

## Тектонофизические условия поздних стадий развития среднего звена Закарпатского глубинного разлома

© В. В. Шевчук, А. Ю. Василенко, 2015

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,  
УНИ "Институт геологии", Киев, Украина

Поступила 25 мая 2015 г.

*Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым*

У контексті тектонічної еволюції Карпатсько-Паннонського регіону важливим є питання механізму виникнення неогенового магматизму Закарпаття. Нова динамокінематична схема неогенової тектономагматичної активізації, в якій враховано загальне субмеридіональне стиснення, пов'язує прояви магматизму з формуванням у Закарпатському прогині зони сколювання зі структурним парагенезисом правого зсуву. Згідно зі схемою, центри виверження вулканів концентрувалися в межах структур розтягу, які прогресували в міру імпульсного розвитку зони сколювання. Структурна аргументація запропонованої схеми в силу особливостей відслоненості регіону ефективна лише у північно-східному обрамленні зони сколювання, в системі Закарпатського глибинного розлому, де впевнено закартовано різнорангові розривні парагенезиси. Детальні дослідження, проведені в межах середньої ланки розлому, дали змогу показати струменевий характер будови його головної зони з потужним дробленням і розлистуванням флішодних утворень, що передували вулканізму, та локальним поствулканічним тріщиноутворенням. Тектонофізичний аналіз парагенезисів виділених трьох стадій тріщиноутворення демонструє стійкий правозсувний тип локальних полів напружень. Зміну орієнтації осей головних нормальних напружень пояснено послідовною реалізацією деформаційних схем транспресії, простого зсуву і трансвенсії. Спорадично проявлені розривні структури у вулканічних утвореннях, які перекривають тектоніти шовної зони розлому, свідчать про прояви як латеральних, так і субвертикальних зміщень.

**Ключові слова:** Закарпатський глибинний розлом, правосторонній зсув, зона сколювання, неогеновий магматизм, тріщинний парагенезис, поле напружень.

**Введение.** В тектоническом анализе территорий со сложной историей геологического развития важным является использование тектонофизических исследований разноранговых структур. Такие исследования позволяют определять кинематику тектонических движений и характер полей напряжений, с которыми связаны тектонические процессы в регионе.

Первые исследователи разрывных нарушений в Украинских Карпатах изучали их при геологической съемке и поисках полезных ископаемых (в частности, в контексте изучения коллекторов и путей миграции углеводородов). Интенсивные исследования с целью тектонофизических реконструкций начались в 90-х го-

дах XX в. Наиболее полно их результаты описаны в монографии [Гинтов, 2005]. Недавние исследования в пределах Скибовой зоны Украинских Карпат [Вихоть, Бубняк, 2011; Вихоть и др., 2011; Гинтов и др., 2011; Бубняк, Вихоть, 2012; Бубняк и др., 2013] позволили восстановить региональные поля тектонических напряжений, а также последовательность главных деформационных процессов.

Особый интерес представляет построение сбалансированных разрезов, что позволяет рассчитать изначальную величину бассейна и, как следствие, величину его сокращения, в пределах которого формировались породы, слагающие современный Скибовый покров [Накапелюх и др., 2011].

Тектонофизические работы зарубежных исследователей охватывают не только Украинские Карпаты, но и остальные регионы Панкардии. Роль сжатия и растяжения в формировании Западных Карпат на протяжении их кайнозойского развития описана в работе [Nemcek et al., 1998]. Над исследованием тектонической эволюции Магурского покрова и Бескидов в целом в контексте тектогенеза Западных Внешних Карпат работал Конон [Konon, 2001]. В работе [Ciulavu et al., 2000] отмечено тектоническое происхождение неогеновых структур Трансильванского бассейна и зафиксирован в неогене всеобщий режим сжатия—растяжения с северной и северо-восточной ориентацией оси максимального главного напряжения. Авторы [Matenco et al., 1997; Matenco, Bertotti, 2000] в своих статьях реконструировали и описали тектонические режимы от позднего мела до раннего бурдигала в пределах Южных Карпат.

Суммарно результаты отечественных и зарубежных исследований дают представление о напряженно-деформированном состоянии в пределах всей Панкардии.

**Постановка проблемы.** В контексте тектонической эволюции региона выделяется вопрос механизма возникновения неогенового магматизма Закарпатья. На основе предварительного структурно-парагенетического анализа сетки разнопорядковых разломов в пределах Закарпатья и прилегающих районов, а также данных о распределении магматических центров в пространстве и времени была предложена новая динамокинематическая схема неогеновой тектономагматической активизации [Шевчук, Волошин, 2002; Шевчук, Василенко, 2014]. Согласно ей, в пределах Закарпатского прогиба реализовывалась зона скальвания, проявленная структурным парагенезисом правого сдвига. На севере зона скальвания ограничивается прямолинейной зоной Закарпатского глубинного разлома (ЗГР) с северо-западным простиранием и субвертикальным падением. Южная граница менее четкая. Она охватывает зону между Припаннонским глубинным разломом (ПГР) и линией Самош (Сомеш), где сдвиговые перемещения усложнялись, вероятно, поворотом тектонических блоков [Мерлич, Спитковская, 1973].

Согласно данной схеме, излияния вулканитов связаны с образованием структур растяжения в пределах указанной зоны скальвания. Ориентация в пространстве и степень выраженности структур второго порядка, в том чи-

сле структур растяжения, в пределах зоны скальвания зависит от направления сжатия их величины смещения. Усиление несоосных перемещений в пределах зоны скальвания приводило к повороту как риделевских сколов, так и *T*-структур отрыва и к разрастанию последних. Импульсы деформации вызывали возобновление вулканической деятельности в основном в пределах Чоп-Мукачевской впадины. С учетом пространственных соотношений структур сжатия и растяжения реализация, вероятно, происходила по схеме М. В. Гзовского для правостороннего сдвига в условиях дополнительного сжатия, некоторые признаки чего были выявлены в течение полевых исследований [Василенко, 2014].

Особенность формирования зоны скальвания в пределах Закарпатского прогиба заключается в поочередной активности бортовых разломов, которые ее ограничивают, о чем свидетельствуют датировки вулканических пород, связанных с этими разломами. Миоценовые вулканиты Чопской гряды захороненных вулканов являются более древними, чем миоцен-плиоценовые вулканиты Выгорлат-Гутинской гряды (ВГГ) [Ляшкевич и др., 1995]. Поэтому логично предположить, что начальная активизация зоны скальвания состоялась в рамках ПГР. Дальнейшая активизация правосторонних движений в пределах ЗГР привела к образованию ВГГ. Необходимость дополнительной аргументации описанной схемы требует дальнейших системных исследований в пределах ПГР и ЗГР.

#### **Результаты исследований и обсуждение.**

Особенности обнаженности региона обуславливают достаточную эффективность структурных и тектонофизических исследований в северо-восточном обрамлении зоны скальвания в системе ЗГР, где уверенно картируются разноранговые разрывные парагенезисы.

Во время полевых исследований в пределах среднего звена ЗГР исследовалась, вероятно, шовная зона последнего, имеющая струйное строение (рис. 1, участок исследования 1). Выход тектонитов на земную поверхность наблюдался в пределах правого и частично левого берегов безымянного ручья, который спускается с северного склона г. Шелеловский Верх (составляющая часть вулканического хребта Великий Дол). Интенсивное разлистование флишoidных образований в пределах зоны разлома имеет субвертикальное падение с простиранием 300—320°. В местах, где сохранились крупные фрагменты флиша, можно видеть проявления кливажа различной степени интенсив-

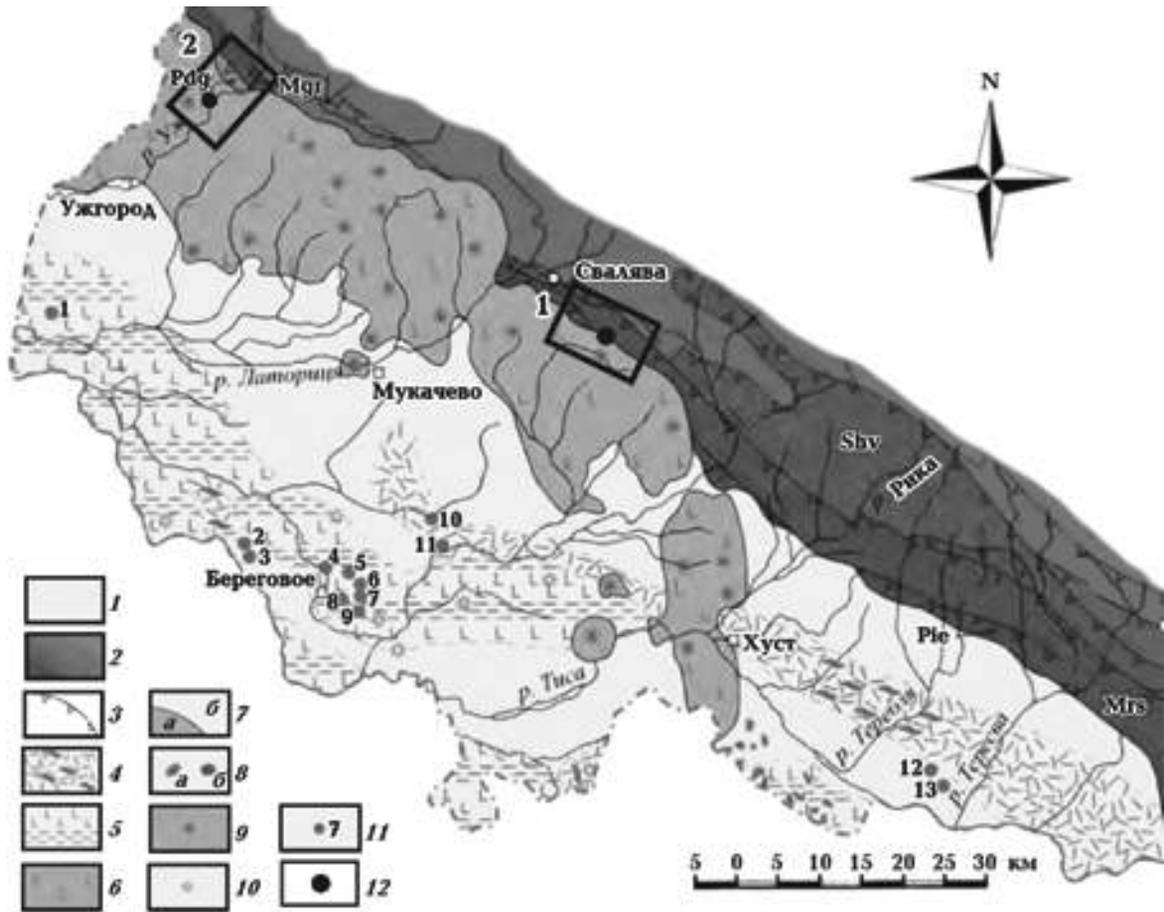


Рис. 1. Расположение кайнозойских магматических пород и вулканических центров в Закарпатском прогибе (Украина) [Павлюк и др., 2013]: 1 — Закарпатский прогиб; 2 — Карпатская скибовая зона; 3 — границы скиб; 4—6 — миоценовые магматические породы (4 — туфы и игнимбриты; 5 — вулканогенно-осадочные породы; 6 — Выгорлат-Гутинский вулканический хребет); 7 — границы разных магматических комплексов (а — на поверхности; б — перекрытые); 8 — интрузии (а — кислого состава; б — основного состава); 9 — магматические центры на поверхности; 10 — перекрытые магматические центры; 11 — расположение скважин; 12 — участки исследований и пункты наблюдений.

ности. Ширина выхода зоны на земную поверхность составляет около 120—130 м.

В крайней части обнажения (вверх по течению) на земную поверхность выходит флишовая толща. Падение близко к вертикальному при азимуте простираения около 330°. Мелкий и тонкозернистый флиш смят в складки различной степени симметричности и интенсивности; здесь же наблюдаются флексуроподобные изгибы. Слои песчаников мощностью до 20 см зачастую подверглись будинажу и фрагментированы трещинами различной ориентации. Вниз по течению отмечается резкий переход к секущему кливажу с азимутом простираения 0°. Кливаж расчленяет породу на равновеликие микролитоны удлинённой ромбовидной формы длиной до 20 см.

Ниже по течению ручья резко возрастает интенсивность тектонизации, замечен быстрый переход от кливажа к мощной тектонической деформации с образованием меланжа и субогласных зон милонитизации. Форма микролитонов кливажированных песчаников приобретает призматические очертания, их размер не превышает 10—12 см. Плоскости разлистования ориентированы в соответствии с ориентацией *L*-сколов второго порядка, параллельно струям шовной зоны. Кое-где они приобретают форму изгибов и складкоподобных подворотов. В общей относительно слабосцементированной меланжированно-милонитизированной массе иногда сохраняются отдельные фрагменты песчаников различных размеров.

Еще ниже интенсивность деструкции несколько уменьшается, изменяется ориентация кливажа (азимут простирания  $320^\circ$ , падение становится субвертикальным), его тип сменяется на послойный, микролитоны приобретают пластинчатые формы, а состав кливажированной породы становится существенно аргилитовым. Ориентация микролитонов преимущественно субвертикальная. Размеры микролитонов в поперечнике колеблются в основном от 0,5 до 2—3 см, иногда встречаются фрагменты размером до 10 см. В отдельных местах кливажированная толща имеет изгибы и одиночные небольшие складки с субвертикальными шарнирами. Изгибы часто сопровождаются уплощением микролитонов и образованием зеркал скольжения. Зонки перетирания, заполненные глиной трения, имеют размеры от 0,5—2 до 10 см.

Ниже по течению интенсивность тектонизации растет. Зона послойного кливажа с изгибами постепенно переходит в зону сплошного перетирания горных пород. Микролитоны черной окраски, мелкие, изогнутые, покрытые зер-

калами скольжения. Размеры микролитонов в поперечнике — до 0,5 см.

В дальнейшем интенсивность тектонизации увеличивается и полностью переходит от меланжирования к милонитизации. Перетертый материал имеет красноватую и серую окраску. Характерная особенность данной зоны — резкие контакты между красноватым и бледно-серым материалом по трещинам скола. Это демонстрирует взаимные перемещения перетертого материала.

В пределах всего обнажения тектониты покрыты более молодыми трещинами скола и отрыва различной ориентации. В частности, наблюдаются трещины отрыва, заполненные карбонатами, в которых заметны признаки повторных смещений (рис. 2). В пределах участка интенсивной трещиноватости осуществлены 92 замера трещин скалывания, отрыва и трещин комбинированного типа. Типизация трещин на генетической основе, выделение разновозрастных систем и парагенезисов позволили провести тектонофизические реконструкции и определить динамокинематические условия позд-

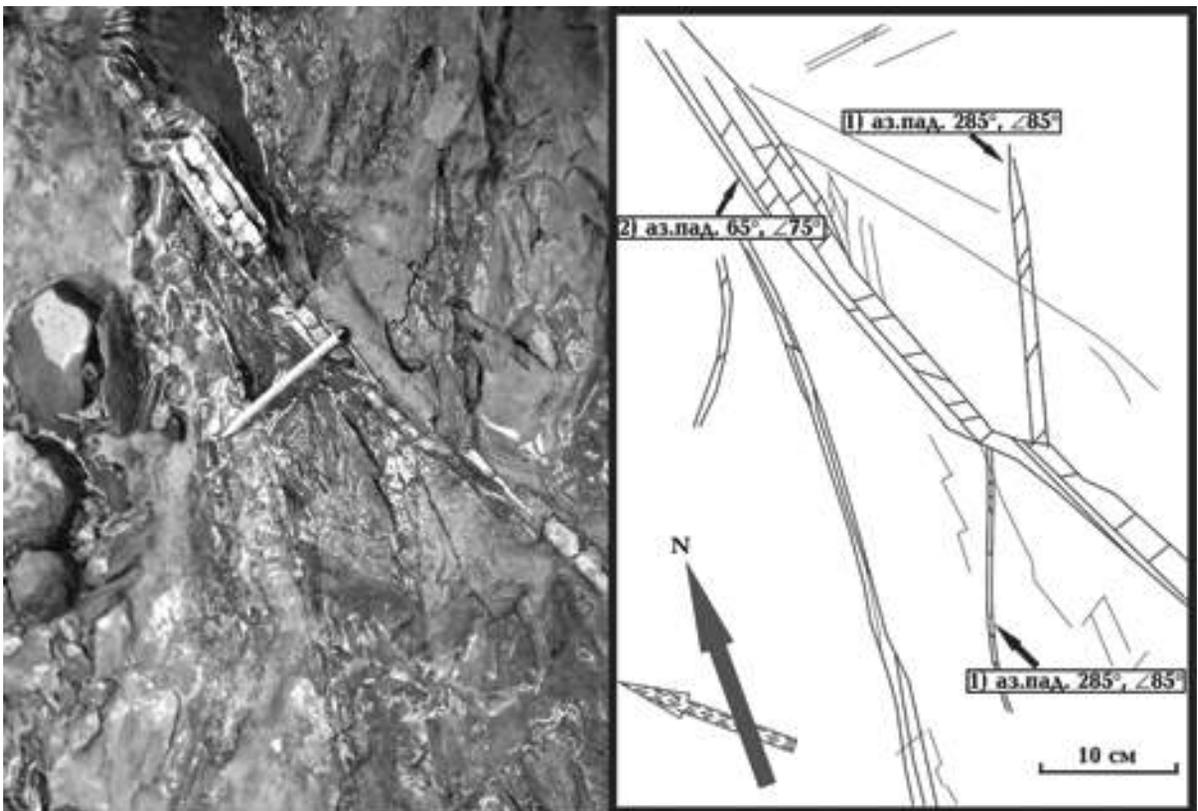


Рис. 2. Фото молодых трещин скалывания и отрыва в пределах обнажения и схематическое изображение взаимоотношений между ними. Стрелками указаны направления на север и разлистования.

не- и постмагматического трещинообразования. С помощью сетки Вульфа и планисферы Пронина построены  $S$ - и  $\pi S$ -диаграммы (рис. 3,  $a-l$ ), на которых достаточно четко выделяются максимумы концентрации трещин скалывания: 1) аз. пад.  $3^\circ$ ,  $\angle 80^\circ$ ; 2) аз. пад.  $58^\circ$ ,  $\angle 80^\circ$ ; менее четко: 3) аз. пад.  $94^\circ$ ,  $\angle 82^\circ$ ; 4) аз. пад.  $26^\circ$ ,  $\angle 80^\circ$ . Трещины отрыва сосредоточиваются в трех максимумах: 1) аз. пад.  $285^\circ$ ,  $\angle 85^\circ$ ; 2) аз. пад.  $63^\circ$ ,  $\angle 75^\circ$ ; 3) аз. пад.  $28^\circ$ ,  $\angle 85^\circ$ .

Анализ взаимных пересечений трещин скалывания и отрыва позволяет определить последовательность их возникновения (к примеру, рис. 2 демонстрирует взаимоотношение трещин отрыва № 1 и 2). Зафиксированные максимумы трещин скалывания № 1 и 2 образуют сопряженную пару, которой соответствует максимум концентрации трещин отрыва № 3. При формировании данной сопряженной пары трещина скалывания № 2 унаследовала направление трещины отрыва № 2, что позволяет сделать вывод о более давнем закладывании последней. В свою очередь, трещины скалывания № 3 и 4 также образуют сопряженную пару максимумов, которой соответствует трещина отрыва № 2. Взаимоотношения трещин отрыва № 2 и 1 указывают на более раннее образование последней.

Тектонофизические реконструкции по методу М. В. Гзовского позволили определить три поля напряжений от более давнего к более молодому (рис. 3,  $d$ ): 1)  $\sigma_1$  — 195/02,  $\sigma_3$  — 105/05; 2)  $\sigma_1$  — 150/02,  $\sigma_3$  — 240/10; 3)  $\sigma_1$  — 125/02,  $\sigma_3$  — 215/10. Характерными особенностями данных полей напряжений являются близкая к горизонтальной ориентация осей сжатия ( $\sigma_1$ ) и растяжения ( $\sigma_3$ ), что служит признаком сдвиговых подвижек, и изменение со временем ориентации оси максимального сжатия от северо-восточного до северо-западного направления.

Образование и переориентация установленных локальных полей напряжений происходили в условиях общего для всей структуры Украинских Карпат неогенового сжатия северо-восточного направления. В монографии [Гинтов, 2005] обобщены результаты тектонофизического изучения Украинских Восточных Карпат, выполненного в 1992—1995 гг., и сделан вывод, что главная фаза формирования складчатости здесь связана со сжатием по азимуту  $220^\circ$ . В работе [Гинтов и др., 2013] этот результат уточнен: в миоцене—плиоцене сжатие украинской части Карпатского орогена происходило в поле напряжений  $\sigma_1$  — 219/03,  $\sigma_3$  — 46/73. Изучение Украинских Карпат в самой южной их

части по р. Серет [Бубняк и др., 2013] показало, что в плиоцене они испытывали сжатие с главными осями  $\sigma_1$  — 216/16,  $\sigma_3$  — 329/53.

Анализ простираций складчато-надвиговых структур в пределах Карпатской складчатой системы свидетельствует об изменчивости региональных и локальных полей напряжений, обусловленных гетерогенностью ее строения. Причем вариации полей напряжений прослеживаются как по простирацию, так и вкрест простираания системы. Определяющее значение в геомеханическом смысле могло иметь мозаичное распространение различных по форме и размерам фрагментов доальпийской континентальной коры.

Особенной контрастностью отличаются зоны сочленения собственно складчатых Карпат с фундаментом Закарпатского прогиба. Здесь в течение длительного времени формировалась система дизъюнктивов, обычно объединяемая понятием Закарпатский глубинный разлом [Лазько, Резвой, 1962]. Шовная зона разлома в ее позднекайнозойском выражении проявлена зоной тектонитов многоструйного строения с устойчивым северо-западным простираением ( $310$ — $320^\circ$ ) и субвертикальным падением, в связи с чем воспринимается зоной скалывания сдвигового типа, ширина которой на отдельных участках достигает нескольких километров. Формирование зоны скалывания в пределах шовной зоны такого простираания, образующей острый угол со складчатыми структурами Украинских Карпат, возможно лишь при субмеридиональном сжатии.

Зафиксированные в пределах зоны скалывания молодые трещины скалывания и отрыва могут свидетельствовать о дальнейшей эволюции регионального поля напряжений с изменением вектора максимального сжатия от стадии к стадии, однако признаков столь существенных отклонений не зафиксировано. Более вероятной причиной переориентации локальных полей напряжений в процессе эволюции предварительно образованной зоны скалывания в условиях устойчивого субмеридионального сжатия может быть влияние дополнительного силового фактора. Такое объяснение, в частности, подкрепляется экспериментальными данными М. В. Гзовского [Гзовский, 1975], согласно которым ориентация трещин скалывания и отрыва в пределах зоны скалывания зависит от многих факторов и может значительно отклоняться от базовых теоретических представлений. Важным осложняющим фактором, согласно многочисленным экспериментам, слу-

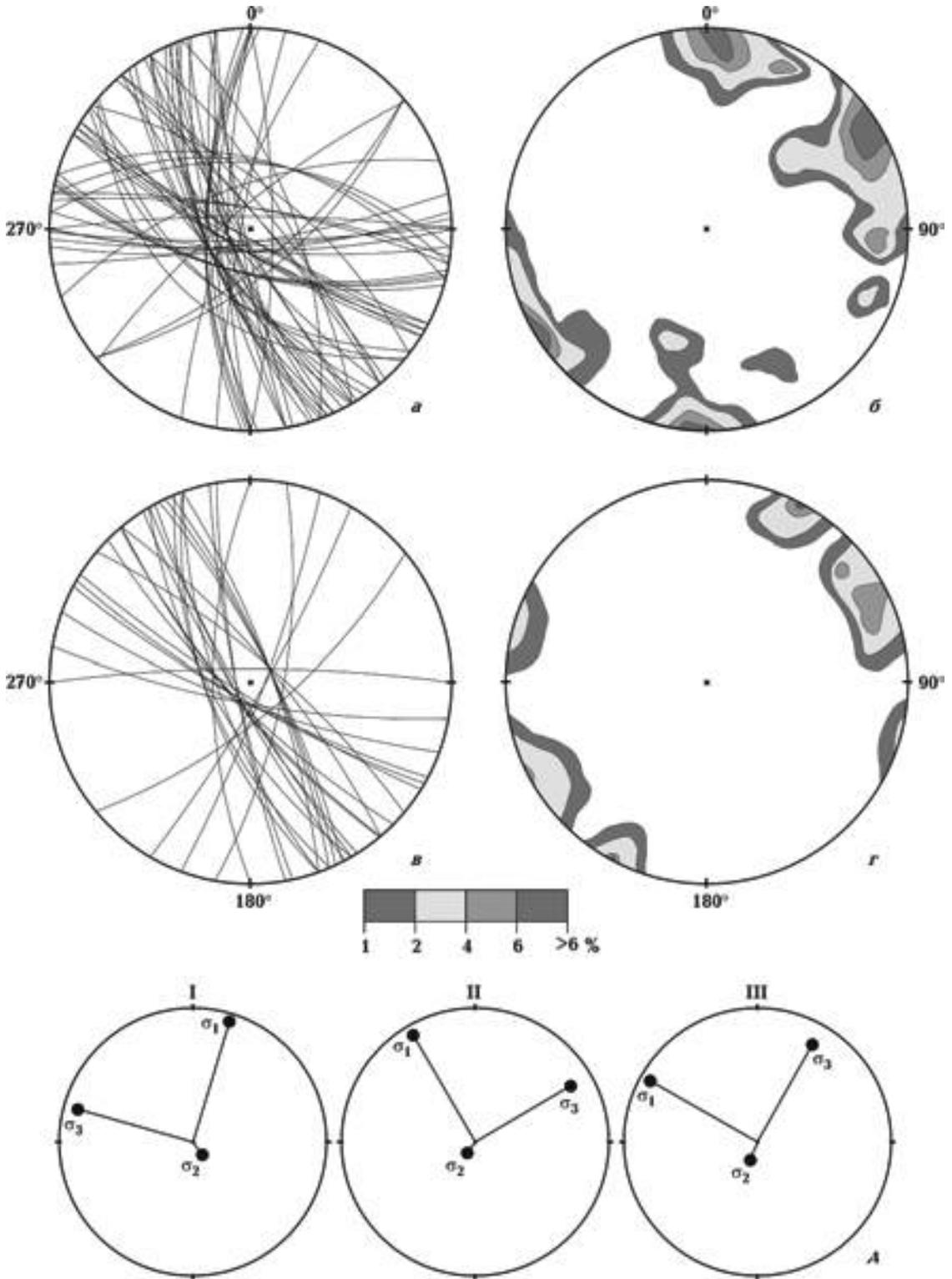


Рис. 3. Структурные S- и πS-диаграммы для трещин скалывания (а, б) и отрыва (в, г), а также поля напряжений поздних стадий развития зоны ЗГР (д);  $\sigma_1$  — ось максимального сжатия;  $\sigma_2$  — ось промежуточных напряжений;  $\sigma_3$  — ось максимального растяжения.

жат дополнительные сжатие или растяжение, приложенные перпендикулярно к границам зоны скалывания. При дополнительном сжатии трещины отрыва ориентируются под значительно большим углом к простиранию зоны скалывания относительно теоретических  $45^\circ$  и, наоборот, при дополнительном растяжении угол уменьшается. Сопряженные трещины скалывания получают соответствующую ориентацию. Из этого следует, что при анализе трещин высокоранговых разрывных структур важно учитывать конкретные обстоятельства их образования. Без такого учета выводы относительно структур более низких рангов могут быть ошибочными.

С учетом отмеченных экспериментальных данных предлагается следующая схема деформационного процесса. Первый этап трещинообразования происходил в условиях дополнительного сжатия, перпендикулярного к границам ранее образованной зоны скалывания (схема транспрессии), и привел к образованию трещин отрыва с аз. пад.  $285^\circ$ ,  $\angle 85^\circ$ , субперпендикулярных к простиранию зоны (рис. 4, I). Второй этап трещинообразования имеет все признаки типичного простого правостороннего сдвига в пределах ранее образованной зоны скалывания. Ориентация образованных трещин отрыва — аз. пад.  $65^\circ$ ,  $\angle 75^\circ$ , что составляет близко  $45^\circ$  к плоскости смещения (рис. 4, II); сопря-

женные  $R$ -сколы: аз. пад.  $24^\circ$ ,  $\angle 80^\circ$ , а  $R'$ -сколы: аз. пад.  $90^\circ$ ,  $\angle 82^\circ$ . Третий этап трещинообразования, видимо, происходил под действием правостороннего сдвига с дополнительным растяжением (схема трансенсии). Об условиях дополнительного растяжения свидетельствует ориентация трещин отрыва (аз. пад.  $25^\circ$ ,  $\angle 85^\circ$ ), субпараллельная ограничениям зоны скалывания (рис. 4, III). Исследуемый фрагмент зоны разлома преимущественно перекрыт кайнозойскими вулканитами, степень обнаженности которых не позволяет провести корректные структурные исследования. Впрочем, тектоническая трещиноватость спорадически прослеживается в обнажениях андезитов анталовского комплекса на западном продолжении ЗГР. В частности, вблизи железнодорожной станции с. Ворочево Перечинского района зафиксировано обнажение андезитов с отчетливыми тектоническими нарушениями субкарпатского простирания (см. рис. 1, участок исследования 2).

Выход андезитов на земную поверхность находится в пределах северо-восточных склонов хребта Чонтош вдоль дороги правого берега р. Уж. В крупном обнажении длиной около 200 м и высотой 8—10 м зафиксирована зона интенсивной трещиноватости и дробления шириной 4 м с аз. пад.  $230^\circ$ ,  $\angle 80^\circ$ . Деформация пород имеет преимущественно хрупкопластический характер (рис. 5). Густая сеть трещин расчленяет породу на небольшие призматические блоки размером от 5—10 до 30 см. Прослеживается четкая ориентация плоских обломков по простиранию разлома. Наблюдается несколько выветренных зеркал скольжения с субвертикальным падением, однако некоторые из них изогнуты, в связи с чем азимуты простирания зеркал изменяются в пределах  $300$ — $330^\circ$ . Ориентация штрихов скольжения указывает на субгоризонтальные сдвиговые перемещения, хотя направление перемещений определить не представляется возможным. В осевой части разлома наблюдаются складкоподобные изгибы плоскостей деструкции с горизонтальной ориентацией шарниров. Наличие таких изгибов и редких зеркал с субвертикальными штрихами указывает не только на горизонтальные, но и на вертикальные перемещения.

Близость расположения данного тектонического нарушения к ЗГР, а также общность их простирания позволяют предположить, что появление тектонического нарушения вблизи с. Ворочево является следствием тектонических смещений вдоль шовной зоны ЗГР.

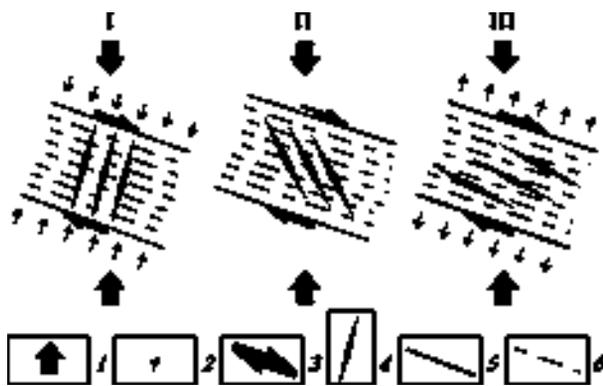


Рис. 4. Реконструкция динамокинематических условий формирования трещин отрыва трех этапов с учетом экспериментальных данных М. В. Гзовского. Схема простого сдвига с дополнительным сжатием (I), без дополнительного сжатия—растяжения (II) и с дополнительным растяжением (III): 1 — направление регионального сжатия; 2 — направление дополнительного сжатия—растяжения; 3 — направления сдвиговых смещений; 4 — структуры растяжения; 5 — границы зоны скалывания; 6 — листоватость зоны скалывания.



Рис. 5. Тектоническое нарушение в андезитах  
вблизи с. Ворочево.

**Выводы.** В результате полевых исследований в пределах шовной зоны среднего звена ЗГР были обнаружены тектониты с образованными по ним трещинами скола и отрыва. На основании замеров этих трещин были построены структурные  $S$ - и  $\pi S$ -диаграммы, а также реконструированы поля напряжений. Характерная особенность этих полей — близкая к горизонтальной ориентация осей сжатия и растяжения, что является признаком поля напря-

жений сдвигового типа, а также изменение со временем ориентации оси максимального сжатия от северо-восточного к северо-западному направлению. Наиболее вероятная причина подобной переориентации поля напряжений — дополнительные условия сжатия—растяжения, приложенные перпендикулярно к границам зоны скалывания. Согласно экспериментальным данным М. В. Гзовского, установлено, что первый этап правостороннего смещения соответствовал условиям транспрессии, второй проходил без влияния дополнительных сил, а третий — при условиях транстенсии. Можно предполагать, что данное поле напряжений сдвигового типа является унаследованным от реализованной в сармат-панноне правосдвиговой схемы, реализация которой способствовала проявлению неогенового магматизма в Закарпатье.

Также было зафиксировано тектоническое нарушение по вулканитам анталовского комплекса ВГП с признаками субгоризонтальных и субвертикальных перемещений. Близкое местоположение данного тектонического нарушения к ЗГР позволяет связывать его появление с активностью последнего.

Полученные результаты свидетельствуют в пользу формирования зоны скалывания в пределах Закарпатского прогиба и подтверждают новую динамокинематическую схему неогенового вулканизма Закарпаття. Представляются перспективными дальнейшие детальные структурные и тектонофизические исследования с целью реконструкции напряженно-деформационных состояний в разновозрастных тектонических элементах зоны сочленения Складчатых Карпат и Закарпатского прогиба. Такие исследования помогут детализировать представление об эволюции региона в целом и развитие неогенового вулканизма в частности.

### Список литературы

- Бубняк І., Віхоть Ю. Тектонофізичні дослідження флішових відкладів скиби Зелем'янки в долинах струмків Кобилиць та Ягистів. *Праці НТШ. Геологічний збірник*. 2012. Т. 30. С. 119—130.
- Бубняк І. Н., Віхоть Ю. М., Накапелюх М. В. Напряженно-деформированное состояние юго-восточной части Скибового и Бориславско-Покутского покровов Украинских Карпат. *Геодинамика и тектонофизика*. 2013. Т. 4. Вып. 3. С. 313—326.
- Василенко А. Ю. Ознаки зсуву в межах Закарпатського глибинного розлому. *Вісник Київ. ун-ту. Геологія*. 2014. Вип. 2 (65). С. 18—22.
- Віхоть Ю., Бубняк І. Поля напружень у флішовій товщі скиб Орівської, Сколівської та Парашки (за дослідженнями у басейні ріки Су-кіль). *Геодинаміка*. 2011. Т. 10. № 1. С. 75—82.
- Віхоть Ю. М., Бубняк І. М., Накапелюх М. В. Результати тектонофізичних досліджень флішо-

- вої товщі Скибового покриву Українських Карпат у долині р. Бистриця Надвірнянська. *Геологічний журн.* 2011. № 2. С. 72—80.
- Гзовский М. В. Основы тектонофизики. Москва: Наука, 1975. 536 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. М., 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.
- Лазько Е. М., Резвой Д. П. О тектонической природе зоны Карпатских утесов. *Вісник Львів. ун-ту. Серія геологічна.* 1962. № 1. С. 62—65.
- Ляшкевич З. М., Медведев А. П., Крупский Ю. З., Варичев А. С., Тимощук В. Р., Ступка О. О. Тектономагматическая эволюция Карпат. Киев: Наук. думка, 1995. 132 с.
- Мерлич Б. В., Спитковская С. М. О развитии Припаннонского глубинного разлома (Закарпатье) в донеогеновое время. *Геолог. сборник Львов. геолог. сообщества.* 1973. № 14. С. 17—26.
- Накапелюх М. В., Вихоть Ю. М., Бубняк И. Н. Сбалансированный разрез Скибового покрова Украинских Карпат, долина реки Сукиль. *Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы Второй молодежной тектонофизической школы-семинара, 17—21 окт. 2011.* Москва: ИФЗ, 2011. Т. 1. С. 187—190.
- Павлюк М., Ляшкевич З., Медведев А. Українські Карпати в структурі Панкардії (магматизм і геодинаміка). *Геодинаміка.* 2013. № 1. С. 45—59.
- Шевчук В. В., Волошин О. В. Динамо-кінематичні умови неогенового магматизму Закарпаття. *Вісник Київ. ун-ту. Геологія.* 2002. Вип. 21. С. 10—13.
- Шевчук В. В., Василенко А. Ю. Новая схема геодинамического контроля неогенового магматизма Закарпаття. *Вісник Огес. ун-ту. Географічні та геологічні науки.* 2014. Т. 19. Вип. 4 (23). С. 284—290.
- Ciulavu D., Dinu C., Szakacs A., Dordea D., 2000. Neogene kinematics of the Transylvanian basin (Romania). *American Association of Petroleum Geologists* 84 (10), 1589—1615. <http://dx.doi.org/10.1306/8626BF0B-173B-11D7-8645000102C1865D>.
- Konon A., 2001. Tectonics of the Beskid Wyspowy Mountains (Outer Carpathians, Poland). *Geol. Quart.* 45 (2), 179—204.
- Matenco L., Bertotti G., 2000. Tertiary tectonic evolution of the external East Carpathians (Romania). *Tectonophysics* 316 (3-4), 255—286. <http://dx.doi.org/10.1029/97TC01238>.
- Matenco L., Bertotti G., Dinu C., Cloetingh S., 1997. Tertiary tectonic evolution of the external South Carpathians and the adjacent Moesian platform (Romania). *Tectonics* 16 (6), 896—911. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00261-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00261-9).
- Nemcok M., Hok J., Kovac P., Marko F., Coward M. P., Madaras J., Houghton J., Bezak V., 1998. Tertiary extension development and extension/compression interplay in the West Carpathians mountain belt. *Tectonophysics* 290 (1-2), 137—167. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00016-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00016-X).

## Tectonophysical conditions of late stages of evolution in the middle part of Transcarpathian deep fault

© V. V. Shevchuk, A. Yu. Vasilenko, 2015

There is a problem of the mechanism of Neogene magmatism appearance in Transcarpathia within tectonic evolution of the Carpathian-Pannonian region. In consideration of general submeridional compression the new kinematic and dynamic scheme of Neogene tectonic and magmatic activation associates magmatism with formation of the shear-zone with right-shift structural paragenesis in the Transcarpathian trough area. According to the scheme the sources

of volcanic eruptions were concentrated within the bounds of tension gashes that progressed during the shear-zone impulse evolution. Due to outcrop features of the region the structural argumentation of proposed scheme is effective only in northeastern border of the shear-zone, on the Transcarpathian deep fault territory, where fault parageneses of different ranks are mapped. Detailed studies carried out within the middle part of the Transcarpathian deep fault allowed to show the jet structure of the central zone of the fault and the intense crushing and exfoliation of flysch formation that took place before volcanism as well as post-volcanic fissure formation. Three stages of fissure formation were marked out and the tectonophysical analysis of their paragenesis shows right-side shift type of local stress fields. The modification of the axes orientation of main normal stresses is explained by consistent implementation of the trans-pressure scheme, the simple shear scheme and the trans-tension scheme. The volcanic rocks, which cover tectonic rocks of the Transcarpathian deep fault seam zone, contain the sporadically shown up fault structures that are the evidence of lateral as well as sub-vertical displacement.

**Key words:** Transcarpathian deep fault, right-shift, shear-zone, Neogene magmatism, fissure paragenesis, stress fields.

## References

- Bubnyak I., Vikhot Yu., 2012. Tectonophysic research of flysh deposits of the Zelemianka thrust in the valleys of Kobilets and Yagystiv rivers. *Pratsi NTSh. Geologichnyy zbirnyk* 30, 119—130 (in Ukrainian).
- Bubnyak I. N., Vikhot Yu. M., Nakapelyukh M. V., 2013. The stress-and-strain state of the southeastern part of the Skyba and Boryslav-Pokuttya nappes of the Ukrainian Carpathians. *Geodinamika i tektonofizika* 4 (is. 3), 313—326 (in Russian).
- Vasylenko A. Yu., 2014. The shift indicators in the zone of Transcarpathian deep fault. *Visnyk Kyivskogo universytetu. Geologiya* is. 2 (65), 18—22 (in Ukrainian).
- Vikhot Yu., Bubnyak I., 2011. Stress fields in the flysh strata of the Orivska, Skolivska and Parashka thrusts (by researches in the basin of the Sukil river). *Geodynamika* 1 (10), 75—82 (in Ukrainian).
- Vikhot Yu. M., Bubnyak I. M., Nakapelyukh M. V., 2011. Results of tectonophysical studies of flysh deposits of the Skyba nappe of the Ukrainian Carpathians in the valley of the Bystrytsia Nadvornianskaya river. *Geologichnyy zhurnal* (2), 72—80 (in Ukrainian).
- Gzovskiy M. V., 1975. Basic tectonophysics. Moscow: Nauka, 536 p. (in Russian).
- Gintov O. B., 2005. Field tectonophysics and its application in the study of crustal deformation of Ukraine. Kiev: Feniks, 572 p. (in Russian).
- Gintov O. B., Bubnyak I. M., Vikhot Yu. M., Murovskaya A. V., Nakapelyukh M. V., 2011. The evolution of the stress-and-strain state and the dynamics of the Skyba nappe of the Ukrainian Carpathians. *Geofizicheskiy zhurnal* 33 (5), 17—34 (in Russian).
- Lazko E. M., Rezvoy D. P., 1962. About tectonic genesis of Carpathian klippen zone. *Visnyk Lvivskogo universytetu. Seriya geologichna* (1), 62—65 (in Russian).
- Lyashkevitch Z. M., Medvedev A. P., Krupskiy U. Z., Varichev A. S., Timoshchuk V. P., Stupka O. O., 1995. Tectonic and magmatic evolution of Carpathians. Kiev: Naukova Dumka, 132 p. (in Russian)].
- Merlich B. V., Spitkovskaya S. M., 1973. The evolution of Transpannonian deep fault (Transcarpathia) in preneogene times. *Geologicheskii sbornik Lvovskogo geologicheskogo soobshchestva* (14), 119—130 (in Russian).
- Nakapelyukh M. V., Vikhot Yu. M., Bubnyak I. M., 2011. The balanced cross-section of the Skyba nappe of the Ukrainian Carpathians, the Sukil river valley. *Modern tectonophysics. Methods and results. Proceedings of the 2<sup>nd</sup> Tectonophysical Youth Workshop*, October 17—21, 2011. Vol. 1. Moscow: IPE RAS Publ., 187—190 (in Russian).
- Pavlyuk M., Lyashkevich Z., Medvedev A., 2013. The Ukrainian Carpathians in the Pancardian structure. *Geodinamika* (1), 45—59 (in Ukrainian).
- Shevchuk V., Voloshyn O., 2002. Kinematic and dy-

- namic conditions of Transcarpathian neogene magmatism. *Visnyk Kyivskogo universitetu. Geologiya* (is. 21), 10—13 (in Russian).
- Shevchuk V., Vasylenko A., 2014. The new scheme of geodynamical control of Transcarpathian neogene magmatism. *Visnyk Odeskogo universitetu. Geografichni ta geologichni nauky* 19 (is. 4), 284—290 (Russian).
- Ciulavu D., Dinu C., Szakacs A., Dordea D., 2000. Neogene kinematics of the Transylvanian basin (Romania). *American Association of Petroleum Geologists* 84 (10), 1589—1615. <http://dx.doi.org/10.1306/8626BF0B-173B-11D7-8645000102C1865D>.
- Konon A., 2001. Tectonics of the Beskid Wyspowy Mountains (Outer Carpathians, Poland). *Geol. Quart.* 45 (2), 179—204.
- Matenco L., Bertotti G., 2000. Tertiary tectonic evolution of the external East Carpathians (Romania). *Tectonophysics* 316 (3-4), 255—286. <http://dx.doi.org/10.1029/97TC01238>.
- Matenco L., Bertotti G., Dinu C., Cloetingh S., 1997. Tertiary tectonic evolution of the external South Carpathians and the adjacent Moesian platform (Romania). *Tectonics* 16 (6), 896—911. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00261-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00261-9).
- Nemcok M., Hok J., Kovac P., Marko F., Coward M.P., Madaras J., Houghton J., Bezak V., 1998. Tertiary extension development and extension/compression interplay in the West Carpathians mountain belt. *Tectonophysics* 290 (1-2), 137—167. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00016-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00016-X).