

4. Peck D. C., Keays R. R. Geology, Geochemistry and Origin of Platinum — Group Element — Chromitite Occurrences in the Heazewood River Complex, Tasmania // Economic Geology, 1990. — V. 85. — P.765–793.
5. Chalot-Prat., Arnold M. Immiscibility between calciocarbonatic and silicate melts and related wall rock reactions in the upper mantle: a natural case study from Romanian mantle xenoliths // Zithos., 1999. — N 4. — P.627–654.
6. Булах А. Г., Иванников В.В. Проблемы минералогии и петрологии карбонатитов. — Л.: ЛГУ, 1984. — 244 с.
7. Лазаренков В.Г., Иванов О. Скоробогатов И.Н. Новая оценка перспектив промышленной платиноносности зональных ультрамафитовых массивов платиноносного пояса Урала // Платина России. — М.: Геоинформарк, 1994. — С.103–108.
8. Иванов О.К. Критерии различия мантийных и коровых ультрамафитов // Геодинамические условия формирования, геохимические аспекты генезиса базитов и гипербазитов. — Иркутск, 1990. — С. 70–74.

© Поповченко С. Е., Шукайло Л. Г., 2001

УДК 551.26.03

ГУЩЕНКО О.И., ГУЩЕНКО Н.Ю., МОСТРЮКОВ А.О., КУЗНЕЦОВ В.А., СЕРГЕЕВ А.А., ПЕТРОВ В.А., ИЛЬИН А.В. (Геологический институт РАН), РАСЦВЕТАЕВ Л.М., ТВЕРЕТИНОВА Т.Ю., СИМ Л.А., КОРЧЕМАГИН Д.В. (МГУ), ВАСИЛЬЕВ Н.Ю. (МГГА), ДУДНИК В.А., КОРЧЕМАГИН В.А. (ДонНТУ)

## ТЕКТОНИЧЕСКИЙ СТРЕСС-МОНИТОРИНГ И ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ ПРИЧЕРНОМОРСКОГО РЕГИОНА

*Описана методика тектонического стресс-мониторинга, включающая определение алгоритма выделения временной последовательности полей напряжений. Приведена характеристика современного поля напряжений Причерноморского региона, которая включала в себя определение ориентировок осей сжатия и растяжения, а также распределение значений коэффициента Лодэ-Надаи.*

Исследования современных и древних деформационных процессов по данным о медленных (криповых) и быстрых (сейсмогенных) разрывных перемещениях в литосфере и выявление на их основе особенностей развития тектонического поля напряжений обеспечивают принципиальную возможность описания эволюции во времени краевых условий деформирования — одного из главных элементов физической модели механизма деформационного процесса.

Возможность существенного продвижения в данном направлении исследований обеспечивается накопленной к настоящему времени обширной базой геологических данных о трещинных и разрывных смещениях в литосфере и наличием достаточно надежной методической базы — автоматизированной системы тектонического стресс-мониторинга, разработанной О.И.Гущенко и А.О.Мострюковым на основе Кинематического метода Гущенко [1–5]; Гущенко и Кузнецов [6]; Гущенко, Мострюков и Петров, [7]. В технологии мониторинга учтены отдельные элементы методик, рассмотренных в работах Angelier J. [8–10]; Батдорф и Будянский [11]; Carey и Brunier [12]; Echecorag и Vasseur [13]; Гзовский [14]; Корчемагин и Емец [15]; McKenzie [16]; Николаев [17]; Расцветаев [18]; Ризниченко [19]; Степанов [20]; Trinh Phan-Trong [21]; Юнга [22]. Созданная система мониторинга обеспечивает возможность пространственно-временное слежения за тектоническими полями напряжений и деформаций на основе геологических данных в сходных для них уровнях макро-

скопического описания поля. Использование этих данных в едином тектоническом комплексе обеспечивает возможность решения главной проблемы мониторинга — проблемы возрастной хронологии палеонапряжений, связанной с отсутствием сведений о времени возникновения следов одноактных сколовых смещений, регистрируемых геологическими методами на берегах древних трещинных и разрывных нарушений.

В настоящей статье рассматриваются основные элементы методики тектонического стресс-мониторинга и результаты ее апробации на примере Причерноморского региона.

## 1 ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ МЕТОДИКИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРЕСС-МОНИТОРИНГА

### 1.1. Общая постановка задачи

К настоящему времени на основе геологических данных выявлена главная и, пожалуй, наиболее важная для постановки задач стресс-мониторинга кинематическая особенность квазиоднородных стадий (рис.1) процесса разрывного деформирования. На макроскопических уровнях описания элементарных объемов литосферы эта особенность проявляется в устойчивости одноосных и трехосных видов симметрии в поле векторов одноранговых по масштабу сколовых смещений при хаотической реализации в ходе деформационного процесса гетерогенных структурных дефектов Гущенко [5]. Ориентация трех взаимноортогональных осей симметрии этого поля совпадает с ориентировками главных нормальных напряжений  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$  ( $\sigma_3 \geq \sigma_2 \geq \sigma_1$ , сжимающее напряжение положительно), а конкретный вид симметрии этого поля определяется формой эллипсоида макроскопических напряжений, характеризующейся значением коэффициента Лодэ-Надаи:

$$\mu_\sigma = 2 \cdot [(\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)] - 1. \quad (1)$$

Этот феномен, впервые отмеченный в работах Гущенко [1], Carey и Brunier [12], наиболее строго трактуется с позиций теории пластичности Батдорфа-Будянского [11]. При такой трактовке хаотические пространственно-временные изменения в ориентировках поверхностей сместителей определяются последовательной реализацией в ходе деформационного процесса содержащихся в горных породах хаотически распределенных и произвольно ориентированных дефектов (рис.1) в виде ослабленных поверхностей древних разрывов и трещин. Устойчивость общей симметрии поля одноранговых криповых и хрупких разрывных смещений определяется устойчивостью на макроуровне ориентировок главных осей напряжений. Вид симметрии поля определяется соотношением величин трех главных нормальных напряжений (1) на анализируемой стадии деформационного процесса.

Соотношения величин между главными нормальными напряжениями и ориентировки главных осей тензора определяются с использованием основной кинематической предпосылки — сколовое смещение, возникающее на произвольно ориентированной ослабленной поверхности разрыва, развивается преимущественно в направлении действия на этой поверхности касательного напряжения  $\tau_n$ . Эта исходная физическая предпосылка накладывает оптимальные по степени жесткости ограничения на характеристики главных напряжений макроскопического уровня, вызвавших сколовое смещение. Эти ограничения, рассмотренные в работах Mc.Kenzie [16], Гущенко [2,5] Гущенко и Кузнецова [6], сводятся к системе тригонометрических нера-



венств и тождеств, описывающих допустимые области нахождения главных осей тензора напряжений относительно направлений сколовых разрывных смещений:

$$t_3/n_3 \leq 0; t_1/n_1 \geq 0; \quad (2)$$

$$m_1 n_1 / m_3 n_3 \geq 0; n_i \neq 0 \text{ and } t_i \neq 0 \text{ under } m_i \neq 1; \quad (3)$$

$$\sum n_i^2 = 1; \sum t_i^2 = 1; n_i \neq 1; t_i \neq 1, \quad (4)$$

где  $n_i, t_i, m_i$  — направляющие косинусы осей главных нормальных напряжений тензора  $\sigma_i$  ( $i=1-3$ ) относительно трех взаимноортогональных единичных векторов, однозначно связанных с разрывным смещением:  $n$  — вектор в направлении внешней нормали к берегу разрыва, принимаемому за условно неподвижный;  $t$  — вектор в направлении сколового смещения условно активного берега разрыва;  $m$  — бинормаль к векторам  $n$  и  $t$ .

Физический смысл этих ограничений в том, что сколовое смещение не может развиваться против действующих на плоскости нарушения сдвиговых сил. При этом, независимо от значений коэффициента  $\mu_\sigma$  в силу неравенств (2) ось  $\sigma_3$  не может располагаться в квадрантах сжатия, выделенных на стереограмме (рис.1) сплошной штриховкой, а ось  $\sigma_1$  — в квадрантах растяжения, выделенных пунктиром. В силу неравенств (3) оси  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$  могут совместно располагаться в одном или в двух только накрестлежащих (имеющих общее ребро) квадрантах, образованных площадкой разрыва и плоскостью, ортогональной вектору  $m$ . Эти квадранты выделены на рис. 1 однотипным знаком: либо только +, либо только -.

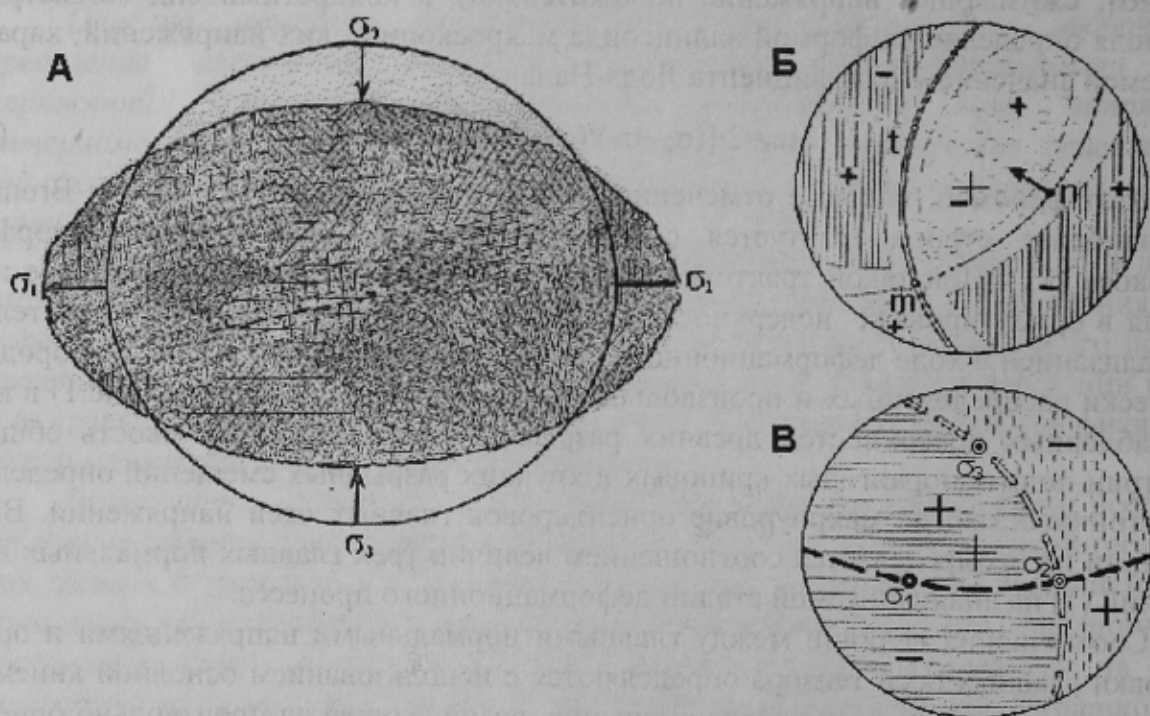


Рис. 1. Кинематический анализ структур разрушения: *A* — ориентировки разрывов, определяемые направлением осей сжатия ( $\sigma_3$ ) и растяжения ( $\sigma_1$ ); *B* — методика определения секторов сжатия и растяжения: при известном типе подвижки сектора растяжения отображены прерывистой штриховкой, а сектора сжатия — непрерывной штриховкой; при неизвестном типе подвижки определяется 2 сектора одновременного нахождения осей сжатия и растяжения, обозначенные ‘-’ и ‘+’; *B* — распределение секторов сжатия и растяжения при известном положении осей главных тектонических напряжений

Отметим, что ограничения (2) не зависят от знака вектора  $m$ . В силу этого, выделяемые на их основе квадранты сжатия и растяжения справедливы для двух таких вариантов ориентировок векторов  $n$  и  $t$ , в которых эти вектора взаимозаменяемы ( $n \rightleftharpoons t$ ). Ограничения (3) инвариантны по отношению к знаку вектора  $t$ . Это обуславливает возможность существенного увеличения объема исходных для тектонического мониторинга геологических данных за счет вовлечения в анализ характеристик ориентировок сколовых подвижек с неопределенным знаком смещения.

Тождества (4) описывают условие взаимной ортогональности искомым решений для направлений главных осей тензора.

Совместное решение систем неравенств (2), (3) и тождеств (4), составленных для *однородноосных* групп сколовых смещений (т.е. для групп сколов, относящихся к пространственно-временной области поля напряжений с однородной ориентацией главных осей), позволяет в процессе мониторинга стягивать до необходимых размеров области решения для направлений главных осей тензора независимо от пространственно-временных особенностей поля значений  $\mu_\sigma$ .

На основе данных об ориентировках этих осей относительно направления сколового смещения для каждого скола в отдельности определяется значение коэффициента Лодэ-Надаи ( $\mu_\sigma$ ) согласно зависимости [6]:

$$\mu_\sigma = (n_3 m_3 - n_1 m_1) / (n_1 m_1 + n_3 m_3). \quad (5)$$

В соответствии с этой зависимостью представительными для определения  $\mu_\sigma$  являются только те из согласованных с ограничениями (2), (3) и (4) смещений, для которых величины  $n_i$  и  $m_i$  значимо отличаются от единицы и  $n_i$  не равны нулю.

Определение характеристик разрывной части деформации массивов горных пород (ориентировок главных осей деформаций: удлинения  $\epsilon_3$ , укорочения  $\epsilon_1$  и промежуточной оси  $\epsilon_2$ , а также соотношения их величин  $\mu_\epsilon$  на основе методики Angelier — Степанова [8–10,20] — применительно к геологическим данным), позволяет оценивать представительность пространственно-временной выборки сколов для характеристики напряженно-деформированного состояния исследуемого массива путем оценки сходимости полученных решений для эллипсоидов напряжений и деформаций — соосности этих эллипсоидов. Этот параметр характеризуется величиной максимального расхождения в ориентировках главных осей этих эллипсоидов.

Очевидно, что при достаточной статистической представительности исходной для мониторинга базы данных такая постановка задачи обеспечивает принципиальную возможность слежения во времени и пространстве как за длинно-, так и за короткопериодными составляющими тектонического поля напряжений и деформаций, но лишь в пределах только тех пространственно-временных областях поля, в пределах которых превосходит сила трения на поверхностях древних нарушений или достигается предел длительной прочности всего массива горных пород на скол.

## 1.2. Основные элементы алгоритма тектонического стресс-мониторинга

Главные технологические проблемы мониторинга связаны с необходимостью: 1) преодоления, характерной для исходной базы данных неустойчивости решений для ориентировок сколовых смещений (неопределенности характеристик времени возникновения сколовых смещений и знака этих смещений — в геологических данных); 2) локализации в процессе мониторинга однородноосных областей поля напряжений, пространственные и временные границы которых заранее не известны.

Основной алгоритм тектонического стресс-мониторинга подчинен решению трех основных задач:



- формирования единых по уровню статистической представительности и минимальных по площади пространственных выборок сколовых нарушений;
- сепарации каждой из этих выборок на однородные группы сколов, характеризующие однотипные по ориентации главных напряжений этапы деформирования;
- определения относительной хронологии реконструированных этапов на основе полученного для каждого из них спектра характеристик напряжений и построения временных рядов полей напряжений.

Рассматриваемый алгоритм представлен на рис.2.

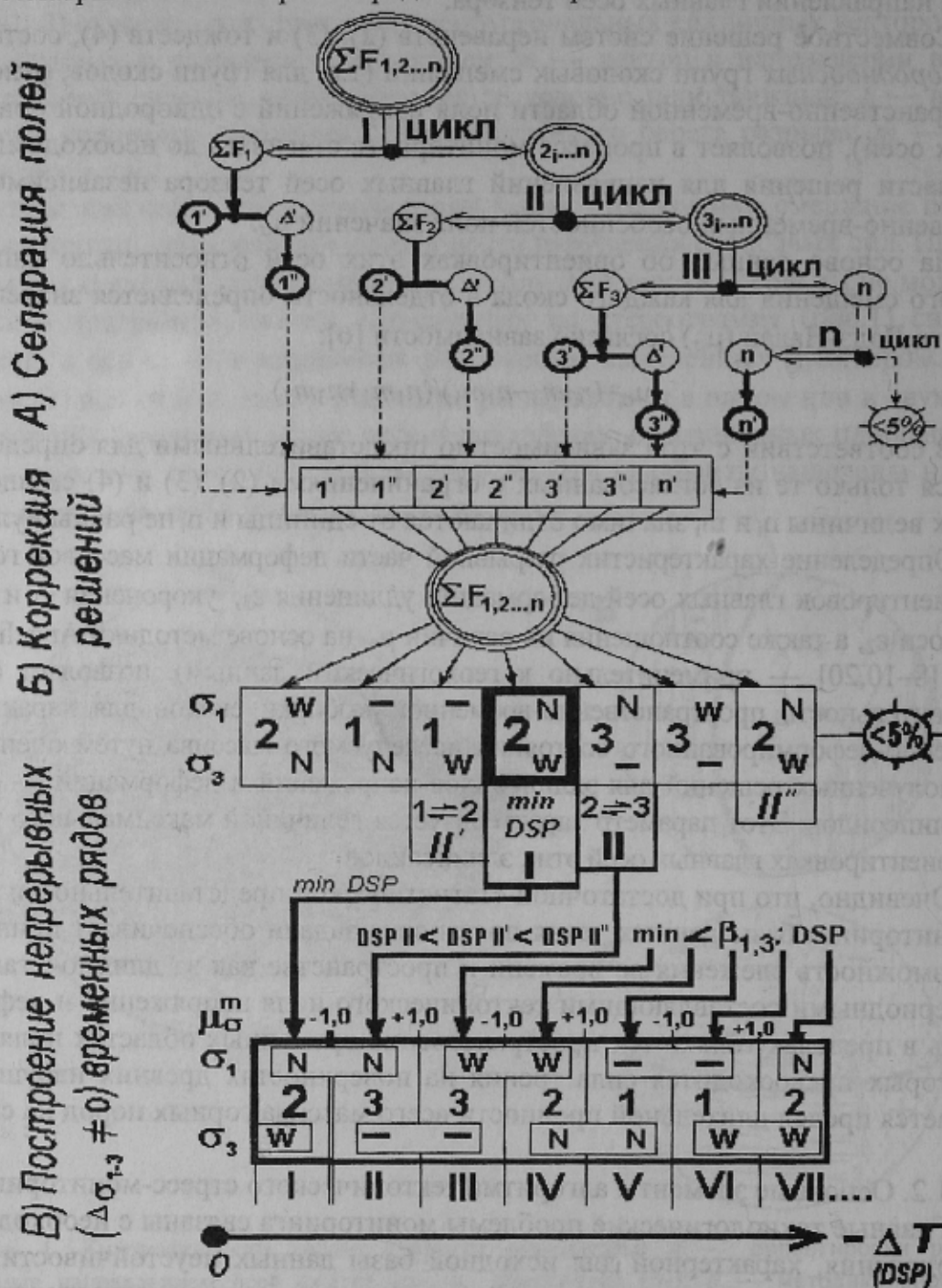


Рис. 2. Алгоритм определения временной последовательности полей напряжений

В предлагаемой системе тектонического мониторинга решение этих задач достигается с помощью следующих процедур.

1. *Процедура формирования пространственных выборок сколов представительных для определения характеристик тектонических напряжений.* Она подчинена формированию однородных по уровню статистической представительности групп сколовых смещений в окрестностях анализируемых геологических объектов. Уровень представительности нормируется двумя основными фильтрами, которые определяют допустимые для генеральной выборки предельные показатели минимальных и максимальных размеров выборки по площади исследуемых объектов и количеству сколовых подвижек. Эти показатели подбираются в зависимости от выбранного структурного уровня описания поля напряжений, плотности распределения пунктов наблюдений в пространстве, а также точности исходных измерений ориентировок сколовых нарушений.

Исследования проводятся на разных структурных уровнях описания поля напряжений: на региональном — с площадью осреднения поля много большей характерных размеров региональных структурных неоднородностей, и локальных — с площадями осреднения, много меньшими этих неоднородностей. Основным фильтром, нормирующий единый уровень представительности генеральных выборок задается, исходя из следующих эмпирически установленных для геологических объектов норм. При точности измерений ориентировок сколовых подвижек не хуже  $\pm 5^\circ$  общее число сколов, необходимых для получения надежных характеристик напряжений, должно составлять для каждой из однородноосных стадий деформирования не менее 30–50. При этом не менее чем для 20–30% нарушений должен быть известен знак сколовой подвижки.

Формирование генеральных выборок производится в окрестностях геометрического центра исследуемого геологического объекта путем последовательного наращивания выборки за счет ближайших к этому центру сколовых нарушений. Наращивание выборки завершается при достижении требуемого уровня ее представительности. При этом выборки подразделяются на два типа: пространственные, которые формируются вне зависимости от возраста массивов горны пород и возрастные, формируемые лишь в пределах одновозрастных массивов.

2. *Процедура сепарации генеральных выборок на элементарные однородноосные группы сколовых нарушений и определения соответствующих им характеристик напряжений.* Эта процедура подчинена сепарации каждой из генеральных выборок на однородноосные группы сколов, характеризующиеся однотипной ориентацией главных напряжений. Решение этой задачи сводится к выделению в исследуемой выборке таких групп сколов, которые могли бы обеспечить аппроксимацию всего деформационного процесса в целом некоторым, минимальным по числу членов, деформационным рядом из однородноосных стадий деформирования [5]. Эта процедура подразделяется на ряд последовательных циклов.

Каждый из циклов подчинен определению характеристик наиболее проявленного в выборке поля напряжений и выделению не согласующейся с этим полем группы сколовых смещений. Не согласующаяся группа сколов анализируется на следующем цикле. Сепарация генеральной выборки завершается на том из циклов, на котором число не согласующихся сколов окажется ниже некоторого, нормированного соответствующим фильтром, уровня допустимого шума.

Технология сепарации аналогична технологии, рассмотренной в работе [15]. Наши последующие усовершенствования этой технологии связаны с необходимостью вовлечения в анализ характеристик ориентировок векторов  $t$  как с определенным, так и неопределенным знаком сколового смещения. Эта специфика геологиче-



ских данных определяет необходимость двустадийного определения направлений главных осей напряжений на каждом из циклов сепарации.

На первой стадии для всей группы сколов в целом находятся допустимые варианты решений для ориентировок трех главных осей тензора без определения индекса двух из них ( $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ ). При этом решаются системы неравенств, составленные для этой группы на основе ограничений только (3) и (4), не зависящих от знака сколовой подвижки. Определение этих индексов для каждого из вариантов решений производится на второй стадии на основе статистического анализа знаков сколовых смещений, проводимого с использованием ограничения (2).

На каждом из циклов сепарации в качестве наиболее проявленного в выборке поля напряжений рассматривается то из решений тензора, которое характеризуется наибольшим удельным весом соответствующей ему однородной группы сколовых смещений, выделяемой из общей исходной генеральной выборки. Сепарация этой взаимосогласованной группы производится на основе ограничений (3) и (4) с учетом точности измерений сколовых смещений. При равенстве удельных весов у разных вариантов решений тензора в качестве наиболее вероятного выделяется то из решений, которое характеризуется наименьшим значением дисперсии коэффициента  $\mu_\sigma$ .

В не согласующуюся группу выделяются те из сколов, у которых ориентировки векторов  $t$  выходят за пределы допустимого для них диапазона направлений, нормированного тремя ограничениями (2–4), а также точностью исходных измерений этих векторов.

Для каждой из выделенных в результате такой сепарации фаз деформирования определяются: — ориентировки главных осей напряжений и деформаций и показатель их соосности; — геометрический тип поля напряжений (тип деформационного режима); — форма эллипсоида суммарной разрывной части деформации ( $\mu_e$ ); — наиболее повторяемое для выделенной стадии деформирования значение коэффициента Лоде-Надаи ( $\mu_\sigma^{\max}$ ) и значение дисперсии частных решений этого коэффициента (весь спектр частных значений  $\mu_\sigma$  отображается на соответствующих выделенным стадиям гистограммах); — удельный вес однородной группы сколов в общей исходной генеральной выборке.

Описание деформационных режимов проводится с выделением 7 возможных чисто геометрических типов поля напряжений, которые определяются в зависимости от величин углов наклона главных осей  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ , и  $\sigma_3$  к горизонту (углов  $\alpha_1$ ,  $\alpha_2$ ,  $\alpha_3$ , соответственно): (-1-) — сбросового ( $\alpha_2 \leq 30^\circ$ ,  $\alpha_3 \leq 30^\circ$ ); (-2-) сдвигового ( $\alpha_1 \leq 30^\circ$ ,  $\alpha_3 \leq 30^\circ$ ); (-3-) — взбросового ( $\alpha_1 \leq 30^\circ$ ,  $\alpha_2 \leq 30^\circ$ ); (2-3) — взбросо-сдвигового ( $\alpha_1 \leq 30^\circ$ ,  $\alpha_2 > 30^\circ$ ,  $\alpha_3 > 30^\circ$ ); (1-2) сбросо-сдвигового ( $\alpha_1 > 30^\circ$ ,  $\alpha_2 > 30^\circ$ ,  $\alpha_3 \leq 30^\circ$ ); (1-3) — сбросо-взбросового ( $\alpha_1 > 30^\circ$ ,  $\alpha_2 < 30^\circ$ ,  $\alpha_3 > 30^\circ$ ); (-0-) — октаэдрического ( $\alpha_3 > 30^\circ$ ,  $\alpha_2 > 30^\circ$ ,  $\alpha_1 > 30^\circ$ ) типов.

3. Процедура определения относительной хронологии однородных стадий и построения временных рядов полей напряжений. Главная проблема тектонического стресс-мониторинга связана с невозможностью получения на основе геологических данных сколь-нибудь надежных прямых сведений о времени возникновения наблюдаемых на поверхностях гетерогенных нарушений следов сколовых смещений (борозд и зеркал скольжения) а также других, разных по своему типу, индикаторов тектонических напряжений.

В первом приближении решение проблемы возрастной хронологии сколов может быть получено исходя из допущения непрерывности во времени деформационных тектонических процессов в литосфере, в ходе которых на макроскопическом уровне их описания девиаторная часть тензора напряжений не достигает нулевых

значений ( $\tau_{\max} \neq 0$ ). Решение становится возможным в силу свойственных таким процессам непрерывности траекторий главных напряжений во времени и унаследованного между сопряженными фазами деформирования характера эволюции напряженно-деформированного состояния. Эти особенности обуславливают сохранение между сопряженными во времени и пространстве однородносными областями поля напряжений однотипной ориентации одной из главных осей ( $\sigma_1$  или  $\sigma_3$ ) и смену индекса другой на промежуточный ( $\sigma_2$ ) при переходе из одной области в другую. На пространственно-временных границах между этими областями, характеризующихся проявлением осесимметричных («одноосных») условий деформирования, величина коэффициента  $\mu_\sigma$  достигает своего предельного значения равного +1,0 или -1,0.

Такой тип эволюции тектонического поля напряжений описывается непрерывными как во времени, так и пространстве деформационными рядами из определенного набора тесно связанных между собой однородносных напряженных состояний.

В связи с указанными особенностями непрерывных деформационных процессов основной алгоритм мониторинга подчинен нахождению для каждой генеральной выборки сколов некоторой максимально гладкой функции изменения поля напряжений во времени. При этом деформационный цикл в исследуемом, минимальном по площади, пункте наблюдения аппроксимируется определенным временным рядом из однородносных фаз деформирования с минимальными градиентными характеристиками напряжений между соседними по времени и пространству членами деформационного ряда.

Эта задача может иметь единственное решение, если в каждом из пунктов наблюдений известен «конечный» (наиболее молодой) член временного деформационного ряда, а для некоторых опорных пунктов определен геологический возраст не только начального (наиболее древнего), но и конечного членов ряда. При этом очевидно, что в данной постановке задачи в общем случае многоциклического нагружения элементарного объема в условиях постоянства ориентации трех главных осей нагружения может быть выделено не более шести однородносных фаз деформирования в последнем, наиболее молодом деформационном цикле.

В нашем алгоритме, принципиальная схема которого отображена на рис.2, относительная возрастная последовательность реконструированных фаз деформирования определяется на основе полученных для них характеристик: — ориентации главных осей напряжений и соответствующих им семи возможных геометрических типов полей напряжений (-1-;-2-;-3-;1-2;1-3;2-3;0); — удельного веса соответствующих этим фазам сколовых подвижек ( $P\%$ ); — показателя соосности эллипсоидов напряжений и деформаций; — значения дисперсии коэффициента  $\mu_\sigma$  ( $Dsp$ ).

При этом на основе рассматриваемых во второй части статьи результатов сопоставления геологических данных полагается, что в силу относительно худшей сохранности следов более древних сколовых смещений и большей суммарной деформации более древних структур конечный, наиболее молодой член деформационного ряда, характеризуется наибольшим в ряду значением весового процента ( $P\%$ ), наилучшей соосностью и наименьшей величиной  $DSP$ . В соответствии с этими приоритетами в каждом из статистически представительных пунктов наблюдений выделяется наиболее молодая фаза тектонического деформирования (I поле на рис.2).

На последующих стадиях построения временного ряда (II–VI) в силу постулата о непрерывном ( $\tau_{\max} \neq 0$ ) и унаследованном характере развития региональных деформационных процессов рассматриваются две возможных ветви продления ряда во



времени: с унаследованным сохранением ориентации оси  $\sigma_1$  (I версия) и оси  $\sigma_3$  (II версия). Задача однозначного выделения последующих сопряженных членов деформационного ряда подчинена нахождению некоторой максимально гладкой аппроксимирующей функции с минимальными градиентными характеристиками напряжений и сколовых деформаций между соседними по времени фазами деформирования.

Дальнейшее наращивание временного ряда производится с учетом пяти параметров, включающих в себя помимо трех указанных выше, две характеристики степени унаследованности напряженно-деформированного состояния между разными фазами - величины приращения значений коэффициента Лоде-Надаи для эллипсоидов сколовых деформаций ( $\Delta\mu_c$ ) и показателя расхождения в ориентировках главных осей  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ , характеризуемого значением угла  $\Delta\beta_1$  или  $\Delta\beta_3$ , соответственно. При этом полагается - чем меньше значение этих характеристик, тем выше степень унаследованности сопоставляемых между собой полей напряжений. Отображенная на рис. 2 последовательность перечисленных параметров выстроена по мере убывания их приоритетов.

Статистический характер рассмотренных процедур обуславливает необходимость исследования устойчивости получаемых для деформационных рядов решений в зависимости от режима сепарации сколов. Основной фильтр, контролирующий этот режим, нормирует допустимый для однородного объема диапазон пространственно-временных вариаций направлений главных осей напряжений. В соответствии с этим фильтром каждая из генеральных выборок исследуется при разных по жесткости режимах сепарации с целью выявления для каждого из пунктов наблюдений наиболее устойчивых и взаимосвязанных между собой вариантов решений деформационных рядов. Все допустимые в пределах одного доверительного уровня варианты решений исследуются на заключительной стадии мониторинга с целью достижения единственности решения.

4. *Процедура пространственно-временной синхронизации деформационных рядов.* Она подчинена взаимному согласованию пространственных и временных рядов тектонических полей напряжений, исходя из предпосылки о непрерывности траекторий главных напряжений во времени и пространстве и унаследованном характере развития деформационного процесса. Согласование этих рядов производится на основе решений, полученных для сопряженных в пространстве генеральных выборок при разных режимах их сепарации. Принципиальная схема выделения взаимосогласованных в пространстве и времени решений иллюстрируется на пространственно-временной матрице (рис. 2, в).

Для сопряженных в пространстве пунктов наблюдений (I-VII) на рис. 2, в отображены возможные варианты построения временных рядов. В верхнем ряду тип деформационного режима обозначается цифрой: 1 — для деформационных режимов сбросового типа; 2 — сдвигового; 3 — взбросового. В нижнем ряду эти режимы расположены в относительной временной последовательности: от I (наиболее молодого) до VII (наиболее древнего), а в верхнем ряду — в пространственной последовательности.

Пространственно-временная корреляция деформационных режимов проводится последовательно между всеми сопряженными в пространстве пунктами наблюдений с учетом ориентировок субгоризонтальных осей напряжений (отображенных на матрице стрелками) и всех допустимых для этих пунктов вариантов построения временных рядов. Из всех этих вариантов выделяется только такая совокупность рядов, которая обеспечивает выполнение условия непрерывности траекторий главных напряжений как во времени, так и в пространстве. Это условие выполняется,

когда в пространственной последовательности отсутствует вариант наиболее резкой смены напряженного состояния с переиндексацией двух предельных напряжений: ( $\sigma_1 \rightleftharpoons \sigma_3$ ), а эволюция этих режимов как во времени, так и в пространстве характеризуется последовательной переиндексацией главных напряжений со сменой предельного индекса напряжения на промежуточный:  $\sigma_1 \rightleftharpoons \sigma_2 \rightleftharpoons \sigma_3$ .

Области распространения однотипных режимов ограничены в ряду тонкими линиями. На этих границах, соответствующих осесимметричным условиям деформирования величина коэффициента Лоде-Надаи достигает своего предельного значения равного  $-1,0$ , если  $\sigma_1 \rightleftharpoons \sigma_2$  и ориентация оси  $\sigma_3$  унаследовано сохраняется между сопряженными областями поля, или  $+1,0$ , когда  $\sigma_3 \rightleftharpoons \sigma_2$ , а ориентация оси  $\sigma_1$  сохраняется неизменной.

Рассмотренные процедуры тектонического мониторинга обеспечивают возможность выделения синхронизированных между собой непрерывных рядов тектонических напряжений. При этом каждый из членов деформационного ряда описывает совокупность разновозрастных, но однотипных полей напряжений в последнем для исследованного объема деформационном цикле. Наиболее надежная синхронизация основных фаз деформирования в этом цикле по конечным, наиболее молодым, членам деформационного ряда, зафиксированным в разных пунктах наблюдений, достигается путем согласования этих рядов с данными сейсмических наблюдений.

Геологический возраст начального, наиболее древнего в ряду, деформационного режима определяется из результатов анализа возрастных выборок сколов в некоторых опорных пунктах наблюдений. Верхняя возрастная граница этого режима определяется как та из границ в стратиграфическом разрезе исследуемого региона, выше которой проявление этого режима в деформационных рядах не регистрируется. Геологический возраст этой границы ставится в соответствие времени формирования поверхностей размывов и угловых несогласий или фазе аномального возрастания скорости тектонических деформаций. При этом полагается, что свойственная осесимметричным ( $|\mu_\sigma|=1$ ) стадиям деформирования коническая форма поверхности  $\tau_{\max}$  обуславливает существенное повышение пластичности геологической среды и, соответственно, скорости тектонической деформации в силу характерного только для этих стадий аномального расширения спектра структурных дефектов, удобных для развития сколовых деформаций.

Наиболее проблематичным остается определение возраста промежуточных членов деформационного ряда. Но и эта проблема при достаточном уровне стратиграфической и тектонической изученности региона и соответствующем уровне представительности исходной для мониторинга базы данных также может быть разрешима.

## 2 ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ ПРИЧЕРНОМОРСКОГО РЕГИОНА

К настоящему времени удалось собрать представительные исходные данные по трем районам Причерноморья: по Крыму, Западному Кавказу и Приазовью. Эти районы, как известно, существенно различны в геотектоническом отношении. Первые два относятся к молодым вторичным орогенам, в то время как Приазовье является частью древней платформы. Между ними прослеживается южная граница Русской платформы, вытянутая в восток-северо-восточном направлении и северная часть Скифской плиты.

Однако намечаются и общие черты структуры рассматриваемых районов. Эти общие черты касаются симметрии современных полей напряжений, относительно



зоны коллизии, которая располагается между Русской платформой и Аравийской плитой. Эта общность проявлена в контроле южной окраиной Русской платформы направлений осей сжатия и растяжения современных полей напряжений Крыма, Западного Кавказа и Приазовья (рис.3, 4).

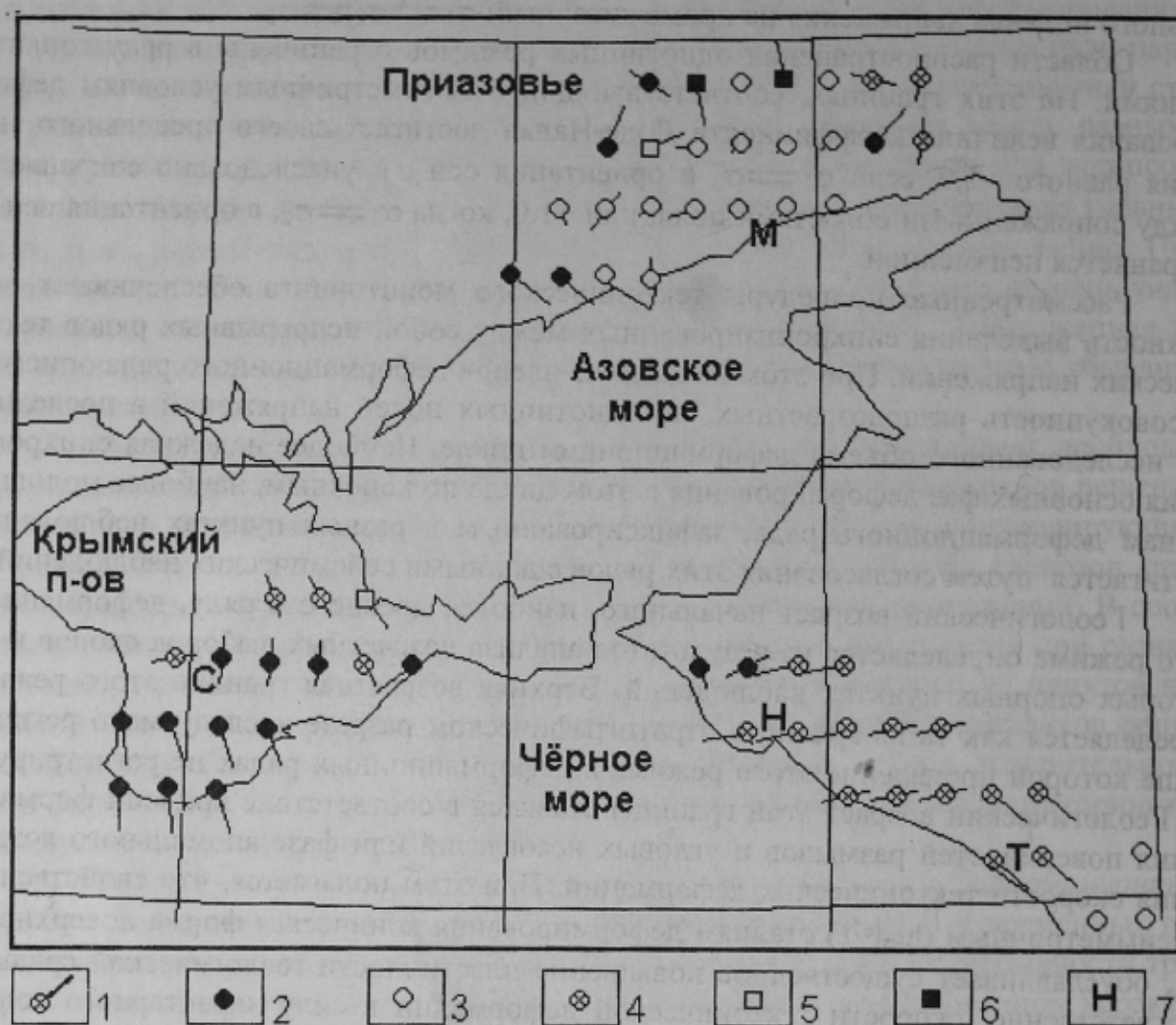


Рис. 3. Схема ориентировок оси сжатия самого молодого поля напряжения Причерноморья: 1 — точки реконструкций параметров поля напряжений; отрезок показывает направление падения оси эллипсоида напряжений, короткий отрезок указывает на крутое падение оси, длинный — пологое; 2-6 — тип тектонического поля напряжений: 2 — взбросовый, 3 — сбросовый, 4 — сдвиговый, 5 — взбросо-взбросовый, 6 — взбросо-сдвиговый; 7 — города: Мариуполь (М), Симферополь (С), Новороссийск (Н), Туапсе (Т)

Далее будут рассмотрены особенности полей напряжений указанных регионов.

Описание методики реконструкции поля напряжений приведено в первой части статьи.

**Западный Кавказ.** Здесь наблюдается вдоль общего направления коллизии с юго-востока на северо-запад последовательная смена сбросового типа поля, сдвиговым и взбросовым полем (рис. 3, 4). Район распространения взбросового поля характеризуется субвертикальным положением оси растяжения (рис. 4). Направление оси сжатия варьирует от северо-восточного до северо-западного (рис. 3). Этот блок имеет тектонический контакт со сдвиговым полем. Зона распространения сдвигового поля по распределению ориентировок осей напряжений подразделяется на две части — западную и восточную. Ось сжатия в западной части слабонаклонена на вос-

ток, а растяжение направлено горизонтально в меридиональном направлении. В восточной области сдвигового поля сжатие под небольшим углом падает на юго-восток, а растяжение — на северо-восток. Сдвиговое поле напряжений сменяется сбросовым, в котором ось сжатия становится вертикальной. Такая последовательность изменения поля напряжений связана с внутренней зональностью коллизионного блока и требует дальнейшего более полного исследования.

Рассматривая распределение значений коэффициента Лодэ-Надаи на площади Западного Кавказа следует отметить то, что большая часть региона находится в состоянии растяжения и лишь в юго-восточной части реконструируется область сжимающих усилий (рис. 5). Наиболее максимальные растягивающие силы концентрируются в районе г.Новороссийск. В связи с этим, в указанном районе следует проводить противооползневые мероприятия, а также следить за устойчивостью инженерно-технических сооружений.

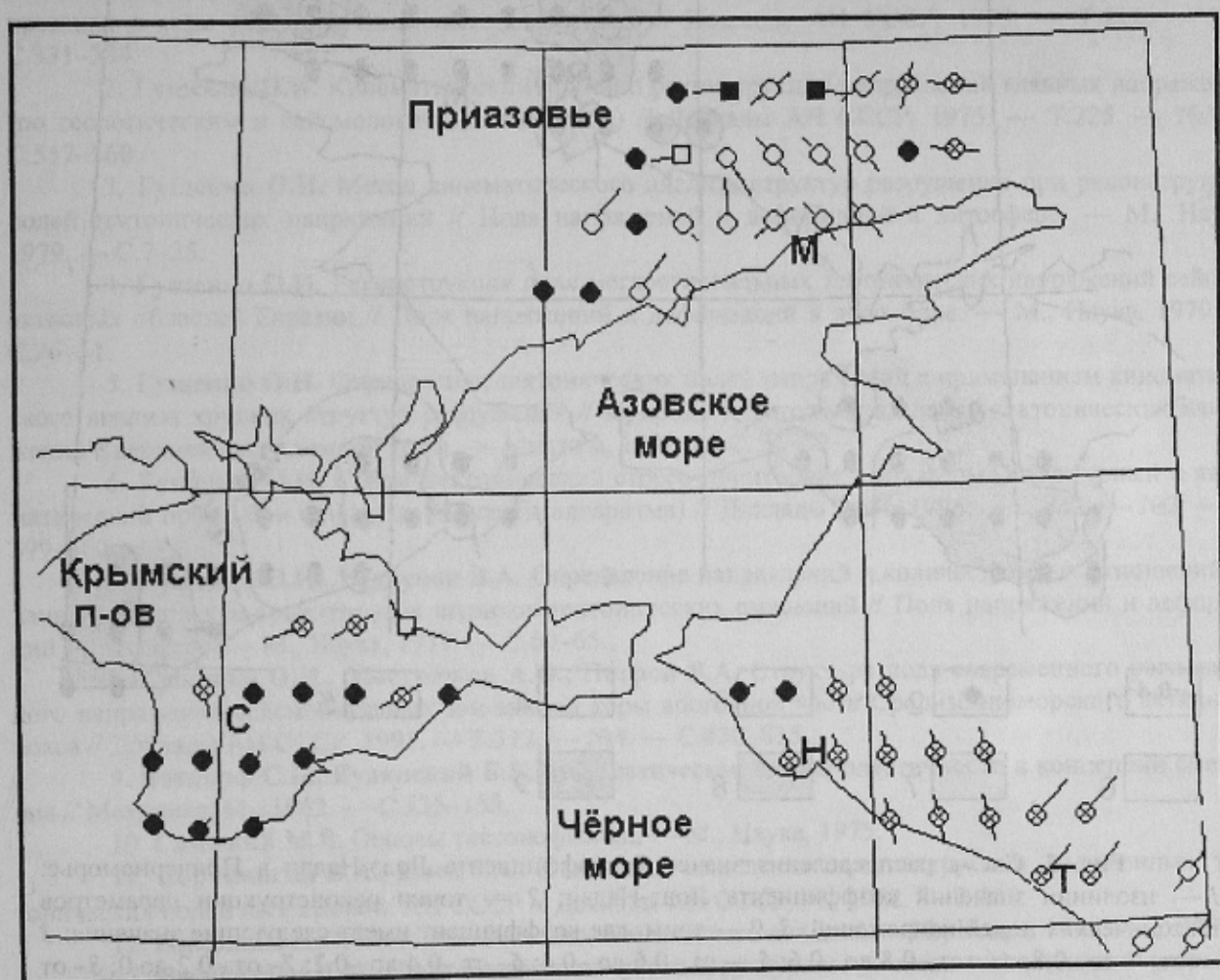


Рис. 4. Схема ориентировок оси растяжения самого молодого поля напряжения Причерноморья. Условные обозначения на рис. 3

**Крым.** Поле напряжений Крыма реконструировано для южной части полуострова. Современное поле напряжений Крыма характеризуется преобладанием взбросового поля в пределах горной части полуострова (рис. 3, 4). Ось растяжения направлена вертикально, а сжатие в южном или юго-восточном направлении. К северу и северо-западу область взбросового поля сменяет сбросовый тип поля напряжений, растяжение в котором направлено горизонтально в юго-западном направлении (рис. 4). Сжатие в этом районе направлено на северо-запад (рис. 3). Из этого следует



вывод, что на ориентировки осей напряжений оказывает влияние южная окраина Евро-Азиатской плиты.

Большая часть исследуемой территории испытывает слабосжимающие напряжения (рис. 5). Только в одном пункте расчета тектонофизических параметров реконструированы растягивающие напряжения.

При рассмотрении особенностей распределения полей напряжений Западного Кавказа и Крымского полуострова обращает на себя внимание общность в ориентировках взбросового поля напряжений. Поэтому возможно, что существует непрерывная полоса взбросового поля от Горного Крыма до Новороссийска на черноморском побережье Кавказа.

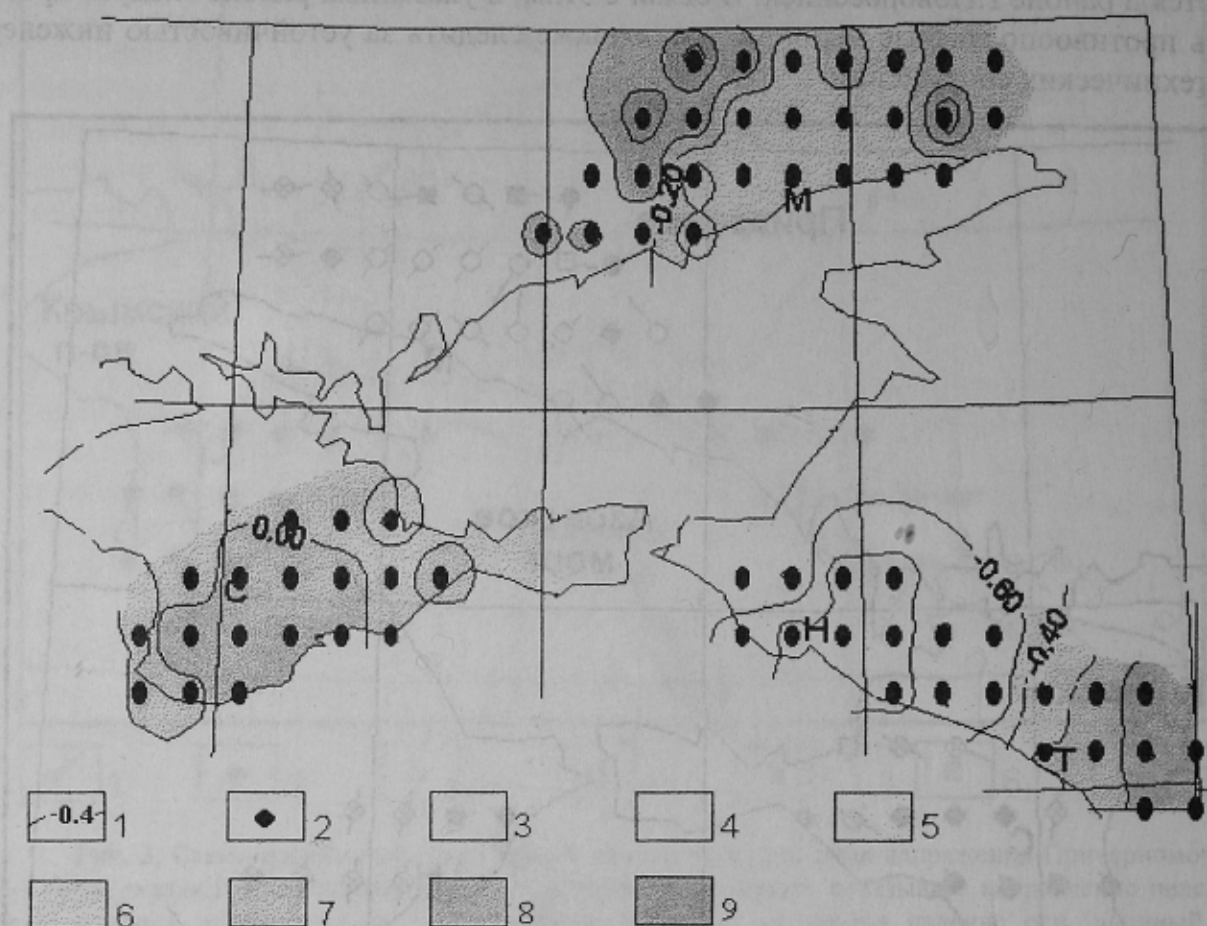


Рис. 5. Схема распределения значений коэффициента Лодэ-Надаи в Причерноморье: 1 — изолинии значений коэффициента Лодэ-Надаи; 2 — точки реконструкции параметров тектонических полей напряжений; 3–9 — зоны, где коэффициент имеет следующие значения: 3 — от  $-1$  до  $-0,8$ ; 4 — от  $-0,8$  до  $-0,6$ ; 5 — от  $-0,6$  до  $-0,4$ ; 6 — от  $-0,4$  до  $-0,2$ ; 7 — от  $-0,2$  до  $0$ ; 8 — от  $0$  до  $+0,2$ ; 9 — от  $+0,2$  до  $+0,4$

**Приазовье.** Поле напряжений Приазовского блока Украинского щита характеризуется довольно высокой изменчивостью (рис. 3, 4). Это можно объяснить высокой тектонической нарушенностью. В центральной части Приазовского кристаллического массива, севернее г. Мариуполь реконструируется сбросовый тип поля напряжений. Сжатие здесь ориентировано вертикально (рис. 3), а растяжение — в северо-западном направлении (рис. 4). Вероятно, что такие характеристики поля напряжений обусловлены существованием Мариупольско-Харьковского глубинного разлома. На периферийных частях описанного тектонического блока поле напряжений имеет разнообразные характеристики.

Распределение значений коэффициента Лодэ-Надаи на территории Приазовья характеризуется преобладанием растягивающих усилий (рис. 5). Сжимающие усилия получены для северо-восточной части Приазовского кристаллического массива.

Обобщая полученные характеристики полей напряжений Причерноморского региона следует отметить, что ориентировки осей сжатия и растяжения в основном зависят от положения южной границы Русской платформы. Однако для выявления всех особенностей современных полей напряжений коллизионной зоны Причерноморья, их связи с геологическим строением требуются дополнительные тектонофизические исследования с привлечением последних геофизических и геологических данных о структуре региона.

### Библиографический список

1. Гущенко О.И. Анализы следов тектонических смещений и их тектонофизическая интерпретация в ходе реконструкции палеонапряжений // Доклады АН УССР, 1973, — Т.210. — №2. С.331–334.
2. Гущенко О.И. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным) // Доклады АН СССР, 1975. — Т.225. — №3 — С.557–560.
3. 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.
4. Гущенко О.И. Реконструкция поля мегарегиональных тектонических напряжений сейсмоактивных областей Евразии // Поля напряжений и деформаций в литосфере. — М., Наука, 1979. — С.26–51.
5. Гущенко О.И. Определение тектонических полей напряжений с применением кинематического анализа хрупких структур разрушения // Природа и метод определения тектонических напряжений в верхней части земной коры. — Апатиты, 1982. — С. 35–52.
6. Гущенко О.И. Сеймотектонический стресс-мониторинг литосферы (структурный и кинематический принцип и основные элементы алгоритма) // Доклады РАН, 1996. — Т.346. — №3. — С. 399–402.
7. Гущенко О.И., Кузнецов В.А. Определение направлений и количественных отношений по данным комплекса ориентировок штрихов тектонических смещений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. — М., Наука, 1979. — С.60–65.
8. Гущенко О.И., Мострюков А.О., Петров В.А. Структура поля современного регионального напряжения сейсмоактивных зон земной коры восточной части Средиземноморского активного пояса // Доклады АН СССР, 1991. — Т.312. — №4. — С.830–835.
9. Батдорф С.Б., Будянский Б.К. Математическая теория пластичности в концепции смещения // Механика. М., 1962. — С.135–155.
10. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. — М., Наука, 1975.
11. Корчемагин В.А., Емец Е.С. К методике выделения и реконструкции наложенных тектонических полей напряжений. АН СССР // Доклады АН СССР, М., 1982. — Т.263.
12. Николаев П.О. Методика тектонодинамического анализа. — М., Недра, 1992. — С.295.
13. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа тектонических разрывов // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. — М., 1987. — С.173–235.
14. Ризниченко Ю.В. О сейсмическом потоке в горных массивах // Динамика земной коры. — М., 1965. — С.56–63.
15. Степанов В.В. Количественная оценка тектонических деформаций // Поля напряжений и деформаций в литосфере. — М., Наука, 1979. — С.67–71.
16. Юнга С.О. Методы и результаты изучения сеймотектонических деформаций. — М., Наука, 1990. — С.190.

© Гущенко О.И., Гущенко Н.Ю., Мострюков А.О., Кузнецов В.А., Сергеев А.А., Петров В.А., Ильин А.В., Расцветаев Л.М., Тверетинова Т.Ю., Сим Л.А., Корчемагин Д.В., Васильев Н.Ю., Дудник В.А. Корчемагин В.А., 2001