

УДК 551.24.035

ПЛАСТИЧЕСКИЕ И ХРУПКИЕ ДЕФОРМАЦИИ НА ЮГО-ЗАПАДЕ ГОРНОГО КРЫМА ПО ДАННЫМ СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

В.В. Гончар

ОМГОР ННПМ Национальной АН Украины, Киев

Поступила в редакцию 14.10.03

На основе опубликованных геолого-структурных данных анализируются геомеханические условия пластической и хрупкой деформаций на юго-западе Горного Крыма. Показано, что формирование асимметричной, вергентной к югу складчатости в породах Леменского блока происходило вследствие горизонтального несоосного течения с преобладанием простого сдвига. Разломы сбросового типа Главной гряды в пределах Ялтинского пересечения, различающиеся углами падения, образовались на различных глубинах, причем относительно пологие при погружении пород до 2,5 км.

Результаты полевых структурных наблюдений и основанные на них формальные построения не всегда бывают убедительными в контексте решаемых геодинамических задач. Требованием последних является получение на выходе структурных исследований обоснованных количественно физических характеристик деформационного процесса, на основании которых можно делать более однозначные выводы. Это вызывается, в частности, применением в современных исследованиях численного моделирования, “языком” которого являются величины напряжений и деформаций, ориентировка осей их тензоров и другие данные. Структурный анализ (диагностика) деформационного процесса, опирающийся на надежные количественные методы интерпретации, обеспечивает стыковку данных структурной геологии, с одной стороны, теории и численного эксперимента — с другой.

В качестве попытки такого рода исследований ниже приводится анализ тектонической деформации пород Юго-Западного Горного Крыма (ЮЗГК), в отношении геодинамического развития которого высказываются противоречивые мнения [2, 11, 15]. В качестве основы рассматриваются типичные для этой части Крыма структуры: асимметричная, вергентная к югу складчатость в породах таврической серии и средней юры на примере Леменского блока и разломы сбросового типа — на примере Ялтинского участка Главной гряды (рис. 1). Показаны приемы и возможности развиваемых автором методов анализа пластической и хрупкой деформаций [4, 7, 8], теоретической базой для которых служат известные в геомеханике концепции общего несоосного течения (“general noncoaxial flow”) [20, 22, 24] и сколового разрушения (по Гриффитсу) [13, 17, 21].

В работах различных авторов акцентируется внимание на особенностях структуры, свойственных

в целом ЮЗГК, в противоположность восточной части Горного Крыма [2, 3, 11, 15, 16]: смена стиля дислокаций, изменение простираний, появление резкого структурного несогласия между таврической серией и вышележащими породами средней и верхней юры, особенности новейшей тектоники (включая специфическую сейсмическую активность вблизи Южного берега Крыма) и другие признаки заставляют вычлнить эту область в самостоятельную тектоническую единицу. Достижение правильного понимания тектонической природы западной части Горного Крыма может явиться ключом ко многим спорным вопросам геодинамики Крымско-Черноморского региона в целом. В этой связи представляется, что более пристального внимания заслуживают структуры растяжения, ярко выраженные в пределах ЮЗГК [1, 6, 15]. В настоящей работе структуры

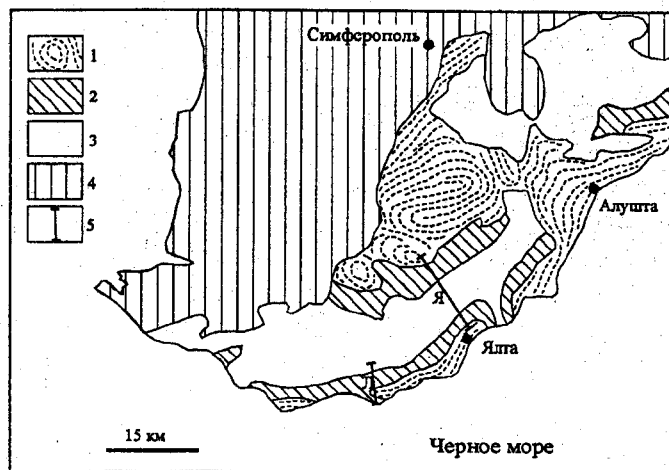


Рис. 1. Схема геологического строения юго-западной части Крымского п-ова с указанием расположения структурных профилей: 1 — таврическая серия (T_2-J_1); 2—3 — средне- (2) и верхнеюрские (3) образования; 4 — мезо-кайнозойский плитный осадочный чехол; 5 — линии профилей (Л — Леменский, Я — Ялтинский)

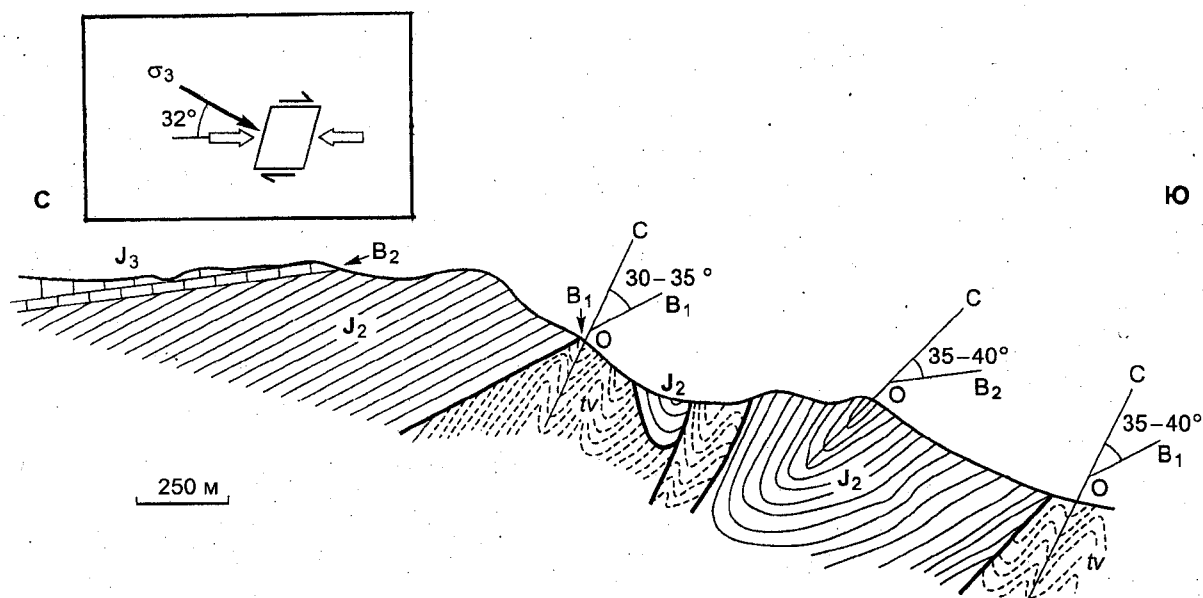


Рис. 2. Геолого-структурный разрез Леманского блока (по [10] с упрощением) и его интерпретация:

ОС и OB_1 — ориентировки структурных элементов, характеризующих углы наклона эллипса деформации: ОС — осей исследуемых складок, OB_1 — поверхности напластования J_2 , OB_2 — поверхности напластования J_3 ; tv — таврическая серия. На врезке — схема несоосного горизонтального течения в условиях сжатия и реконструированное положение оси максимального сжатия для рассмотренных складок

ЮЗГК сопоставляются, в свете данных структурного анализа, с тектонотипом глубинно-гравитационного развития складчатых поясов — зонами пологих дислокаций, — ранее изучавшимися на примере Верхоянской складчатой области [5, 9].

Несоосная пластическая деформация в пределах Леманского участка

На рис. 2 показан структурно-геологический профиль Леманского блока, взятый из работы [10], на котором видны взаимоотношения в подножии Главной гряды трех основных породных комплексов: флишевой таврической серии (T_2-J_1), среднеюрских эффузивно-осадочных образований и позднеюрских известняков. Профиль отображает свойственный породам таврической серии в ЮЗГК структурный облик, заключающийся в преобладании асимметричных, наклоненных в южном направлении складок, пологих надвигов и шарьяжей той же южной вергентности. Не обсуждая сейчас достоверность отображения на профиле некоторых деталей структуры (вызывает сомнение смятие в почти изоклинальные складки мощной толщи вулканогенных пород среднеюрского возраста), рассмотрим практические следствия из данной общей ситуации. Попробуем ответить на вопросы: какова механическая обстановка пластического деформирования и, в частности, каково соотношение горизонтального сжатия и простого сдвига. Уточним соотношения пластической и хрупкой (разрывной) деформаций данными кинематического анализа, на основании чего попытаемся охарактеризовать этапность деформационных обстановок.

Основные уравнения несоосной деформации. Несоосное течение подразумевает совместное действие двух элементарных деформационных обстановок: простого и чистого сдвигов. Частным случаем общего несоосного течения является горизонтальное течение, обусловленное горизонтально ориентированным простым сдвигом в вертикальной плоскости. Предпосылкой его широкого развития в толщах пород следует считать изначальную расслоенность осадочных пород или наличие реологической стратификации. Именно данная модель — горизонтальное несоосное течение — рассматривается нами как основа интерпретации пластических структур складчатых областей [7, 9].

Ключевыми для структурного анализа являются соотношения, связывающие параметры конечной и прогрессивной деформаций [7]:

$$\operatorname{tg} 2\alpha = \frac{2\operatorname{tg}\gamma/d}{\operatorname{tg}^2\gamma + d^2 - 1/d^2}, \quad (1a)$$

$$\lambda = \sqrt{\frac{2}{R - \sqrt{R^2 - 4}}}, \quad (1b)$$

$$R = d^2 + 1/d^2 + \operatorname{tg}^2\gamma,$$

$$\ln d = e t \cos 2\xi, \quad (2a)$$

$$\operatorname{tg}\gamma = 2e t \sin 2\xi, \quad (2b)$$

где α — угол наклона длинной оси эллипса конечной деформации к горизонту, λ — кратная деформа-

ция эллипса (степень сжатия), γ — угол простого сдвига, d — кратная величина деформации чистого сдвига (сжатия или растяжения), e — скорость общей несоосной деформации, t — время, ξ — угол наклона оси сжатия тензора напряжений.

Основываясь на уравнениях (2), можно получить важное в практическом отношении выражение для определения угла наклона оси тензора напряжений исходя из величин конечной деформации:

$$\xi = \arctg(\operatorname{tg}\gamma/2 \ln d)/2. \quad (3)$$

Развитие несоосной деформации сопровождается вращением эллипсоида деформации (эллипса — в плоском случае) относительно осей тензора напряжений, положение которых на границах рассматриваемого элементарного объема остается неизменным. Отсюда вытекает основная проблема анализа пластически деформированных толщ — реконструкция механической обстановки, вызвавшей деформацию, которая тесно связана с актуальными на сегодняшний день вопросами региональной геодинамики: в каких условиях — сжатия или растяжения коры, простого или чистого сдвигов — происходило развитие структур региона. Кроме ответа на этот вопрос предлагаемый метод позволяет получить ряд важных количественных характеристик деформационного процесса, в том числе ориентировку осей тензора напряжений при пластическом течении.

Структурный анализ несоосной деформации исходит из характеристик природной конечной деформации: угла наклона длинной оси и величины деформации эллипса, которые получают на основании изучения структур-тензодатчиков [14]. Для приближенных оценок удобно использовать складки. В этом случае за направление оси удлинения эллипса принимается ориентировка их осевых линий (след осевых поверхностей), а деформация эллипса определяется на основании сжатости складок — как это предусматривается методикой тектонофацеального анализа [14]. Определив таким образом параметры эллипса конечной деформации — α и λ — на основании связей, вытекающих из соотношений (1), можно получить величины тензора конечной деформации: $\operatorname{tg}\gamma$ и d . С помощью выражения (3) находим угол наклона оси сжатия тензора напряжений для каждого анализируемого объема. Используя соотношения прогрессивной деформации (2), можно исследовать развитие процесса во времени или, двигаясь далее, анализировать реологию тектонического течения, рассматривая в сопоставлении с независимыми оценками величины скорости деформации, времени, вязкости [7].

Для изображенных на рис. 2 складок Леменского блока в качестве горизонтали на момент осуществления пластической деформации примем: для таврической серии — поверхность напластования перекрывающих ее пород средней юры, для последних соответственно — поверхность напластования из-

вестняков J_3 . Полученные величины углов наклона эллипса к горизонту показаны на рис. 2. Как видно, эти наклоны близки и составляют 30—40°. Исходя из той значительной сжатости складок, которую мы наблюдаем, когда углы наклона крыльев достигают 70° и более, можно говорить о трехкратном сжатии объемов, вмещающих складки [14]. Используем оценку: $\alpha = 35^\circ$, $\lambda = 3$ как общую для всех трех показанных замеров.

Зная наклон и сжатие эллипса, величины тензора конечной деформации определяем графически. Рис. 5 демонстрирует элементы специальной диаграммы несоосной деформации [7], вдоль координатных осей которой отложены величины простого (γ) и чистого (d) сдвигов. На рисунке показано местоположение точки с полученными характеристиками эллипса деформации. Для нее по координатам определяем следующие величины тензора конечной деформации: чистый сдвиг — $d = 0,57$ (кратная деформация сжатия в 1,7 раза), горизонтальный простой сдвиг — $\gamma = 68^\circ$. Деформация сжатия эллипса только за счет простого сдвига, как следует из уравнения (1, б), в этом случае равна 2,8. Как видно, она существенно превышает (более чем в 1,5 раза) компоненту горизонтального сжатия (чистый сдвиг). Соответствующий данной ситуации угол наклона оси максимального напряжения сжатия σ_3 , исходя из (3), будет таким: $\xi = 32^\circ$ (рис. 2).

Диагностированный нами горизонтальный простой сдвиг имеет правостороннее направление смещения в плоскости разреза Леменского блока — в ходе деформации верхние части разреза смещались относительно нижних в южном направлении. Учитывая наличие перерыва и структурного несогласия между таврической серией и средней юрой, следует заключить, что деформационный процесс для этих комплексов протекал отдельно во времени. Однако, как видим, его кинематические характеристики оставались в принципе неизменными.

Контроль определения механизма деформации данными кинематического анализа. Представляется возможность проконтролировать полученные нами результаты и расширить представления об этапности деформации, используя реконструкцию палеонапряженного состояния для среднеюрских пород Леменского блока кинематическим способом (на основе анализа разрывных смещений). Для обработки полевых измерений использовался количественный метод, нацеленный также на исследование наложенной деформации [4]. Исходные смещения и результаты расчета вероятных положений главных осей тензоров напряжений показаны в стереографической проекции на рис. 3. Как видно, полученное количество и расположение максимумов изолиний $R_{\text{лок}}$ (рассчитываемого вероятностного параметра [6]) для осей сжатия и растяжения позволяет говорить о проявлении трех этапов деформирования (I, II и III): первый и второй — с наклонным положением осей,

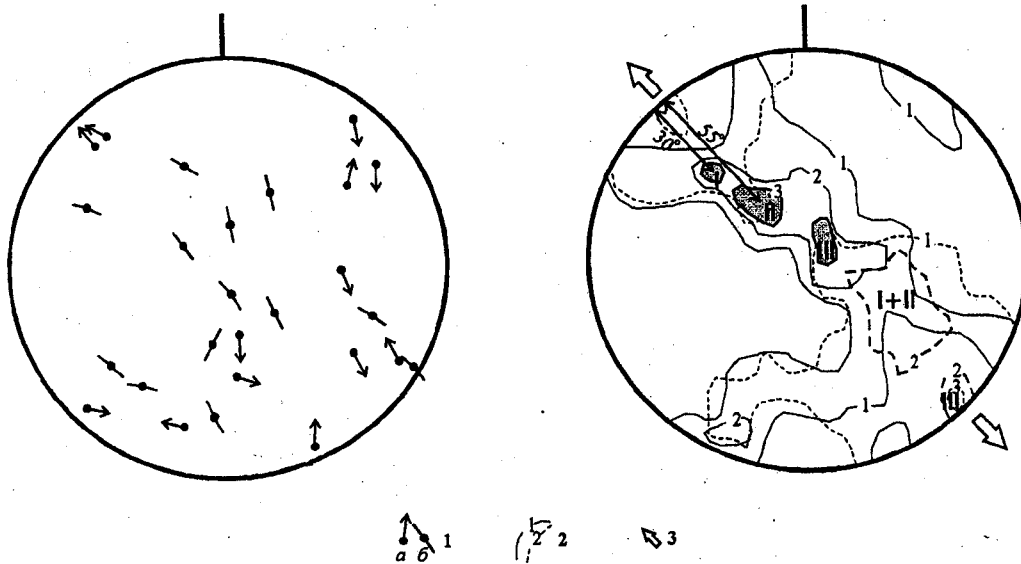


Рис. 3. Стереогаммы кинематического анализа разрывных смещений в породах средней юры Леманского блока (сетка Вульфа, верхняя полусфера). Слева — исходные данные, справа — вероятностная стереогамма напряженного состояния [4, 6]

I—III — максимумы величин $P_{лок}$ для осей сжатия (затенены) и растяжения, соответствующие трем этапам деформирования. 1 — векторы смещений по разрывам: а — с установленным знаком смещения, б — без него; 2 — изолинии $P_{лок}$ для осей сжатия (1) и растяжения (2); 3 — направление действия максимального горизонтального растяжения для третьего этапа деформирования. Пояснение см. в тексте

третий — с субвертикальной осью сжатия и субгоризонтальной осью растяжения. Наиболее четко обособляются максимумы I, II и III для осей сжатия, для осей растяжения однозначно локализовано положение максимума III, а I и II сливаются, образуя расплывчатый максимум пониженной интенсивности. Во всех трех случаях главная плоскость напряжений не меняет ориентировки — выраженная на стереогамме четким поясом, она субвертикальна и простирается с северо-запада на юго-восток — нормально простираению пород на этом участке. В этом же направлении ориентировано максимальное растягивающее горизонтальное напряжение, которое соответствует характерному для ЮЗГК режиму хрупкого растяжения [6, 15] (см. ниже).

Угловое расстояние от края стереографической проекции до центров двух первых максимумов осей сжатия — их наклон — составляет, как видно, 30 и 55° (рис. 3). Первая цифра весьма близка к наклону оси сжатия тензора напряжений, определенному выше на основании модели несоосного течения — 32°. Можно сказать, что эти два результата (с учетом осреднения и точности замеров) совпадают, и мы можем заключить, что кинематическим способом нами получена ориентировка осей тензора напряжений, соответствующая этапу пластической несоосной деформации пород средней юры, в результате которой в них сформировалась асимметричная складчатость. Центр максимума II имеет наклон 55°, и он уже отвечает обстановке локального горизонтального растяжения. Максимум II может соответствовать некоторому переходному этапу деформирования — от

несоосного горизонтального течения в условиях дополнительного сжатия этапа I к горизонтальному растяжению этапа III — и отвечать обстановке несоосного течения с незначительной компонентой растяжения. Однако следует учесть и вариант кажущегося проявления этапа II — соответствующий ему максимум изолинии мог проявиться вследствие вращения трещин в ходе прогрессивной деформации этапа I.

Таким образом, анализ разрывных смещений в целом подтверждает правильность сделанного определения наклона оси тензора напряжений на основе модели несоосного течения и в том числе — вывод о проявлении на

раннем этапе обстановки горизонтального простого сдвига. Примечательным является практическое совпадение определения ориентировки оси сжатия этапа I двумя независимыми методами.

Условия хрупкого растяжения пород Главной гряды в пределах Ялтинского пересечения

Как стало ясно в результате проводившихся ранее исследований [1, 3, 4, 15], ЮЗГК подвергался (и, вероятно, подвергается в настоящее время [1]) в ходе своего развития горизонтальному растяжению. При этом сформировалась характерная для тектонотипа растяжения [19] разбитая сбросами полого-моноклиная плита вулканогенно-карбонатных пород средней—верхней юры, слагающих Главную гряду. Структура последней отображена на Ялтинском профиле (рис. 4), заимствованном из работы [1].

Однако до настоящего времени неясно, насколько глубоко (в прямом и переносном смысле) данное растяжение затрагивает развитие Горного Крыма. Осветить эти вопросы можно, задавшись проблемой связи напряженного состояния, свойств пород и возникающих разломов. Как видно, вдоль гряды происходит закономерное изменение углов падения зафиксированных сбросов. Пойдя на некоторое упрощение, можно выделить две группы разломов: более пологие по краям и более крутые внутри блока. Для каждого разлома вверху на рис. 4 показан угол скальвания, определенный исходя из предположения, что в пределах Главной гряды (и в первую очередь — рассматриваемого Ялтинского пересече-

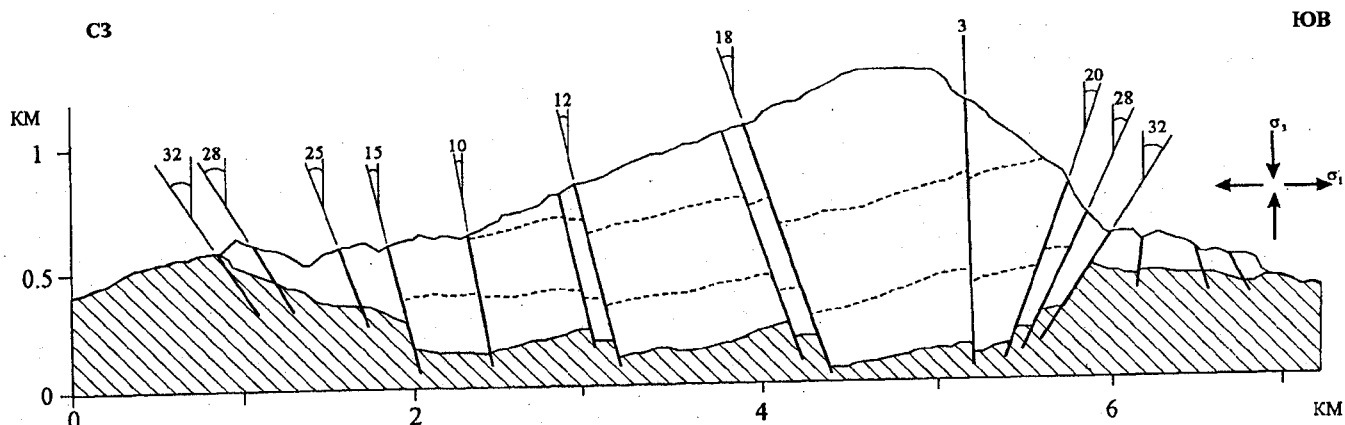


Рис. 4. Геолого-геофизический профиль Главной гряды Горного Крыма вдоль Ялтинского гидротоннеля (по [1] с изменениями): заштрихованы породы таврической серии, подстилающие средне-верхнеюрский комплекс Главной гряды. Вверху для каждого разлома показан угол между разломом и вертикалью (угол скальвания согласно рассматриваемой модели). Справа дано положение осей главных напряжений в вертикальной плоскости (согласно результатам работы [6])

ния) действовали условия растяжения с вертикальным положением оси максимального сжатия. Это допущение базируется на результатах полевых наблюдений в окрестностях Ялты [4], исходя из которых был также приблизительно установлен вид напряженного состояния: $\mu_\sigma = 0$.

Если предположить, что разломы отвечают условию сколового разломообразования, то наблюдаемое закономерное изменение углов скальвания следует трактовать как отображение менявшихся физических условий разрушения. Выясним характер этих изменений в рамках критерия разрушения Гриффитса, устанавливающего связь между условиями нагружения, прочностными свойствами пород и углом скальвания [13, 17, 21].

Соотношение для давления при скальвании и диапазон его применения. Связь давления и угла скальвания (угла между направлением максимального сжимающего напряжения и плоскостью разлома) можно получить в рамках гриффитсова критерия разрушения, который в координатах касательного (τ) и нормального (σ) напряжений, действующих на площадке разрушения, имеет вид (по [21]):

$$\tau^2 = 2\tau_0(\sigma + 0,5\tau_0), \quad (4)$$

где τ_0 — сцепление (прочность связей породы). Дифференциальное напряжение ($\Delta\sigma = \sigma_3 - \sigma_1$, где σ_3 — максимальное (сжимающее), σ_1 — минимальное главные нормальные напряжения) при данном нелинейном законе скальвания, как оказывается, не зависит от давления, а выражается через отношение сцепления к углу скальвания [21]:

$$\Delta\sigma = \frac{2\tau_0}{\cos 2\beta}. \quad (5)$$

Используя эти соотношения, а также выражения для главных напряжений из работы [8] и учитывая, что

$\tau = 0,5\Delta\sigma \sin 2\beta$, получим искомую связь давления и угла скальвания:

$$P = \frac{\tau_0(1 + 2\mu_\sigma \cos 2\beta)}{2 \cos^2 2\beta}, \quad (6)$$

где $\mu_\sigma = \frac{2(\sigma_2 - \sigma_1)}{\sigma_3 - \sigma_1} - 1$ — коэффициент вида напряженного состояния.

На основании (5) по давлению может быть определена и глубина формирования сколовых разломов, а значит, возможны конкретные выводы в отношении вертикальных движений и эволюции разломообразования. Однако необходимо учесть ограничения в применении критерия Гриффитса к разрушению горных пород. Согласно существующим представлениям, основывающимся на экспериментальных данных, с помощью этой теории удовлетворительно объясняется разрушение в условиях, когда по наименьшей оси σ_1 действует отрицательное растягивающее напряжение, при переходе же к всесторонним сжимающим напряжениям более подходящим критерием считается закон разрушения Кулона, основанный на трении [13, 21]. Поэтому определим диапазон углов скальвания, для которых сохраняется действие критерия (4).

Как было показано в работе [8], в точке перехода от отрицательного к положительному напряжению по наименьшей оси (т.е. при $\sigma_1 = 0$) дифференциальное напряжение связано с давлением следующим образом:

$$\Delta\sigma = \frac{2P}{\mu_\sigma + 1}. \quad (7)$$

Приравнявая соотношения (5) и (7) и используя вместо P правую часть выражения (6), после преобразований получим константу:

$$\cos 2\beta = 1/2 \text{ или } \beta = 30^\circ.$$

Это означает, что угол скальвания при рассматриваемом переходе в рамках теории Гриффитса постоянен и равен 30° . Зафиксированные на разрезе углы скальвания для подавляющего числа сбросов удовлетворяют этой границе (меньше 30°). Наиболее крайние разломы по краям имеют углы скальвания больше граничного значения на два градуса, что является несущественным расхождением с учетом возможной погрешности измерений.

Воспользуемся уравнением (6), чтобы получить детальные данные о давлении и соответственно глубинах формирования разломов с различными углами скальвания. Учитывая преобладание в строении Главной гряды известняков, примем за основу адекватные им физические параметры: сцепление (с учетом экспериментальных данных [18]) — $\tau_0 = 0.25$ кбар и плотность — $\rho = 2600$ кг/м³.

Исходные и полученные данные сведены в таблицу. В ней значения H рассчитаны исходя из веса пород (без учета флюидного давления).

β°	32	28	25	20	18	15	12	10	3
P , кбар	0,65	0,4	0,3	0,2	0,19	0,16	0,15	0,14	0,12
H , км	2,5	1,5	1,2	0,82	0,73	0,64	0,57	0,54	0,48

Таблица показывает, что интервал изменения глубины при формировании сбросов составляет 2 км. Эта величина указывает минимальный суммарный масштаб поднятия, которое испытала эта часть Горного Крыма на этапах орогенного и посторогенного развития. Полученная максимальная глубина разломообразования — 2,5 км хорошо согласуется с геологическими данными, так, согласно работе [3], максимальная мощность верхнеюрских и нижнемеловых отложений на юго-западе Горного Крыма могла достигать в раннем мелу 3 км. Следовательно, можно полагать, что разломы с углами скальвания около 30° , выведенные на эрозионный уровень по краям гряды, являются элементами наиболее ранних литрических сбросов, формировавшихся в подошве породного комплекса средней—верхней юры. Указанные в таблице минимальные глубины образования сбросов (около 0,5 км) показывают, что наиболее крутые разломы во внутренней части гряды могли формироваться уже при близком к современному положению пород в разрезе.

Таким образом, на основании модели скальвания можно сделать вывод об относительно глубинном формировании пологих сбросов по краям гряды по сравнению с крутыми разломами в ее внутренней части. Это позволяет более уверенно говорить о длительности режима растяжения в Горном Крыму: последний стартовал, по-видимому, в условиях максимального погружения осадков и сопровождал их выведение на поверхность. По времени начало режима растяжения в породах Главной гряды следует относить к раннему мелу.

Обсуждение и выводы

Хотя представленные в статье материалы носят в основном методический характер и призваны показать возможности структурного анализа как количественного метода, даже если он основывается на опубликованных и хорошо известных данных, полученные ориентировочные частные оценки величин и механизмов деформации, глубин формирования разломов касаются непосредственно проблем геодинамического развития Горного Крыма, сохраняющих пока острую дискуссионность [2]. Используя их, можно, как кажется, более точно сформулировать вопросы, ответы на которые позволят продвинуться в данном направлении. Остановимся на некоторых из них.

Интерпретация пологовергентных дислокационных структур ЮЗГК. Используя модель горизонтального несоосного течения, мы определили, что вергентная к югу складчатость в пределах Леменского блока формировалась в условиях преобладающего простого сдвига с дополнительным горизонтальным сжатием. Попытаемся далее получить более общий вывод относительно условий пластической деформации в пределах ЮЗГК, учитывая данные об особенностях его структуры. Доминирующая южная вергентность складок в породах таврической серии отмечается многими исследователями [11], при этом наклон осевых поверхностей колеблется вплоть до самых малых значений, когда складки оказываются лежащими [7]. По данным А.И. Лукиенко [16], исследовавшего тектонофазию Горного Крыма, именно в западной его части проявлен специфический “поверхностно-гравитационный тип структур”, для которого характерны признаки послойного течения, включающие синдиагенетический субкливаж, вязкий будинаж песчаников и субгоризонтальные вязкие разломы.

Исследовать условия формирования структур ЮЗГК можно, предположив вероятный диапазон варьирования величин конечной деформации λ и α . Допустим, что λ изменяется от минимального сжатия до 6-кратного, а наклон эллипсов деформации — в пределах $10-50^\circ$. Эта ситуация отобразится в поле диаграммы несоосного течения (рис. 5) как некоторая область допустимых значений конечной деформации (заштрихована на рисунке). Данной области будет отвечать спектр наклонов оси сжатия, который на рисунке представлен графически в виде кривых прогрессивной деформации. Полученный спектр колеблется от 30 до 65° , что говорит о преобладающем участии в деформации горизонтального простого сдвига. В зависимости от угла наклона оси сжатия (больше или меньше 45°) этот сдвиг будет сопровождаться либо растягивающей, либо сжимающей компонентами чистого сдвига. В принятых нами рамках конечной деформации большую роль играет компонента горизонтального сжатия. Растяжение ограни-

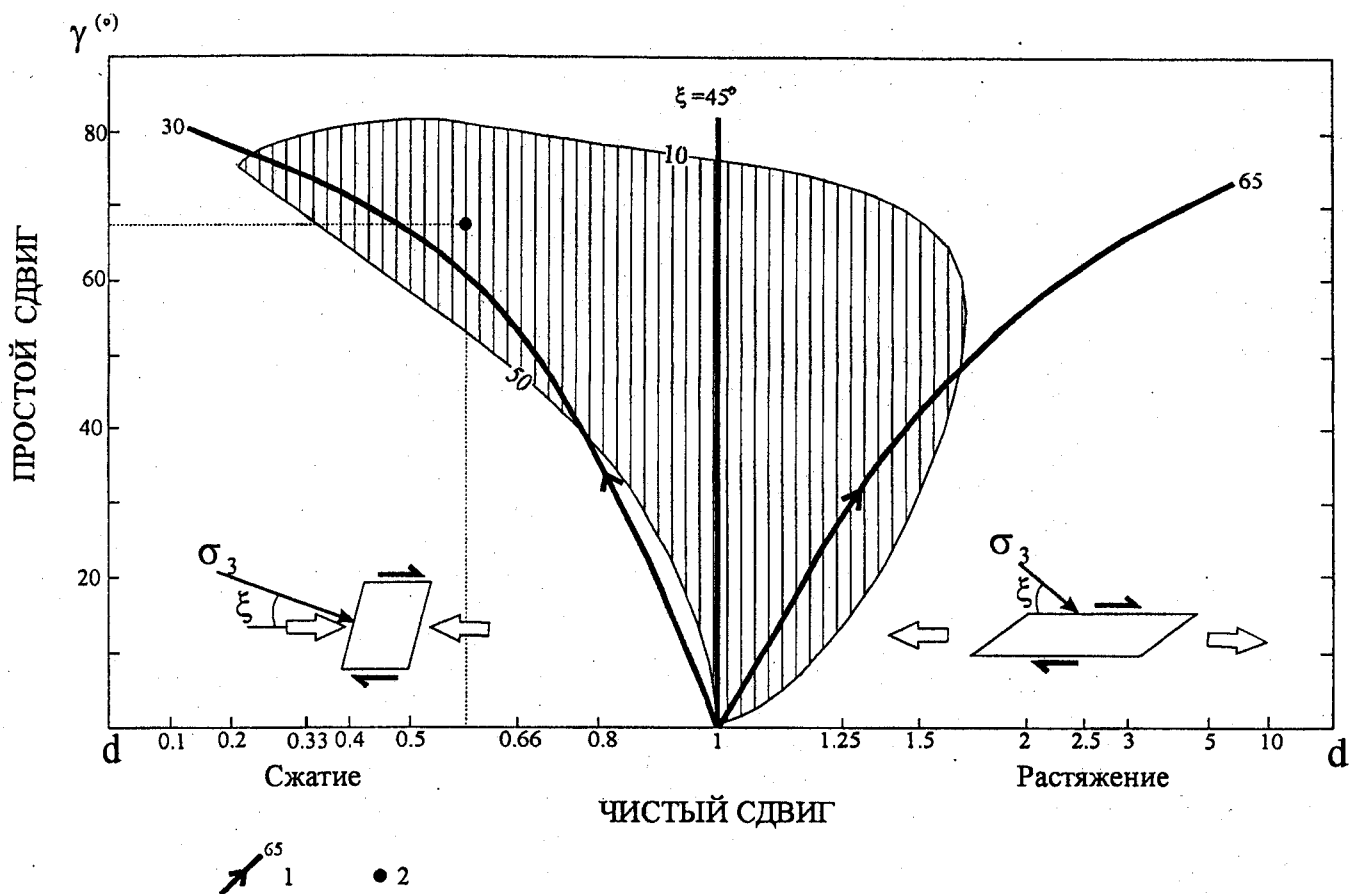


Рис. 5. Определение конечной деформации и условий деформирования структур юго-западной части Горного Крыма с помощью диаграммы несоосного течения (по [7]): заштрихованная область — местоположение точек при варьировании параметров конечной деформации: углов наклона эллипса — от 10 до 50° и степени сжатия — от минимальной до 6-кратной. 1 — траектории прогрессивной деформации с фиксированными значениями наклона оси максимального сжатия тензора напряжений (цифры у концов линий); 2 — точка на диаграмме, соответствующая параметрам деформирования складок Леменского блока

чивается в данном случае величиной 1,7-кратной деформации.

Наличие пластичного горизонтального растяжения доказывается структурными данными, когда в флишевых толщах таврической серии наблюдаются будинированные и растянутые слои песчаников, в которых длинные оси будин залегают субгоризонтально [15, 16]. Косвенно на наличие пластичного растяжения могут указывать факты согласного с перекрывающими верхнеюрскими толщами пологого залегания толщ таврической серии и средней юры, например в районе горы Демерджи, где сами верхнеюрские известняки демонстрируют условия хрупкого растяжения [6]. При этом следует подразумевать одновременную деформацию всего разреза. Асимметричная складчатость с пологим залеганием осей складок также может быть производной общего несоосного течения в условиях дополнительного горизонтального растяжения, когда сами складки являются следствием возникновения и развития локальных неоднородностей в толще пород при субслойном течении (об этом свидетельствуют результаты эксперимента Ю.В. Миллера [12]). Принадлежность лежащих складок ЮЗГК к условиям растяжения

может быть установлена в рамках модели несоосного течения [7].

Каковы геодинамические причины значительной составляющей простого сдвига, перекрывающей вклад чистого сдвига, в породах таврической серии и средней юры и возможна ли ее связь с хрупким растяжением в ЮЗГК? Заметим в этой связи, что имеющиеся структурно-тектонические признаки свидетельствуют в пользу соответствия его так называемым зонам пологих дислокаций складчатых поясов, тектонотип которых впервые был описан в Верхоянье в 50-х гг. прошлого века (ссылки см. в работе [5]). Генезис таких зон, скорее всего, связан с проявлением глубинно-гравитационной тектоники, в том числе — гравитационного коллапса орогенизированной коры; режим их развития оказывается тесным образом связан с растяжением горно-складчатого пояса и рифтогенезом, как это проявлено в Северном Верхоянье [5, 9], Провинции Бассейнов и Хребтов, Центральном массиве Франции [19] и других регионах мира. Поэтому можно заключить, что пластическое течение в условиях горизонтального простого сдвига вообще является характерным атрибутом зон растяжения в складчатых поясах [19]. Это

так называемая “пластичная зона растяжения”, подстилающая хрупкую плиту пород, разбитых сбросами. Причиной качественного разнообразия динамических обстановок пластичной зоны растяжения по сравнению с вышележащими породами является ее реологическая подвижность — вязкопластичный материал деформируется, испытывая гидродинамические эффекты, в первую очередь перепады давления и вязкости [16]. Вследствие этого специфическим для пластичной зоны коры, подвергшейся общему горизонтальному растяжению и сдвигу, могут быть участки локального сжатия и растяжения, подчиненные морфотектонике хрупкой плиты.

Необходимую в нашем случае значительную компоненту простого сдвига при растяжении в пластичной зоне может создавать движение, обусловленное силой тяжести. При этом деформация простого сдвига будет проявлена и в кровле пластичного слоя на контакте с хрупкой плитой, ввиду того что более массивные породы последней будут двигаться с опережением, создавая вязкое трение на подошве (см., например, данные работы [19]). При коллизионном сжатии, напротив, значительная составляющая простого сдвига, приводящая к вергентным структурам, наиболее вероятна в основании аккреционной призмы, — вблизи “детачмента”, где действует максимальная сила трения. Снизу вверх при этом происходит смена вергентных структур прямыми, что является критерием определения глубины залегания “детачмента” [23]. В случае изученного Леменского блока мы имеем дело, очевидно, с кровлей пластично деформированной толщи, основную часть которой составляет мощная таврическая серия. Поэтому предполагать здесь близость “детачмента” вряд ли логично и, следовательно, не находят объяснения получаемые значительные наклонные положения оси сжатия. В силу этого привлечение модели аккреции к объяснению несоосной пластической деформации в Горном Крыму, приведшей к формированию вергентной к югу складчатости, представляется сегодня менее обоснованным, чем использование модели “пластичной зоны растяжения”, создаваемой совместным движением с перекрывающей плитой известняков верхней юры.

Таким образом, установленные нами геомеханические условия пластического деформирования таврической серии и среднеюрских образований в пределах Леменского блока — с наличием компоненты горизонтального сжатия — не противоречат обстановке общего растяжения хрупкой плиты известняков и подстилающей ее пластичной зоны, так как

это сжатие может быть локальным, связанным с указанными выше эффектами перераспределения давления в подошве хрупкой плиты. Данные о структурных несогласиях между породами таврической серии, средней и поздней юры как будто противоречат представлению о совместном развитии деформации в породном комплексе Главной гряды и указывают на раздельное, постадийное образование структур. Этот и другие спорные вопросы происхождения структуры Горного Крыма могут быть решены в будущем после проведения обстоятельных структурных исследований.

Выводы

1. На примере типичных для ЮЗГК вергентных складчатых структур рассмотрены приемы и результаты реконструкции величин и условий деформации. Установлено, что при формировании асимметричных складок Леменского блока вклад простого сдвига более чем в 1,5 раза превышает компоненту горизонтального сжатия, а наклон оси сжатия составляет 32°. Проведенная независимая реконструкция напряженного состояния кинематическим способом подтверждает в целом правильность полученной оценки условий пластической деформации, ею же установлено наложение условий горизонтального растяжения.

2. Различия в углах падения (углах скальвания) разломов сбросового типа, развитых в пределах Ялтинского участка Главной гряды, позволили провести их дифференцирование по вероятным глубинам формирования в рамках модели сколового разрушения по Гриффитсу и с учетом данных реконструкции напряженного состояния [6]. Для наиболее пологих разломов по краям гряды глубина формирования приближается к 2,5 км, что соответствует положению подошвы карбонатно-терригенного комплекса в период его максимальной мощности. Поэтому время начала хрупкого растяжения в пределах ЮЗГК следует относить к раннему мелу.

Исследования были осуществлены при поддержке чл.-корр. НАН Украины Е.И. Паталахи, а также зав. отделом региональных геофизических исследований УкрГТРИ В.И. Трегубенко. Помощь в организации полевых работ оказывалась также руководителями Сейсмологической службы Республики Крым Б.Г. Пустовитенко и Ю.М. Вольфманом. Всем им автор высказывает свою благодарность.

Автор признателен М.А. Гончарову за анализ статьи и замечания, учтенные при ее доработке.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев И.Н., Шутков Ю.И. Современные движения тектонических блоков по наблюдениям в Ялтинском гид-

ротоннеле // Геодинамика Крымско-Черноморского региона / Мат-лы конф. Симферополь, 1997. С. 128—132.

2. Геодинамика Крымско-Черноморского региона / Мат-лы конф. Симферополь, 1997. 149 с.
3. Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. Геологическое описание. М., 1969. 572 с.
4. Гончар В.В. Реконструкция напряженного состояния пород на базе количественной оценки кинематических данных // Изв. вузов. Геол. и разв. 1997. № 6. С. 11–17.
5. Гончар В.В. Поле напряжений Хараулахского хребта и проблема происхождения Верхоянского горно-складчатого сооружения // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73, вып. 3. С. 18–26.
6. Гончар В.В. Особенности напряженного состояния пород на юго-западе Горного Крыма // Изв. вузов. Геол. и разв. 1998. № 5. С. 14–21.
7. Гончар В.В. Прогрессивная несоосная деформация и вопросы диагностики структур // Доповіді НАНУ. 2001. № 9. С. 108–113.
8. Гончар В.В. К оценке тектонических напряжений и условий разрушения в земной коре // Изв. вузов. Геол. и разв. 2002. № 2. С. 10–16.
9. Гончар В.В. О природе “зон пологих дислокаций” Верхоянской складчатой области // Отеч. геол. 2004. № 2. С. 63–69.
10. Лебединский В.Н., Шалимов А.И. Структура вулканогенного комплекса Лемен (Горный Крым) // Докл. АН СССР. 1962. Т. 147, № 6. С. 1429–1432.
11. Милеев В.С., Розанов С.Б., Барабошкин Е.Ю., Шалимов И.В. Строение и эволюция Горного Крыма // Очерки геологии Крыма. М., 1997. С. 187–206.
12. Миллер Ю.В. Послойное и субпослойное течение пород и его роль в структурообразовании // Геотектоника. 1982. № 6. С. 88–96.
13. Оберт Л. Хрупкое разрушение горных пород // Разрушение. М., 1977. Т. 7. С. 88–109.
14. Паталаха Е.И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя (теория, методика, техника). М., 1985. 168 с.
15. Паталаха Е.И., Гончар В.В. Растяжение земной коры западного фланга Горного Крыма — парадокс или закономерность? // Геол. журн. 1999. № 4. С. 81–88.
16. Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В. Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев, 1995. 159 с.
17. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М., 1981. 436 с.
18. Хендин Д. Прочность и пластичность // Справочник физических констант горных пород. М., 1969. С. 211–272.
19. Malavielle J. Late orogenic extension in mountain belts: insights from the Basin and Range Province and the late Paleozoic Variscan belt // Tectonics. 1993. Vol. 12, N 5. P. 1115–1130.
20. McKenzie D. Finite deformation during fluid flow // Geophys. J. R. Astr. Soc. 1979. Vol. 58. P. 689–715.
21. Morin R., Flamand R. Analysis of stress-induced oval fractures in a borehole // J. Geophys. Res. 1999. Vol. 104, N B2. P. 2767–2775.
22. Ramberg H. Particle paths, displacement and progressive strain applicable to rocks // Tectonophysics. 1975. Vol. 28. P. 1–37.
23. Stewart S.A. Geometry of thin-skinned tectonic systems in relation to detachment layer thickness in sedimentary basins // Tectonics. 1999. Vol. 18, N 4. P. 719–732.
24. Weijermars R., Poliakov A. Stream functions and complex potentials: implications for development of rock fabric and the continuum assumption // Tectonophysics. 1993. Vol. 220. P. 33–50.

PLASTIC AND BRITTLE DEFORMATIONS ON THE SOUTHWESTERN CRIMEA ON STRUCTURAL ANALYSIS DATA

V.V. Gonchar

Conditions of plastic and brittle deformations of sedimentary rocks on the south coast of the Crimea in its western part are reconstructed. Asymmetrical south vergent folds of the Tavr Group and Middle Jurassic are formed in noncoaxial general fold with predominance of simple shear. Normal faults of Main Ridge with different dip angles were formed at different depths.