sigma_1 - 309/05; \sigma_2 - 208/65; \sigma_3 - 041/24$	0,50	1,64	сдвиговый (чистый сдвиг)
K_2-P_1	$\sigma_1 - 062/01; \sigma_2 - 304/87; \sigma_3 - 151/03$	0,50	1,48	сдвиговый (левый сдвиг)
	$\sigma_1 - 120/03; \sigma_2 - 023/68; \sigma_3 - 212/21$	0,50	1,62	сдвиговый (чистый сдвиг)
K_2-P_1	$\sigma_1 - 147/01; \sigma_2 - 249/85; \sigma_3 - 057/05$	0,50	1,51	сдвиговый (правый сдвиг)
	$\sigma_1 - 215/09; \sigma_2 - 313/41; \sigma_3 - 115/47$	0,50	1,79	взбросовый
K_2-P_1	$\sigma_1 - 236/01; \sigma_2 - 342/87; \sigma_3 - 146/03$	0,50	1,51	сдвиговый (левый сдвиг)
	$\sigma_1 - 224/83; \sigma_2 - 321/01; \sigma_3 - 051/07$	0,50	0,49	сбросовый
	$\sigma_1 - 075/47; \sigma_2 - 240/42; \sigma_3 - 337/08$	0,50	0,91	сбросовый
K_2-P_1	$\sigma_1 - 011/11; \sigma_2 - 108/31; \sigma_3 - 263/56$	0,21	2,21	взбросовый
	$\sigma_1 - 311/21; \sigma_2 - 197/45; \sigma_3 - 058/36$	0,28	2,28	взбросовый
	$\sigma_1 - 304/43; \sigma_2 - 116/46; \sigma_3 - 211/04$	0,50	0,50	сбросовый

Т а б л и ц а 3. Региональные поля напряжений и деформационные режимы, сопровождавшие формирование Карпатского орогена в районе профиля PANCAKE

Но- мер по- лей	Возраст деформации	Координаты главных осей сжатия и растяжения		Дефор- маци- онный режим	Рабочая ось	Тектонический процесс
		σ_1	σ_3			
1	K_1-N_1	142/02	234/02	пс	σ_3	Осадконакопление и первичная литификация осадков
2	K_1-N_1	355/02	265/00	пс		Формирование планетарной трещиноватости
3		095/02	005/03	лс		
4	K_2	234/01	144/02	чс	σ_1	Начало общекарпатского сжатия
5	P_3-N_2	219/03	46/73	взб	σ_1	Формирование складчатости и надвиговой структуры УК
6	P_3-N_2	219/03	304/09	чс	σ_1	Формирование поперечных субвертикальных сдвигов
7		002/02	093/05	пс		
8	P_3-N_2	085/76	238/15	сбр	σ_3	Формирование фронтальных сбросов
9	N_1	324/10	117/55	взб	σ_1	Формирование поперечной складчатости
10	N_2	324/10	179/55	взб		
11	N_1-N_2-Pl	138/21	235/15	лс	σ_3	Развал орогена

Примечание: тип сдвига — правый (пс), левый (лс), чистый (чс) — определялся по отношению к генеральному простираению орогена Украинских Карпат (310°). Взбросовый деформационный режим обозначен как "взб", сбросовый — как "сбр". Взбросо- и сбросо-сдвиговые режимы включены в сдвиговые, а сдвиго-взбросовые и сдвиго-сбросовые — во взбросовые и сбросовые.

и субмеридиональных осей, отражающих формирование планетарной трещиноватости в отлагающихся и литифицирующихся осадках.

Стереограмма на рис. 7, б, построенная по замерам кососекущих трещин и зеркал скольжения, отражает поля напряжений взбросового, сдвигового и сбросового типов (58 определений обобщены в 5 региональных полей), действовавших во время процесса складко- и надвигообразования. После начала общекарпатского сжатия в том же направлении стали формироваться взбросы и надвиги, что находит отражение в региональном поле σ_1 — 219/03, σ_3 — 46/73. Одновременно взбросовое поле при постоянной ориентации оси σ_1 преобразовывалось в сдвиговое поле σ_1 — 219/03, σ_3 — 304/09, а также возникло сдвиговое поле σ_1 — 002/02, σ_3 — 093/05 (рис. 7, в), при этом формировались субвертикальные сдвиговые разломы субширотной и северо-восточной ориентировки, ограничивавшие и разделявшие скибы, перемещавшиеся на северо-восток с разной скоростью. Мощное сбросовое поле σ_1 — 085/76, σ_3 — 238/15, действовавшее во время надвигообразования, отражает, как уже говорилось, обвал фронтальных частей скиб при их движении. Взбросовые поля с северо-западной ориентацией оси сжа-

тия сопровождали процесс формирования поперечных складок и надвигов, связанный, по видимому, с образованием субширотных структур Бескид и Южных Карпат.

По субвертикальным послескладчатым трещинам (рис. 7, в) восстановлено сдвиговое поле напряжений σ_1 — 138/21, σ_3 — 235/15, которое отражает развал орогена, так как ось растяжения ориентирована в направлении юго-запад—северо-восток.

Все вышеизложенное находит четкое отражение на суммарной стереограмме (рис. 7, г), однако она не дает распределения полей тектонических напряжений по возрасту, для чего и необходимо представление стереограмм 7, а—в.

Таким образом, 142 определения полей палеонапряжений обобщаются 11 региональными полями альпийского этапа тектогенеза, с которыми связаны процессы, отображенные в табл. 3.

Исследование складчатых структур вдоль профиля PANCAKE показало (рис. 8), что скибовое строение характерно практически для всего орогена УК. Из суммарной стереограммы полюсов напластования (рис. 8, а) следует, что в изученном районе наблюдаются всего два четких максимума полюсов крыльев складок — 54/63 и 249/14. Соответственно элементы залегания

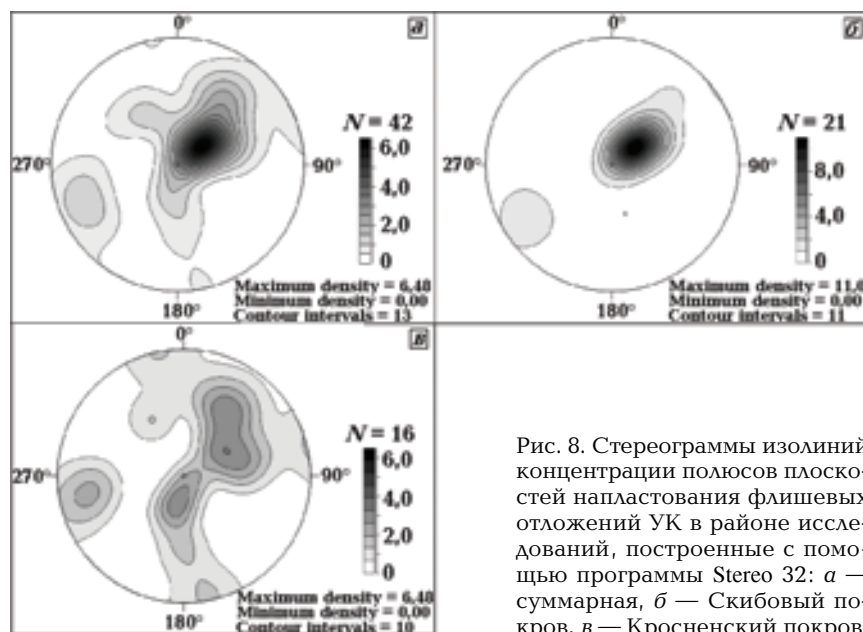


Рис. 8. Стереогаммы изолиний концентрации полюсов плоскоостей напластования флишевых отложений УК в районе исследований, построенные с помощью программы Stereo 32: а — суммарная, б — Скибовый покров, в — Кросненский покров.

крыльев — 234/27 и 69/76. Для Скибового покрова (рис. 8, б) эти параметры составляют 53/68 и 238/13 или 233/22 и 58/77. Для Кросненского покрова (рис. 8, в) — 60/47 и 259/14 или 240/43 и 79/76, 194/66 или 14/24.

Как видим, общий характер складчатости — пологие юго-западные и крутые северо-восточные крылья — характерен для всего разреза УК вдоль профиля PANCAKE, в том числе для Кросненского покрова. И нет оснований выделять его как особый структурный элемент УК.

Максимум 194/66 (14/24) отражает присутствие в Кросненском покрове субширотных складок, но это, в принципе, характерно и для других покровов, в том числе Дуклянско-Черногорского. Их широкое развитие отмечалось и при детальном изучении Скибового и Бориславско-Покутского покровов [Гинтов и др., 2011, 2013] и объяснено влиянием тектонических сил, формировавших Бескиды и Южные Карпаты.

На стереограммах рис. 8 видно, что все азимуты падения крыльев складок в районе профиля PANCAKE повернуты по часовой стрелке относительно углов падения генеральной складчатости УК (40—220°) на 13—20°. Частично это связано с простирием Карпатского орогена в исследуемом районе не 310, а 315—320°. Еще в работе [Аронский и др., 1995] отмечалось, что простирием 330—340° характерно для осей многих групп складок на всей площади УК. Это объясняется тем, что именно такая ориентировка характерна для многих круп-

ных разломов в фундаменте УК, образующих ступени, которые служили упором при перемещении покровов на северо-восток.

3. Палинспастическая реконструкция сбалансированного разреза. Сбалансированный геологический разрез. Основой для построения сбалансированного разреза (*Balanced cross section*) послужил геологический разрез, представленный на рис. 2. Построение выполнялось с помощью программы MOVE™, предоставленной фирмой Midland Valley (Глазго) Институту геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины в рамках Академической компьютерной инициативы. Построение велось в интерактивном режиме в несколько этапов посредством реконструирования исходного разреза для отображения ситуации в осадочном бассейне до деформированного состояния. При этом учитывались линейные размеры и площади структурных подразделений, процессы уплотнения пород и формирования внутренней складчатости [Dahlstrom, 1969; Hossack, 1979; Suppe, 1985; Price, 1986].

В сбалансированном разрезе сохранены мощности толщ и структурные формы, поэтому он может быть реставрирован к додеформированному состоянию: в двумерном варианте сохраняется длина линий после восстановления, в трехмерном — объем. Более подробно методика построения сбалансированного разреза в условиях УК рассмотрена в работе [Накапелюх, Бубняк, 2013].

На основе подробного описания стратиграфии и литологии мел-неогеновых отложений УК [Деталізація ..., 2001; Геологічна ..., 2007] предлагается подразделение толщ на комплексы по преобладанию литологических типов — песчанистого или глинистого (так называемая механическая стратиграфия). Подобное деление отражает связь литотипов с физическими свойствами пород и их реакцией на приложенные напряжения. Оно дает возможность рассматривать слоистую модель заполнения бассейна и объединять проксимальные и дистальные фации в один слой, что удобно при построении модели восстановленного разреза. После завершения моделирования особенности фациального состава могут быть возобновлены.

Такой подход дает возможность не только балансировать разрез, но выполнять и прямое моделирование. Объединение толщ в комплексы по физико-механическим свойствам (компетентное и некомпетентное) является общепринятым при изучении складчато-надвиговых поясов [Nemčok et al., 2005].

В настоящей статье выделено шесть комплексов, связанных с формированием Карпатского орогена: четыре основных комплекса во флишевом бассейне УК, Переходный комплекс и комплекс Передового прогиба (рис. 9).

Флишевый бассейн УК. Нижний компетентный комплекс (Lower CC), сложенный отложениями нижнего мела (спасская, шипотская свиты, низы белотиссенской), в котором доминируют песчаники баррем-альба. В низах толщи развиты чередующиеся аргиллиты, кремнистые и серые мергели и известняки. Главный (самый нижний) детатчмент Карпатского орогена проявился в этой толще.

Нижний некомпетентный комплекс (Lower IC) — глинистая переходная толща альб-сенона (суховская, яловецкая, головнинская свиты). По поверхности этого комплекса происходили перемещения значительной амплитуды внутри покровов.

Верхний компетентный комплекс (Upper CC) — песчаные отложения верхнего мела (сенон) — палеоцена стрыйской и ямненской свит Бориславско-Покутского, Скибового и Кросненского покровов, а также нерасчлененные толщи преимущественно песчаников верхнего мела — среднего эоцена Дуклянского-Черногорского и Буркутского покровов.

Верхний некомпетентный комплекс (Upper IC) — палеоцен-эоценовые отложения с доминирующей глинистой составляющей иногда с низкой степенью диагенеза (менилитовая сви-

та и нерасчлененные отложения палеоцен-эоценового возраста). Этот комплекс в силу своих физических свойств наиболее пластически деформирован (рис. 3, а).

Переходный комплекс (Transition Sequence Complex) — отложения между флишевым и молассовым бассейнами. Сложен переслаивающимся глинистым материалом, гравием и галькой флишевых и палеозойских пород (нижний миоцен). Переходный комплекс имеет видимую мощность 1,5 км в районе Кросненского покрова, которая постепенно уменьшается в сторону ПП.

Комплекс Передового прогиба (Foredeep Complex) — типичные молассовые образования ПП, представленные грубообломочными слабосцементированными терригенными образованиями, переслаивающимися с соленосными отложениями.

Восстановленный разрез. Восстановление сбалансированного геологического разреза использовалось для определения параметров сокращения бассейна осадконакопления, масштабов его денудации и построения модели развития складчато-надвигового пояса. Следует отметить, что попытки определить сокращение карпатских бассейнов предпринимались и ранее [Геодинамика ..., 1985], но они базировались не на количественных, а на качественных показателях. Количественное определение сокращения Самборского покрова выполнено в работе [Паталаха и др., 2003]. Несмотря на несколько иную, чем в данной статье, методику расчета, восстановленная первоначальная ширина Самборского покрова (70—80 км) оказалась близкой к полученной нами.

В восстановленном разрезе (рис. 10) в качестве горизонтального маркера был использован контакт олигоцена и миоцена. Восстановление основано на допущении о минимальном сокращении толщ [Dahlstrom, 1969].

Для восстановления сбалансированного геологического разреза в додеформированное состояние был использован механизм Fault-Parallel-Flow. Точкой фиксирования на платформе является pin point а.

В результате восстановления разреза с общей шириной дислоцированных толщ 120 км ширина реставрированного бассейна осадконакопления составила 460 км, т. е. за счет складчато-надвиговых процессов бассейн сократился на 74 % или на 340 км (табл. 4). Сокращение толщ в пределах покровов за счет внутренних надвигов колеблется от 40 до 82 %. Исключением является Дуклянский-Черногорский покров,

сократившийся на 100 % относительно начальной ширины. Истинную ширину бассейна в пределах профиля установить не удалось, так как фронтальные части большинства покровов во время надвигания были выведены на поверхность и денудированы. Поэтому 460 км — это минимально возможная ширина восстановленного бассейна.

К параметрам, приведенным в табл. 4, необходимо добавить несколько комментариев.

Бильче-Волицкая зона ПП на рис. 2 имеет такую же форму залегания, как и в сбалансированном разрезе. Она не была перемещена, и изгиб слоев был обусловлен опусканием фундамента при надвигании Самборского покрова, а также увеличением мощности осадочной толщи при ее отложении.

Сокращение Самборского покрова произошло в результате его надвигания (около 10 км) на Бильче-Волицкую зону. Основание покрова составляют отложения полянецкой свиты, коррелирующиеся с нижнемиоценовыми отложениями Бориславско-Покутского покрова. Последние залегают на размытой поверхности олигоцена.

Относительно небольшая денудация Скибового покрова (34,8 %) объясняется, скорее всего, его внутренней скибовой структурой.

Также относительно небольшой денудации (33,8 %) подвергся Кросненский покров, представленный на поверхности в основном отложениями верхнего некомпетентного и переход-

ного комплексов, а остальные комплексы не вышли на поверхность денудации.

Сокращение Дуклянского-Черногорского покрова на 100 % (точки f и g на рис. 10) произошло в результате высокоамплитудных надвигов внутри покрова. Отсутствуют эоценовые, олигоценовые и миоценовые отложения, которые были полностью денудированы в процессе орогенеза. Цифры 0 км и 100 % в табл. 4 являются условными, так как непонятно, на сколько сократился покров, если скиба, сформировавшаяся в тыловой части покрова, переместилась вперед дальше его фронтальной части.

В Буркутском покрове полностью эродированы олигоценовые и миоценовые отложения.

Из табл. 4 видно, что объем денудации покровов коррелирует с величиной их сокращения. Исключение составляет Самборский покров, который, при относительно небольшом сокращении, подвергся значительной денудации. Это объясняется огромной амплитудой (не менее 55 км) надвига на него Бориславско-Покутского, Скибового и частично Кросненского покровов, которые "соскребли" значительную часть молассовых отложений и вывели их на денудационную поверхность.

Обсуждение и выводы. Сопоставление геологического и скоростного разрезов. Приведенные в разделе 1 геологические и геофизические данные показывают, что сейсмическая граница между слоями 4,65 и 5,45 км/с (см. рис. 4) не является детатчментом, отделяющим

Т а б л и ц а 4. Результаты палинспастической реконструкции флишевого бассейна УК

Покровы	Современная ширина, км	Реставрированная ширина, км	Сокращение, %	Денудация, %
Самборский	69,7	89	21,7	56,4
Бориславско-Покутский	30,5	60	49,2	51,8
Скибовый	58,7	108	45,6	34,8
Кросненский	52,2	93	43,9	33,8
Дуклянский-Черногорский	0*	37	100,0	70,8
Буркутский	19,3	30	35,7	49,8
Мармарошский	4,6	25	81,6	69,1
Пеннинский	8,3	15	44,7	45,1
Общий разрез	120,1	460	73,8	48,1

*Пояснение в тексте.

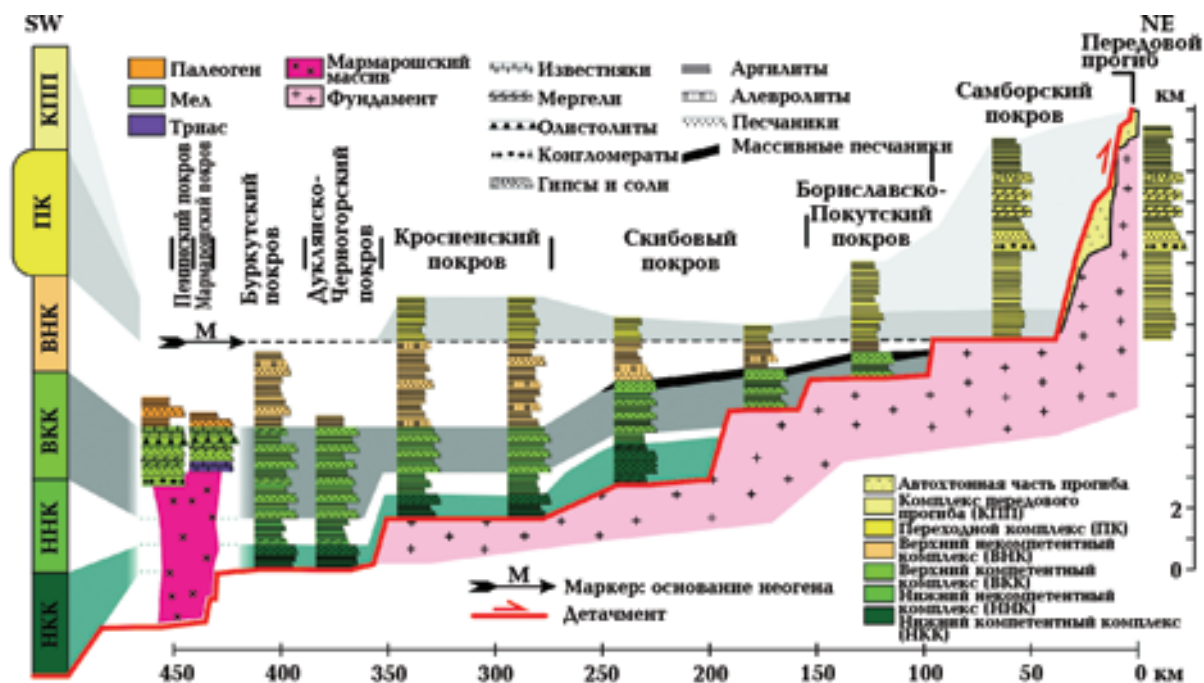


Рис. 9. Результаты подразделения геологического разреза УК в районе исследований по физико-механическим свойствам на компетентные и некомпетентные комплексы ("механическая стратиграфия").

флишевый комплекс от фундамента, а скорее — внутренней плоскостью надвига, маркирующей субгоризонтальные подошвы покровов, наблюдаемые на геологическом разрезе (см. рис. 10). Она близка к протяженной преломляющей границе по данным КМПВ, показанной на разрезе УК вдоль геотраверса Берегово—Долина—Вишневец, проходящего в 40 км к юго-востоку от профиля PANCAKE [Тектоническая ..., 1986].

Подошва слоя 5,45—5,55 км/с, погружающаяся на юго-запад с 4 до 14 км, также может быть поверхностью надвига, но уже мезо-палеозойских комплексов на еще более древний фундамент. Возможно, слой со скоростью 5,29 км/с обусловлен разуплотнением пород этого детатчмента, который выходит на поверхность в виде ТЕШЗ.

Нельзя не обратить внимание на поведение скоростных границ ниже альпийского структурного этажа между пикетами 280—340 км (см. рис. 4): здесь все сейсмические границы полого ($4\text{--}10^\circ$) погружаются на юго-запад, при этом также погружается и высокоскоростная (6,05 км/с) линза, являющаяся, по-видимому, отторженцем докембрийского фундамента. Скорее всего, ТЕШЗ — не вертикальная, а пологопадающая на юго-запад широкая пограничная зона между ВЕК и его палеозойским обрамлением.

Зона Пеннинских и Мармарошских утесов по геологическим данным представлена вблизи поверхности одноименными покровами. Сильная перемятость и раздробленность, частичная перекрытость вулканитами Выгорлат-Гутинской гряды не позволяют детально изучить ее сейсмическими методами в верхних горизонтах земной коры. Однако по материалам профиля PANCAKE, начиная с глубины примерно 6 км, на отрезке 180—137 км прослеживается пограничная зона между разноскоростными блоками коры (см. рис. 4). Она, скорее всего, и соответствует Пеннинско-Мармарошской сuture, которая погружается на запад под углами от 5 до 30° (в среднем $\sim 20^\circ$).

Поля палеонапряжений и тектоника. Изученные в районе профиля PANCAKE поля напряжений (см. табл. 3) отражают деформации горных пород, отлагавшихся в позднем мелу — раннем неогене, т. е. от 100 до 10 млн лет тому назад. Стабильная ориентация субгоризонтальных осей σ_1 и σ_3 в юго-западном—северо-восточном, меридиональном и широтном направлениях свидетельствует о том, что в этот период, вплоть до настоящего времени, формирование альпийского структурного этажа УК в районе профиля происходит при поступательном перемещении покровов в одном направлении практически без поворотов. Это подтверждает

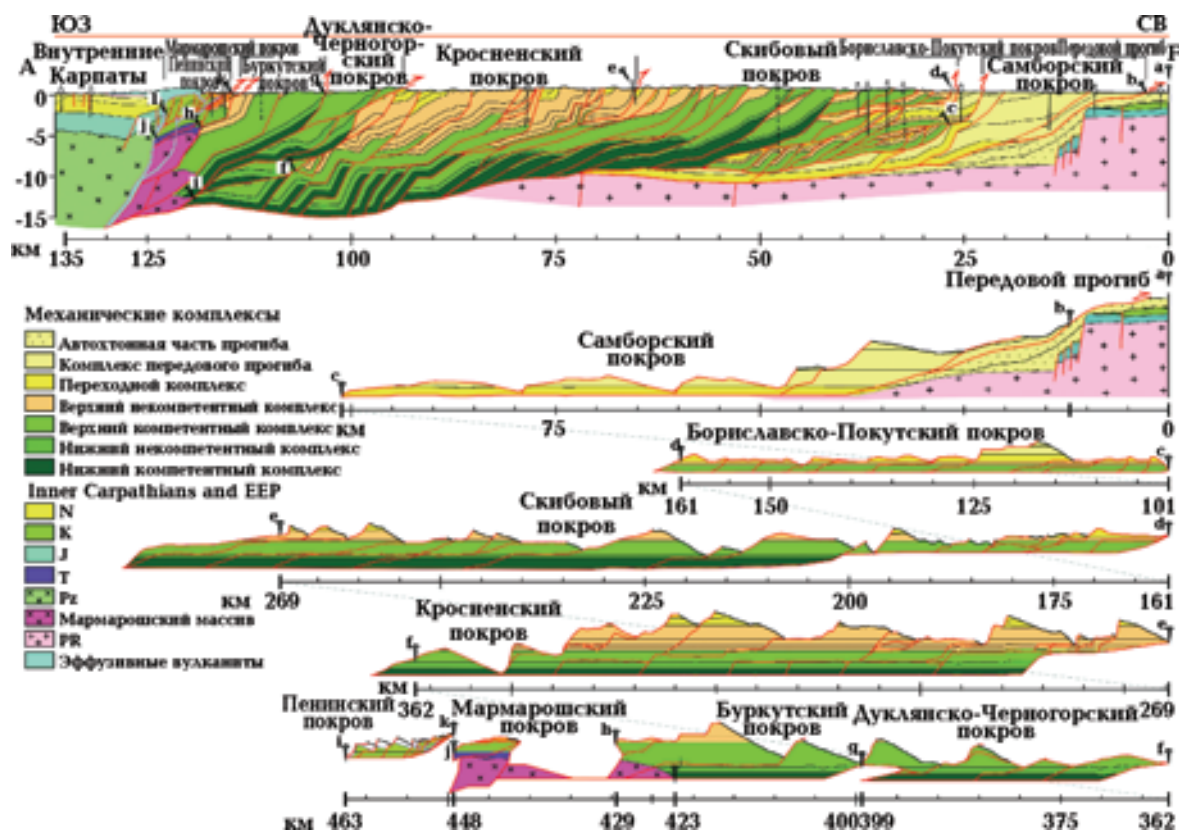


Рис. 10. Сбалансированный геологический разрез УК в районе исследований и его восстановление в додеформированное состояние с помощью механизма Fault-Parallel-Flow. Пояснения в тексте.

ся и характерной прямолинейностью украинского сектора Внешних Карпат. Отлагавшиеся горизонтально в осадочных бассейнах комплексы при покровообразовании сминались в складки с шарнирами, субпараллельными осевой линии УК. Поэтому поля напряжений, в которых формировалась планетарная трещиноватость, сохранили первоначальную ориентацию главных осей.

Прямолинейность украинского сектора Внешних Карпат обусловлена структурными особенностями форланда — юго-западного края ВЕП. После поворота по часовой стрелке в венде — палеозое в верхнеюрское время ВЕП приняла современную ориентацию [Гинтов, 2001] и большинство главных структур ее юго-западного края (Волыно-Подольской моноклинали) — зоны разломов, рельеф докембрийского фундамента — приобрели "общекарпатское" (в большинстве случаев) или ортогональное ему (реже) направление, которые стали определяющими при формировании УК [Гинтов, 2005].

Общность полей напряжений УК и мезо-кайнозойского чехла Волыно-Подольской монокли-

нали показывает, что местом формирования флишевых отложений УК была пассивная окраина ЕП, представленная в данном случае юго-западным склоном ВЕП и примыкающими к нему террейнами палеозойда.

Профиль PANCAKE пересекает по нормали УК, Выгорлат-Гутинскую гряду, в Паннонском бассейне — восточный мыс микроплиты Алькапа и выходит в Средневенгерскую шовную зону, разделяющую микроплиты Алькапа и Тиссия-Дакия (см. рис. 1), которые, перемещаясь в общем северо-восточном направлении (см. ниже), испытывали повороты в противоположные стороны [Csontos et al., 2002; Crontos, Vörös, 2004]. Правда, некоторые палеомагнитологи [Grabowski, Nemčok, 1999; Márton et al., 1999; Lewandowski et al., 2005] пришли к выводу, что бассейн Центральных и Западных Карпат в мелу—неогене повернулся против часовой стрелки приблизительно на 100° . Однако тектонофизические данные не подтверждают этот вывод. Изучение пеннинских утесов к юго-востоку от профиля в бассейне р. Боржава показало, что в Пеннинской зоне происходили слож-

ные разнонаправленные перемещения меланжированных комплексов, и палеомагнитные исследования не всегда могут дать однозначные результаты.

Палеогеодинамический анализ. Для палеогеодинамического анализа изученного участка УК привлечены известные палеореконструкции Альпийско-Карпатского региона [Márton, 1984, 1987; Márton et al., 1999; Kovács, et al., 1998; Grabowski, Nemčok, 1999; Fodor et al., 1999; Golonka et al., 2000, 2003; Neugebauer et al., 2001; Stampfli, Borel, 2002; Csontos et al., 2002; Csontos, Vörös, 2004; Lewandowski et al., 2005; Schmid et al., 2008; Gaḡała et al., 2012 и др.].

Материалы палинспастической реконструкции сбалансированного разреза показывают, что бассейн осадконакопления меловых—неогеновых комплексов УК имел ширину не менее 460 км. Это неплохо согласуется с реконструкцией разреза Карпат, выполненной в работе [Gaḡała et al., 2012] вдоль профиля, проходящего в 80—90 км к северо-западу от профиля PANCAKE (см. рис. 1). Ширина восстановленного бассейна осадконакопления составляет вдоль этого профиля 507 км.

Как известно, отсутствие пелагического материала в составе карпатского флиша доказывает его континентальное происхождение, т. е. он отлагался в бассейнах пассивной окраины ЕП — в так называемом Карпатском заливе. Ширина этой окраины, занятой в мелу—неогене морскими бассейнами разной глубины, составляла, как видим, около 500 км и она простиралась далеко на юг и запад, охватывая территорию практически всего современного Паннонского бассейна. Фрагменты океанической коры появляются только в Мармарошском и особенно в Пеннинском покровах, где они представлены известняковыми олистолитами верхнеюрского возраста с пелагическим материалом. В верхнем мелу они заполняли олистострому единого Пуховского бассейна шириной (согласно реконструкции) 40 км.

Как показано в работах по исследованию плитотектонических процессов времен распада Гондваны [Csontos, Vörös, 2004; Schmid et al., 2008 и др.], образовавшееся на месте современного Средиземноморско-Альпийского региона западное ответвление Неотетиса — Альпийский Тетис состояло из нескольких океанов, называемых разными авторами по-разному. Нас интересуют в первую очередь океанические бассейны, ближе всего расположенные к юго-западной окраине ЕП. На рис. 11 показаны фрагменты палеогеографических ре-

конструкций в обобщениях [Csontos, Vörös, 2004; Schmid et al., 2008], относящихся к позднему мелу.

Согласно работе [Schmid et al., 2008], это Пьемонт-Лигурийский океан, начавший формироваться в поздней юре и распространившийся до юго-западной окраины ЕП в позднем мелу (рис. 11, а). Южный берег этого океана представляла Алькапа и зона субдукции под нее, а юго-восточный — Тиссия-Дакия. Протяженность океана с северо-востока на юго-запад в позднем мелу составляла, по [Schmid et al., 2008], не менее 1000 км.

Альпийский Тетис в поздней юре, по [Csontos, Vörös, 2004], состоял из океанов Магура, Северин и Пеннинского, при этом океан Магура в раннем (апт) — позднем (сантон) мелу вплотную приблизился к юго-западному краю ЕП, а его противоположный (южный) берег представлял собой выступ микроплиты Алькапа (рис. 11, б). В альбе началась субдукция океана Магура под Алькапу, которая находилась приблизительно в 500 км от юго-западного края ЕП. В позднем мелу (сантон—маастрихт) микроплита Магура субдуцировала на юг под Алькапу и Тиссию-Дакию, однако по палеогеографической реконструкции [Csontos, Vörös, 2004] океан Магура занимал еще значительную площадь — приблизительно 500 × 500 км.

На рис. 11 пунктиром показана предполагаемая юго-западная граница ЕП, восстановленная палинспастической реконструкцией в настоящей статье и работе [Gaḡała et al., 2012]. Как видим, Карпатский залив и юго-западный край ЕП перекрываются океаном Магура или Пьемонт-Лигурийским на достаточно большой площади. Следовательно, верхнемеловые осадки Пеннино-Мармарошского бассейна могут содержать в себе фрагменты как глубоководных морских, так и океанических осадков.

Материалы тектонофизических исследований обнаруживают в напряженно-деформированном состоянии верхнемеловых и палеогеновых отложений УК признаки как юго-западно—северо-восточного растяжения при образовании осадочных бассейнов, так и юго-западно—северо-восточного сжатия, которое воздействовало на еще горизонтально залегавшие породы. Это доказывает, что хотя Алькапа находилась еще далеко от юго-западного края ЕП, ее перемещение на северо-восток передавалось бассейну УК через океаническую литосферу разделявшего их океана, верхняя часть которой испытывала складчато-надвиговые деформации [Хом'як, 2012] и оказывала давление с юго-запада на бассейны ЕП.

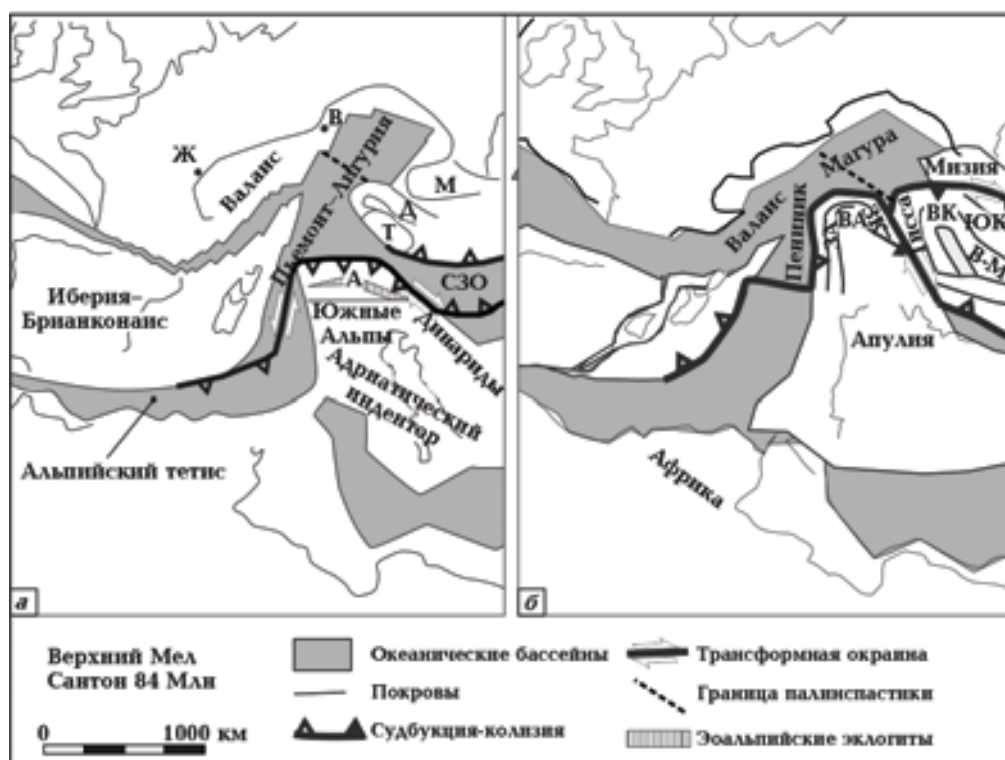


Рис. 11. Палеогеографические реконструкции Альпийско-Карпатского региона для позднего мела: *а* — по [Schmid et al., 2008], *б* — по [Csontos, Vörös, 2004]. А — Алькапа, В — Вена, Д — Дакия, Ж — Женева, М — Мизия, СЗО — Савский задуговой океан, ВА — Восточные Альпы, ВК — Восточные Карпаты, В-М — Вардар-Мурес, ЗА — Западные Альпы, ЗК — Западные Карпаты.

Надвигообразование в УК, по нашему мнению, началось в конце олигоцена (хатт), так как в самом начале миоцена в Кросненском и Бориславско-Покутском бассейнах начала отлагаться моласса поляницкой свиты, а вся юго-западная часть (Пеннинский и Дуклянский Черногогорский бассейны) уже представляла собой эрозионную поверхность, созданную надвигами (см. табл. 1, рис. 10). Океан Магура закрылся, а Алькапа и зона субдукции вплотную подошли к юго-западной окраине ЕП, преодолев расстояние 600—1200 км (см. рис. 11) со скоростью от 1 до 2,5 см/год. Образование скиб началось на юго-западе и продвигалось на северо-восток. При этом в зону субдукции была втянута континентальная (или субконтинентальная) литосфера ЕП.

Сокращение осадочного бассейна УК составило около 340 км за приблизительно 15 млн лет (хатт — конец сармата), а средняя скорость надвигообразования — около 3,1 см/год. Конец сармата (около 10 млн лет назад) формально был принят конечной точкой надвигообразования (хотя этот процесс продолжается и сейчас) по-

тому, что перекрывающие сарматский ярус четвертичные отложения пока не были встречены в поднадвиговой зоне.

В течение процесса надвигообразования скорость перемещения изменялась. Первый период был достаточно коротким (от хатта до бурдигале 25—21 млн лет), когда надвигами была охвачена площадь Пеннинского и Дуклянского Черногогорского покровов протяженностью вдоль профиля PANCAKE 194 км. Скорость надвигообразования составила 4,9 см/год. В течение бурдигале — позднего сармата (21—10 млн лет) покровообразованием был охвачен отрезок 266 км (Кросненский и Самборский покровы), а скорость надвигообразования составила 2,4 см/год.

Образование задугового Паннонского бассейна началось в раннем миоцене, когда скорость продвижения надвигов стала уменьшаться и слэб ЕП начал погружаться, приобретая все более крутое положение, тем самым образуя зону растяжения и опускание палеозойско-мезозойского фундамента. Пеннинский покров был уже надвинут на мармарошский, так как в современном положении блок, двигавший Пен-

нины, погрузился в Закарпатский прогиб и на палинспастическом разрезе отсутствует.

В настоящей статье не рассматривается история геодинамического развития Карпатского региона в триасе и юре, которая хорошо известна по геологическим и палеомагнитным данным упомянутых выше исследователей. Необходимо отметить, что открытие и закрытие океанических бассейнов на основе механизма перемещения литосферных плит неминуемо ведет к обратнo-поступательным перемещениям террейнов, что хорошо показано Э. Мартоном для Карпато-Балканского региона [Márton, 1984]. По палеомагнитным данным здесь фиксируется, что в юре (плинсбах—титон) регион с центром, расположенным между Будапештом и Венной, переместился на юг приблизительно на 15° , а начиная с берриаса по эоцен вернулся на север также на $\sim 15^\circ$, при этом испытывая поворот против часовой стрелки. Все это связано с дроблением Гондваны и образованием Альпийского Неотетиса.

Однако нельзя согласиться с М. Левандовски с соавторами [Lewandowski et al., 2005], выполнивших палеомагнитное изучение массива среднеюрских—нижнемеловых (байос—берриас) мраморов Пеннинского клипового пояса в УК (карьер Камене́ц, район с. Новоселовка в бассейне р. Тересва). Они предположили, что клиповый пояс УК, располагавшийся в средней юре (байос—бат) на палеошироте $41 \pm 5^\circ$ вблизи ЕП, к началу среднего оксфорда переместился на палеошироту $25\text{—}30^\circ$ (в среднем около $28 \pm 6^\circ$), т. е. приблизительно на 13° , а затем в среднем оксфорде—берриасе вернулся обратно, снова примкнув к ЕП. Это приводит к выводу, что океан Магура раскрылся к северо-востоку от Пеннинского бассейна, отделив его от Карпат. Однако, во-первых, нельзя полагаться на результаты палеомагнитного изучения пеннинских клипов, прошедших бурную историю вращений и перемещений. Во-вторых, при перемещении Пеннинского пояса в среднем оксфорде—берриасе на северо-восток уже тогда он должен был быть деформирован, хотя на самом деле еще в верхнем мелу по геологическим данным, как было показано выше, существовал единый Пеннино-Мармарошский бассейн с пуховскими рыхлыми осадками.

Таким образом, выполненные в пределах района исследований PANCAKE тектонофизические и палинспастические работы с использованием последних данных ГСЗ и геологической съемки приводят к следующим основным выводам.

1. Формирование украинского сектора Внешних Карпат определяется силовым воздействием микроплит Алькапа и Тиссия-Дакия, движимых на северо-восток Адриатической плитой, а также структурными особенностями ЕП, на поверхности которой расположен альпийский структурный этаж УК.

1. 1. Форма украинского отрезка карпатской дуги обусловлена докембрийскими и фанерозойскими тектоническими процессами, проходившими в пределах юго-западной окраины ВЕП: юго-восточно—северо-западной ориентацией основных систем разломов глубокого заложения и элементов рельефа докембрийского фундамента.

1. 2. Этими же факторами определяется и юго-западно—северо-восточная ориентация главных осей напряжений растяжения при формировании осадочных бассейнов УК и сжатия при надвигообразовании. Напряженно-деформированное состояние юго-западно—северо-восточного сжатия—растяжения фиксируется в УК тектонофизическими методами с верхнего мела, хотя, возможно, оно существовало здесь начиная с юры, судя по направлению субдукционных процессов в регионе.

1. 3. Деформация отложений альпийского структурного этажа УК начиналась с образования планетарной трещиноватости под воздействием эндокинетических и ротационных сил. Одновременно формировалась трещиноватость, отражающая остаточные силы растяжения при образовании осадочного бассейна, как правило, ориентированные в направлении юго-запад—северо-восток. Далее, еще при горизонтальном залегании отложений проявились сдвиговые напряжения юго-западно—северо-восточного сжатия бассейна, в дальнейшем преобразовавшиеся во взбросовые (ось растяжения субвертикальная). Процесс надвигообразования сопровождался сбросами передовых частей скиб ("бульдозерный" эффект), фиксируемыми по напряжениям юго-западно—северо-восточного растяжения.

2. Выполненная палинспастическая реконструкция сбалансированного разреза УК позволила восстановить первичные размеры бассейна осадконакопления (не менее 460 км), объем денудации орогена (48,1 %) и определить некоторые пространственно-временные параметры формирования украинского сектора Внешних Карпат.

2. 1. Установлено, что Пеннинский клиповый пояс украинского сектора Внешних

Карпат является частью Пеннинского покрова, принадлежавшего бассейну осадко-накопления УК, и представлен триасовыми и юрскими (титон-неокомскими) известняками, залегающими в виде безкорневых глыб среди красных пуховских мергелей. В верхнем мелу юго-западная окраина ЕП соприкасалась с океаном Магура и даже частично перекрывалась, поэтому глыбы известняков с пелагическим материалом попали в Пеннинский бассейн с поднятой поверхности океанического бассейна, которая также испытывала сильные складчато-надвиговые деформации под давлением микроплиты Алькапа.

2. 2. Рубеж 21 млн лет назад определен как время смены скорости надвигообразования и перемещения покровов на северо-восток, причем скорость уменьшилась вдвое. Он совпадает с началом задугового формирования Паннонского бассейна. Общей причиной такого одновременного процесса является, скорее всего, изменение угла погружения слэба субдуцирующей ЕП с более пологого на более крутой (до 30° по сейсмическим данным).

3. Сопоставление палинспастической и скоростной моделей альпийского структурного этажа УК показывает, что процесс покровообразования имеет здесь более сложный характер, чем предполагает собственно геологическая модель.

3. 1. Перемещение покровов УК происходило по нескольким крупномасштабным детатчментам, один из которых проходит на глубине 5—6 км между верхним (Upper CC + Upper IC) и нижним (Lower CC + Lower IC) стратомеханическими комплексами, а второй — по подошве флиша в зоне перехода

V_p от 5,45 к 5,55 км/с. Еще одна крупная поверхность срыва проходит, по-видимому, между мезозой-палеозойским и докембрийским фундаментами на глубине от 5 до 16 км, причем она фиксируется как слой с пониженной скоростью $V_p = 5,29$ км/с.

3. 2. Отмечаемое по сейсмическим данным повышение скорости распространения продольных волн $V_p = 6,20$ км/с в юго-западной части флишевого прогиба УК свидетельствует о возможности присутствия здесь погребенного Мармарошского гранитоидного массива, что согласуется с данными работы [Gaḡala et al., 2012] по профилю, проходящему параллельно PANCAKE в 80—90 км к северо-западу от него.

Благодарности. Авторы выражают благодарность профессору Ягеллонского университета (Польша) Н. Ощипко за ценные консультации, предоставленные в процессе написания статьи; заведующему кафедрой физики Земли Львовского национального университета им. Ивана Франко (Украина) В. В. Фурману за эффективную организацию процесса обработки полевых материалов и обсуждение полученных результатов; мл. науч. сотруднику Института геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины Е. Коломиец за полезные консультации при анализе сейсмических материалов по профилю PANCAKE; фирме Midland Valley за пакет программ MOVE, предоставленный Институту геофизики НАН Украины в рамках Академической компьютерной инициативы. М. Накапелюх благодарит Американскую ассоциацию нефтяных геологов за Alexander & Geraldine Wanek Memorial грант, который был использован при полевых исследованиях. Авторы также благодарны доктору Д. Делво за программу Tensor для обработки структурных данных.

Список литературы

- Аронский А. А., Беличенко П. В., Гинтов О. Б., Муровская А. В. Кинематические параметры деформирования верхних горизонтов земной коры Украинских Карпат в миоцен-плейстоценовую эпоху (по тектонофизическим данным). 1—3. *Геофиз. журн.* 1995. Т. 17. № 3. С. 58—68; № 5. С. 11—19; № 6. С. 43—57.
- Бубняк І. М., Віхоть Ю. М. Тектонофізичні дослідження флішових відкладів скиби Зелем'янки в долинах струмків Кобилець та Ягистів. Праці НТШ. *Геологічний збірник*. 2012. Т. XXX. С. 119—130.
- Віхоть Ю. М. Еволюція палеонапружень північно-західної частини Скибового покриву Українських Карпат та Внутрішньої зони передового прогину в зв'язку з прогнозуванням пошуків родовищ вуглеводнів: Автореф. дис. ... канд. геол. наук. Київ, 2012. 21 с.
- Віхоть Ю. М., Бубняк І. М., Накапелюх М. В. Результати тектонофізичних досліджень флішової товщі Скибового покриву Українських Карпат у долині р. Бистриця Надвірнянська. *Геолог. журн.* 2011. № 2. С. 72—80.

- Геодинамика Карпат (Отв. ред. В. В. Глушко, С. С. Круглов). Киев: Наук. думка, 1985. 135 с.
- Геологічна карта Українських Карпат, Закарпатська, Івано-Франківська, Львівська, Чернівецька області України. 1 : 100 000. Сост. В.В. Глушко, В.В. Кузовенко, В.Е. Шлапинский. Ред. Ю.З. Крупский. Отчет ЗАО "Концерн Надра". Киев: Фонд ЗАО "Концерн Надра", 2007. 228 с.
- Гинтов О.Б. Планетарные деформации земной коры, ротация Земли и движение литосферных плит. *Геофиз. журн.* 2001. Т. 23. № 4. С. 69—82.
- Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс, 2005. 572 с.
- Гинтов О.Б., Бубняк И.Н., Бубняк А.Н., Вихоть Ю.М., Мычак С.В., Накапелюх М.В. Напряженно-деформированное состояние и динамика аллохтонной части Предкарпатского прогиба в связи с нефтегазоносностью (по тектонофизическим данным). *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 1. С. 75—87.
- Гинтов О.Б., Бубняк И.Н., Вихоть Ю.М., Муровская А.В., Накапелюх М. В. Эволюция напряженно-деформированного состояния и динамика Скибового покрова Украинских Карпат. *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33. № 5. С. 17—34.
- Глушко В.В., Шлапинський В.Є., Кульчицький Я.О., Кузовено В.В., Гаращук А.В. Звіт за темою "Вивчення геологічної будови і перспектив нафтогазоносності зони зчленування Дуклянського, Чорногорського і Кросненського покрівів Українських Карпат за 1991—1994 рр.". Львів, 1994. 124 с.
- Деталізація геологічної будови північно-західної частини Внутрішніх Флішових покрівів Українських Карпат з метою виявлення об'єктів, перспективних на нафту і газ (1998—2001 рр.) Составители: Кузовенко В.В., Шлапинский В.Е., Мачальский Д.В. Отчет ДП "Західукргеологія". 2001. 69 с.
- Муровская А.В. Поля напряжений и деформационные режимы Западного Горного Крыма на альпийском этапе тектогенеза по тектонофизическим данным: Автореф. дис. ... канд. геол. наук. Киев, 2012. 22 с.
- Накапелюх М.В., Бубняк І.М. Збалансований розріз відслонення "Тартак" (Скибовий покрив Українських Карпат). *Геофиз. журн.* 2013. Т. 35. № 3. С. 105—114.
- Паталаха Е.И., Гончар В.В., Сенченков И.К., Червинко О.П. Элементы геодинамики Карпат. Прогноз углеводородов и сейсмоопасности. Киев: ПП "Экмор", 2003. 151 с.
- Тектоническая карта Украинских Карпат. 1 : 200000. Отв. ред. С.С. Круглов. Киев: Изд-во Мингео Украинской ССР, 1986.
- Тектонічна карта України. 1 : 1000000. Ч.1. Пояснювальна записка. Відп. ред. Д. С. Гурський, С.С. Круглов. Київ: УкрДГПІ, 2007. 96 с.
- Хом'як Л.М. Ранньопалеогеновий етап формування насувів Українських Карпат. *Праці наук. товариства ім. Т. Шевченка. Геолог. збірник.* 2012. Т. XXX. С. 90—99.
- Шлапинський В.Є. Деякі питання тектоніки Українських Карпат. *Праці наук. товариства ім. Т. Шевченка. Геологічний збірник.* 2012. Т. XXX. С. 48—67.
- Csontos L., Vörös A., 2004. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 210(1), 1—56.
- Csontos L., Márton E., Wórum G., Benkovics L., 2002. Geo-dynamics of SW-Pannonian inselbergs (Mecsek and Villa ny Mts., SW Hungary). *EGU Spec.* 3, 227—245.
- Dahlstrom C.D.A., 1969. Balanced cross sections. *Canadian J. Earth Sci.* 6(4), 743—757.
- Delvaux D., Moeys R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenko A., Ruzhich V., Sankov V., 1997. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part 2. Cenozoic rifting. *Tectonophysics* 282, 1—38.
- Devlaux D., Sperner B., 2003. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. In: *New insights into Structural interpretation and Modeling.* London: Geol. Soc. Spec. Publ., 212, 75—100.
- Fodor L., Csontos L., Bada G., Györfi I., Benkovics L., 1999. Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. In: B. Durand (Ed.). *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen.* London: Geol. Soc. Spec. Publ., 156, 295—334.
- Gagala J., Vergés J., Saura E., Malata T., Ringenbach J.-C., Werner Ph., Krzywiec P., 2012. Architecture and orogenic evolution of the northeast-

- tern Outer Carpathians from cross-section balancing and forward modeling. *Tectonophysics* 532—535, 223—241.
- Golonka J., Krobicki M., Oszczypko N., S'laIczka A., Slomka T., 2003. Geodynamic evolution and palaeogeography of the Polish Carpathians and adjacent areas during Neo-Cimmerian and preceding events (latest Triassic — earliest Cretaceous). In: McCann T., Saintot A. (Eds). *Tracing Tectonic Deformation Using the Sedimentary Record*. London: Geol. Soc. Spec. Publ., 208, 138—158.
- Golonka J., Oszczypko N., S'laIczka A., 2000. Late Carboniferous Neogene geodynamic evolution and palaeogeography of the circum-Carpathian region and adjacent areas. *Ann. Soc. Geol.* 70, 107—136.
- Grabowski J., Nemčok M., 1999. Summary of paleomagnetic data from the Central West Carpathians of Poland and Slovakia: evidence for the Late Cretaceous — Early Tertiary transpression. *Phys. Chem. Earth, Part A Solid Earth Geod.* 24, 681—685.
- Hossack J.R., 1979. The use balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction: a review. *J. Geol. Soc. London* 136, 705—711.
- Kováč M., Nagymarosy A., Oszczypko N., S'laIczka A., Csontos L., Maruntenau M., Márton E., 1998. Palinspastic reconstruction of the Carpathian-Pannonian region during the Miocene. In: Raku's M. (Ed.). *Geodynamic Development of the Western Carpathians*. Bratislava: Geol. Surv. of Slovak Republic Publ., 189—217.
- Lewandowski M., Krobicki M., Matyja B.A., Wierzbowski A., 2005. Palaeogeographic evolution of the Pieniny Klippen Basin using stratigraphic and palaeomagnetic data from the Veliky Kamenets section (Carpathians, Ukraine). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 216, 53—72.
- Márton E., 1984. Tectonic implications of palaeomagnetic results for the Carpatho-Balkan and adjacent areas. In: Dixon J.E., Robertson A.H.F. (Eds). *Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. London: Geol. Soc. Spec. Publ., 17, 645—654.
- Márton E., 1987. Paleomagnetism and tectonics in the Mediterranean region. *J. Geodynamics* 7, 33—57.
- Márton E., Mastella L., Tokarski A.K., 1999. Paleomagnetic results from the Paleogene Podhale flysch, Inner Carpathians *Poland. Phys. Chem. Earth* 24, 645—649.
- Nemčok M., Schamel S., Gayer R.A., 2005. Thrust belts: structural architecture, thermal regimes and petroleum systems. Cambridge: Cambridge Univer. Press, 541 p.
- Neugebauer J., Greiner B., Appel E., 2001. Kinematics of the Alpine — West Carpathian orogen and palaeogeographic implications. *J. Geol. Soc. London* 158, 97—110.
- Oszczypko N., Salata D., Krobicki M., 2012. Early Cretaceous intra-plate volcanism in the Pieniny Klippen Belt — a case study of the Velykyi Kamenets'/Vilkhivchyk (Ukraine) and Biaia Woda (Poland) sections. *Geol. Quart.* 56(4), 629—648.
- Price R.A., 1986. The southeastern Canadian Cordillera: thrust faulting, tectonic wedging and delamination of the lithosphere. *J. Struct. Geol.* 8(3/4), 239—254.
- Roure F., Roca E., Sassi W., 1993. The Neogene evolution of the Outer Carpathian flysch units (Poland, Ukraine and Romania): kinematics of a foreland/fold-and-thrust belt system. *Sediment. Geol.* 86(1-2), 177—201.
- Schmid S.M., Bernoulli D., Fügenschuh B., Matenco L., Schefer S., Schuster R., Tischler M., Ustaşzewski K., 2008. The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss J. Geosci.* 101, 139—183.
- Stampfli G.M., Borel G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth Planet. Sci. Lett.* 196, 17—33.
- Starostenko V., Janik T., Kolomyets K., Czuba W., Środa P., Grad M., Kovács I., Stephenson R., Lysynchuk D., Thybo H., Artemieva I.M., Omelchenko V., Gintov O., Kutas R., Gryn D., Guterch A., Hegedűs E., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A., 2013. Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics* 608, 1049—1072.
- Suppe J., 1985. Principles of structural geology. Englewood Cliffs, New Jersey Prentice-Hall, 337 p.

Tectonophysical and palinspatic sections of the Ukrainian Carpathians along the geo-traverse DOBRE-3 (PANCAKE)

© O. B. Gintov, I. N. Bubnyak, Yu. M. Vikhot', A. V. Murovskaya, M. V. Nakapelyukh, V. E. Shlapinskiy, 2014

Results of tectonophysical studies and palinspatic reconstruction of the Alpine orogene of the Ukrainian part of the East Carpathians carried out along the international profile DSS PANCAKE which intersects southwestern part of East European craton, East Carpathians and the Pannonian basin are under consideration. It has been shown that compression forces of southwest and northwest direction which brought to formation of the Ukrainian Carpathians and detected by corresponding regional paleo-tensions began their activity not later than in late Cretaceous. They were accompanied by right and left shifts of the same direction produced by different velocities of northeastward movement of covers parts and skibs. Reconstruction of balanced section of the Ukrainian Carpathians revealed that the primary width of sediments accumulation basin was not less than 460 km i. e. shortening was 340 km, the volume of orogen denudation was 48,1 %. The Pennine klippe belt belongs to the Pennine cover produced from the sediments of the single Pennine-Marmarosh basin as a part of the Carpathian basin of sediments accumulation.

Key words: tectonophysics, paleo-tensions, palinspatic, geodynamic, orogene.

References

- Aronskiy A. A., Belichenko P. V., Gintov O. B., Murovskaya A. V., 1995. Kinematic parameters of the deformation of the upper horizons of the Earth crust of the Ukrainian Carpathians in Miocene-Pleistocene (based on the tectonophysics data). *Geofizicheskiy zhurnal* 17 (3), 58—68; 17 (5), 11—19; 17 (6), 43—57 (in Russian).
- Bubniak I. M., Vikhot Yu. M., 2012. Tectonophysics investigations of the flysch deposits in the slice Zelemianka within valley of Kobylets and Yahystiv streams. Pratsi NTSH. *Geologichyi zbirnyk XXX*, 119—130 (in Ukrainian).
- Vikhot Yu. M., 2012. The Paleostress evolution of North-Western part of Skyba nappe Ukrainian Carpathians and Inner Zone of Ukrainian Carpathian foredeep in connection with search prediction of hydrocarbon deposits: Cand. geol. sci. diss. Kyiv, 21 p. (in Ukrainian).
- Vikhot Yu. M., Bubniak I. M., Nakapelyukh M. V., 2011. Results of the tectonophysical investigations of the flysch sequence of the Skyba nappe in the Ukrainian Carpathians, valley of Bystrytsia Nadvirnianska. *Geologichyi zhurnal* (2), 72—80 (in Ukrainian).
- Geodynamics of the Carpathians (Eds V. V. Glushko, S. S. Kruglov). 1985. Kiev: Naukova Dumka, 135 p. (in Russian).
- Geological Map of the Ukrainian Carpathians Transcarpathian, Ivano-Frankivsk, Lviv, Tchernivtsi Regions, 2007. 1 : 100 000. Compilers V. V. Gkushko, V. V. Kuzovenko, V. Ye. Shlapinkiy. Ed. Yu. Z. Krupskiy. Report ZAO "Koncern Nadra", Kyiv, 228 p. (in Ukrainian).
- Gintov O. B., 2001. Planetary deformations of the Earth crust, Earth rotation and moving of the lithosphere plates. *Geofizicheskiy zhurnal* 23 (4), 75—87 (in Russian).
- Gintov O. B., 2005. Field tectonophysics and its using by studies of Earth crust deformation of Ukraine. Kiev: Feniks, 572 p. (in Russian).
- Gintov O. B., Bubniak I. N., Bubniak A. N., Vikhot Yu. M., Mychak S. V., Nakapelyukh M. V., 2013. Stress-strain state and dynamics of the allochthonous part of the Ukrainian Carpathian foredeep and its oil and gas bearing (based on the tectonophysical investigations). *Geofizicheskiy zhurnal* 35 (1), 75—87 (in Russian).
- Gintov O. B., Bubniak I. N., Vikhot Yu. M., Murovskaya A. V., Nakapelyukh M. V., 2011. Evolution of the stress-strain state and dynamics of the Skyba nappe of the Ukrainian Carpathians. *Geofizicheskiy zhurnal* 33 (5), 17—34 (in Russian).
- Glushko V. V., Shlapinkiy V. Ye., Kultshytsky Ya. O., Kuzovenko V. V., Garashuk A. B., 1994. Report "Study of the geological structure and oil and gas perspectives of the contacts of Dukla, Chorno-

- hora and Krosno nappes of the Ukrainian Carpathians for 1991—1994", 228 p. (in Ukrainian).
- Kuzovenko V. V., Shlapinkyi V. Ye., Machalskyi D. V., 2001. Detalization of the geological structure of the NW part of the Inner Flysch nappes of the Ukrainian Carpathians with aim to discovery new perspectives objects on oil and gas (1998—2001), Report DP "Zakhidukrgeologia", 69 p. (in Ukrainian).
- Murovskaya A. V., 2012. The paleostress and strain regimes of the Western Mountain Crimea on Alpine stage of the tectogenesis based on the tectonophysical data: Cand. geol. sci. diss. Kiev, 22 p. (in Russian).
- Nakapelukh M. V., Bubniak I. M., 2013. Balanced cross section of the outcrop "Tartak". *Geofizicheskiy zhurnal* 35(3), 105—114 (in Ukrainian).
- Patalakha E. I., Honchar V. V., Sechenov I. K., Chervinko O. P., 2003. Elements of Geodynamics of the Carpathians. Prognosis of the oil and gas bearing and seismic hazards. Kiev: Ekmor, 151 p. (in Russian).
- Tectonic map of the Ukrainian Carpathians, 1986. Scale 1 : 200 000. Ed. S. S. Kruglov. Kiev: Min-geo USSR Publ. (in Russian).
- Tectonic map of Ukraine, 2007. Scale 1 : 1000 000. Eds D. S. Hurskyi, S. S. Kruglov. Kyiv: UkrDGRI, 96 p. (in Ukrainian).
- Khomiak L. M., 2012. Early Paleogene stage of the nappe forming in the Ukrainian Carpathians. *Praci naukovohto tovarystva imeni T. Shevchenka. Geologishnyi zbirnyk* XXX, 90—99 (in Ukrainian).
- Shlapinskyi V. Ye., 2012. Some problems of the Tectonics of the Ukrainian Carpathians. *Praci naukovohto tovarystva imeni T. Shevchenka. Geologishnyi zbirnyk* XXX, 48—67 (in Ukrainian).
- Csontos L., Vörös A., 2004. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 210(1), 1—56.
- Csontos L., Márton E., Wórum G., Benkovics L., 2002. Geo-dynamics of SW-Pannonian inselbergs (Mecsek and Villa ny Mts., SW Hungary). *EGU Spec.* 3, 227—245.
- Dahlstrom C. D. A., 1969. Balanced cross sections. *Canadian J. Earth Sci.* 6(4), 743—757.
- Delvaux D., Moeys R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenko A., Ruzhich V., Sankov V., 1997. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part 2. Cenozoic rifting. *Tectonophysics* 282, 1—38.
- Devlaux D., Sperner B., 2003. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. In: *New insights into Structural interpretation and Modeling*. London: Geol. Soc. Spec. Publ., 212, 75—100.
- Fodor L., Csontos L., Bada G., Györfi I., Benkovics L., 1999. Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. In: B. Durand (Ed.). *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen*. London: Geol. Soc. Spec. Publ., 156, 295—334.
- Gagala J., Vergés J., Saura E., Malata T., Ringenbach J.-C., Werner Ph., Krzywiec P., 2012. Architecture and orogenic evolution of the northeastern Outer Carpathians from cross-section balancing and forward modeling. *Tectonophysics* 532—535, 223—241.
- Golonka J., Krobicki M., Oszczytko N., S'łalczka A., Słomka T., 2003. Geodynamic evolution and palaeogeography of the Polish Carpathians and adjacent areas during Neo-Cimmerian and preceding events (latest Triassic — earliest Cretaceous). In: McCann T., Saintot A. (Eds). *Tracing Tectonic Deformation Using the Sedimentary Record*. London: Geol. Soc. Spec. Publ., 208, 138—158.
- Golonka J., Oszczytko N., S'łalczka A., 2000. Late Carboniferous Neogene geodynamic evolution and palaeogeography of the circum-Carpathian region and adjacent areas. *Ann. Soc. Geol.* 70, 107—136.
- Grabowski J., Nemčok M., 1999. Summary of paleomagnetic data from the Central West Carpathians of Poland and Slovakia: evidence for the Late Cretaceous — Early Tertiary transpression. *Phys. Chem. Earth, Part A Solid Earth Geod.* 24, 681—685.
- Hossack J. R., 1979. The use balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction: a review. *J. Geol. Soc. London* 136, 705—711.
- Kováč M., Nagymarosy A., Oszczytko N., S'łalczka A., Csontos L., Maruntenau M., Márton E., 1998. Palinspastic reconstruction of the Carpathian-Pannonian region during the Miocene. In: Raku's M. (Ed.). *Geodynamic Development of the Western Carpathians*. Bratislava: Geol. Surv. of Slovak Republic Publ., 189—217.
- Lewandowski M., Krobicki M., Matyja B. A., Wierzbowski A., 2005. Palaeogeographic evolution of the Pieniny Klippen Basin using stratigraphic and palaeomagnetic data from the Veliky Kamenets section (Carpathians, Ukraine). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 216, 53—72.

- Márton E., 1984. Tectonic implications of palaeomagnetic results for the Carpatho-Balkan and adjacent areas. In: Dixon J. E., Robertson A. H. F. (Eds). *Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. London: Geol. Soc. Spec. Publ., 17, 645—654.
- Márton E., 1987. Paleomagnetism and tectonics in the Mediterranean region. *J. Geodynamics* 7, 33—57.
- Márton E., Mastella L., Tokarski A. K., 1999. Paleomagnetic results from the Paleogene Podhale flysch, Inner Carpathians Poland. *Phys. Chem. Earth* 24, 645—649.
- Nemčok M., Schamel S., Gayer R. A., 2005. Thrust belts: structural architecture, thermal regimes and petroleum systems. Cambridge: Cambridge Univer. Press, 541 p.
- Neugebauer J., Greiner B., Appel E., 2001. Kinematics of the Alpine — West Carpathian orogen and palaeogeographic implications. *J. Geol. Soc. London* 158, 97—110.
- Oszczypko N., Salata D., Krobicki M., 2012. Early Cretaceous intra-plate volcanism in the Pieniny Klippen Belt — a case study of the Velykyi Kamenets'/Vilkhivchyk (Ukraine) and Biaia Woda (Poland) sections. *Geol. Quart.* 56(4), 629—648.
- Price R. A., 1986. The southeastern Canadian Cordillera: thrust faulting, tectonic wedging and delamination of the lithosphere. *J. Struct. Geol.* 8(3/4), 239—254.
- Roure F., Roca E., Sassi W., 1993. The Neogene evolution of the Outer Carpathian flysch units (Poland, Ukraine and Romania): kinematics of a foreland/fold-and-thrust belt system. *Sediment. Geol.* 86(1-2), 177—201.
- Schmid S. M., Bernoulli D., Fügenschuh B., Matenco L., Schefer S., Schuster R., Tischler M., Ustaşewski K., 2008. The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss J. Geosci.* 101, 139—183.
- Stampfli G. M., Borel G. D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth Planet. Sci. Lett.* 196, 17—33.
- Starostenko V., Janik T., Kolomiyets K., Czuba W., Środa P., Grad M., Kovács I., Stephenson R., Lysynchuk D., Thybo H., Artemieva I. M., Omelchenko V., Gintov O., Kutas R., Gryn D., Guterch A., Hegedűs E., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A., 2013. Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics* 608, 1049—1072.
- Suppe J., 1985. Principles of structural geology. Englewood Cliffs, New Jersey Prentice-Hall, 337 p.