

Кинематическая эволюция зоны Пьенинских утесов в кайнозое (Украинские Карпаты)

© А. В. Муровская¹, М. В. Накапелюх¹, Ю. М. Вихоть²,
В. Е. Шлапинский³, И. Н. Бубняк², С. В. Мычак¹, 2016

¹Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

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

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

Поступила 22 июня 2016 г.

Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым

Узагальноно дані щодо поверхневої, субповерхневої та глибинної будови зони П'єнінських скель (ЗПС). Наведено нові результати її геолого-структурного і тектонофізичного вивчення в межах української частини Східних Карпат. У сучасному вигляді ЗПС (вузька інтенсивно тектонізована зона між Зовнішніми Карпатами і Закарпатським прогином) сформувалася в олігоцені—міоцені на місці давнього океану. На поверхні вона розміщується в межах безкорневого П'єнінського покриву, а на глибині є крутопадаючою зоною деформації, яка розвивалася в умовах стиснення, простого правого зсуву, транстенсії й транспресії. Мезоструктури горизонтального укорочення і вертикального подовження — насуди та принасувні складки, а також структури бічні екструзії — правозсувні зміщення по субмеридіональних дзеркалах — відповідають полю Пд. З.—Пн. Сх. 220° стиснення і співвідносяться з етапом просування мікроплити Алькапа у північно-східному напрямку в олігоцені—ранньому міоцені. У ранньому міоцені внаслідок обертання мікроплити проти годинникової стрілки правозсувна деформація концентрується у суміжній зоні між нею і призмою Українських Карпат, що формувалася. Цьому етапу відповідають поля зсувного типу з орієнтуванням осі стиснення Пд. Сх. 165°—Пд. Зх. 215° і її "обертанням" у зоні простого зсуву. Скидо-зсувні тектонічні дзеркала відображують деформаційний режим транстенсії з віссю розтягування Пд. Зх. 240°, який пов'язаний з формуванням у середньому—пізньому міоцені Закарпатського прогину. На сучасному етапі ЗПС розвивається у режимі транспресії з південно-західним—північно-східним орієнтуванням осі стиснення.

Ключові слова: Українські Карпати, П'єнінський покрив, зона П'єнінських скель, кинематичний аналіз, поля напружень, деформаційні режими.

Введение. Протяженная (около 600 км) и узкая (1—20 км) зона Пьенинских утесов (ЗПУ) или "клишпов" простирается от Словакии до северной Румынии и представляет собой интенсивно деформированную тектоническую структуру, разделяющую более древние Внутренние и более молодые Внешние Карпаты [Slaczka et al., 2006; Golonka et al., 2015 и ссылки в них]. Геоморфологически ЗПУ проявляется прерывистой полосой бугристого рельефа с характерными устойчивыми к эрозии ска-

лами — "клиппами", возвышающимися на фоне менее прочных пород (флиша, сланцев, мергелей). Клиппы представляют собой экзотические блоки метаморфических и магматических пород разного возраста и маркируют след океанического бассейна, сформировавшегося в юрский период между террейнами Внутренних Карпат и Северо-Европейской платформой [Plašienka, 2011; Golonka et al., 2015].

Изучению разных аспектов ЗПУ как ключевой зоны для геодинамики Карпатско-Пан-

нонского региона в Польше и Словакии посвящено множество работ, например [Ratschbacher et al., 1993; Plašienka, 2011; Golonka et al., 2015 и ссылки в них]. Тектонофизические работы зарубежных исследователей охватывают Западные и Южные Карпаты [Ratschbacher et al., 1993; Fodor et al., 1999; Matenco, Bertotti, 2000]. В пределах Украинского сегмента Карпат (УК), начиная с 90-х годов прошлого века, выполнен ряд тектонофизических работ, охвативших в том числе и ЗПУ, которые обобщены в работе [Гинтов, 2005], построен сбалансированный разрез через УК [Гинтов и др., 2014], рассмотрена неогеновая кинематика Закарпатского глубинного разлома [Шевчук, Василенко, 2015], предложен механизм формирования Пьенинской и Мармарошской утесовых зон как результат конвергенции микроплит Алькапа, Тиссия и Дакия [Гнилко и др., 2015].

Актуальность настоящей статьи связана с неоднозначностью трактовки структурной принадлежности ЗПУ и ее геодинамической эволюции. Здесь представлены результаты новых геолого-структурных и тектонофизических исследований в пределах ЗПУ, выполненных в 2014—2015 годах, а также обобщены последние результаты по приповерхностному и глубинному строению ЗПУ. Целью статьи является реконструкция палеонапряжений и кинематической истории ЗПУ в кайнозой на основе анализа деформационных мезоструктур (зеркал скольжения, складок, структурных парагенезисов трещин и других индикаторов деформации) в контексте общей эволюции Карпато-Паннонского региона, а также обобщение литературных источников о более ранней эволюции ЗПУ.

Район исследований. На территории Украины ЗПУ представляет собой полосу тектонического меланжа, надвинутого в сторону Флишевых Карпат, разделяющего Внешние Карпаты и Мармарошский пояс от Внутренних Карпат и Закарпатского прогиба. Ее структурный вид, по С. С. Круглову [Тектонічна ..., 2007], определяет беспорядочно рассеянные в сложнодислоцированной пестроцветной толще аптских—маастрихских мергелей твердые известняки юры, неокома, образующие при выветривании экзотически приподнятые безкорневые тектонические отторженцы. С юго-запада ЗПУ частично перекрыта неогеновыми отложениями Закарпатского прогиба, который является частью Паннонско-Трансильванской системы осадочных бассейнов. В северо-западной части УК ЗПУ вместе с Пьенинским покровом (ПП) полого надвинута на юго-восточное окончание

Магурского покрова, а в юго-восточной части — на Монастырецкий субпокров Мармарошского покрова (рис. 1).

Данные и методика. Зона Пьенинских утесов на территории Украины доступна для изучения в обнажениях в пределах четырех участков. С северо-запада на юго-восток это — район Перечина, Свалявы, Приборжавского и Новоселицы. Представленные в работе полевые данные в основном собраны в старом и новом Приборжавских карьерах, в карьере Великий Камень, а также на прилегающих территориях ПП (рис. 2).

Геологический разрез вкост ЗПУ и ПП (рис. 3) показан в области Свалявы, где он наилучшим образом охарактеризован разведочными скважинами. Глубинный профиль DOBRE-3 пересекает ЗПУ в 20 км к северо-западу от Свалявы. На тектоническую схему вынесены, а на разрез спроектированы пункты взрыва 50 104 и 50 105 этого профиля. Геологическая карта масштаба 1 : 200 000, разрез, а также стратиграфия даны по [Геологічна ..., 2007], глубинная структура — по [Starostenko et al., 2013].

В ходе полевых работ было измерено около 360 тектонических зеркал с бороздами скольжения, указывающими направление перемещения по ним. Также описаны связанные с надвигообразованием складки волочения, взаимоотношения и характер контактов экзотических глыб и вмещающего матрикса. Обобщены ориентировки тектонических зеркал и сопоставлены с зонами разломов в пределах УК и Закарпатского прогиба [Геологічна ..., 2007; Сучасна ..., 2015]. Реконструкция тензора напряжения основывалась на принципах кинематического метода с использованием программы Win Tensor [Devlaux, Sperner, 2003], а типизация деформационных режимов проводилась по ориентировкам осей главных напряжений и значению коэффициента R , отражающего соотношение величин главных нормальных напряжений.

Тектоника и стратиграфия ЗПУ. Внутренняя структура ЗПУ восстановлена на основе картографических, буровых и геофизических данных. На рис. 3 представлен фрагмент геологического разреза, пересекающего ЗПУ и ПП по линии АВ в районе Свалявы. Здесь ПП имеет ширину 0,7—1,5 км и прослеживается на 3,5 км на юг под вулканитами Закарпатского прогиба. В соответствии с разрезом ПП по пологому надвику налегает на Мармарошский покров (МП), кровля которого погружается в юго-западном направлении до глуби-

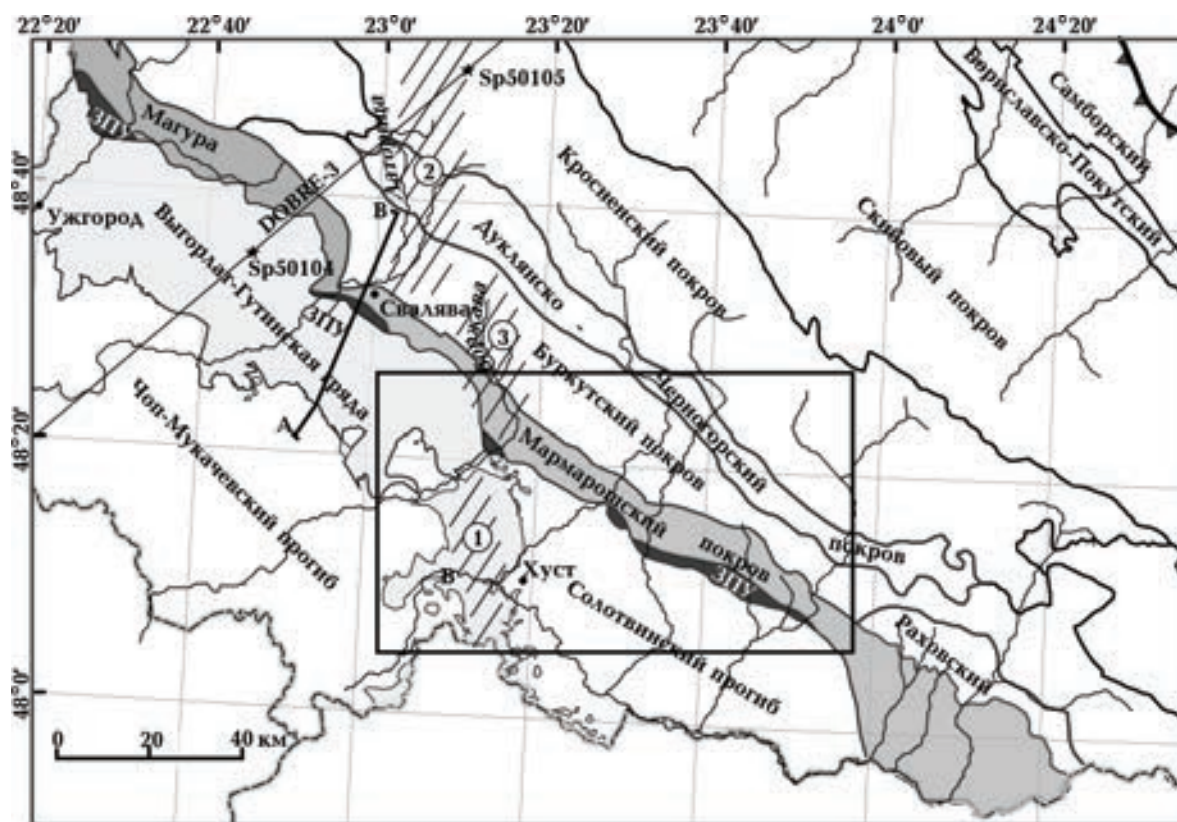


Рис. 1. Тектоническая схема района работ: ЗПУ — зона Пьенинских утесов; А—В — линия геологического разреза; SP50104 и SP50105 — пункты взрыва вдоль профиля DOBRE-3. Разломы (цифры в кругах): 1 — Оашский, 2 — Стрыйско-Латорицкий, 3 — Приборжавский.

ны около 3,5 км. На юго-западе ПП и залегающий под ним МП "срезаются" субвертикальной зоной и контактируют с сооружением Закарпатского прогиба. Разрывы в зоне сочленения Украинских Флишевых Карпат (УФК) и Закарпатского прогиба служат подводщими каналами для миоцен-плиоценового магматизма Выгорлат-Гутинской гряды. Внутренние надвиги в пределах ПП при приближении к зоне контакта с Закарпатским прогибом становятся более крутыми, а затем "запрокидываются" на юго-запад (в сторону прогиба), что свидетельствует о крайне сжатом состоянии вещества в пределах ПП. В соответствии с разрезом в покровообразование вовлечены эоценовые, а в соответствии с геологической картой [Геологічна ..., 2007] — олигоценые образования, что дает нам верхнюю олигоценую возрастную границу формирования надвигов в пределах ПП. Результаты фишен-трек анализа, выполненного вдоль профиля DOBRE-3, также свидетельствуют об олигоценом (32 млн лет) периоде тектонической активизации, который авторы и считают временем начала надвигообра-

зования в Пьенинском бассейне, являвшегося частью общекарпатского бассейна осадконакопления.

Стратиграфия. Разрез ПП начинается с глинисто-карбонатной толщи альба—маастрихта, нижняя граница которой неизвестна. В составе толщи на основании микрофауны выделяются тисальская (альб—сеноман) и пуховская (турон—маастрихт) свиты. Мергели тисальской и пуховской свит относятся к среднеглубинным гемипелагическим образованиям вертикальных седиментационных потоков [Гнилко и др., 2015]. Безкорневые блоки юрско-неокомовых известняков ЗПУ размещены именно в них.

Эоценовые отложения вульховичской свиты общей мощностью более 300 м с угловым несогласием залегают на эродированной поверхности пуховской свиты. Толща представлена снизу вверх следующим рядом терригенных отложений: базальные конгломераты, песчаники и гравелиты, флиш, грубослоистые песчаники.

Олигоценые отложения максимальной мощностью 150—200 м, возраст которых опреде-

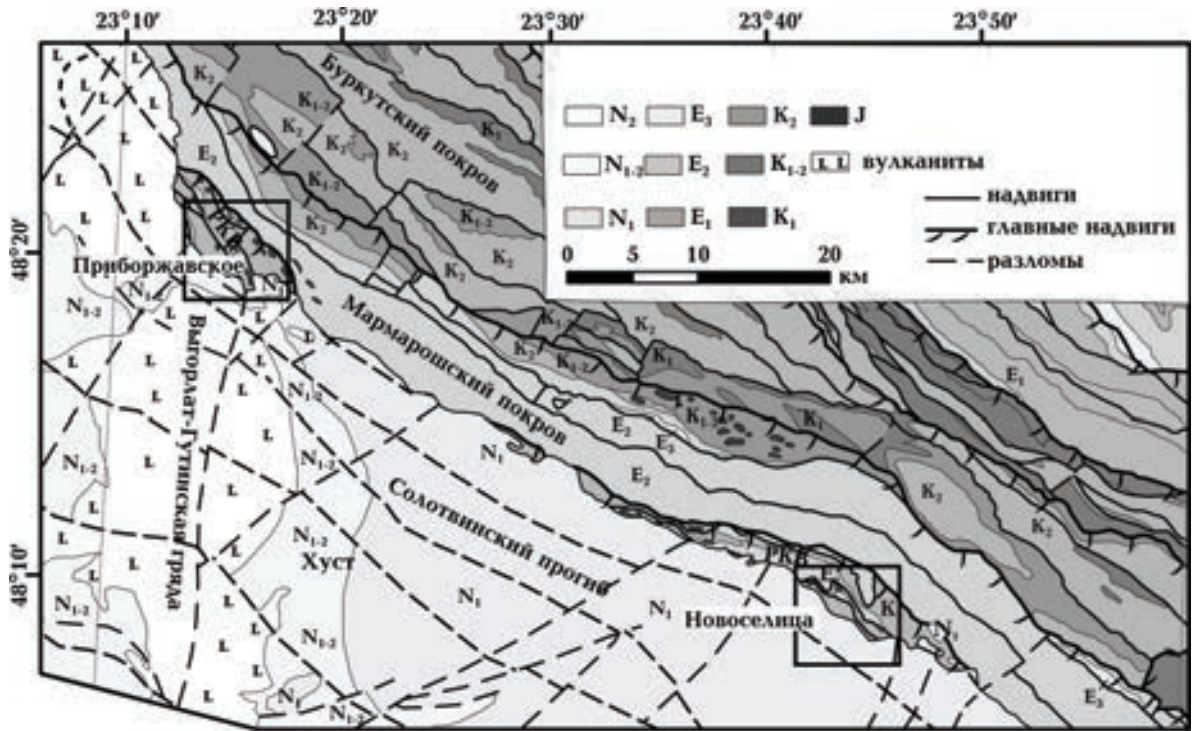


Рис. 2. Геологическая карта района работ, по [Геологічна ..., 2007] с упрощениями.

лен по микрофауне, наращивают разрез эоцена. В нижней части разреза присутствуют несколько пластов полосчатых известняков, которые соответствуют уровню нижнекремниевого горизонта и являются общепринятым маркером. Выше по разрезу идут сильноизвестняковистые аргиллиты, алевролиты, песчаники. В целом для разреза эоцена и олигоцена характерно присутствие грубообломочных прослоев и линз — гравелитов и конгломератов. Согласно

но работе [Гнилко и др., 2015], эоцен-олигоценные обломочные породы отложены, по крайней мере, частично, турбидитовыми потоками. Нижняя, юрско-берриасовая часть разреза восстанавливается на основании изучения отдельных глыб ЗПУ и более подробно описана ниже для Приборжавского карьера и карьера Великой Каменец.

Глубинное строение ЗПУ. В соответствии с глубинным разрезом DOBRE-3 [Starostenko et



Рис. 3. Геологический разрез по линии А—В (см. рис. 1). Составил В. Е. Шлапинский.

al., 2013], ЗПУ и ПП находятся в 140-километровой зоне перехода от тонкой коры Паннонского бассейна к толстой коре Восточно-Европейской платформы. Глубина границы Мохо постепенно возрастает от 22—23 км в Паннонском бассейне до 30 под Закарпатским прогибом и ПП, достигая 48—50 км под Скибовым покровом в центральной части УФК в основном за счет утолщения базальтового слоя от 4 до 20 км.

На отрезке профиля 137—180 км, начиная с глубины примерно 6 км, прослеживается пограничная пологопадающая в западном направлении зона между блоками коры с различной

внутренней структурой, которая может быть сопоставлена с предполагаемой Пьенинской структурой. Пьенинская зона характеризуется блоками с различными скоростными характеристиками и присутствием на отрезке 200—210 км и глубине около 4 км высокоскоростного тела, которое также выделяется на близлежащем польском профиле SP50104 [Starostenko et al., 2013].

Результаты тектонофизических исследований. *Приборжавские карьеры.* Наблюдения проводились в основном в старом и новом Приборжавских карьерах (рис. 4), разрабатывающих огромный известняковый утес, состоящий из нескольких крупных блоков.

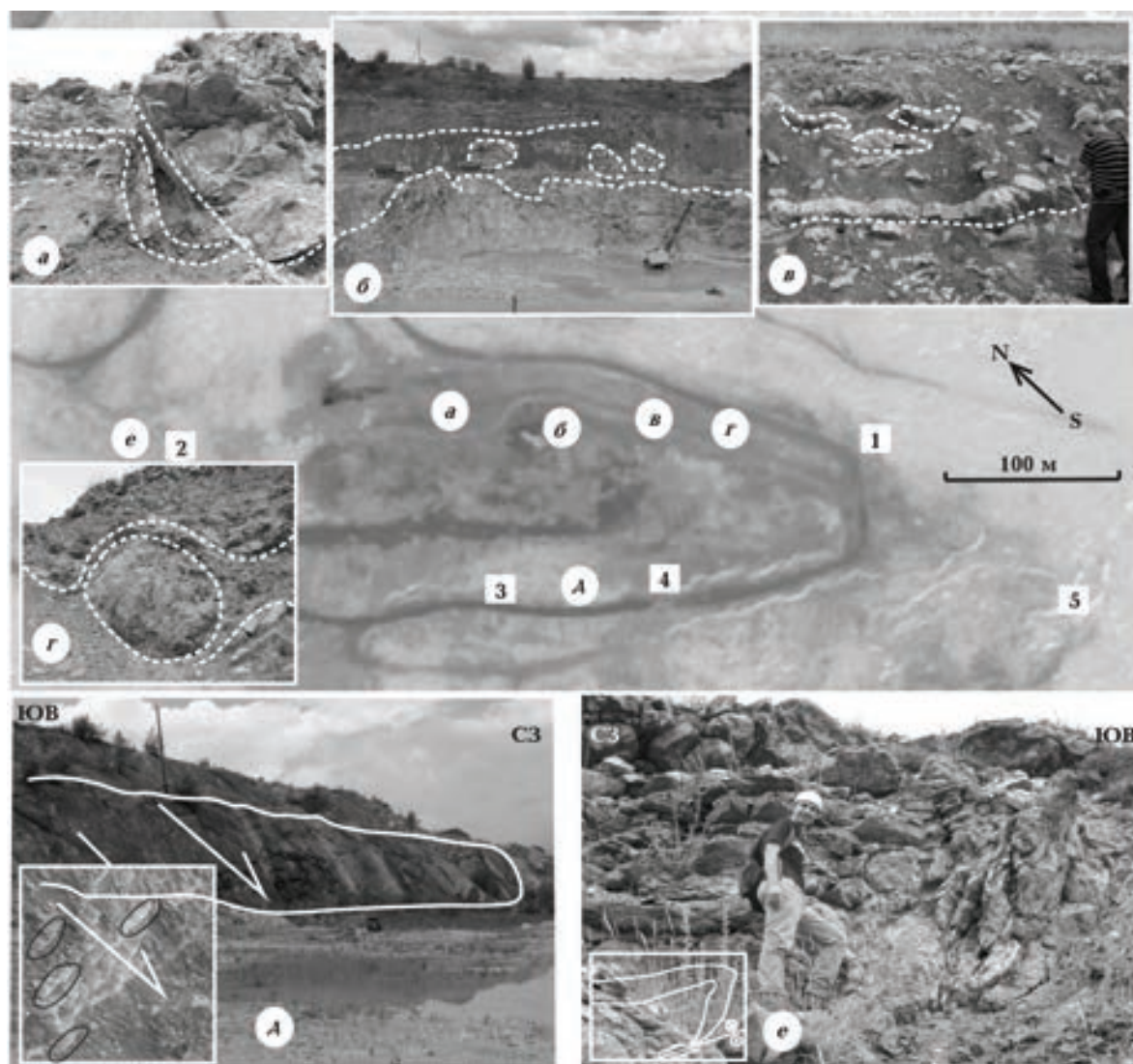


Рис. 4. Космоснимок Приборжавского карьера с указанием пунктов тектонофизических наблюдения (в квадратах) и мест фотографий (в кружках): а—г — соотношение кластеров и матрикса в тектоническом меланже; д — крупное тектоническое зеркало с бороздами скольжения, указывающими на сбросо-сдвиговое перемещение; е — надвиг и принадлежниковая складка волочения типа propagation-fold.

В новом Приборжавском карьере в строении утеса выделяется два крупных относительно ненарушенных блока, в которых восстановлена стратиграфическая последовательность от нижней юры до берриаса, представленная серыми, розовыми, массивными или слоистыми известняками с прослоями аргиллитов, мергелей и линзами кремней [Славин, 1963; Werzowski et al., 2012]. Вытянутые в северо-западном—юго-восточном направлении разновозрастные блоки обнажаются в разных бортах карьера (более молодой блок — в юго-западном, а более древний — в северо-восточном борту) и разделены разрывным нарушением северо-западного—юго-восточного простирания. Блоки находятся в перевернутых залеганиях, сло-

истости в обоих падают на СВ 30—50° под углами от 30 до 60°. Напластование во вмещающих меловых мергелях, измеренное к северо-западу от карьера, также характеризуется северо-восточным падением, в то время как флишевые отложения в пределах УФК в большинстве случаев падают на юго-запад.

Наблюдения в карьере показали, что крупные блоки юры разбиты на более мелкие глыбы, окруженные, как бы обернутые, мергелистым матриксом (см. рис. 4). Некоторые блоки (как правило, крупные) ориентированы по напластованию, другие, более мелкие, характеризуются хаотичным расположением. Блоки и матрикс несут следы деформации (глинки трения, зеркала скольжения, будинаж, брек-

Т а б л и ц а 1. Координаты пунктов тектонофизического изучения ЗПУ в Приборжавских карьерах и результаты определений напряженно-деформированного состояния горных пород

Номер пункта	Широта	Долгота	Порода	Деформационный режим Коэффициент R	Ось сжатия/ ось растяжения Азимут наклона /угол наклона
1	48° 19' 55"	23° 15' 20"	Мергель J ₃	Взбросовый 0,84	20/9 152/77
2	48° 20' 4"	23° 15' 7"	Песчаные J ₁ ?	Взбросовый 0,27	344/18 130/69
2	48° 20' 4"	23° 15' 7"	Песчаные J ₁ ?	Взбросовый 0,17	107/18 336/63
3	48° 19' 58,2"	23° 15' 10,2"	Известняк J ₂	Сдвиговый 0,49	49/17 144/14
3	48° 19' 58,2"	23° 15' 10,2"	Известняк J ₂	Сдвиговый 0,75	360/6 90/3
3	48° 19' 58,2"	48° 19' 58,2"	Известняк J ₂	Сдвиговый 0,62	311/11 41/3
4	48° 19' 56,2"	23° 15' 13,3"	Известняк J ₂	Сдвиговый 0,49	49/17 144/14
4	48° 19' 56,2"	23° 15' 13,3"	Известняк J ₂	Сдвиговый 0,75	360/6 90/3
4	48° 19' 56,2"	48° 19' 56,2"	Известняк J ₂	Сдвиговый 0,62	311/11 41/3
5	48° 19' 51,6"	48° 19' 51,6"	Известняк J ₂	Взбросовый 0,84	20/9 152/77
6	48° 20' 26,3"	23° 14' 39,4"	Известняк J ₂	Сдвиговый 0,5	209/04 119/9
7	48° 20' 25,9"	23° 14' 39,9"	Известняк J ₂	Сдвиговый 0,5	209/04 119/9
8	48° 20' 22,1"	23° 14' 38,2"	Мергель K ₂	Взбросовый 0,28	30/25 160/53

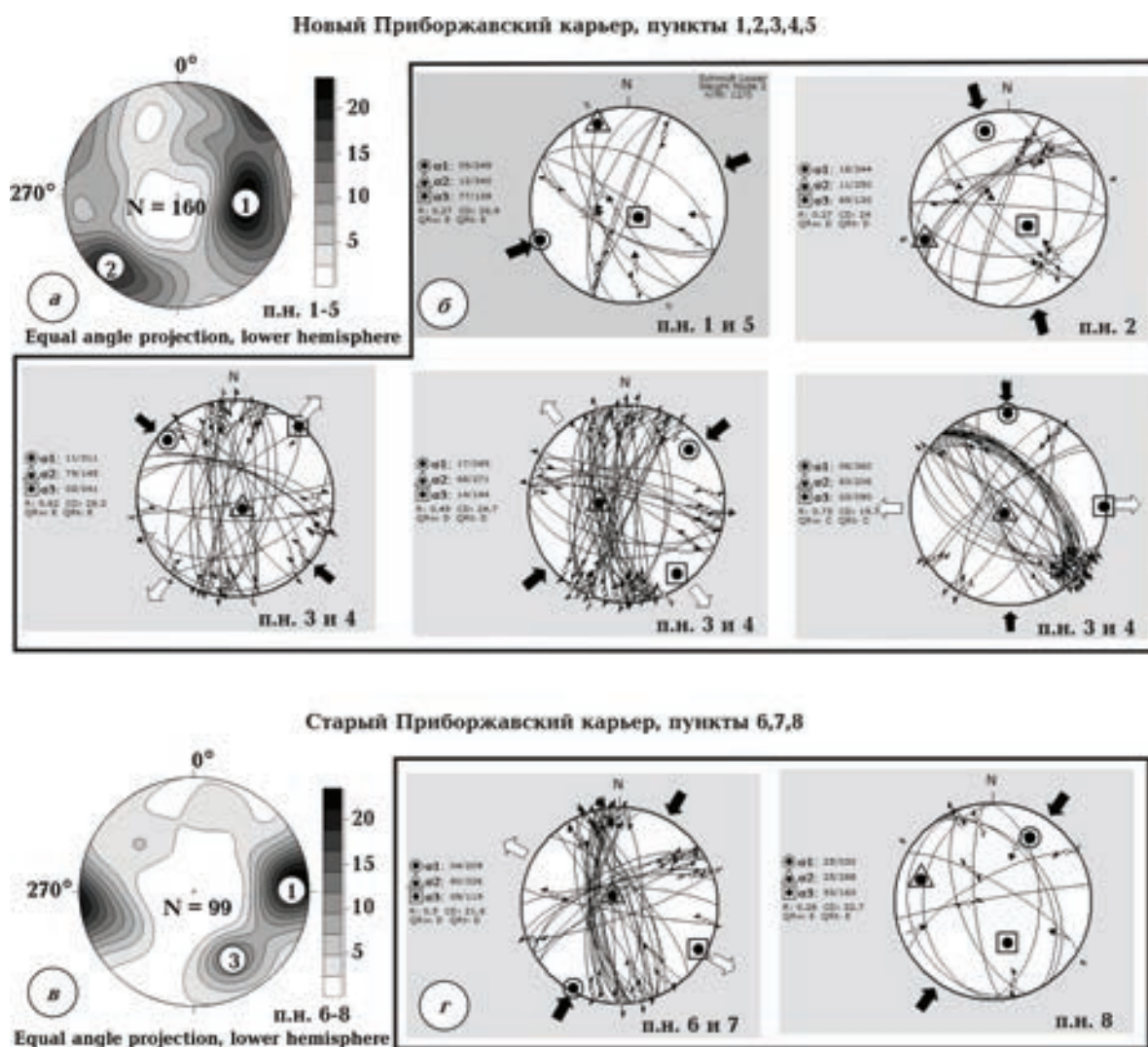


Рис. 5. Стереогаммы для Приборжавских карьеров (нижняя полусфера, проекция Шмидта): а, в — изолинии концентрации полюсов тектонических зеркал (цифры в кружках — номера максимумов, описанных в тексте); б, г — кинематические стереогаммы для групп тектонических зеркал (черные стрелки и кружки показывают ориентировку реконструированных осей сжатия, белые стрелки и квадраты — ориентировку осей растяжения).

чирование, смятие) и представляют собой тектонический меланж (см. рис. 4).

Было измерено 250 зеркал на восьми пунктах наблюдений, координаты которых указаны в табл. 1. Пункты 1—5 находятся в действующем новом Приборжавском карьере и показаны на рис. 4, а пункты 6—8 локализованы в заброшенном старом Приборжавском карьере.

В целом преобладают крутопадающие зеркала сдвигового типа. На стереогаммах полюсов тектонических зеркал (рис. 5, а, в) выделяется самый крупный максимум 1, соответствующий разрывам субмеридионального СВ 0—10° направления, и максимумы 2 (СЗ 315°) и 3 (СВ 60°).

Большинство субмеридиональных зеркал характеризуется преобладанием правосдвиговой компоненты перемещения. Они были активизированы, в соответствии с нашей реконструкцией, в поле сдвигового типа с осью сжатия, ориентированной юго-запад—северо-восток (т. н. 3,4 и 6,7). В районе работ также широко представлены меридиональные оролинеаменты. Их интерпретация как зон разрывов согласуется с региональной разломной тектоникой. К югу от района исследований простирается меридиональный отрезок Выгорлат-Гутинского вулканического хребта, приуроченный к Оашскому глубинному разлому [Сучасна ..., 2015], обозначенному на рис. 1 цифрой 1

в кружке. Разлом разделяет Чоп-Мукачевскую и Солотвинскую впадины с различным характером сейсмичности [Пронишин, Кузнецова, 2011].

В северном направлении протянулась Стрийско-Латорийская субмеридиональная зона разломов (см. рис. 1, кружок с цифрой 2), которая прослеживается как в глубинных, так и в поверхностных структурах [Сучасна ..., 2015]. Представляется правомерным выделение южной Приборжавской ветви меридиональной сдвиговой зоны (цифра 3 на рис. 1).

Второй максимум полюсов (см. рис. 5, а) соответствует крутопадающим разрывам карпатского простирания с преобладающей правосдвиговой компонентой перемещения. Для них было реконструировано сдвиговое поле с меридионально ориентированной осью сжатия.

В целом преобладают поля сдвигового типа с ориентировками оси сжатия юго-запад—северо-восток и север—юг. Для полей взбросового типа также восстановлены направления сжатия юго-запад—северо-восток и север—юг. Во вмещающих породах описаны принадвиговые складки по типу propagation-fold, одна из которых представлена на рис. 4, для которых восстановлено как меридиональное, так и широтное сжатие.

Обращает на себя внимание прослеженное вдоль всего борта карьера крупное зеркало простирания СВ 320° с падением на северо-восток под углом 50—60°, характер смещения по которому изменяется вдоль его простирания от сдвигового до сдвиго-сбросового (см. рис. 5). Плоскости с бороздами, измеренные в пределах зеркала, среди прочих задокументированных на этих же пунктах наблюдения входят в стереограммы 3 и 4 (см. рис. 5, б). Для них восстановлено поле сдвигового типа с осью растяжения юго-запад—северо-восток, которую будем считать действующей, учитывая ее ориентировку вкрест ЗПУ.

Карьер Великий Каменец. В районе Новоселицы ГПП имеет ширину до 3 км и состоит из двух полого надвинутых в северо-восточном направлении пластин [Slaczka et al., 2006; Геологічна ..., 2007]. В пределах южной пластины на вершине холма между руч. Вульхивчик и речкой Лужанкой расположен широко известный карьер Великий Каменец (рис. 6).

Здесь разрабатывается изолированный, относительно монолитный, преимущественно известняковый утес. Карьер многократно изучен в различных аспектах, а его 83-метровый разрез юры—неокома неоднократно описан в геологической литературе, например [Славин, 1963;

Rehakova et al., 2011; Lewandowski et al., 2005; Oszczytko et al., 2012 и ссылки в них]. Разрез начинается с нижнеюрских? обломочных пород, сопоставимых с известной формацией Gresten. Он наращивается красными криноидными известняками, нодулярными (комковатыми) известняками типа Ammonitico Rosso с кремнистыми прослоями и завершается пелитоморфными известняками берриаса с фауной Calpionella. Все эти формации известны также в Карпатах, Альпах и Аппенинах и характерны для верхней юры Альпийского Тетиса [Krobicki et al., 2003]. Литофации Великокаменецкого разреза коррелируются с таковыми для польского и словацкого сегментов ЗПУ и связываются с подводным Чорштынским палеохребтом, разделяющим в средней юре — неокоме Пьенинский и Магурский суббассейны, которые являлись северной частью Тетиса в юрско-меловое время [Krobicki et al., 2003; Slaczka et al., 2006; Golonka et al., 2015]. В составе титон-неокомового комплекса присутствуют основные вулканы, которые, согласно работам [Павлюк та ін., 2013; Oszczytko et al., 2012], представлены породами калиевой серии и развивались на коре континентального типа.

Вся известняковая толща залегает моноκлиально, с крутым под углом 72° на ЮЗ 226° падением, не осложнена складчатостью и не смещена крупными разрывами. В то же время заслуживает внимания внутренняя структура известняков, которую в целом можно охарактеризовать как уплотненную и тектонизированную. Деформационные структуры и соответствующие поля напряжений, которые обобщены на рис. 7 и в табл. 2, описаны ниже с северо-востока на юго-запад от подошвы до кровли.

В криноидальных темно-красных известняках (слой 3А [Rehakova et al., 2011]) по всем трещинам и поверхностям неоднородностей, выполненным глинистым веществом, развиты разноориентированные зеркала скольжения темно-лилового цвета с несколькими ориентировками борозд на каждой поверхности (см. рис. 6). Среди тектонических зеркал преобладают крутопадающие субмеридиональные плоскости с субгоризонтальными бороздами, указывающими на правый сдвиг в поле сдвигового типа с ЮЗ 222° ориентировкой оси сжатия. Второе по представительности поле с СЗ 334° осью сжатия свидетельствует о режиме транспрессии (сочетании правого сдвига и взброса по разрывам северо-западного простирания). Третье поле соответствует условиям растяжения в ЮЗ 219° направлении (см. рис. 7, табл. 2).

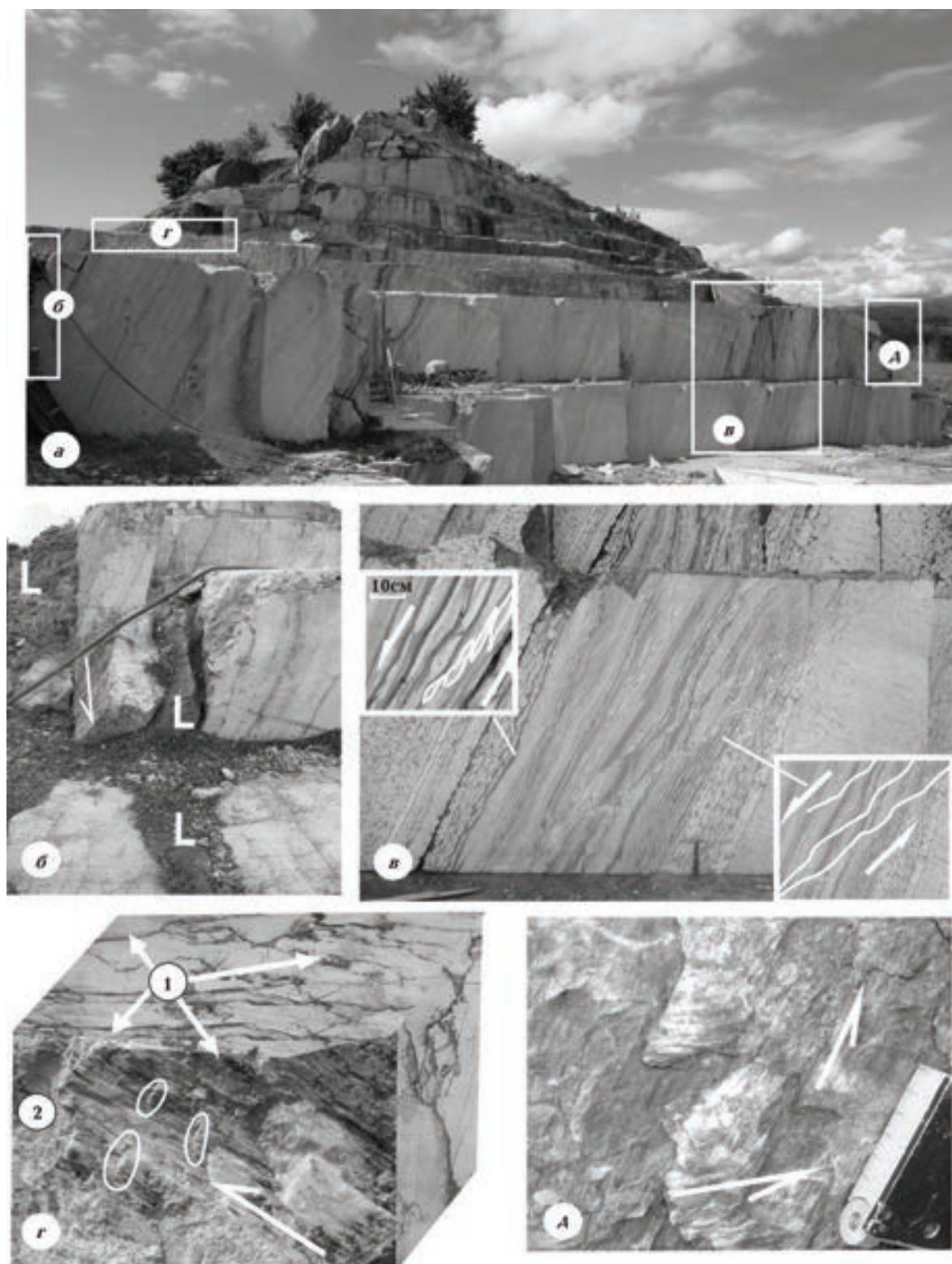


Рис. 6. Общий вид карьера Великий Каменец с указанием мест фото (а); б — покрывающий контакт известняковой глыбы с базальтами (обозначены "L"), белая стрелка показывает направление перемещения по тектоническому зеркалу на кровле известняка; в — зона деформации, в пределах которой развиты линзовидные структуры, позволяющие определить направление сдвигового перемещения; г — условный куб, демонстрирующий тектонизированную внутреннюю структуру мраморовидного известняка (по всем трещинам, на которые указывают белые стрелки, развиты тектонические зеркала типа "2"); д — тектоническое зеркало на подошве известняковой глыбы с несколькими направлениями борозд, обозначенными стрелками.

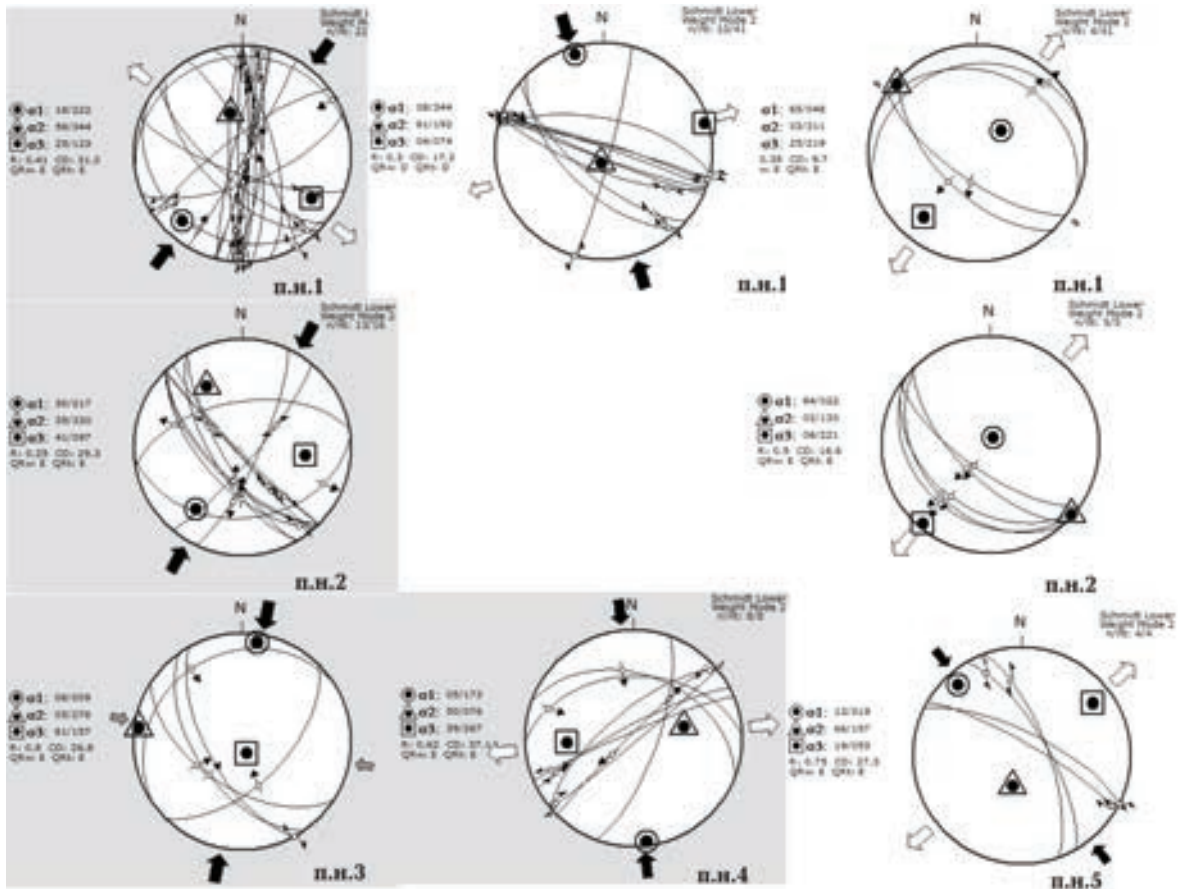


Рис. 7. Кинематические стереограммы для карьера Великий Каменец. Обозначения см. на рис. 5.

Далее, на фоне кремово-розового нодулярного известняка (слой 3В) выделяется пачка тонкослоистых тонкозернистых известняков красного цвета с прослоями радиоляритов (зона 3С). Отдельные слои разделены тонкими прослоями красного мергелистого материала. В пределах зоны между красными прослоями известняк имеет линзовидную и чечевидную внутреннюю структуру, характерную для зон сдвига, а по S-образной форме линз можно определить направление перемещения (см. рис. 6). Здесь также видны несколько более пологих, заполненных кальцитом сдвиговых трещин, направление смещения по которым легко определяется по смещению маркирующих прослоек (см. рис. 6, в). Описанная деформация относится к хрупкопластичной, происходит в условиях всесторонних давлений на втором глубинном уровне (на глубинах не менее 2—5 км [Гинтов, 2005]) и соответствует полю ЮЗ 226° растяжения.

Слой светло-серого брекчиевидного пелитоморфного известняка берриаса с фауной Cal-

lionella без мергеливых прослоек разбит многочисленными трещинами, заполненными прозрачным кальцитом, по которым развиты разноориентированные тектонические зеркала (см. рис. 6, г). Тектонические зеркала в пределах этого слоя обобщены на стереограмме (см. рис. 7) и соответствуют полю ЮЗ 217° сжатия. В верхней части этого же слоя находится силл? диабаза с резкими контактами без видимых следов закалки. На контакте известняка с залегающими выше базальтоидами развиты тектонические зеркала сдвигового и взбросового типов (см. рис. 6, б), а поле напряжений соответствует обстановке всестороннего сжатия с осью σ_1 СВ 9° ориентировки.

В правом борту р. Лужанки зафиксированы крупные тектонические зеркала, подвижки по которым определены как сбросо-сдвиги, а реконструированная действующая ось растяжения ориентирована на СВ 53°.

Обобщение полей напряжений по всем обнажениям. Для всех изученных обнажений как в районе Приборжавских карьеров, так и ка-

рьера Великий Каменец, отмечены повторяющиеся закономерности в преобладающих деформационных структурах и реконструированных полях напряжений. В целом преобладают поля напряжений сдвигового типа, вторыми по представительности являются взбросовые, присутствуют также сбросовые поля напряжений. По ориентировкам оси сжатия можно выделить как сдвиговые, так и взбросовые поля с ЮЗ 225° осью сжатия, в которых по субмеридиональным крутопадающим зеркалам активизировались правые сдвиги и взбросо-сдвиги по разрывам карпатского направления.

Повсеместно выделяется поле с субмеридиональной ориентировкой оси сжатия, для которого характерны "повороты" оси сжатия в секторе ЮВ 165 — ЮЗ 217°. Наиболее распространены в этом поле правосдвиговые зеркала карпатского простирания. Для поля сбросового типа с ЮЗ 240° осью растяжения характерны сбросовые и сбросо-сдвиговые перемещения.

Интерпретация и дискуссия. Эволюция полей напряжений в кайнозое. Возрастные соотношения восстановленных полей напряжений сложно оценить только на основании по-

левых наблюдений. Поэтому для привязки их по времени будем исходить из установленных этапов эволюции Паннонско-Карпатского региона аналогично подходу [Matenco, Bertotti, 2000].

С позиций плитовой тектоники некоторые авторы, например [Fodor et al., 1999; Csontos, Vörös, 2004], считают, что Панкарпатия была сформирована в кайнозое в результате субдукции под микроплиты Алькапа и Тиссия-Дакия, а также закрытия остаточного океана Магура между ними и Восточно-Европейской платформой. В контексте плитотектонических представлений в кайнозое выделяются две следующие основные деформационные стадии.

1. В палеогене произошла амальгамация террейнов Алькапа и Тиссия-Дакия. В конце олигоцена — начале миоцена правосдвиговое смещение вдоль Средневенгерской зоны сменилось поворотом террейнов в противоположные стороны. В соответствии с систематическими палеомагнитными данными Алькапа в начале миоцена поворачивается против часовой стрелки. Вследствие этой ротации деформация концентрируется вдоль узких сдвиговых зон, таких как Периадриа-

Т а б л и ц а 2. Координаты пунктов тектонофизического изучения ЗПУ в карьере Великий Каменец и результаты определений напряженно-деформированного состояния горных пород

Номер пункта	Широта	Долгота	Порода	Деформационный режим Коэффициент R	Ось сжатия/ ось растяжения Азимут наклона/ угол наклона
1	48° 10' 49,656''	23° 44' 8,304''	Известняк J ₂	Сдвиговый 0,41	222/18 123/25
1	48° 10' 49,656''	23° 44' 8,304''	Известняк J ₂	Транспрессия 0,3	334/08 74/04
1	48° 10' 49,656''	23° 44' 8,304''	Известняк J ₂	Растяжение 0,38	48/65 219/25
2	48° 10' 49,0008''	23° 44' 7,1988''	Известняк J ₃	Взбросовый 0,25	217/30 97/41
2	48° 10' 49,0008''	23° 44' 7,1988''	Известняк J ₃	Сбросовый	22/84 221/06
3	48° 10' 48,144''	23° 44' 4,992''	Известняк J ₃ —K ₁	Взбросовый 0,8	09/08 157/81
4	48° 10' 43,3''	23° 44' 15,6''	Песчаник J ₁	Сдвиговый 0,62	173/05 267/39
5	48° 9' 40,32''	23° 45' 20,88''	Мергель K ₂	Сдвиговый 0,75	319/13 53/19

тический линеамент, Пьенинский пояс, Средневенгерская зона, или реализуется в надвигообразовании в пределах Внешних Карпат или Средневенгерской зоны [Ratschbacher et al., 1993; Fodor et al., 1999; Csontos, Vörös, 2004].

2. В среднем—позднем миоцене в Паннонском бассейне реализуется задуговое растяжение и субдукционно связанный calc-alkaline вулканизм. Основная фаза растяжения в Паннонском бассейне произошла между 19 и 11,5 Ма [Fodor et al., 1999], затем между 11,5 и 5 Ма бассейн претерпел незначительное растяжение и существенную усадку. А во временном интервале между 5 и 0 Ма в Паннонском бассейне произошел переход от растяжения к сжатию.

Реконструированные взбросовое и сдвиговое поля с ЮЗ 220° ориентировкой оси сжатия отражают продвижение микроплиты Алькапа на северо-восток (рис. 8), в результате которого формируются как структуры горизонтального укорочения и вертикального удлинения — надвиговые покровы (взбросовый деформационный режим), так и структуры боковой экструзии (в изученном районе — это правый сдвиг по Стрийско-Латорицкой субмеридиональной зоне). Юго-западно—северо-восточное сжатие широко развито во всех УК и соотносится с формированием их надвиговой структуры [Гинтов, 2005; Гинтов и др., 2014].

Реконструированные поля сдвигового и взбросового типов с субмеридиональными ЮВ 165 — ЮЗ 215° осями сжатия соотносятся с вращением микроплиты Алькапа против часовой стрелки (см. рис. 8). Вследствие такого вращения в зоне непосредственного контакта Восточно-Европейской платформы и микроплиты Алькапа разрядка напряжений осуществлялась при сочетании правостороннего сдвига и юго-западно—северо-восточного сжатия.

Наблюдаемые сбросо-сдвиги очевидно отражают деформационный режим трансензи (см. рис. 8), который связан с формированием Закарпатского прогиба. Структуры растяжения — это, как правило, сбросы и сбросо-сдвиги — широко развиты во всех УФК [Гинтов, 2005; Гинтов и др., 2014], где они часто секут надвиги и принадвиговые складки.

К наиболее молодому мы относим деформационный режим транспрессии с ЮЗ 215° осью сжатия, детально представленный в наших результатах (см. рис. 8).

Постпаннонский возраст такого деформационного режима подтверждается тектонофизическими исследованиями в поле развития молодых вулканитов Выгорлат-Гутинской гряды [Шевчук, Василенко, 2015], где авторы описали правосдвиговую зону тектонического нарушения субкарпатского простираия. Особенностью реконструированных в этой зоне полей напряжений является изменение ориентации оси сжатия от северо-восточного к северо-западному направлению. Наиболее вероятная причина подобной переориентации — дополнительные условия сжатия — растяжения, приложенные перпендикулярно границам разломной зоны.

Эволюция Пьенинского бассейна в гонегоновый период. На основе изучения стратиграфии меловых—олигоценовых отложений литофациального состава олистолитов в пределах ЗПУ, а также пространственного развития аналогичных породных образований, реконструируются палеогеографические обстановки осадконакопления и геодинамическая ситуация в Панкардии. Крупные тектонические события, такие как рифтинг, раскрытие Пьенинского океана в юрское время, связывают с развитием Чорштынского хребта, часть которого сейчас находится в карьере Великий Каменец [Krobicki et al., 2003; Lewandowski et al., 2005; Slacka et al., 2006; Oszczyrko et al., 2012; Golonka et al., 2015].

По нашим данным, история развития Пьенинского бассейна может быть очерчена в общих чертах, начиная с раннего мела, когда откладываются самые нижние стратифицированные образования тиссальской свиты. “Утесы” ЗПУ сформировались в результате разрушения кордильеры, которая поднялась в конце раннего мела и разрушалась на протяжении позднего мела, а обломки откладывались в едином Пуховско-Мармарошском бассейне, образуя олистостромовые комплексы. Формирование возвышенного рельефа можно сопоставить с этапом тектонической активности на границе раннего и позднего мела, который фиксируется данными фишен-трек анализа 103 млн лет назад. В ларамийскую фазу тектогенеза меловые комплексы были выведены на денудационную поверхность и подвергались эрозии до раннего эоцена, о чем свидетельствует предранне-эоценовое угловое и стратиграфическое несогласие. Характер и масштабы палеоценовой деформации сложно оценить, так как она “перекрыта” последующей олигоцен-миоценовой деформацией укорочения. Меловая олистострома и не-

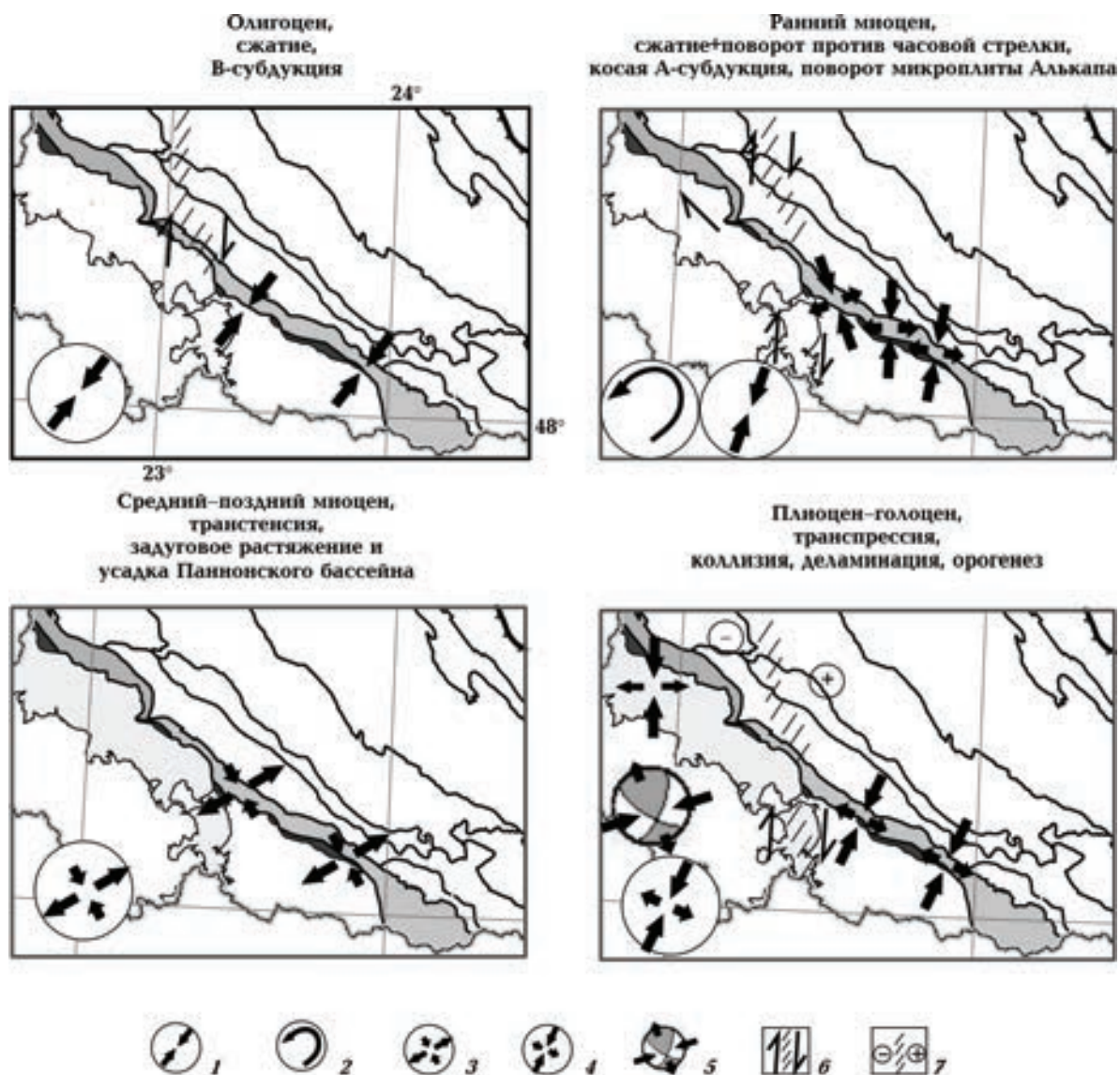


Рис. 8. Эволюция деформационных режимов и соответствующих геодинамических процессов, показанная на фоне тектонической схемы района работ. Деформационные режимы: 1 — сжатие, 2 — поворот против часовой стрелки, 3 — транстенсия, 4 — транспрессия; 5 — механизм очага землетрясения 23.10. 2006, по [Пустовитенко, Пронишин, 2011], 6 — направления сдвига, 7 — направление вертикального перемещения.

согласно перекрывающий ее олигоцен-эоценовый флиш претерпели этап неогенового складко- и надвигообразования. Современная структура ПП и ЗПУ была окончательно сформирована не раньше олигоцена — миоцена, так как олигоценные отложения покрова вовлечены в надвигообразование.

Реконструкцией сбалансированного разреза украинского сектора Внешних Карпат установлено, что Пьенинский клипповый пояс принадлежит бескорневому Пьенинскому покрову, сфор-

мированному в миоцене из отложений единого Пьенинско-Мармарошского бассейна, шириной 40 км.

Заключение. Зона Пьенинских утесов, которая в пределах УК совмещена с Пьенинским покровом, находится в области сочленении Восточно-Европейской платформы и Паннонского бассейна с резко различными мощностями и реологическими характеристиками коры и подкоревой мантии [Starostenko et al., 2013; Сучасна ..., 2015]. ЗПУ вместе с ПП прошла дли-

тельную геодинамическую историю, которая отражена в ее архитектуре и деформационных мезоструктурах.

Еще в начале олигоцена меловые осадки ПП, которые сейчас наблюдаются на поверхности, находились на дне бассейна, простиравшегося не менее чем на 460 км и разделявшего Восточно-Европейскую платформу и композитную микроплиту Алькапа. В пределах "общекарпатского" бассейна, осадки которого впоследствии сформировали складчато-надвиговую призму современных Флишевых Карпат, Пьенинско-Мармарошский суббассейн характеризовался определенной изолированностью и имел ширину не менее 40 км.

Покровно-надвиговая структура субповерхностной части ПП и ЗПУ в ее современном виде оформилась в олигоценовый и миоценовый этапы сжатия вследствие значительного (от 460 до 70 км) сокращения ложа "общекарпатского" бассейна. Северо-восточная вергентность покровно-складчатой структуры УФК и реконструированные кинематическим методом поля напряжений свидетельствуют о ЮЗ—СВ 220° ориентировке региональных сил сжатия как для ЗПУ, так и для всех УФК на первоначальном этапе олигоценового сокращения бассейна. В поле юго-западного—северо-восточного сжатия кроме надвиго- и складкообразования активизируются в фундаменте и формируются в осадочном чехле зоны меридиональных сдвигов. Южная Приборжавская ветвь Стрийско-Латорицкой правосдвиговой зоны зафиксирована данными исследованиями в Приборжавских карьерах.

Имбрикация Пьенинского бассейна и формирование ПП начались в позднем олигоцене — раннем миоцене в результате сокращения ложа флишевого бассейна и продвижения аккреционной призмы на северо-восток. Дальнейшая деформация в раннем миоцене происходила в пределах теперь уже достаточно узкой шовной зоны шириной 3,5 км при сочетании сжатия и правостороннего простого сдвига. Это подтверждается изучением мезоструктур, среди которых широко развиты правосдвиговые

перемещения по крутым разрывам северо-западного простирания, где ось сжатия меняет ориентировку, "вращается" от ЮЗ 215° до ЮВ 165° , отражая вращение разрывов в зоне простого сдвига. Такую деформацию сопоставляем с правосдвиговым перемещением в зоне непосредственного контакта Восточно-Европейской платформы и микроплиты Алькапа при вращении последней против часовой стрелки.

В среднем—позднем миоцене ЗПУ разделяет блоки с различным геодинамическим режимом: Паннонский бассейн, формирующийся на фундаменте микроплиты Алькапа в обстановке растяжения, и УФК, где продолжается продвижение аккреционной призмы на передовой прогиб в условиях сжатия. В пределах ПП в этот период реализуются сбросо-сдвиговые перемещения по системе крутопадающих разрывов карпатского простирания в режиме трансенсии при ориентировке оси растяжения ЮЗ 240° . ЗПУ на современном этапе развивается в режиме транспрессии в поле сдвигового типа с ЮЗ—СВ $220—200^\circ$ ориентировкой оси сжатия.

Пьенинский клипсовый пояс в пределах УК относится к бескорневому Пьенинскому покрову, который сформировался в олигоцене—миоцене из отложений обособленного Пьенинско-Мармарошского суббассейна, относящегося к общекарпатскому бассейну осадконакопления. После завершения формирования аккреционной призмы в УФК и задугового растяжения в Паннонском бассейне ЗПУ представляет собой узкую сильнотектонизированную зону между Восточно-Европейской платформой и Паннонским бассейном, в которой реализуется деформация как растяжения, так и сжатия в сочетании с правосдвиговыми перемещениями в режимах транспрессии и трансенсии.

Более ранняя триасово-юрская и меловая история ЗПУ не может быть восстановлена на основании тектонофизических данных, так как утесовые комплексы в меловой и домеловой периоды испытали значительные перемещения и повороты. Она восстанавливается по палеомагнитным и геологическим данным и требует специального рассмотрения.

Список литературы

- Геологічна карта Українських Карпат. 1 : 100 000. Закарпатська, Івано-Франківська, Львівська, Чернівецька області України. Склали В.В. Глушко, В.В. Кузовенко, В.Е. Шлапинський. Ред. Ю.З. Крупський. Звіт ЗАО "Концерн Надра". Київ, 2007. 228 с.
- 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., Вихоть Ю. М., Муровская А. В., Накапелюх М. В., Шлапинский В. Е. Тектонофизический и палинспастический разрезы Украинских Карпат вдоль геотраверса DOBRE-3 (PANCAKE). *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 3. С. 3—21.
- Гнилко О. М., Гнилко С. Р., Генералова Л. В. Формирование структур Утесовых зон и межутесового флиша Внутренних Украинских Карпат — результат сближения и коллизии микроконтинентальных террейнов. *Вестник Санкт-Петербургского университета.* 2015. Сер. 7. Вып. 2. С. 4—24.
- Павлюк М. І., Ляшкевич З. М., Медведєв А. П. Українські Карпати в структурі Панкардії (магматизм і геодинаміка). *Геодинаміка.* 2013. № 1(14). С. 45—60.
- Пронишин Р. С., Кузнецова В. Г. Зв'язок просторового розподілу сейсмічності з тектонічною будовою Закарпатського прогину. *Геодинаміка.* 2011. № 2(11). С. 254—256.
- Пустовитенко А. А., Пронишин Р. С. Механізм очага Береговського землетрясіння 23 листопада 2006 г. *Геодинаміка.* 2011. № 2 (11). С. 260—262.
- Сучасна геодинаміка та геофізичні поля Карпат і суміжних територій. Ред. К. Р. Третяк, В. Ю. Максимчук, Р. І. Кутас. Львів: Львів. політехніка, 2015. 418 с.
- Славин В. И. Триасовые и юрские отложения Восточных Карпат и Паннонского срединного массива. Москва: Госгеолтехиздат, 1963. 172 с.
- Тектонічна карта України. 1 : 1 000 000. Ч. 1. Пояснювальна записка. Відповідальні редактори Д. С. Гурський, С. С. Круглов. Київ: УкрДГРІ, 2007. 96 с.
- Шевчук В. В., Василенко А. Ю. Тектонофизические условия поздних стадий развития среднего звена Закарпатского глубинного разлома. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. №. 5. С. 121—128.
- Csontos L., Vörös A., 2004. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 210, 1—56.
- 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.* Geol. Soc. London 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: *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen.* Geol. Soc. London Spec. Publ. 156. 295—334.
- Golonka J., Krobicki M., Waskowska A., Cieszkowski M., Slaczka A., 2015. Olistostromes of the Pieniny Klippen Belt, Northern Carpathians. *Geol. Mag.* 152(2), 269—286.
- Krobicki M., Golonka J., Aubrecht R., 2003. Pieniny Klippen Belt: General geology and geodynamic evolution. In: *Geology, geophysics, geothermic and deep structure of the West Carpathians and the Publications of the Institute of Geophysics.* Warszawa: Polish Academy of Sciences. M-28 (363). 25—33.
- 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.
- Matenco L., Bertotti G., 2000. Tertiary tectonic evolution of the external East Carpathians (Romania). *Tectonophysics* 316, 255—286.
- Oszczypko N., Salata D., Krobicki M., 2012. Early Cretaceous intra-plate volcanism in the Pieniny Klippen Belt — a case study of the Velykyi Kamenets'/Vilkhivchuk (Ukraine) and Biaia Woda (Poland) sections. *Geol. Quarter.* 56(4), 629—648.
- Plasienska D., 2011. The Pieniny Klippen Belt-Structura, evolution and position in the Carpathian tectonic framework. *Geol. Vyzk. Mor. Slez., Brno.* 39—44.
- Ratschbacher L., Wolfgang F., Linzer H.-G., Sperner B.,

- Meschede M., Decker K., Nemcok M., Nemcok J., Grygar R., 1993. The Pieniny Klippen Belt in the Western Carpathians of northeastern Slovakia: structural evidence for transpression. *Tectonophysics* 226, 471—483.
- Rehakova D., Matyja B.A., Wierzbowski A., Schlogl L.J., Krobicki M., Barski M., 2011. Stratigraphy and microfacies of the Jurassic and lowermost Cretaceous of the Veliky Kamenets section (Pieniny Klippen Belt, Carpathian, Western Ukraine). *Volumina Jurassica* IX, 61—104.
- Slaczka A., Kruglov S., Golonka J., Oszczypko N., Popadyuk I., 2006. Geology and Hydrocarbon Resources of the Outer Carpathians, Poland, Slovakia, and Ukraine. In: *The Carpathians and their forland: Geology and hydrocarbon resources*. AAPG Memoir 842006. 221—258.
- Starostenko V., Janik T., Kolomyets K., Czuba W., Šroda P., Grad M., Kováč I., Stephenson R., Lysynchuk D., Thybo H., Artemieva I.M., Omelchenko V., Gintov O., Kutas R., Gryn D., Guterch A., Hegedüs 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.
- Werzbowski A., Krobicki M., Matyja B.A., 2012. The stratigraphy and palaeogeographic position of the Jurassic succession of the Priborzhavske-Perechin Zone in the Pieniny Klippen Belt of the Transcarpathian Ukraine. *Volumina Jurassica* 10, 25—60.

Kinematic evolution of the Pieniny Klippen Belt in Cenozoic (Ukrainian Carpathians)

© A. V. Murovskaya, M. V. Nakapelyukh, Yu. M. Vikhot, V. E. Shlapinskiy, I. N. Bubnyak, S. V. Mychak, 2016

The data on surface, subsurface and deep structure of the Pieniny Klippen Belt (PKB) have been summarized and new results of its geological-structural and fault kinematic studies within the Ukrainian part of the Eastern Carpathians have been presented. In its contemporary appearance as a narrow strongly tectonized zone between the Outer Carpathians and Trans-Carpathian trough PKB was formed in Oligocene—Miocene in the place of ancient ocean. On the surface it is situated within the rootless Pieniny nappe and in the deep it is a steeply dipping deformation zone which developed under compression, simple dextral strike-slip, transtension and transpression. Mesofolds of horizontal shortening and vertical elongation, thrusts and thrust-related folds as well as structures of lateral extrusion — dextral strike-slip along sub-meridional slicken-sides correspond to SW—NE 220° trending compression and correlate with the stage of Alcapa microplate progression in NE direction in Oligocene—Early Miocene. In Early Miocene as a result of counter-clockwork rotation of Alcapa dextral strike-slip deformation is concentrated in boundary zone between Alcapa and accretionary prism of the Ukrainian Flysch Carpathians. The stress fields of strike-slip type with orientation of compression axis SE 165—SW 215° and its “rotation” in a zone of simple shear correspond to this stage. Present deformation regime is characterized as transpressure with SW—NE orientation of compression axis.

Key words: Ukrainian Carpathians, Pieniny nappe, Pieniny Klippen belt, kinematic analysis, stress field, deformational regime.

References

- Geological map of the Ukrainian Carpathians, the scale of 1 : 100 000. The Transcarpathian, Ivano-Frankivsk, Lviv, Chernivtsi region of Ukraine. 2007. Compiled by V.V. Glushko, V.V. Kuzovenko, V.E. Shlapynskyy. Ed. Yu.Z. Krupskyy. Report of JSC “Nadra Concern”, Kyiv. 228 p. (in Ukrainian).
- Gintov O.B., 2005. Field tectonophysics and its application for the studies of deformations of

- the Earth's crust of Ukraine. Kiev: Feniks, 572 p. (in Russian).
- Gintov O. B., Bubnyak I. N., Vikhot Yu. M., Murovskaya A. V., Nakapelyuh M. V., Shlapinskiy V. E., 2014. Tectonophysical and palinspastic sections of the Ukrainian Carpathians along the geotransverse DOBRE-3 (PANCAKE). *Geofizicheskiy zhurnal* 36(3), 3—21 (in Russian).
- Gnilko O. M., Gnilko S. R., Generalova L. V., 2015. Formation of the structure of the Klippen zones and the interklippen flysch of Inner Ukrainian Carpathians — result of convergence and collision of microcontinental terranes. *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta*. Ser. 7 (is. 2), 4—24 (in Russian).
- Pavlyuk M. I., Lyashkevych Z. M., Medvedev A. P., 2011. Ukrainian Carpathians in the structure of Pancardi (magmatism and geodynamics). *Geodinamika* (1), 45—60 (in Ukrainian).
- Pronyshyn R. S., Kuznetsova V. G., 2011. Relationship of the spatioal distribution of seismicity within the tectonic structure of the Transcarpathian depression. *Geodinamika* (2), 254—256 (in Ukrainian).
- Pustovitenko A. A., Pronishin R. S., 2011. The focal mechanism of Beregovo earthquake on November, 23 in 2006. *Geodinamika* (2), 260—262 (in Russian).
- Modern Geodynamics and geophysical fields of the Carpathians and the adjacent territories, 2015. Eds K. R. Tretiak, V. Yu. Maksymchuk, R. I. Kutas. Lviv: Lvivska politekhnik, 418 p. (in Ukrainian).
- Slavin V. I., 1963. Triassic and Jurassic deposits of the Eastern Carpathians and the Pannonian median of the array. Moscow: Gosgeoltekhizdat, 172 p. (in Russian).
- Tectonic map of Ukraine. 1 : 1000000. Part 1. Explanatory note, 2007. Responsible Eds D. S. Gursky, S. S. Kruglov. Kiev: UkrGGRI, 96 p. (in Ukrainian).
- Shevchuk V. V., Vasilenko A. Yu., 2015. Tectonophysical conditions later stages of mid-level of the Transcarpathian deep fault. *Geofizicheskiy zhurnal* 37(5), 121—128 (in Russian).
- Csontos L., Vörös A., 2004. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 210, 1—56.
- 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*. Geol. Soc. London 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: *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 156. 295—334.
- Golonka J., Krobicki M., Waskowska A., Cieszkowski M., Slaczka A., 2015. Olistostromes of the Pieniny Klippen Belt, Northern Carpathians. *Geol. Mag.* 152(2), 269—286.
- Krobicki M., Golonka J., Aubrecht R., 2003. Pieniny Klippen Belt: General geology and geodynamic evolution. In: *Geology, geophysics, geothermic and deep structure of the West Carpathians and the Publications of the Institute of Geophysics*. Warszawa: Polish Academy of Sciences. M-28 (363). 25—33.
- 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.
- Matenco L., Bertotti G., 2000. Tertiary tectonic evolution of the external East Carpathians (Romania). *Tectonophysics* 316, 255—286.
- Oszczypko N., Salata D., Krobicki M., 2012. Early Cretaceous intra-plate volcanism in the Pieniny Klippen Belt — a case study of the Velykyi Kamenets'/Vilkhivchuk (Ukraine) and Biaia Woda (Poland) sections. *Geol. Quarter.* 56(4), 629—648.
- Plasienska D., 2011. The Pieniny Klippen Belt-Structura, evolution and position in the Carpathian tectonic framework. *Geol. Vyzk. Mor. Slez., Brno.* 39—44.
- Ratschbacher L., Wolfgang F., Linzer H.-G., Sperner B., Meschede M., Decker K., Nemcok M., Nemcok J., Grygar R., 1993. The Pieniny Klippen Belt in the Western Carpathians of northeastern Slovakia: structural evidence for transpression. *Tectonophysics* 226, 471—483.
- Rehakova D., Matyja B. A., Wierzbowski A., Schlogl L. J., Krobicki M., Barski M., 2011. Stratigraphy and microfacies of the Jurassic and lowermost Cretaceous of the Veliky Kamenets section (Pieniny Klip-

- pen Belt, Carpathian, Western Ukraine). *Volumina Jurassica* IX, 61—104.
- Slaczka A., Kruglov S., Golonka J., Oszczytko N., Popadyuk I., 2006. Geology and Hydrocarbon Resources of the Outer Carpathians, Poland, Slovakia, and Ukraine. In: *The Carpathians and their forland: Geology and hydrocarbon resources*. AAPG Memoir 842006. 221—258.
- Starostenko V., Janik T., Kolomiyets K., Czuba W., Šroda P., Grad M., Kováč I., Stephenson R., Lysynchuk D., Thybo H., Artemieva I. M., Omelchenko V., Gintov O., Kutas R., Gryn D., Guterch A., Hegedüs 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.
- Werzbowski A., Krobicki M., Matyja B. A., 2012. The stratigraphy and palaeogeographic position of the Jurassic succession of the Priborzhavske-Perechin Zone in the Pieniny Klippen Belt of the Transcarpathian Ukraine. *Volumina Jurassica* 10, 25—60.