

В.В. ГОНЧАР, О.Б. ГИНТОВ

МАСШТАБ И МЕХАНИЗМЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ИНТРУЗИЙ ЮЖНОГО БЕРЕГА КРЫМА ПО ДАННЫМ АНАЛИЗА ПАЛЕОНАПРЯЖЕННЫХ СОСТОЯНИЙ

Структурные наблюдения и данные реконструкции полей напряжений позволили установить, что среднеюрские малые интрузии Южного берега Крыма (ЮБК) находятся в смещенном относительно их первичного залегания положении. Расположение и конфигурация магматических тел претерпели изменения в ходе деформаций сдвига и растяжения совместно с вмещающими породами. Растяжение последовало за сдвиговой деформацией в Салгиро-Октябрьской зоне разломов или развивалось одновременно с ней. Тектоническое перемещение интрузий из их первоначального местоположения в южном направлении не превышает 10–15 км. Полученная в результате реконструкции исходная компактная приуроченность среднеюрских интрузивов к центральной части Горного Крыма позволяет более уверенно интерпретировать их как субвулканические тела, принадлежащие единому вулcano-плутоническому центру.

Традиционно в понимании интрузий ЮБК — признание их автохтонности: нахождения в месте становления как магматогенных тел [2, 3, 12, 15]. В некоторых работах делаются попытки пересмотра структурной позиции интрузивов в сторону признания перемещенного характера их залегания. Предположение о возможном аллохтонном положении интрузивов ЮБК, вызванном поздними тектоническими движениями, высказывалась еще В.Н. Павлиновым [13]. Более определенным является мнение Ю.В. Казанцева о вторичном положении малых интрузий [10], приведенное им в рамках первой мобилистской модели Горного Крыма. Наиболее радикальная попытка их переноса в категорию мегакластолитов в «меланже», предпринятая В.В. Юдиным [18], противоречит фактическим материалам, так как структура вмещающего флиша таврической серии не обладает чертами хаотизированного матрикса. Наоборот, отображает характеристики деформационного процесса, коррелируемые с данными по другим породам, в том числе магматическим.

Анализ структурных наблюдений предшественников [12, 13, 17], а также проведенные авторами полевые исследования говорят в пользу того, что настоящее положение интрузивов скорее всего не является первичным. Положение и конфигурация магматических тел претерпели изменения в ходе деформаций совместно с вмещающими породами в период основного орогенеза в раннем мелу и в период кайнозойской активизации.

Авторы для рассмотрения вопросов становления и перемещения малых интрузий в пределах центральной части ЮБК привлекли методы реконструкции палеонапряженных состояний и палинспастики.

Особенности структурной позиции малых интрузий

Время внедрения интрузий центральной части ЮБК относится к средней юре — этапу инверсии таврического бассейна Горного Крыма [3]. По со-

ставу это — изверженные породы габбро-плагиогранитной формации, обладающие чертами известково-щелочной и толеитовой островодужных серий [17]. В вертикальном разрезе интрузии расположены приблизительно на одном палеоуровне, в 1,0–1,5 км от поверхности [12], и прорывают дислоцированные породы таврической серии. Их приуроченность в плане позволяет выделить две группы (рис. 1): компактную северную (массивы Чамны-Бурун, Урага и др.) и вытянутую в северо-восточном направлении прибрежную полосу интрузий от горы Аю-Даг до горы Капель (рис. 1). Последние расположены гипсометрически ниже первой группы на 400–500 м. Почти все интрузии изометричной или близкой к ней формы, имеют вертикальные либо круто наклоненные под интрузив стенки, что в целом отображает условия диапирового внедрения магмы [3, 13].

Характер взаимодействия интрузий с вмещающими породами в ряде случаев не оставляет сомнений в сохранении первичного контакта: отмечено ороговикование пород (вплоть до амфибол-биотитовых сланцев [12]), наблюдается подворот слоев вверх — в соответствии с вертикальным движением магматических диапиров [3, 13]. Некоторые интрузии оказываются в оторочке из автокластического меланжа по флишу мощностью несколько метров, переходящего в нормальные породы таврической серии (рис. 2, а, б). Меланж отличается упорядоченностью плоскостных структур течения (кливажа, рассланцевания, милонитов) и длинных осей уплощенных обломков, всегда ориентированных параллельно контакту. Данная ситуация зафиксирована для массивов Капель и Сераус (точки наблюдений 6, 9 на рис. 1; 2, а, б). Аналогично в [16] для экзоконтакта интрузии Шарха описана зона сильных механических деформаций до 5 м, по-видимому, представляющая собой такую же меланжевую оторочку из пород таврической серии. Согласно данным [12], в экзоконтакте интрузии мыса Плака породы флиша слагают зону интенсивного смятия, переходящую в нормальные породы.

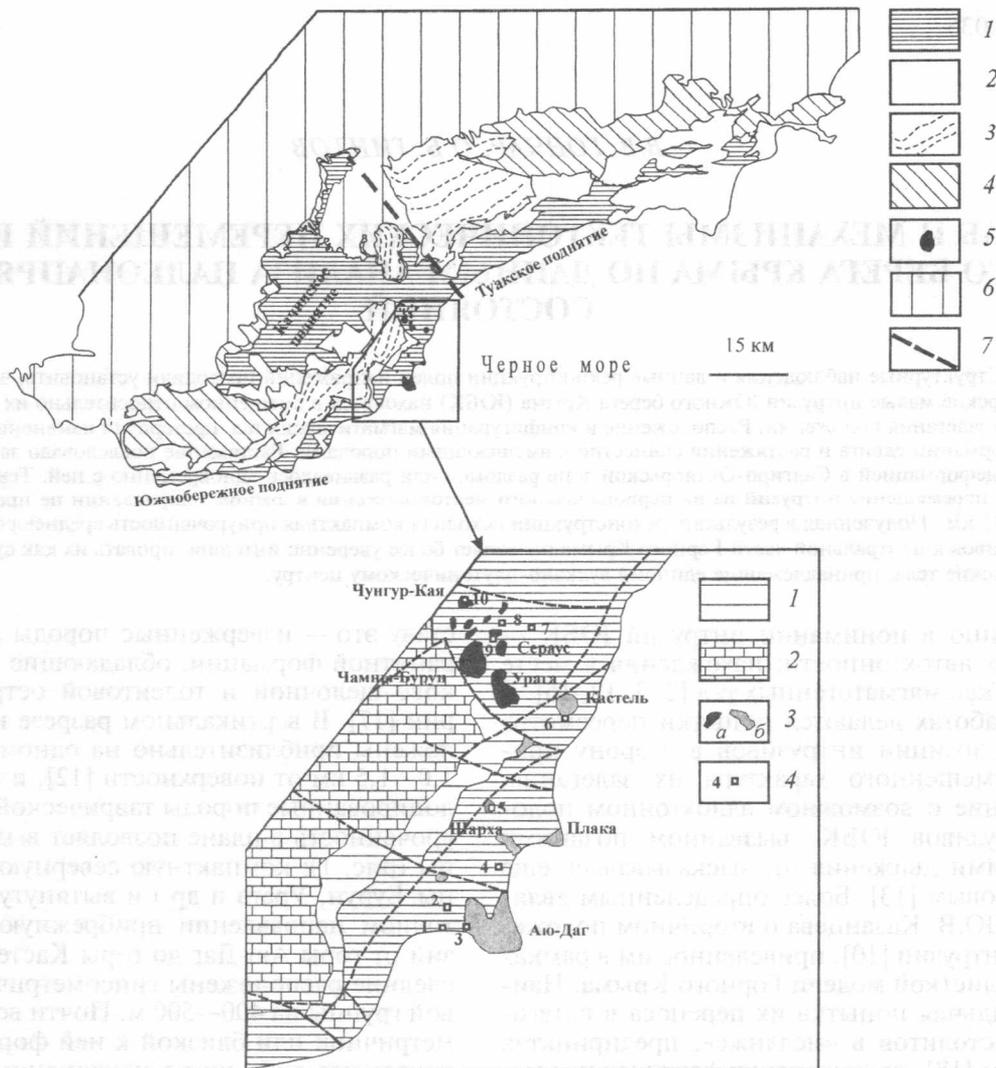


Рис. 1. Схема тектоники Горного Крыма: 1-4 — горнокрымский комплекс: таврическая серия (1), отложения средней (2) и поздней (3) юры, 4 — нижний мел; 5 — малые интрузии ЮБК; 6 — плитный чехол Крымского п-ова; 7 — восточный борт Салгиро-Октябрьской зоны разломов; на врезке: тектоническое строение центральной части ЮБК. 1 — среднеюрские отложения; 2 — известняки поздней юры; 3 — интрузии северной группы (а) и прибрежной полосы (б); 4 — номера точек наблюдения

Меланжевую оторочку, текстура которой ориентирована согласно контакту, следует рассматривать как результат значительных вертикальных перемещений магматических тел на этапе внедрения. В пользу этого также говорит явление остаточного термального воздействия на меланжированные породы со стороны интрузий, выражающегося в их ороговиковании (рис. 2, в). Отсутствие заметного ороговикования по меланжу в экзоконтакте интрузий преимущественно кислого состава (например, массив Капель) может свидетельствовать о продолжавшемся подъеме «холодной» интрузии, осуществлявшемся после кристаллизации магмы за счет пониженной плотности магматических пород относительно флиша таврической серии. Так, согласно [12], средняя плотность плагиигранит-порфиров в ЮБК — 2,53 г/см³, тогда как для флиша 2,66 г/см³.

Более поздние по отношению ко времени внедрения деформации, совместные для флиша и инт-

рузивов, выражены в разломных контактах, отличающихся от типичных взаимоотношений диапира и рамы. Так, экзоконтакт массива Аю-Даг демонстрирует отклонение от типичной ситуации внедрения (рис. 2, б): породы флиша подворачиваются не вверх, а вниз — под интрузив, как если бы последний погружался. При этом в оторочке интрузива сохраняются «приваренные» фрагменты сланцев метаморфизованной таврической серии, поднятые вместе с интрузивом и свидетельствующие, что первичный экзоконтакт нарушен. Здесь после внедрения произошло позднее смещение интрузива, следы которого запечатлены в форме разлома на границе с флишем. Возможно, что данным смещением было погружение массива при растяжении ЮБК, создавшее подворот слоев на контакте вниз. В поле развития интрузивов северной группы установлено позднее надвигание таврической серии на породы габброидного массива Чунгур-Кая

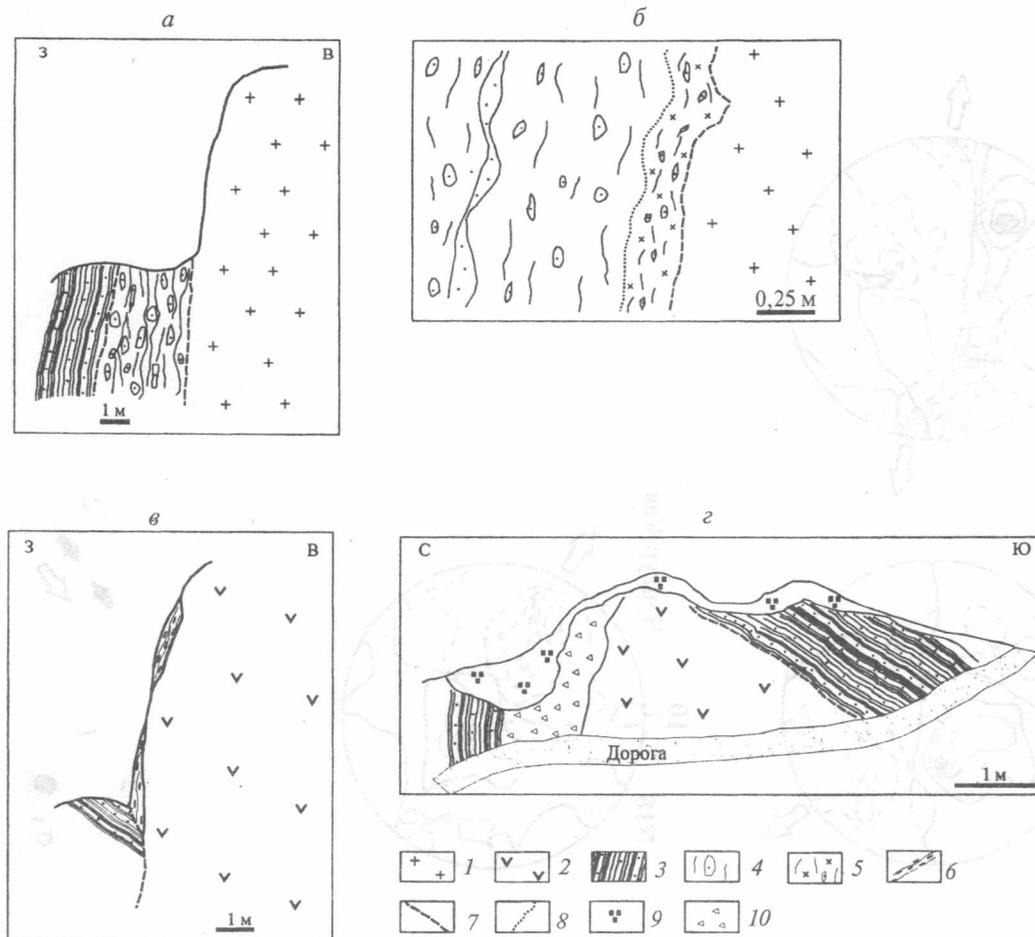


Рис. 2. Зарисовки обнажений зон контакта интрузий с вмещающим флишем таврической серии: а-б — контакты, отображающие динамическое воздействие магматического диапира на вмещающие породы в виде меланжевой оторочки (массивы Капель (а) и Сераус (б)); в-г — контакты, обусловленные более поздними тектоническими движениями (массивы Аю-Даг (в) и Чунгу-Кая (г)); 1-2 — интрузии плагиогранит-порфиридов (1) и габбро-диабазов (2); 3 — флиш таврической серии; 4-6 — приконтактные изменения по флишу таврической серии: меланж (4), ороговикование (5), амфибол-биотитовые сланцы (6); 7 — разломы; 8 — границы зоны ороговикования; 9 — задернованные участки; 10 — осыпи

(рис. 2, г), масштаб которого, как и в случае массива Аю-Даг, по-видимому, незначителен.

Отсутствие признаков значительных поздних деформаций вокруг некоторых интрузий в виде масштабных разломных зон в общем не означает, что они не перемещались совместно с вмещающими породами. Доказательством поздних перемещений могут быть не только и не сколько меланжевые оторочки пород таврической серии в экзоконтакте (последние скорее всего отображают этап деформации, синхронный внедрению интрузий), а и разломные контакты с вмещающими породами, лишенными признаков термального и динамического воздействия со стороны интрузий (рис. 2, в, г).

Таким образом, предположения о перемещенном положении малых интрузий ЮБК не лишены оснований. Следующим шагом в исследовании должны быть обоснование механизма перемещения из мест первичного залегания, оценка величины деформации и определение исходного местоположения интрузий. Подход к решению этих задач осуществлен авторами при анализе палеонапряженных состояний интрузий и вмещающего флиша.

Палеонапряженное состояние центральной части ЮБК

Полевыми исследованиями была охвачена прибрежная полоса выходов интрузивных пород от горы Аю-Даг до горы Капель и район обособленной северной группы интрузивов (Чамны-Бурун, Урага и др.) (рис. 1, врезка). Для реконструкции ориентировок осей тензора напряжений использовался количественный подход к определению ориентировок осей главных напряжений [5], основанный на методике кинематического анализа разломных смещений [8]. Полученные для девяти обнажений вероятностные стереограммы напряженного состояния (ВСНС) (рис. 3) отображают суммарную вероятность P_i нахождения осей сжатия и растяжения тензора напряжений в различных точках сферы [5]. В целом, как свидетельствует распределение максимумов P_i на стереограммах, в пределах прибрежного участка ЮБК доминирует поле напряжений сбросового (сбросо-сдвигового) типа: ось растяжения (σ_1) субгоризонтальна, ось сжатия (σ_3) субвертикальна или наклонна, для ко-

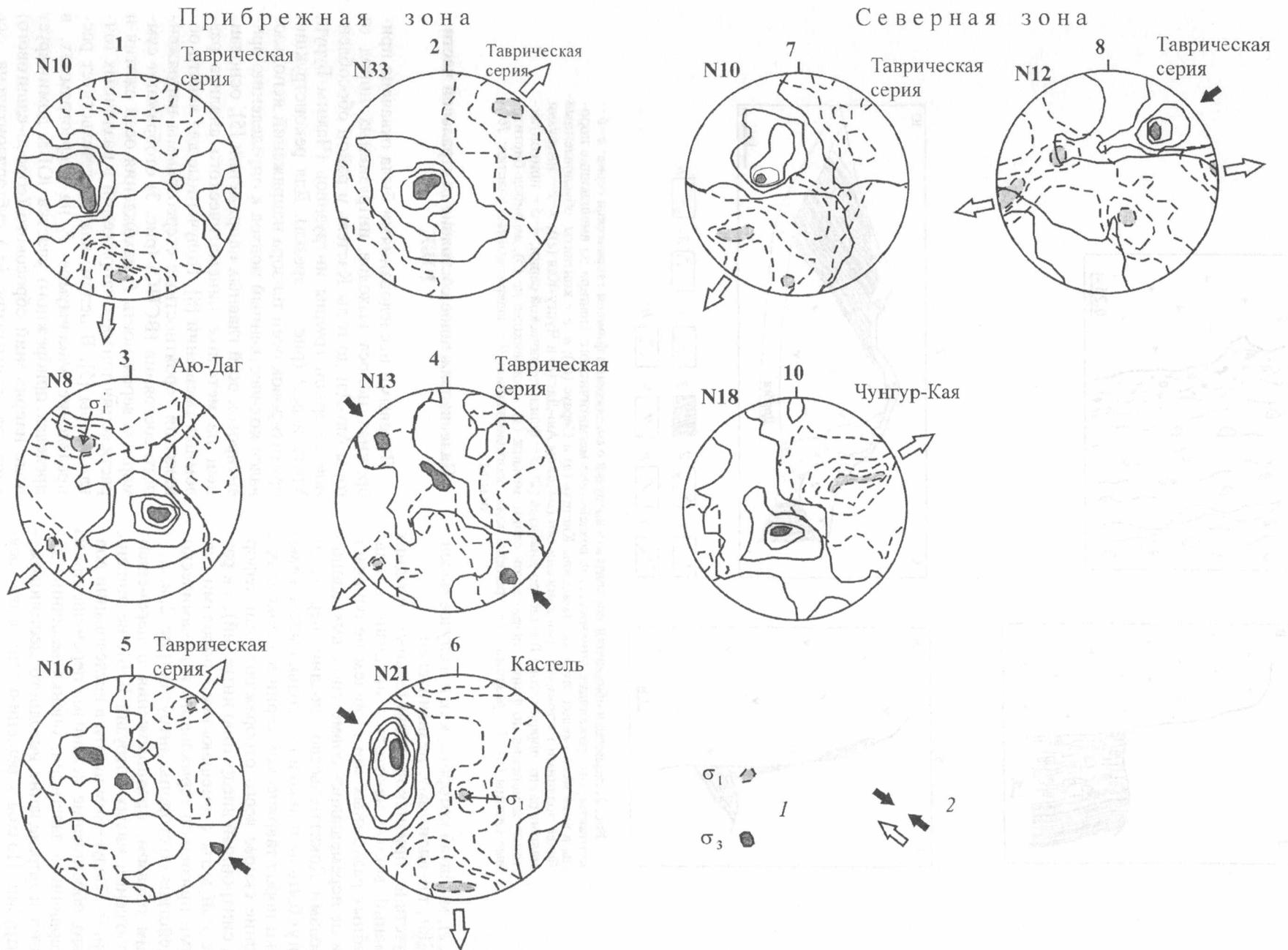


Рис. 3. Вероятностные стереограммы напряженных состояний для массивов изверженных и вмещающих пород ЮБК (верхняя полусфера): изолиниями показаны относительные величины P_i – суммарной вероятности нахождения осей сжатия (σ_3 – сплошные линии) и растяжения (σ_1 – штриховые линии) в различных точках сферы; 1 – 8, 10 – номера точек наблюдений (см. врезку к рис. 1), N – количество замеров векторов подвижки вдоль разломов; 1 – максимумы P_i ; 2 – направления действия главных осей: сжатия (черные стрелки) и растяжения (светлые): двойные стрелки указывают на горизонтальное, одиночные – наклонное положение оси

того характерно северо-восточное направление σ_1 , т. е. параллельно береговой линии и простирающую структуру на данном участке. Такое напряженное состояние аналогичным образом проявлено как в породах флиша таврической серии, так и в интрузиях. Отмечается варьирование ориентировки оси растяжения: по краям участка (точки 1, 6) направление растяжения становится субмеридиональным. В чистом виде (как одноэтапный) режим растяжения устанавливается для точки 2. Для близкой к ней точки 1 полученный максимум для оси сжатия более расплывчатый и имеет тенденцию к формированию пояса субширотной ориентировки. Здесь можно говорить о проявлении сбросо-сдвигового режима деформирования с субширотной проекцией оси сжатия.

Для точек наблюдений 3—6 на ВСНС проявлены дополнительные максимумы P_b , свидетельствующие об определенных вариациях в напряженном состоянии. Для точки 3 (Аю-Даг) выявляется дополнительное растяжение в северо-западном направлении с наклонной осью σ_1 . Дополнительный максимум вероятности оси растяжения зафиксирован для точки 6 (Кастель), указывающий на верикальное ее положение, что свидетельствует о проявлении здесь взбросового режима деформирования с осью сжатия, ориентированной в северо-западном направлении. В точках 4 и 5 (таврическая серия) появляются дополнительные максимумы для оси сжатия, свидетельствующие о пологонаклонном положении оси σ_3 . При стабильной северо-восточной ориентации оси σ_1 появление этих максимумов отображает проявления сдвигового поля напряжений.

Палеонапряженное состояние пород в пределах северной группы интрузий характеризуют стереограммы 7, 8 (таврическая серия), 10 (Чунгур-Кая) на рис. 3. Для таврической серии фиксируется тенденция к увеличению разброса и снижению интенсивности максимумов P_b , характеризующих ось растяжения. В случае точки 7 можно говорить о сохранении общей тенденции к растяжению в северо-восточном направлении: согласно локальным максимумам преобладают наклоны оси растяжения к юго-западу. Максимум для оси сжатия единственный и свидетельствует об ее устойчивом крутом наклоне к северо-западу, что сближает полученную вероятностную стереограмму с данными по южной группе интрузий (точки 3, 5 и др.). В точке 8, расположенной западнее, отмечено существенное изменение ориентировок главных осей: такой же четкий максимум P_i для оси сжатия указывает на пологий наклон ее к северо-востоку, для оси растяжения отмечены менее интенсивные максимумы, фиксирующие разброс ориентировок данной оси: горизонтальное субширотное и крутонаклонные к северо-западу и юго-востоку. Стереограмма для интрузива Чунгур-Кая, крайнего северного массива, отличается от остальных четким обособлением пары максимумов, локализирующих возможные положения осей сжатия и растяжения: для первой более крутое с наклоном к юго-западу, для второй наклон в северо-восточном направле-

нии с тенденцией к выполаживанию. Здесь также можно заметить некоторую близость к ситуации в области прибрежных интрузий.

Таким образом, в прибрежной полосе развития интрузий доминирует, а в зоне северных интрузий диагностируется как элемент более сложного напряженно-деформированного состояния следующая пространственная конфигурация главных осей: растяжение северо-восточное (север—северо-восточное), сжатие субвертикальное, а также субгоризонтальное северо-западное до субширотного. Реконструированная система напряжений подтверждает более ранние выводы о характере напряженного состояния ЮБК в его центральной части [6]. Такая система является элементом поля напряжений, которое образует в масштабе всего Горного Крыма характерный веерообразный узор траекторий главных напряжений [6, 14]. Проведенная ранее интерпретация данного регионально-го поля позволила создать модель коллизионно-экструзивного взаимодействия блоков в области перехода Крым—Черное море в позднем мезозое—кайнозое [14], основное звено которой — южное смещение (латеральная экструзия) Западного Горного Крыма относительно Восточного Горного Крыма (рис. 4, врезка). Экструзия, как правило, сопровождается растяжением выдвигаемого блока, так что реконструированный доминирующий режим растяжения в полосе ЮБК вписывается в данную модель. Необходимый ее элемент — сдвиговая деформация, которую в случае Горного Крыма выражает процесс в Салгино-Октябрьской зоне разломов [7].

Доминирующие режимы растяжения и сдвига вследствие неоднородности деформирования могли трансформироваться на отдельных участках в обстановки субгоризонтального сжатия, что нашло отражение на стереограммах для массива Кастель и северной группы интрузий. Аналогичные поля отмечаются и в других местах юго-запада Горного Крыма, например, в пределах Балаклавского надвига [1].

Ниже используются модели растяжения ЮБК и левостороннего приразломного сдвига в Салгино-Октябрьской зоне разломов для определения величин смещения интрузий, выяснения их исходного местоположения и конфигурации.

Реконструкция исходного положения магматических тел с учетом растяжения и левосдвиговой деформации в зоне Салгино-Октябрьского разлома

1. Определяющее влияние растягивающей деформации в районе исследований ограничено прибрежной полосой, вмещающей интрузии от горы Аю-Даг на юго-западе до горы Кастель на северо-востоке рассматриваемой части ЮБК, о чем косвенно свидетельствует рассредоточенный характер (по простираанию) залегания интрузивов этой группы. Расстояние между интрузиями здесь в 2 раза и более выше, чем интервалы между интрузивами северной группы (рис. 1), и достигают 2—3 км. Северная группа интрузий, по-видимому,

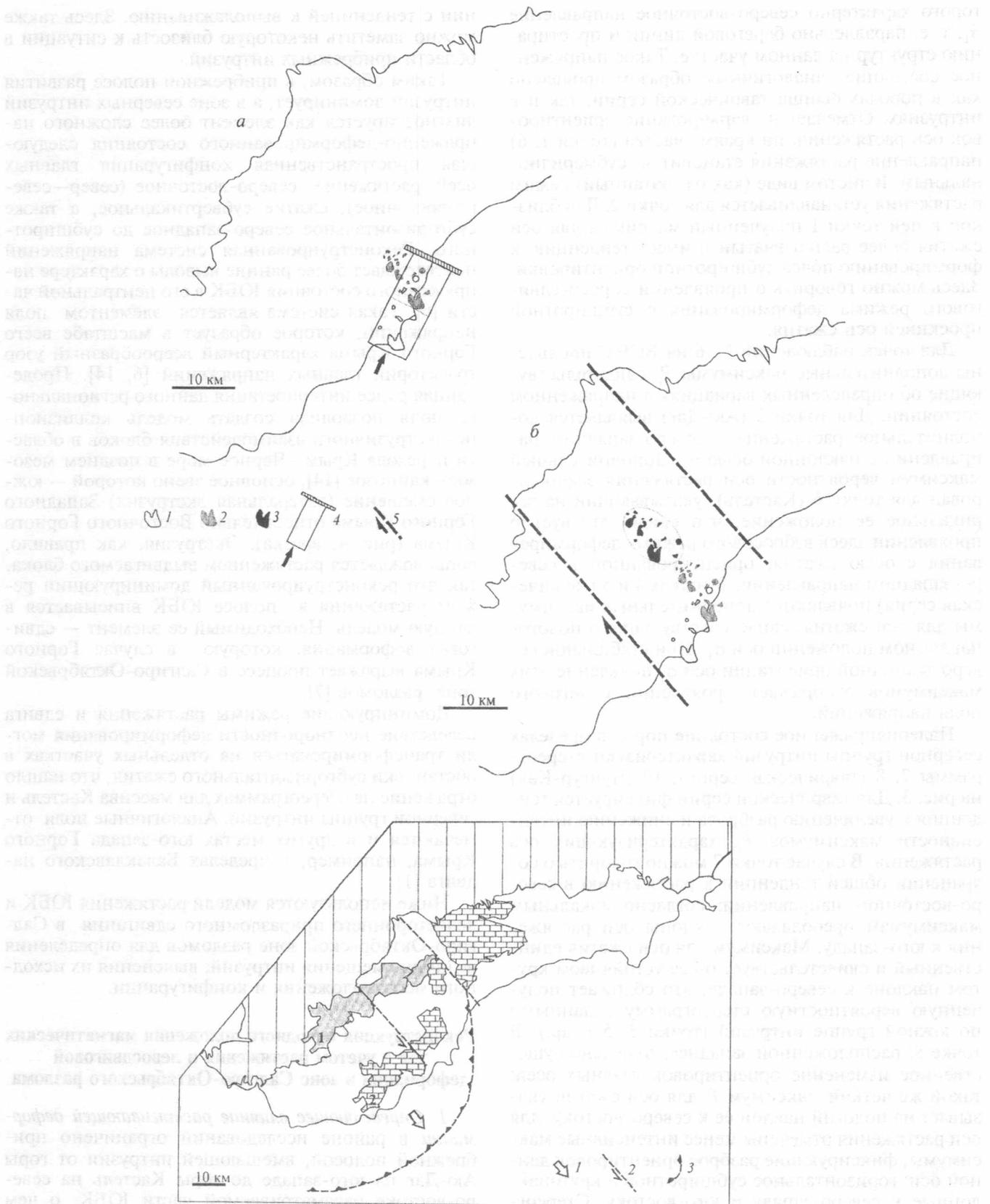


Рис. 4. Операции восстановления исходной конфигурации и местоположения интрузивов ЮБК: *а* – снятие эффекта растяжения для интрузивов прибрежной полосы (возвращение в положение II); *б* – возвращение интрузивов в исходное положение I, предшествующее простому сдвигу в зоне Салги́ро-Октябрьского разлома; 1–3 – интрузивы в положениях III, II и I соответственно; 4–5 – операции возвращения интрузивов в исходные состояния: сжатие в пределах южной группы интрузий (4), обратное направление сдвига вдоль Салги́ро-Октябрьской зоны разломов (5); на врезке: модель горизонтальных движений Западного Горного Крыма на этапе позднемезозойско-кайнозойского оргенеза (по [7]); показаны реконструированные исходные (цифра 1 на схеме) и современные (2) положения известняковых массивов Главной гряды; 1 – предполагаемое направление смещения Западного Горного Крыма; 2 – западная граница левосдвиговой зоны смещений Салги́ро-Октябрьского разлома; 3 – фронт надвига структур Западного Горного Крыма на Черноморскую впадину (граница экструзии)

не подвергалась значительному растяжению, вследствие чего интервалы между массивами можно считать близкими к тем, какие интрузии приобрели вследствие предыдущей эволюции — совместной для всей группы малых интрузий, связанной со сдвиговыми перемещениями в Салги́ро-Октябрьской зоне разломов. Такие интервалы мы можем в первом приближении принять как реперные для определения величины растяжения в прибрежной полосе. На основании наблюдаемых интервалов между магматическими телами получаем следующие осредненные величины: изначальные 0,5 км, конечные (после деформации) 2 км. Деформация растяжения в этом случае 4-кратная, однако, относится она к деформации объемов флишевых пород, заключенных между интрузиями, которые принимаются в первом приближении абсолютно жесткими. Общая деформация области, включающей жесткие и пластичные участки, будет меньше. Определим ее на основании следующего.

Рассмотрим тело начальной длиной l_0 , состоящее из жесткого, недеформируемого, (длиной h) и пластичного, деформируемого, участков, подвергнутое одноосному растяжению. Его общая кратная деформация растяжением $\varepsilon_0 = \frac{l}{l_0}$, а локальная (в пластичной области) $\varepsilon_l = \frac{l-h}{l_0-h}$. Введем обозначение относительной длины жесткого участка $h_v = \frac{h}{l}$.

После преобразований получим соотношение, связывающее локальную и общую деформации:

$$\varepsilon_0 = \frac{\varepsilon_l}{h_v(\varepsilon_l - 1) + 1}. \quad (1)$$

В нашем случае $\varepsilon_l = 4$, $h_v \approx 0,3$ (отношение суммарной длины массивов в направлении растяжения к общей длине участка), что будет соответствовать почти двукратной величине общего растяжения — $\varepsilon_0 = 1,9$.

Таким образом, пластичный флиш таврической серии действовал в качестве концентратора деформации в условиях его совместного деформирования с более прочными магматическими телами, степень данной концентрации 2-кратная. Очевидно, что вне поля развития интрузивов деформация флиша должна снижаться до фоновой.

Рассмотренный пример касается проблемы жестких массивов (любой природы), включенных в более пластичную массу пород, как факторов концентрации деформации. Их роль в Горном Крыму могут играть юрские лавы или известняки, вблизи которых таврическая серия демонстрирует большую деформированность. Если известны относительные размеры жестких включений в направлении главных деформаций, а также величина локальной деформации, по (1) можно получить величину общей деформации и, наоборот, с учетом общей деформации можно оценить ее концентрацию в пластичных промежутках.

Возвращение деформированного объекта в исходное состояние означает применение к нему такой же деформации, но с обратным знаком. Обозначим конечное положение интрузивов южной и северной групп, как положение III, а до этапа растяжения, как положение II (рис. 4, а). Чтобы получить конфигурацию массивов в положении II, необходимо участок распространения массивов южной группы в прибрежной полосе ЮБК сжать в 2 раза. Компенсирующее растяжение при этом распространяется в вертикальном сечении. Массивы при сжатии перемещались, как жесткие тела, без деформации. В качестве неподвижного репера, относительно которого определялось растяжение, принято положение восточной границы предполагаемой зоны экструзии Западного Горного Крыма — приблизительно на меридиане Алушты (рис. 4, врезка). Как видно, полученная область положения II интрузивов южной группы по размерам в целом соответствует площади интрузивов северной группы и образует с ней полосу северо-западного простирания. Расстояния, на которые сместились массивы южной группы при перемещении из положения III в положение II, составляет от 2 км (Кастель) до 8 км (Аю-Даг).

Другая косвенная оценка величины растяжения следует из сравнения мощности таврической серии в береговой зоне и в районе северных интрузий, если считать, что сокращение мощности было следствием растяжения. Для этого воспользуемся разрезом в районе Ялты [16], согласно которому мощность таврической серии в береговой зоне 2 км, а в пределах Главной гряды 3 км. Соответственно величина сжатия (компенсирующего растяжение) пород таврической серии здесь может достигать 1,5 раза. Эта цифра близка к найденной выше величине почти 2-кратного общего растяжения в районе береговых интрузий.

Таким образом, оценены величины деформации этапа растяжения и произведена реконструкция исходного положения интрузивов прибрежной зоны. Она показывает, что последние располагались компактно на одной линии с интрузиями северной группы (рис. 4, а). Вместе они составляют зону северо-западного простирания. Данное их положение (II) скорее всего является промежуточным, так как предполагается, что перед растяжением поле интрузивов было деформировано в условиях сдвига, о чем свидетельствуют результаты восстановления поля напряжений. Чтобы достичь исходного положения I для всех интрузий, надо учесть влияние сдвиговой деформации.

2. Учет сдвиговой деформации в Салги́ро-Октябрьской зоне разломов. Вопросы становления малых интрузий ЮБК ранее (до попыток пересмотра тектоники Крыма с мобилистских позиций) рассматривались в связи с контролирующей ролью (как магмоподводящего канала) глубинной Салги́ро-Октябрьской (Криворожско-Самсунгской) зоны разломов [12]. Данное представление нуждается, на наш взгляд, в уточнении, связанном с расширением роли названной зоны разлома как структуры, оказавшей деформирующее влияние на

породы, способствуя, в частности, перемещению магматических диапиров из места их становления.

Контролирующая роль Салгиро-Октябрьской зоны разломов очевидна — она разделяет Горный Крым на две принципиально различные в деформационном отношении части: западную и восточную. Такое положение зоны означает ее ключевую роль и в геодинамике региона: как предполагается, Салгиро-Октябрьская зона разломов на этапе мел-кайнозойского орогенеза являлась границей относительного левосдвигового смещения коровых блоков Западного и Восточного Горного Крыма, вызванного коллизивно-экструзивным взаимодействием микроплит на границе с Черноморской впадиной [6, 7, 14].

К сожалению, точного определения геометрии зоны пока нет, также неизвестно, был ли это простой сдвиг или он имел еще дополнительные компоненты сжатия (растяжения) перпендикулярно плоскости сдвига. В [7] принята модель простого сдвига, имеющего северо-западную ориентировку. Последняя определена из простираания западного края известняков Долгоруковской яйлы, которая полагалась неподвижной (не испытывавшей вращения) при деформации. Ширина присдвиговой зоны определялась, исходя из изменений в простирааниях известняков верхней юры. Все интрузивные массивы ЮБК входят в предполагаемую зону присдвигового волочения (поведение пород при волочении численно изучалось в [3]). Ниже используется данная простая модельная схема сдвига для реконструкции исходного положения интрузивов.

Реконструкция исходного, досдвигового, положения интрузивов означает применение к зоне операции деформирования правосторонним сдвигом (рис. 4, б). Угол сдвига равен $45-55^\circ$, что соответствует расхождению в простирааниях известняков неподвижной Долгоруковской яйлы и горы Чатыр-Даг [7]. Следует считать, что преимущественной реакцией интрузивных массивов на данную приповерхностную деформацию были в основном их смещения как жестких тел (поступательное перемещение и вращение). Величина угла жесткого вращения определялась из соотношения [9]:

$$\operatorname{tg} \theta = 1/2 \operatorname{tg} \gamma,$$

где γ — угол простого сдвига. В итоге получаем $\theta = 25-30^\circ$.

Новые положения массивов отображают их первичное расположение (I) относительно современных координат. Как видно, ареал развития интрузивов принял форму овала, вытянутого в северо-западном направлении, сместившись вглубь современного Горного Крыма. Расстояния, на которые сместились отдельные интрузивы при перемещении из положения II в положение I составляют от 8 до 12 км.

Собственно жесткое вращение интрузий, отличное от деформационного перемещения вмещающих пород, могло внести свой вклад в развитие опоясывающего меланжа, однако величина его

вряд ли может быть большой. Сама сдвиговая деформация должна быть рассредоточена внутри флиша таврической серии в форме зон смятия, мелкоамплитудных разломов, складчатости и т.п.

Обсуждение и заключение

1. Структурные наблюдения и данные реконструкции полей напряжений позволили установить, что интрузивы ЮБК находятся в смещенном относительно их первичного залегания положении. Косвенно это доказывается тем, что они деформированы совместно с вмещающим флишем таврической серии, следовательно, испытали поступательное относительное перемещение. С другой стороны, нет оснований интерпретировать нынешние интрузии как жесткие включения в некоем глобальном меланже, матрицу которого создает флиш таврической серии [18]. Во-первых, меланжевые оторочки некоторых массивов (Кастель, Сераус (рис. 2, а, б), Шарха [16]) характеризуются локальным распространением. Толщи таврической серии на удалении демонстрируют хотя и сложное, но вполне обычное для складчатых областей складчато-чешуйчатое строение, обладающее закономерными чертами [3, 14, 15]. Об отсутствии хаотизированной структуры таврической серии в поле развития интрузий свидетельствует принципиальное соответствие стереограмм напряженно-деформированного состояния для тех и других. Меланжирование вмещающих пород в экзоконтакте могло возникнуть только в результате значительной деформации, очевидно, превосходящей среднее 4-кратное значение, определенное для пород таврической серии на этапе растяжения. Подъем магматического диапира с глубин 8–9 км до уровня 1,5 км [12] мог обеспечить требуемый значительный уровень деформации в экзоконтакте. Таким образом, экзоконтактный меланж пород таврической серии, сопровождаемый структурами течения, логично связывать не с общей деформацией толщи, а с локализованным динамическим воздействием интрузива на вмещающий флиш на прототектоническом этапе внедрения интрузии как диапира [3, 13].

Интрузивы ЮБК в рамках изложенного подхода можно рассматривать как маркеры общей деформации, которой подвергался данный участок Горного Крыма в мел-кайнозойское время. В частности, цепочка прибрежных интрузий маркирует, как представляется, масштаб растяжения этой зоны ЮБК. Растяжение последовало за сдвиговой деформацией или развивалось одновременно с ней (модель экструзии Западного Горного Крыма к югу [7] предусматривает одновременность проявления этих механизмов) и имело неоднородное пространственное распределение (рис. 3). В прибрежной полосе общий масштаб растяжения, судя по рассредоточению интрузий, мог достигать 2-кратной величины.

Нельзя исключить, что некоторые из наблюдаемых сейчас обособленных тел представляют из себя осколки нескольких более крупных интрузий, дезинтегрированных вследствие разрушения на начальном, сдвиговом, этапе деформации. Сама

сдвиговая деформация в Салги́ро-Октябрьской зоне разломов, по-видимому, не привела к значительному разобщению тел и их фрагментов. Конфигурация интрузивов северной группы скорее всего отражает пространственное положение всех массивов к концу сдвигового этапа. Специфические деформационные обстановки, диагностируемые на основе ВСНС для района северной группы, возможно, отражают частично поля локальных деформаций, генерируемых в процессе сдвигания в условиях реологического контраста пород флиша и магматических тел.

2. Полученное исходное компактное положение среднеюрских интрузивов в центральной части Горного Крыма позволяет более уверенно интерпретировать их как субвулканические тела, принадлежащие единому вулкано-плутоническому центру (подобная точка зрения высказывалась исходя из близости петрографического состава интрузий [12]). Последний занимает промежуточное положение между известными вулканическими постройками Кара-Дага и мыса Фиолент. Вместе они принадлежат Горнокрымской вулканической островной дуге,

развивавшейся как целое вдоль активной континентальной окраины Евразии в среднем мезозое [11, 17]. Последующая тектоническая эволюция Горного Крыма, стартовавшая в поздней юре—неокоме, связывается нами с разделением его на две ветви, тектонически различные, но генетически тесно взаимосвязанные: восточную и западную [14], граница между которыми проходит по Салги́ро-Октябрьской зоне разломов. Суть данного процесса, протекающего до настоящего времени, заключается во взаимодействии коллизионного сжатия Восточного Горного Крыма, и компенсирующего его растяжения и латерального смещения к югу Западного Горного Крыма (рис. 4, врезка). Трансформация этих разнонаправленных движений происходит в зоне левостороннего сдвигания шириной ≈ 20 км, составляющей зону влияния Салги́ро-Октябрьского разлома. Данные деформации (сдвиг и растяжение) и обусловили, по-видимому, реальные величины тектонических перемещений интрузий из мест их первоначального расположения в южном направлении, не превышающие для крайних юго-западных интрузий 15 км.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вольфман Ю.М., Гинтов О.Б., Остапин А.М., Колесникова Е.Я., Лазаренко О.Е., Прыдун М.Л. Особенности тектонофизической интерпретации надвиговых структур юго-западного и восточного Крыма // Мат. 8-й междунар. научно-практ. конф. «Нефть и газ Украины». Т. 1. Судак, 29 сентября 2004 г. Львов: Изд-во «Центр Европы». С. 57–58.
2. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. М.: Изд-во МГУ, 1989. 156 с.
3. Геология СССР. Т. VIII. Крым. Ч. I: Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 572 с.
4. Гинтов О.Б., Гончар В.В. Моделирование внутри- и приразломных складок в докембрийских комплексах с позиций несоосной прогрессивной деформации // Геофиз. журнал. 2004. № 2. С. 60–72.
5. Гончар В.В. Реконструкция напряженного состояния пород на базе количественной оценки кинематических данных // Изв. вузов. Геология и разведка. 1997. № 6. С. 11–17.
6. Гончар В.В. Поле напряжений Горного Крыма и его геодинамическая интерпретация // Доповіді НАНУ. 2003. № 3. С. 97–104.
7. Гончар В.В., Паталаха Е.И., Гинтов О.Б. Модели растяжения и приразломного волочения в палеотектонической реконструкции Горного Крыма // Доповіді НАНУ. 2004. № 6. С. 112–119.
8. Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7–25.
9. Земля. Введение в общую геологию / Дж. Ферхуген, Ф. Тернер, Л. Вейс и др. М.: Мир, 1974. 845 с.
10. Казанцев Ю.В. Тектоника Крыма. М.: Наука, 1982. 112 с.
11. Коваленко А.П., Пасынков А.А. Палеовулканические центры Горного Крыма // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291. № 5. С. 1192–1195.
12. Лебедев Т.С., Оровецкий Ю.П. Физические свойства и вещественный состав изверженных пород Горного Крыма. Киев: Наук. думка, 1969. 199 с.
13. Павлинов В.Н. Формы и механизм образования малых интрузий типа лакколитов. М., 1949. 202 с.
14. Паталаха Е.И., Гончар В.В., Сенченко И.К., Червинко О.П. Инденторный механизм в геодинамике Крымско-Черноморского региона. Киев, 2003. 226 с.
15. Пивоваров С.В., Борисенко Л.С. Структурная позиция изверженных образований Крыма // Геодинамика Крымско-Черноморского региона. Симферополь, 1997. С. 73–76.
16. Хмелевской В.К., Кузьмина Э.Н. Глубинное строение Горного Крыма по данным электроразведки // Очерки геологии Крыма. М.: Изд-во МГУ, 1997. С. 177–186.
17. Шнюков Е.Ф., Щербakov И.Б., Шнюкова Е.Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. Киев, 1997. 287 с.
18. Юдин В.В. Геологическое строение Крыма на основе актуалистической геодинамики. Симферополь, 2001. 46 с.

Институт геофизики имени С.И. Субботина
НАН Украины, Киев
Рецензент — Н.Ю. Васильев