

Эволюция напряженно-деформированного состояния и динамика Скибового покрова Украинских Карпат

© О. Б. Гинтов¹, И. Н. Бубняк², Ю. М. Вихоть¹, А. В. Муровская¹,
М. В. Накапелюх², 2011

¹Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

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

Поступила 3 февраля 2011 г.

Представлено членом редколлегии Р. И. Кутасом

Наведено нові результати інтерпретації тектонофізичних досліджень флішових відкладів Скибового покриву Українських Карпат, виконаних на чотирьох ділянках у його північно-західній і центральній частинах. Комплексне застосування структурно-парагенетичного та кінематичного аналізів дало змогу здійснити синхронізацію трьох параметрів — часу деформації, азимутів орієнтації головних осей напружень і деформаційних режимів для до-складчастого, складчастого та післяскладчастого етапів розвитку зовнішньої частини Українських Карпат. Доведено, що одночасно з насувами відбувались зсувні деформації, які забезпечували швидке просування фронту складчастості. Показано роль скидових деформацій з віссю розтягу σ_3 північно-східної та північно-західної орієнтацій. Припущено їх відносно молодий вік. У регіональному плані формування структури Скибового покриву пов'язане з формуванням Південних і Західних Карпат. У глобальному масштабі дія тангенціальних сил північно-західного і субмеридіонального напрямків пояснюється конвергенцією Адріатичної та Європейської мікроплит, а також Африкано-Аравійської та Євразійської мегаплит.

New results of interpretation of tectonophysical investigations of the flysh deposits in the Skyba nappe of the Ukrainian Carpathians carried out in four areas in its northwestern and central parts are presented. Complex application of structural — paragenetic and kinematic analyses helped to synchronize three parameters — time of deformation, azimuths of the main axes of stresses orientation and deformation modes for prefolding, folding and postfolding stages of development of the outer part of the Ukrainian Carpathians. It has been proved that thrust shear strain was coeval with strike-slip that provided the rapid advancement of the thrust front. The role of normal faulting with σ_3 axis stretching of northeastern and northwestern orientations has been shown. It is assumed that the mentioned deformations had relatively young age. Formation of the Skyba nappe structure is related to the development of the Western and Southern Carpathians. In the global scale the activity of the tangential forces of northwestern and sub-longitudinal directions is explained by the convergence of the Adriatic and European microplates and also the African-Arabian and Eurasian mega-plates.

Введение. Исследуемый район расположен в северо-западной и центральной частях Скибового покрова Украинских Внешних Карпат (УВК) на границе с Внутренней зоной Предкарпатского прогиба (рис. 1). Скибовый покров, протягивающийся через всю территорию УВК, — один из наиболее интересных

объектов для изучения динамических особенностей формирования Карпатского орогена, поскольку в нем ярче всего запечатлен характер перемещения горных масс, деформаций породных комплексов, сдвигания и стривания разрезов и др. Он достаточно удобен для проведения тектонофизических исследо-

ваний благодаря хорошей обнаженности вдоль русел рек и ручьев, текущих поперек простираения УВК, а также наличию здесь многочисленных крупных карьеров.

Значение излагаемых в данной статье результатов тектонофизических исследований определяется тем, что между началом их проведения и периодом первых масштабных полевых тектонофизических работ в 1992—1994 гг. [Аронский и др., 1995] прошло долгих 12 лет. В этот период Украинские Карпаты тектонофизически изучались достаточно вяло. Можно привести только несколько работ [Zuchiewicz et al., 1997; Бубняк та ін., 2001; 2007], в которых использовались и приемы полевой тектонофизики. В то же время западные ученые за это время выполнили огромные объемы тектонофизических исследований в районах Южных, Румынских Восточных и Западных Карпат, Паннонского бассейна [Ciulavu et al., 2000; Matenco et al., 1997; Matenco, Bertotti, 2000; Ratschbacher et al., 1993a, б; Nemcok, 1993; Nemcok et al., 1998; Fodor et al., 1999; Kopon, 2001 и др.] и получили важные материалы о напряженно-деформированном состоянии этих регионов, используя новые технологии обработки и интерпретации полевых данных. В частности, были сформулированы новые концепции, описывающие историю развития регионов Алькапа (Альпы, Карпаты, Паннония), Тиссия и Дакия. Материалы тектонофизического изучения Украинских Карпат на современном технологическом уровне только сейчас начинают закрывать возникшую "брешь".

Скибовый покров надвинут (вместе с Внутренней зоной Предкарпатского прогиба) на Восточно-Европейскую платформу и ее эпиорогенное каледонское и герцинское обрамление. Он состоит из серии структур высшего порядка, а именно восьми скиб (с юго-запада на северо-восток): Славской, Рожанки, Зелемянки, Мальмастанской, Парашки, Сколевской, Оливской, Береговой. Скибы, в свою очередь, деформированы чешуеобразными надвигами (близкими по литологическому составу) и складчатостью. Фронтальные части скиб, как правило, представлены более древними породами, а тыльные — более молодыми. Стратиграфический интервал охватывает отложения от нижнего мела до нижнего миоцена в северной части покрова и от верхнего мела до нижнего миоцена в южной части. Это турбидитовые (флишевые) образования, которые на основании возрастных и

литологических особенностей объединяются в ряд свит.

Считается, что вся флишевая толща отлагалась без стратиграфических перерывов и первая фаза карпатской складчатости произошла в начале раннего миоцена, а последняя — после раннего сармата. Хотя некоторые исследователи [?] выделяют также среднебаденскую фазу складчатости. Кроме того, на разных стратиграфических уровнях встречаются олистростромовые толщи, свидетельствующие о тектонической активности в период отложения флиша. Однако, по [Oszyrko et al., 2005], самые молодые флишевые отложения Скибового и Бориславско-Покутского покровов принадлежат к отнантию — верхней части бурдигала, поэтому можно допустить, что основная деформация не может быть старше 17 млн лет и относится к раннештырийской фазе. Исследователи Румынских Восточных Карпат полагают, что основные деформации Флишевой зоны произошли в позднебурдыгальско-сарматскую, позднесарматскую и плиоценовую фазы [Matenco et al., 1997].

Принципиальная схема строения Скибового покрова показана на рис. 2. На ней, кроме надвигов и складок, показаны поперечные и продольные лево- и правосторонние сдвиги, фиксируемые полевыми тектонофизическими исследованиями, на цифровых моделях рельефа и при геологическом картировании.

По современным представлениям ороген УВК является древней аккреционной призмой, образовавшейся в результате сокращения седиментационного пространства и прогрессивного перемещения осадочных образований на океанической или утоненной континентальной коре. Наиболее крупные перемещения происходили по черносланцевым породам мелового возраста и по менилитовым сланцам олигоцена. Складчатость мигрировала с юго-запада на северо-восток. Величина сокращения бассейна в миоцене, по данным палинспатических реконструкций, составила 130 км [Roure et al., 1993]. По другим реконструкциям [Oszyrko, 2006; Oszyrko, Oszyrko-Clowes, 2009] только миоценовое сокращение Внешних Западных Карпат составило 150—200 км. Образование аккреционной призмы стало результатом континентальной субдукции под блоки Алькапа, Тиссия и Дакия на миоценовом этапе развития региона [Паталаха и др., 2003; Бубняк, 2005; Гончар, 2007].

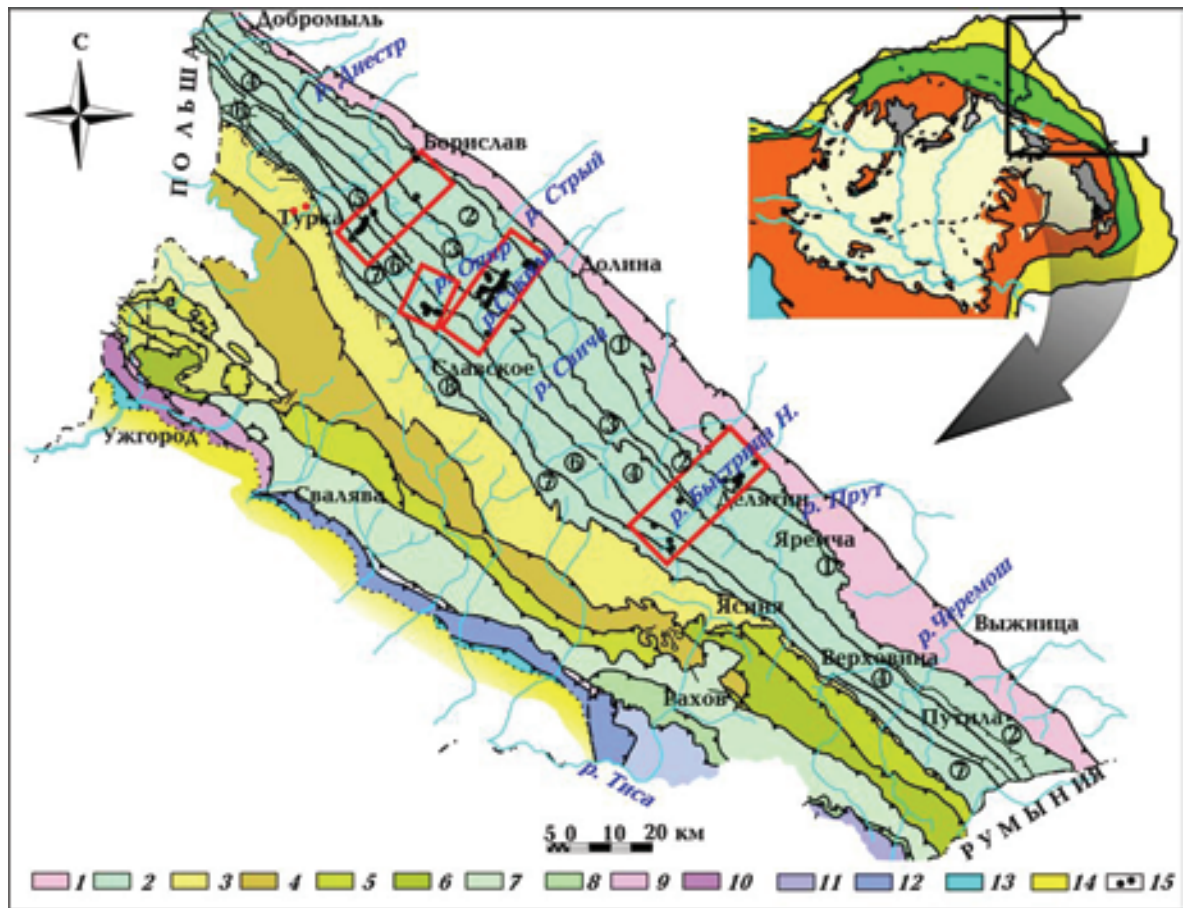


Рис. 1. Тектоническая карта Украинских Карпат, по [Геологічна ..., 2007]: 1 — Бориславско-Покутский покров; 2 — Скибовый покров со скибами (цифры в кружках: 1 — Береговая, 2 — Оливская, 3 — Сколевская, 4 — Парашки, 5 — Мальманстальская, 6 — Земянки, 7 — Рожанки, 8 — Славская); 3 — Турковский покров (с Розлучским элементом); 4 — Битлянский покров; 5—6 — Дукляно-Черногорский покров с субпокровами (5 — Ставнянским, Березнянским, останцами Полонинского, 6 — Бачавско-Боржавским, Красношорским, Скуповским, Говерляньским); 7 — Буркутский покров; 8 — Раховский покров; 9—10 — Магурский покров с субпокровами (9 — Турицким, 10 — Быстрицким и Черговским, Рачанским); 11—12 — Мармарошский покров с субпокровами (11 — Вежанский, Монастырецким, 12 — Диловецким, Белопотокским, Каменопотокским); 13 — Пенинский покров; 14 — Закарпатский прогиб; 15 — участки тектонофизических исследований и пункты наблюдений.

По [Копон, 2001], перемещение УВК на восток было связано с откатом зоцен-олигоценной зоны континентальной субдукции в северо-восточном направлении в миоцене. По [Fodor et al., 1999], формирование складчатого пояса Западных, Восточных и Южных Карпат связано с мезоальпийской конвергенцией Европейской и Адриатической микроплит и блоков земной коры в среднем миоцене — раннем олигоцене. Начиная с позднего миоцена, на деформации Восточных Карпат основное влияние оказывала конвергенция Африканской и Евразийской плит. Сложное напряженно-деформированное состояние всего Карпато-Паннонского мегаблока авторы объ-

ясняют автономными перемещениями и поворотами блоков Алькапа, Тиссия и Дакия.

Кроме того, как представляется авторам тектонической карты Украины [Тектонічна ..., 2007], первичное (допокровное) размещение аллохтонных комплексов определить чрезвычайно трудно, поэтому среди специалистов различных тектонических школ пока нет единой концепции формирования региона.

Описываемые в статье исследования выполнены по четырем пересечениям Скибового покрова в бассейнах рек Стрый, Кобылец, Сукуль и Быстрица Надворнянская (см. рис. 1). Они охватывают шесть из восьми скиб и в целом дают достаточно полную картину на-

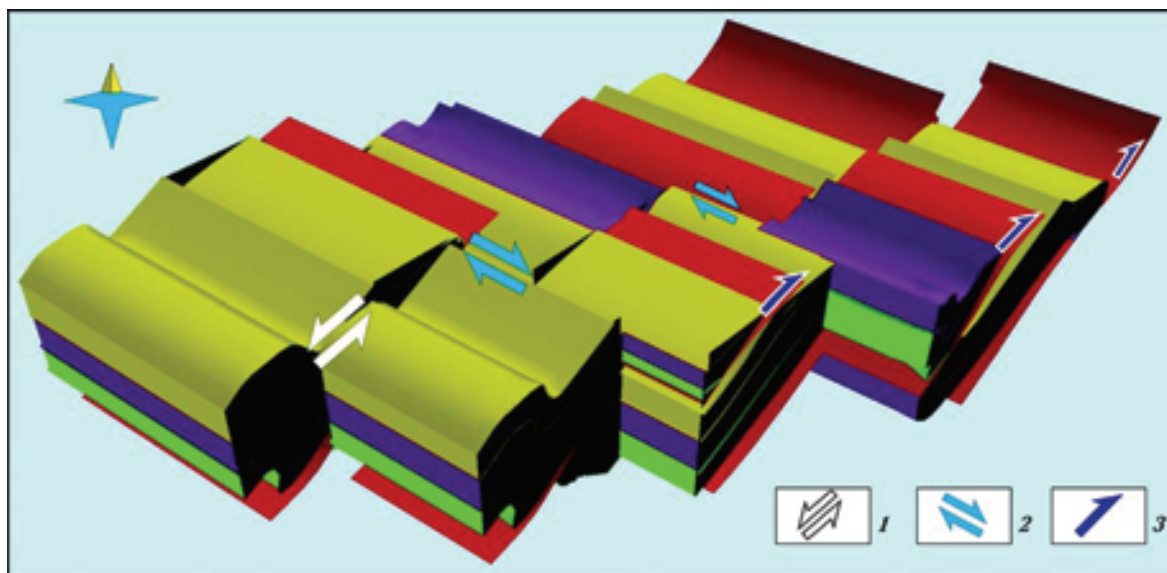


Рис. 2. Принципиальная блок-схема строения Скибовой зоны УВК: 1 — левый сдвиг, 2 — правый сдвиг, 3 — взброс, надвиг.

пряженно-деформированного состояния и деформаций земной коры этой части горного сооружения Украинских Карпат.

Методика работ. Как известно, тектонофизические исследования позволяют определять параметры полей палеонапряжений, являющиеся основой для установления характера и направления сил, приведших к структурообразованию в изучаемом регионе. Это помогает создавать, проверять и уточнять раз-

нообразные геодинамические модели. Кроме того, изучение изменений палеонапряжений во времени имеет и практическое значение, так как размещение многих месторождений полезных ископаемых контролируется структурами, образованными на разных этапах развития, и тесно связано с эволюцией полей тектонических напряжений. Не в последнюю очередь это относится к таким подвижным ископаемым, как углеводороды. Моло-

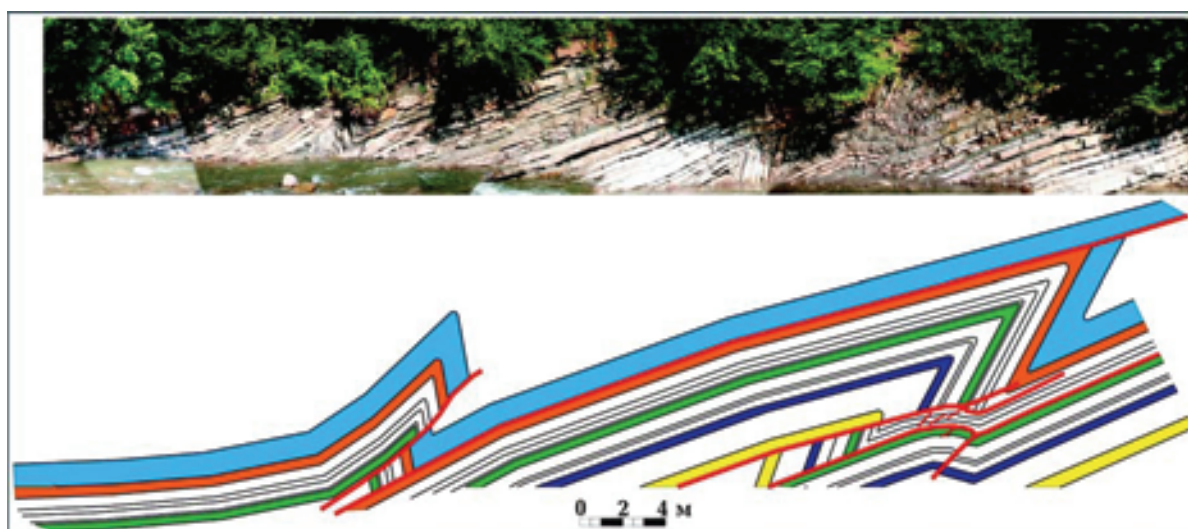


Рис. 5. Складчато-надвиговая структура мел-палеогеновых отложений скибы Сколевская. Левый берег р. Сукиль в районе с. Буковец. Внизу — принципиальная схема обнажения.

дые и современные поля напряжений играют также важную роль в подготовке и прохождении землетрясений, оползневых процессов и др.

Авторами тектонофизические исследования выполнялись посредством комплексного использования структурно-парагенетического и кинематического методов. Эффективность такого комплексирования была доказана при изучении многих горно-складчатых регионов, в том числе Горного Крыма и Карпат [Беличенко, Муровская, 1990; Аронский и др., 1995; Гинтов, Муровская, 2000; Гинтов, 2005а, б; Гинтов и др., 2009].

Структурно-парагенетический метод основан на изучении парагенетических связей мезотрещин, трещин и складок, характера и геометрических параметров складчатости. Трещиноватость горных пород в Украинских Карпатах изучается давно как при геолого-съёмочных работах, так и в научных целях, что приносило и приносит хорошие результаты в нефтяной геологии при поисках месторождений нефти, газа и озокерита, изучении коллекторов, проницаемости пород для флюидов, путей миграции углеводородов и др. Однако использование трещин при изучении тектонических полей напряжений, чем занимается тектонофизика, началось в Украинских Карпатах только в 90-х годах прошлого столетия. Было показано, что в сложных в тектоническом отношении районах, таких как Карпаты и Горный Крым, трещинообразование связано с региональными полями напряжений и, следовательно, изучение в реальных условиях структурных парагенезисов трещин, установленных в лабораторных тектонофизических экспериментах, позволяет восстанавливать такие поля. Для этого использовалась общая тектонофизическая модель деформационной структуры горного массива I—II уровней глубинности [Гинтов, 2005б].

Восстановление тектонических полей напряжений кинематическим методом по зеркалам скольжений имеет свои особенности и позволяет получать больше кинематических параметров (соотношение величин главных нормальных напряжений σ_1 , σ_2 и σ_3 ¹, величину модуля касательного напряжения τ в точке наблюдений, нормированную по отношению к модулю τ_{\max}). Однако зеркала сколь-

жения в древних комплексах, как правило, не сохраняются, а в молодых слабо деформированных породах не образуются. Поэтому возраст деформаций и полей напряжений, полученный при использовании кинематического метода, отражает достаточно узкий интервал геологического времени — средние и поздние этапы тектогенеза.

В то же время трещиноватость в горных породах возникает сразу же после их отложения и литификации (так называемая планетарная трещиноватость) и сопровождает практически все фазы деформации, поэтому восстановленные с ее помощью поля напряжений, охватывают значительно больший период времени в истории развития региона.

Поскольку было установлено [Беличенко, Муровская, 1990; Гинтов, 2005б], что процессы трещинообразования и скольжения по старым трещинам подчиняются единым физическим законам и при одновременном (или близком во времени) формировании трещин и зеркал скольжения восстанавливаемые обоими методами поля напряжений близки по ориентации главных осей, оказалось эффективным использование кинематического и структурно-парагенетического методов в едином комплексе.

Обработка и интерпретация материалов замеров трещиноватости выполнялись на основе известных принципов выделения парагенетически связанных сколов и трещин отрыва ($L-L'$, $R-R'$, $L-R'$, $L'-R$; L , $R'-T$ и т. д.) [Гинтов, Исая, 1986] для I—II уровней глубинности. Для обработки замеров использовалась программа StereoNett V. 2.46 Ж. Дайстера (Институт геологии Университета г. Бохум, Германия), которая позволяет восстанавливать первоначальную ориентацию нормально секущих (другое название — катетальных) трещин в пласте путем приведения его в горизонтальное положение.

Материалы замеров борозд и штрихов на зеркалах скольжения обрабатывались и интерпретировались с помощью программы WinTensor 1.4.19 [Devlaux, Sperner, 2003], которая в настоящий момент является одной из наиболее технологичных программ интерпретации в кинематическом методе. Предложенный авторами программы алгоритм позволяет определять наиболее оптимальное положение главных осей σ_1 , σ_2 , σ_3 и их стереографические координаты, а также соотношение величин главных нормальных напряжений $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$. Этот коэффициент игра-

¹ В рассматриваемых исследованиях сжатие принято положительным и $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$.

ет такую же роль, как и более употребляемый у нас коэффициент Лоде — Надаи $\mu_\sigma = (\sigma_2 - \sigma_1 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$, и используется для определения типа напряженного состояния, а также для районирования полей напряжений по величине μ_σ или R . Перевод одного коэффициента в другой выполняется по равенству $\mu_\sigma = 2R - 1$. Для предельных напряженных состояний эти коэффициенты равны: для одноосного растяжения ($\sigma_2 = \sigma_1$) $\mu_\sigma = 1$, $R = 1$; для одноосного сжатия ($\sigma_2 = \sigma_3$) $\mu_\sigma = -1$, $R = 0$. Пограничные величины между предельными напряженными состояниями: $\sigma_2 = (\sigma_1 + \sigma_3) / 2$, $\mu_\sigma = 0$, $R = 0,5$. Таким образом, в программе Win-Tensor 1.4.19 величины $R \geq 0,5$ указывают преимущественно (хотя и не всегда) на состояние растяжения, а $R \leq 0,5$ — на состояние сжатия.

Необходимо сказать, что программа Win-Tensor 1.4.19, как и любая другая программа интерпретации в кинематическом методе, кроме преимуществ, имеет и недостатки. В частности, в ней не устанавливается такой важный кинематический параметр, как $T = \tau / \tau_{\max}$ в точке наблюдений, определяемый в некоторых других программах и позволяющий оценивать надежность отнесения данного вектора подвижки к полученному полю напряжений [Гинтов, 2005а]. Однако достоинства этой программы — автоматизация и быстрота обработки и интерпретации зеркал скольжения — склонили выбор в ее пользу.

При интерпретации полевых данных структурно-парагенетическим методом в первую очередь обращалось внимание на поля напряжений, полученные по нормально секущим трещинам, которые образуются в еще горизонтально залегающей толще либо как планетарная трещиноватость, либо как трещиноватость, связанная с самым ранним полем тектонических напряжений. Первая отличается от второй тем, что оси σ_1 и σ_3 ориентированы вдоль современных параллелей и меридианов, часто сменяя друг друга в силу инверсии полей напряжений, связанной с неравномерной скоростью вращения Земли [Гинтов, 2001] (как известно, в мезо-кайнозойское положение оси вращения планеты по отношению к материкам мало отличалось от современного). Тектонические поля напряжений могли характеризоваться другой ориентацией главных осей в горизонтальной плоскости.

Трещины, падающие субвертикально в наклонных слоях и, как правило, не имеющие штрихов скольжения, являются наиболее позд-

ними, поэтому поля напряжений, восстановленные по их парагенезисам, относились к самым молодым.

Наклонные трещины, остающиеся наклонными и после выполаживания напластования, относились к неопределенному классу и интерпретировались как складчатые. Поля напряжений, восстановленные по ним, сопоставлялись с результатом интерпретации зеркал скольжения, после чего делался вывод о их возрасте (если это было возможно).

Как уже говорилось, зеркала скольжения образуются при интенсивных тектонических движениях, т. е. поля напряжений, восстановленные по ним, моложе полей, определенных по нормально секущей трещиноватости, но древнее полей, восстановленных по молодым субвертикальным трещинам. Более точно возраст таких полей определялся по возрасту слоев, в которых образовались зеркала, времени тектонических движений по геологическим данным и ряду других признаков, которые изучались в полевых условиях.

Результаты исследований. Участок бассейна р. Стрый. Исследуемый район расположен на правом и левом берегах р. Стрый в окрестностях сел Майдан, Кринтята, Головское, Зубрица и Урич. Участок охватывает (с юго-запада на северо-восток) скибы Рожанки, Зелеманки, Мальманстальскую, Парашки и Оривскую. Наиболее древними здесь являются нижнемеловые отложения спасской свиты ($K_1 sp$), выше залегают верхнемеловые, палеоценовые и эоценовые, а наиболее молодые — олигоценовые, представленные верхневерховинской свитой ($P_3 v r_2$). Перечисленные отложения — это переслаивание толщ песчаников с аргиллитами, реже алевролитами разной мощности. Маркирующими служат нижнекремнистый горизонт, залегающий под нижнемеловитовой подсвитой ($P_3 mn l_1$), и слой полосчатых известняков и кремней головоцкой свиты ($P_3 g l_1$).

На площади около 200 км² исследовано 130 зеркал с бороздами и штрихами скольжения на восьми обнажениях в верхнестрыйских, эоценовых и олигоценовых отложениях и более 500 трещин на 11 обнажениях всего разреза от верхнего мела до олигоцена включительно. Основной объем наблюдений выполнен в долине р. Рыбник (правого притока р. Стрый).

Поля напряжений, определенные структурно-парагенетическим методом. По группам нормально секущих трещин определены

следующие поля напряжений и деформационные режимы.

Верхнемеловые—нижнепалеогеновые отложения ($K_2-P_1 str_3$): $\sigma_1 - 160/01$, $\sigma_3 - 250/01$, правый сдвиг²; $\sigma_1 - 185/01$, $\sigma_3 - 275/01$, правый сдвиг; $\sigma_1 - 202/01$, $\sigma_3 - 292/01$, правый сдвиг; $\sigma_1 - 231/01$, $\sigma_3 - 141/01$, чистый сдвиг³; $\sigma_1 - 300/01$, $\sigma_3 - 30/01$, левый сдвиг.

Нижнепалеогеновые отложения, ямненская свита ($P_1 jm$): $\sigma_1 - 226/1$, $\sigma_3 - 136/1$, чистый сдвиг.

Среднепалеогеновые отложения (P_2): $\sigma_1 - 201/1$, $\sigma_3 - 111/1$, правый сдвиг; $\sigma_1 - 270/1$, $\sigma_3 - 180/1$, левый сдвиг.

Верхнепалеогеновые отложения, головецкая и верховинская свиты ($P_3 gl, vt$): $\sigma_1 - 165/1$, $\sigma_3 - 255/1$, правый сдвиг; $\sigma_1 - 196/1$, $\sigma_3 - 286/1$, правый сдвиг; $\sigma_1 - 268/1$, $\sigma_3 - 358/1$, левый сдвиг; $\sigma_1 - 236/1$, $\sigma_3 - 146/1$, правый (или чистый) сдвиг.

Как видим, почти во всех изученных стратиграфических единицах получены древние правосдвиговые поля напряжений с горизонтальными субмеридиональными осями сжатия ($\sigma_1 - 160, 165, 185, 196, 201, 202$) и соответствующими горизонтальными осями растяжения, а в некоторых отложениях — и левосдвиговые поля напряжений с горизонтальными субширотными осями сжатия ($\sigma_1 - 270, 268$) и соответствующими им горизонтальными осями растяжения. Это, как говорилось выше, может быть связано с неравномерным ротационным режимом Земли, когда вдоль оси ее вращения возникают переменные поля сжатия—растяжения и в частично литифицированных осадках или остывающих лавовых покровах формируется эндокинетическая планетарная трещиноватость.

В верхнемеловых, нижнепалеогеновых и верхнепалеогеновых отложениях установлены поля напряжений с диагонально ориентированными главными осями ($\sigma_1 - 231, 226, 236$; $\sigma_3 - 141, 136, 146$). Ориентация осей σ_1

соответствует общекарпатскому сжатию, но поскольку режим сдвиговый и плоскость σ_1 , σ_3 горизонтальна, можно сделать вывод, что эти поля напряжений отражают самое начало орогенического процесса, когда сжатие уже наступило, но отложения олигоцена залегали еще горизонтально.

Поле с главными осями $\sigma_1 - 300$, $\sigma_3 - 30$, зафиксированное по трещиноватости в отложениях $K_2-P_1 str_3$, отражает деформацию растяжения по азимуту $210-30^\circ$, во время которого, по-видимому, образовался палеогеновый бассейн осадконакопления.

По субвертикальным трещинам в деформированных отложениях всех возрастов восстановлено 11 самых молодых полей напряжений, многие из которых достаточно близки по координатам главных осей. Поэтому посредством осреднения выделены три поля: $\sigma_1 - 183/13$, $\sigma_3 - 093/11$; $\sigma_1 - 107/11$, $\sigma_3 - 197/14$; $\sigma_1 - 162/11$, $\sigma_3 - 072/09$.

Поля напряжений, определенные кинематическим методом. Большинство векторов смещения — около 30 % (рис. 3, а) — отражают напряженное состояние общекарпатского сжатия с главными осями $\sigma_1 - 220/15$, $\sigma_3 - 130/85$, $R = 0,22$, взброс. При этом важно отметить, что зеркала скольжения наблюдались в основном на субгоризонтальных или слабо падающих плоскостях, т. е. отражают надвиговые и шарьяжные перемещения горных масс (взбросовый деформационный режим).

Второе и третье по значимости поля отражают сдвиговый деформационный режим при том же общекарпатском сжатии (рис. 3, б, $\sigma_1 - 226/25$, $\sigma_3 - 136/15$, $R = 0,83$) либо субмеридиональном растяжении — субширотном сжатии (рис. 3, в, $\sigma_1 - 259/20$, $\sigma_3 - 169/15$, $R = 0,5$). Поскольку зеркала скольжения имеют в основном северо-восточное простирание, перемещения были в первом случае левосдвиговыми, а во втором — правосдвиговыми. Сдвиги могли происходить одновременно с надвигами, следовательно, могут отражать разную и переменную скорость перемещения соседних блоков и частей скиб. Не исключается также вариант реверсного типа движений, когда левые и правые сдвиги сменяют друг друга на коротком временном отрезке [Гинтов, 2005б, Старостенко и др., 2011].

Еще два поля тектонических напряжений отражают взбросовый деформационный режим при сжатии, ориентированном вдоль Украинских Карпат (рис. 3, д, $\sigma_1 - 140/15$, $\sigma_3 - 310/80$, $R = 0,36$), и сбросовый (рис. 3, г, $\sigma_1 -$

²Здесь и далее, если нет дополнительных данных, направление сдвига указывается по отношению к простиранию УВК ($310-315^\circ$).

³Термин "чистый сдвиг" применяется здесь условно — в смысле ориентации осей максимального сжатия и растяжения параллельно короткой и длинной оси деформируемого тела (УВК). При этом, возможно, объем тела, в силу его неупругости, несколько изменяется, но деформация вращения практически отсутствует.

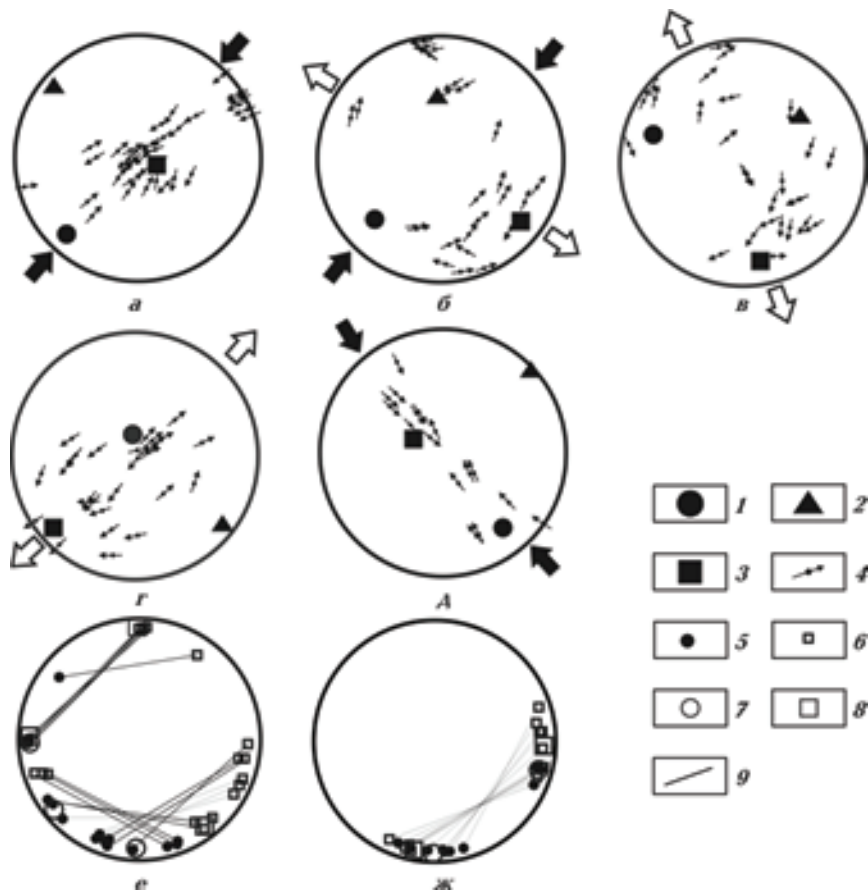


Рис. 3. Результаты интерпретации тектонофизических данных по материалам изучения зеркал скольжения (а—д), нормально секущей (е) и субвертикальной в современном залегании (ж) трещиноватостей в бассейне р. Стрый: 1, 5 — оси сжатия, 2 — промежуточная ось, 3, 6 — оси растяжения, 4 — вектор подвижки; 7, 8 — средние оси (7 — сжатия, 8 — растяжения); 9 — линии, соединяющие оси сжатия и растяжения одного поля.

323/80, σ_3 — 232/05, $R = 0,67$), при котором горные массы сбрасывались как на северо-восток, так и на юго-запад. В первом случае мы имеем дело со взбросами и даже надвигами, поперечными к генеральному направлению перемещения скиб УВК. Анализ этого явления будет сделан в дальнейшем. Во втором случае можно говорить об очень молодом, даже современном, поле напряжений, сопровождающем оползневые и другие процессы разрушения гор.

Участок долины ручья Кобылец. Исследуемый участок расположен в междуречье рек Опора и Орявы на запад и северо-запад от с. Тухля. Измерения выполнялись вдоль ручьев Кобылец и Ягистив (левых притоков р. Опир), пересекающих Скибовый покров в районе скибы Зелемьянки. Скиба сложена породами от верх-

него мела до верхов палеогена. В семи обнажениях верхнемеловых и эоценовых отложений изучено около 500 трещин и 30 зеркал скольжения.

Поля напряжений, определенные структурно-парагенетическим методом. Замеры элементов залегания трещин и складок выполнялись во всех литологических типах пород. При интерпретации основное внимание обращалось на сопряженные нормально секущие трещины, их морфологию и минеральное заполнение, т. е. доскладчатые деформационные режимы, а также трещины, субвертикальные в современном залегании, т. е. послескладчатые. Результаты реконструкции главных осей нормальных напряжений приведены на рис. 4, д, е.

Нижнепалеогеновые отложения (P₁jm): σ_1 — 250/10, σ_3 — 160/12, левый сдвиг; σ_1 — 120/15, σ_3 — 210/17, левый сдвиг.

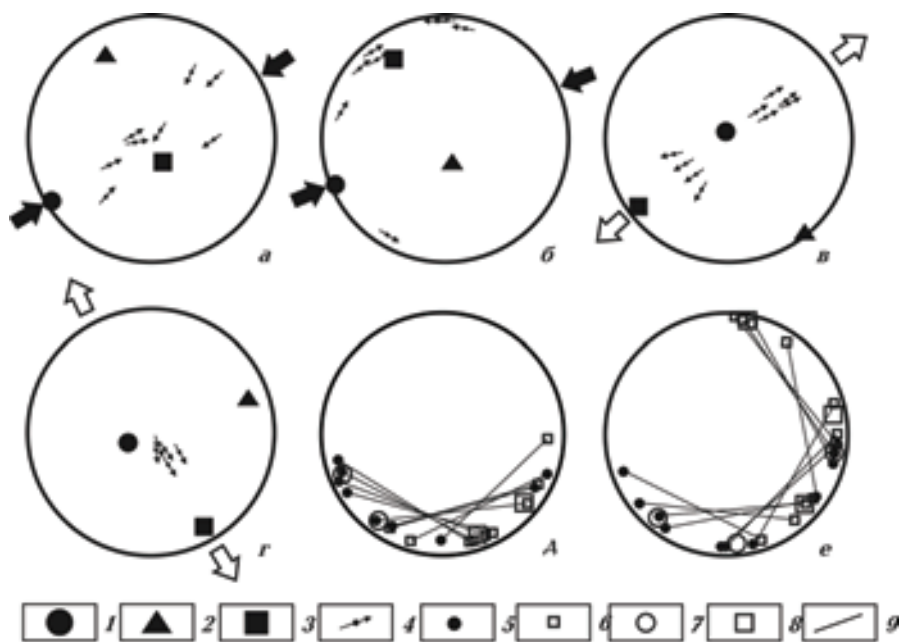


Рис. 4. Результаты интерпретации тектонофизических данных по материалам изучения зеркал скольжения (а—г), нормально секущей (д) и субвертикальной в современном залегании (е) трещиноватостей в бассейне ручья Кобылец. Условные обозначения см. на рис. 3.

Отложения эоцена (P_2): σ_1 — 220/15, σ_3 — 130/12, чистый сдвиг; σ_1 — 240/12, σ_3 — 150/15, левый сдвиг, близкий к чистому.

Верхний палеоген, головецкая свита P_3 gl: σ_1 — 180/15, σ_3 — 90/12, правый сдвиг; σ_1 — 255/10, σ_3 — 165/11, левый сдвиг; σ_1 — 223/16, σ_3 — 133/16, чистый сдвиг; σ_1 — 210/15, σ_3 — 115/11, правый сдвиг, близкий к чистому.

Эти данные показывают, что в верхнем палеогене, как отмечено и на предыдущем участке, произошла инверсия планетарного поля напряжений — чередование субмеридионального и субширотного сжатия—растяжения, приведшее к формированию двух генераций планетарной трещиноватости.

Второй тип полей напряжений — чистые или близкие к чистым сдвиги, зафиксированные трещиноватостью практически во всех отложениях (кроме ямненской свиты, но в породах этой свиты они отмечены на участке долины р. Рыбник), свидетельствует о начале общекарпатского сжатия в олигоцене.

Подтверждается растяжение в направлении 210—30°, зафиксированное в палеогене на обоих участках.

Самые молодые поля напряжений, установленные по парагенезисам субвертикальных трещин в деформированных породах, следующие

(здесь также было выполнено осреднение близких по ориентации осей): σ_1 — 177/12, σ_3 — 087/09; σ_1 — 100/10, σ_3 — 010/13; σ_1 — 220/15, σ_3 — 130/14; σ_1 — 251/09, σ_3 — 161/13.

Поля напряжений, определенные кинематическим методом. По большинству зеркал скольжения установлено поле σ_1 — 240/00, σ_3 — 150/80, $R=0,29$, взбросовый деформационный режим (рис. 4, а). Это поле напряжений согласуется с тем, которое определено по большинству векторов на предыдущем участке, и отражает фазу общекарпатского сжатия, сопровождавшуюся надвигами и шарьяжами. Не менее представительны сдвиговый и сбросовый деформационные режимы, отраженные в полях: σ_1 — 245/00, σ_3 — 335/15, $R=0$, правые и левые сдвиги по плоскостям зеркал (рис. 4, б); σ_1 — 323/88, σ_3 — 233/03, $R=0,17$, сбросы по нарушениям, простирающимся параллельно УВК, но падающим в разные стороны (рис. 4, в). Первые, по-видимому, формировались на контактах перемещавшихся с разной скоростью частей скиб, а вторые могли сопровождать процесс горообразования, а возможно, сформировались позже как отражение разрушения горной цепи. По нескольким зеркалам скольжения (рис. 4, г) установлены сбросы на юго-восток явно очень молодые

дого возраста (поле σ_1 — 240/80, σ_3 — 150/03, $R = 0,55$), образовавшиеся во время оползней или землетрясений.

Изучение элементов залегания складок (крыльев и шарниров) на участке показало, что складчатость в скибе Земянки сформировалась под действием сил, создавших полученный кинематическим методом взбросовый деформационный режим. Небольшое количество складок, поперечных к общему простиранию УВК, очевидно, связано с процессами подворота и волочения при поперечных сдвигах, одновременных с надвигами.

Участок долины р. Сукиль. Участок протяженностью более 50 км расположен в долинах рек Брыза и Сукиль (правый приток р. Свища) между селами Козакивка, Сукиль, Буковец, Поляныця, Бубнице, Тысив. Он пересекает большую часть Скибового покрова, а именно скибы Парашки, Сколивскую и Оливскую. Скибы сложены верхнемеловыми и палеогеновыми (P_1 — P_3) отложениями, залегающими в пределах каждой скибы, как считается, согласно. В обрывистых берегах р. Сукиль хорошо проявлена складчатость высших порядков, осложняющая скибы (рис. 5). Форма мелких складок повторяет строение скиб: видно, что висячие крылья сорваны и продвинуты далеко вперед по ходу надвига.

Тектонофизические измерения выполнены в отложениях всех возрастов в 28 пунктах. В 11 из них изучались парагенезисы мезотрещин (в том числе зоны повышенной трещиноватости и дробления, амплитуды сдвигов разных горизонтов и разновозрастных трещин), в 17 — зеркала скольжения.

Поля напряжений, определенные структурно-парагенетическим методом. Группа нормально секущих (доскладчатых) трещин.

Отложения K_2 — P_1 st Γ_3 : σ_1 — 235/09, σ_3 — 145/10, левый сдвиг; σ_1 — 165/10, σ_3 — 075/09, правый сдвиг; σ_1 — 290/08, σ_3 — 200/09, левый сдвиг.

Отложения P_1 jm: σ_1 — 180/10, σ_3 — 090/09, правый сдвиг; σ_1 — 265/09, σ_3 — 175/10, левый сдвиг.

Средний палеоген (P_2): σ_1 — 218/07, σ_3 — 127/07, чистый сдвиг; σ_1 — 180/09, σ_3 — 090/09, правый сдвиг; σ_1 — 265/08, σ_3 — 175/08, левый сдвиг.

Отложения P_3 mn l_{1-2} : σ_1 — 185/06, σ_3 — 095/05, правый сдвиг; σ_1 — 170/09, σ_3 — 080/10, правый сдвиг; σ_1 — 140/09, σ_3 — 050/07, правый сдвиг.

Отложения P_3 gl: σ_1 — 205/06, σ_3 — 115/07, правый сдвиг; σ_1 — 243/09, σ_3 — 153/11, левый сдвиг.

По парагенезисам доскладчатых трещин, как видим, определены два инверсионных поля планетарных напряжений — субмеридиональное сжатие (165, 180, 180, 185, 170) сменяется субширотным (290, 265, 265). Далее имеем поле напряжений с осью растяжения, ориентированной субперпендикулярно (50°) простиранию УВК. Это поле, как и в ранее рассмотренных пересечениях, отражает, скорее всего, процесс растяжения земной коры при формировании палеогенового бассейна. Еще четыре поля (218, 235, 205, 243) отражают начало общекарпатского сжатия в конце палеогена еще до процессов складкообразования.

Значительное количество измеренных трещин определены как молодые субвертикальные, секущие напластование, смятое в складки. Поля напряжений, установленные по их парагенезисам, независимо от возраста пород, в которых производились измерения, являются самыми поздними, вплоть до современных. Они следующие: σ_1 — 155/12, σ_3 — 65/10; σ_1 — 195/11, σ_3 — 105/9; σ_1 — 240/9, σ_3 — 150/10; σ_1 — 295/9, σ_3 — 205/10; σ_1 — 210/9, σ_3 — 120/9; σ_1 — 170/9, σ_3 — 80/9; σ_1 — 247/9, σ_3 — 157/9; σ_1 — 135/12, σ_3 — 47/12; σ_1 — 190/9, σ_3 — 100/9; σ_1 — 170/9, σ_3 — 80/10; σ_1 — 275/9, σ_3 — 185/10; σ_1 — 240/10, σ_3 — 150/10. Поскольку многие поля близки по ориентации главных осей, можно, путем осреднения, выделить четыре поля: σ_1 — 181/09, σ_3 — 91/09; σ_1 — 272/09, σ_3 — 182/10; σ_1 — 230/09, σ_3 — 140/10 и σ_1 — 145/12, σ_3 — 56/11.

Как видим, в исследуемом районе были зафиксированы уже на новейшем этапе сменяющие друг друга меридиональное и северо-восточно—юго-западное сжатия—растяжения.

Поля напряжений, определенные кинематическим методом. На участке измерено 90 зеркал скольжения в отложениях всех возрастов и различной литологии. Предварительное разделение было выполнено в поле на основе кинематических признаков и соотношения разных типов зеркал. Наиболее молодыми оказались зеркала, характеризующие сбросы.

Определено пять полей тектонических напряжений: σ_1 — 246/00, σ_3 — 156/80, $R = 0,45$, взбросовый деформационный режим (рис. 6, а); σ_1 — 348/02, σ_3 — 258/89, $R = 0,46$, также взбросовый режим, но менее ярко выраженный (рис. 6, б); σ_1 — 350/05, σ_3 — 260/03, $R =$

= 0,8, правый и левый сдвиги по разрывам северо-восточного, северо-западного и субмеридионального простирания (рис. 6, в); σ_1 — 133/80, σ_3 — 43/01, $R = 0,56$, сброс (рис. 6, г); σ_1 — 203/80, σ_3 — 293/07, $R = 0,86$, сброс (рис. 6, д).

Первое поле, как всегда, представлено наибольшим количеством замеров. Оно связано с горообразовательным процессом и отражает общекарпатское (для Украинских Карпат) сжатие, сопровождавшееся взбросами, надвигами и шарьяжами, что хорошо видно и по элементам залегания зеркал скольжения.

Второе взбросовое поле характеризуется ориентацией оси сжатия субпараллельно простиранию УВК. Аналогичное взбросовое поле, как отмечалось выше, было получено и в пересечении по ручью Рыбник. В долине р. Сукиль также наблюдаются надвиги по пологопадающим поверхностям, поперечные генеральному направлению перемещения скиб.

Третье по счету поле субмеридионального сжатия — субширотного растяжения типично сдвиговое и связано с достаточно интенсивными подвижками по плоскостям трещин меридионального и северо-восточного простираний. Это поле напряжений непосредственно не связано с формированием УВК, а обусловлено, скорее всего, тектоническими процессами в Южных и Западных Карпатах, для которых субмеридиональное сжатие является определяющим.

Последние два поля связаны со сбросовыми процессами, происходившими (и происходящими) в конце и после формирования УВК.

Участок долины р. Быстрица Надворнянская. Долина р. Быстрица Надворнянская пересекает Скибовый покров УВК в ее центральной части на удалении от предыдущих пересечений. Тем более интересно сопоставить результаты ее тектонофизического изучения с описанными выше.

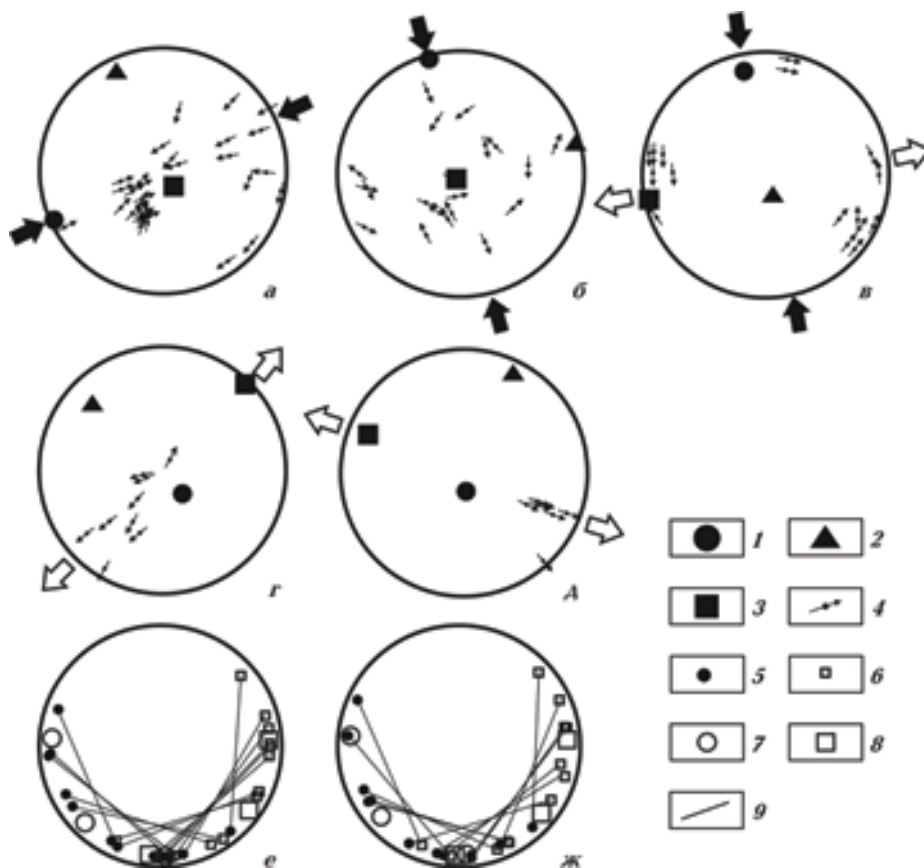


Рис. 6. Результаты интерпретации тектонофизических данных по материалам изучения зеркал скольжения (а—д), нормально секущей (е) и субвертикальной в современном залегании (ж) трещиноватостей в бассейне р. Сукиль. Условные обозначения см. на рис. 3.

Пересечение длиной более 50 км охватывает скибы Парашки, Оливскую и Береговую в районе сел (с юго-запада на северо-восток) Климуши, Быстрица, Максимец, Зеленая, Пасечная, Бытків. В 12 обнажениях палеогеновых пород (от $P_1 jm$ до $P_3 vt$) выполнено 1060 измерений трещин и в отложениях P_2 — 95 зеркал скольжения. Результаты интерпретации представлены на рис. 7.

Поля напряжений, определенные структурно-парагенетическим методом. По нормально секущим (70 %) трещинам на участке реконструированы несколько полей напряжений с диагонально и ортогонально ориентированными субгоризонтальными главными осями (рис. 7, д). В отложениях P_2 и P_3 установлено поле σ_1 — 270/00, σ_3 — 00/05, отражающее, скорее всего, этап развития планетарной трещиноватости, а поле с осями σ_1 , ориентированными по азимутам от 195 до 245°, фиксируется во всем разрезе и осредняется единым полем напряжений σ_1 — 220/10, σ_3 — 130/08, чистый сдвиг. Это поле отражает начало общекарпатского сжатия, зафиксированное в еще горизонтально залегающих донегеновых толщах осадков.

Около 15 % трещин субвертикальны в складчатых комплексах пород, т. е. отражают наиболее молодые послескладчатые деформации. По их парагенезисам установлены три поля напряжений (рис. 7, е): σ_1 — 225/08, σ_3 — 135/04, чистый сдвиг (среднее из четырех полей с диагонально ориентированными субгоризонтальными осями); σ_1 — 05/00, σ_3 — 275/00, правый сдвиг; σ_1 — 95/03, σ_3 — 185/00, левый сдвиг. Первое поле отражает общекарпатское сжатие, продолжавшееся в ослабленной форме после процессов складко- и надвигообразования, когда взбросовый деформационный режим перешел в сдвиговый. Два других поля с ортогонально ориентированными осями отражают, по-видимому, реверсный процесс, когда достаточно сильное меридиональное сжатие сменилось более слабым широтным. Этот вывод следует из анализа зеркал скольжения, приводимого ниже.

Поля напряжений, определенные кинематическим методом. Из 95 измеренных в отложениях P_2 зеркал скольжения наибольшее количество (около 40 %) связано с правосдвиговым деформационным режимом и полем напряжений σ_1 — 180/10, σ_3 — 270/05, $R = 0, 11$

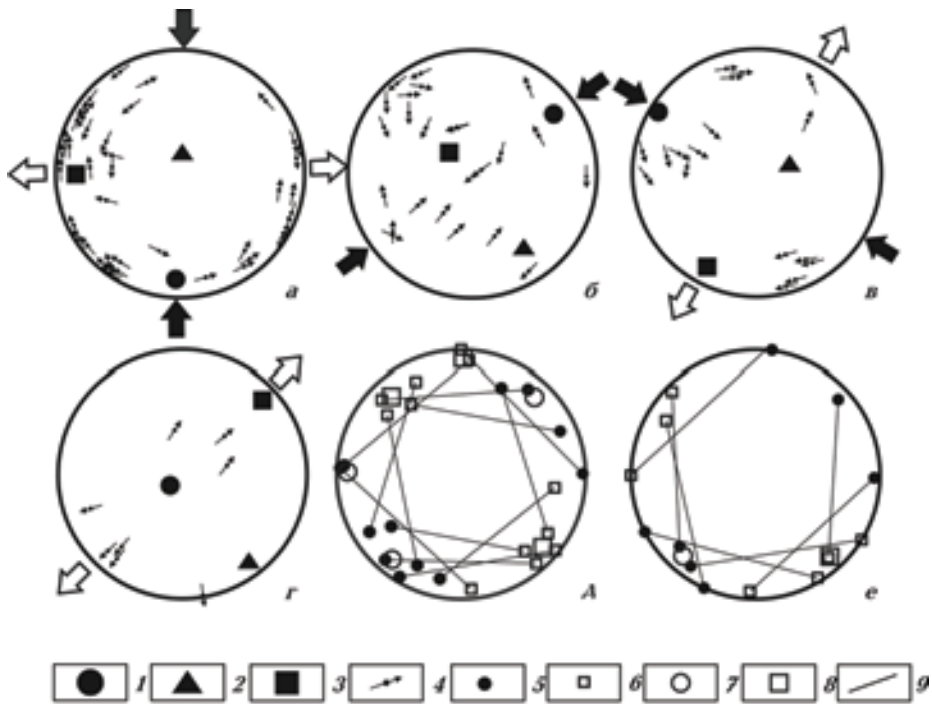


Рис. 7. Результаты интерпретации тектонофизических данных по материалам изучения зеркал скольжения (а—г), нормально секущей (д) и субвертикальной в современном залегании (е) трещиноватостей в бассейне р. Быстрица Надворнянская. Условные обозначения см. на рис. 3.

(рис. 7, а). Это поле, в пределах ошибок измерений и интерпретации, соответствует приведенному выше полю правого сдвига, установленному по молодым субвертикальным трещинам. Зеркала скольжения, по которым оно восстановлено, также вертикальные или крутонаклонные. Отсюда можно заключить, что поле субмеридионального сжатия, во-первых, достаточно молодое, во-вторых, в реверсном процессе было ведущим. Оно обусловило правосдвиговые подвижки по разрывам, параллельным простиранию УВК, и левосдвиговые — по поперечным.

Следующее (по количеству измеренных зеркал, но не по возрасту) поле напряжений σ_1 — 55/12, σ_3 — 325/75, $R = 0,1$, взброс (рис. 7, б) — поле, в котором происходил основной процесс складко- и надвигообразования с перемещением материала с юго-запада на северо-восток. Среди полей напряжений, восстановленных кинематическим методом, оно самое раннее.

Далее следуют поля напряжений сдвигового и сбросового типа: σ_1 — 304/05, σ_3 — 214/10, $R = 0,2$, чистый сдвиг; σ_1 — 135/85, σ_3 — 45/08, $R = 0,6$, сброс. Сбросовое поле, по кинематическим признакам, наиболее молодое (но не моложе субвертикальной трещиноватости, изученной структурно-парагенетическим методом): оно возникло в конце процесса складко- и надвигообразования, когда началось формирование антиклинала УВК.

Ранее [Аронский и др., 1995] в районе с. Песчаная (левый берег р. Быстрица Надворнянская, отложения P_2) по 33 зеркалам было надежно определено поле напряжений σ_1 — 45/04, σ_3 — 315/10, $R = \sim 0,47$, чистый сдвиг. Оно является "антиподом" предпоследнего из вышеприведенных полей и поэтому, очевидно, составляет с ним инверсионную пару (переполосовка напряжений), что часто приходится наблюдать при изучении напряженно-деформированного состояния самых различных регионов [Гинтов, 2005].

Обсуждение результатов. Тектонофизические данные, полученные по всем четырем пересечениям, сведены в таблицу. В ней представлены результаты почти всех определений координат главных осей σ_1 и σ_3 и средних значений координат $[\sigma_1]$ и $[\sigma_3]$ для тех случаев, когда по нескольким определениям в одном пересечении получены близкие ориентации главных осей. Единичные определения вносились сразу в столбцы средних значений.

Полученные данные расклассифицированы по этапам — доскладчатому, складчатонадвиговому и послескладчатому — на основании критериев, приведенных в методической части. Время деформационных процессов определялось по геологическим данным о возрасте отложений, в которых производились измерения. При этом учитывалось, что планетарная трещиноватость возникает в породах во время их частичной литификации, т. е. сразу вслед за отложением, а тектонические трещины могут образоваться в любое время, но не раньше отложения самых молодых слоев, в которых восстановлено данное поле напряжений.

Объединение полей напряжений в группы по азимутам ориентации главных осей (разделены жирными горизонтальными линиями) оказалось во многих случаях синхронным времени деформационных процессов и во всех случаях соответствует единым деформационным режимам. Для транспресс- и транстензионных режимов направление сдвигов не указано (так, как это делалось при описании конкретных полей), поскольку практически в каждом поле формировались как правые, так и левые сдвиги.

Синхронизация трех параметров — времени деформации, азимутов ориентации главных осей и деформационных режимов — позволяет с достаточной определенностью говорить о тектонических силах в земной коре, действовавших на всех трех этапах формирования Скибового покрова УВК. Обращает на себя внимание хорошая сходимость результатов определения полей напряжений на главных этапах деформации по всем четырем пересечениям. Поэтому дальнейший анализ напряженно-деформированного состояния будет выполнен по всему району в целом, а результаты кинематического анализа по всем разрезам обобщены также в сводных стереограммах (рис. 8).

На доскладчатом этапе в районе исследований и, скорее всего, на более широкой площади, полностью преобладали тангенциальные силы, поэтому плоскость σ_1, σ_3 была практически горизонтальной (максимальный угол наклона 17°). Даже во время формирования бассейнов осадконакопления, когда рабочей была ось σ_3 , субперпендикулярная простиранию УВК, ось сжатия занимала субгоризонтальное положение. В таблице строка 11 "сдвиг при растяжении" помещена после фазы формирования планетарной трещиноватости достаточ-

Сводные данные о полях напряжений по четырём пересечениям Скибового покрова

Этап	Время	Бассейн р. Стрый			Долина ручья Кобылец			Бассейн р. Сухиль			Бассейн р. Быстрица Надворнянская				Деформационный режим
		σ_1	σ_3	[σ_1] [σ_3]	σ_1	σ_3	[σ_1] [σ_3]	σ_1	σ_3	[σ_1] [σ_3]	σ_1	σ_3	[σ_1] [σ_3]	[σ_1] [σ_3]	
Доскладчатый	$P_1 - P_2$	160/01	250/01												Полярное сжатие
		185/01	275/01												
		201/01	292/01	181/01	272/01			173/10	083/09						
	$P_2 - P_3$	165/01	255/01												Полярное растяжение
		196/01	286/01												
		270/01	180/01	250/10	160/12	248/11	158/13	290/08	200/09	273/08	183/09	270/00	00/05		
	P_3	268/01	358/01												Сдвиг при растяжении
				300/01	030/01	180/15	090/12			140/09	050/07				
		231/01	141/01	220/15	130/12	218/15	128/13	235/09	145/10			220/10	130/08		
	Складчатый	N_1	226/01	136/	231/01	141/01	236/16	133/16	205/06	115/07	225/09	135/09			Сдвиг при сжатии
			236/01	146/01	210/15	115/11	240/00	150/80	243/09	153/11			055/12	325/75	
							245/00	335/15					045/04	315/10	
N_2				140/15	310/80					348/02	258/89			Сдвиг при сжатии	
Поскладчатый	$N_1 - N_2$			220/15	130/15					230/09	140/10			Сдвиг при сжатии	
				183/13	093/11	177/12	087/09	181/09	91/09	176/02	086/03	05/00	275/00		
		162/11	072/09					350/05	260/03			180/10	270/05		
	$N_1 - N_2$			107/11	197/14	100/10	010/13			272/09	182/10			Сдвиг при растяжении	
				323/80	232/05	323/88	233/03			145/12	056/01				
						240/80	150/03							Сброс	

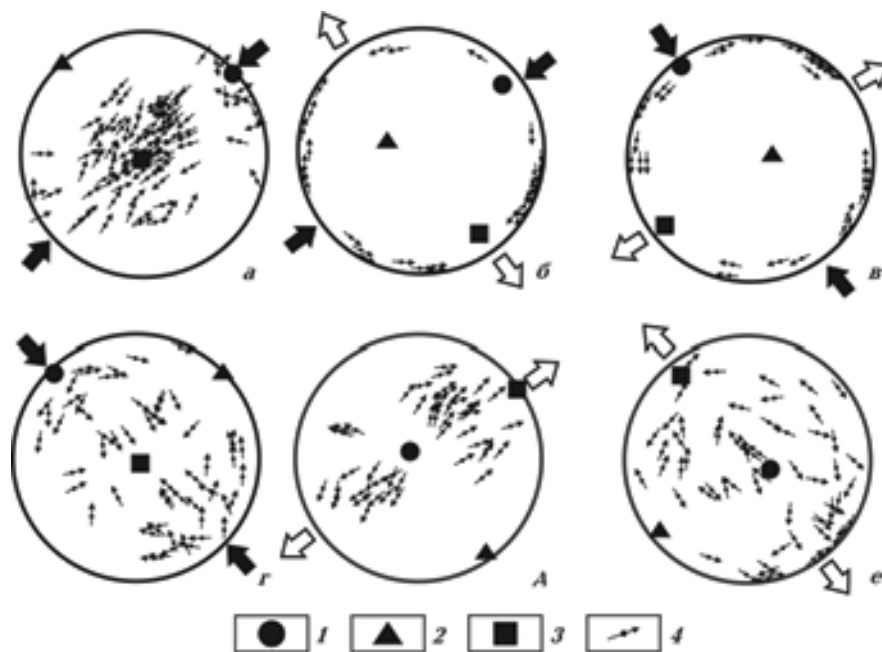


Рис. 8. Обобщенные поля напряжений, полученные по сумме векторов подвижек всех четырех пересечений Скибовой зоны. Главные оси: 1 — сжатия, 2 — промежуточная, 3 — растяжения, 4 — векторы подвижек.

но условно, поскольку точно не известно, когда прекратилось действие сил растяжения при формировании бассейнов осадконакопления.

Говоря о горизонтальном положении плоскости σ_1 , σ_3 , авторы подразумевают тектонические силы, так как формирование планетарной трещиноватости априори происходит в поле тангенциальных планетарных сил.

Уже на доскладчатом этапе началось общекарпатское сжатие земной коры (средние азимуты ориентации осей σ_1 218—231°), при этом плоскость σ_1 , σ_3 оставалась субгоризонтальной, поскольку деформации в начале были небольшими. Поля напряжений восстанавливались в основном по парагенезисам трещин. Однако, как только стала формироваться складчато-надвиговая структура Скибового покрова, ось растяжения (минимального сжатия) σ_3 приняла субвертикальное положение, восстановленное кинематическим методом. Взбросовый деформационный режим практически везде определяется по максимальному количеству векторов подвижек. Большое их количество восстановлено по пологопадающим и субгоризонтальным зеркалам, образованным надвигами и шарьяжами (рис. 8, а). По данным, приведенным в таблице, общее положение оси сжатия σ_1 определяется как 235/01, а по сводным

кинематическим данным — 047/05, что в принципе очень близко: различие на 6 и 8° в наклоне и ориентации оси сжатия. Оно достаточно хорошо согласуется с материалами тектонофизического изучения Румынских Восточных Карпат [Matenco et al., 1997], по которым ориентация оси сжатия во время формирования складчато-надвиговой структуры была 241/15 ± 15°.

Одновременно с надвигами формировались и крутопадающие, вплоть до вертикальных, зеркала скольжения с субгоризонтальными штрихами, ориентированные субперпендикулярно простиранию Скибового покрова и указывающие на существование сдвигов в северо-восточном и юго-западном направлениях. Большинство зеркал со штрихами сдвигового типа имеют северо-восточное простирание (рис. 8, б—г, е). Подобные сдвиговые процессы нельзя объяснить ничем иным, кроме как неравномерным по скорости и амплитуде перемещением скиб и их частей в северо-восточном направлении, что подтверждается и геологическими данными. Поэтому нельзя согласиться с исследователями Румынских Восточных Карпат [Matenco et al., 1997], относящими аналогичные сдвиговые процессы к посленадвиговой фазе.

Обратим внимание на то, что ориентация осей сжатия и при взбросовом, и при сдвиговом деформационном режимах во время складчато-надвиговых процессов нередко отклонена от азимута $40\text{--}220^\circ$ (нормаль к простиранию Скибового покрова 310°) в сторону больших азимутов — $55, 245, 246, 259^\circ$ и др. (см. рис. 4, а, б; 6, а). Об этом говорилось и ранее в работе [Аронский и др., 1995], причем было отмечено, что фронтальные крылья скиб и складок часто имеют простирание $330\text{--}345^\circ$, практически параллельное простиранию зон разломов в фундаменте Предкарпатского прогиба и УВК. Был сделан вывод, которого мы придерживаемся и сейчас, что блоки фундамента, ограниченные такими разломами, служили барьерами на пути перемещения покровов и поэтому происходила переориентация оси σ_1 в направлении, перпендикулярном к ним.

Взбросо-надвиго-сдвиговый процесс горообразования был осложнен взбросами, надвигами и сдвигами, поперечными генеральному направлению перемещения скиб (ориентировка оси сжатия 324/05 и 315/04, рис. 8, в, г), а также реверсными движениями, отраженными в инверсионных полях напряжений с осями меридиональной и широтной ориентировок (в среднем σ_1 — 177/09, σ_3 — 087/07 и σ_1 — 093/01, σ_3 — 183/01). Последние имеют тектоническую природу и отличаются от планетарной трещиноватости тем, что устанавливаются по молодым субвертикальным трещинам и зеркалам скольжения (см. рис. 3, ж; 4, е; 6, в; 7, а, е).

Оба эти явления, наложенные на формирование покровов, можно объяснять с единой позиции. В региональном плане они связаны с формированием Западных и Южных Карпат, напряженно-деформированное состояние которых транслировалось на УВК. В глобальном плане действие тангенциальных сил субмеридионального и северо-западного направлений объясняется конвергенцией Адриатической и Европейской микроплит, а также Африкано-Аравийской и Евроазиатской мегаплит.

Ранее, в упомянутой работе [Matenco et al., 1997], для Румынских Восточных Карпат также было установлено, как одно из основных, взбросовое поле σ_1 — $149/09 \pm 14^\circ$, σ_3 — $026/70 \pm 19^\circ$, близкое по ориентации оси сжатия аналогичному полю для УВК. Возраст этого палеополя — плиоцен. О полях сжатия — растяжения с меридиональной и широтной

ориентировками главных осей не упоминается, так как эти поля устанавливаются в основном по парагенезисам молодых субвертикальных трещин, а в рассматриваемой работе использовался только кинематический метод. Однако в работе [Fodor et al., 1999] было показано, что меридиональное сжатие было основным в для западной части Карпато-Паннонского мегаблока в эоцене — позднем сармате, а в позднем миоцене — антропогене оно было ведущим для южной части Румынских Восточных Карпат. Миоцен-плиоценовое меридиональное и северо-западно—юго-восточное сжатие авторы этой работы связывают с давлением Африканской мегаплиты.

Последними в таблице помещены сбросовые деформации, при которых ось растяжения σ_3 ориентирована как в северо-восточном, так и северо-западном направлениях (рис. 8, д, е). Сбросы продолжаются и в настоящее время, но они могли происходить и раньше — во время надвигов и сдвигов. Все же относительно молодой их возраст более вероятен.

Выводы. 1. Общекарпатское сжатие в направлениях от $220\text{--}240^\circ$ до $40\text{--}60^\circ$ началось в олигоцене, хотя можно предполагать, что с некоторыми перерывами оно существовало, начиная еще с позднего мела: поля этого типа зафиксированы по структурным парагенезисам трещин в отложениях $K_2\text{--}P_1$ str₃. Однако до конца раннего миоцена (позднебурдыгальская фаза) деформационный режим сжатия был сдвиговым (плоскость σ_1 , σ_3 горизонтальна), поэтому складкообразование в осадочных толщах не происходило или было весьма слабым.

2. Миоценовый складчато-надвиговый процесс с шарьяжными перемещениями осадочных комплексов на северо-восток сопровождался во Флишевой зоне взбросами и надвигами также в направлении северо-запад—юго-восток, что было связано с формированием Бескид и Южных Карпат под влиянием субмеридионального сжатия земной коры, влиявшего и на тектонические процессы в УВК. Поэтому наряду с преобладающей односторонней вергентностью в северо-восточном направлении отдельные складки и зеркала скольжения Скибового покрова имеют простирание, поперечное направлению сжатия УВК.

3. Взбросовые деформационные режимы с главными осями сжатия северо-восточно—юго-западной и северо-западно—юго-восточной ориентировок сопровождалась субгори-

зонтальными сдвигами в тех же направлениях, обусловленными разной скоростью перемещения покровов. Подобные сдвиговые процессы способствовали ускорению перемещения скиб.

4. Сбросовые подвижки, продолжающиеся и в настоящее время, происходили в основном в тех же направлениях, что и надвиго-

вые, и были связаны с прерывистым характером перемещения покровов, а также с оползневыми процессами во фронтальных частях скиб.

Авторы выражают благодарность профессору Ягеллонского университета (г. Краков) Нестору Ощипко за плодотворное обсуждение полученных результатов.

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. — **17**, № 3. — С. 58—68; № 5. — С. 11—19; № 6. — С. 43—57.
- Беличенко П. В., Муровская А. В. Соотношение процессов разрушения и подвижек по ранее сформированным разрывам и обратная задача тектонофизики // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1990. — № 9. — С. 3—5.
- Бубняк І. М. Тектоніка зони зчленування Східно-Європейської платформи та Українських Карпат: Автореф. дис. ... канд. геол. наук / Ін-т геологічних наук НАН України. — Київ, 2005. — 21 с.
- Бубняк І., Бубняк А., Кілін І., Попп І. Структурно-седиментологічні дослідження добротівських відкладів Передкарпатського прогину (район Надвірної) // Праці наук. товариства ім. Т. Шевченка. Геологічний збірник. — 2001. — **V**. — С. 84—93.
- Бубняк І. М., Бубняк А. М., Віхоть Ю. М., Спільник Р. В. Тріщинуватість гірських порід флішового комплексу Українських Карпат в межиріччі Ополу та Оряви та її тектонічне значення // Геодинаміка. — 2007. — № 1 (6). — С. 4—10.
- Геологічна карта Українських Карпат. Закарпатська, Івано-Франківська, Львівська, Чернівецька області України. — 1 : 100 000 / Состав. В. В. Глушко, В. В. Кузовенко, В. Е. Шлапінский. Ред. Ю. З. Крупский: Отчет ЗАО "Концерн Надра". — Киев, 2007. — 228 с.
- Гинтов О. Б. Комплексное решение обратной задачи тектонофизики на основе принципов Кулона — Навье — Мора // Геофиз. журн. — 2005а. — **27**, № 1. — С. 5—19.
- Гинтов О. Б. Планетарные деформации земной коры, ротация Земли и движение литосферных плит // Геофиз. журн. — 2001. — **23**, № 4. — С. 69—82.
- Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. — Киев: Феникс, 2005б. — 572 с.
- Гинтов О. Б., Исая В. М. Методы морфокинематического анализа разломов // Геофиз. журн. — 1986. — **8**, № 1. — С. 53—61.
- Гинтов О. Б., Муровская А. В. Проблемы динамики земной коры Крымского полуострова в мезо-кайнозой (тектонофизический аспект). 1—2 // Геофиз. журн. — 2000. — **22**, № 2. — С. 39—60; № 3. — С. 36—49.
- Гинтов О. Б., Муровская А. В., Мычак С. В. Комплексование структурно-парагенетического и кинематического методов — условие дальнейшего прогресса в полевой тектонофизике // Матер. Всерос. конф. "Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле" (Москва, 13—17 окт. 2008 г.). — Москва: Изд-во ИФЗРАН, 2009. — **1**. — С. 22—28.
- Гончар В. В. Реологический контроль аккреционного и покровного стилей деформирования и напряженное состояние надсубдукционного орогена // Геофиз. журн. — 2007. — **29**, № 6. — С. 116—137.
- Паталаха Е. И., Гончар В. В., Сенченков И. К., Червинко О. П. Элементы геодинамики Карпат. Прогноз УВ и сейсмоопасности. — Киев: ЭКМО, 2003. — 151 с.
- Старостенко В. И., Гинтов О. Б., Кутас Р. И. Формирование и размещение месторождений полезных ископаемых Украины как результат геодинамического развития литосферы // Геофиз. журн. — 2011. — **32**, № 3. — С. 3—22.

- Тектонічна карта України. Пояснювальна записка. Ч. 1. — 1:1 000 000. — Київ: Мін. охорони природного сер. України, Держ. геол. служба. Укр.ДГРІ, 2007. — 96 с.
- Ciulavu D., Dinu C., Szakacs A., Dordea D. Late Miocene to Pliocene kinematics of the Transylvania basin // AAPG Bulletin. — 2000. — **84**. — P. 1589—1615.
- Devlaux D., Sperner B. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program // New insights into Structural interpretation and Modeling. — London: Geol. Soc. Spec. Publ., 2003. — **212**. — P. 75—100.
- Fodor L., Csontos L., Bada G., Györfi I., Benkovics L. Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data // The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. — London: Geol. Soc. Spec. Publ., 1999. — № 156. — P. 295—334.
- Konon A. Tectonics of the Beskid Wyspowy Mountains (Outer Carpathians, Poland) // Geological Quarterly. — 2001. — **45**, № 2. — P. 179—204.
- Matenco L., Bertotti G. Tertiary tectonic evolution of the external East Carpathians (Romania) // Tectonophysics. — 2000. — **316**. — P. 255—286.
- Matenco L., Bertotti G., Dinu C., Cloetingh S. Tertiary tectonic evolution of the external South Carpathians and the adjacent Moesian platform (Romania) // Tectonics. — 1997. — **16**. — P. 896—911.
- Nemcok M. Transition from convergence to escape: field evidence from the West Carpathians // Tectonophysics. — 1993. — **217**. — P. 117—142.
- Nemcok M., Hok J., Kovac P., Marko F., Coward M.P., Madaras J., Houghton J.J., Bezak V. Tertiary extension development and extension/compression interplay in the West Carpathians mountain belt // Tectonophysics. — 1998. — **290**. — P. 137—167.
- Oszczypko N., Krzywiec P., Popadyuk I., Peryt T. Carpathian Foredeep Basin (Poland and Ukraine) — its sedimentary, structural and geodynamic evolution. In: The Carpathians and their Foreland: Geology and Hydrocarbon Resources (eds. J. Golonka and F.J. Picha) // Mem. AAPG. — 2005. — **84**. — P. 293—350.
- Oszczypko N. Late Jurassic-Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland) // Geological Quarterly. — 2006. — **50** (1). — P. 168—194.
- Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M. Stages in the Magura Basin: a case study of the Polish sector (Western Carpathians) // Geodinamica Acta. — 2009. — **22**, № 1—3. — P. 83—100.
- Ratschbacher L., Linzer H.G., Moser F., Strusiewicz R.O., Bedeleian H., Har N., Mogos P.A. Cretaceous to Miocene thrusting and wrenching along the central South Carpathians due to a corner effect during collision and orocline formation // Tectonics. — 1993a. — **12**. — P. 855—873.
- Ratschbacher L., Frisch W., Linzer H.G., Sperner B., Meschede M., Decker K., Nemcok M., Nemcok J., Grygar R. The Pieniny Klippen Belt in the Western Carpathians of northeastern Slovakia; structural evidence for transpression // Tectonophysics. — 1993b. — **226**. — P. 471—483.
- Roure F., Roca E., Sassi W. The Neogene evolution of the outer Carpathian flysch units (Poland, Ukraine and Romania): kinematics of a foreland / fold-and-thrust belt system // Sedimentary Geology. — 1993. — **86**. — P. 177—201.
- Zuchiewicz W., Bubniak I.M., Rauch M. Wstępne wyniki badań nad spękaniami ciosowzmi w jednostce skibowej (skolskiej) Karpat Ukraińskich // Przegl. Geol. — 1997. — **45**, № 4. — S. 408—413.