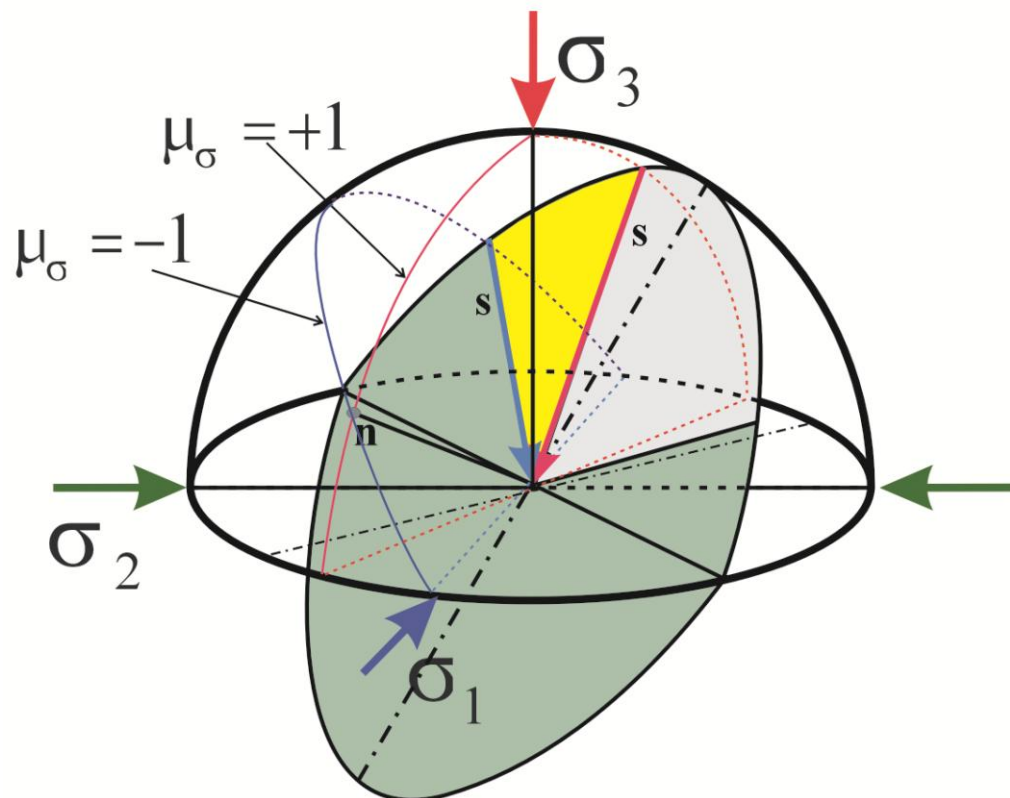


Сейсмостойкость сооружений
Лекционный курс
Часть 1 СОВРЕМЕННАЯ ФИЗИКА ЗЕМЛИ

Омск
2020

Часть I. Лекции



Тема 1. ГЕОМЕХАНИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ПРИРОДНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ

При изучении природных напряжений геолог, сейсмолог или геофизик использует положения и термины механики. Тектонофизика выработала свои способы и подходы к описанию геомеханического состояния деформируемых горных пород, которые не используются в классической механике. Здесь в основном будут изложены базисные положения механики, применяемые при изучении природных напряжений по геологическим и по сейсмологическим индикаторам деформаций.

Напряжения

Касательные и нормальные напряжения. В курсе механики сплошной среды Л.И. Седова [1983] на стр. 21 можно прочитать «В телах с дискретным молекулярным строением внутренние напряжения являются статистическим средними, обусловленными как непосредственными силами взаимодействия между молекулами, расположенными по разные стороны от рассматриваемого сечения, так и переносом макроскопического теплового движения молекул». Более просто, можно сказать, что под напряжением принимается величина силы F , деленная на единицу площади S , вдоль которой эта сила приложена, при устремлении линейного размера площадки к нулю:

$$\sigma = \frac{F}{S} \quad \text{при } S \rightarrow 0. \quad (1)$$

В этом случае говорят о напряжениях в “точке среды”. При анализе состояния неоднородных, многофазных на микроскопическом уровне сред переходят к более общему понятию напряжений, отбрасывая положение о бесконечной малости площадки осреднения. В этом случае под точкой, для которой рассчитываются параметры напряженного состояния, понимается центр объема осреднения параметров макроскопического масштаба. Таким образом, понятие “напряжения” неразрывно связано с линейным размером площадки, для которой эти напряжения рассчитываются.

В приложении к реально решаемым тектонофизикой задачам масштабы усреднения напряжений составляют от десятков и сотен метров (палеостресс по данным геологических индикаторов), до десятков и сотен километров (современные напряжения по данным о механизмах очагов землетрясений). При этом объем, к которому будут отнесены полученные результаты оценки напряжений, содержит множество трещин и разрывов, данные о которых собственно и позволяют эти напряжения получить.

С другой стороны, в механике, когда дается определение напряжений, считается, что площадка, на которой действуют напряжения не разделена трещинами. Таким образом, данное определение напряжений не очень подходит к решаемой в тектонофизике задаче. В заключительной части этой монографии будет дано другое определение напряжений, учитывающее проблему деформирования исходно трещиноватого массива.

Существуют два основных типа компонент напряжений, различающихся по способу приложений силы к площадке среды: нормальные и касательные. В первом случае сила приложена перпендикулярно площадке, а во втором по касательной к ней (рис. 1). Нормальные напряжения вызывают удлинения и укорочение в направлении их действия, а касательные напряжения создают деформации сдвига – перекашивания в плоскости, содержащей нормаль к площадке и направление действия касательного напряжения.

Для того чтобы различать нормальные и касательные напряжения, часто используется два разных символа, соответственно σ_n и τ_n . Нижний индекс указывает, что нормалью к площадке действия данных напряжений является вектор $\mathbf{n}$. Также часто используется одинаковый символ для обозначения данных напряжений, различие напряжений определяется с помощью второго нижнего индекса σ_{nn} и σ_{ns} . В первом случае индекс nn показывает, что напряжение действует на площадке, нормалью к которой является вектор $\mathbf{n}$, и направлено вдоль этого вектора. Во втором случае индекс ns показывает, что напряжение действует также на площадке с нормалью $\mathbf{n}$, но направлено вдоль ортогонального ему вектора $\mathbf{s}$ (рис. 1).

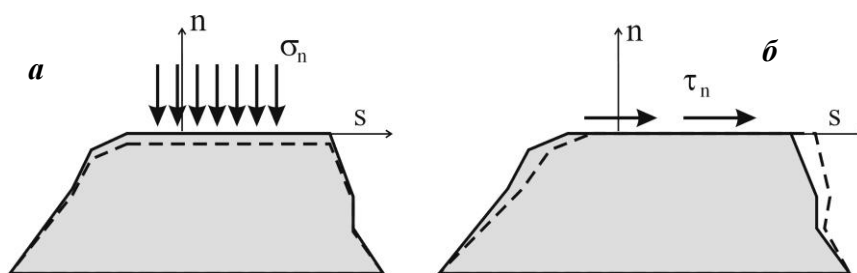


Рис. 1. Два типа напряжений, действующих на площадке среды: нормальные σ_n (а) и касательные τ_n (б)

Тензор напряжений. В механике напряженное состояние в «точке» в произвольной системе координат XYZ полностью описывается тензором напряжений $\mathbf{T}_\sigma$ (stress tensor) второго ранга, компоненты напряжений σ_{ij} ($i, j = x, y, z$) этого тензора действуют на гранях куба, мысленно выделенного в деформированном объеме среды и связанного с некоторой системой координат (рис. 2).

$$\mathbf{T}_\sigma = \begin{vmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{vmatrix}. \quad (2)$$

Здесь первый нижний индекс при напряжениях σ_{ij} идентифицирует нормаль к плоскости, на которой действует компонента напряжений, а второй определяет направление, в котором ориентировано данное напряжение. На рис. 2 компоненты напряжений показаны только для видимых граней куба. Каждая грань куба имеет грань ей параллельную. Из условия равновесия импульса сил в любом из трех ортогональных направлений (сумма напряжений равна нулю) следует, что на параллельных гранях действуют тождественные по величине, но противоположно направленные компоненты напряжений.

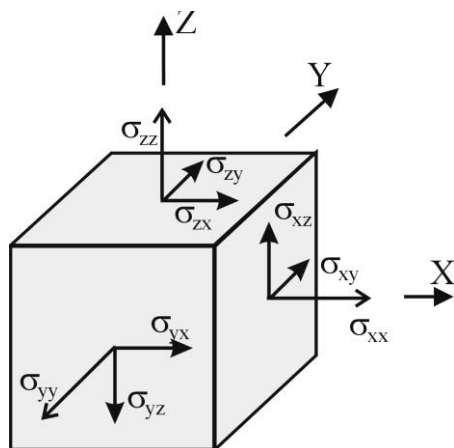


Рис. 2. Ориентация компонент тензора напряжений σ_{ij} ($i, j = x, y, z$): на трех видимых взаимно ортогональных гранях куба. Компоненты напряжений, действующие на невидимых гранях куба, здесь не показаны

Таким образом, понятие тензор напряжений означает совокупность из шести параметров – компонент, определяющих величину напряжений на трех взаимно ортогональных плоскостях.

В силу того, что пара нормальных напряжений действует на обе параллельные грани куба в противоположном друг другу направлении, в механике существует термин ось – направление действия напряжений. До тех пор пока мы с помощью нормали не определили конкретное положение плоскости, для которой идентифицируется нормальное напряжение, нельзя говорить о векторе напряжений (см. далее).

Нормальные и касательные напряжения. Компоненты напряжений с повторяющимися индексами (σ_{ii}) называют продольными (elongation) напряжениями, вызывающими в среде удлинение (extension) или укорочения (shortening) вдоль направления их действия. Эти напряжения также принято называть нормальными напряжениями, т.е. напряжениями, действующими по нормали к граням куба. Стрелка продольной компоненты напряжений (σ_{ii}) на рис. 2 характеризует только его ориентацию в пространстве, но не определяет знак напряжений: сжатие (compression) или растяжение

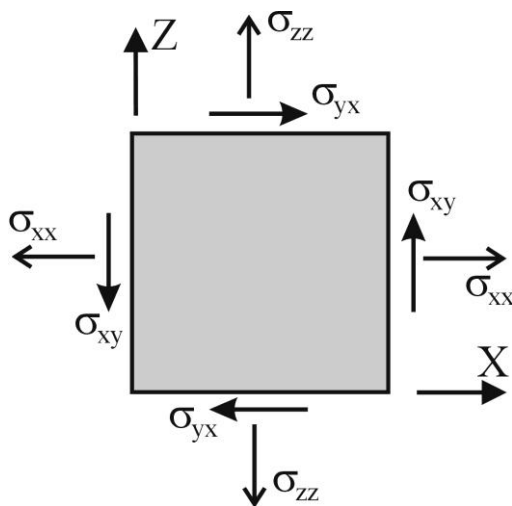


Рис. 3. Ориентация напряжений, действующих на парах параллельных и ортогональных граней куба и лежащих в плоскости, ортогональной всем этим граням (плоскость с нормалью Y). Направления действия касательных напряжений отвечают положительным их значениям согласно принятому для них правилу знаков

(tension). Каждая компонента нормальных напряжений, действующих на одной грани куба, взаимно уравновешена такой же по величине интенсивностью напряжений, действующих на противоположной параллельной грани куба (рис. 3). Поэтому стрелки, отвечающие нормальным напряжениям на параллельных гранях куба, ориентированы в противоположном направлении.

Компоненты напряжений с неодинаковыми индексами (σ_{ij} при $i \neq j$) именуют касательными напряжениями (shear stresses), т.к. они действуют вдоль плоскости грани куба. Касательное напряжение на одной грани куба уравновешено другим касательным напряжением, действующим на параллельной грани (рис. 3). Касательные напряжения с индексами, сменившими порядок расположения, действуют на гранях куба, ортогональных друг другу. В классической механике считается, что они равны друг другу $\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$. Это требование означает, что момент вращения от двух пар касательных напряжений на ортогональных гранях куба взаимно уравновешивается. Из этого постулата следует отсутствие внутренних независимых моментов вращения (безмоментная теория деформаций) и, таким образом, для описания деформаций среды достаточно знать поле приращений перемещений, вызванных каким-либо внешним или внутренним источником нагружения.

Напряжения в классической механике всегда обозначают символом σ , разделяя нормальные и касательные напряжения повторяющимися и не повторяющимися индексами. Иногда можно встретить обозначение касательных напряжений не σ_{ij} , а τ_{ij} . Также при переходе к девиаторным компонентам тензора напряжений (см. далее) для нормальной и касательной компонент используют обозначение s_{ij}

Правило знаков для напряжений. Знак нормальных напряжений в классической механике связан с характером продольных деформаций, формирующихся под действием этих напряжений. Если в результате деформирования вдоль данного направления имеет место удлинение, то знак соответствующих продольных деформаций и напряжений принимается положительным. Если имеет место укорочение, то знак продольных деформаций и напряжений принимается отрицательным. Таким образом, в классической механике [Работнов, 1979] напряжения растяжения определяются как положительные, а напряжения сжатия как отрицательные (рис. 4).

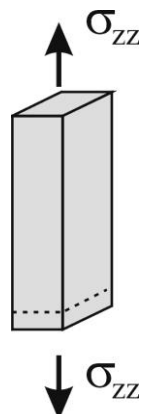


Рис. 4. Определение знака нормальных напряжений в классической механике на основе характера деформаций продольных деформаций (растяжение положительно). Пунктиром показана первоначальная длина стержня, сплошными линиями форма стержня после растяжения

Отметим, что в горном деле [Гудман, 1987] и в зарубежной тектонофизике [Angelier, 1984] иное правило знаков нормальных напряжений. Здесь положительными считаются напряжения сжатия. Принятое в горном деле правило знаков связано с тем фактом, что горняки имеют дело с породами в глубине земли, где их собственный вес практически повсеместно создает сжимающие напряжения.

Поскольку в момент становления этого научного направления (19-ый и начало 20 века) горные инженеры оперировали только параметрами напряжений и практически не использовали закон Гука, отражающий взаимосвязь напряжений и упругих деформаций, то было удобным в качестве положительных принимать сжимающие напряжения. На самом деле принятие укорочения в качестве положительной меры деформации расходится с принятым в физике правилом знаков физических величин (уменьшение чего-то отрицательно, а увеличение – положительно). В настоящее время в горном деле кроме методов экспериментальной оценки напряжений (измерение напряжений в породном массиве – *in-situ*), также используются математические методы расчета напряжений, базирующиеся на всем комплексе определяющих соотношений механики (закон Гука, соотношение Коши, уравнения равновесия) и опирающиеся на стандартные пакеты прикладных программ, в которых применяется правило знаков классической механики.

В отличие от нормальных напряжений знак касательных напряжений зависит от их ориентации в выбранной системе координат. Для площадки, нормаль к которой совпадает с положительным направлением оси координат, положительный знак касательного напряжения принимается при совпадении его ориентации с положительным направлением другой оси координат (см. рис. 3). Для площадки, нормаль к которой совпадает с отрицательным направлением оси координат, положительный знак касательного напряжения принимается при совпадении его ориентации с отрицательным направлением другой оси координат. Такой выбор знаков связан с правилом уменьшения в процессе деформирования угла между волокнами, направленными вдоль соответствующих осей координат при положительном сдвиге [Новожилов, 1948]. На рис. 2 все компоненты касательных напряжений показаны как имеющие положительные значения.

Вектор полных касательных напряжений и вектор напряжений, действующих на плоскости.

Если указать положение плоскости, то от представлений о напряжениях, действующих в каком-то направлении (вдоль оси), можно перейти к понятию вектора напряжений. Для касательных напряжений, действующих на одной плоскости (компоненты напряжения, имеющие одноименный первый нижний индекс), применимо правило суммирования векторов. На рис. 5, *a* показана полная компонента касательных напряжений τ_x – вектор касательных напряжений, действующий на одной из граней куба с нормалью X , изображенного на рис. 2.

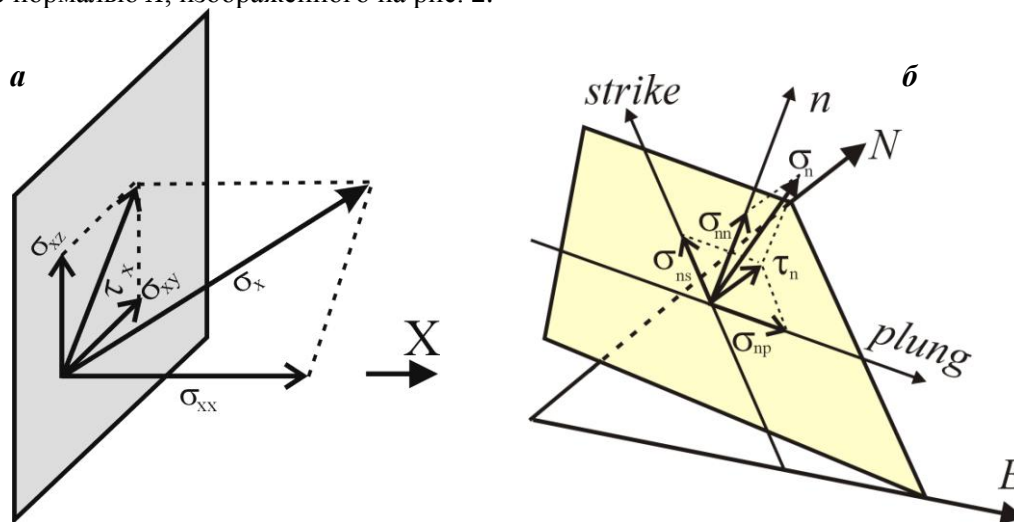


Рис. 5. Векторы напряжений, действующие на определенной плоскости: *a*) Вертикальная грань куба (рис. 2), заданная ориентацией нормали x . Вектор касательных напряжений на плоскости τ_x определяется векторной суммой компонент касательных напряжений, действующих в направлении осей y и z . Вектор полных напряжений σ_x – векторная сумма τ_x и σ_{xx} ; *б*) Плоскость разрыва, нормалью к которому является вектор n (пояснения в тексте). Такое же, как и для «*a*», правило нахождения полного касательного напряжения τ_n и полного вектора напряжений σ_n .

Для определения вектора простираемости плоскости и вектора погружения используется географическая система координат с направлениями на север (N) и восток (E)

Векторная сумма полного касательного напряжения τ_x и нормальной компоненты напряжений σ_{xx} , дает полный вектор напряжений σ_x , действующий на плоскости с нормалью X . Вектор напряжений σ_{xx} ортогонален плоскости только в частном случае ориентировки этой плоскости (плоскость действия главных напряжений – см. далее).

В геологии и тектонофизике часто необходимо знать, в каком направлении действуют касательные напряжения на плоскости разрыва. Этому случаю более подходит рис. 5, б, на котором плоскость анализа напряжений ориентирована наклонно. Здесь в качестве системы координат приняты оси, связанные с плоскостью разлома и часто используемые в геологии и сейсмологии: strike и plunge – вектора простираения и погружения плоскости соответственно.

Таким образом, понятие вектора напряжений может применяться только тогда, когда указывается положение площадки (плоскости), которой и соответствует вектор касательных напряжений, вектор нормальных напряжений и полный вектор напряжений. При описании напряженного состояния удельного объема среды следует говорить о тензоре напряжений, который характеризует совокупность из трех пар векторов полных напряжений на гранях шестигранного прямоугольника.

Соотношения напряжений в разных ортогональных системах координат. На рис. 2 были показаны компоненты тензора напряжений в произвольной ортогональной системе координат x, y, z . Поскольку приводимые ниже выражения для напряжений будут использоваться в тектонофизике, геологии, сейсмологии и геодинамике, то далее в качестве базовой системы координат примем *топоцентрическую* (рис. 6), опирающуюся на ортогональную правую тройку векторов N, E, Z в данной точке на поверхности земли. Здесь N – вектор на север, E – вектор на восток, Z – вектор к центру Земли (противоположен по направлению вектору на зенит).

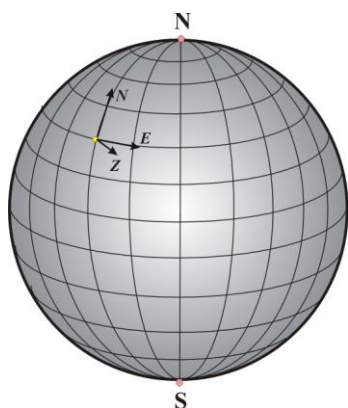


Рис. 6. Топоцентрическая система координат, используемая при определении параметров напряжений в науках о Земле.

Вектор N направлен на северный полюс, вектор E – на восток, вектор Z – к центру Земли для точки поверхности с заданной широтой и долготой в географической системе координат

На рис. 7, а изображены компоненты напряжений, действующие на четырех гранях скошенной треугольной пирамиды. Три грани этой пирамиды в качестве нормалей имеют вектора N, E, Z (следовательно, эти грани ортогональны друг другу). Считаем, что напряжения, действующие на этих гранях, нам известны, т.е. известен тензор напряжений (2) в системе координат NEZ . Нам необходимо узнать величины напряжений, действующих на скошенной грани.

Такая проблема часто имеет место в тектонофизике, когда известны параметры тензора напряжений в некотором объеме геосреды и требуется узнать направления касательных напряжений на плоскости разлома, рассекающего данный объем

В данном случае на рис. 7, а изображена плоскость «лежачего» крыла разлома (лежачего блока массива), для которой вектора n, p, s образуют ортогональную тройку, при этом вектор s направлен по простираению плоскости с нормалью n , а вектор p в направлении ее погружения (восстания), и компоненты касательных напряжений показаны в направлениях простираения и погружения этой грани. «Висячее» крыло разлома, которое находится сверху над «лежачим» на рис. 7, а, не изображено.

Напряжения на скошенной грани пирамиды (рис. 7, а) можно определить через известные компоненты тензора напряжений в системе координат NEZ . Для этого используется закон равенства нулю суммы сил, действующих в каждом из трех ортогональных направлений для векторов N, E, Z :

$$\text{вдоль оси } N \quad \sigma_{NN}\Omega_N + \sigma_{EN}\Omega_E + \sigma_{ZN}\Omega_Z - (\sigma_{nn}^{\ell_{nN}} + \sigma_{ns}^{\ell_{sN}} + \sigma_{np}^{\ell_{pN}}) \Omega_n = 0 ,$$

вдоль оси E

$$\sigma_{EE}\Omega_E + \sigma_{NE}\Omega_N + \sigma_{ZE}\Omega_Z - (\sigma_{nn}\ell_{nE} + \sigma_{ns}\ell_{sE} + \sigma_{np}\ell_{pE})\Omega_n = 0, \quad (3)$$

вдоль оси Z

$$\sigma_{ZZ}\Omega_Z + \sigma_{NZ}\Omega_N + \sigma_{EZ}\Omega_E - (\sigma_{nn}\ell_{nZ} + \sigma_{ns}\ell_{sZ} + \sigma_{np}\ell_{pZ})\Omega_n = 0.$$

Здесь Ω_i – площадь треугольника с нормалью $i = N, E, Z, n$ соответственно, а

$$\ell_{ni} = \cos \alpha_{ni} \text{ при } i = N, E, Z \quad (4)$$

направляющий косинусы оси n по отношению к осям N, E, Z , где α_{ni} – угол между соответствующими осями и осью n (рис. 7. б).

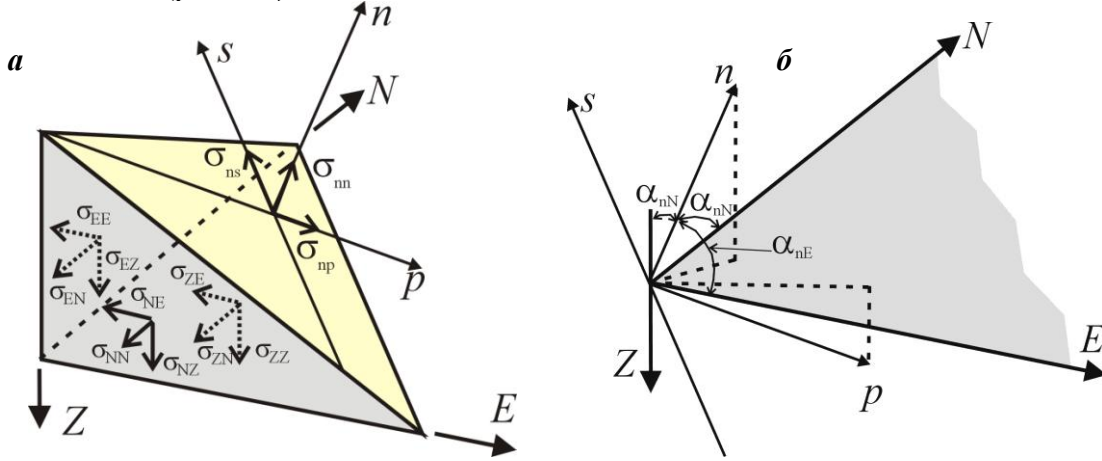


Рис. 7. Соотношения между разными системами координат: а) Напряжения на наклонной площадке с нормалью n скошенной треугольной пирамиды, имеющей три ортогональные грани. Пунктиром показаны компоненты напряжений на невидимых для нас гранях. Компоненты касательных напряжений построены для случая их положительных значений (см. рис. 3). б) Углы направляющих косинусов для векторов системы координат, связанной с наклонной плоскостью (площадкой, разрывом), в географической системе координат (пример углов дан для вектора n)

Поскольку площади Ω_i для трех ортогональных граней пирамиды ($i = N, E, Z$) можно выразить через площадь скошенной грани Ω_n и три направляющих косинуса (4), то соотношения (3) окончательно выглядят следующим образом:

$$\begin{aligned} \sigma_{nn} &= \sigma_{NN}\ell_{nN}^2 + \sigma_{EE}\ell_{nE}^2 + \sigma_{ZZ}\ell_{nZ}^2 + 2\sigma_{EN}\ell_{nN}\ell_{nE} + 2\sigma_{ZN}\ell_{nN}\ell_{nZ} + 2\sigma_{ZE}\ell_{nZ}\ell_{nE}, \\ \sigma_{ns} &= \sigma_{NN}\ell_{nN}\ell_{sN} + \sigma_{EE}\ell_{nE}\ell_{sE} + \sigma_{ZZ}\ell_{nZ}\ell_{sZ} + \\ &+ \sigma_{EN}(\ell_{nN}\ell_{sE} + \ell_{nE}\ell_{sN}) + \sigma_{ZN}(\ell_{nZ}\ell_{sN} + \ell_{nN}\ell_{sZ}) + \sigma_{ZE}(\ell_{nZ}\ell_{sE} + \ell_{nE}\ell_{sZ}), \\ \sigma_{np} &= \sigma_{NN}\ell_{nN}\ell_{pN} + \sigma_{EE}\ell_{nE}\ell_{pE} + \sigma_{ZZ}\ell_{nZ}\ell_{pZ} + \\ &+ \sigma_{EN}(\ell_{nN}\ell_{pE} + \ell_{nE}\ell_{pN}) + \sigma_{ZN}(\ell_{nZ}\ell_{pN} + \ell_{nN}\ell_{pZ}) + \sigma_{ZE}(\ell_{nZ}\ell_{pE} + \ell_{nE}\ell_{pZ}). \end{aligned} \quad (5)$$

Выражения (5) определяют напряжения на наклонной площадке с нормалью n по данным о компонентах напряжений в системе ортогональных координат NEZ . Выражения имеют сложный вид, т.к. значения напряжений на произвольной площадке должны быть связаны со всеми компонентами тензора напряжений какой-либо ортогональной системы координат.

Главные оси тензора напряжений. В силу произвола выбора наклонной площадки (рис. 7, а), можно подобрать такие углы α_{ni} , связывающие нормаль площадки с осями x, y, z , чтобы значения касательных напряжений в выражениях (5) были равны нулю. На такой площадке будет действовать только нормальное напряжение, которое называют главным.

Соотношения (5) определяют возможность наличия только трех подобных площадок, которые будут ортогональны друг другу. Таким образом, существуют три главных напряжения (рис. 8). Площадки, на которых отсутствуют касательные напряжения, называют площадками действия главных напряжений.

Для главных напряжений существует правило присвоения номера нижнего индекса:

$$\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3, \quad (6)$$

т.е. σ_1 это алгебраически наибольшее из главных напряжений, а σ_3 – алгебраически наименьшее из главных. Главное напряжение σ_2 именуют промежуточным главным напряжением.

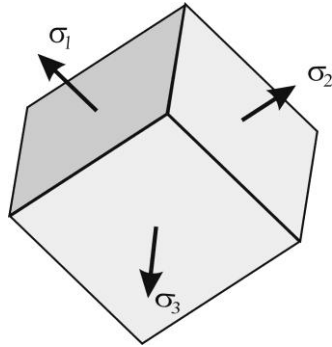


Рис. 8. Ориентация куба с площадками действия трех главных напряжений σ_i ($i = 1, 2, 3$)

Можно показать, что σ_1 является алгебраически наибольшим напряжением из всех нормальных напряжений, рассчитанных по формуле (5) по любому из направлений в данной точке пространства. Соответственно, σ_3 является алгебраически наименьшим напряжением из всех нормальных напряжений, рассчитанных по (5) для любого из направлений в данной точке пространства.

Для принятого знака нормальных напряжений (растягивающие напряжения положительны) σ_1 может быть либо наибольшим растягивающим или наименьшим сжимающим напряжением. Соответственно, σ_3 может быть либо наибольшим сжимающим или наименьшим растягивающим напряжением.

В системе координат, связанной с осями трех главных напряжений, тензор напряжений имеет вид:

$$\mathbf{T}_\sigma = \begin{vmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{vmatrix}. \quad (7)$$

Следует помнить, что для перехода от тензора напряжений в форме (7) к тензору напряжений, записанному в произвольной ортогональной системе координат (2), кроме самих значений главных напряжений необходимо также знать ориентацию осей главных напряжений.

Главные оси тензора напряжений в географической системе координат. Ориентация произвольного вектора $\mathbf{n}$ может быть задана двумя углами, один из которых α определяет азимут его простираения – угол от проекции вектора на горизонтальную плоскость до направления на север, отсчитываемый против часовой стрелки, а другой (β) – угол между вектором $\mathbf{n}$ и его проекцией на горизонтальную плоскость. Для вектора $\mathbf{n}$, ориентированного в направлении погружения, так как это показано на рис. 9, а, в правой координатной системе NEZ (север, восток, к центру Земли) имеем следующие соотношения для направляющих косинусов:

$$\ell_{Nn} = \cos \alpha \cos \beta, \quad \ell_{En} = \sin \alpha \cos \beta, \quad \ell_{Zn} = \sin \beta. \quad (8)$$

Каждая из осей главных напряжений, так же как и вектор $\mathbf{n}$ на рис. 9, а, может быть задана своим азимутом его простираения и углом погружения (восстания). Таким образом, ориентация трех главных осей напряжений σ_i ($i = 1, 2, 3$) может быть определена тремя группами углов α_i и β_i :

$$\ell_{Ni} = \cos \alpha_i \cos \beta_i, \quad \ell_{Ei} = \sin \alpha_i \cos \beta_i, \quad \ell_{Zi} = \sin \beta_i \text{ при } i = 1, 2, 3. \quad (9)$$

Между направляющими косинусами осей главных напряжений существуют три соотношения, являющиеся следствием ортогональности этих осей:

$$\ell_{N1}\ell_{Nj} + \ell_{E1}\ell_{Ej} + \ell_{Z1}\ell_{Zj} = 0 \text{ при } (i \neq j = 1, 2, 3). \quad (10)$$

Надо также помнить, что существует правило нормировки единичных векторов, которые определяют направляющие косинусы:

$$(\ell_{N1})^2 + (\ell_{E1})^2 + (\ell_{Z1})^2 = 1 \text{ при } (i \neq j = 1, 2, 3). \quad (11)$$

Это показывает, что шесть углов α_i и β_i ($i = 1, 2, 3$) переизбыточно определяют ориентацию осей главных напряжений. На самом деле достаточно трех углов (углы Эйлера см. рис. 9, б) для того, чтобы задать ориентацию трех ортогональных друг к другу осей [Ребецкий, 2007]. Таким образом, три значения главных напряжений и *три угла Эйлера*, определяющие ориентацию трех главных осей, эквивалентно заданию шести компонент тензора напряжений в какой-либо системе координат.

При определении ориентации осей главных напряжений из натуральных измерений существует возможность недостаточно точного нахождения значений углов α_i и β_i каждой из осей главных напряжений. В этом случае выражения (10) и (11) будут выполняться не точно и, возможно, с большими ошибками. Также ошибки выполнения (10) и (11) возникают из-за того, что углы α_i и β_i указываются с точностью до целых значений. В силу этого при математических (в компьютерной программе) расчетах необходимо «подправлять» данные, так, чтобы оси главных напряжений становились ортогональными.

Подобное округление значений углов также применяется и при задании осей главных напряжений с помощью эйлеровых углов α, β, φ , но в этом случае выражения (10) и (11) выполняются автоматически.

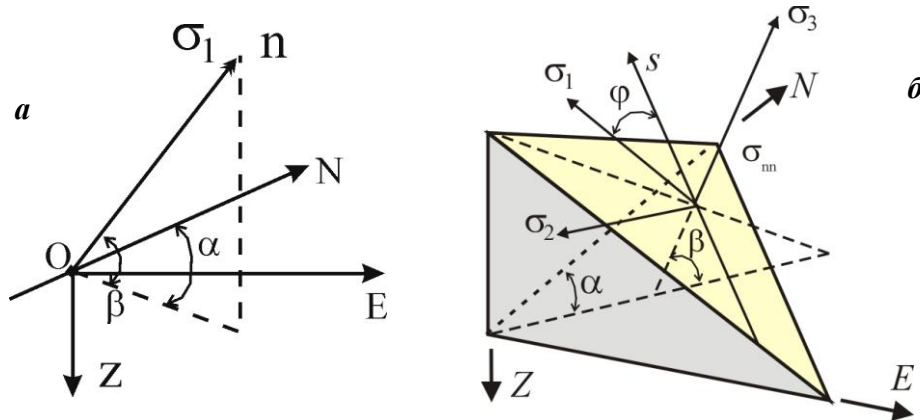


Рис. 9. Схема, определяющая ориентацию осей главных напряжений в системе координат NEZ: а) азимут простираения α_i и погружения β_i определяется для каждой оси главного напряжения σ_i $i = 1, 2, 3$ (так же как определяется для вектора n); б) три угла Эйлера α, β, φ

Заметим, что округление углов также применяется и при задании полюса плоскости трещины (разрыва) ее простираения и угла погружения (восстания). В случае, когда они задаются парами углов α_i и β_i , или еще каким-либо способом с избыточным значением углов (более трех), также возможно невыполнение условий (10).

Расчет напряжений в различных системах координат на основе данных о главных напряжениях. Если известна ориентация главных осей напряжений в географической системе координат, то можно получить выражения для напряжений в географической системе координат NEZ (рис. 7, а):

$$\begin{aligned} \sigma_{NN} &= \sigma_1 \ell_{N1}^2 + \sigma_2 \ell_{N2}^2 + \sigma_3 \ell_{N3}^2, \quad \sigma_{NE} = \sigma_1 \ell_{N1} \ell_{E1} + \sigma_2 \ell_{N2} \ell_{E2} + \sigma_3 \ell_{N3} \ell_{E3}, \\ \sigma_{ZZ} &= \sigma_1 \ell_{Z1}^2 + \sigma_2 \ell_{Z2}^2 + \sigma_3 \ell_{Z3}^2, \quad \sigma_{NZ} = \sigma_1 \ell_{N1} \ell_{Z1} + \sigma_2 \ell_{N2} \ell_{Z2} + \sigma_3 \ell_{N3} \ell_{Z3}, \\ \sigma_{EE} &= \sigma_1 \ell_{E1}^2 + \sigma_2 \ell_{E2}^2 + \sigma_3 \ell_{E3}^2, \quad \sigma_{EZ} = \sigma_1 \ell_{E1} \ell_{Z1} + \sigma_2 \ell_{E2} \ell_{Z2} + \sigma_3 \ell_{E3} \ell_{Z3}. \end{aligned} \quad (12)$$

Используя (12) и (5), можно получить выражения для напряжений на любой наклонной площадке. Если известны направляющие косинусы векторов нормали $\mathbf{n}$ к площадке, а также ее простираения $\mathbf{s}$ и погружения $\mathbf{p}$ с осями главных напряжений (рис. 10), то выражения для компонент напряжений, действующих на этой площадке, станут существенно проще, чем соотношения (5):

$$\begin{aligned}\sigma_{nn} &= \sigma_1 \ell_{n1}^2 + \sigma_2 \ell_{n2}^2 + \sigma_3 \ell_{n3}^2, \\ \sigma_{ns} &= \sigma_1 \ell_{n1} \ell_{s1} + \sigma_2 \ell_{n2} \ell_{s2} + \sigma_3 \ell_{n3} \ell_{s3}, \\ \sigma_{np} &= \sigma_1 \ell_{n1} \ell_{p1} + \sigma_2 \ell_{n2} \ell_{p2} + \sigma_3 \ell_{n3} \ell_{p3}.\end{aligned}\tag{13}$$

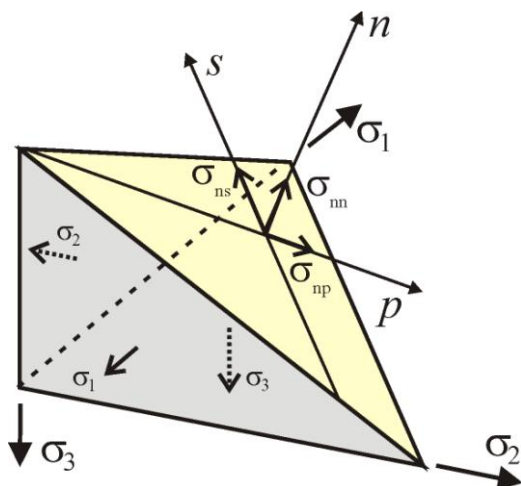


Рис. 10. Напряжения на наклонной площадке (плоскости разлома) с нормалью $\mathbf{n}$ для скошенной треугольной пирамиды, имеющей три ортогональные грани, нормальными к которым являются оси главных напряжений.

Пунктиром показаны компоненты напряжений на невидимых для нас гранях. Выбор ориентации осей главных напряжений связан с желанием получить возможность расчета углов Эйлера для ортогональной системы координат nps подобно тому, как это делалось в географической системе координат (рис. 7, а)

Выражения (13) существенно проще выражений (5), но на самом деле переход от направляющих косинусов главных напряжений в географической системе координат к их направляющим косинусам в системе координат nps будет содержать выражения такой же сложности, что и (5).

Постулат Вэлласа и Ботта и смещения вдоль разлома. Ориентация касательных напряжений на плоскости, совпадающей с разломом, позволяет высказать предположение о характере смещения вдоль него. Эта возможность основана на гипотезе, высказанной в работах [Wallace, 1951; Bott, 1959]: направления касательных напряжений (рис. 10), действующих на плоскости разрыва, совпадают с направлением смещения по нему.

Если нам известно напряженное состояние, действующее в геологическом объеме и в пределах этого объема имеется разрыв с нормалью $\mathbf{n}$, то, рассчитав компоненты касательных напряжений σ_{ns} , σ_{np} и просуммировав их по правилу векторов, можно найти направление полного касательного напряжения τ_n на данной плоскости разрыва (рис. 5, а). Далее, используя постулат Вэлласа и Ботта, можно считать, что направление действия касательного напряжения и есть направление смещения всякого крыла разрыва по лежащему. Соотношение между величинами касательных напряжений на плоскости разлома $|\sigma_{ns}|$ и $|\sigma_{np}|$ определяет нам и соотношение между взбросо-сбросовой и сдвиговой компонентами смещения по разрыву.

Заметим, что гипотеза Вэлласа и Ботта предполагает изотропные прочностные свойства на разломе, т.е. при сдвиге одного крыла разлома по другому прочность сцепления и силы трения не зависят от направления сдвига. Это не всегда выполняется. Примером здесь могут являться два положенных друг на друга волнистых листа кровельного шифера. Наименьшие усилия по сдвиганию таких листов будут иметь место в случае приложения усилия, параллельного простираению волн. Его величина будет определяться только силами трения между листами.

При приложении сдвигающих усилий в других направлениях смещения листов будут все равно идти вдоль простираения волн, но при этом прилагаемые усилия окажутся большими по величине. Так, будет продолжаться до тех пор, пока мы не преодолеем собственную прочность листа на разрушение.

Похожие структурные особенности могут существовать и на плоскости разлома, создавая анизотропию прочности. Это приведет к отклонению направления смещения бортов разрыва от направления действия касательных напряжений. Если бы гипотеза Вэлласа и Ботта выполнялась строго, то

было бы достаточно иметь четыре разноориентированные трещины с данными о зеркалах скольжения для определения ориентации главных напряжений.

Геодинамический тип напряженного состояния. Данные об ориентации главных осей напряжений играют важную роль в геодинамике. По ним можно выполнить классификацию геодинамического режима деформирования. Различают три основных геодинамических типа напряженного состояния: горизонтального сжатия, растяжения и сдвига.

Считается, что если ось алгебраически максимального главного напряжения ориентирована субвертикально, то действующее в субгоризонтальном направлении напряжение максимального сжатия σ_3 создаст вдоль своей оси максимальные деформации продольного укорочения. Такой режим принято называть горизонтальным сжатием (horizontal compression).

В случае, когда в субвертикальном направлении ориентирована ось максимального сжатия σ_3 , то вдоль действующего в субгоризонтальном направлении напряжения минимального сжатия (максимального растяжения) σ_1 возникнут наибольшие деформации удлинения. Такой режим принято называть горизонтальное сжатие (horizontal extension). Важно отметить, что при этом само главное напряжение σ_1 будет сжимающим. Появление истинно растягивающего главного напряжения возможно только в особых поверхностных условиях деформирования (оползни) и на небольших глубинах (до первых сотен метров).

Третий основной тип геодинамического режима определяет субвертикальную ориентацию оси промежуточного главного напряжения σ_2 . В этом случае два других главных напряжения σ_1 и σ_3 будут действовать в субгоризонтальном направлении. Такая их ориентация способствует формированию в горизонтальной плоскости максимальной деформации сдвига. Такой режим принято называть горизонтальным сдвигом (horizontal shear).

На рис. 11, а показаны сектора, на которые делится октант, построенный на осях главных напряжений, в случае, когда используется деление всех возможных ориентаций осей главных напряжений только на три главных геодинамических типа. Считается, что каждому из этих типов напряженного состояния отвечает свой преимущественный тип разрывообразования. В зонах горизонтального сжатия в основном должны формироваться разрывы типа взбросов и надвигов (*inversion faults*), в зонах горизонтального растяжения – разрывы типа сбросов (*normal faults*), а в зонах горизонтального сжатия – сдвиги вдоль простирания (*strike shear*).

Практика использования такого подхода к районированию коры показывает, что наряду с этими типами разрывов в каждой из подобных зон будут встречать разрывы, сочетающие в себе разный тип смещения. Так в зонах горизонтального растяжения будут встречаться сдвиго-сбросы, в зонах горизонтального сжатия – сдвиго-взбросы, а в зонах горизонтального сдвига взбросо-сдвиги и сбросо-сдвиги. Более того, существуют определенные углы погружения разломов (см. далее), для которых в обстановке горизонтального сжатия может реализоваться сброс, а в обстановке горизонтального растяжения – сброс.

Для учета возможности сочетания разных типов преимущественного движения на разломе удобнее использовать деление напряженного состояния на шесть геодинамических типов, предусматривающее три дополнительных промежуточных состояния (рис. 11, б).

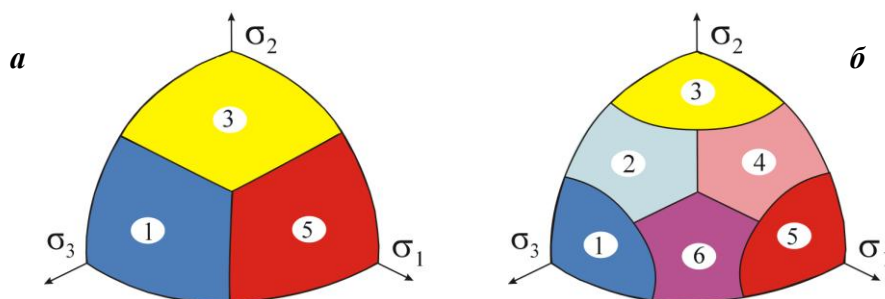


Рис. 11. Схемы геодинамического районирования при делении на три (а) и шесть (б) типов напряженного состояния. Тип напряженного состояния определяется в зависимости от попадания оси на зенит в одну из областей на поверхности октанта, построенного на осях главных напряжений. 1 – горизонтальное растяжение, 2 – горизонтальное растяжение со сдвигом, 3 – горизонтальный сдвиг, 4 – горизонтальное сжатие со сдвигом, 5 – горизонтальное сжатие, вертикальный сдвиг

Два из этих дополнительных состояний отвечают сочетанию горизонтального сдвига с горизонтальным сжатием или с горизонтальным растяжением. Их соответственно и называют «горизонтальное сжатие со сдвигом» или «горизонтальное растяжение со сдвигом». Иногда, чтобы выделить преимущество компоненты сдвига, говорят: «горизонтальный сдвиг со сжатием», или «сдвиг с растяжением».

Третье дополнительное состояние на рис. 11, б расположено между горизонтальным растяжением и горизонтальным сжатием. Этому состоянию отвечает субгоризонтальная ориентация оси промежуточного главного напряжения σ_2 при наклонном к горизонту положении осей σ_1 и σ_3 (близком 45°). Такая ориентация главных осей главных напряжений создает максимальную деформацию сдвига в вертикальной плоскости, содержащей оси σ_1 и σ_3 (см. врезку рис. 11, б). Этому состоянию соответствует термин – вертикальный сдвиг.

Для каждого из этих геодинамических типов напряженного состояния существуют разрывы типичного кинематического типа. К таким разрывам относят те из них, которые образуются вблизи плоскости скалывания (см. далее), т.е. их плоскость лежит в диапазоне углов $25-45^\circ$ от оси максимального сжатия σ_3 . Такие разрывы в случае горизонтального сжатия будут взбросами, в случае горизонтального растяжения будут сбросами, а в случае горизонтального сдвига будут сдвигами по простиранию. Соответственно для обстановки горизонтального сжатия со сдвигом преимущественно возникают разрывы типа взброса-сдвига и сдвига-взброса, для обстановки горизонтального растяжения со сдвигом – разрывы типа сбросо-сдвигов и сдвига-сбросов, а для обстановки вертикального сдвига – врезки и пологие надвиги.

Заметим, что и в случае деления на шесть типов напряженного состояния также возможны определенные углы погружения плоскостей разрывов, для которых может наблюдаться совершенно не свойственный кинематический тип смещения. Но диапазон таких углов значительно уже, чем в случае деления на три типа напряженного состояния (рис. 11, а)

В работах западных ученых часто используется разделение напряженных состояний на основе сопоставления напряжений максимального горизонтального сжатия S_H и напряжения минимального горизонтального сжатия S_h , с литостатическим давлением или вертикальными напряжениями S_v [Zoback et al., 1989]. Подобный подход используется и в работах некоторых российских ученых [Парфеев, Саньков, 2006]. При этом в зависимости от соотношения уровня сжатия для этих напряжений тип напряженного состояния именуется взбросовым, сбросовым, сдвиговым (рис. 12) или сочетанием этих терминов.

Для нахождения ориентации осей напряжений максимального и минимального сжатия необходимо положить горизонтальную компоненту касательного напряжения (см. рис. 13), действующего на вертикальных гранях кубика σ_{hh} равной нулю. Используя (12) можно записать:

$$\sigma_{hh} = \sigma_1 \ell_{H1} \ell_{h1} + \sigma_2 \ell_{H2} \ell_{h2} + \sigma_3 \ell_{H3} \ell_{h3} = 0. \quad (14)$$

Выражение (14) позволяет найти направление действия (т.е. направляющие косинусы ℓ_{hi} и ℓ_{hi} , $i = 1, 2, 3$) наибольшего и наименьшего горизонтального сжимающего напряжения, если известны величины главных напряжений и направления их осей.

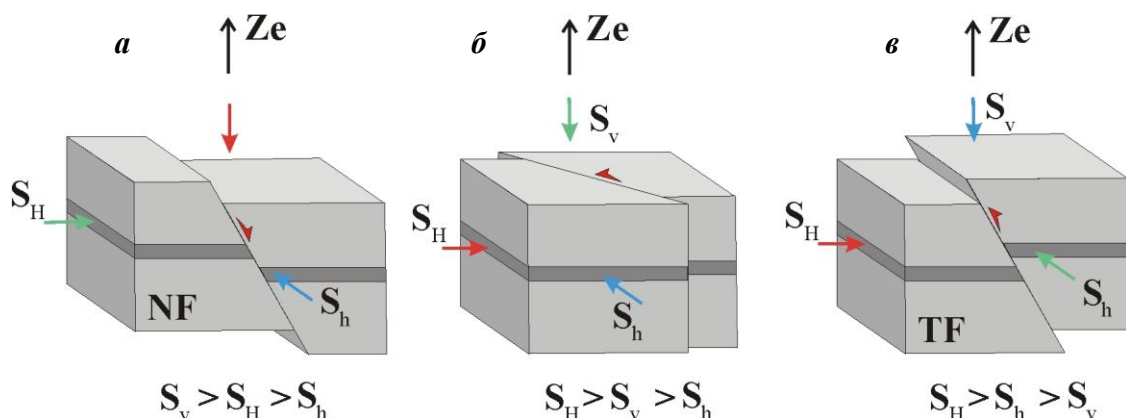


Рис. 12. Схемы геодинамического районирования по M.L. Zoback [Zoback et al., 1989]: а) режим формирования сбросов, б) режим формирования сдвигов, в) режим формирования взбросов и надвигов. Положительными значениями S_H , S_h , S_v принимаются напряжения сжатия

Используя (12), запишем выражения для наибольшего и наименьшего сжимающих горизонтальных напряжений:

$$\begin{aligned} S_H &= -\sigma_{HH} = (\sigma_1 \ell_{H1}^2 + \sigma_2 \ell_{H2}^2 + \sigma_3 \ell_{H3}^2), \\ S_h &= -\sigma_{hh} = (\sigma_1 \ell_{h1}^2 + \sigma_2 \ell_{h2}^2 + \sigma_3 \ell_{h3}^2), \\ S_v &= -\sigma_{zz} = (\sigma_1 \ell_{z1_v}^2 + \sigma_2 \ell_{z2}^2 + \sigma_3 \ell_{z3}^2). \end{aligned} \quad (15)$$

Здесь произведена смена знака, т.к. положительными значениями S_H , S_h , S_v в работах западных ученых принимаются напряжения сжатия.

Следует отметить, что равенство нулю одной из компонент касательных напряжений на вертикальных плоскостях не означает, что по нормальям к этим плоскостям действуют главные напряжения. Как видно из рис. 13, другая компонента касательного напряжения на этих плоскостях (σ_{hv} и σ_{Hv}) может быть не нулевой и это означает, что для вертикальной плоскости разлома может наблюдаться взрез, а для пологой плоскости – подвиг. Об этом в работах М.Л. Зобак ничего не говорится.

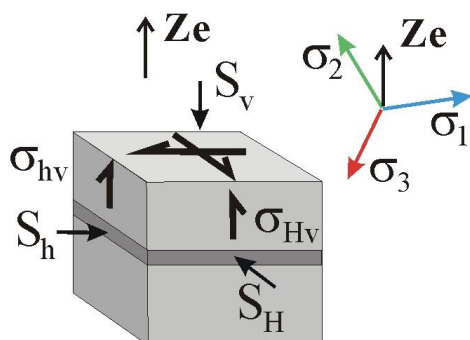


Рис. 13. Схема, иллюстрирующая напряженное состояние для вертикальных граней, для которых рассчитываются напряжения максимального и минимального горизонтального сжатия. Пояснения в тексте

Замечание по используемой терминологии. В силу отмеченной взаимосвязи ориентации главных напряжений с кинематическим типом наиболее часто встречающихся разрывов иногда (как правило, геологи) при районировании заменяют термин горизонтальное сжатие на взбросовый тип напряженного состояния [Парфеевец, Саньков, 2006; Копп и др., 2014; и др.], имея в виду, что для данного участка коры характерны разрывы со взбросовой кинематикой. Соответственно, для «горизонтального растяжения» и «горизонтального сдвига» используют термины «сбросовый» и «сдвиговый» типы напряженных состояний.

В зарубежной литературе часть терминов, представленных в предыдущем разделе, имеют близкие в переводе аналоги: горизонтальное растяжение – extension, горизонтальное сжатие – compression. Однако можно найти normal (сброс) и inversion (взброс) режимы. Сочетание сжатия / растяжения со сдвигом (*strike-slip with compression / extension*) иногда определяют как transtension / transpression (транстензию / транспрессию). Для термина «горизонтальный сдвиг» используется strike-slip, а термин вертикальный сдвиг вообще отсутствует.

В этих терминах геодинамический тип напряженного состояния связывается с индикаторами, на основе которых это напряженное состояние определено. Но ведь методики определения параметров природного напряженного состояния могут базироваться на разных принципах (например, методы разгрузки или тензометрия в горном деле). Тогда, если следовать такому подходу и использовать мелкие структурные формы, появятся термины: напряженное состояние отрывообразования, будинирования слоя, складчатости и др. Таким образом, подобную замену терминов следует признать неудачной.

Обратим внимание на то, что геологическая среда имеет множество дефектов прочности в виде разрывов, возникших в прошлые эпохи деформирования. Плоскости этих разрывов могут сколь угодно далеко отклоняться от углов скалывания горных пород (см. далее). Это приводит к тому, что при горизонтальном растяжении возможно появление разрывов сдвиговой и даже взбросовой (взрезовой) кинематики (рис. 14, а, з). Соответственно, при горизонтальном сжатии возможно появление разрывов сдвиговой и даже сбросовой (взрезовой) кинематики (рис. 14, б, в). Все зависит от угла наклона главных осей и плоскости разрыва.

Достаточно часто при употреблении этих терминов слова «горизонтальное», «горизонтальный» опускают и говорят: сжатие, растяжение сдвиг. Это неправильно, т.к. существуют характеристики

тензора напряжений (см. далее вид тензора напряжений) с близкой терминологией, что приводит к недопониманию.

Также практически всегда при употреблении терминов сжатие, растяжение и сдвиг говорится, что это характеризует тип напряженного состояния. Однако классификация типа напряженного состояния по взаимосвязи осей главных напряжений и оси на зенит в механике не производится. В механике в качестве характеристики напряженного состояния используется параметр вида тензора напряжений (коэффициент Лоде – Надаи – см. далее). Поэтому данный термин по районированию должен включать в себя слова, связывающие его геодинамикой.

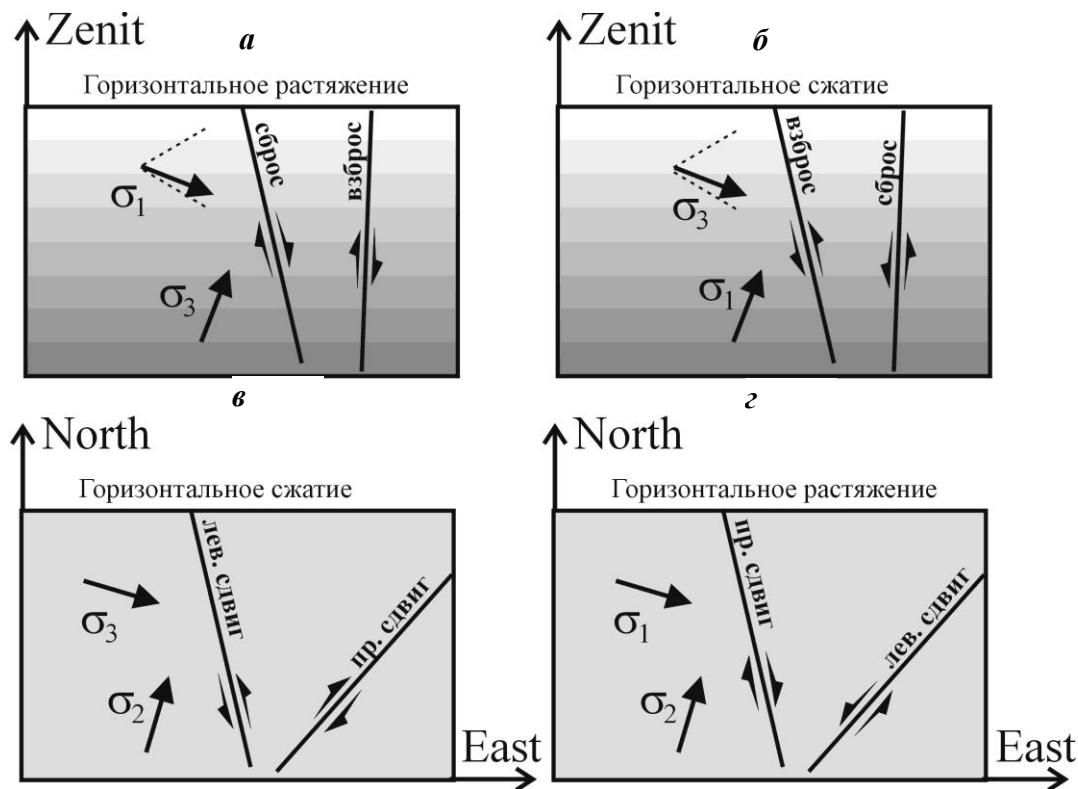


Рис. 14. Иллюстрация возможного появления разрывов типа: а) взброса для режима горизонтального растяжения (верт. разрез), б) сброса для режима горизонтального сжатия (верт. разрез), в) сдвига по простиранию для режима горизонтального сжатия (план), з) сдвига по простиранию для режима горизонтального растяжения (план). Для (а) и (б) соответствующие субвертикальные оси главного напряжения σ_3 и σ_1 лежат в плоскости разрывов, а для (в) и (з) плоскости разрывов круто погружены могут отклоняться от вертикали в ту и другую стороны

Всестороннее давление и девиаторные напряжения. В горном деле большое внимание уделяется всестороннему (изотропному) давлению p (isotropic pressure), которое равно среднему напряжению (mean stress) σ_0 , взятому со знаком минус:

$$p = -\sigma_0 = -(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3. \quad (16)$$

Следует иметь в виду, что в горном деле иногда используется понятие направленного давления, т.е. давления вдоль определенного направления, которое эквивалентно (с точностью до знака) понятию нормальное или продольное напряжение.

В механике существует понятие *девиаторное напряжение* (deviation stress). Его можно получить, если из компонент тензора для нормальных напряжений вычесть среднее напряжение:

$$s_{ii} = \sigma_{ii} - \sigma_0 \quad (i = x, y, z), \quad s_{ij} = \sigma_{ij} \quad (i \neq j). \quad (17)$$

Таким образом, девиаторные напряжения определяют отклонения нормальных напряжений от значений среднего напряжения (давления с обратным знаком). Девиаторные напряжения также представляют собой тензор:

$$\mathbf{T}_s = \begin{vmatrix} s_{xx} & s_{xy} & s_{xz} \\ s_{yx} & s_{yy} & s_{yz} \\ s_{zx} & s_{zy} & s_{zz} \end{vmatrix}. \quad (18)$$

Если среднее напряжение или давление определяют изменение объема среды, то девиаторные напряжения создают деформации, изменяющие форму (квадрат становится ромбом или параллелограммом, куб – призмой).

В геодинамике и тектонофизике, говоря о напряжениях в глубине коры, часто используют понятие горизонтальное растяжение. В этом случае необходимо понимать, что речь идет именно о знаке девиаторных нормальных напряжений. На больших глубинах собственный вес породного массива создает сжатие, действующее во всех направлениях. Но это сжатие *анизотропное*, оно разное в разном направлении. Если из таких напряжений вычесть среднее (изотропное) напряжение, то в каких-то направлениях девиаторные напряжения также будут сжимающими, а в каких-то они станут растягивающими. В том случае, когда наибольшее из растягивающих девиаторных напряжений действует в горизонтальном направлении, и можно говорить, что имеет место режим горизонтального растяжения. Главные девиаторные напряжения могут быть рассчитаны по формуле:

$$s_i = \sigma_i - \sigma_0 \quad (i = 1, 2, 3). \quad (19)$$

Поскольку девиаторные напряжения характеризуют отклонение напряженного состояния от изотропного, когда во всех направлениях нормальные напряжения одинаковые, то иногда в геофизических статьях можно встретить термин анизотропия напряжений. Авторы таких статей имеют в виду именно то, что в среде имеются девиаторные напряжения.

Параметры тензора напряжений, инвариантные к выбору системы координат. Как видно из выражения (5), в зависимости от выбора системы координат компоненты тензора напряжений изменяются. Однако существуют параметры тензора напряжений, которые характеризуют интенсивность напряжений, соотношение между различными компонентами напряжений, но при этом они не зависят от выбора системы координат. Эти параметры очень важны для понимания состояния геосреды и в геодинамике и тектонофизике достаточно часто используются. Один из таких параметров выше уже был представлен. Это среднее напряжение σ_0 (16).

Другим параметром, инвариантным к выбору системы координат, является максимальное касательное напряжение. Выше мы показали, что существуют площадки, вдоль которых касательные напряжения отсутствуют. Здесь действуют алгебраически наибольшие и наименьшие из нормальных напряжений (главные напряжения). Также можно найти площадки, на которых действуют экстремальные касательные напряжения. Наибольшие значения таких касательных напряжений действуют на паре ортогональных между собой площадок, которые проходят через ось промежуточного главного напряжения и делят угол между двумя другими главными напряжениями пополам (рис. 15). Их называют максимальными касательными напряжениями (maximum shear stresses).

Величина максимальных касательных напряжений определяется значениями алгебраически максимального и минимального из главных напряжений:

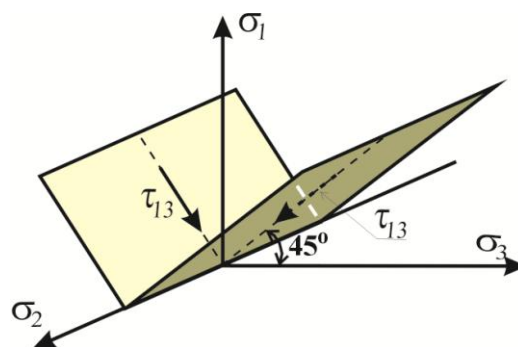
$$\tau = \pm(\sigma_1 - \sigma_3)/2 = \pm(s_1 - s_3)/2. \quad (20)$$

Здесь знак данного касательного напряжения определяется выбором системы координат на плоскости его действия. В силу произвольности выбора системы координат вместо (П.19) удобнее использовать выражение

$$\tau = (\sigma_1 - \sigma_3)/2. \quad (21)$$

Заметим, что ранее, в экспериментальной геомеханике, использовался параметр, именуемый дифференциальное напряжение. Его величина определялась как удвоенное максимальное касательное напряжение $\Delta = 2\tau$.

Рис. 15. Сопряженные площадки действия максимальных касательных напряжений по отношению к системе координат, связанной с главными осями напряжений (необходимо выбрать одно из направлений действия оси главного напряжения за положительное, например, по восстанию или по погружению оси). Направления касательных напряжений отвечают плоскостям площадок, имеющим в своем створе положительное направление оси σ_1



Если среднее напряжение (изотропное давление с обратным знаком) определяет интенсивность деформаций изменения объема, то максимальное касательное напряжение определяет интенсивность деформаций сдвига или интенсивность деформаций изменения формы. Каким образом меняется форма первоначального куба (до деформирования), мысленно выделенного из среды, можно определить с помощью коэффициента Лодэ – Надаи, характеризующего вид тензора напряжений (*shape of stress tensor*) – соотношение главных значений тензора напряжений:

$$\mu_\sigma = 2 \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} - 1. \quad (22)$$

Вид тензора напряжений эквивалентен понятию эллипсоида напряжений, который показывает, как при нагружении меняется форма первоначального шара. В случае, когда девиаторные напряжения (нормальные и касательные) равны нулю, форма шара не изменяется. Если девиаторные напряжения отличны от нуля, то форма деформируемого шара может меняться от вытянутого эллипсоида, подобного регбийному мячу, до сплюснутого эллипсоида в виде диска (рис. 16).

Согласно (22) коэффициент Лодэ – Надаи может изменяться в ограниченном диапазоне от -1 для +1. При этом значение $\mu_\sigma = -1$ отвечает одноосному растяжению (рис. 16, б), а $\mu_\sigma = 1$ отвечает одноосному сжатию (рис. 16, а). Следует особо отметить, что термин одноосное растяжение (uniaxial extension) или одноосное сжатие (uniaxial compression) не означает, что напряжения будут нулевыми вдоль двух других осей главных напряжений. Эти напряжения могут отличаться от нуля и быть либо сжимающими, либо растягивающими.

Еще одна важная форма эллипсоида напряжений не представлена на рис. 16. Это напряженное состояние, отвечающее сдвигу $\mu_\sigma = 0$ (рис. 17), возникающему тогда, когда $\sigma_2 = \sigma_0$ и $|\sigma_1 - \sigma_0| = |\sigma_3 - \sigma_0|$. Это состояние удобнее формализовать в девиаторных напряжениях $s_2 = 0$ и $s_1 = -s_3$. Т.е. сдвиг характеризуется одинаковыми по величине, но противоположными по знаку алгебраически максимальным и минимальным девиаторными напряжениями.

На рис. 17, а внутри квадрата, нагруженного напряжениями по его граням, нарисован еще один квадрат (тонкие линии), ориентированный к первому по 45° . При деформировании этот внутренний квадрат превращается в ромб. При этом диагонали ромба и исходного для него квадрата (соответственно, штрих-пунктир на рис. 17, а) не поворачиваются. Это означает, что нагружаемый квадрат не испытал вращения. Именно поэтому такое нагружение именуется чистым сдвигом (pure shear).

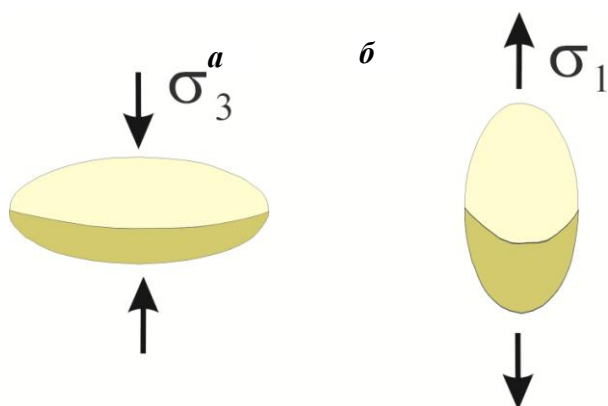


Рис. 16. Две экстремально противоположные формы эллипсоида напряжений: диск (а) и вытянутый эллипсоид (б). Нормальные напряжения, действующие в различных направлениях в плоскости ортогональной оси σ_3 (а) и оси σ_1 (б) одинаковые, т.е. для (а) $\sigma_2 = \sigma_1$, для (б) $\sigma_2 = \sigma_3$

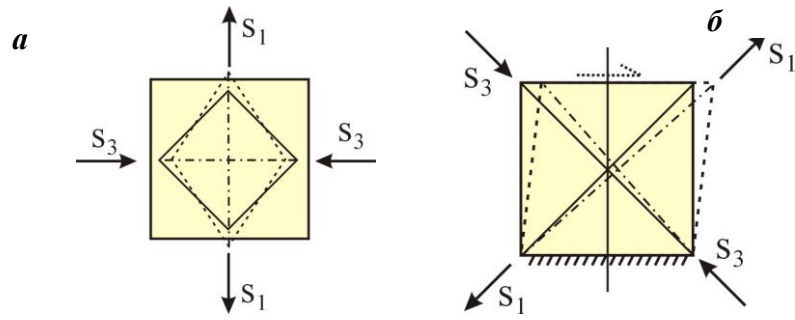


Рис. 17. Напряженное состояние сдвига в представлении через главные девиаторные напряжения: а) чистый сдвиг (среднее вращение квадрата отсутствует); б) простой сдвиг (среднее ненулевое). Пояснения в тексте

Существует еще один способ формирования сдвига для напряженного состояния с $s_2 = 0$ и $s_1 = -s_3$, показанный на рис. 17, а. Здесь мы видим, что при одинаковом внешнем наружении, характер закрепления нижней грани (отсутствие поворота) определяет плоскопараллельное смещение горизонтальных волокон квадрата и поворот вертикальных. При этом диагонали квадрата и формирующегося при деформировании ромба (соответственно штрих пунктир и тонкие линии на рис. 17, б) уже не совпадают друг с другом. В этом случае квадрат испытывает не нулевое среднее вращение. Такое нагружение именуется простым сдвигом (simple shear). Различие в деформировании от чистого сдвига связано с разными условиями закрепления исходных квадратов.

Далее говоря о виде тензора напряжений, мы будем часто использовать термин чистый сдвиг в случаях, когда коэффициент Лоде – Надаи близок к нулю. При этом следует помнить, что на самом деле здесь имеется в виду только соотношение величин главных напряжений. Таким образом, при этом значении коэффициента Лоде – Надаи может реализоваться и простой сдвиг. Все зависит от условий, ограничивающих возможности деформирования (поворота).

Представленные выше параметры p , τ и μ_σ полностью определяют значения главных напряжений:

$$\begin{aligned}\sigma_1 &= -p + \tau(1 - \mu_\sigma / 3) , \\ \sigma_2 &= -p + 2\tau\mu_\sigma / 3 , \\ \sigma_3 &= -p - \tau(1 + \mu_\sigma / 3) .\end{aligned}\tag{23}$$

Таким образом, три угла Эйлера (α , β , ϕ) и три значения параметров p , τ и μ_σ являются альтернативой компонентам тензора напряжений σ_{ij} ($i, j = x, y, z$), записанным в какой-либо заданной системе координат. Это очень важный вывод, поскольку в натурных наблюдениях методами тектонофизики мы не можем рассчитывать компоненты напряжений (так, как это решается математическими методами механики). Тектонофизические методы, базируясь только на наблюдаемых разрывных смещениях, позволяют определять направления действия осей главных напряжений и оценивать соотношения между значениями главных напряжений.

Замечание по используемой классификации тензора напряжений. В зарубежной научной литературе, посвященной реконструкции тектонических напряжений, вместо коэффициента Лоде – Надаи используют параметр Φ , именуемый "ratio". Между Φ и μ_σ имеется простая связь:

$$\mu_\sigma = 1 - 2\Phi.\tag{24}$$

Как видно из (24), параметр Φ изменяется от 0 до 1. В работе [Delvaux et al., 1997] состояния, отвечающие $\Phi = 0$ ($\mu_\sigma = 1$) и $\Phi = 1$ ($\mu_\sigma = -1$), именуются как чистое сжатие и чистое растяжение. Эти термины отличаются от одноосного сжатия и одноосного растяжения, введенного в классической работе [Надаи, 1936]. Параметры Φ и μ_σ являются равноправными по использованию параметрами.

Следует отметить, что часто, когда говорят об экстремальных значениях μ_σ (± 1), то вообще опускают слова «одноосное» или «чистый». В этом случае данный параметр можно перепутать с параметром, характеризующим геодинамический тип напряженного состояния. Это две совершенно

разные характеристики, одна из которых введена в механике (коэффициент Лоде – Надаи) и определяет вид эллипсоида напряжений, а вторая – в геодинамике и определяет, как ориентированы главные оси этого эллипсоида по отношению к оси на зенит.

В работах [Delvaux et al., 1997; Simpson, 1997] было предложено определение напряженного состояния, базирующееся одновременно на его геодинамическом типе и виде тензора напряжений (рис. 18). В этом случае каждый из трех основных геодинамических типов напряженного состояния (рис. 11, а) дробился на три подтипа: одноосное растяжение ($\mu_\sigma \leq -0.5$), чистый сдвиг $|\mu_\sigma| \leq 0.5$ и одноосное сжатие ($\mu_\sigma \geq 0.5$). Таким образом, напряженное состояние имеет 7 вариантов интерпретации.

Специально следует отметить следующий факт. Схема рис. 18 как бы подталкивает нас к тому, что именно таким образом происходит переход от одного геодинамического типа напряженного состояния к другому. Т.е. происходит смена индекса главных напряжений для трех основных геодинамических режимов (рис. 11, а) путем постепенной трансформации вида тензора напряжений до одного из экстремальных его значений ($\mu_\sigma = \pm 1$). На самом деле, в природных объектах переход от одного геодинамического режима к другому во времени или в пространстве может соответствовать последовательной смене состояний, показанной на рис. 18, а может происходить скачком, например, при переходе через активный разлом.

Другим примером смены геодинамического режима является постепенное изменение ориентации главных напряжений, т.е. формирование промежуточных геодинамических режимов согласно рис. 11, б. Но промежуточные геодинамические типы напряженного состояния: сжатие со сдвигом, растяжение со сдвигом, а также сдвиг в вертикальной плоскости, - отсутствуют на схеме рис. 18. Эти важные типы состояний для геологии сложно включить в схему, предлагаемую в работах [Delvaux et al., 1997; Simpson, 1997].

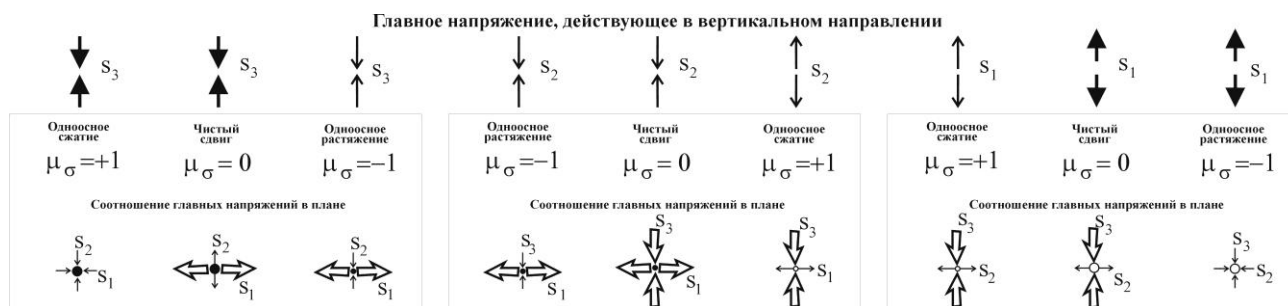


Рис. 18. Классификация напряженного состояния, использующая ориентацию главных осей напряжений и вид тензора напряжений по [Delvaux et al., 1997; Simpson, 1997]

Отсутствие этих геодинамических режимов может приводить к тому, что практически на больших площадях мы будем видеть мозаичный набор определений, относящихся к разным, не смежным колонкам схемы рис. 18. Это будет подталкивать нас к мысли, что в данном регионе существовало два временных этапа нагружения с разным типом геодинамического режима. На самом деле этого нет, а в коре существует промежуточный режим напряженного состояния с изменяющимся в пространстве видом тензора напряжений. Мы считаем, что, избегая получения артефактов, следует отдельно характеризовать геодинамический тип напряженного состояния с делением на шесть подтипов, как это показано на рис. 11, б, и отдельно характеризовать вид тензора напряжения с дроблением значений коэффициента Лоде – Надаи на пять диапазонов: 1) близкое к одноосному сжатию ($\mu_\sigma \geq 0.6$); трехосное в области одноосного сжатия ($0.6 > \mu_\sigma > 0.2$); чистый сдвиг ($0.2 \geq \mu_\sigma \geq -0.2$); трехосное в области одноосного растяжения ($-0.2 > \mu_\sigma > -0.6$); близкое к одноосному растяжению ($-0.6 \geq \mu_\sigma$).

Круговая диаграмма Мора. О. Мор [Mohr, 1900] предложил для графического описания напряженного состояния на произвольных площадках использовать круговую двумерную диаграмму, для которой вдоль горизонтальной оси откладываются нормальные напряжения, а вдоль вертикальной – касательные напряжения, действующие на произвольно ориентированных площадках (рис. 19). Исторически сложилось, что диаграмма Мора создавалась для решения проблем горной механики, и поэтому в терминологии классической механики направо откладываются отрицательные значения нормальных напряжений. Мы будем использовать такое же правило создания диаграмм Мора. Отметим, что в силу симметрии нижняя часть диаграмм Мора подобна верхней, и поэтому часто нижняя часть этой диаграмм не изображается.

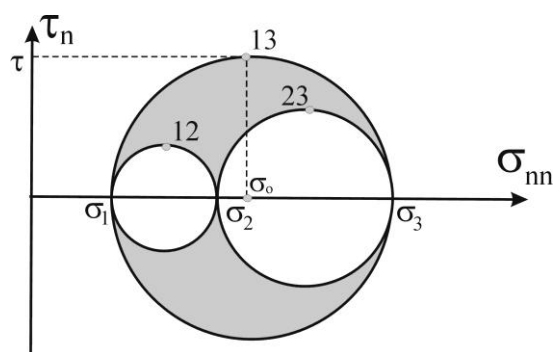


Рис. 19. Диаграмма Мора, большие и малые круги Мора. По горизонтальной оси направо откладываются отрицательные значения нормальных напряжений

Пространство, отсекаемое внутри большого круга Мора малыми кругами, определяет геометрическое место точек, характеризующих нормальные и касательные напряжения на соответствующей наклонной площадке. Точки 12, 13, 23 (рис. 19) определяют положение площадок, нормальными к которым являются соответственно биссектриса угла между главными осями напряжений σ_1, σ_2 ; σ_1, σ_3 (площадка действия максимальных касательных напряжений); σ_2, σ_3 .

Касательные напряжения, которые действуют на этих площадках, определяются выражениями:

$$\tau_{13} = \pm(\sigma_1 - \sigma_3)/2, \quad \tau_{12} = \pm(\sigma_1 - \sigma_2)/2, \quad \tau_{23} = \pm(\sigma_2 - \sigma_3)/2. \quad (25)$$

Знак $\pm$ в (25) показывает, что площадка действия данного касательного напряжения имеет сопряженную к ней под углом 90° площадку, и точки, им отвечающие, попадают в верхнюю и нижнюю части диаграммы Мора.

Замечаем, что в (23) τ_{13} является максимальным касательным напряжением (τ). Нормальное напряжение, действующее на этой площадке, определится как:

$$\sigma_{13} = (\sigma_1 + \sigma_3)/2, \quad \sigma_{12} = (\sigma_1 + \sigma_2)/2, \quad \sigma_{23} = (\sigma_2 + \sigma_3)/2. \quad (26)$$

Здесь нижние индексы тождественны номерам точек, изображенным на рис. 19. Для нормального напряжения, действующего на плоскости максимальных касательных напряжений, принято обозначение σ_o ($\sigma_o = \sigma_{13}$). Используя (23), для него получим:

$$\sigma_o = -(p + \tau\mu_\sigma/3). \quad (27)$$

Важно отметить, что точки, лежащие внутри большого круга Мора, но вне двух малых кругов, определяют значения касательных (τ_n) и нормальных (σ_{nn}) напряжений на произвольно ориентированных площадках.

На рис. 18 показаны большие и малые круги Мора для трех важных типов тензора напряжений: вблизи одноосного сжатия, вблизи одноосного растяжения, а также чистый сдвиг. Видно, что наибольшее разнообразие соотношений между нормальными и касательными напряжениями на всевозможных площадках наблюдается для состояния чистого сдвига (рис. 20, б).

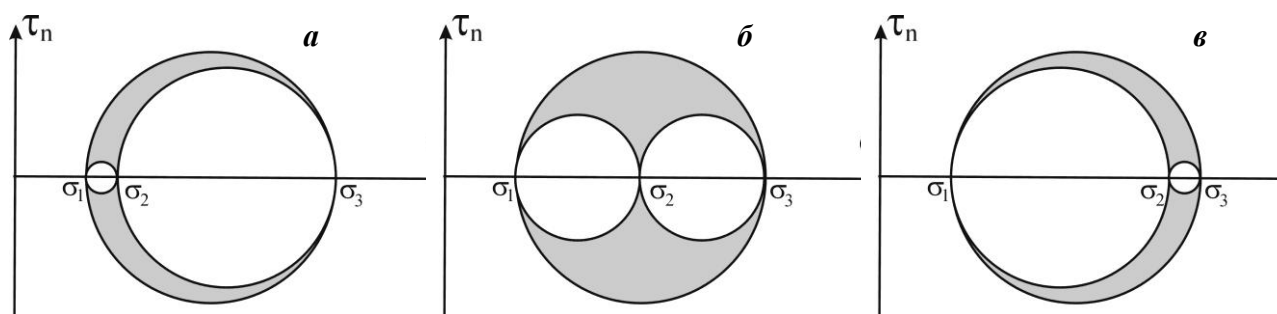


Рис. 20. Состояния, близкие к одноосному сжатию $\mu_\sigma \approx 1$ (а), одноосному растяжению $\mu_\sigma \approx -1$ (в) и чистому сдвигу $\mu_\sigma = 0$ (б)

Построение точек на диаграмме Мора. Положение точек на диаграмме Мора, отвечающих плоскостям главных напряжений σ_i и площадкам действия τ_{ij} ($i, j = 1, 2, 3$), получить наиболее просто (см. рис. 21). Получение других точек, попадающих на большой и малый круги Мора, также не представляет особых проблем, т.к. в этом случае нормаль к площадке, для которой следует рассчитать нормальные и касательные напряжения, ортогональна одной из осей главных напряжений и лежит в плоскости, которую образуют оси двух других главных напряжений. Примером тут может являться плоскость для касательного напряжения τ_{ij} , изображенная на рис. 21.

Для такой плоскости нормальные и полные касательные напряжения рассчитываются достаточно просто:

n – лежит в плоскости σ_1 и σ_3

$$\sigma_{nn} = -p + \tau \left(\cos 2\alpha_{n1} - \frac{1}{3}\mu_\sigma \right), \quad \tau_n = \pm \tau \sin 2\alpha_{n1}, \quad (28)$$

n – лежит в плоскости σ_1 и σ_2

$$\sigma_{nn} = -p + \tau \left[(1 - \mu_\sigma) \cos^2 \alpha_{n1} + \frac{2}{3}\mu_\sigma \right], \quad \tau_n = \pm 0.5\tau(1 - \mu_\sigma) \sin 2\alpha_{n1}, \quad (29)$$

n – лежит в плоскости σ_3 и σ_2

$$\sigma_{nn} = -p + \tau \left[-(1 + \mu_\sigma) \cos^2 \alpha_{n3} + \frac{2}{3}\mu_\sigma \right], \quad \tau_n = \pm 0.5\tau(1 + \mu_\sigma) \sin 2\alpha_{n3}. \quad (30)$$

Здесь α_{ni} ($i = 1, 3$) – угол между вектором нормали n и осями σ_1 и σ_3 .

Существует взаимосвязь между углами α_{ni} в декартовой системе координат и углами, откладываемыми в моровской плоскости внутри малых и большого кругов Мора. В каждом из случаев (28) – (30) углы откладываются внутри соответствующего круга Мора (рис. 21) при отсчете угла по часовой стрелке для α_{n1} и против часовой стрелки для α_{n3} .

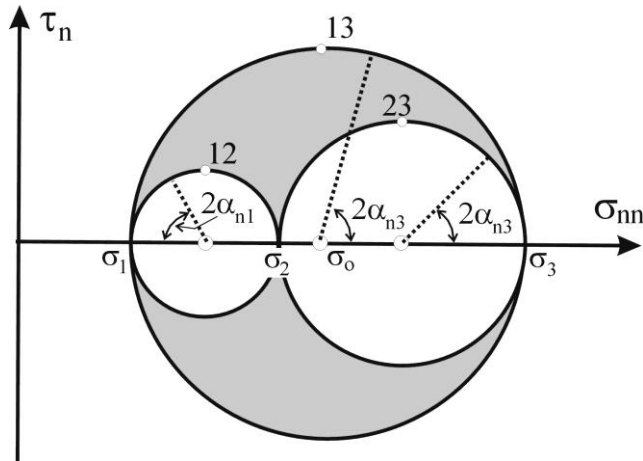


Рис. 21. Построение на диаграмме Мора точек, отвечающих напряженным состояниям с нормальными, ортогональными одной из осей главных напряжений. Объяснение см. в тексте

В случае, когда нормаль к площадке (плоскости) не ортогональна ни одной из осей главных напряжений, точки, ей отвечающие, лежат внутри большого и за пределами малых кругов Мора (серая область рис. 19 – 21). Нормальные и касательные напряжения на таких произвольно ориентированных площадках с нормалью n согласно (13) и (21) можно представить в следующем виде:

$$\sigma_{ni} = -p\delta_{ni} + \tau \left[(1 - \mu_\sigma) \ell_{n1} \ell_{i1} - (1 + \mu_\sigma) \ell_{n3} \ell_{i3} + \delta_{ni} \frac{2}{3}\mu_\sigma \right], \quad (31)$$

при $i = n, t, m$, где n, t и m – образуют ортогональную тройку векторов (рис. 22), ℓ_{ik} – направляющие косинусы соответствующих векторов ($i = n, t, m$) в системе координат, связанной с ориентацией главных осей тензора напряжений ($k = 1, 2, 3$), а $\delta_{ni} = 0$ при $n \neq i$ и $\delta_{ni} = 1$ при $n = i$.

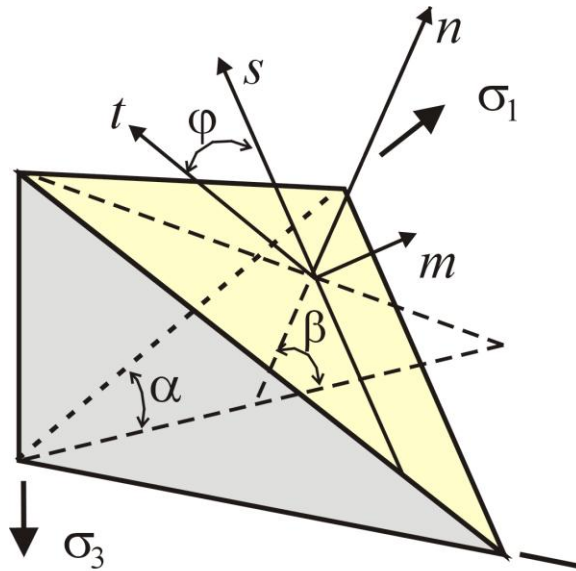


Рис. 22. Схема, иллюстрирующая несовпадение на плоскости скола вектора смещения вдоль трещины и направления касательных напряжений искомого тензора напряжений

Выражение (31) можно использовать для получения положения точки на диаграмме Мора, рассчитав нормальное напряжение σ_{nn} и две компоненты касательного напряжения σ_{nt} , σ_{nm} . Величина полного касательного напряжения, действующего на площадке с нормалью $\mathbf{n}$, определится по правилу суммирования ортогональных векторов:

$$\tau_n = \pm \sqrt{(\sigma_{nt})^2 + (\sigma_{nm})^2}, \quad i = n, t, m, \quad (32)$$

В случае, если вектор $\mathbf{t}$ совпадает с направлением действия полных касательных напряжений на площадке с нормалью $\mathbf{n}$, то в направлении вектора $\mathbf{m}$ величина компоненты касательного напряжения σ_{nm} будет равна нулю:

$$\sigma_{nm} = \tau[(1 - \mu_\sigma)\ell_{n1}\ell_{m1} - (1 + \mu_\sigma)\ell_{n3}\ell_{m3}] = 0. \quad (33)$$

Данное выражение позволяет определить угол, связывающий вектор $\mathbf{t}$ с вектором простираения $\mathbf{s}$ площадки.

Редуцированная диаграмма Мора. В методе катакластического анализа разрывных смещений [Рибейский, 2007], позволяющем получать данные о редуцированных компонентах природных напряжений, используется нормированная диаграмма Мора. Для перехода к этим редуцированным напряжениям используется значение нормального напряжения в центре большого круга Мора σ_o (см. рис. 19, точка o). Если из нормальных напряжений (31) вычесть σ_o и нормировать нормальные и касательные напряжения на τ , то получим приведенные напряжения, которые будут в дальнейшем именоваться редуцированными напряжениями:

$$\bar{\sigma}_{ni} = (1 - \mu_\sigma)\ell_{n1}\ell_{i1} - (1 + \mu_\sigma)\ell_{n3}\ell_{i3} + \delta_{ni}\mu_\sigma, \quad i = n, t. \quad (34)$$

Здесь положение вектора $\mathbf{t}$ определяется согласно выражению (31).

Редуцированные напряжения позволяют построить круги Мора для разных напряженных состояний, совмещенных по центру, и с внешним большим кругом Мора одинакового единичного радиуса (рис. 23). В этом случае $\bar{\sigma}_1 = 1$, $\bar{\sigma}_1 = -1$, а $\bar{\sigma}_2 = \mu_\sigma$. Такое представление диаграммы Мора (в редуцированных напряжениях) используется при определении геометрического множества точек на кругах Мора, характеризующих процесс хрупкого разрушения множества квазиоднородно деформирующихся участков земной коры с разными параметрами тензора напряжений.

Таким образом, диаграмма Мора является удобным инструментом изображения и анализа получаемых данных о природных напряжениях. Она не требует глубокого знания тензорного анализа и должна использоваться геологами и сейсмологами в своих исследованиях.

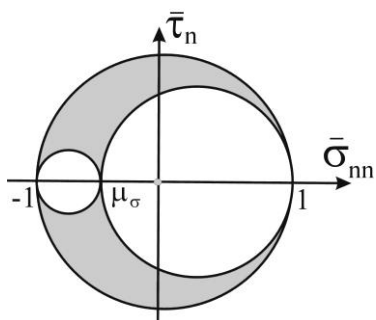
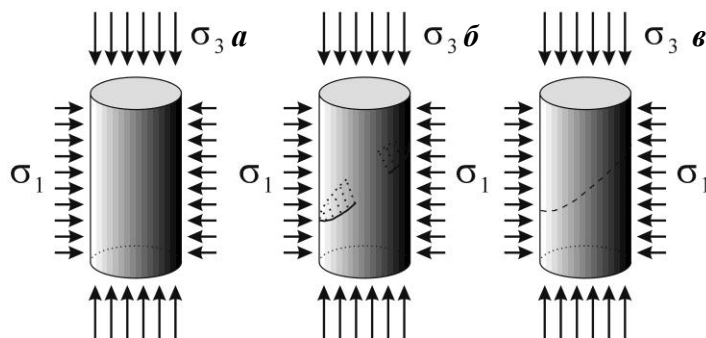


Рис. 23. Редуцированная диаграмма Мора, большие и малые круги Мора

Прочность хрупких горных пород

Закон прочности по Кулону в применении к хрупкому разрушению горных пород – закон Дж. Байерли. Эксперименты по деформированию образцов горных пород вплоть до разрушения осуществлялись в условиях осевого нагружения и бокового обжима (рис. 26) [Mogi, 1964; Byerlee, 1967, 1968, 1978; Handin, 1969; Stesky, 1978; Rummel et al., 1978; Ставрогин, Протосеня, 1992; и др.]. При этом образцы были трех типов: сплошные, без видимых дефектов; с предварительными надрезами; с дефектами прочности, созданными в результате другого предварительно проведенного эксперимента. Результаты экспериментов позволили выявить зависимость типа разрушения от условий и параметров нагружения.

Рис. 26. Одноосное нагружение в лабораторных экспериментах на трех типах образцов горных пород: а) целый образец, б) образец с предварительно нанесенными надрезами, в) образец, предварительно подвергавшийся нагружению до начала образования внутренних дефектов прочности (микротрещин)



Признаком хрупкого разрушения после достижения критически высокого уровня дифференциальных напряжений является резкий спад этих напряжений. В случае, когда закритическое деформирование осуществляется пластическим образом, резкого спада дифференциальных напряжений нет. По результатам экспериментов на изначально целых образцах установлено, что при низких величинах бокового обжима разрушение образцов является хрупким, а при увеличении обжима наблюдается постепенный переход к пластическому разрушению (рис. 27).

Эксперименты по изучению хрупкого разрушения различных образцов горных пород, выполненные в рамках инженерных (промышленных и гражданских), а также специальных геофизических исследований и представленные в работах, тоже показали, что закон Кулона [Цытович, 1963] достаточно хорошо описывает стадию перехода от состояния покоя к относительному движению бортов трещин скола, ранее уже существовавших в образцах горных пород или образующихся в процессе их деформирования:

$$\tau_n \leq \tau_f - k_f \sigma_{nn}. \quad (44)$$

Здесь k_f – коэффициент внутреннего трения, τ_f – предел внутренней прочности (прочность сцепления), а $\tau_n > 0$ и $\sigma_{nn} < 0$ – соответственно, касательное и нормальное напряжения на плоскости разрыва с нормалью n . Заметим, что коэффициент внутреннего трения ничего общего не имеет с вязким трением. Этот коэффициент в определенной степени подобен сухому трению, возникающему между двумя плоскими площадками, сжатыми нормальными напряжениями и скользящими друг относительно друга.

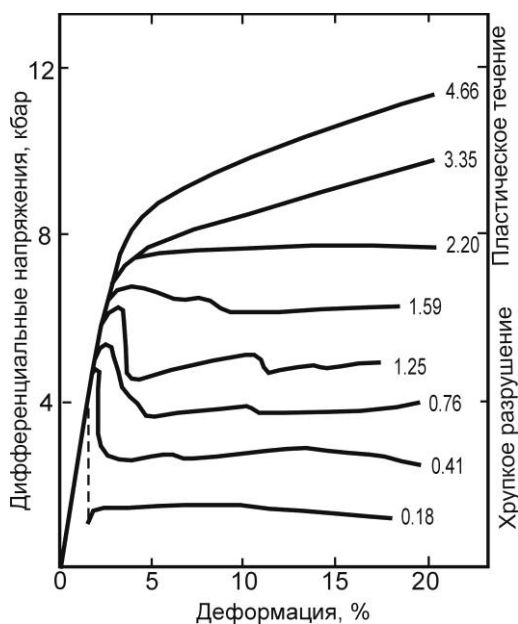


Рис. 27. Результаты лабораторных экспериментов по разрушению образцов горных пород при высоких давлениях [Byerlee, 1967]. В конце каждой кривой показано значение обжимного давления в кбар (1000 кГ/см^2). Дифференциальные напряжения – разность осевой нагрузки и нагрузки бокового обжима

Напряжения τ_n и σ_{nn} рассчитываются на плоскости трещины по данным об обжимающем давлении ($\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = -p_H$) и осевом напряжении (σ_{zz}) на основе выражений (5). Для этого замеряется угол, который трещина составляет с осевым напряжением, и далее, используя (23), (31) и (44), рассчитываются направляющие косинусы нормали с главными осями напряжений и компоненты напряжений на плоскости трещины ($\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_1 = \sigma_2, \sigma_{zz} = \sigma_3$).

Устойчивому состоянию на плоскости будущей трещины сдвига (разрыва) отвечает знак неравенства в законе Кулона (44), а хрупкому разрушению – знак равенства. Для формирования хрупкого скола касательные напряжения должны преодолеть не только прочность зацепов (τ_f), но и сухое трение ($k_f; \sigma_{nn}$). Прочность сцепления изначально целых образцов одних и тех же пород наибольшая. Поскольку прочность образцов с дефектами ниже, чем целых, то на диаграмме Мора для одного и того же типа пород при одном и том же уровне обжимающих напряжений существует разброс уровня осевой нагрузки, определяющий развитие хрупкой трещины (рис. 28). Разные типы кристаллических пород коры эту ситуацию еще более усиливают.

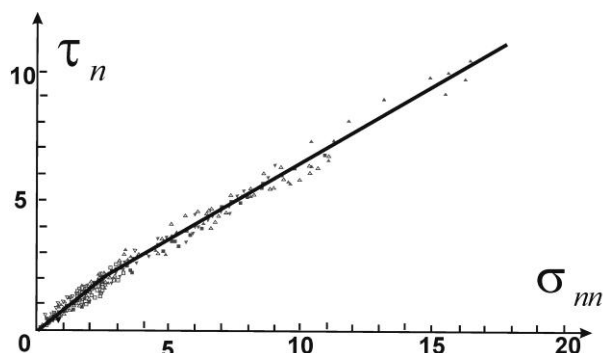


Рис. 28. Результаты лабораторных экспериментов по разрушению образцов горных пород при высоких давлениях [Byerlee, 1978].

Точки определяют касательные и нормальные напряжения на плоскости трещин, возникших в образце при его разрушении. Ломаная линия, проходящая через центр облака экспериментальных точек, определяет соотношение между нормальными и касательными напряжениями в законе Байерли (44-45). Направо откладываются отрицательные значения нормальных напряжений (напряжения в кбар)

Таким образом, на диаграмме Мора вместо предельной поверхности, которой обычно изображают достижение предела хрупкой прочности, был получен разброс точек, отвечающий предельному соотношению нормальных и касательных напряжений. Было установлено, что вид облака точек на диаграмме Мора меняется с изменением нормальных напряжений на трещине.

Дж. Байерли [Byerlee, 1978] предложил ввести закон связи между нормальными и касательными напряжениями, определяющим предельное их соотношение, на основе проведения на диаграмме Мора линий через середину облака экспериментальных точек. Им предложено два таких соотношения для двух диапазонов напряжения, нормального к трещине в образце (разлому):

$$\tau_n = 0.85|\sigma_{nn}| \quad \text{при } |\sigma_{nn}| \leq 2 \text{ кбар}; \quad (45)$$

$$\tau_n = 0.5 \text{ кбар} + 0.6|\sigma_{nn}| \quad \text{при } 2 \text{ кбар} \leq |\sigma_{nn}| \leq 20 \text{ кбар}. \quad (46)$$

Соотношение (45) характеризует горные породы как раздробленный материал с нулевым сцеплением τ_c на поверхностях скольжения и коэффициентом трения $k_f = 0.85$ или углом трения $\varphi_f \approx 40.5^\circ$ ($\operatorname{tg} \varphi_f = k_f$), а соотношение (46) – определяет их как связные материалы с величиной сцепления $\tau_f = 0.5$ кбар и $k_f = 0.6$ ($\varphi_f \approx 31^\circ$).

Угол между плоскостью скалывания горных пород и плоскостью максимального касательного напряжения равен половине угла φ_f . Он отличается от 45° . Это говорит о том, что горные породы в отличие от металлов разрушаются не по площадкам максимальных касательных напряжений (точка А на рис. 29), а по *плоскостям (площадкам) скалывания* горных пород, которым отвечает точка С на рис. 29.

Поскольку на диаграмме Мора углы между осями главных напряжений увеличиваются вдвое, то соответственно угол оси σ_3 , с нормалью к плоскости трещины составит $0.5(90 + \varphi_f)$, а с плоскостью трещины – $0.5(90 - \varphi_f)$.

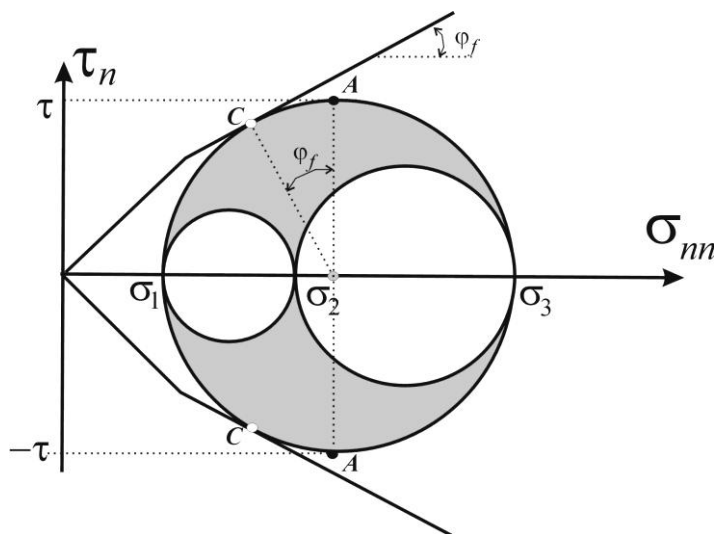


Рис. 29. Положение на круге Мора напряженных состояний, отвечающих плоскостям скалывания горных пород С и плоскостям действия максимальных касательных напряжений А. Направо откладываются отрицательные значения нормальных напряжений

Соотношения (45) и (46) принято называть законом Дж. Байерли. Отличие этого закона от предела прочности по Кулону состоит в определении конкретных параметров прочности для кристаллических горных пород. Закон Байерли является критическим соотношением между нормальными и касательными напряжениями на плоскости трещины. Это значит, что предельным напряженным состоянием является такое, у которого большой круг Мора касается ломаной линии закона Байерли (рис. 30). Ниже ломаной линии находятся допустимые напряженные состояния. Ни один большой круг Мора какого-либо напряженного состояния не должен пересечь ломаную линию закона Байерли.

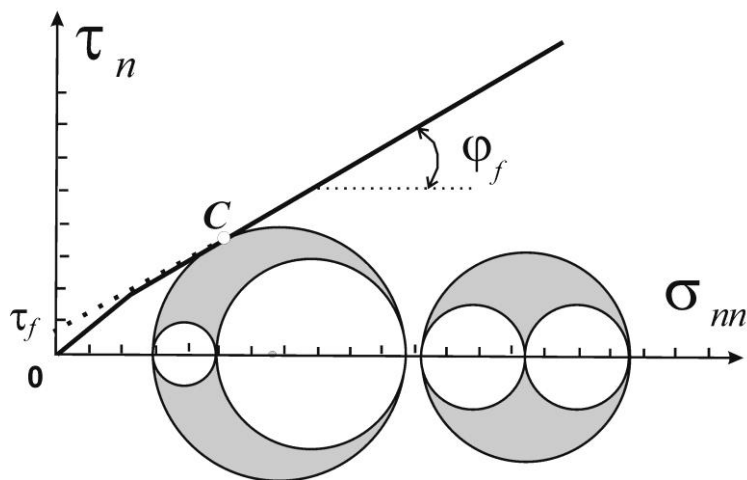


Рис. 30. Предельное напряженное состояние (круги Мора слева) – большой круг Мора касается предельных линий Байерли

На самом деле выдвинутое требование не совсем удовлетворяет результатам экспериментов (см. рис. 30). Фактически это означает, что часть напряженных состояний, для которых в эксперименте получены трещины скалывания, по Дж. Байерли считаются недостижимыми. Чисто упругие напряженные состояния находятся ниже этих линий (пример, круги Мора справа). Точка *C* определяет напряженное состояние на плоскости скалывания. Предел прочности показан только в верхней части диаграммы.

В работе [Ребецкий, 2007] показано, как более корректно следует интерпретировать результаты экспериментов по разрушению образцов горных пород.

Диапазон прочности трещин в горных породах – полоса хрупкого разрушения. Результаты экспериментов по разрушению образцов горных пород при высоком давлении обладают существенно большей информацией, чем та, которую использовал Дж. Байерли при построении теории хрупкого разрушения горных массивов – выражения (45) и (46). В этом разделе будут сформулированы положения, которые составляют основу метода катакластического анализа разрывных смещений [Ребецкий, 2007] в части расчета величин тектонических напряжений. Эти положения являются прямым следствием экспериментов по хрупкому разрушению трещиноватых образцов и отмечались авторами экспериментов.

Эксперименты над образцами, обладающими дефектами, показали, что в реальных горных массивах, содержащих трещины и поверхности пониженной прочности, разрушение может происходить не только с образованием новых поверхностей разрывов, но и путем активизации уже существующих. При этом прочность ненарушенных участков определяется внутренней прочностью горных пород, а возможность активизации старых разрывов зависит от значения их поверхностного сопротивления сдвигу – прочностью сдвига (*strength shear*), определяемого поверхностным сцеплением – прочностью сцепления (*cohesion*) и коэффициентом сухого трения. Заметим, что прочность сцепления вдоль уже существующих разрывов может с течением времени как увеличиваться (залечивание разрыва при пониженном уровне напряжений), так и падать до некоторого минимального значения при длительном действии высоких напряжений (длительная прочность) [Гзовский, 1960, 1975].

Возвращаясь к данным, приведенным в работе [Byerlee, 1978], дадим новую интерпретацию результатов этих экспериментов [Ребецкий, 2003]. Проведем для данных рис. 28 две предельные линии, ограничивающие сверху и снизу основное облако точек (рис. 31). Видно, что верхняя ограничивающая линия представляет собой ломаную линию, а нижняя – прямую, проходящую в начало координат.

В области, заключенной между предельными линиями рис. 31, возникают трещины скалывания, вне этой области трещин скалывания (сдвига) не образуется. Далее в этом разделе данное положение будет уточнено. Выделенную на рис. 31 область можно назвать зоной хрупкого разрушения. Дополнительные исследования [Ставрогин, Протосения; 1992] показали, что на микроскопическом уровне в этой области формируется система трещин сдвига и отрывов, что приводит к увеличению объема деформируемых образцов – дилатансии (*dilatancy*). Отметим, что это изменение объема может происходить в условиях, когда среднее напряжение сжимающее – всестороннее сжатие. Таким образом, явление дилатансии по деформационному эффекту прямо противоположно эффекту дилатации (см. раздел).

Поскольку наиболее протяженный участок верхней ограничивающей линии параллелен нижней, то, упрощенно, уравнения этих линий могут быть представлены двумя параллельными прямыми линиями (рис. 31):

$$\text{для верхней огибающей } \tau_n + 0.6\sigma_{nn} = 1 \text{ кбар,} \quad (47)$$

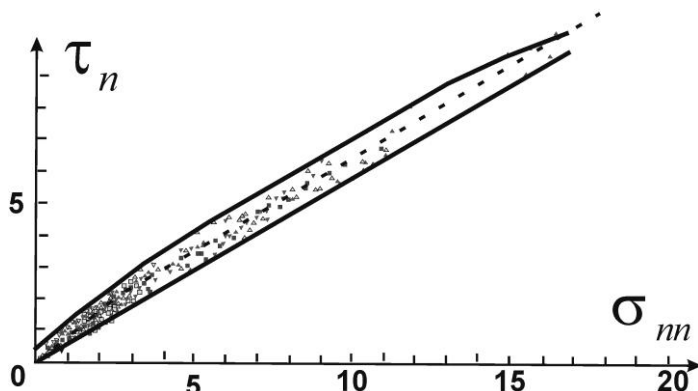
$$\text{для участка нижней линии } \tau_n + 0.6\sigma_{nn} = 0. \quad (48)$$

Таким образом, от зоны хрупкого разрушения мы перешли к полосе хрупкого разрушения, понятие которой имеет критически важное значение в методе катакластического анализа разрывных смещений Ю.Л. Ребецкого [2007] реконструкции природных напряжений

Для верхней огибающей 1 кбар – величина средней прочности сцепления для образцов кристаллических горных пород. Забегая вперед, отметим, что прочность сцепления горных пород зависит от размера образцов. С увеличением размера прочность падает. В соответствии с результатами экспериментов, представленных на рис. 31, соотношение (47) определяет верхнее предельное касательное напряжение для данного значения давления на поверхности возникшей трещины – предел прочности ненарушенных хрупких горных пород [Byerlee, 1967]. Для любых тщательно отобранных (бездефектных) образцов горных пород не могут быть достигнуты значения касательных напряжений на поверхности скола большие, чем это требует выражение (47).

Выражение (48) характеризует нижний предел соотношения между нормальными и касательными напряжениями, после достижения которого вдоль бортов образовавшихся трещин могут происходить смещения с сухим трением. Эти соотношения определяют *минимальное сопротивление сухого трения* (поверхностного) *трения* для существующих в горных породах трещин.

Рис. 31. Линии, огибающие облако экспериментальных точек: предел прочности сплошных образцов – верхняя огибающая, минимальное сопротивление сухого трения – нижняя огибающая. Линия закона Байерли показана пунктиром. Область между этими линиями – зона хрупкого разрушения



Поскольку реальная порода всегда имеет дефекты прочности, то трещины будут возникать и для напряженных состояний, большой круг Мора которых не пересекает линию минимального сопротивления сухого трения (нижняя линия рис. 32), но еще не достиг предела прочности бездефектных горных пород (верхняя линия рис. 32) и даже ниже предельной линии Байерли (пунктирная линия рис. 32). Для напряженного состояния, коснувшегося внешней огибающей, кроме трещин, возникающих вдоль площадок с дефектами прочности, будут формировать новые трещины с ориентацией, отвечающей плоскости скалывания. Напряженное состояние, большой круг Мора которого находится ниже нижней огибающей линии, не может активизировать ранее существующие дефекты прочности из-за того, что касательные напряжения на плоскостях с любой их ориентацией не могут преодолеть силы поверхностного трения.

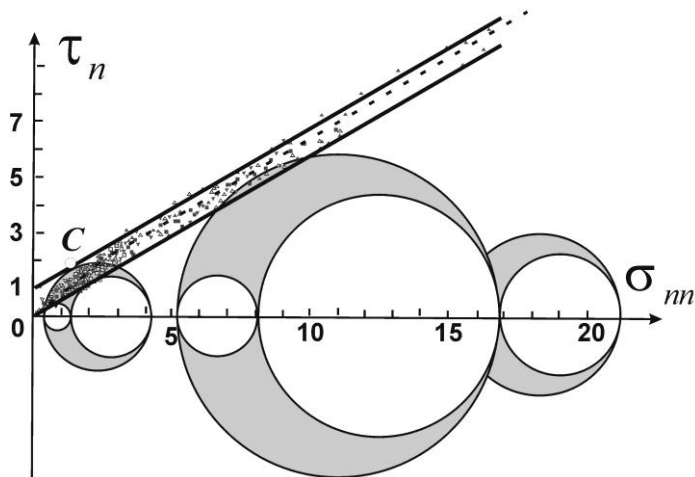
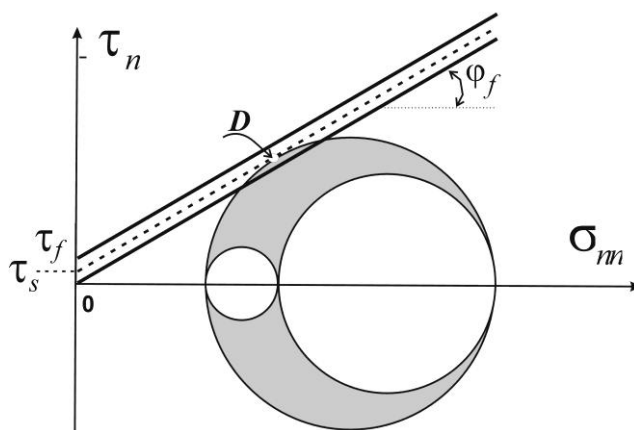


Рис. 32. Полоса хрупкого разрушения на диаграмме Мора в виде двух параллельных прямых линий (показана только в верхней части диаграммы). Разным напряженным состояниям отвечают разные возможности формирования трещин. Пояснения в тексте

Скольжение вдоль берегов всех трещин реализуется с трением по закону Кулона при одинаковом значении коэффициента поверхностного трения. Для напряженных состояний с $\sigma_{nn}^* = const$ различие в предельных состояниях на берегах уже существующих трещин, имеющих разное значение τ_n , заключается в разном значении величины поверхностного сцепления τ_s на их бортах (см. рис. 33). Причем верхний предел значения τ_s определяется значением внутренней прочности сцепления ненарушенных пород τ_f :

$$\tau_n + k_s \sigma_{nn} = \tau_s \text{ при } |\sigma_{nn}| \leq 0 \text{ при } 0 \leq \tau_s \leq \tau_f. \quad (49)$$

Рис. 33. Полоса разрушения на диаграмме Мора в виде двух параллельных прямых линий (показана только в верхней части диаграммы). Разным напряженным состояниям отвечают разные возможности формирования трещин. Пояснения в тексте



Серия экспериментов по исследованию хрупкого разрушения образцов горных пород при наличии порового давления флюида [Byerlee, 1967; Handin, 1972; Stesky, 1978; Ставрогин, Протосеня, 1992] показала снижение прочности пород с увеличением порового давления. В работах К. Терцаги [1961] было показано, что давление флюида можно учитывать путем вычитания из нормального давления, действующего на поверхности скольжения. В этом случае предельное соотношение Кулона (47) может быть переписано в следующем виде:

$$\tau_n = \tau_s - k_c \sigma_{nn}^*, \quad \sigma_{nn}^* = \sigma_{nn} + p_f \quad (50)$$

при $\sigma_{nn}^* \leq 0$, $\tau_n \geq 0$, $p_f \geq 0$, $0 \leq \tau_s \leq \tau_f$. Согласно К. Терцаги для насыщенных флюидом сред следует использовать понятие эффективного нормального напряжения σ_{nn}^* (50), уровень сжатия в которых уменьшается на величину флюидного давления в трещинно-поровом пространстве пород. Важно заметить, что выражения (50) верны до тех пор, пока нормальное эффективное давление на трещине сжимающее.

Связь между диаграммой Мора и стереографической сеткой Вульфа. В геологии для изображения положения трещины и направления смещения на ней часто используется палетка Вульфа. Покажем, что существует взаимосвязь распределения на диаграмме Мора точек, характеризующих напряженное состояние на плоскости активной трещины, распределение точек на палетке Вульфа, определяющих ориентацию плоскости трещины. На рис. 34 показаны три состояния, касающиеся внешней линии предела хрупкой прочности, с разным типом тензора напряжений: а) вблизи чистого; б) вблизи одноосного сжатия; в) вблизи одноосного растяжения.

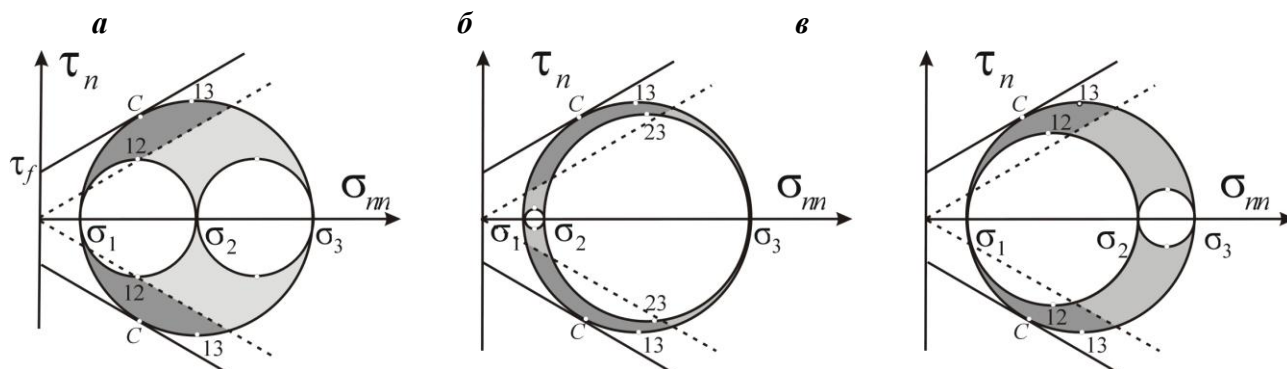


Рис. 34. Области (темно серая заливка), отсекаемые кругами Мора от полосы хрупкого разрушения (сплошная – верх, пунктирная – низ), для трех разных видов тензора напряжений: а) $\mu_\sigma \rightarrow 0$, б) $\mu_\sigma \rightarrow +1$, в) $\mu_\sigma \rightarrow -1$.

Точки 12, 13, 23, С, отвечают наибольшим касательным напряжениям трех кругов Мора и напряжениям предела хрупкой прочности

На рис. 35 для каждого из этих состояний показаны три состояния, касающиеся внешней линии предела хрупкой прочности, с разным типом тензора напряжений: а) вблизи показаны семейства

поллюсов трещин для случая, когда одна из главных осей тензора напряжений ориентирована на зенит ($\sigma_i = \sigma_{zz}$, $i = 1, 2, 3$): I – $\sigma_1 = \sigma_{zz}$; II – $\sigma_3 = \sigma_{zz}$; III – $\sigma_2 = \sigma_{zz}$, т.е. для режимов горизонтального сжатия, растяжения и сдвига соответственно.

Если бы горные массивы не имели дефектов прочности, то трещины сколов образовывались вблизи плоскости скалывания – точка *C* на диаграммах Мора и на верхних полусферах. Это были бы сопряженные пары трещин сдвига. Поскольку в природных горных массивах множество дефектов в виде ранее существовавших и частично залеченных трещин, то в реальности трещины на диаграмме Мора попадают в полосу хрупкого разрушения. На полусферах они образуют семейства точек в виде областей, охватывающих одну из главных осей напряжений.

Как видно из рис. 35 разброс полюсов трещин в виде конуса вокруг оси имеет место для состояний Ia, IIa, IIIa, IIб, IIIб. При этом только IIб, IIIб действительно является одноосным растяжением. Точно так же и конус полюсов трещин вокруг оси σ_3 имеет место для состояний Ib, IIб. Эти состояния действительно являются одноосным сжатием.

Таким образом, данных о распределении полюсов трещин на стереографической сетке хватает для определения осей главных напряжений, но их не достаточно для оценки вида тензора деформаций или напряжений [Расцветаев, 1987а, б].

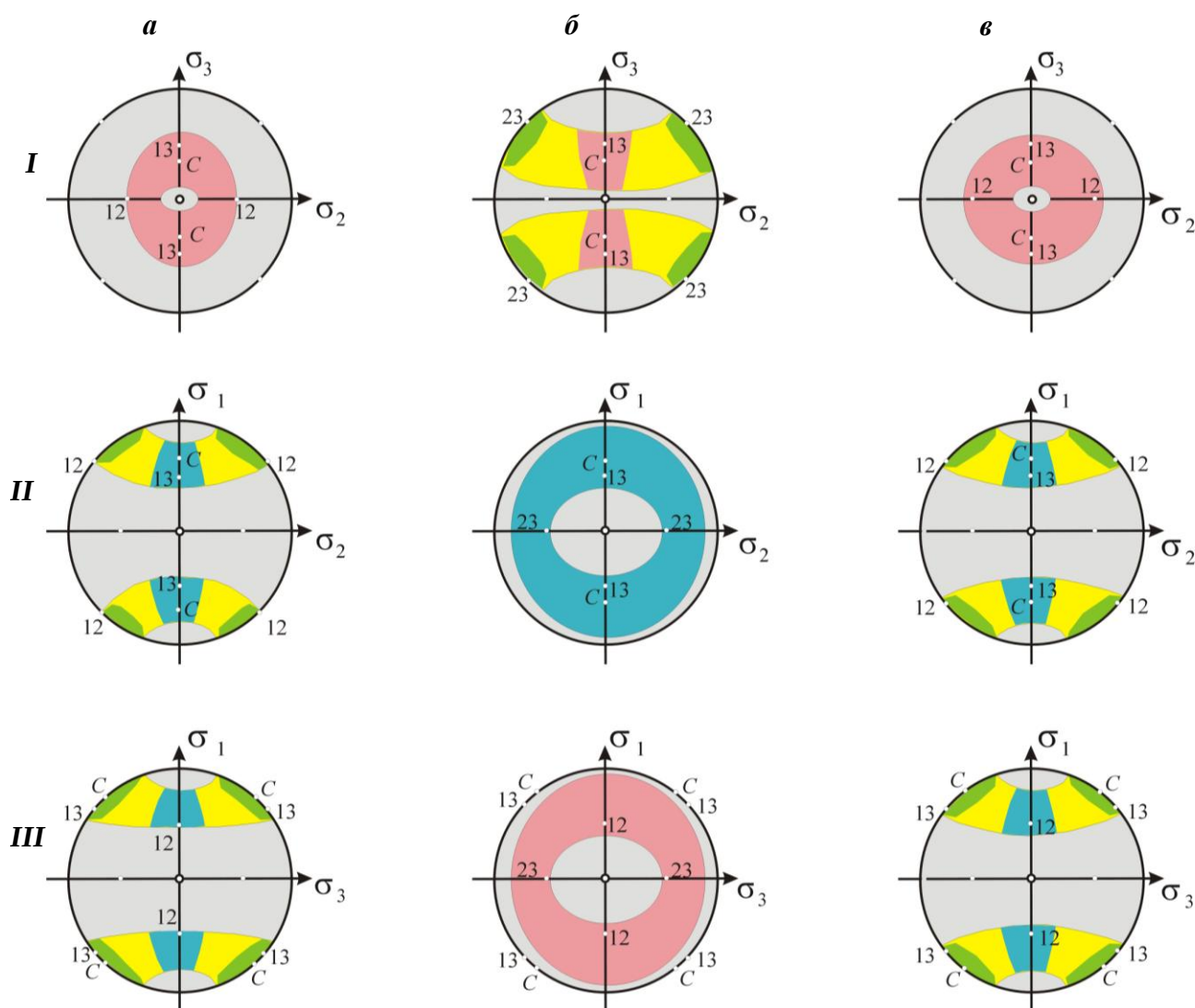


Рис. 35. Области хрупкого разрушения рис. 34 на стереографической сетке Вульфа.

Рассмотрены три варианта вертикальной ориентации осей одного из главных напряжений: I – вертикально σ_1 , II – вертикально σ_3 , III – вертикально σ_2 . На полусферах области, где силы трения не дают возможности реализоваться сдвигу на трещине (области ниже пунктирной линии на диаграмме Мора – I) показаны светло-серой заливкой. Светло-красной заливкой выделены участки, где на трещинах реализуются взбросы, светло-синей – сбросы, светло-зеленой – сдвиги. Желтому цвету отвечают сочетания разных кинематических типов. На верхних полусферах показаны характерные точки 12, 13, 23, *C*, изображаемые на диаграмме Мора

Разрушение от растяжения и сжатия. Хорошо известно, что кроме трещин скалывания в горных породах существуют и трещины отрыва. Известно, что прочность горных пород на растяжения в десятки и даже сотни раз ниже прочности на сдвиг. Из-за этого существуют сложности даже в осуществлении экспериментов на выяснение предельных растягивающих напряжений, которые способна выдержать горная порода. Применяются различные ухищрения в виде «бразильского способа» создания напряжений растяжения в цилиндрическом образце при его сжатии вдоль радиуса.

В экспериментах по разрушению горных пород подобные трещины можно получить не только при приложении реально растягивающих напряжений. При создании в образце чистого сдвига возникают трещины, сочетающие сдвиг с компонентой отрыва. Также трещины отрыва возникают и при одноосном сжатии. При этом плоскость трещины отрыва параллельна осевой нагрузке (см. рис. 36).

В совокупности эксперименты на растяжение, чистый сдвиг и одноосное сжатие позволяют на диаграмме Мора получить предельную поверхность вдоль участка горизонтальной оси, отвечающего положительным (растягивающим) напряжениям на плоскости формирующейся трещины (рис. 36).

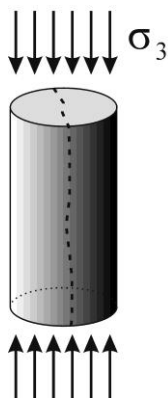


Рис. 36. Формирование трещины отрыва (показана на видимой стороне образца) в эксперименте на одноосное сжатие без бокового обжатия

Из школьного курса физики мы вынесли представление, что конструкционные материалы (бетон, дерево, металлы) при обычном уровне всестороннего давления не разрушаются. Перенос этих представлений на горные породы оказывается неправильным. Все горные породы коры (осадочные, метаморфические, магматические) разрушаются при всестороннем давлении, и уровень этого давления вполне достижимо в условиях коры. Подобное поведение горных пород связано с их макро- и микроскопической неоднородностью, наличием внутренних пор и прочностных дефектов. Разрушение происходит в основном по границам зерен, по их угловым частям. В породе возникают зоны дробления, что способствует ее уплотнению.

Разрушение горных пород, сопровождающееся уплотнением, требует повышенного уровня обжатия или высокой степени трещинно-порового разуплотнения. Наличие девиаторной компоненты напряжений обеспечивает возможность уплотнения при меньшем уровне всестороннего обжатия, что предопределяет соответствующий наклон предельной поверхности, отвечающей началу уплотнения – компакции (compaction), представленной на рис. 37. Здесь диаграмма Мора изображена в виде параметрической плоскости для максимального касательного напряжения и эффективного (с учетом флюида) всестороннего давления. Предельная поверхность хрупкой прочности для такой параметрической области именуется критерием Кулона – Мора.

Поскольку явление компакции в породах может происходить при наличии девиаторной компоненты тензора напряжений, то отмечено, что полосы компакции, как правило, возникают ортогонально оси максимального сжимающего напряжения.

Опыт изучения природной трещиноватости методами тектонофизики показал, что иногда встречаются локальные объемы горных пород, в которых формируется достаточно большое число зеркал скольжения, полюса которых субпараллельны оси максимального сжатия [Сим, 1987]. Это означает, что напряженные состояния плоскостей таких трещин попадают не в полосу дилатансии (хрупкого разрушения), а в полосу компакции (рис. 38). Можно *предположить*, что механизм разрушения этих трещин несколько отличается от механизма, формирующего трещины скалывания в зоне дилатансии.

Формирование таких трещин *возможно* при наличии в составе горных пород минералов, облегчающих скольжение, поэтому такие трещины, вероятно, следует отнести к трещинам пластического сдвига.

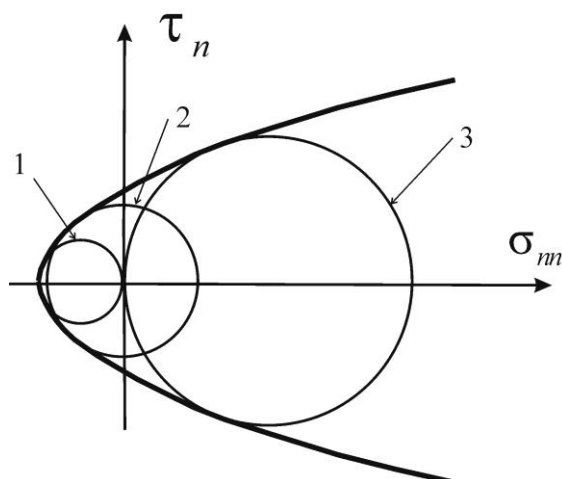


Рис. 37. Предельная поверхность хрупкого разрушения, получаемая из экспериментов на одноосное растяжение (1), чистый сдвиг (2) и одноосное сжатие (3)

После завершения компакций геологическая среда достигает повышенной прочности и способна переходить в истинное пластическое состояние, когда необратимые деформации в большей части достигаются за счет образования и движения внутрикристаллических дислокаций. Зона активного уплотнения вместе с зоной дилатансии – это области трещинного деформирования геосреды, осуществляющиеся в разных масштабных уровнях.

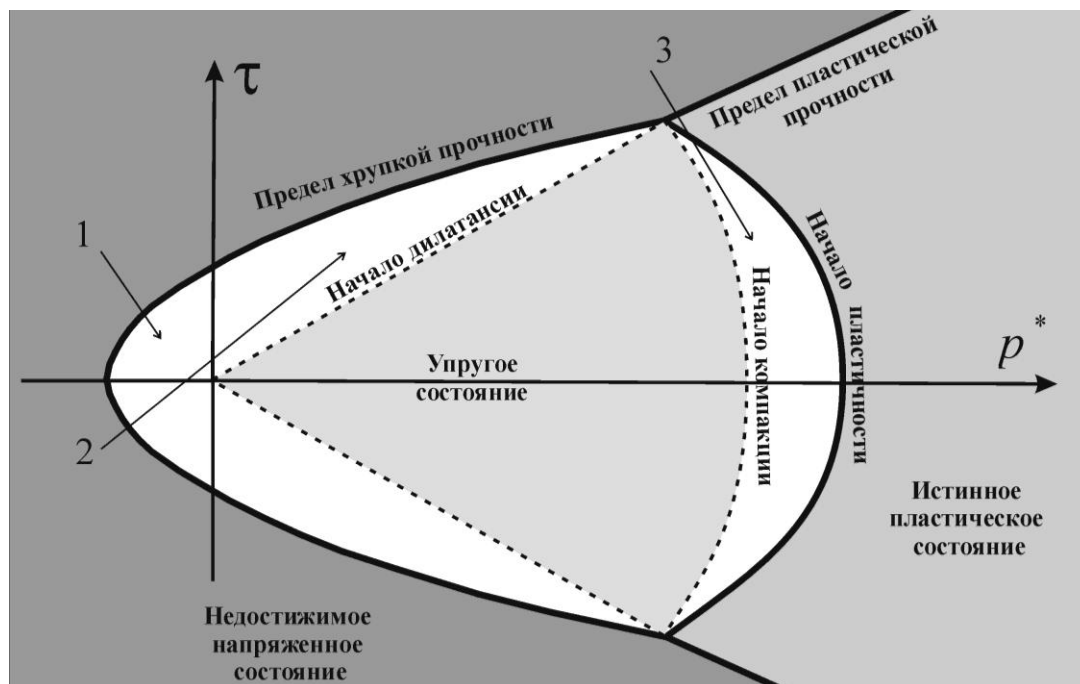


Рис. 37. Предельные поверхности прочности, начала дилатансии, компакций и истинной пластичности. 1) область отрывного разрушения; 2) область дилатансии (макро- и мегатрещины – разрывы); 3) область компакций (микро и макроскопические трещины)

Предельная поверхность хрупкой прочности вместе с предельной поверхностью на стадии истинной пластичности ограничивают возможные напряженные состояния, которые могут существовать в геосреде.

Заключение

Представленные геомеханические соотношения, результаты экспериментов хрупкого разрушения образцов горных пород и их интерпретация на диаграмме Мора являются тем минимальным базисом, который должен знать любой исследователь, ставящий перед собой задачу изучения природных напряжений по геологическим и сейсмологическим данным о разрывных смещениях.

Тема 2 ПОЛЕВЫЕ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ МАССИВОВ ГОРНЫХ ПОРОД.

Изучение закономерностей пространственного распределения и изменения во времени тектонических напряжений является одной из важнейших задач в целом ряде дисциплин наук о Земле. К таким задачам в геотектонике относят объяснение механизма формирования тектонических структур различного масштабного уровня; в сейсмологии – изучение формирования очаговой области на стадии, предшествовавшей землетрясению, и развития процесса постсейсмической релаксации на афтершоковой стадии; в полевой геологии – установления взаимосвязи условий формирования складчатых, разрывных и других деформационных структур с залежами полезных ископаемых.

Актуальность и практическая значимость изучения напряженного состояния земной коры определяется возрастающей необходимостью создания в тектонически сложно построенных и сейсмически опасных районах крупных промышленных, горнодобывающих и социальных объектов. Для обеспечения безопасной и эффективной эксплуатации подземных горных выработок и открытых карьеров необходимо изучение не только тектоники региона, но и установление геодинамических особенностей этих территорий, проявляющихся в характере напряженного состояния верхних слоев земной коры. Горным инженерам при расчетах по обеспечению безопасности карьеров, горных выработок и др. сооружений необходимо знать начальное тектоническое напряженное состояние. Тектонические напряжения, наряду с тектоникой, магматизмом и метаморфизмом играют важную роль в процессах рудообразования, поэтому создание геодинамических моделей минерализации необходимо для определения мест локализации как рудных, так и нерудных полезных ископаемых. Тектонофизический прогноз участков с повышенной проницаемостью дает возможность для обоснованной постановки разведочных и поисковых скважин на месторождениях углеводородов, а также для прогноза перспективных площадей с локализацией гидротермальных и гидротермально-метасоматических рудных тел.

В тектонофизике созданы методы реконструкции параметров тектонических напряжений и приращений сеймотектонических деформаций, использующие для анализа данные о скалковых разрывах и трещинах. В этих методах активные разрывы и трещины рассматриваются как своеобразные динамометры, тензодатчики напряжений и деформографы, которые обычно используются при осуществлении лабораторных экспериментов по деформированию образцов горных пород. Таким образом, методы реконструкции тектонических напряжений мегаскопического масштаба могут быть сопоставлены с инструментами исследования напряжений и деформаций, которые используются при лабораторном моделировании для объектов несоизмеримо меньшего масштаба. В данных лекциях кратко изложены три тектонофизических метода: 1) кинематический метод О.И. Гущенко; 2) структурно-геоморфологический метод Л.А. Сим; 3) структурно-парагенетический метод Л.М. Расцветаева.

Разрывы и геологические индикаторы тектонических напряжений

Разрывы (англ.: *fault*; синонимы: разрывные смещения, разрывные нарушения, разрывные дислокации, дизъюнктивы) в геологической среде являются следствием нарушения сплошности среды, проявляющемся в процессе деформирования при достижении критического напряженного состояния. В геологическом словаре [Геологический..., 2012] дается следующее определение разрыва – в структурной геологии – вид дизъюнктивных дислокаций – поверхность разрушения массива горных пород, фиксируемая по видимому смещению слоев и других перерескаемых ими образований, либо при отсутствии маркеров смещения, по тектоническому контакту горных пород разного состава и возраста. Нарушение сплошности могут быть отрывного типа, когда в момент образования разрыва нарушается непрерывность смещений, нормальных к нему. В этом случае в сам момент образования отрыва берега разрыва отходят друг от друга, образуя полость. При противоположном направлении смещения, сопровождающемся сближением бортов нарушения, образуются зоны сдвигания или компакций, которые редко диагностируются как собственно разрывы. Другим видом нарушения сплошности являются разрывы сдвигового типа. Здесь термин

сдвиг употребляется в том значении, как он принят в механике (мех.), т.е. когда нарушается непрерывность смещений, параллельных разрыву.

Мелкие разрывные смещения обычно называют тектоническими трещинами. У трещин достаточно четко видны их борта, пространство между которыми может быть заполнено новообразованными минералами, а может фрагментарно сохранять пустотность. Для «невооруженного» взгляда вещество бортов трещин часто не отличается от более удаленных от нее участков породы. Выделяемые в полевых условиях тектонические трещины могут иметь протяженность от первых миллиметров до десятков и сотен метров. Для трещин протяженностью десятки сантиметров и даже в несколько метров, как правило, хорошо видны ее концы (кончик трещины – мех.). Вблизи концов трещин возможно появления мелких трещин сдвига и отрыва, образующих характерные структурно-парагенетические ассоциации (парагенезы). Характерный размер собственно разрывов составляет от десятка метров до первых километров. Более крупные разрывные смещения могут быть определены как разломы или разрывные (разломные) зоны. Они имеют большую протяженность (десятки и сотни километров) и отличаются от трещин тем, что в них стирается четкая граница между разрывной зоной и ненарушенным бортом. Описываемые тектонические трещины и разломы занимают макро- (сантиметры – первые метры) и мегаскопические (десятки метров – сотни километров) масштабы. Но трещины также можно увидеть и на мезо- (доли миллиметров) и микроуровнях (микрон). В кристаллах и зернах существуют дислокации, создающие смещения сдвигового типа. Из теории пластичности известно, что пять разноориентированных дислокаций способны реализовать любой тип пластических деформаций.

Имеющиеся геологические, геофизические и сейсмологические данные, а также теоретические представления, опирающиеся на геомеханический эксперимент, позволяют предположить, что каждый из рассмотренных трех типов сдвиговых нарушений сплошности (дислокация, трещина, разлом) имеет свой характерный способ реализации смещения [Ребецкий, Лермонтова, 2015]. Таким образом, на определенных диапазонах масштабных уровней имеет место триада: дислокации, трещины, разломы. При этом на границах перехода от одного типа разрыва сплошности к другому возможно наложение (одновременное сосуществование) двух смежных типов разрывов.

При полевом изучении разрывов рассматривают следующие элементы: 1) крылья (или борта) разрыва; 2) сместитель; 3) зона разрыва; 4) область динамического влияния разрыва (рис. 1).

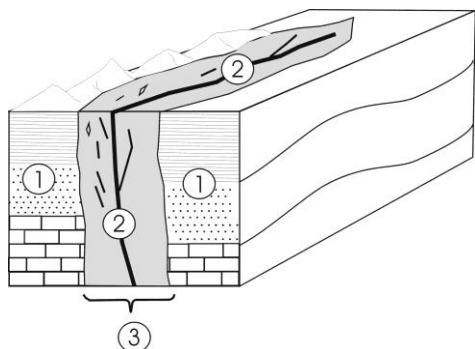


Рис. 1. Основные элементы разрыва: 1 – крылья (борта) разрыва, 2 – сместитель, 3 – зона разрыва

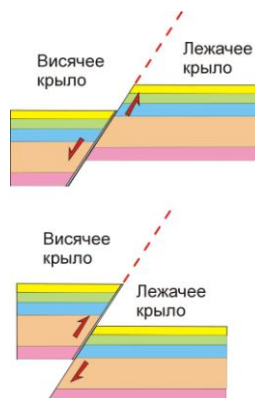


Рис. 2. Название крыльев разлома по их положению относительно сместителя. Висячее крыло расположено над плоскостью сместителя, а лежащее крыло под плоскостью сместителя

Крылья разрыва (англ.: *fault wall*, синонимы: борта, бока, берега, фланги) представляют собой относительно не нарушенные (на рассматриваемом уровне изучения) блоки горных пород. Крыло разрыва, расположенное над поверхностью сместителя, называют *висячим крылом* разрыва, а расположенное под поверхностью сместителя называют *лежащим крылом* разрыва (рис. 2). В случае если наклон поверхности сместителя близок к вертикальному или нет возможности определить этот наклон, удобнее придавать крыльям разрыва названия по их географическому положению. Например, северное и южное крылья разрыва (рис. 3). Если при работе на геологическом обнажении, находясь напротив плоскости разрыва, исследователь видит её падение в свою сторону, то рассматриваемое крыло именуется лежащим, а при падении от исследователя – висячим, т.е. крыло разрыва «висит» над наблюдателем.



Рис. 3. Название крыльев разрыва с субвертикальной плоскостью сместителя в кампанских отложениях Северо-Западного Кавказа по их географическому положению (северное и южное крылья)

Сместитель (англ.: *fault surface*) представляет собой поверхность, по которой происходит относительное перемещение крыльев разрыва в процессе деформации разрушения. В большинстве случаев сместитель можно представить в виде воображаемой плоскости, называемой плоскостью сместителя или плоскостью разрыва (*fault plane*), относительно которой крылья разрыва испытывают относительные перемещения. Вблизи и на самой плоскости сместителя эти движения оставляют разнообразные следы или кинематические признаки перемещений.

Реальная зона разрывного нарушения имеет более сложное строение и представляет собой геологическое тело, которое не во всех случаях может быть представлено в виде плоскости. Часто встречаются изогнутые и волнообразные поверхности сместителя. При полевом изучении сложная форма разрывных нарушений документируются либо в виде серии отдельных описаний его участков (которые могут быть описаны как плоскости), либо непосредственным картированием с фиксацией изменений параметров сместителя в пространстве. На поверхностях смещения часто наблюдаются зеркала скольжения, образующиеся в результате механического взаимодействия путем истирания и растворения противоположных крыльев разрыва. В других случаях эти поверхности могут быть представлены полностью дезинтегрированной породой (тектонитом), в которой сложно выделить основную поверхность смещения.

Зона разрыва (*fault zone*) представляет собой область, в которой проявлены связанные с основным разрывом трещины, оперяющие разрывные нарушения и продукты разрушения (тектонические брекчии, глинки трения, милониты и т.п.). При полевом изучении важно оценить зону разрыва, где проявлены изменения и сопутствующие нарушения в массиве горных пород, связанные с деформациями разрушения этого дизъюнктива. Внутри этой зоны иногда может выделяться главный (*master fault*) или магистральный разрыв [Геологический.., 2012].

Область динамического влияния разлома (*fault impact zone*, [Шерман и др., 1983; Лобацкая, 1983]) представляет пространство с проявлением следов деформаций, вызванных формированием разрыва и подвижками по нему. В этой области региональное поле напряжений испытывает значительные вариации, связанные с существованием разрыва. В строении области динамического влияния разлома выделяется приразломная часть, в которой проявлены остаточные деформации и окружающая её зона с измененным напряженным состоянием. Под областью динамического влияния разлома по Р.М. Лобацкой [1983] принято понимать область, связанную с формированием разлома и движением по нему, в пределах которой горные породы подвергаются механическим, химическим и структурным изменениям (т.е. фактически близки к зоне разрыва). Согласно геологическому словарю [Геологический..] применение к термину область динамического влияния разлома синонима зона разлома (разрыва) не совсем корректно. На основании экспериментальных данных были оценены области динамического влияния разломов для различных кинематических типов разломов при разной тектонической активности территорий, а также мощности и вязкости земной коры [Шерман и др., 1983]). В наиболее общем виде соотношение между длиной (L) и

шириной (m) зоны разлома может быть выражено как $m = 0.22 L^{0.95}$ (км) [Шерман, 1977]. При моделировании сдвиговых зон были установлены соотношения между мощностью модели (глубиной) и шириной зоны дробления [Борняков, 1981].

Разрывное нарушение может быть охарактеризовано следующими основными параметрами: формой, элементами залегания (азимут падения и простираания, угол падения), направлением относительного перемещения крыльев разрыва (угол подвижки и кинематический тип), амплитудой относительного перемещения (амплитуда по смещению или компонента горизонтального/вертикального смещения), мощностью зоны сместителя и зоны разрыва, текстурными и минеральными особенностями и т.д.

Элементы залегания плоскости сместителя разрыва позволяют зафиксировать азимут простираания/азимут падения плоскости сместителя и угол падения плоскости сместителя (рис. 1.4).

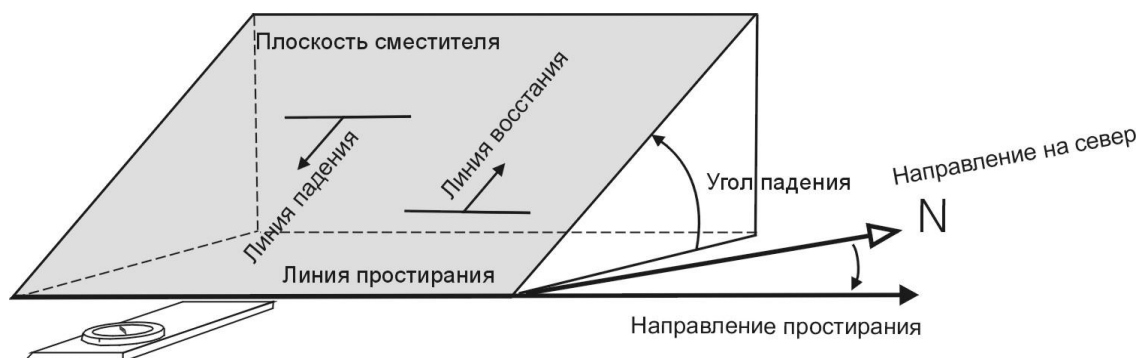


Рис. 4. Элементы залегания плоскости сместителя разрыва. В верхней части блок-диаграмма с положением линий падения, простираания и восстания, а также углом падения. В нижней части показано соотношение между направлением на север и направлением простираания

Линия простираания (*strike line*) представляет собой линию пересечения плоскости сместителя с горизонтальной плоскостью. Правило определения *направления простираания* состоит в том, что наблюдатель, смотрящий вдоль линии простираания, видит висячее крыло разрыва справа (по правую руку). Соответственно, направление наибольшего уклона, называемое направлением падения, у наблюдателя также расположено справа. Измеряемый по часовой стрелке угол от направления на север до направления простираания называется **азимутом простираания** (*strike azimuth*). Угол (также измеряемый по часовой стрелке) от направления на север до направления падения называется **азимутом падения** (*dip azimuth*). Значения азимута простираания и азимута падения изменяются в пределах от 0 до 359°. Угол между азимутом простираания и азимутом падения составляет 90°. Обычное сокращение при полевых записях: аз. пр. и аз. пд.

При полевых исследованиях часто удобнее производить измерения азимута падения плоскости сместителя, что обусловлено конструктивными особенностями горного компаса (в случае, если встроенный уровень предназначен для измерения азимута падения). Для проведения замера компас ориентируют по падению плоскости (направляя северным лимбом в направлении наибольшего уклона), устанавливают компас по уровню в горизонтальное положение и по северной (окрашенной обычно в синий цвет) стрелке снимают показания азимута падения плоскости.

При измерении азимута простираания плоскости разрыва компас ориентируют северным лимбом в направлении простираания таким образом, чтобы висячий блок и направление наибольшего уклона плоскости находилось справа (по правую руку) от направления простираания, затем устанавливают компас по уровню в горизонтальное положение и по северной стрелке компаса снимают показания азимута простираания плоскости. Азимут простираания и азимут падения плоскости связаны простым соотношением (аз. пд. – 90° = аз. пр., при азимуте падения от 90 до 360°; аз. пд. + 360° – 90° = аз. пр., при азимуте падения от 0 до 89°). Таким образом, при внесении полевых замеров в базу данных эти параметры могут быть легко подсчитаны автоматически в ячейках программы Excel.

Угол падения (*dip angle*) плоскости сместителя разрыва (рис. 4) представляет угол между горизонтальной плоскостью и плоскостью сместителя. Значение угла падения изменяется от 0 до 90°. При полевых измерениях для однозначного определения направления падения и линейных элементов в плоскости вертикального разрыва можно придать углу падения значение 89°, искусственно сделав одно из вертикальных крыльев лежащим. Для измерения угла падения используется эклиметр горного компаса или электронный наклонмер. При использовании эклиметра компас прикладывают длинной

стороной (около нулевого значения на шкале эклиметра) и нажимают кнопку, блокирующую стрелку эклиметра. Важно помнить, что угол падения плоскости сместителя должен быть наибольшим углом, который возможно измерить между данной плоскостью и горизонталью. При освоении методики измерений рекомендуется использовать маркер для нанесения на исследуемую плоскость направления простираения и падения. В таком случае угол падения легко измеряется при приложении эклиметра к линии падения, которая является перпендикуляром к линии простираения (направленным, соответственно, по падению сместителя).

Кинематический тип разрыва и угол подвижки. Кинематический тип разрыва определяется по относительному перемещению его бортов. На поверхности плоскости сместителя мы часто можем наблюдать знаки (свидетельства) относительных перемещений бортов разрыва, представленные различными штриховками, бороздами, зеркалами скольжения, структурами минерального нарастания и т.д. Положение линейных элементов в плоскости сместителя однозначно фиксируется при векторном представлении относительного перемещения висячего блока (рис. 5).

Вектор перемещения указывает на направление перемещения висячего блока относительно лежащего блока. Данный вектор определяется углом между азимутом простираения плоскости сместителя (измеренного по правилу правой руки) и линией перемещения бортов разрыва (измеренного в плоскости сместителя), а также направлением относительного перемещения висячего блока (по падению или по восстанию в плоскости сместителя). Таким образом, **угол подвижки (угол скольжения)** представляет собой угол наклона следов относительных перемещений (штриховок, борозд и т.д.) в плоскости сместителя, измеряемый в этой плоскости между вектором перемещения висячего блока разрыва и азимутом простираения разрыва (рис. 5). При использовании термина «угол скольжения» важно помнить о нескольких возможных его значениях в геологической литературе.

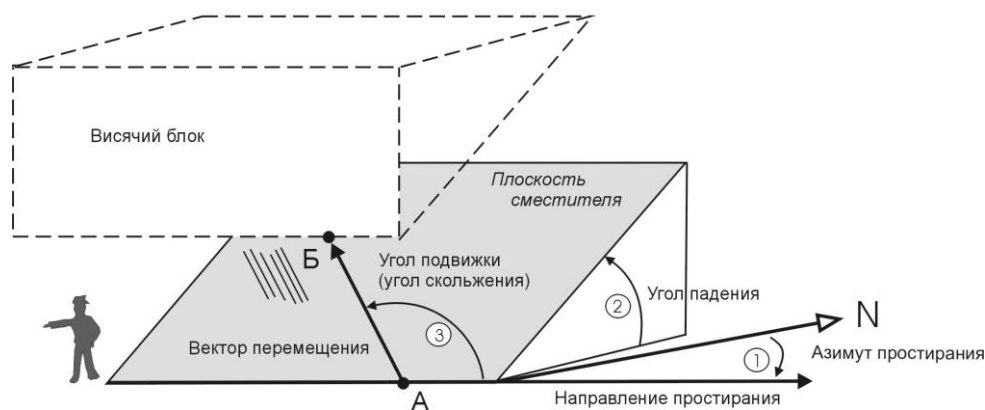


Рис. 5. Вектор перемещения, указывающий на относительное перемещение висячего блока (из точки А в точку Б). Цифрами показаны три основных компонента для фиксации элементов залегания плоскости сместителя разрыва и характера подвижки по разрыву (1 – азимут простираения, 2 – угол падения, 3 – угол подвижки)

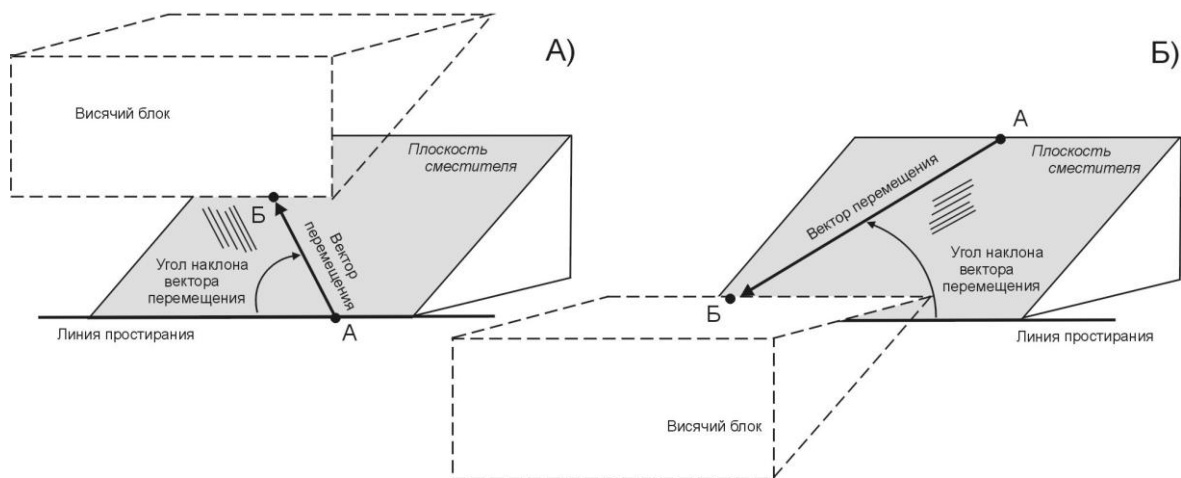


Рис. 6. Угол наклона вектора перемещения (в плоскости сместителя): А – измеренный по часовой стрелке от линии простираения до штриховки, Б – измеренный против часовой стрелки от линии простираения до штриховки

В отличие от угла подвижки иногда удобно использовать **угол наклона вектора перемещения**, который измеряется также в плоскости сместителя, но отсчитывается от линии простирания к линии перемещения (штриховки) в сторону линии восстания и изменяется от 0 до 90 градусов (рис. 6). Необходимо помнить, что в этом случае информация о направлении перемещения висячего блока в значении угла не фиксируется. Для однозначного определения этого направления следует обозначить кинематический тип разрывного нарушения. Возможно также и измерение угла наклона вектора перемещения к горизонтальной плоскости. В таком случае данный угол изменяется в пределах от 0 градусов до значения угла падения самой плоскости разрыва и также требует определения кинематического типа разрывного нарушения.

Выделяются следующие основные **кинематические типы разрывных нарушений** связанные со сдвигом в механическом смысле слова: сдвиг по простиранию или просто сдвиг (в структурной геологии), сдвиг по падению или восстанию (взброс, сброс и взрез). С деформациями отрыва связано формирование разрывов раздвигового типа. С деформациями сплющивания связаны разрывы содвигового типа. Основные кинематические типы разрывов дополняются различными сочетаниями основных типов. При смешанных кинематических типах разрывов принято преобладающий тип перемещения указывать в конце (например: правый взбросо-сдвиг – преобладает правосдвиговая компонента смещения). М.В. Гзовский предлагал различать морфологическую (кинематическую) и генетическую (геолого-генетическую) классификацию разрывов, в последней характеризуется механизм (способ) формирования разрывов [Гзовский, 1971]. Ниже рассмотрим наиболее распространенную характеристику основных кинематических типов разрывных нарушений, используемую в структурной геологии при полевых исследованиях.

Сдвиг (strike-slip fault) – *левый сдвиг (sinistral strike-slip fault)* – *правый сдвиг (dextral strike-slip fault)*. Смещение бортов разрыва преимущественно по простиранию, при угле наклона вектора перемещения в плоскости сместителя от 0 до 45 градусов называется сдвигом (в геологическом смысле слова). При этом угол падения самой плоскости сместителя может изменяться в любых пределах от 0 до 90 градусов. По относительному перемещению блока относительно сместителя выделяются правые и левые сдвиги. Синонимом являются правосторонние и левосторонние сдвиги, а также уже почти не употребляемые правобоковые и левобоковые смещения. При правом сдвиге к наблюдателю, смотрящему вдоль простирания сдвига, приближено правое относительно разрыва крыло или же наблюдатель видит, что находящееся за плоскостью сместителя крыло смещено направо. При левом сдвиге к наблюдателю приближено левое относительно разрыва крыло или же наблюдатель видит, что находящееся за плоскостью сместителя крыло смещено в левую сторону. В случае значительной компоненты смещения бортов сдвига по или против падения (угол наклона вектора перемещения в плоскости сместителя от 30 до 45 градусов) говорят о взбросо- или сбросо-сдвигах. Например, левый взбросо-сдвиг или правый сбросо-сдвиг (рис. 7). При пологих углах наклона сместителя сдвиговое перемещение по простиранию по своей морфологии становится похожим на надвиговые и покровные нарушения. В этом случае важно оценивать направление перемещения висячего блока, которое говорит о преобладающей ориентировке движения масс горных пород.

Взброс (reverse fault) – *надвиг (trust)*, *шарьяж, покров (nappe)*. Смещение бортов разрыва преимущественно по падению, при котором висячий блок поднят (смещен вверх) относительно лежащего называется взбросом. При этом угол наклона вектора перемещения в плоскости сместителя составляет от 46 до 90 градусов. Плоскость сместителя падает в сторону противоположную направлению смещения висячего блока. Плоскость сместителя падает в сторону противоположную направлению смещения. При наклоне плоскости сместителя положе 30 градусов взбросы обычно именуются надвигами, а более пологие (3-5 градусов) разрывные структуры образуют покровы (шарьяжи). Условное разделение разрывных нарушений (с преимущественным смещением по- или против падения) в зависимости от угла наклона плоскости сместителя показано на рис. 8. При наличии сдвиговой компоненты во взбросовом нарушении, которую удобно оценивать по углу наклона вектора перемещения (измеряемого в плоскости сместителя). При угле наклона вектора перемещения в плоскости сместителя от 46 до 60 градусов говорят о правых или левых сдвиго-взбросах, в зависимости от наличия право- или левосдвиговой компоненты относительных перемещений (рис. 7).

Сброс (normal fault). Смещение бортов разрыва преимущественно по падению, при котором висячий блок опущен (смещен вниз) относительно лежащего именуется сбросом. При этом угол наклона вектора перемещения в плоскости сместителя составляет от 46 до 90 градусов. Плоскость сместителя падает в сторону направления смещения висячего блока. Плоскость сместителя падает в

сторону направления смещения. При угле наклона вектора перемещения в плоскости сместителя от 46 до 60 градусов говорят о правых или левых сдвиго-сбросах, в зависимости от наличия право- или левосдвиговой компоненты относительных перемещений (рис. 7).

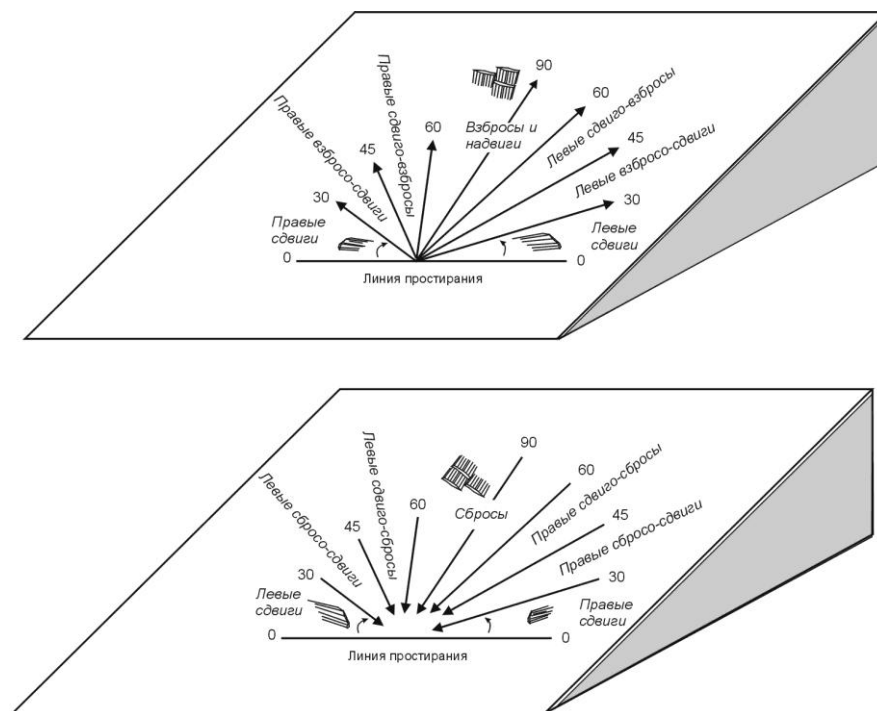


Рис. 7 Соотношение кинематических типов разрывных нарушений в зависимости от значения угла между линией простирания и направлением смещения висячего блока измеренного в плоскости сместителя (угол наклона вектора перемещения). Черными стрелками показано направление относительного перемещения висячего блока. Значение угла наклона вектора перемещения показано цифрами около этих стрелок

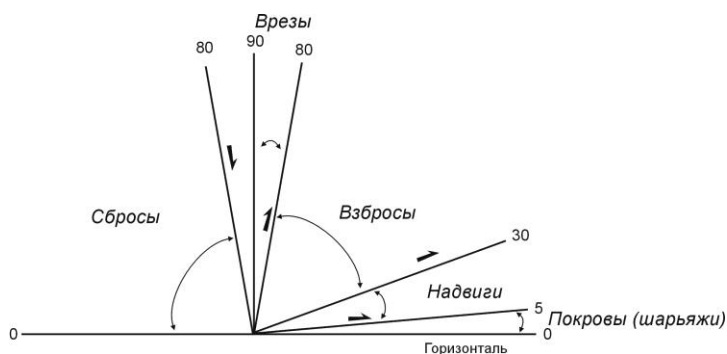


Рис. 8. Наиболее распространенная схема разделения разрывных нарушений (с преимущественным перемещением по или против падения) по значению угла падения плоскости сместителя

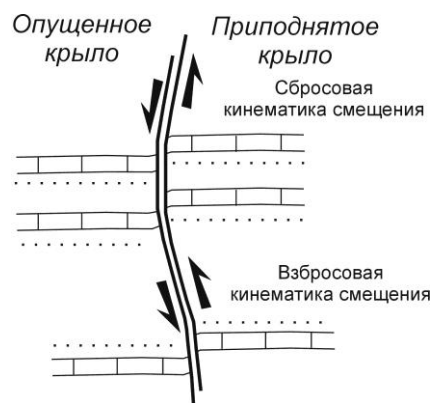


Рис. 9. Изменение кинематики разрывного нарушения с неровной поверхностью сместителя и крутым залеганием

Взрез (ledge fault; subvertical dip-slip fault). Термин «взрез» был предложен в 1971 г. В.В. Белоусовым для обозначения субвертикальных разрывов. Взрезы представляют крайний случай при смещении бортов разрыва преимущественно по падению, угле наклона вектора перемещения в плоскости сместителя от 46 до 90 градусов и угле наклона самой плоскости сместителя равному 90 градусам (рис. 10, №13). В этом случае сделать формальное определение взбросового или сбросового перемещения не представляется возможным и можно говорить об относительно поднятом или опущенном блоке, указывая его географическое положение (например: поднят северо-восточный блок). Подобная ситуация может быть и при неровном сместителе разрыва с крутым падением - взбросовое смещение при небольшом изменении угла становится сбросовым нарушением (рис. 9). В ряде классификаций к взрезам относят крутые сбросовые и взбросовые нарушения с наклоном

сместителя круче 80° (рис. 7). При полевой документации при четко определенном угле наклона сместителя разрыв следует классифицировать как взбросовое или сбросовое нарушение.

Раздвиг (extensional fault) – отрыв (tensional gash). Смещение (или скорее отдаление) бортов разрыва от плоскости разрушения с образованием приоткрытого или заполняемого синхронными с образованием разрыва осадками или минеральным выполнением называется раздвигом. Этот тип смещения выделен сравнительно недавно [Белоусов, 1954; Гзовский, 1954] и связывался с простым раздвиганием крыльев трещины. Вектор перемещения направлен по нормали от плоскости сместителя (рис. 10, пункт 15). Небольшие раздвиговые структуры, изучаемые в масштабе геологического обнажения, называются отрывами. Приоткрытая часть отрыва называется зиянием, а минеральное выполнение на бортах разрывного именуется щетками отрыва. В случае присутствия сдвиговой (в механическом смысле слова) компоненты по раздвигам и отрывам наблюдаются различные сочетания с рассмотренными выше кинематическими типами разрывных нарушений (транстензионные структуры). В геологическом словаре дается следующее определение: **раздвиг** – общий термин для образующихся и развивающихся при участии растяжения разрывов или трещин, крылья которых удаляются в противоположные стороны, образуя полость. При этом раздвиги могут быть представлены как отрывами, возникающими в результате растяжения, так и сколами, формирующимися благодаря действию касательных напряжений при дополнительном растяжении [Геологический..., 2012]. Ось минимального сжимающего напряжения (девиаторного растяжения) бывает ориентирована как поперек стенок раздвиг (отрывной характер), так и несколько косо (сколовый характер). Считается, что зияющие раздвиги, как правило, современные и имеют сейсмогенное или оползневое происхождение. Раздвиговыми структурами глобального масштаба можно считать крупные рифтовые системы.

Содвиг (compressional fault; closure; converging sides fault). Термин «содвиг» был предложен в 1973 г. Л.М. Расцветаевым [1973; 1991] для обозначения кинематического типа дизъюнктивных структур, возникающих на стыках сближающихся масс горных пород. В геологическом словаре [Геологический..., 2012] содвиг определяется как разрыв, противолежащие крылья которого смещаются навстречу друг другу, в противоположность раздвигу. К числу содвигов относятся [Расцветаев, 1985; 1997; 2002]: трещины сплющивания; стилолитовые швы; плоскости расщепления и кливажа; дизъюнктивы сжатия; кливажные разрывы; придвиги; структуры тектонического сшивания; некоторые типы сутур и зон смятия. Содвиги ориентированы поперек оси максимальных сжимающих напряжений, а векторы перемещения его крыльев направлены по нормали к плоскости (или зоне) сместителя навстречу друг другу (рис. 10, пункт 16). Формирование содвига, как правило, сопровождается дезинтеграцией, деформацией и расплющиванием горных пород, выносом вещества из содвиговой зоны, а нередко также и весьма существенной текстурной, структурно-минералогической и иной перестройкой литосферы. Деформации, преобладающие в крупных содвиговых зонах, в механическом отношении происходят по принципу деформации чистого сдвига, когда укорочение вдоль оси сжатия компенсируется удлинениями в поперечных этой оси направлениях. В случае присутствия сдвиговой (в механическом смысле слова) компоненты смещения вдоль содвиговых зон образуются дизъюнктивные системы смешанного кинематического типа (транспрессионные структуры). Обобщающая блок-диаграмма рассмотренных выше кинематических типов разрывов приведена на рис. 10.

Амплитуда перемещения по разрыву (англ.: *separation*; синонимы: амплитуда разрыва, амплитуда смещения). Расстояние между некогда смежными точками, разъединенными разрывами, называется амплитудой разрыва. По определению Геологического словаря [Геологический..., 2012] амплитудой разрыва называется величина относительного перемещения противоположных крыльев разрыва, измеренная в плоскости сместителя или в другом доступном для наблюдения сечении. Амплитуда перемещения по разрыву определима в случае нахождения маркеров, которые показывают величину относительного перемещения крыльев разрыва. Такими маркерами могут являться разнообразные геологические объекты, сформированные до времени формирования разрывного нарушения. В осадочных слоистых толщах возможно использование характерных прослоев (по составу, цвету, мощности и т.д.), биогенные объекты. Для определения амплитуды используются магматические и кластические дайки, границы разнородных магматических образований, фациальных и стратиграфических единиц. Крыло разрыва, приподнятое гипсометрически выше относительно другого крыла, называется поднятым крылом, а расположенное ниже – опущенным. Для разрывных нарушений со взбросовой составляющей всяческое крыло приподнято, а для нарушений со сбросовой составляющей всяческое крыло опущено. На рис. 11 приведены некоторые из разновидностей измеряемой амплитуды перемещения по разрыву. При полевых наблюдениях фиксируется наиболее

подробная информация из возможной по амплитуде перемещения по разрывному нарушению. При документировании амплитуды относительного перемещения по разрыву следует проводить анализ по согласованности наблюдаемой амплитуды перемещения с направлением и характером штриховки (борозд скольжения), а также других скульптурных знаков на поверхности дизъюнктивного нарушения. Максимальная амплитуда смещений для большинства разрывных нарушений характерна для центральных (срединных) их частей, а к концевым частям амплитуда уменьшается.

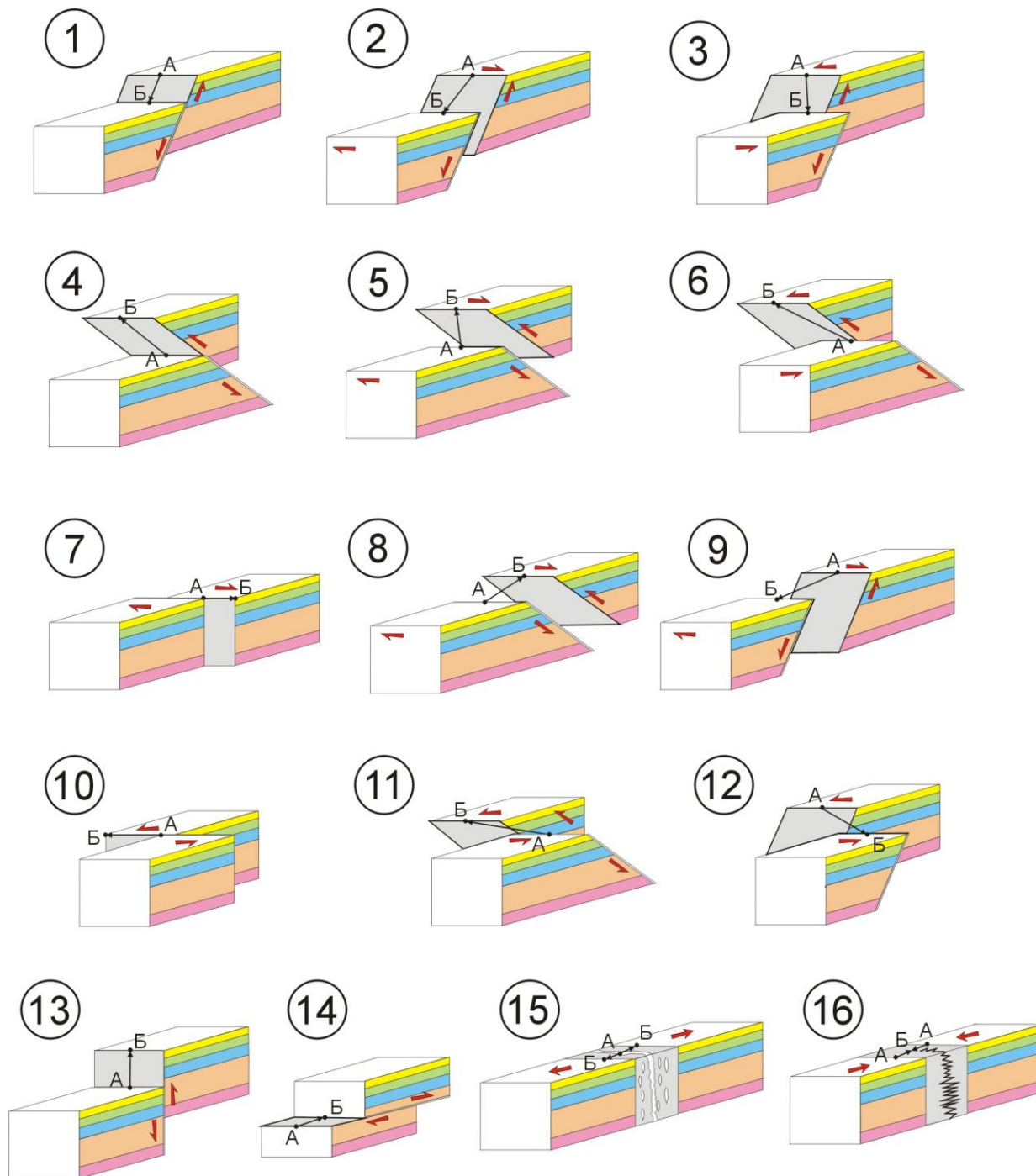


Рис. 10. Кинематические типы разрывов: 1 – сброс, 2 – правый сдвиг – сброс, 3 – левый сдвиг – сброс, 4 – взброс, 5 – правый сдвиг – взброс, 6 – левый сдвиг – взброс, 7 – правый (правосторонний) сдвиг, 8 – правый взбросо-сдвиг, 9 – правый сбросо-сдвиг, 10 – левый (левосторонний) сдвиг, 11 – левый взбросо-сдвиг, 12 – левый сбросо-сдвиг, 13 – взрез; 14 – покров; 15 – раздвиг; 16 – содвиг. На рисунках тонкими стрелками показано относительное перемещение висячего блока (дальнего от наблюдателя блока в случае сдвига или взреза). Точка А тонкой стрелки показывает первоначальное положение на сместителе разрыва, а точка Б – положение на висячем крыле после формирования нарушения. Утолщенными стрелками показано относительное перемещение крыльев разрыва

Полная амплитуда представляет величину смещения крыльев разрыва, измеренную в плоскости сместителя. Ввиду того, что полную амплитуду не всегда удастся измерить, при полевых исследованиях фиксируют и другие возможные характеристики перемещений (вертикальная/горизонтальная амплитуда, амплитуда смещения по падению/простираанию и т.д.).

Вертикальная амплитуда (*vertical separation*) представляет собой величину смещения крыльев разрыва, измеренную в вертикальной плоскости (по вертикали).

Горизонтальная амплитуда (*horizontal separation*) представляет собой величину смещения крыльев разрыва, измеренную в горизонтальной плоскости (по горизонтали).

Амплитуда смещения по падению (*dip slip separation*) представляет собой величину смещения крыльев разрыва, измеренную вдоль линии падения плоскости сместителя.

Амплитуда смещения по простираанию (*strike slip separation*) представляет собой величину смещения крыльев разрыва, измеренную вдоль линии простираания плоскости сместителя.

Видимая амплитуда смещения представляет собой величину смещения крыльев разрыва, измеренную в плоскости, доступной наблюдению (т.е. видимую исследователю в геологическом обнажении).

Суммарная амплитуда представляет сумму всех величин (возможно хронологически разных) смещений крыльев разрыва.

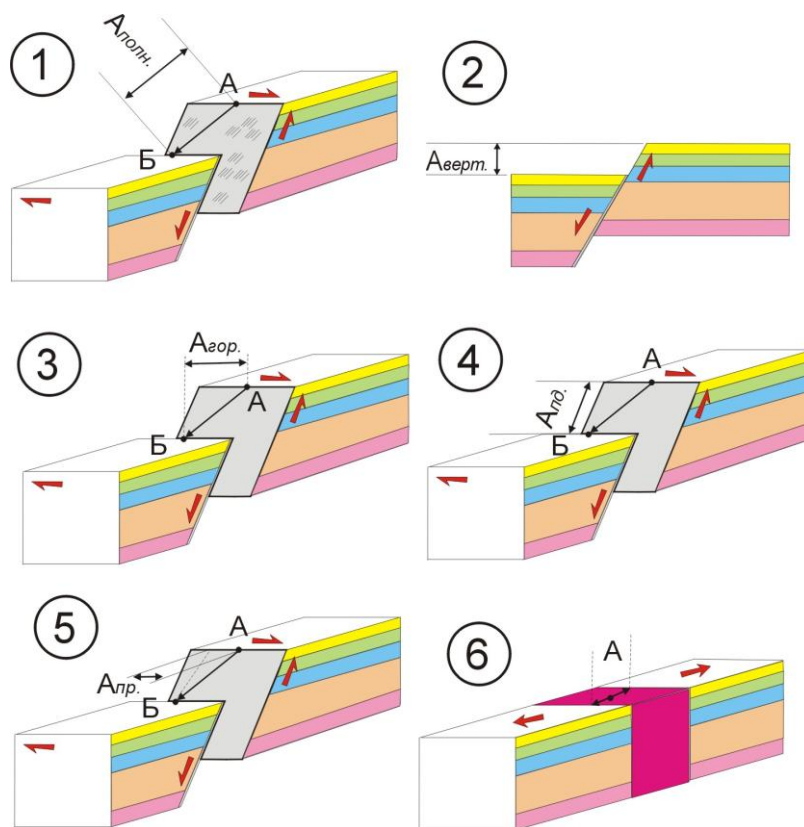


Рис. 11. Разновидности амплитуды перемещений по разрывным нарушениям: 1 – полная амплитуда ($A_{полн.}$), 2 – вертикальная амплитуда ($A_{верт.}$), 3 – горизонтальная амплитуда ($A_{гор.}$), 4 – амплитуда смещения по падению ($A_{нд.}$), 5 – амплитуда смещения по простираанию ($A_{пр.}$), 6 – амплитуда раздвижения (A)

Мощность зоны сместителя и зоны разрыва зависит от размера разрывного смещения, его амплитуды и кинематического типа. Кроме того, она определяется физико-механическими свойствами массива горных пород, в котором происходит деформация разрушения. Для небольших разрывов она измеряется первыми сантиметрами, а для крупных разломных зон может достигать десятков километров. Зона разрыва характеризуется значительными изменениями минерального состава массива горных пород, подвергшегося разрушению. Раздробленная зона является флюидопроницаемой, поэтому зона разрыва часто выполнена жилами, прожилками различного минерального состава. В данной зоне часто наблюдаются проявления стресс-метаморфизма, возникающие в результате воздействия повышенных температур и давления в области формирования дизъюнктивного нарушения.

Геологические индикаторы тектонических напряжений – обобщенное название всех геологических структур, прямо или косвенно указывающих на распределение действующих в момент из формирования напряжений (ориентировку осей главных напряжений, коэффициент Лоде – Надаи и другие параметры). В литературе встречаются разные варианты этого обобщающего понятия: мезоструктуры, тектоническая трещиноватость, малые структурные формы, мезомасштабные структурные формы и др. Геологические индикаторы используются в том или ином объеме в различных методах реконструкции напряженного состояния литосферы. Как и при рассмотрении разрывных нарушений, геологические индикаторы тектонических напряжений можно сгруппировать в три основные категории индикаторов по механизму их формирования:

1) разрывные нарушения сдвига в механическом смысле слова (разрывные нарушения с определенным в поле направлением относительного перемещения по ним: правые и левые сдвиги, сбросы, взбросы, надвиги, шарьяжи; зеркала скольжения с бороздами, штриховками и минеральными агрегатами, указывающими на вектор относительного перемещения их крыльев; сопряженные сколовые трещины)

2) разрывные нарушения, формирующиеся в обстановке растяжения/удлинения, ориентированного ортогонально к плоскости дизъюнктива (раздвиги; отрывы; минерализованные жилы; дайки магматических пород; кластические дайки)

3) разрывные нарушения, формирующиеся в обстановке сжатия/укорочения, ориентированного ортогонально к плоскости дизъюнктива (плоскости расщепления и кливажа; стилолитовые швы; содвиги).

1) Геологические индикаторы сдвига (мех.)

Зеркала скольжения (*slickenside*) образуются по сколовым тектоническим нарушениям, и представляют следы относительного перемещения крыльев разрывов (трещин) в виде борозд скольжения, уступов, минерального выполнения и примазок тектонита (рис. 12). Зеркала скольжения широко развиты в породах складчатых областей, концентрируясь в зонах крупных разрывных нарушений или в сложнопликативных структурах. Кроме того, при формировании зеркала скольжения часто используют ослабленные поверхности разного генезиса: трещины отдельности, поверхности напластования, прототектонические трещины (образованные при остывании интрузива) и т.д.

Основные элементы зеркала скольжения включают сместитель (*плоскость зеркала скольжения*), скульптуры на поверхности зеркала скольжения и зону изменений, связанного с его формированием. По характеру скульптур на поверхности зеркал скольжения выделяются неминерализованные зеркала скольжения (где мы видим лишь следы и знаки механического воздействия крыльев нарушения друг на друга) и зеркала скольжения с минерализацией, вызванной нарастанием минералов и/или флюидодинамической переработкой крыльев разрывного нарушения. Размер наблюдаемых зеркал скольжения изменяется от первых сантиметров до десятков метров. Поверхность сместителя зеркала скольжения часто может иметь далекий от плоскости вид, изгибаясь и меняя своё залегание. На плоскостях зеркал скольжения часто присутствуют следы двух и более следов перемещений (рис. 13), которые в одних случаях четко дифференцируются по своей относительной хронологии, а в других установление последовательности их образования затруднено.



Рис. 12. Зеркало скольжения с минерализацией.



Рис. 13. Зеркало скольжения с двумя направлениями

Ручкой показано направление относительного штриховки (борозд скольжения) смещения отсутствующего висячего блока

Скульптуры («тектоглифы») на поверхности зеркал скольжения представлены:

- уступами (ступени скольжения поверхности зеркал, *slickenfibres*), которые в большинстве случаев перпендикулярны направлению относительных смещений;
- штриховками, бороздами или линиями скольжения (*striae*);
- мелкими выемками, ложбинками и желобками («рифли») на поверхности скольжения (*slickenside flutes*).

Наиболее сложный вопрос касается определения относительного направления перемещения крыльев зеркала скольжения. Самый простой способ определения основан на образовании уступов на зеркалах скольжения при скольжении с отрывом. Данный способ определения перемещений по зеркалам скольжения хорошо работает в умеренно дислоцированных осадочных толщах, где зеркала скольжения часто выполнены кальцитовыми или кварцевыми минерализациями. Он известен в структурной геологии как «правило Гофера». Крутые стороны уступов представляют собой небольшие отрывчики, смотрящие в сторону отсутствующего сместившегося блока. Обратная ситуация наблюдается в областях с высокотемпературным и высокобарными условиями образования зеркала скольжения, где при скольжении образуются уступы «вдавливания».

В этом случае крутые стороны уступов обращены по направлению наблюдаемого блока. Противоположный характер скульптуры зеркал скольжения с минеральным выполнением требует определенного полевого опыта в её распознавании для конкретного региона исследования. В начале исследований необходимо найти и тщательно изучить зеркала скольжения с видимыми смещениями, чтобы понять характер их скульптуры и минерализации. Зона изменений, связанная с формированием зеркала скольжения, обычно фиксируется визуальными наблюдениями структур (с учетом масштаба исследуемых объектов). Эти структуры представлены более мелкими («оперяющими») зеркалами скольжения, отрывами, стресс-стилолитами и т.д. Основанием для отнесения этих геологических индикаторов напряжений к единому структурному парагенезису могут служить: сходное, а часто и неразрывное минеральное выполнение; закономерное в тектонофизическом плане расположение структур и другие признаки.

Сколовые трещины (трещины скалывания, *shear fractures, joints*). Сколовые трещины характеризуются гладкими ровными плоскостями, срезающими породы разной литологии. Трещины имеют выдержанную ориентировку по падению и простиранию (рис. 14). Эти трещины образуют два ряда (сопряженные системы), выраженные не всегда одинаково и образующие обычно с осью максимального сжимающего напряжения угол, несколько меньший 45 градусов.



Рис. 14. Сколовые трещины в терригенных отложениях палеозоя (Северный Тянь-Шань)

Трещины отдельности (*joints*) возникают на этапе литификации и диагенеза горных пород. Трещины отдельности магматических горных пород связаны в первую очередь с уменьшением

объема при их образовании из магматического расплава и дальнейшем остывании. Трещины отдельности осадочных горных пород связаны преимущественно с уплотнением осадков при диагенезе и эпигенезе. Существующие в формирующейся породе напряжения, вызванные гравитационными, ротационными и тектоническими силами, приводят к возникновению упорядоченных систем трещиноватости (рис. 15). Такие системы трещин отдельности могут простираться на десятки километров с выдержанными элементами залегания. Последующие деформации часто используют эти системы.



Рис. 15. Трещины отдельности в пласте песчаника (скала «Парус», Северо-Западный Кавказ)

2) Геологические индикаторы растяжения

Трещины отрыва (отрывы, раздвиги; *tension joint*, *tension gash*) обычно непротяженные, с раздвинутыми крыльями. Отрывы часто заполнены жилами неправильной формы, переменной мощности, иногда ветвящимися и кулисообразными. Минеральное выполнение трещин отрыва обладает неровной зернистой поверхностью и обычно лишено следов относительных перемещений (рис. 16). Трещины отрыва без минерального заполнения, образовавшиеся под воздействием сил, направленных по нормали к плоскости разрушения, имеют специфическую морфологию: поверхность трещины имеет раковистый излом, «перья отрыва» расходятся веерообразно от одной точки, знаменующей начало роста трещины.



Рис. 16. Система жильно-отрывных трещин. Ручкой показано направление девиаторного растяжения, действовавшего в момент формирования этих трещин в карбонатно-терригенных отложениях

При наличии в породах более ранних систем диагенетических трещин отдельности отрывы часто используют их. Однако нередки случаи и секущего характера отрывов. Взаимное расположение и пересечение отрывных трещин позволяет выделять разные генерации отрывных систем. Разные по времени формирования отрывные трещины часто отличаются по составу минерального выполнения, а также форме и размеру кристаллов. Региональную отрывную систему (или системы) трещин обычно активно используют карстовые процессы, речная и овражная сети. Зоны концентрации

приоткрытых трещин отрыва служат проводниками подземных вод и газовых эманаций. С такими «приоткрытыми» зонами часто связаны месторождения углеводородов, гидротермальных руд и минеральных вод.

Дайки магматических пород (*magmatic dykes*, син.: дайки магматические) представляют пластообразные тела, ограниченные параллельными границами с вмещающими горными породами. Характерной особенностью даек является значительное преобладание их линейных размеров по падению и простиранию над их мощностью. В общем случае дайки ориентированы ортогонально к действующему в момент их формирования девиаторному растяжению. Однако большую роль играет первоначальная неоднородность массива горных пород, существующая система трещин и разрывов разного типа. Благодаря этому, мы часто видим целые системы ветвящихся и изогнутых даек, показывающих сложный характер пространственно-временных вариаций поля напряжений.

Дайки осадочных пород (*clastic dykes*, син.: кластические дайки) представляют пластообразные тела, сформированные в результате внедрения материала (инъекционные дайки) в приоткрытые трещины или заполнения осадками (нептунические дайки) раздвиговых/отрывных структур. Кластические инъекционные дайки характерны для областей с повышенной скоростью седиментации, в которых не успевает происходить уплотнение обводненных осадков. Кластические дайки представляют собой индикаторы растяжения, а их формирование часто связано с повышенной сейсмичностью региона осадконакопления. Мощность даек изменяется от первых сантиметров до десятков метров, а их протяженность может составлять первые километры.

3) Геологические индикаторы сжатия

Стилолитовые швы представляют собой структуры растворения в условиях ориентированного давления. Оси зубьев стилолитов указывают на направление максимального стресса. В карбонатолитах (преимущественно известковых породах) наряду с послойными (горизонтальными) стилолитами, образующимися при литостатическом давлении, широкое распространение имеют **тектонические стилолиты** или **стресс-стилолиты** (рис. 17). Они являются важными «тензодатчиками» при изучении палеодинамических обстановок в слабодислоцированных и пологозалегающих толщах осадочных пород. Стилолитовая зона состоит из тела стилолита и обрамляющих его стилолитовых швов («сутуры»); стилолитовых зубьев и ограничивающих их стилолитовых крыльев; стилолитовых игл – линейных текстурных образований, участвующих в строении как тела стилолита, так иногда и его стенок, и образующих местами «стилолитовые обоймы» (пучки однонаправленных стилолитовых игл больших объемов) [Расцветаев, 1987а, б].



Рис. 17. Стресс-стилолитовые структуры в турон-коньякских отложениях юго-западного опрокинутого крыла Семигорской антиклинали (Северо-Западный Кавказ)



Рис. 18 Стилолитовые крылья в турон-коньякских известняках (Северо-Западный Кавказ)

При изучении стилолитовых структур необходимо отмечать угловые соотношения между простиранием стилолитовых игл и ориентировкой всей зоны в целом, отдельных стилолитовых крыльев или других плоскостных ограничений стилолитизированных блоков горных пород. Стилолитовые крылья, наклоненные к зоне стилолита под углом более 45° , внешне напоминают зеркала скольжения (рис. 18). Стилолитовые иглы похожи на тектоническую штриховку зеркал скольжения, а группы игл образуют уступчики, напоминающие стенки отрывов на поверхностях зеркал скольжения. Однако эти уступчики представляют собой структуры сжатия, свидетельствуя о противоположном правилу Гофера перемещению стилолитовых крыльев. Между стресс-стилолитами и другими геологическими индикаторами напряжений, как правило, просматривается закономерная связь. Стилолитовые швы обычно поперечны к трещинам отрыва и жилам, но параллельны «трещинам сжатия».

Кливаж. В общепринятом значении кливаж представляет деформационную микроструктуру, в формировании которой существенную роль играет механизм растворения под давлением (Геологический..., 2012). По «ослабленным» кливажным зонам происходит расщепление горных пород на пластинки и линзочки, именуемые микролитами. Направление реконструируемой оси максимальных сжимающих напряжений ориентировано ортогонально к плоскостям кливажных зон.

Трещины сплющивания (*flattening joints*, [Ажгирей, 1956]) по определению геологического словаря представляют собой трещины, ориентированные нормально к образующим их тектоническим силам. Тектонические раздели между участками, по-разному удлиняющимися в результате дифференциального пластического растекания вещества горных пород под воздействием сжимающих напряжений, образуют хорошо отполированные плоскости скольжения трещин сплющивания [Геологический..., 2012].

Измерение и создание банка данных геологических индикаторов тектонических напряжений

Полевые измерения позволяют собрать сведения о пространственной ориентировке геологических индикаторов тектонических напряжений, их соотношении, минеральном выполнении, характерных амплитудах перемещений по ним, приуроченности к определенным тектоническим зонам, структурным этажам или структурно-вещественным комплексам. Разные методы изучения и обработки данных по зеркалам скольжения исторически обусловили разные системы полевой документации зеркал скольжения.

Система измерений и записи в кинематическом методе

Система измерений в кинематическом методе, разработанном О.И. Гущенко, активно используется в настоящее время многими исследователями (Л.А. Сим, М.Л. Копп, Н.Ю. Васильев, А.О. Мострюков, А.А. Колесниченко и др.). Ниже приводится пример возможной записи полевых данных:

1. *Общие данные для точки замеров* (привязка точки, координаты, состав и возраст пород в обнажении, элементы залегания слоистости; обязательно определяется структурная позиция горных пород, в которых производится измерение (элементы складчатой структуры, разлома, контакты магматических тел и т.д. с фиксированием элементов залегания пород и т.д.);

2. *Элементы залегания плоскости зеркала скольжения (или другого геологического индикатора палеонапряжений)*. Замеряется азимут и угол падения плоскости сместителя (рис. 19), указывается, в каком крыле произведен замер ($10\angle 30$ лежащее, или $10\angle 30$ висящее);

3. *Измерение угла наклона вектора перемещения к горизонту*. Замеряется ориентация вектора перемещения на плоскости сместителя. Для этого следует приложить компас длинной и ближней к эклиметру стороной к плоскости сместителя параллельно вектору перемещения (бороздам или штрихам скольжения) так, чтобы плоскость компаса была перпендикулярна плоскости сместителя. Взять отсчет угла наклона вектора к горизонту и определить отклонение «верхнего конца» линии перемещения от линии падения-восстания. Отклонение направо обозначается буквой П, налево – Л ($10\angle 30$ леж Л23, $10\angle 30$ вис П23). Обращаем внимание на то, что отклонение борозды скольжения от линии восстания зеркальное в висящем и лежащем крыльях сместителя – направо П в лежащем и налево Л в висящем крыльях. Важно также, что угол наклона борозды скольжения всегда должен быть меньше угла падения самой плоскости сместителя (либо равен углу падения этой плоскости в случае перемещения по- или против падения);

4. *Установление кинематического типа нарушения.* Устанавливается тип («знак») перемещения. В приводимом примере это может быть либо левый сдвиг-сброс (ЛС), либо правый сдвиг-взброс (ПВ). Направление (знак) смещения устанавливается по ориентировке уступов, обрывающих борозды. Эти уступы препятствуют перемещению висячего крыла вверх и влево. При указании знака смещения приняты следующие обозначения: взброс – В, сброс – С, правый сдвиг – П, левый – Л. Слово «сдвиг» не фиксируется, чтобы не перепутать со словом «сброс». Возможны также сокращения при записи: *w* – взброс, *s* – сброс, *p* – правый сдвиг, *l* – левый сдвиг, *ws?* – смещение взбросового или сбросового характера, *pl?* – смещение сдвигового характера. В нашем случае согласно (рис. 2.1, вверх) это левый сдвиг-сброс и сокращенно 10∠30 леж Л23, СЛ. В случае рассмотрения висячего крыла этого же зеркала запись выглядела бы следующим образом: 10∠30 вис П23, СЛ. Для оценки надежности полученных данных возможно использование при записи кинематического типа зеркала скольжения дополнительного цифрового или знакового символа (например, при уверенном определении добавить знак «! »).

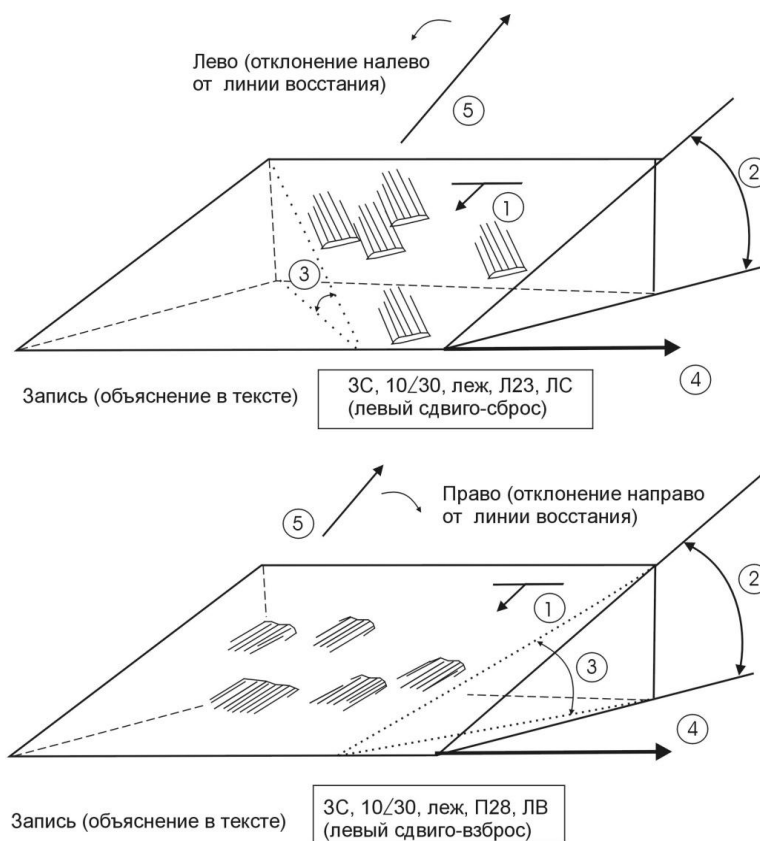


Рис. 19. Схема измерений в кинематическом методе. Точками показаны линии, параллельные векторам перемещения и их проекции на горизонтальную плоскость. Условные обозначения: 1 – азимут падения, 2 – угол падения, 3 – угол падения штриховки с указанием направления отклонения от линии восстания («лево» или «право»), 4 – азимут простираания (измеренный с учетом правила «правой руки»), 5 – линия восстания

Окончательный замер вектора перемещения (рис. 19, верхняя часть) записывается следующим образом: 10∠30 леж Л23, СЛ!. В нижней части рис. 19 показан вариант с бороздами скольжения, отклоняющимися направо от линии восстания, а система уступов говорит о смещении висячего крыла вверх. Для этого зеркала скольжения можно сделать следующую запись: 10∠30 леж П28, ЛВ. *Примечание.* Для однозначной записи в кинематическом методе при четко установленном кинематическом типе достаточно угла наклона вектора перемещения (борозды скольжения) к горизонту без указания его отклонения направо или налево от линии восстания. К примеру, при полевой документации 10∠30, 28, lw! – левосдвиго-взбросовая кинематика и угол наклона вектора перемещения к горизонту однозначно определяют относительное перемещение висячего блока. Однако такая запись допускает возможность ошибки у начинающих осваивать методику замеров исследователей при неправильном определении одной из компонент перемещений (взбросо-сбросовой или сдвиговой).

Система записи в структурно-парагенетическом методе

Данную систему записи используют Л.М. Расцветаев, Н.Н. Курдин, А.С. Бирман, Т.Ю. Тверитинова, А.В. Маринин и др. В структурно-парагенетическом методе [Расцветаев, 1987а, б] разработана следующая форма документации полевых данных (рис. 20).

Общие данные для точки замеров (привязка точки, координаты, геологическое положение, состав и возраст пород в обнажении, элементы залегания слоистости и т.д.).

Данные по зеркалам скольжения:

- 1) номер замера;
- 2) азимут падения плоскости сместителя (зеркала скольжения);
- 3) угол падения плоскости сместителя (зеркала скольжения);
- 4) экспозиция (прямая (+), когда измерения ведутся на лежащем крыле трещины или обратная (–), в случае проведения замеров на висячем крыле (для единообразного определения знака угла бета ($\angle\beta$);
- 5) угол бета ($\angle\beta$), являющимся углом наклона вектора перемещения висячего блока и отсчитываемый от линии простираения до штриховки в плоскости сместителя (рис. 20). Берется наименьший угол между линией простираения и штриховкой (в направлении к линии восстания плоскости сместителя), а также отмечается направление его отсчета: "+" по часовой, "–" против часовой стрелки. Знак для внесения в базу данных сохраняется при положительной экспозиции и меняется на противоположный при отрицательной экспозиции. Определение этого угла позволяет произвести формальное разделение на сдвиги, взбросо-сдвиги и сбросо-сдвиги, сдвиги-взбросы и сдвиги-сбросы, взбросы и сбросы, что удобно для составления общих диаграмм тектонической трещиноватости в рамках метода структурно-парагенетического анализа;
- 6) кинематический тип трещины, определяемый вектором относительных смещений по линии штриховки. Поскольку предыдущий замер фиксирует только угол между линией простираения и штриховкой (угол наклона вектора перемещения), то определение кинематического типа однозначно фиксирует направление относительного перемещения;
- 7) степень достоверности вектора перемещения (относительного перемещения крыльев трещины);
- 8) амплитуда перемещения;
- 9) оценка величины зеркала скольжения;
- 10) размер скульптурных знаков на зеркале скольжения (величина борозд скольжения и бугорков, длина уступов отрыва или вдавливания и т.д.);
- 11) соотношение с другими элементами тектонической структуры и геологическими индикаторами палеонапряжений;
- 12) минеральное выполнение (состав, форма и величина кристаллов);

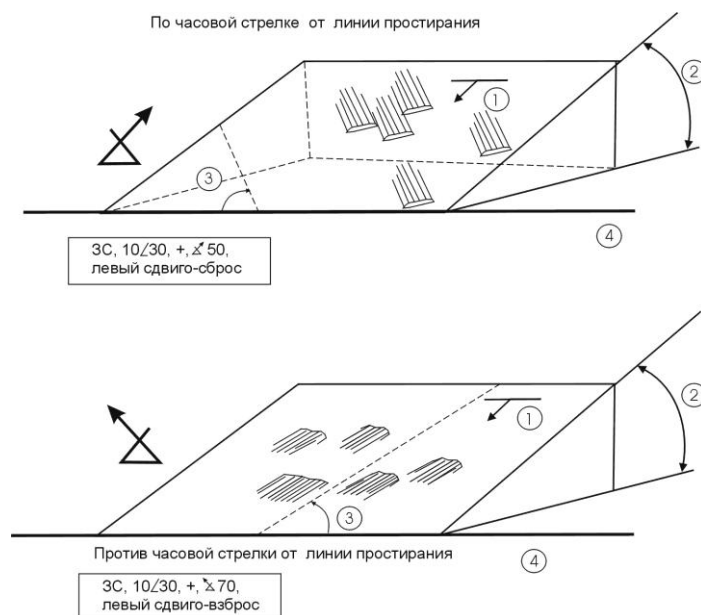


Рис. 20. Схема измерений в структурно-парагенетическом методе [Расцветаев, 1987а, б].

Условные обозначения: 1 – азимут падения, 2 – угол падения, 3 – угол от линии простираения до штриховки в плоскости сместителя (по или против часовой стрелке), 4 – линия простираения

Другие системы записи

В большинстве зарубежных работ для фиксации данных по элементам залегания плоскости зеркалам скольжения и линейных элементов, маркирующих относительные смещения бортов, используются азимут простираия плоскости нарушения (*fault strike*), угол падения плоскости (*plunge*) и угол подвижки или скольжения (*rake, slip, pitch*). Угол измеряется от направления простираия, измеренного по «правилу правой руки», до штриховки в плоскости сместителя с положительным отсчетом против часовой стрелки. Существует вариант измерения угла подвижки в направлении линии падения с фиксацией компоненты смещения сбросовой (лево-, правосдвиговой) или взбросовой (лево-, правосдвиговой) компоненты относительного смещения. Эта компонента при записи обычно обозначается первыми буквами кинематического типа зеркала скольжения: *T* – взброс, *N* – сброс, *L* – левый сдвиг, *R* – правый сдвиг и сочетание разных типов (*TR, TL, NR и NL*).

Полевая документация зеркал скольжения

Разработанная нами система записи данных по зеркалам скольжения для обработки методом катакlastического анализа Ю.Л. Ребецкого опирается на основные приемы записи кинематического и структурно-парагенетического методов анализа геологических индикаторов. Данная система унифицирована с международной системой записи сейсмологических данных [Аптекман и др., 1988].

Основные сведения при полевом изучении зеркал скольжения. Основные сведения предлагаемой системы записи фиксируются всего тремя параметрами (азимут простираия, угол падения и угол подвижки), которые уже позволяют производить расчет в программе *STRESSgeol*.

Азимут простираия (с учетом правила «правой руки»): азимут простираия и/или азимут падения плоскости сместителя (зеркала скольжения). Азимут простираия измеряется с учетом правила «правой руки». Если удобнее проводить измерение азимута падения, то он может быть легко пересчитан в азимут простираия уже после внесения в базу данных.

Угол падения: угол падения плоскости сместителя (зеркала скольжения).

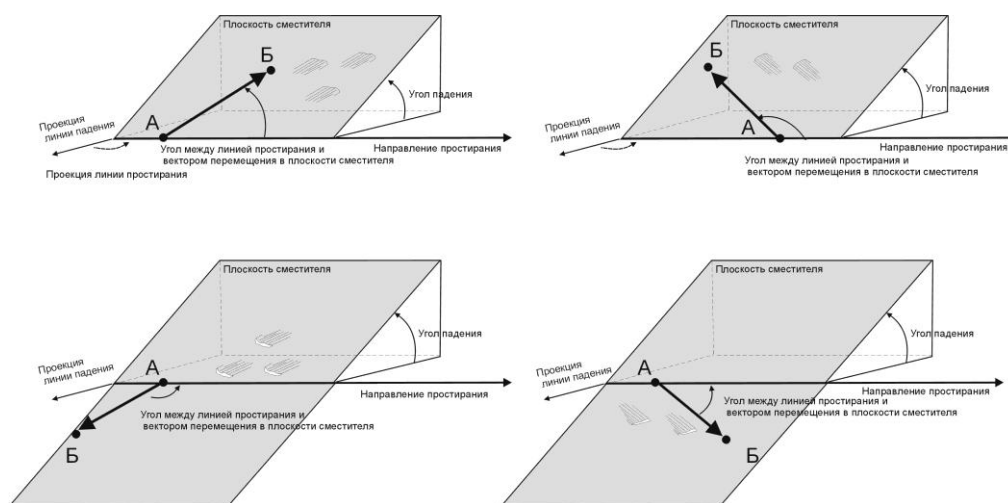


Рис. 21. Схема измерения угла подвижки при положительной экспозиции (замеры проводятся в лежащем крыле). Показаны варианты измерения в плоскости сместителя с отсчетом от направления (азимута) простираия

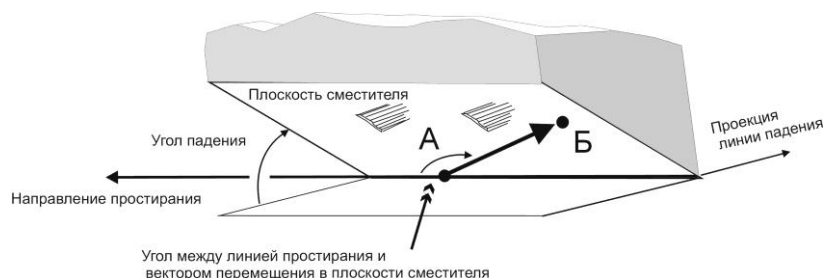


Рис. 22. Схема измерения угла подвижки при отрицательной экспозиции (замеры проводятся в висячем крыле). При измерении угла подвижки (скольжения) необходимо помнить, что его направление определяется по перемещению висячего блока (т.е. который мы рассматриваем в данном случае)

Угол подвижки (скольжения): Угол наклона следов относительных перемещений (штриховок, борозд и т.д.) в плоскости сместителя. Измеряется угол между вектором перемещения висячего блока разрыва и азимутом простираия разрыва в плоскости сместителя. При отклонении угла от азимута простираия вверх (по восстанию плоскости сместителя) значения угла принимаются положительными, а при отклонении от азимута простираия вниз (по падению плоскости сместителя) значения принимаются со знаком минус. Благодаря измерению направления относительного перемещения висячего блока этим замером устанавливается и геолого-кинематический тип разрывного нарушения. Таким образом, при угле скольжения в диапазоне от 0 до 180 градусов висячий блок смещается вверх относительно лежащего блока, и это говорит о наличии взбросовой компоненты данного разрыва. При угле подвижки в диапазоне от 0 до –180 градусов висячий блок смещается вниз относительно лежащего блока, фиксируя наличие сбросовой компоненты разрыва. При угле скольжения равном нулю разрыв имеет только левосдвиговую компоненту относительного смещения. А при угле подвижки равном 180 градусов – только правосдвиговую компоненту относительного смещения. В случае если знак относительных перемещений (в какую сторону по штриховке двигался висячий блок) установить невозможно, фиксируется угол при относительном перемещении висячего блока вверх (по восстанию), а также отмечается отсутствие определения направления относительного перемещения. Схемы измерений при положительной экспозиции плоскости сместителя (т.е. мы проводим измерения на лежащем крыле разрыва) приведены на рис. 21, а пример измерений при отрицательной экспозиции (измерения на висячем крыле разрыва) на рис. 22.

Вариантом измерения угла подвижки может быть измерение его в диапазоне от 0 до 359 градусов с положительным отсчетом против часовой стрелки. В таком случае при значении от 0 до 180 градусов висячий блок смещается вверх относительно лежащего блока, а при угле подвижки в диапазоне от 180 до 359 градусов висячий блок смещается вниз относительно лежащего блока.

Как мы уже отмечали, при освоении методики измерений зеркал скольжения необходимо использовать маркер. Это поможет избежать возможных ошибок и лучше начать ориентироваться в трехмерном пространстве геологической среды. Последовательность действий при замерах с использованием маркера приведена на рис. 23. После нахождения плоскости сместителя с бороздами (штриховкой) скольжения рисуем на ней **первую** линию простираия (необходимо использовать уровень компаса для определения горизонтального её положения). Затем стрелочкой указываем направление простираия по правилу правой руки (наблюдатель, смотрящий вдоль линии простираия, видит висячий блок справа). Проводим измерение азимута простираия, для чего, сориентировав компас севером по направлению простираия, снимаем показания по северной стрелке компаса.

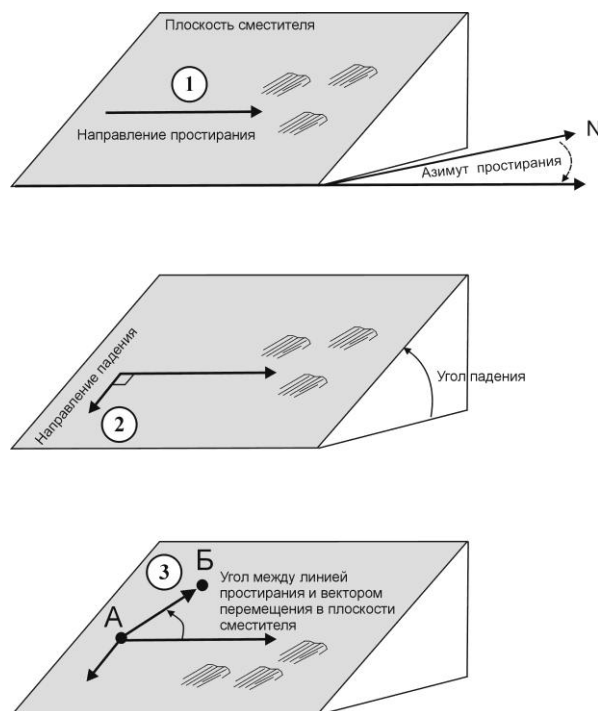


Рис. 23. Последовательность измерений в поле с использованием маркера (отмечаются три линии, по которым снимаются измерения)

Вторую линию проводим маркером по направлению падения (под 90 градусов к простиранию и по наибольшему уклону поверхности сместителя). Эклиметром компаса или накланомером проводим измерение угла падения.

Третью линию проводим по направлению (вектору) перемещения висячего блока (она параллельна штриховке). После определения вектора перемещения висячего блока стрелочкой отмечаем это направление. Далее производим измерение угла между направлением простирания и направлением перемещения висячего блока. Для этого можно использовать градусные шкалы компаса, угломер или транспортир.

Дополнительные сведения при изучении зеркал скольжения. Дополнительные сведения позволяют зафиксировать все необходимые сведения при изучении зеркал скольжения или иных геологических индикаторов тектонических напряжений.

Геологическая обстановка: отмечаются наклон слоев или полосчатости вмещающих пород, соотношения с соседними нарушениями, состав и структура минерального выполнения.

Размер зеркала скольжения: Проводится оценка величины в баллах (1 – площадь до 100 см², 2 – 100-10000 см², 3 – 10-100 м², 4 – 10-100 м², 5 – более 100 м²).

1 – плоскость до 0.1 м x 0.1 м (примерно тонкие трещины VIII порядка СНИП 2.02.02-85)

2 – плоскость до 1 м x 1 м (примерно мелкие трещины VII порядка СНИП 2.02.02-85)

3 – плоскость до 5 м x 5 м (примерно средние трещины VI порядка СНИП 2.02.02-85)

4 – плоскость до 10 м x 10 м (примерно крупные трещины V порядка СНИП 2.02.02-85)

5 – плоскость более 10 м x 10 м (примерно крупные трещины V порядка и разломы IV порядка СНИП 2.02.02-85).

Достоверность определения кинематического типа разрывного нарушения. Оценка достоверности определения направления относительного перемещения крыльев в баллах: 0 – невозможно определить, 1 – очень низкая, 2 – низкая, 3 – средняя, 4 – высокая (с предполагаемой амплитудой и 5 – очень высокая (с отлично видимой амплитудой смещения). Нулевая оценка достоверности означает, что сделать какие-либо выводы об относительном перемещении крыльев разрывного нарушения не представляется возможным. Оценка в 1 балл означает слабые признаки (иногда противоречивые) относительных перемещений. При оценке 2 балла разрывное нарушение уже характеризуются уверенными свидетельствами, но с рядом обратных признаков. Четкое зеркало скольжения (или разрывное нарушение) с присутствием основных характерных признаков смещения оценивается по достоверности в 3 балла, а такое же с предполагаемой или четкой амплитудой смещения оценивается соответственно в 4 или 5 баллов. Достоверность определения кинематического типа разрывного нарушения – важная характеристика, которая позволяет на этапе обработки и интерпретации полевых данных оценить значимость тех или иных замеров зеркал скольжения.

Амплитуда нарушения (если возможно): Фиксируется полная амплитуда. В случае невозможности измерить полную амплитуду измеряется горизонтальная или вертикальная амплитуда относительного смещения крыльев разрывного нарушения.

Тип скульптуры на поверхности. При определении типа скульптуры на поверхности зеркала скольжения определяются следующие особенности: 1 – борозды скольжения с уступами отрыва, 2 – борозды скольжения с уступами вдавливания, 3 – борозды скольжения без уступов, на ровной поверхности, 4 – борозды скольжения с уступами неясной природы, 5 – только уступы, неясной природы, 6 – уступы как скульптура растяжения, 7 – уступы как скульптура вдавливания, 8 – только поверхность тектонита, без уступов и борозд;

Размер скульптурных знаков. Величина борозд скольжения и бугорков, длина уступов отрыва или вдавливания на поверхности зеркал скольжения: тонкие (до 1 см), мелкие (1-5 см), средние (5-15 см), крупные (15-50 см) и грубые (свыше 50 см).

Степень сохранности штриховки. Оценка сохранности штриховки: 1 – неясная (тектоническая природа штриховки сомнительна), 2 – слабо выраженная, но несомненно тектоническая, 3 – хорошо выраженная на всей поверхности, 4 – хорошо выраженная на всей поверхности, сопровождающаяся тектонитом и ступенчатым изломом с “треугольником скольжения”, 5 – хорошо выраженная на всей поверхности крупного ЗС, сопровождающаяся тектонитом и ступенчатым изломом с “треугольником скольжения”.

Мощность зоны скольжения в целом (включая экзоконтактовые изменения);

Мощность тектонита или **минерального выполнения** зоны скольжения;

Помимо этих дополнительных сведений важно производить непосредственное изучение зеркал скольжения в обнажениях с зарисовкой и фотографированием малых структурных форм,

определения их соотношений, относительной хронологической последовательности и установления структурно-парагенетических ассоциаций.

Создание базы данных по геологическим индикаторам напряжений

Для обработки собранных при полевых исследованиях замеров необходимо их внести в базу данных, которые удобно создавать на основе таблиц Excel. В базу данных вносятся основные сведения по точке замеров (привязка точки, координаты, геологическое положение, состав и возраст пород в обнажении и т.д.). Для каждого замера геологического индикатора палеонапряжений вносится номер замера, основные сведения о пространственной ориентации (азимут падения, угол падения и т.д.), экспозиция, кинематический тип, степень достоверности (для вектора перемещения), амплитуда перемещения, оценка величины (размера), размер скульптурных знаков на зеркале скольжения, минеральное заполнение и т.д. В созданной базе данных по геологическим индикаторам тектонических напряжений удобно производить различные операции по подсчету как общего количества собранных сведений, так и избранных кинематических типов индикаторов. Из таблиц базы данных формируются файлы для расчетов и графического представления собранных замеров разными программными средствами. Первичную обработку собранных замеров возможно провести, используя различные типы гистограмм и диаграмм Excel.

Анализ полевых данных и методы реконструкции тектонических напряжений

Анализ собранной информации по геологическим индикаторам напряжений может идти по двум основным направлениям. Первое направление сосредоточено на графическом представлении собранных замеров (которое, по сути, представляет собой картину наблюдаемых деформаций в массиве горных пород), а второе на реконструкции тектонических напряжений с использованием полевых данных. Графическое представление собранных геологических индикаторов палеонапряжений уже позволяет дать первоначальное представление о характере тектонических деформаций, об основных кинематических типах разрывных нарушений, о преобладающих направлениях и углах наклона разрывных нарушений. На этом этапе анализа полевых данных определяются плотностные максимумы распределения систем тектонической трещиноватости и мелких разрывов, соотношение разных структурных форм в точках наблюдения и в пространстве (на картах и разрезах). Подобная статистическая обработка может быть применена также для массовых замеров других линейных и плоскостных природных элементов, таких как первичные и вторичные текстуры, элементы складок (оси, крылья, шарниры и осевые поверхности), кристаллографические оси и т.д.

Основные способы графического представления данных. Представление пространственного положения геологических индикаторов палеонапряжений возможно разными способами. Поскольку элементы залегания фиксируются двумя основными параметрами (азимут падения/простираения и угол падения), их возможно нанести на простой прямоугольной диаграмме. По одной оси отложен азимут падения, а по другой – угол падения (рис. 24).

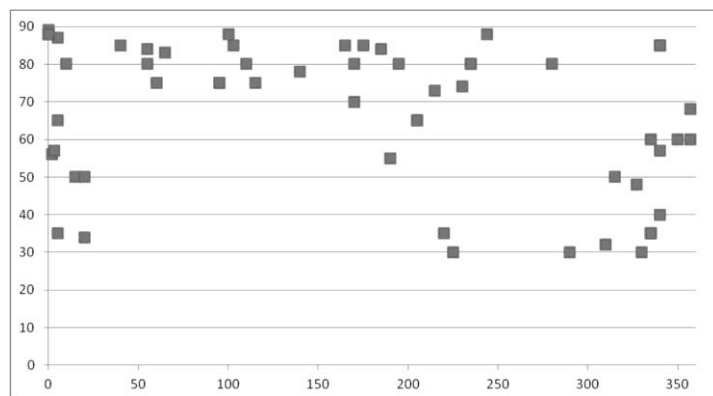


Рис. 24. Пример точечной диаграммы. Прямоугольная точечная диаграмма (построено в Excel) распределения азимутов падения (по горизонтальной оси) и углов падения измеренных зеркал скольжения и разрывных зон (по вертикальной оси) для группы точек наблюдения в пределах рудника «Центральный» (Хибинский массив, замеры Л.А Сим и А.В. Маринина)

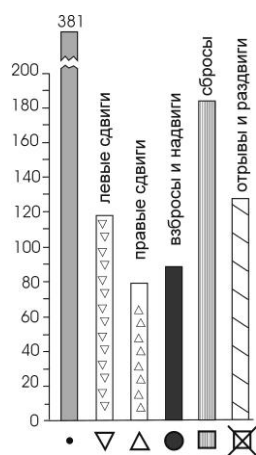


Рис. 25. Гистограмма распределения разных кинематических типов разрывов и трещин

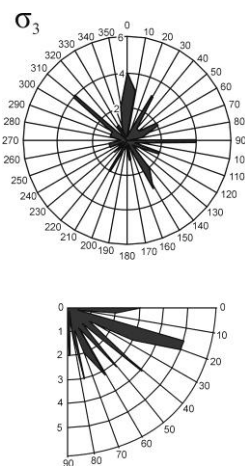


Рис. 26. Пример розы-диаграммы азимутов и углов падения

Для статистического анализа распределения одной из измеренных величин, например простирания разрывов, используются гистограммы или столбчатые диаграммы (рис. 25). Наиболее простым и наглядным способом представления данных являются розы-диаграммы (рис. 26). Роза-диаграмма представляет собой круг, поделенный на секторы, в которых с определенным шагом отложены пространственные характеристики геологических структур. Это могут быть азимуты или направления простираний, азимуты падений, углы падения и т.д. Для построения розы-диаграммы область изменения наблюдаемой в поле величины необходимо разделить на интервалы, соответствующие выбранным значениям секторов, и осуществить выборку. Интервал или шаг розы-диаграммы зависят от точности произведенных замеров.

В структурной геологии наиболее часто используются круговые диаграммы, которые позволяют отобразить точки сферической поверхности на плоскости. Однако сфера не обладает возможностью равномерной развертки на плоскость, что приводит к искажению её изображения. Характер этого искажения зависит от способа проекции. В геологии обычно используются стереографическая (равноугольная) или равновеликая (равноплощадная) проекции. Круговые диаграммы, представляющие геологическую информацию в стереографической проекции, называют часто сокращенно стереограммами (*stereoplot*). Графическое представление геологических индикаторов палеонапряжений на диаграммах разного вида можно выполнять как вручную с применением палеток, так и при помощи компьютерных программ. Для построения столбчатых и точечных диаграмм, а также роз-диаграмм удобно использовать Excel. Для построения различных видов стереограмм возможно применение находящейся в свободном доступе программы Stereonet, разработанной Рурским университетом. Программу Stereonet различных версий можно скачать по адресу: <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/stereonet.html>

Наиболее информативными способами графического представления полевых данных по геологическим индикатором напряжений можно считать следующие:

- розы-диаграммы азимутов простирания и падения,
- стереограммы с ориентировками плоскостей разрывных нарушений,
- стереограммы векторов перемещений,
- стереограммы полюсов тектонических трещин и разрывов ,
- стереограммы плотностей распределения тектонических трещин и разрывов.

Большинство из представленных выше способов связано с пространственным представлением данных полевых измерений.

Сферические проекции в структурной геологии

Наиболее информативно представить пространственное расположение разнообразных структурных элементов, в том числе геологических индикаторов напряжений, позволяют сферические проекции на плоскость. Используемые в геологии стереографическая (равноугольная) и равновеликая (равноплощадная) проекции позволяют, как это следует из их названия, передать без искажения угловые величины либо площади проецируемых фигур. Созданные на основе данных проекций координатные сетки состоят из системы параллелей (дуг малых кругов) и меридианов (дуг больших кругов). Данные сетки используются в качестве шаблонов для выполнения

пространственных операций и построения круговых диаграмм. При структурно-геологических исследованиях наиболее часто используются координатные сетки, использующие стереографическую проекцию. Это сетка Вульфа (экваториальная) и сетка Болдырева (полярная). Сетку Федорова, сочетающую в себе обе эти сетки, используют преимущественно в кристаллографии.

Стереографическая (равноугольная) проекция. В стереографической проекции точка зрения (центр проектирования) располагается на поверхности сферы (рис. 27 и 28), а картинная плоскость (т.е. плоскость на которую осуществляется проектирование) – в центре, перпендикулярно радиусу, идущему к точке зрения [Очеретенко, Трощенко, 1978]. Главными отличительными особенностями стереографической проекции является сохранение угловых значений (углы между дугами, лежащими на сфере, равны углам между дугами, спроектированными на картинную плоскость). В зависимости от положения точки зрения (центра проектирования) выделяют *полярные и экваториальные* сетки. При расположении точки зрения на полюсе сферы, а картинной плоскости в плоскости экватора сферы образуется полярная проекция. При расположении точки зрения на экваторе, а плоскости проекции (картинной плоскости) в плоскости одного из меридианов образуется экваториальная проекция. Для отображения структурных элементов используются стереографические проекции как на *нижнюю*, так и на *верхнюю* полусферы.

В зарубежной литературе по структурной геологии и сейсмологии наиболее распространена проекция на нижнюю полусферу (*lower hemisphere*). В отечественной литературе часто используется проекция на верхнюю полусферу (*upper hemisphere*). Переход между проекциями на разные полусферы осуществляется простым разворотом диаграммы на 180 градусов. На стереографических сетках можно решать задачи по определению углов между линейными и плоскостными элементами геологической структуры. Подробную информацию можно получить в работах [Вистелиус, 1958; Очеретенко и Трощенко, 1978].

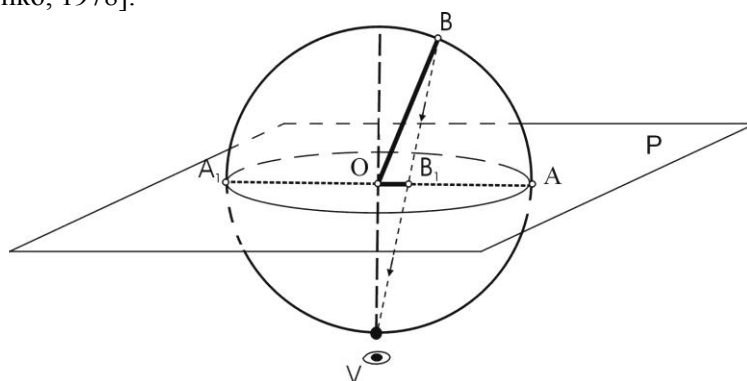


Рис. 27. Стереографическая проекция. Линия OB проецируется на картинную плоскость (P) линией OB_1 для точки зрения V . Радиус OA или OA_1 указывает азимут восстания или погружения соответственно, а длина линии OB_1 указывает на угол наклона линии OB

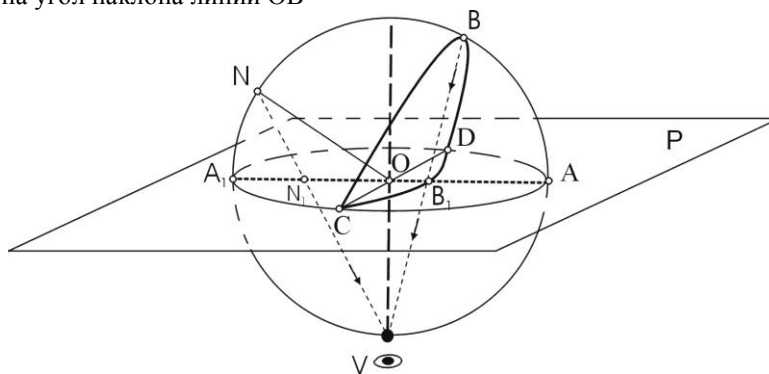


Рис. 28. Стереографическая проекция. Плоскость BCD проецируется на картинную плоскость (P) дугой CB_1D и отрезком COD . Полюс плоскости точка N (нормаль к плоскости) проецируется на картинную плоскость точкой N_1 . Радиусы OA и OA_1 показывают азимуты падения, а длина отрезков OB_1 и ON_1 указывают на углы наклона плоскости и нормали к ней

Сетка Вульфа (равноугольная экваториальная сетка) строится путем проецирования полусферы на плоскость одного из меридианов, совмещенной с горизонтальной плоскостью. Сетка состоит из меридианов (дуги больших кругов) и параллелей (дуги малых кругов). Внешняя азимутальная шкала

имеет оцифровку от 0 до 360 градусов, отвечая азимутам падения или простираения. Положение на определенном меридиане, которые имеют оцифровку от 0 до 90 градусов, показывает угол наклона к горизонту (падения или погружения) для отображаемых на сетке данных. Сетка разбита параллелями и меридианами через 2 градуса. Сетка удобна для построения проекций плоскостных (трещин, зеркал скольжения, отрывов и т.д.) и линейных (шарниры складок, структуры течения и т.д.) элементов, а также полюсов плоскостей. Стандартный диаметр сетки 20 см, возможно использование сетки с диаметром 10 см.

В структурной геологии при построении круговых диаграмм обычно используют сетку Вульфа отличающуюся положением полюсов и экватора, а также с оцифровкой шкал удобной для построения диаграмм на прозрачной кальке (или лавсане). У этой сетки полюса расположены по горизонтальной линии, а экватор лежит на вертикальном диаметре. Внешняя азимутальная шкала оцифрована от нижней точки окружности сетки против часовой стрелки. Для нанесения замера север предварительно размеченной кальки ориентируют (путем поворота) на нужное показание по внешней азимутальной шкале, а остальные действия производятся по вертикальному диаметру, размеченному под шкалу углов наклонов.

Сетка Вульфа-Гущенко. Для реконструкции тектонических напряжений с помощью метода кинематического анализа используется сетка Вульфа – Гущенко. У данной сетки внешняя азимутальная шкала имеет оцифровку против часовой стрелки от верхней точки окружности сетки и дополнительно нанесенную палетку Гущенко при помощи которой на стереограммах производится построение векторов перемещений, зафиксированных на плоскостях зеркал скольжения. Палетка О.И. Гущенко [1979] состоит из дуг, дающих возможность наносить вектора перемещений с разными углами наклона к горизонту, измеренных в соответствии с системой записи в кинематическом методе. На горизонтальных радиусах, делящих палетку на северную и южную части, обозначены углы наклона векторов перемещений от 0 градусов до 90 градусов. Отсчет начинается от центра палетки и через 10 градусов приближается к внешнему кругу. Дуги расположены симметрично относительно вертикального радиуса. Система дуг, расположенных направо от вертикального радиуса, предназначена для нанесения векторов перемещения, отклоняющихся направо от линии восстания плоскости с зеркалом скольжения (при замерах в лежащем крыле). Система дуг, расходящихся налево от вертикального радиуса, используется для векторов перемещения, отклоняющихся налево от линии восстания (при замерах в лежащем крыле).

Сетка Болдырева (равноугольная полярная сетка) строится путем проецирования полусферы на плоскость экватора, совмещенной с горизонтальной плоскостью. Сетка состоит из радиально расходящихся меридианов (радиусов) и концентрических окружностей (параллелей). Положение на определенном меридиане или радиусе сетки показывает на географическое направление (азимут), а положение на окружности – угол наклона (падения или погружения) для отображаемых на сетке данных. Сетка разбита параллелями и меридианами через 2 градуса. Сетка удобна для построения полюсов плоскостных (трещин, зеркал скольжения, отрывов и т.д.) и линейных (шарниры складок, структуры течения и т.д.) элементов, но не предназначена для построения проекций плоскостей. Стандартный диаметр сетки 10 или 20 см. Существуют разновидности сетки Болдырева для нанесения линейных элементов и для нанесения плоскостных элементов (полюсов плоскостей). Эти разновидности сетки отличаются оцифровкой градусных шкал. Наиболее часто используется сетка Болдырева для нанесения плоскостных элементов (полюсов), которая имеет оцифровку азимутальной шкалы по часовой стрелке от верхней точки окружности сетки и шкалу углов наклона с оцифровкой шкалы углов наклона от центра к окружности.

Проверкой правильности построения структурных элементов на любом варианте стереографической сетки является их пространственная ориентировка относительно сторон света. На размеченной для построения кальке, как и на исходной сетке Вульфа или на сетке Болдырева, север располагается вверху, восток – справа, юг – внизу, а запад с левой стороны. Примеры построения плоскостных и линейных элементов на стереографических сетках приведены в разделе практических занятий.

Равновеликая (равноплощадная) проекция. Сетка Шмидта (равноплощадная экваториальная сетка, *Schmidt net*) использует для построения равноплощадную проекцию Ж. Ламберта. Положение экватора и полюсов сетки Шмидта, а также оцифровка внешней (азимутальной) шкалы сходно с сеткой Вульфа. Особенность сетки состоит в равной площади элементарных ячеек сетки в каждом горизонтальном ряду. Однако угловые величины испытывают значительные искажения по периферии сетки. Сетку Шмидта удобно использовать для непосредственной графическо-статистической обработки массовых замеров геологических индикаторов.

Статистические круговые диаграммы

Планисфера Пронина дает возможность построения статистических круговых диаграмм на стереографической равноугольной сетке. Поскольку проекции равной площади ближе к центру диаграммы отображаются меньшими площадями, А.В.Пронин предложил использование специальной планисферы с множеством мелких кружков разного диаметра, покрывающие равные по площади участки полусферы. Кружки на планисфере называются статистическими окнами, которые представляют проекцию на картинную плоскость одинаковых (по 1%) площадей поверхности полусферы. Определяя число попаданий, например измеренных полюсов трещин на единицу поверхности сферы, можно оценить особенности их распределения. К недостаткам палетки можно отнести учет одних и тех же замеров в разных статистических окнах, что приводит к некоторому искажению границ статистического распределения. Пример статистической диаграммы распределения трещин, построенной с использованием планисфер Пронина, показан на рис. 29. Если данные замеров внесены в базу данных, то удобнее использовать программные средства для их обработки (рис. 30).

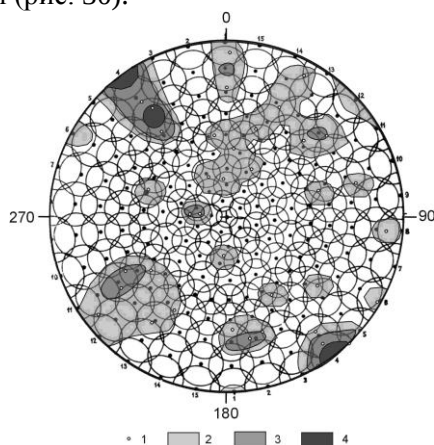


Рис. 29. Пример диаграммы построенной с использованием планисферы Пронина (стереографическая проекция на верхнюю полусферу). 1 – полюса трещин, 2-4 области с участками разной плотности трещин

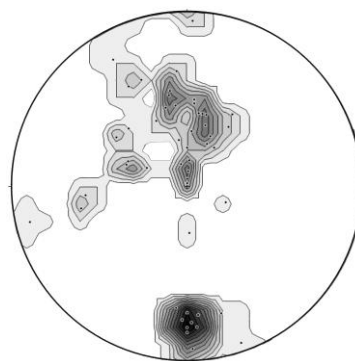


Рис. 30. Пример диаграммы построенной использованием программы *Stereonet*

Практические занятия по нанесению и обработке полевых данных на стереографических сетках (палетках). Для понимания принципов обработки и представления материалов по реконструкции тектонических напряжений программными средствами, а также для первичной обработки материалов в полевых условиях, важно умение работать со стереографическими сетками. Ниже приведены некоторые основные приемы работы по нанесению плоскостных и линейных элементов на стереографических сетках. При ручной камеральной обработке полевых данных на круговых диаграммах используются прозрачные кальки (восковки). При этом на кальку с использованием вышеописанных стереографических сеток (сетки Вульфа, Болдырева и Вульфа – Гущенко) наносятся плоскостные и линейные элементы геологических индикаторов напряжений. Большая часть построений производится на равноугольной сетке Вульфа (проекция на верхнюю полусферу). Для подсчета плотностного распределения геологических структур используется палетка (планисфера) Пронина.

Построение проекции прямой линии по сетке Вульфа производится в следующей последовательности (для замера линии *азимут падения СВ 25°*, *угол падения 50°*, рис. 31):

- 1) На сетку Вульфа накладывается прозрачная калька (лавсан), наносятся контуры, центр и некоторые элементы азимутальной шкалы диаграммы;
- 2) Поворачивая кальку по кругу, совмещаем север кальки с отметкой 25° на азимутальной шкале сетки Вульфа;
- 3) По верхней половине вертикального радиуса (меридиана) сетки отсчитываем угол падения ($\angle 50^\circ$) и ставим точку. Полученная точка представляет проекцию выхода измеренной линии (линейного элемента структуры) на верхнюю полусферу;
- 4) Для отображения проекции прямой линии соединяем данную точку с центром диаграммы.

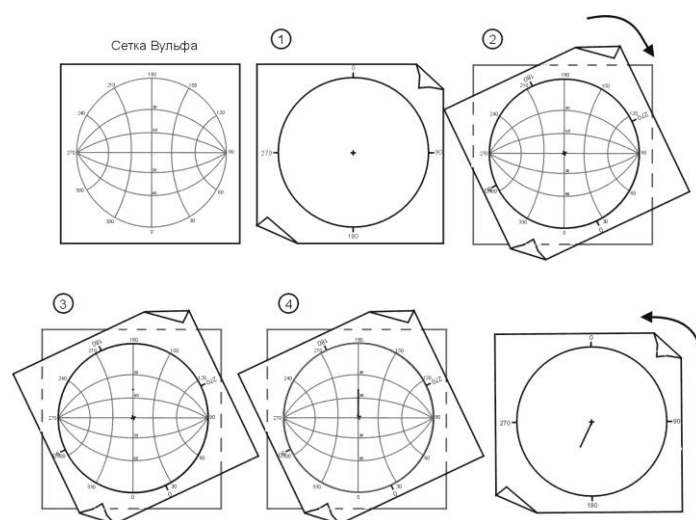


Рис. 31. Построение проекции прямой линии по сетке Вульфа

При построении по сетке Вульфа – Гущенко (с развернутой на 180 градусов оцифровкой азимутальной шкалы) для получения проекции на верхнюю полусферу необходимо (в шаге № 3) брать отсчет по нижней половине вертикального радиуса.

Построение проекции прямой линии по сетке Болдырева производится в следующей последовательности (для замера линии азимут падения (погружения) $CB\ 60^\circ$, угол падения (погружения) 20° , рис. 32):

- 1) На сетку Болдырева накладывается прозрачная калька (лавсан), наносятся контуры, центр и некоторые элементы азимутальной шкалы диаграммы;
- 2) Разворачиваем кальку по кругу на 180° , совмещая север кальки с отметкой 180° на азимутальной шкале сетки Болдырева;
- 3) По значениям внешней азимутальной шкалы сетки находим радиус, соответствующий азимуту падения (60°);
- 4) По окружностям находим угол падения ($\angle 20^\circ$). Для этого необходимо на шкале углов наклона рассчитать необходимую параллель по формуле $90^\circ - \text{угол}$ (в данном случае это параллель 70° градусов). В месте пересечения найденного радиуса и параллели ставим точку.
- 5) Для отображения проекции прямой линии соединяем данную точку с центром диаграммы.

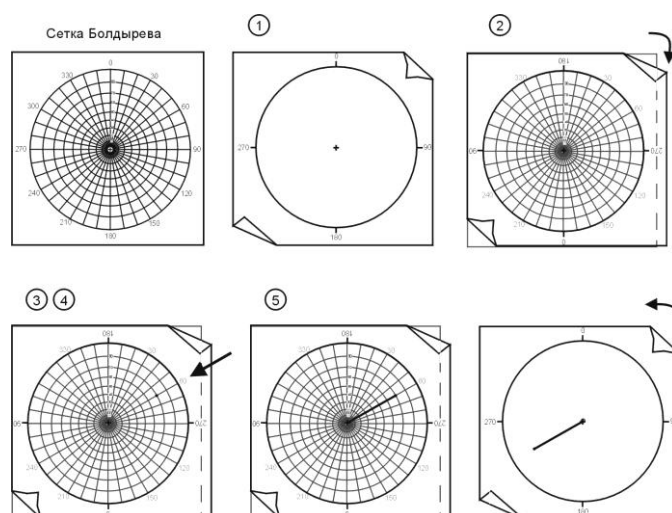


Рис. 32. Построение проекции прямой линии по сетке Болдырева

Указанные построения произведены с помощью сетки Болдырева для плоскостных элементов (как наиболее распространенной). На сетке Болдырева предназначенной для нанесения линейных элементов, т.е. когда у сетки шкала углов наклона имеет увеличение от 0 на окружности до 90° к центру диаграммы, разворот кальки (пункт № 2) выполнять не нужно, а на шкале углов наклона уже указаны углы падения (погружения) для линейных элементов.

Построение проекции плоскости по сетке Вульфа производится в следующей последовательности (для замера плоскости *азимут падения ЮВ 150°*, *угол падения 40°*, рис. 33):

- 1) На сетку Вульфа накладывается прозрачная калька (лавсан), наносятся контуры, центр и некоторые элементы азимутальной шкалы диаграммы;
- 2) Поворачивая кальку по кругу, совмещаем север кальки с отметкой 150° на азимутальной шкале сетки Вульфа;
- 3) По верхней половине вертикального радиуса (меридиана) сетки отсчитываем угол падения ($\angle 40^\circ$) и прочерчиваем проходящую через него дугу сетки;
- 4) Соединяем окончания построенной дуги диаметром и получаем проекцию заданной плоскости.

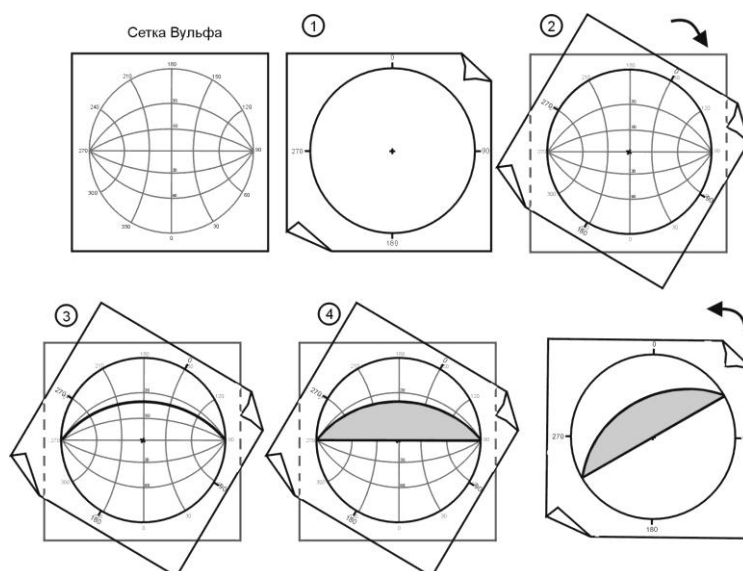


Рис. 33. Построение проекции плоскости по сетке Вульфа

Построение проекции полюса плоскости по сетке Вульфа. Для того чтобы найти полюс плоскости при уже построенной проекции этой же плоскости (достаточно отсчитать 90 градусов по шкале угла наклона от дуги плоскости (рис. 34).

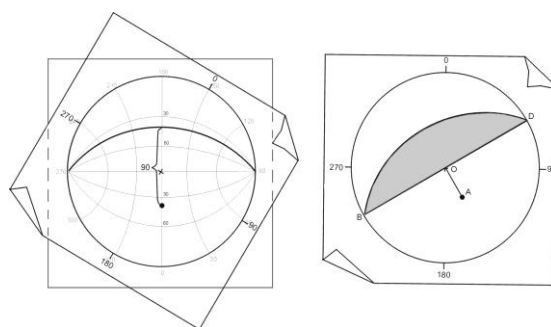


Рис. 34. Построение полюса плоскостного элемента при построенной проекции плоскости. От проекции плоскости (*BOD с азимутом падения 150° и углом падения 40°*) по градусной шкале углов наклона отсчитывается 90 градусов для нахождения её полюса (A). Отрезок OA представляет проекцию нормали к данной плоскости

Построение проекции полюса плоскости по сетке Вульфа (рис. 35) производится в следующей последовательности (для замера плоскости *азимут падения ЮВ 150°*, *угол падения 40°*):

- 1) На сетку Вульфа накладывается прозрачная калька (лавсан), наносятся контуры, центр и некоторые элементы азимутальной шкалы диаграммы;
- 2) Поворачивая кальку по кругу, совмещаем север кальки с отметкой 150° на азимутальной шкале сетки Вульфа;
- 3) По нижней половине вертикального радиуса (меридиана) сетки отсчитываем угол падения ($\angle 40^\circ$) и ставим точку. Полученная точка представляет проекцию полюса плоскостного элемента на верхнюю полусферу.

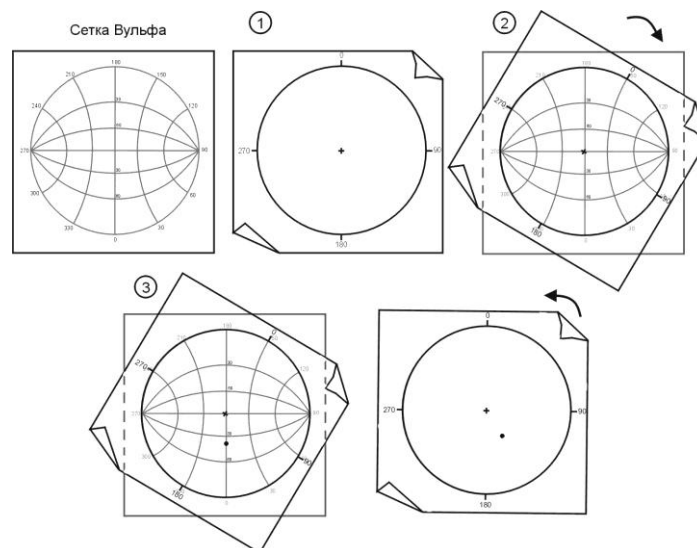


Рис. 35. Построение проекции полюса плоскости по сетке Вульфа

Построение проекции полюса плоскости по сетке Болдырева производится в следующей последовательности (для замера плоскости *азимут падения ЮЗ 210°*, *угол падения 65°*, рис. 36):

- 1) На сетку Болдырева накладывается прозрачная калька (см. примечание), наносятся контуры, центр и некоторые элементы азимутальной шкалы диаграммы;
- 2) По значениям внешней азимутальной шкалы находим радиус, соответствующий азимуту падения (ЮЗ 210°);
- 3) По окружностям определяем угол падения ($\angle 65^\circ$) и в месте пересечения ставим точку.

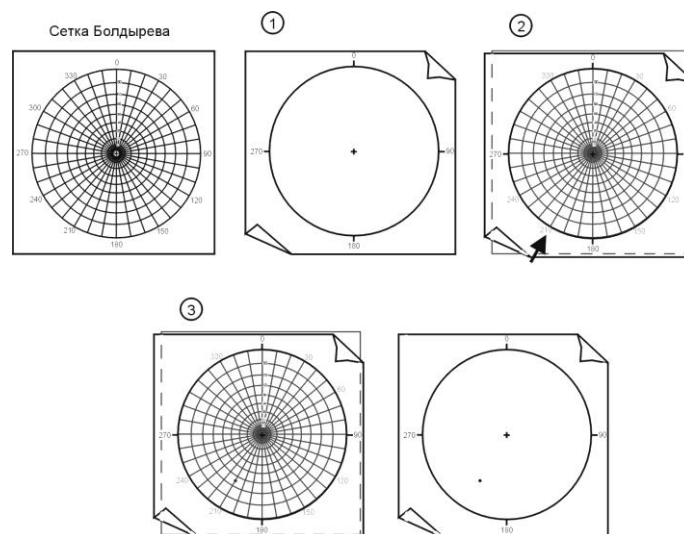


Рис. 36. Построение проекции полюса плоскости по сетке Болдырева

Данная точка является проекцией полюса данной плоскости на стереографическую сетку, а сокращенно - полюсом на диаграмме (стереограмме). Построения производятся на стационарно закрепленной кальке либо непосредственно на сетке Болдырева (копии), т.к. при этом не требуется разворота кальки, как при использовании сетки Вульфа. Используя разные значки полюсов для различных кинематических типов разрывов, возможно на одной стереограмме отобразить многообразие дизъюнктивных нарушений в точке наблюдения.

Построение проекции линейных элементов плоскостей (векторов перемещений на плоскостях зеркал скольжения) по сетке Вульфа производится в следующей последовательности (для замера плоскости взбросового нарушения *азимут падения ЮВ 150°*, *угол падения 40°*, *угол подвижки 110°*, рис. 37):

- 1-4) Построение проекции плоскости (с азимутом падения 150° и углом падения 40° рассмотрено ранее, см. выше)

5) От направления простираения (определенного по правилу правой руки) по нарисованной дуге плоскости отсчитываем 110 градусов и ставим точку.

6) Для того, чтобы изобразить вектор перемещения для взбросового нарушения, соединяем полученную точку с центром диаграммы и указываем направление относительного смещения для висячего блока.

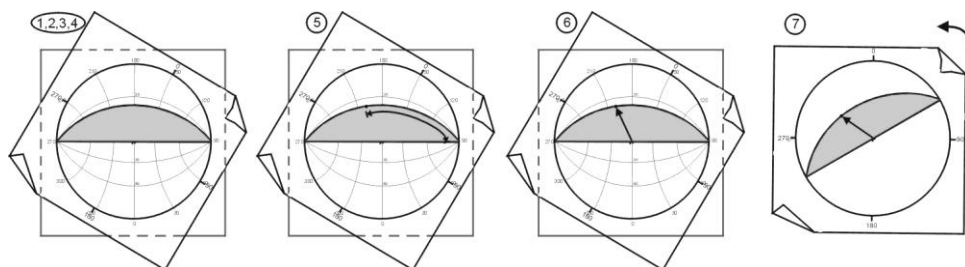


Рис. 37. Построение проекции линейных элементов плоскостей (векторов перемещений на плоскостях зеркал скольжения) по сетке Вульфа

Кинематический метод реконструкции палеонапряжений О.И. Гущенко

Кинематический метод основан на анализе массовых замеров векторов перемещений на плоскостях трещин – *зеркала скольжения*, а также плоскостях любого другого генезиса: плоскостях напластования, контактах магматических и осадочных пород и т.д. Обоснование и принципы указанных методов подробно изложены в работах О.И. Гущенко [1973, 1979], а также в монографии Ю.Л. Ребецкого [2007] и в докладах-лекциях [Сим, 2009; Сим, Маринин, 2015] на молодежных тектонофизических конференциях в ИФЗ РАН. Для упрощения восприятия текста оси главных нормальных напряжений – алгебраически минимального сжатия (σ_1) будем далее именовать *осью растяжения*, алгебраически максимального сжатия (σ_3) – *осью сжатия*.

Основные положения метода. Кинематический метод [Гущенко, 1973, 1979] базируется на анализе векторов тектонических перемещений на зеркалах скольжения, измеренных *in situ* непосредственно в горных породах. Исходные предпосылки кинематического метода следующие:

1. В результате внешних воздействий в массиве горных пород возникают необратимые деформации за счет сдвиговых смещений (мех.) по совокупности произвольно ориентированных ослабленных поверхностей (трещин) любого генезиса и возраста. Вектор этих смещений совпадает с ориентировкой касательных напряжений, действующих на этой плоскости, и выражается в виде штрихов и борозд скольжения [Wallace, 1951; Bott, 1959].

2. Ослабленные плоскости имеют *иерархическую структуру*, т.е. в массиве присутствуют разномасштабные структуры разрушения. Тектонические напряжения, вызывающие смещения по региональным разломам и несущие информацию о наиболее устойчивом во времени и пространстве региональном уровне поля напряжений, являются основной причиной возмущения напряжений на каждом из более мелких (детальных) уровней.

3. Смещения по отдельным плоскостям одного уровня не приводят к изменению ориентации векторов перемещений на прочих плоскостях этого же уровня и ориентации осей напряжений регионального уровня.

4. В пределах локального объема горных пород ориентация осей главных нормальных напряжений остается постоянной, а соотношения их величин, определяемых коэффициентом Лоде – Надаи μ_σ , могут меняться от +1 до -1, т.е. вид тензора напряжений изменяется от одноосного сжатия ($\mu_\sigma \approx +1$) через чистый сдвиг ($\mu_\sigma \approx 0$) до одноосного растяжения ($\mu_\sigma \approx -1$).

По ориентировкам векторов перемещения на совокупности зеркал скольжения решается обратная задача по восстановлению ориентировок параметров тектонических напряжений, обусловивших эти перемещения.

Практические приемы использования кинематического метода для реконструкции палеотектонических напряжений. Реконструкция палеотектонических напряжений в рамках кинематического метода исторически связана с использованием ручных приемов графического решения на круговых диаграммах (стереограммах). Позднее с развитием метода были разработаны программные средства для вычисления положения параметров напряженного состояния [Гущенко, 1996; Angelier et al., 1994]. Следует сказать, что алгоритмы ручной и автоматизированной обработки

совокупностей зеркал скольжения существенно различаются, давая при этом близкие результаты. Опыт стереографического представления полевых данных и освоение приемов графических решений сейчас необходим для понимания принципов работы кинематического метода.

Рассмотрим пример нанесения вектора перемещения (борозды или штриховки) на зеркале скольжения, измеренном с использованием системы записи кинематического метода: $92^\circ/54^\circ$ леж П28 ВЛ. Здесь дана запись в том виде, как она производится при полевых измерениях. В полевом дневнике азимутам простирания/падения и углам падения не приписывается знак градуса (чтобы не перепутать с цифрой ноль в записи). Сама приведенная выше запись означает, что на плоскости с азимутом падения 92° и углом падения 54° в лежащем крыле (леж) зафиксирован вектор перемещения, отклонившийся от линии восстания плоскости направо (П); он наклонен к горизонтальной плоскости под углом 28° , кинематический тип – взбросо-сдвиг левый (ВЛ). Далее сокращенное обозначение кинематического типа перемещений следующее: **В** – взброс, **С** – сброс, **П** – правый, **Л** – левый сдвиги. Построение проекции вектора перемещения по сетке Вульфа – Гущенко производится в следующей последовательности (рис. 38):

1. На восковку наносятся проекция полюса и плоскости зеркала скольжения с аз. пад. $92^\circ/54^\circ$ (согласно правилам, изложенным ранее). Проекция полюса трещины – точка А, проекция плоскости зеркала скольжения – дуга A_1A_2 .

2. Точку полюса А вращаем направо (по часовой стрелке), т.к. борозда скольжения смещена от линии восстания направо (П28), до совпадения ее на палетке Гущенко с дугой, оцифрованной на горизонтальном диаметре 28° (мысленно проводя её между имеющимися дугами 20° и 30°).

Примечание: При нанесении замеров, сделанных в висячем крыле зеркала скольжения, вращение палетки осуществляется в противоположном направлении от замеренного отклонения наклона штриховки от линии восстания («лево» и «право»). Таким образом, если тот же замер взят по висячему крылу, то борозда скольжения отклоняется налево – Л28, а точку полюса необходимо вращать в противоположном направлении, т.е. направо.

3. На кальке (восковке) поднимаем дугу большого круга, на которую попала точка А: K_1KA_2 . Эта дуга отражает проекцию плоскости, которая перпендикулярна плоскости зеркала скольжения и параллельна борозде скольжения. Данная плоскость K_1KA_2 именуется кинематической, поскольку на ней лежит борозда скольжения. Палетка Гущенко построена таким образом, что изолинии величины углов наклона штриховки (борозд скольжения) нанесены на горизонтальный диаметр сетки Гущенко и отражают все возможные варианты взаимного расположения плоскости трещины и штриховки, расположенной на этой же плоскости. Согласно проведенным построениям пересечение плоскости зеркала скольжения с кинематической плоскостью образует прямые углы AKA_1 и AKA_2 . Точка К, расположенная на пересечении двух плоскостей $KKAK_1$ и A_1KA_2 , является выходом на верхнюю полусферу (стереографическим полюсом) борозды скольжения (вектора перемещения), отражающей относительное смещение висячего крыла.

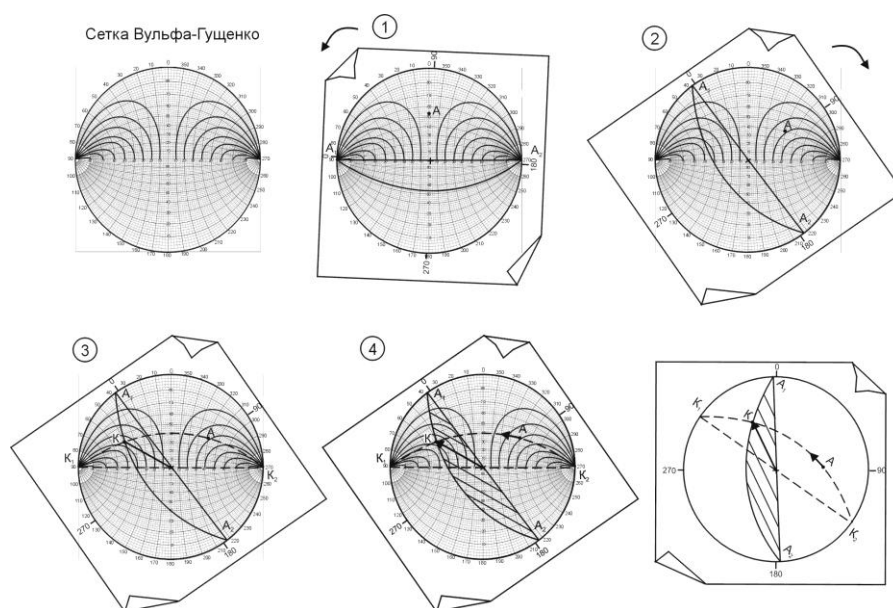


Рис. 38. Пример нанесения проекции кинематической плоскости и вектора перемещения (борозд скольжения) на плоскости трещины и на полюсе трещины.

4. В точке А поднимаем часть дуги, направленной от точки А налево (Левый сдвиг; висячий блок имеет левосдвиговую компоненту относительного смещения) и указываем стрелкой направление смещения. Взбросовая составляющая дает вклад на направление к центру диаграммы по радиусу сетки Вульфа – (Взброс; висячий блок имеет взбросовую компоненту относительного смещения). Длина вектора в полюсе зеркала скольжения произвольная и обычно стандартная для всех измерений. Изображенный на диаграмме знак смещения – левый взбросо-сдвиг, такой же знак присваивается вектору ОК, лежащему в плоскости трещины и отражающему перемещение отсутствующего висячего крыла. Соответственно в случае противоположного смещения – правого сбросо-сдвига (ПС) поднимается часть дуги АК₂ – направо (Правый сдвиг). Сбросовая составляющая дает вклад на направление в сторону периферии диаграммы по радиусу сетки Вульфа (Сброс).

Примечание: Проверкой правильности построения на стереограмме вектора перемещения в полюсе зеркала скольжения может служить следующее правило. Проекции векторов перемещения, имеющие сбросовую компоненту смещения, направлены к внешней дуге сетки, а имеющие взбросовую компоненту, напротив, «устремлены» к центру стереографической сетки. Проекции векторов перемещения, имеющие правосдвиговую компоненту смещения, направлены по часовой стрелке (параллельно окружности сетки), а левосдвиговые смещения – против часовой.

Определение параметров главных напряжений. Рассмотрим пример определения параметров напряженного состояния для банка данных по зеркалам скольжения, представленных в табл. 1. Необходимо определить следующие параметры напряженного состояния: ориентировку осей главных нормальных напряжений ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$), положение плоскостей действия трех главных касательных напряжений ($\tau_{12}, \tau_{23}, \tau_{\max} = \tau_{13}$ – максимальное из главных касательных напряжений) и оценить вид напряженного состояния (коэффициент Лоде – Надаи).

Таблица 1. Банк данных по зеркалам скольжения (с измеренной ориентацией борозд скольжения и геолого-кинематическим типом относительных перемещений по ним)

- | | |
|----------------------------------|--------------------------------------|
| 1. 30 $\angle$ 85, леж, П20, ВЛ | 8. 261 $\angle$ 36, вис, П27, ВП |
| 2. 349 $\angle$ 67, леж, П56, СП | 9. 100 $\angle$ 60, леж, Л30, ВП |
| 3. 316 $\angle$ 71, вис, Л3, СП | 10. 15 $\angle$ 60, леж, Л30, СЛ |
| 4. 298 $\angle$ 66, леж, Л8, ВП | 11. 230 $\angle$ 50, леж, 0 (гор), Л |
| 5. 306 $\angle$ 84, леж, Л7, ВП | 12. 240 $\angle$ 70, леж, 0 (гор), Л |
| 6. 250 $\angle$ 85, леж, Л45, СЛ | 13. 92 $\angle$ 54, леж, П28, ВЛ |
| 7. 228 $\angle$ 85, леж, Л4, СЛ | |

Всего 13 измерений

Определение ориентировки осей главных нормальных напряжений. Для проведения реконструкции необходимо нанести на круговую диаграмму (стереограмму) данные измерений – проекции полюсов зеркал скольжения и векторов перемещений по ним (рис. 39 А). Затем все измеренные борозды скольжения в графическом методе О.И. Гущенко анализируются на стереограмме согласно следующим правилам:

- а) все вектора перемещений должны расходиться от оси σ_3 и сходиться к оси σ_1 ;
- б) плоскости действия осей σ_3 и σ_1 должны разделять разнонаправленные вектора перемещений;
- в) проверка на соответствие векторов перемещения найденному полю напряжений производится на следующем этапе.

Для выполнения этих правил полезно выполнить следующие операции. Оконтурировать области, к которым сходятся (или расходятся) вектора перемещений. Область схождения векторов перемещения расположена вблизи севера и юга стереограммы, а область расхождения – на западе и востоке (рис. 39, Б). После этого подыскиваются поочередно плоскости действия осей σ_1, σ_3 – *плоскости, перпендикулярные этим осям*; для этого нужно учитывать, что плоскости действия искомых осей должны разделять разнонаправленные вектора перемещений.

Область возможного расположения оси растяжения σ_1 локализована лучше (синяя заливка на рис. 39, Б), так как между векторами, направленными на север (замеры №№ 8, 13), и направленными на юг векторами №№ 9, 11 должна проходить плоскость действия оси растяжения. В этой области возможно существование нескольких вариантов нахождения оси растяжения – σ_1^1 и σ_1^2 . Вариант выбора более пологой оси растяжения (σ_1^2) исключается из-за того, что плоскость ее действия не разделяет замеры №№ 8, 13 от векторов №№ 9, 11 – они все оказываются в нижней части стереограммы.

После этого на плоскости действия оси σ_1^1 подбираются возможные варианты нахождения оси сжатия, которая должна лежать на плоскости действия оси растяжения и в пределах области, от которой расходятся вектора перемещений (оранжевая заливка на рис. 39, Б). Далее наносятся относительно равнозначные три варианта возможного положения осей сжатия и плоскостей их действия: σ_3^1 , σ_3^2 и σ_3^3 . Для первого варианта оси σ_3^1 (промежуточного между 2-м и 3-м положением оси сжатия) наносится плоскость его действия (σ_3^1 , жирная красная линия). Точка пересечения плоскостей действия выбранных осей σ_3 и σ_1 является промежуточной осью σ_2 . Плоскость действия промежуточной оси σ_2 называется главной кинематической плоскостью. В тестовом варианте ось σ_1 погружается по азимуту $182^\circ \angle 10^\circ$, ось σ_2 – $318^\circ \angle 76^\circ$ и ось σ_3 – $92^\circ \angle 10^\circ$. Отсчет угла наклона и ориентации осей главных нормальных напряжений на сетке Вульфа – Гущенко производится по нижнему вертикальному радиусу, т.к. оси – линии, в отличие от плоскостей трещин и полюсов к ним.

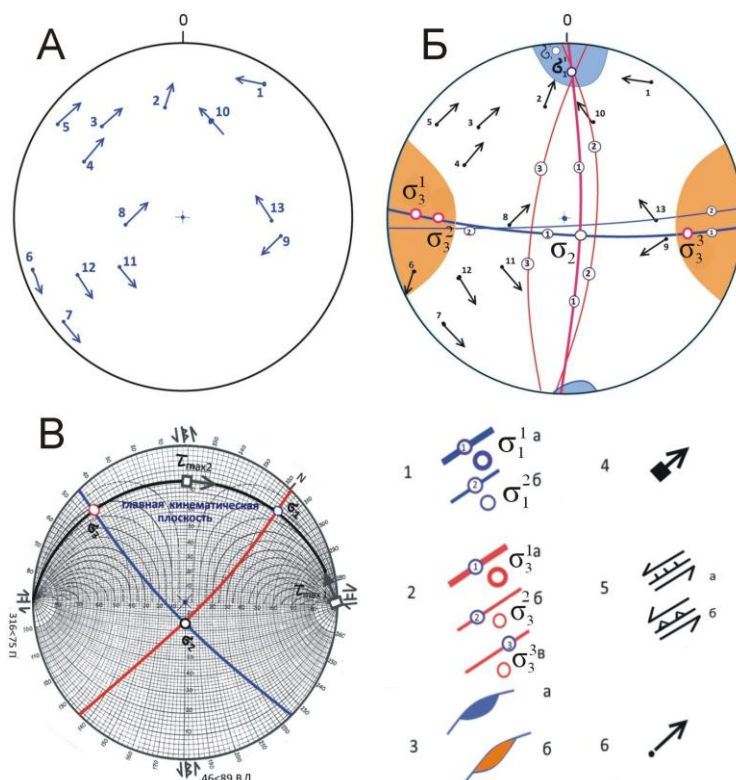


Рис. 39. Пример последовательных действий для определения параметров напряженного состояния: А – построение на стереограмме проекций полюсов зеркал скольжения (с векторами перемещения); Б – предварительное оконтуривание областей возможного расположения осей сжатия и растяжения; В – определение положения осей главных нормальных напряжений и плоскостей действия главных касательных напряжений. *Условные обозначения:* 1-2 – положение осей и плоскостей их действия: 1а и 1б – растяжения, 2а, 2б, 2в – сжатия и плоскости их действия; варианты №1 – окончательные. 3 – области возможного нахождения оси растяжения (а) и сжатия (б); 4 – полюса плоскостей действия максимальных касательных напряжений; 5 – простираения плоскостей действия максимальных касательных напряжений и их кинематические типы: а – сдвиги, б – взбросо-сдвиги и сдвиги-взбросы. 6 – вектора перемещений по трещинам в точке полюса

Определение положения плоскостей действия главных касательных напряжений. Для нахождения плоскостей действия максимальных касательных напряжений необходимо развернуть стереограмму так, чтобы промежуточная ось σ_2 совпадала с нижним вертикальным радиусом палетки: на ее плоскости действия – главной кинематической плоскости (рис. 39, В) отсчитать по 45° от осей σ_1 , σ_3 и определить полюса двух сопряженных плоскостей действия главных касательных напряжений τ_{13}^1 и τ_{13}^2 ; вектора перемещений поднимаются по главной кинематической плоскости – они направлены к оси растяжения и расходятся от оси сжатия – по аналогии с бороздами скольжения. На внешний контур стереограммы наносятся простираения плоскостей действия главных касательных напряжений и определяется кинематический тип разрывов, отвечающих направлениям действия этих

касательных напряжений. Главное касательное напряжение τ_{13}^1 ориентировано по аз. $46^\circ \angle 89^\circ$, что соответствует взбросо-сдвигу левому (ВЛ), а сопряженное с ним главное касательное напряжение $\tau_{13}^2 - 316^\circ \angle 75^\circ$, что отвечает правому сдвигу. Итак, параметры локального стресс-состояния, определенного по 13 векторам перемещений, следующие: ось $\sigma_1 - 182^\circ \angle 10^\circ$, $\sigma_2 - 318^\circ \angle 76^\circ$, $\sigma_3 - 92^\circ \angle 10^\circ$, $\tau_{13}^1 - 46^\circ \angle 89^\circ$, взбросо-сдвиг левый (ВЛ), а $\tau_{13}^2 - 316^\circ \angle 75^\circ$, правый сдвиг.

Качественная оценка вида тензора напряжений. Проверка соответствия векторов перемещения определенных нами ориентировок осей главных нормальных напряжений проводится следующим образом. Подбираются 2 системы дуг больших кругов, которые совмещают полюс каждого вектора перемещения: 1) – с осью сжатия, 2) – с осью растяжения. Совпадение вектора перемещения с дугами больших кругов, совмещающих его с осями растяжения (рис. 40, Ж, З) и сжатия (рис. 40, Б-Д), свидетельствует о формировании вектора либо при виде тензора напряжений одноосного растяжения, либо одноосного сжатия. Попадание вектора перемещения в створ острого угла, образованного дугами, расходящимися от осей сжатия и растяжения, говорит о формировании вектора перемещения при трехосном виде тензора напряжений (рис. 40, А, Е). Его положение в створе тупого угла свидетельствует о противоречии такого вектора найденной ориентации осей главных напряжений. Т.е. это смещение не является одновозрастным с остальными, либо оно образовалось в поле напряжений другого ранга по сравнению с восстановленным.

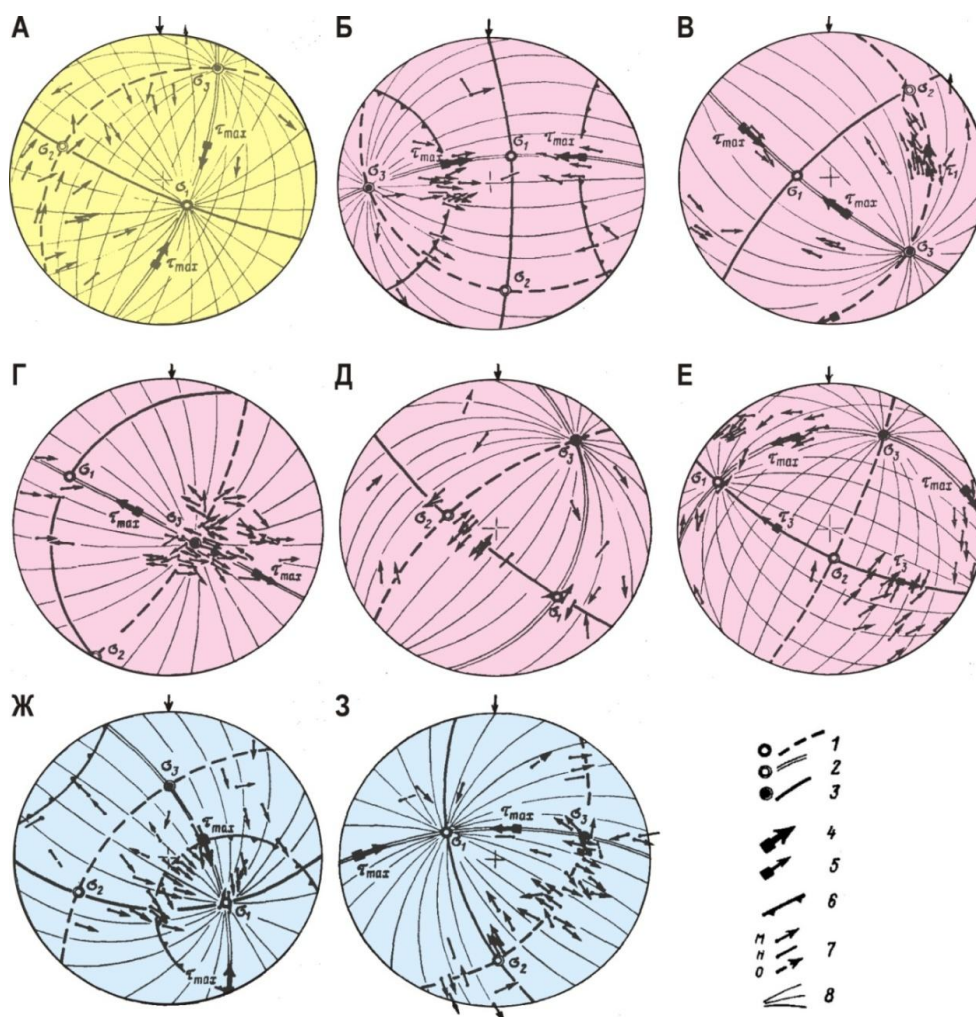


Рис. 40. Стереогаммы с примерами обработки зеркал скольжения, отвечающие разным видам тензора напряжений: 1–3 – Оси главных нормальных напряжений и плоскости их действия: 1 – растяжения, 2 – промежуточной, 3 – сжатия. 4, 5 – Направления перемещения на плоскости действия главных касательных напряжений: 4 – максимальных $\tau_{\max} = \tau_{13}$; 5 – τ_{12} ; 6 – Конуса сжатия и растяжения; 7 – Вектора перемещений на зеркалах скольжения: м – с определенным, н – с неопределенным знаками смещений, о – противоречащие найденному локальному напряженному состоянию. 8 – Дуги больших кругов, расходящихся от осей σ_1 и σ_3 . Б, В, Г, Д – тензор одноосного сжатия, Ж, З – тензор одноосного растяжения; А, Е – трехосный вид тензора

Для качественной оценки величины μ_σ необходимо совместить каждый вектор перемещения последовательно с определенными выше осями сжатия и растяжения. Если вектора перемещений совпадают с дугами больших кругов, расходящихся от оси σ_1 , то они свидетельствуют о смещении, произошедшем в найденном локальном стресс-состоянии при одноосном растяжении ($\mu_\sigma \approx -1$).

На рис. 40, Ж, 3 большинство векторов перемещения близко к дугам больших кругов, расходящихся от оси растяжения. Если вектора перемещений совпадают с дугами больших кругов, расходящихся от оси σ_3 , то они свидетельствуют о смещении, отвечающем найденному локальному стресс-состоянию при одноосном сжатии ($\mu_\sigma \approx +1$), на рис. 40, Б-Е. В случае, если вектор перемещения попадает в створ острого угла между дугами больших кругов, расходящихся от осей σ_1 , σ_3 , и близок к его биссектрисе, то на качественном уровне определяется, что величина μ_σ близка к нулю (рис. 40, А, Е). На стереограмме (рис. 40, А) продемонстрирован особый вид тензора напряжений, названный вариацией вида напряженного состояния. Особенностью этого вида тензора состоит в том, что из 21 замеров 10 векторов перемещений расходятся от оси растяжения, 7 – от оси сжатия и 3 находятся в створе острого угла, т.е. заведомо подавляющая часть векторов сформирована либо при одноосном растяжении, либо при одноосном сжатии и несколько больше 10% – при трехосном напряженном состоянии, при этом эти вектора не противоречат найденным осям сжатия и растяжения. Вариация вида напряженного состояния свойственна местам пересечения рудоконтролирующих разломов с крупным рудовмещающим разломом на месторождениях горного хрусталя на Приполярном Урале, что было признано как тектонофизический критерий поиска мест локализации гнезд горного хрусталя. Анализ вида тензора напряжений важен при прогнозе мест локализации полезных ископаемых гидротермального и гидротермально-метасоматического генезиса [Сим и др., 2008; Сим, 2011].

Определение общего поля напряжений по данным локальных стресс-состояний. При обработке множества локальных стресс-состояний, характеризующих локальные или региональные деформации, вызванные достаточно простым способом нагружения массива, удобно использовать усредненные параметры тензора напряжений обозначаемые термином – «общее поле напряжений». Обоснованием метода расчета параметров такого тензора, предложенного Л.А. Сим [1982], служат данные математического и физического моделирования тектонических напряжений вокруг одиночного разрыва [Осокина, 1987; 2000]. По результатам моделирования установлено, что независимо от угла наклона оси сжатия к сдвиговому (мех.) разлому, перераспределение ориентировок осей локальных напряжений вокруг последнего остается близким к ориентировке внешнего сжатия, закономерно изменяясь к концам разлома (рис. 41). При этом локальные оси сжатия на концах разлома во фронте смещающегося крыла становятся параллельными, а на противоположном крыле – нормальными к плоскости разлома; соответственно, ось растяжения во фронтальной части субперпендикулярна, а в тыльной части субпараллельна сместителю.

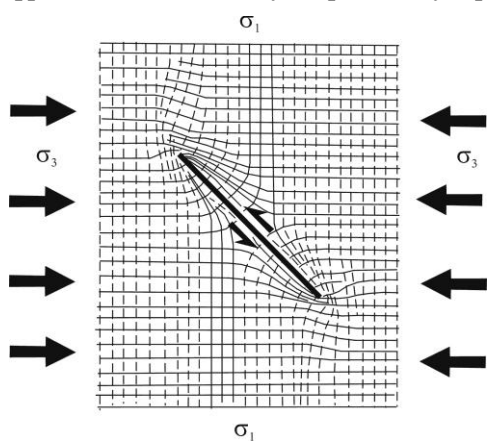


Рис. 41. Траектории осей главных напряжений двумерного поля напряжений в окрестностях разрыва (левый сдвиг) после смещения его бортов. Оси растяжения показаны пунктирными линиями, а оси сжатия – сплошными; разрыв – в центре рисунка; на концах разрыва показаны области возмущения ориентировок осей главных нормальных напряжений, вызванных перемещением по разлому (рисунок из работы [Осокина, 1987, 2000] с изменениями)

В трехмерном варианте изменения локальных осей сжатия и растяжения вокруг разлома также отклоняются на угол не более 45° независимо от ориентировки осей сжатия внешней нагрузки по отношению к разрыву. Таким образом, все варианты локальных осей сжатия и растяжения, нанесенные на единую стереограмму, можно описать двумя коническими поверхностями с углом при вершине 90° ; оси этих конических поверхностей взаимно перпендикулярны. Места их касания являются полюсами плоскостей действия максимальных касательных напряжений. В одном из этих конусов не будет ни одной оси растяжения, его ось будет совпадать с осью внешнего сжатия, а в другом конусе не будет ни одной оси сжатия; ось второго конуса является осью растяжения внешнего поля.

На основании этих правил составлена коническая палетка О.И. Гущенко [1979] (рис. 42), на которой на нижнем вертикальном радиусе отмечены углы наклона к горизонту осей главных нормальных напряжений (т.к. оси – прямые линии, то пологая ось в 10° близка к внешнему кругу, а вертикальная ось расположена в центре палетки). Кроме этого, на палетку нанесены поверхности конусов, наклоненных к горизонту под углами от 0° до 90° , концы этих конусов оцифрованы по внешней окружности палетки; угол при вершине этих конусов равен 90° . Если угол наклона – 0° , то ось конуса лежит в горизонтальной плоскости, а конус симметрично пересекает верхнюю полусферу и отражается на палетке в виде следов полуконусов с отметкой 0; начиная от 10° угла наклона конуса его проекция на верхнюю полусферу разбивается на две части, расположенные в верхней и нижней частях палетки с соответствующей оцифровкой углов наклона.

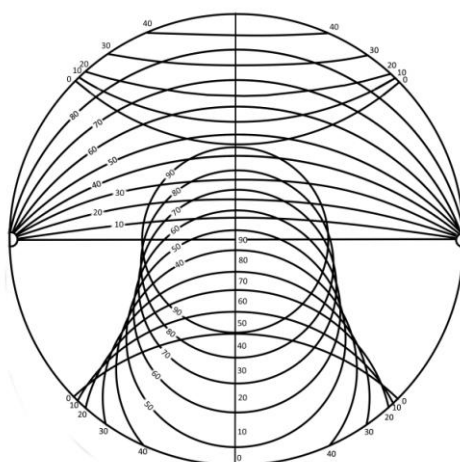


Рис. 42. Коническая палетка О.И. Гущенко [1979]

Таблица 2. Результаты реконструкции положения осей сжатия и растяжения локальных стресс-состояний исследуемого (тестового) участка

№ объема с ЛСС	№ точки наблюдения	Расположение	Ось растяжения	Ось сжатия
1	1-3	Тест	284 $\angle$ 40	185 $\angle$ 10
2	4-5		222 $\angle$ 10	131 $\angle$ 10
3	6		206 $\angle$ 27	312 $\angle$ 30
4	7-8		308 $\angle$ 60	125 $\angle$ 30
5	9-11		54 $\angle$ 20	170 $\angle$ 50
6	12		251 $\angle$ 37	93 $\angle$ 50
7	13-14		280 $\angle$ 10	14 $\angle$ 20
8	15		217 $\angle$ 60	112 $\angle$ 7
9	16		93 $\angle$ 5	3 $\angle$ 10
10	17		160 $\angle$ 62	30 $\angle$ 30

При определении общего поля напряжений требуется подбор таких конусов со взаимно перпендикулярными осями, в которых в одном не будет ни одной оси локального растяжения, его ось будет совпадать с осью общего сжатия, внешнего по отношению к деформируемому объему, а в другом конусе не будет ни одной оси локального сжатия; ось второго конуса является осью растяжения внешнего поля. Последовательность определения параметров общего поля напряжений показана на (рис. 43) и состоит из следующих этапов:

1. Все оси сжатия и растяжения локальных полей (табл. 2) наносятся на одну стереограмму. На этой стереограмме (рис. 43, А) локальных осей сжатия и растяжения производится предварительное оконтуривание областей, в которых нет осей сжатия – место возможного нахождения оси растяжения общего поля и осей растяжения – соответственно, место нахождения оси сжатия общего поля напряжений. В центре выделенных областей предварительно определяется положение осей сжатия ($\sigma_3^{\sigma\sigma}$) и растяжения ($\sigma_1^{\sigma\sigma}$). Подбираем дугу большого круга, которая объединяет выбранные оси; по этой дуге расстояние между осями должно быть 90° (этот отсчет производится по палетке Вульфа – Гущенко);

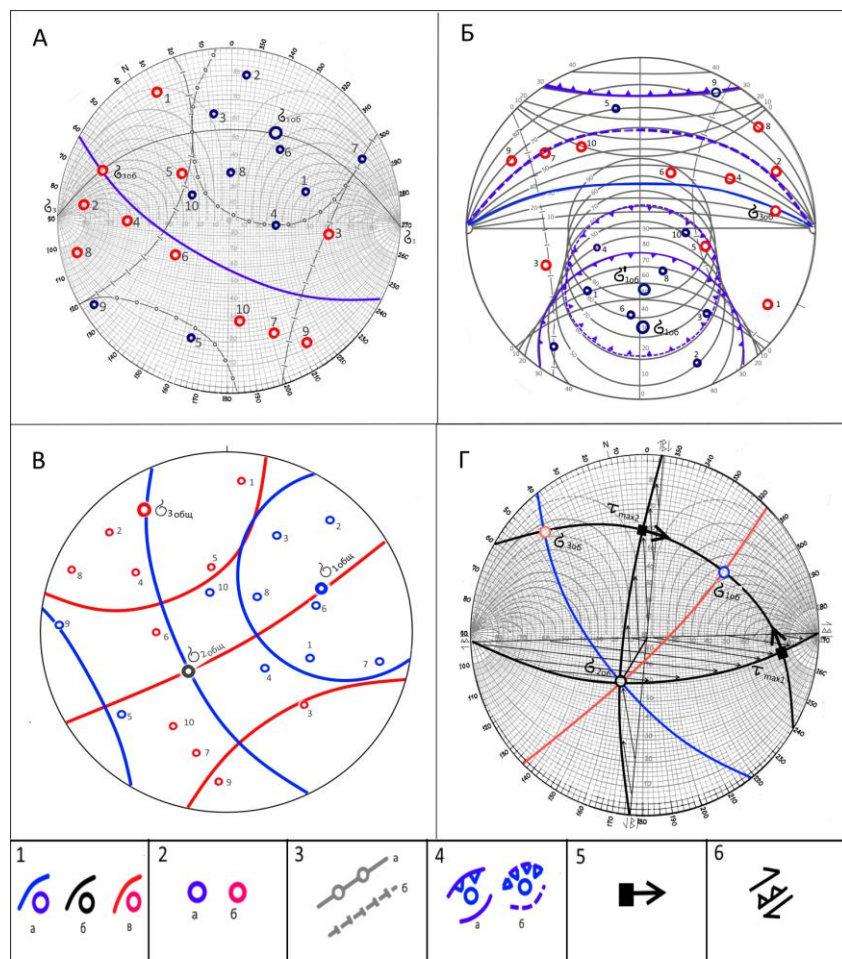


Рис. 43. Определение параметров общего поля напряжений. А – Предварительное оконтуривание областей нахождения осей сжатия и растяжения общего поля напряжений; Б – Выбор конусов растяжения общего поля напряжений; В – Общее поле напряжений и определение кинематических плоскостей общего поля напряжений. Г – Общее поле напряжений и плоскости действия максимальных касательных напряжений. Условные обозначения: 1 – Оси главных нормальных напряжений общего поля напряжений и плоскости их действия: а – растяжения, б – промежуточной, в – сжатия; 2 – оси локальных тектонических напряжений: а – растяжения, б – сжатия; 3 – границы областей предполагаемого нахождения осей растяжения (а) и сжатия (б) общего поля напряжений. 4 – Оси растяжения общего поля напряжений, плоскости их действия и конуса растяжения: а – установленные, б – предполагаемые. 5 – Полус плоскостей действия максимальных касательных напряжений. 6 – Простирания плоскостей действия максимальных касательных напряжений и кинематический тип, отвечающих этим плоскостям разрывов – взбросо-сдвиги и сдвиги-взбросы

2. После совмещения стереограммы с конической палеткой Гущенко подбираются конуса сжатия и растяжения. Предварительно определенная ось растяжения ($\sigma_1^{об}$) совмещается с нижним вертикальным радиусом палетки, на котором нанесены углы наклона конических поверхностей. Ось $\sigma_1^{об}$ совпадает с отметкой угла наклона 30° ; не смещая кальку, наносим конус 30° , который из-за пологого расположения оси пересекает верхнюю полусферу в верхней и нижней части стереограммы (рис. 43, Б). Наносим плоскость действия подобранной оси растяжения. По построению она проходит через предварительно подобранную ось сжатия. В этом же положении кальки находим более крутую ось растяжения $\sigma_1^{об}$, наклоненную под углом 60° , оконтуриваем конус 60° и проводим плоскость действия этой оси растяжения. Последняя отклоняется от центра выбранной на 1-м этапе области распространения осей сжатия, поэтому отдается предпочтение оси растяжения с углом 30° ;

3. По аналогии с конусом растяжения находим конус сжатия: ось сжатия общего поля совмещается с вертикальным радиусом конической палетки (отметка 10°), проводится 10° -й конус и плоскость действия оси сжатия общего поля. На рис. 43, В показано реконструированное общее поле. Точка пересечения плоскостей действия осей сжатия и растяжения является промежуточной осью ($\sigma_2^{об}$), точки касания конусов сжатия и растяжения являются выходом на верхнюю полусферу плоскостей действия максимальных касательных напряжений общего поля;

4. На завершающем этапе проводим собственно плоскости действия касательных напряжений, наносим вектора перемещения по этим плоскостям (рис. 43, Г) – очевидно, что сдвиговая компонента перемещений преобладает над взбросовой (следствие пологого погружения осей сжатия и растяжения общего поля).

Этап определения общего поля напряжений важен для оценки опасности разломов, откартированных на исследуемом участке, как с точки зрения сейсмичности, так и для оценки потенциальной устойчивости проектируемых гражданских сооружений. Проницаемость разломов, как для углеводородов, так и для водоносности, также можно оценивать согласно данным по общему полю напряжений. Плоскости разломов, перпендикулярных оси растяжения, будут максимально проницаемыми при прочих равных геологических условиях.

Структурно-геоморфологический метод Л.А.Сим

Обоснование метода. Структурно-геоморфологический метод (СГ метод) основан на анализе оперяющих трещин – разрывов в зоне динамического влияния разломов сдвигового типа (геол.). В основу метода положено предположение о преобладающих сдвиговых перемещениях по разломам фундамента платформ в новейший этап, приводящих к следующим следствиям: разломы в осадочном чехле формируются (прорываются на дневную поверхность) в виде крутопадающих плоскостей; на дневной поверхности, сложенной молодыми отложениями, формируются хорошо дешифрирующиеся мелкие прямолинейные элементы (мегатрещины). Таким образом, СГ метод можно применять к данным о линеаментах, полученным на основе дешифрирования аэро- и космоснимков, а также имеющих в настоящее время высокое разрешение карт *Google* или *Yandex*.

Обоснование СГ метода базируется на следующих положениях:

1 – повсеместное развитие крутопадающих плоскостей разломов в осадочном чехле платформ, которые могли сформироваться только в поле напряжений горизонтального сдвига (при вертикальной оси сжатия или растяжения плоскости разломов должны быть наклонены под углом $45^\circ \pm \alpha$, где α – угол скалывания);

2 – в верхних частях осадочного чехла мало, а вблизи дневной поверхности практически отсутствует литостатическое давление, что должно приводить к горизонтальному положению оси сжатия;

3 – данные физического [Михайлова, 2006] и математического [Ребецкий, 1987] моделирования показывают, что в осадочном чехле над сдвигом в фундаменте образуется два максимума касательных напряжений. Основной максимум приурочен к самой нижней части чехла, далее в средней части проявлено незначительное повышение их уровня, а второй максимум наблюдается у дневной поверхности (рис. 44).

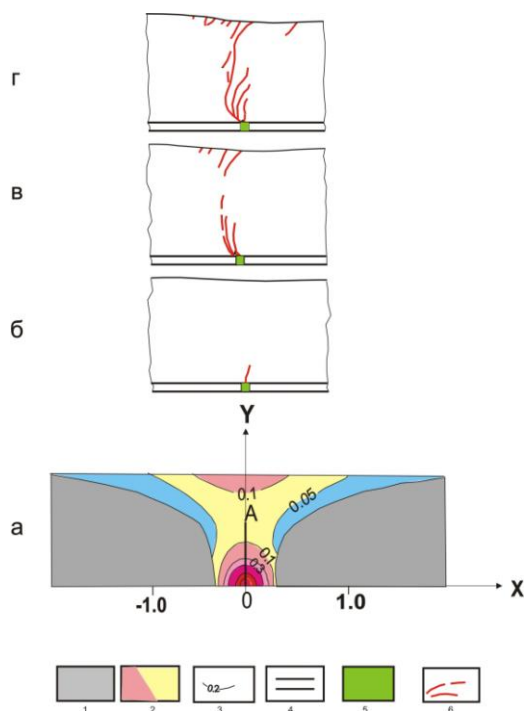


Рис. 44. Разрушение слоя над сдвигом в его основании: а – расчетные эквивалентные напряжения, ответственные за разрушение [Ребецкий, 1987]; б, в, г – последовательные стадии развития разрывов [Михайлова, 2007]: б – зарождение разрыва в слое над областью сдвига в основании; в – развитие разрывов двумя группами – снизу и сверху, г – объединение обеих групп разрывов.

Условные обозначения: 1 – область двустороннего сжатия, область отсутствия разрывов; 2 – область «скалывания»: максимальные нормальные напряжения положительны, минимальные – отрицательны; 3 – изолинии эквивалентных напряжений; 4 – блоки фундамента в основании; 5 – зона сдвига в фундаменте; 6 – разрывы (в разрезе)

Технология СГ метода требует дешифрирования мелких прямолинейных элементов рельефа, названных мегатрещинами, вблизи крупного линеамента – предполагаемого разлома. Если взаимная ориентация мегатрещин между собой и по отношению к разлому соответствует ориентировке оперяющих разрывов в зоне сдвига, то принимается, что линеамент и мегатрещины обусловлены сдвиговым смещением по разлому в фундаменте. Сдвиговое перемещение по нему приводит к формированию зоны повышенной трещиноватости в осадочном чехле и на дневной поверхности. Поскольку для этой стадии развития сдвигового нарушения осадочного чехла разлом еще не стал единой структурой по глубине, то выделяемый линеамент может и не смещать на фотоснимке (карте) характерные формы рельефа.

Взаимные ориентировки оперяющих разрывов в зоне сдвига и их ориентация по отношению к основному разлому были обобщены М.В. Гзовским [1975]. На рис. 45 отражены четыре возможных варианта взаимной ориентировки плоскости сдвига и триады систем оперяющих трещин при правом сдвиге: при трехосном напряженном состоянии, когда все три оси главных нормальных напряжений (оси сжатия, растяжения и промежуточная не равны между собой) (а, б). Данное обобщение далее именуется «палетка Гзовского». При этом вариант (а) показан для случая, когда угол скалывания $\alpha = 0$, б – для случая максимального угла скалывания (около 22°). Третий вариант (в) показан для сдвигов, формирующихся в обстановке растяжения, четвертый вариант (г) – сжатия. На последних двух вариантах видно, как в зависимости от геодинамической обстановки формирования сдвигов все три системы трещин оперения вместе с осью сжатия и растяжения разворачиваются относительно плоскости разлома.

При левом сдвиге все перечисленные варианты должны иметь зеркальное отражение. Если анализ ориентации мегатрещин между собой и их ориентировка по отношению к предполагаемому разлому (линеаменту) соответствуют одному из вариантов, приведенному на рис. 7.2, принимается, что линеамент и мегатрещины имеют разломную природу. Сколы, перемещение по которым совпадает с направлением смещения по разлому, именуются синтетическими, а противоположные по знаку перемещения – антитетическими разрывами.

Триада мегатрещин, отдешифрированная вблизи линеамента и соответствующая одному из вариантов ориентировок оперяющих разрывов и разлома на «палетке Гзовского», дает возможность:

- реконструировать ориентировки осей сжатия и растяжения в горизонтальной плоскости;
- определять направление сдвигового перемещения по разлому (правый или левый сдвиг);
- оценивать относительный уровень сжатия нормального к сдвиговому разлому (угол оси σ_3 с

простираем разлома меньше 45° , отвечает обстановке дополнительного растяжения, а больше 45° – дополнительного сжатия рис. 45).

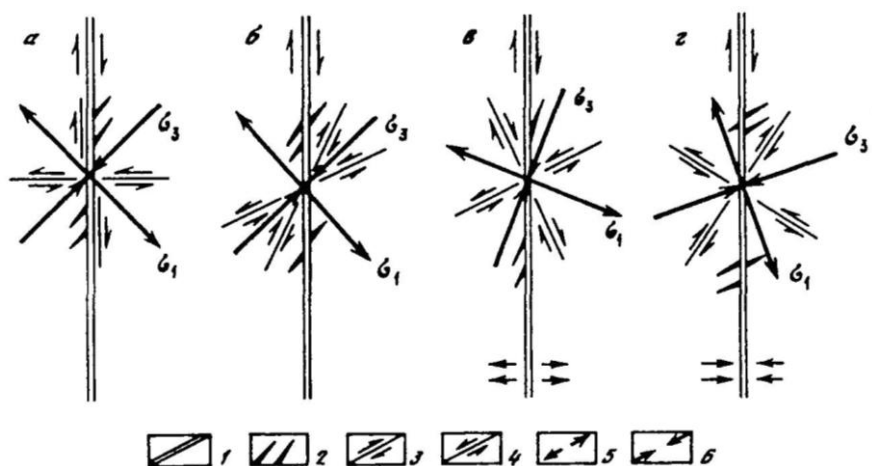


Рис. 45. Парагенезис оперяющих трещин в зоне сдвига [Гзовский, 1975] или «палетка Гзовского».

Варианты напряженного состояния при углах скалывания близких к 45° (а), $<45^\circ$ (б), обстановки дополнительного растяжения (в) и сжатия (г). 1 – разлом; 2 – трещина отрыва; 3, 4 – сколы с правой (3) и левой (4) сдвиговой кинематикой; 5, 6 – ориентация осей растяжения (5) и сжатия (6) в горизонтальной плоскости

Реконструкция сдвиговых перемещений СГ методом. На рис. 46 показаны результаты определения сдвигового перемещения по линеаменту СВ простираения: все мегатрещины, отдешифрированные вблизи линеамента, образуют две триады, совпадающие по своим ориентировкам между собой и по отношению к линеаменту с вариантами А (ориентировка оси

сжатия В) и Г (ориентировка оси сжатия А) на рис. 45 («палетка Гзовского»). Линеамент является разломом, сопровождающимся оперяющимися разрывами, закономерно ориентированными относительно друг друга и по отношению к разлому; разлом является левым сдвигом, формирующимся в обстановке дополнительного растяжения – транстенсии.

В отдельных случаях допускается, что одна из восстановленных СГ методом осей («растяжения» или «сжатия») может быть промежуточной осью σ_2 , например, когда оси σ_2 и σ_3 близки по величине. В таких случаях в горизонтальной плоскости разность в абсолютных величинах напряжений между осью «растяжения» и промежуточной осью, близкие к разности величин между крутой осью «сжатия» и горизонтальной – «растяжения» могут способствовать формированию мегатрещин сдвигового типа. Проверка наименования осей главных нормальных напряжений требует привлечения дополнительных данных.

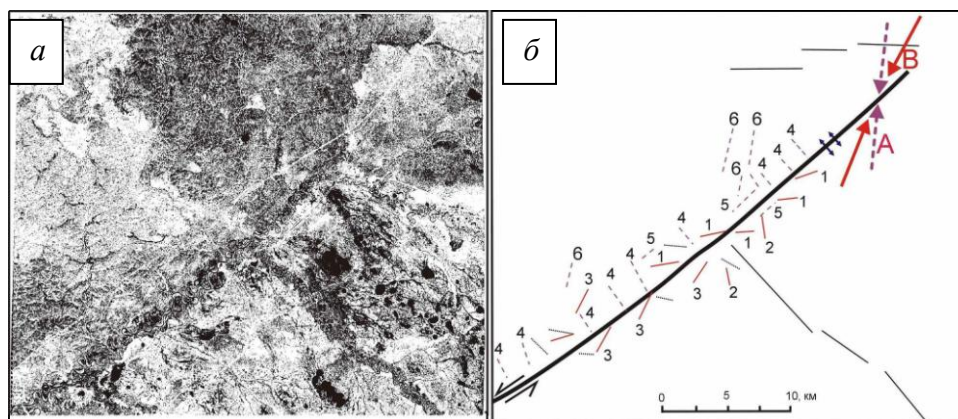


Рис. 46. Определение ориентировок осей сжатия и растяжения в горизонтальной плоскости СГ методом. Вариант оси сжатия *а* – мегатрещины №№ 4 – антитетические, 5 – синтетические сколы, 6 – отрывы. Вариант оси сжатия *б* – мегатрещины №№ 1 – синтетические, 2 – антитетические сколы, 3 – отрывы. Верховья р. Пур, Западная Сибирь

При дешифрировании удастся распознать сколовые и отрывные мегатрещины (рис. 47): сколы в большинстве случаев прямолинейны, а отрывы дешифрируются по сильно меандрирующим в пределах мегатрещины водотокам, по удлинненным озерцам в русле рек, по прямолинейным границам болот и озер. Поскольку фактическим материалом для этого метода служат данные дешифрирования элементов рельефа, то возраст восстановленных СГ методом стресс-состояний принимается за новейший.

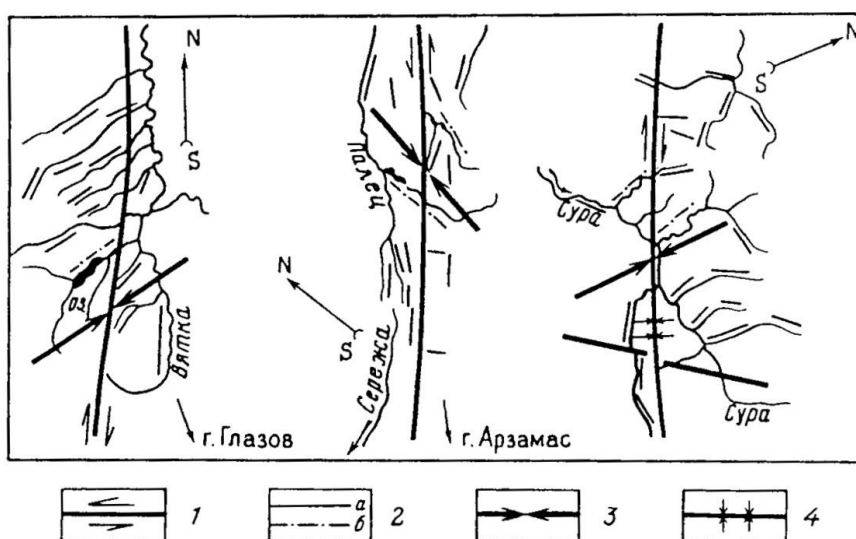


Рис. 47. Выраженность сколов и отрывов на топографической карте. Примеры по долинам рек Вятка, Сereжа и Сура (направление на север указано стрелками для каждого примера): 1 – сдвиги; 2 – оперяющие разрывы (мегатрещины): *а* – сколы, *б* – отрывы; 3 – ориентировка оси сжатия в горизонтальной плоскости; 4 – обстановка дополнительного сжатия, нормальная к плоскости сдвига

Наличие вертикальной составляющей новейших перемещений по сдвигам определяется по разнице абсолютных отметок рельефа в разных крыльях отдешифрированного сдвига либо по данным геологического строения новейших отложений. Если удастся определить какие крылья анализируемого сдвига приподнятые или опущенные, то делается вывод о слабо наклонном (субгоризонтальном) положении реконструированных осей «сжатия» и «растяжения», что и приводит к возникновению вертикальной компоненты смещений по разлому. Если есть данные (например, геофизические) о наклоне сместителя, то можно говорить о сбросо- или взбросо-сдвиге; в любом случае сдвиговая компонента перемещения должна преобладать.

Метод структурно-парагенетического анализа разрывов и тектонической трещиноватости **Л.М. Расцветаева**

Одним из методов, позволяющим геологам получать информацию об ориентации осей главных напряжений, типе напряженного состояния и характере разрывообразования является структурно-парагенетический метод (СП метод), который применительно к анализу тектонической трещиноватости, мелких разрывных нарушений и других типов малых структурных форм получил подробное описание в работах Л.М. Расцветаева [1982; 1987а, б; 2002]. В основу методики структурно-парагенетического анализа тектонической трещиноватости положено представление о квазипластическом деформировании массива горных пород, обуславливающим энергетическую эффективность смещений по ранее образованным нарушениям. В отличие от рассматриваемого в методе катакlastического анализа разрывных смещений Ю.Л. Ребецкого трещинного течения за счет простых сдвигов СП метод предполагает использование всех основных типов геологических индикаторов напряжений, характеризующих единый пространственно-временной ряд квазипластического деформирования массива горных пород.

Изучение таких структурных сообществ часто оказывается более информативным, чем изучение отдельных разрывно-трещинных структур. Тесно связанные временными и пространственными характеристиками геологические индикаторы напряжений образуют часто повторяющиеся структурные рисунки и могут быть объединены в парагенетические ассоциации или структурные парагенезисы (парагенезы). Основные положения разрабатываемого с середины прошлого века учения о структурных рисунках и парагенезах изложены в работах А.В. Лукьянова и его последователей [Лукьянов, 1963; 1965, 1991; Расцветаев, 1969, 1987а, 1987б, 2002; Трифионов, 1967, 1983; и др.]. Здесь мы не анализируем структурные парагенезы крупных разрывных структур, выявляемых при геологическом картировании и геофизических исследованиях, а делаем акцент на той части СП метода, которая направлена на анализ геологических индикаторов палеонапряжений (тектонической трещиноватости).

Базовые положения метода. СП метод включает в себя три основных этапа исследования. На первом этапе (морфологическая стадия) проводятся полевые исследования структурных форм с целью установления особенностей их строения, конфигурации, размеров, пространственной ориентировки, взаиморасположения и относительной последовательности образования.

На втором этапе (парагенетическая стадия) исследованные структурные формы объединяются в парагенетические ассоциации. Для получения корректных данных необходимо, чтобы группируемые дизъюнктивы были: 1) геологически одновозрастные и близкорасположенные, то есть отвечали единому тектоно-деформационному циклу, при этом располагаясь внутри ограниченного объема (обычно это площадка наблюдения в пределах одного обнажения); 2) соизмеримы по величине; 3) продиагностированы в отношении кинематического типа нарушения (характера относительного перемещения его бортов). При обработке полевых материалов на первичные круговые диаграммы (обычно в полярной стереографической проекции на сетке Болдырева) наносятся полюса всех измеренных трещин или только несущих кинематическую информацию, если их достаточное количество. Все построения на круговых диаграммах выполняются в стереографической проекции на верхнюю полусферу (в работах сейсмологической направленности и в западной литературе по структурной геологии чаще используется проекция на нижнюю полусферу).

Для отображения полюсов всех измеренных геологических индикаторов используются специальные значки (см. табл. № 3). Форма этих значков указывает на кинематический тип нарушения, а закрашка свидетельствует об их достоверности. Для статистической обработки составляется серия диаграмм распределения полюсов трещин в изолиниях их плотностей (по палетке Пронина). Наиболее детальной обработке подвергаются зеркала скольжения, особенно в тех случаях, когда их набор достаточно представителен. Для них отстраивается *общая диаграмма*,

характеризующая распределение всех зеркал скольжения в данной точке независимо от характера смещения по ним (рис. 48), и *частные кинематические диаграммы*, где отдельно анализируются распределение взбросов, сбросов, сдвигов – правых и левых (рис. 49), а при неясности направления движения – специальные диаграммы для изображения трещин с субвертикальным ($\beta > 45^\circ$) и субгоризонтальным ($\beta < 45^\circ$) характером следов скольжения. Для более подробного анализа в полюсах зеркал скольжения наносятся вектора перемещений, измеренных на плоскостях этих зеркал.

Таблица 3. Обозначения полюсов основных типов дизъюнктивов и элементов залегания слоистости на круговых диаграммах (по [Расцветаев, 1987а, б], с дополнениями и изменениями)

По типу нарушения: 1) Зеркала скольжения и зоны сдвиговых деформаций

Значок полюса	Геолого-кинематический тип нарушения	$\angle\beta$
	взброс, надвиг	$> 60^\circ$
	сдвиго-взброс (а-левый, б-правый)	$46-60^\circ$
	Сброс	$> 60^\circ$
	сдвиго-сброс (а-левый, б-правый)	$46-60^\circ$
	правый сдвиг	$< 30^\circ$
	правый взбросо-сдвиг (а) и сбросо-сдвиг (б)	$30-45^\circ$
	левый сдвиг	$< 30^\circ$
	левый взбросо-сдвиг (а) и сбросо-сдвиг (б)	$30-45^\circ$
	смещение по или против падения (dip slip fault)	$> 60^\circ$
	смещение по или против падения со сдвиговой компонентой	$46-60^\circ$
	смещение преимущественно по простиранию	$< 30^\circ$
	смещение преимущественно по простиранию с существенно взбросовой или сбросовой составляющей	$30-45^\circ$

Примечание: $\angle\beta$ - измеряемый в плоскости сместителя (зеркала скольжения) угол между линией простирания этой плоскости и линией (бороздой скольжения), по которой происходило относительное смещение блоков (см. рис. 6).

	2) <u>Отрывы, раздвиги</u>
	3) <u>Жилы</u>
	4) <u>Стилолитовые швы</u>
	5) <u>Системы трещиноватости</u> (цифрой обозначена плотность системы, представляющая среднее количество трещин её образующих на погонный метр)
	6) <u>Залегание поверхностей слоистости</u> : нормальное (а), опрокинутое (б).

По достоверности определения кинематического типа:

			низкая (а), средняя (б), высокая (в)
--	--	--	--------------------------------------

Заметим, что частные кинематические диаграммы строятся при большом количестве собранных полевых данных. В случае малого количества сделанных в точке наблюдения замеров вся информация хорошо находит отражение в единой общей диаграмме (рис. 48). При наличии трещин

отрыва, сплющивания или стилолитов строится специальная частная кинематическая диаграмма, отражающая статистическое распределение этих структурных форм (рис. 50). Сопоставление общей и частных диаграмм распределения плотностей трещин позволяет наметить основные пространственно-кинематические системы трещиноватости и установить геолого-геометрические соотношения между ними [Расцветаев, 1987; 2002]. Отметим, что использование программных средств обработки геологических индикаторов позволяет находить плотностные максимумы их распределения и определять углы между ними.

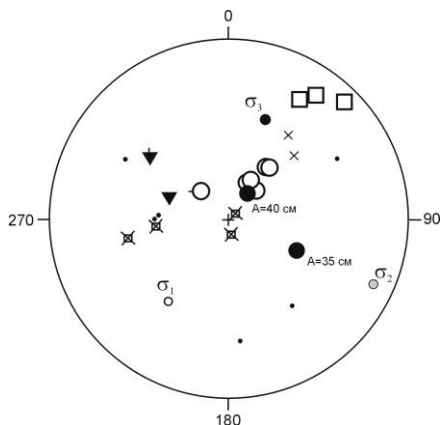


Рис. 48. Пример общей диаграммы (стереографическая проекция на верхнюю полусферу), на которой показано распределение всех зеркал скольжения в точке наблюдения независимо от характера смещения по ним (долина р. Сочи, Северо-Западный Кавказ).

Обозначения полюсов основных типов дизъюнктивов и элементов залегания слоистости приведено в табл. 3. Положение осей главных напряжений реконструировано с помощью МКА

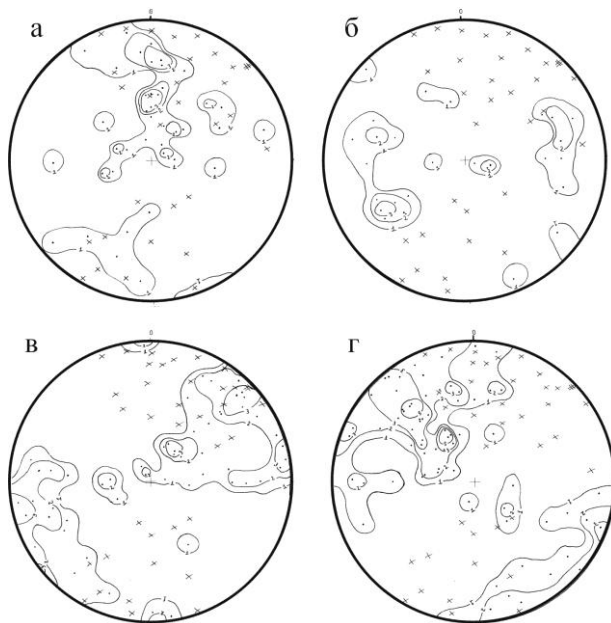


Рис. 49. Пример частных кинематических диаграмм по разным кинематическим типам нарушений с характером преимущественного смещения: а – взбросового, б – сбросового, в – праводвигового, г – леводвигового. Для построения использованы данные тектодинамического отряда МГУ – замеры Т.Ю. Тверитиновой в долине р. Елизаветка, Гойтхский антиклинорий Северо-Западного Кавказа

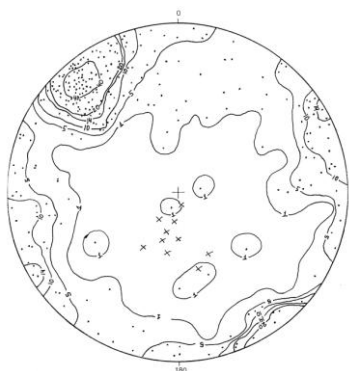


Рис. 50. Пример частной кинематической диаграммы по нарушениям отрывного типа, построенной по данным 247 замеров на юго-западном крыле Семисамской антиклинали (Северо-Западный Кавказ)

Третий этап исследований (геомеханическая стадия) предполагает построение систем, сопоставляющих формирование структурных форм и их парагенезов с определенным типом напряженно-деформированного состояния, а также с характером его внешнего нагружения и реологического поведения в процессе деформации. Проще говоря, для конкретных структурно-геологических моделей, выявленных при полевом исследовании геологических индикаторов, подбираются некоторые эталонные модели геомеханических семейств структур разрушения. На основании изучения природных, экспериментальных и теоретических моделей разрушения к настоящему времени выявлены типовые структурные рисунки различных эталонных геомеханических семейств, соответствующие разным моделям дизъюнктивной тектонической деформации элементарных объемов. На рис. 51 приводятся некоторые случаи возможной локализации полюсов разрывных нарушений разного кинематического типа при разных типах напряженного состояния (горизонтального сдвига, горизонтального сжатия и горизонтального растяжения).

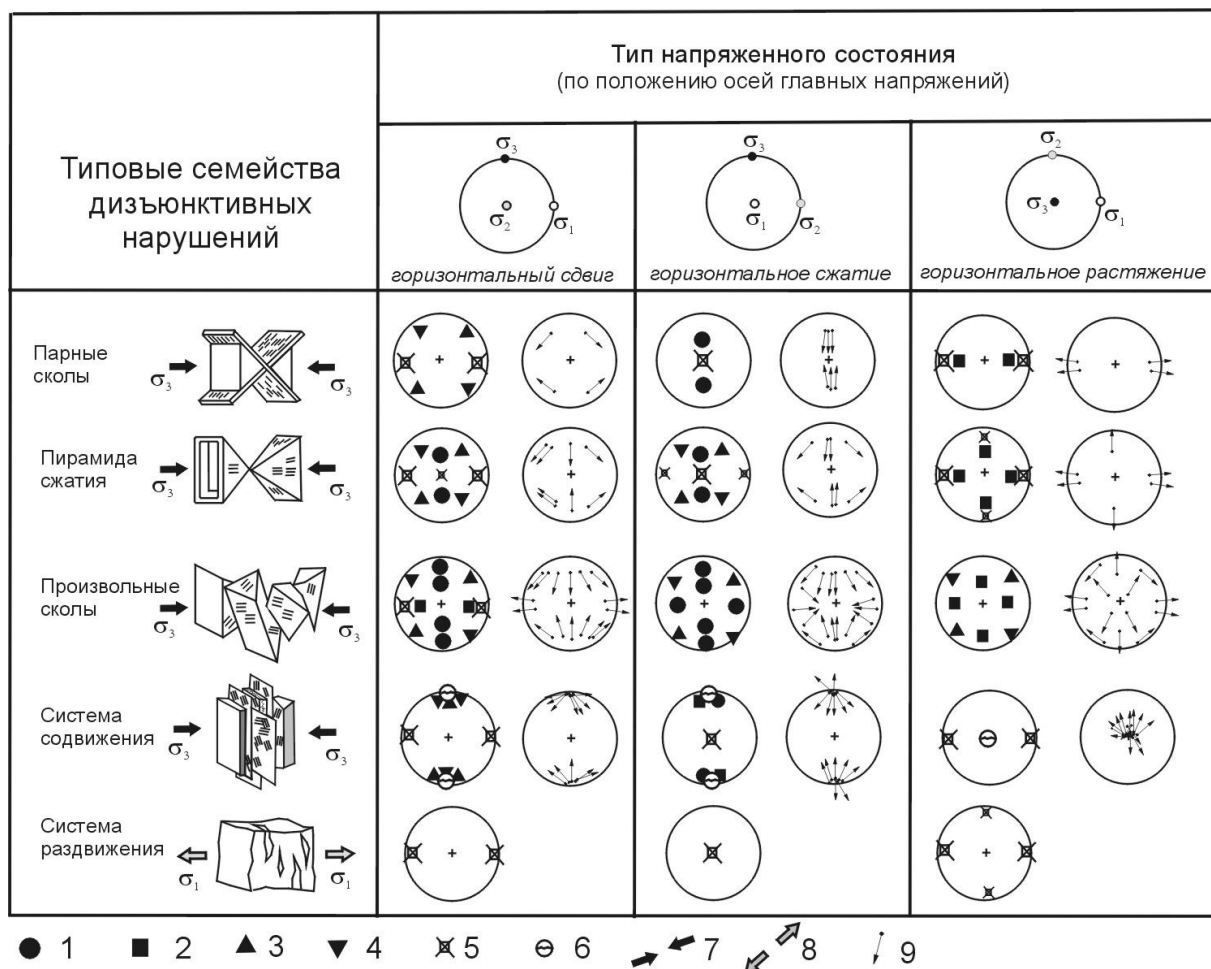


Рис. 51. Структурные рисунки типовых парагенетических семейств дизъюнктивных нарушений (по [Расцветаев, 1987а, б; 2002] с изменениями). Круговые диаграммы приведены в стереографической (равноугольной) проекции на верхнюю полусферу. Условные обозначения: 1-6 – полюса зеркал скольжения (тектонических трещин) с преимущественным типом перемещений: 1 – взбросы, 2 – сбросы, 3 – правые сдвиги, 4 – левые сдвиги, 5 – отрывы, 6 – стресс-стилолиты; 7-8 – ориентировка осей главных нормальных напряжений: 7 – максимальных (сжатие), 8 – минимальных (растяжение); 9 – направление относительного перемещения висячего блока, показанное в полюсе плоскости зеркала скольжения (тектонической трещины)

Исторически эти типы напряженного состояния назывались по наиболее проявленным в данном напряженном состоянии кинематическом типе нарушения. Соответственно им назывались и геологические типы напряженного состояния (сдвиговый, взбросовый и сбросовый). Подробная схема разных вариантов стереографических рисунков приведена в работах [Расцветаев, 1987а, б; 2002]. Используя приведенные типовые рисунки как эталонные, возможно подобрать наиболее близкий вариант к полученному в результате первых двух этапов структурно-парагенетического анализа варианту. При этом определяются ориентировка осей главных напряжений (в эталонном

варианте она показана для осей максимальных и промежуточных сжимающих напряжений меридионального направления) и геодинамический тип напряженного состояния.

Точность определения азимутов и углов погружения осей главных напряжений определяется точностью локализации полюсов тектонических трещин со следами смещений. В методе не были предусмотрены точные графические решения при определении ориентировок осей главных напряжений. Однако при необходимости, с использованием палеток (или программ) для локализации плотностей полюсов разных типов геологических индикаторов и сетки Вульфа можно провести точное определение положения этих осей.

Парагенетические ассоциации дизъюнктивов состоят из одной, нескольких или множества пространственно-кинематических систем. Устойчивое проявление в изученном объеме одной системы трещин раздвижения (отрывы, жилы), или скольжения (сдвиги, надвиги сбросы), или содвижения (кливаж, стилолиты, трещины сплющивания) свидетельствует о воздействии на данный объем определенным образом ориентированных анизотропных напряжений. Более широкое распространение имеют парагенетические сочетания из нескольких систем трещин разного кинематического типа, в том числе: 1) две сопряженные системы трещин скалывания (разноименные сдвиги, надвиги или сбросы); 2) две взаимно перпендикулярные системы трещин (система раздвижения и система содвижения; обычно это сочетание отрывов и трещин или стилолитов); 3) четыре сопряженные системы сколов (разноименные сбросы или надвиги и диагональные к ним сдвиги); 4) сочетание одной или двух пар сопряженных систем скалывания с одной или двумя системами отрывов и трещин сплющивания.

Часто встречаются неполные структурные рисунки, в которых представлена только часть из перечисленных выше наборов дизъюнктивных систем. Причиной такой неполноты служит изначальная неоднородность деформируемых объемов. При парагенетическом сочетании дизъюнктивов соблюдается определенная геолого-геометрическая упорядоченность между ориентировкой дизъюнктивных плоскостей и характером смещения по ним. Упорядоченность геолого-геометрических соотношений внутри каждого дизъюнктивного парагенеза позволяет не только выделять различные парагенетические ассоциации природных дизъюнктивов по свойственным им структурным рисункам, но и предлагать их механико-генетическую (тектодинамическую, кинематическую и палеореологическую) интерпретацию [Расцветаев, 1987а, б].

Сложным вопросом при анализе тектонической трещиноватости и мелких разрывных нарушений является вопрос возраста формирования и взаимоотношений различных структурных парагенезов. Доступных методов определения абсолютного возраста зеркал скольжения или стилолитов в настоящий момент не существует. Относительную геологическую привязку времени формирования структурных парагенезов можно дать в следующих случаях: 1) нарушение «запечатывается» более молодыми отложениями или интрузивными/вулканическими образованиями; 2) существуют данные о взаимоотношениях дизъюнктивных парагенезов между собой и элементами складчатой структуры. Это позволяет говорить о доскладчатом, ранне- или соскладчатом и постскладчатом времени формирования различных структурных парагенезов. При исследованиях соотношений выделенных структурных парагенезов в пределах всего складчатого пояса мы подходим к более сложной задаче по определению последовательности действовавших здесь напряжений, что определяется следующими факторами: 1) сложной блоковой структурой подвижных поясов, внутри которых по-разному ориентированы вторичные напряжения, часто отличающиеся от направления генерального стресса; 2) возможностью практически мгновенной по геологическим меркам сменой направления и ориентации осей главных напряжений (о чем свидетельствуют решения очагов землетрясений).

Однако в пределах небольшой площадки измерений, на которой мы не видим неоспоримых свидетельств одновременного образования разных геологических индикаторов палеонапряжений, а также все измеренные и нанесенные на диаграммы индикаторы образуют единый структурный парагенез, мы можем сделать следующее предположение (допущение). В случае нахождения в массиве горных пород свидетельств, связанных только с одной тектотодинамической обстановкой, обусловившей его квазипластическое деформирование по совокупности структурных форм единого парагенетического ряда, мы можем говорить о едином (возможно растянутом во времени) этапе деформирования для данной площадки (точки) измерений. Этот этап будет и последним из проявившихся в данном массиве горных пород.

Примеры проведенных реконструкций. К настоящему времени накоплен большой фактический материал по типовым структурным парагенезам, сформированным в складчатых и субплатформенных областях Северного Кавказа. В серии работ рассмотрены как парагенезы наблюдаемые на уровне малых структурных форм (тектонической трещиноватости), так и на

уровне региональных дизъюнктивных систем [Расцветаев, 1977; Милановский и др., 1989; Маринин, Расцветаев, 2008; Расцветаев и др., 2010]. На рис. 52 – 55 приведены диаграммы некоторых таких структурных парагенезов, где соответствующими значками показаны максимумы выявленных при полевых исследованиях систем мелких нарушений (трещин, зеркал скольжения и небольших разрывов) определенного кинематического типа. Для каждого парагенеза показано положение осей максимальных и минимальных сжимающих напряжений (при субгоризонтальном их положении показано простирание). Рядом (справа) для сравнения показано положение осей главных напряжений, рассчитанное с помощью программы *STRESSgeol* по алгоритму метода катакlastического анализа Ю.Л. Ребецкого [2007].

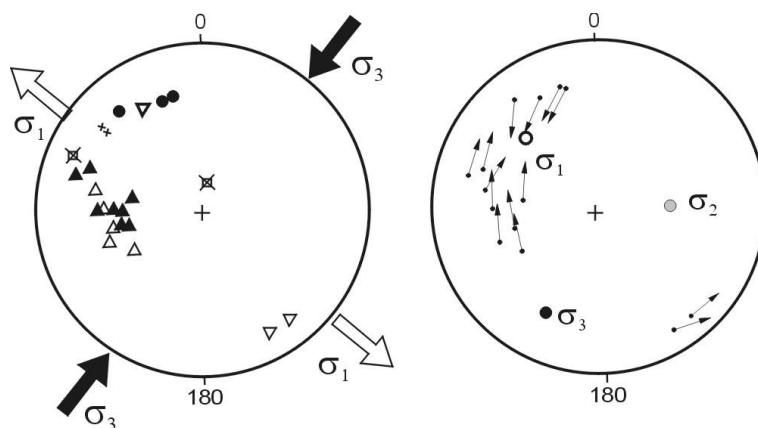


Рис. 52. Структурный парагенез северо-восточного сжатия в палеоценовых отложениях вблизи мыса Кадош (Северо-Западный Кавказ). Тип напряженного состояния – горизонтальный сдвиг. Круговые диаграммы приведены в стереографической (равноугольной) проекции на верхнюю полусферу. Условные обозначения см. табл. 3 и рис. 51

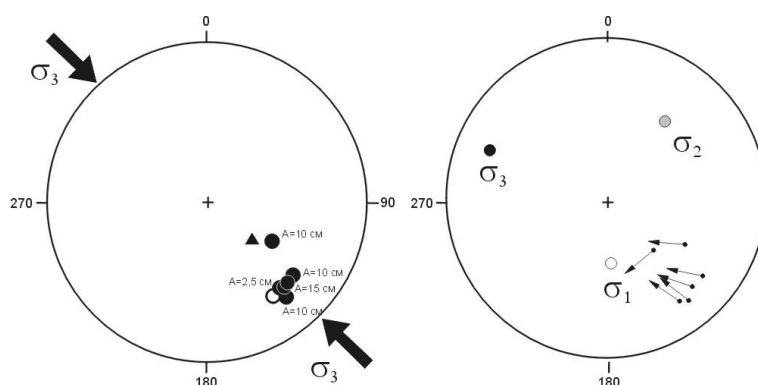


Рис. 53. Структурный парагенез северо-западного сжатия в верхнемеловых отложениях вблизи сел. Михайловский перевал (Северо-Западный Кавказ). Тип напряженного состояния – горизонтальное сжатие. Круговые диаграммы приведены в стереографической (равноугольной) проекции на верхнюю полусферу. Условные обозначения см. табл. 3 и рис. 51

На рис. 52 представлена обстановка горизонтального сдвига с северо-восточной ориентировкой оси максимальных сжимающих напряжений. Определение осей главных напряжений проведено по локализации полюсов правых и левых сдвигов, а также отрывных систем. На рис. 53 показана обстановка горизонтального сжатия с северо-западным направлением действия оси максимального сжатия. Ось максимального сжатия уверенно определяется по максимуму взбросо-надвиговых нарушений северо-восточного простирания.

Обстановка горизонтального растяжения с субвертикальной осью максимальных сжимающих напряжений приведена на рис. 54. Ось минимального сжимающего напряжения (или девиаторного растяжения) имеет северо-западную ориентацию и хорошо определяется по сбросово-отрывным системам северо-восточного простирания.

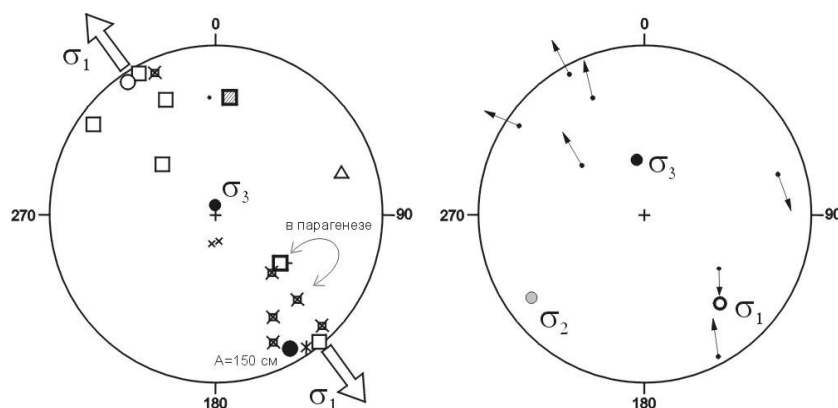


Рис. 54. Структурный парагенез субвертикального сжатия и северо-западного растяжения в верхнемеловых отложениях на юго-западном крыле Семисамской антиклинали (Северо-Западный Кавказ). Тип напряженного состояния – горизонтальное растяжение. Круговые диаграммы приведены в стереографической (равноугольной) проекции на верхнюю полусферу. Условные обозначения см. табл. 3 и рис. 51

Использование структурно-парагенетического анализа применительно к анализу тектонической трещиноватости, зеркал скольжения, мелких разрывных нарушений и других типов малых структурных форм позволяет геологам непосредственно в поле получать первоначальные данные о напряженном состоянии изучаемого массива горных пород, устанавливать направление систем разрывных нарушений и преобладающие кинематические типы перемещений в них. Важно также и установление прямых свидетельств структурно-парагенетической ассоциации дизъюнктивных нарушений, которое помогает реконструкции тектонической истории изучаемого региона.

Представление полевых геологических данных и результатов реконструкции тектонических напряжений. Результаты проведенной реконструкции напряжений представляются в виде таблиц, различных видов диаграмм и карт. При представлении в виде диаграмм, так же как и для геологических индикаторов, используются круговые диаграммы (стереограммы), розы-диаграммы и гистограммы. Наиболее наглядно смотрятся данные по тектоническим напряжениям, представленные в виде различных карт, среди которых следует отметить следующие:

- карты локальных стресс-состояний
- карты ориентировок проекций реконструированных осей главных напряжений
- карты (структурно-кинематические схемы) систем разрывов, сгруппированных в зоны концентрации деформаций разных типов
- карты поля напряжений (объединение локальных стресс-состояний в единое поле напряжений)
- карты распределения типов напряженного состояния (геодинамических режимов).

Вместе с картами удобно располагать диаграммы, показывающие статистическое распределение реконструированных осей главных напряжений для разных точек наблюдения.

Тема 3. СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА СЕЙСМОАКТИВНЫХ РЕГИОНОВ

Введение. На протяжении полувековой истории развития исследований по проблеме «Современные движения земной коры» сформировались два подхода к определению современной геодинамики, как научной дисциплины: кинематический и силовой [Кузьмин, 1999].

Сторонники первого подхода (астрономы и геодезисты) полагали, что центральным предметом исследований в современной геодинамике является изучение основных кинематических характеристик (смещений, скоростей, векторов направленности и т.д.) движений земной поверхности в различных пространственно-временных масштабах протекания процессов для последующего анализа их природы.

Это во многом понятно, поскольку начало широкомасштабного развития этих исследований было положено в 1963 г. на XIII Генеральной Ассамблее Международного геодезического и геофизического союза в рамках проекта «Современные движения земной коры». Проект состоял из трех разделов: «Мировая карта движений земной коры», «Мировая сеть полигонов (стационаров) для наблюдений за современными движениями земной коры», «Изучение общих деформаций земного шара». При этом координация исследований была, в основном, сосредоточена в рамках деятельности Международной Ассоциации Геодезии (МАГ). Так, например, работы по второму разделу этого проекта возглавлял выдающийся отечественный ученый Ю.Д. Буланже, который являлся вице-президентом МАГ.

Исследования, проводимые в рамках первого и третьего разделов проблемы, потребовали активного привлечения геологов, геоморфологов и геофизиков, что повлекло за собой трансформацию в определении базовых понятий, поскольку был существенно расширен арсенал применяемых методов изучения современных движений.

Естественно, что геологи и геофизики основываясь на втором (силовом) подходе, считали, что основной проблемой современной геодинамики является установление механизмов формирования движений в различных геосферах с последующей оценкой кинематических характеристик движений, предполагая полную унаследованность современных движений от процессов прошлых геологических эпох. Понятно, что результаты измерений в реальном масштабе времени в этом случае не являются основным предметом исследований, а служат элементом доказательности принятой схемы приложения тектонических сил (напряжений).

Дальнейшее развитие исследований и, особенно, работы по тектонике плит (геодинамике) привели к тому, что термин «Современные движения земной коры» постепенно был трансформирован в термин «Современная геодинамика».

В рамках исследования современных геодинамических процессов, в настоящее время, оформились две магистральные тенденции. Во-первых, стремительное развитие спутниковых технологий привело к тому, что существенно расширилось изучение современной кинематики литосферных плит, что позволило изучать деформационные процессы на глобальном и региональном уровне. В то же время, насущные вопросы практического использования результатов наблюдений, особенно в части оценки геодинамической (сейсмической) опасности ответственных объектов, привели к тому, что параллельно развивались детальные исследования на геодинамических полигонах различного целевого назначения, обеспечивая исследования в зональном и локальном масштабах наблюдений.

Естественно, что каждое из направлений имеет свою специфику построения наблюдательных сетей и арсенал применяемых методов измерений. Исследования по кинематике литосферных плит базируются на методах спутниковой геодезии, используя методы ГНСС (ГЛОНАСС/GPS) наблюдений. В работах на геодинамических полигонах и, особенно при изучении современной динамики разломных зон, в основном применяются методы наземной геодезии (нивелирование, свтодалнометрия, тахеометрическая съемка).

Каждая группа методов имеет свои преимущества и недостатки, что привело к необходимости детального рассмотрения наиболее фундаментальных проблем, возникших в результате совместного изучения современных геодинамических процессов, полученных различными методами, обладающими существенно различной пространственно-временной детальностью.

В данной работе рассмотрены такие принципиальные аспекты современной геодинамики, как:

- формулировка основного предмета исследования;
- актуальные проблемы метрологического обеспечения наблюдений и адекватной идентификации результатов измерений с позиций теории деформаций.
- пространственно-временная структура современного деформационного состояния разломных зон и взаимосвязь региональных, зональных и локальных геодинамических процессов;
- проблема унаследованности современных движений от прошлых геологических эпох;
- механизмы формирования аномальных деформаций в зонах разломов и их пространственно-временной миграции;
- результаты геодинамических наблюдений на специальных полигонах, организованных в пределах функционирования.

1. Предмет и задачи современной геодинамики

Наиболее гармоничное, учитывая оба подхода, определение основной задачи геодинамики дано в работе [Теркот, Шуберт 1985], где утверждается, что **«Геодинамика изучает движения и деформации, происходящие в земной коре, мантии и ядре, и причины таких движений и деформаций»**. Однако здесь имеет место двойственность определения – обособление движений и деформаций. Оно возникает из-за того, что исследователям зачастую приходится изучать отдельно (особенно на модельном уровне) движения литосферных плит и / или блоков земной коры, как жестких тел, и деформации, которым подвержены эти тела в результате взаимодействия.

Вместе с тем, представляется возможным снять обособления и противоречия при формулировании этих базовых понятий геодинамики. Как известно, в рамках механики деформируемого твердого тела возникновение деформаций (движений) обычно трактуется, как результат действия на тело приложенных напряжений (сил). Однако, если обратиться к опыту, то справедливым оказывается и обратное утверждение. Известно, что при деформации твердых тел возникают силы, действующие как внутри тел со стороны одних частей на другие, так и между соприкасающимися телами. В случае объемных деформаций, это справедливо также и для жидкостей и газов в полном соответствии с основной аксиомой реологии.

Таким образом, имеет место явное и принципиальное противоречие. Это противоречие исчезает, если вспомнить, что деформация – это изменение формы и размеров тела, *изменение взаимного расположения отдельных частей тела друг относительно друга, т. е. результат различных перемещений (движений) отдельных частей тела*. Следовательно, объяснить происхождение деформаций – это, значит, объяснить происхождение тех движений, которые привели к изменению взаимного расположения отдельных частей тела.

Деформации, таким образом, есть результат определенного движения, и непосредственной причиной деформаций является движение, а не силы (или напряжения, как силы, делённые на площадь их приложения).

Конечно, силы играют существенную роль в возникновении движений, а значит, и в появлении деформаций. Но они являются лишь косвенной причиной деформаций. Установить непосредственную связь между силами и деформациями не всегда возможно. Силы сами по себе еще не определяют деформаций, которые должны возникнуть. Только, если эти силы таковы, что разные части тела движутся по-разному, а взаимное расположение различных частей тела изменится, только тогда возникнут деформации. Зная, как движутся различные части тела, можно определить деформации, которые в результате этих движений появятся.

Однако, в тех случаях, когда, несмотря на действие сил, движение тела, в итоге, прекращается, и деформации перестают изменяться, то эти установившиеся (статические) деформации будут однозначно определяться действующими на тело силами. Но в общем случае, когда деформируемое тело находится в движении, деформации не определяются однозначно приложенными силами, поскольку одни и те же силы могут в различных случаях вызвать разные деформации.

В качестве простейшей иллюстрации сказанного можно рассмотреть следующий модельный пример [Хайкин 1967; Кузьмин 1999]. Пусть имеются две массы m и M , между которыми находится недеформируемая пружина $П$; коэффициент жесткости ее равен k . Масса пружины полагается пренебрежимо малой по сравнению с массами m и M , при этом система «массы – пружина» ориентирована горизонтально (расположена на столе). Кроме того, предполагается отсутствие трения.

Пусть на массу m начинает действовать сила F (например, растягивать слева). Под действием этой силы масса m приобретает ускорение влево, а масса M в первый момент остается в покое, ибо на нее не действуют никакие силы. Следовательно, в начальный момент левая часть пружины начнет

двигаться влево, а правая будет оставаться в покое, вследствие чего пружина начнет растягиваться. Вместе с деформацией пружины возникнет сила, действующая со стороны пружины на массу M слева. Под действием этой силы масса M также приобретает ускорение влево. В конечном итоге появится некоторое установившееся удлинение пружины.

Чтобы оценить эту установившуюся деформацию пружины, необходимо составить уравнение движений. Если удлинение пружины равно X , то сила, действующая со стороны пружины на каждую массу, по величине равна $k \cdot X$, следовательно, ускорение массы m определяется уравнением:

$$ma_m = F - kX \quad (1)$$

и соответственно ускорение массы M – уравнением:

$$Ma_M = kX \quad (2)$$

Так как конечное ускорение обеих масс одинаково, то:

$$a_m = a_M \quad (3)$$

и при этом условии из уравнений (1.1) и (1.2) можно определить и деформацию X :

$$X = \frac{M}{m + M} \cdot \frac{F}{k} \quad (4)$$

Таким образом, видно, что растяжение (удлинение) пружины X существенно зависит не только от жесткостных свойств пружины и величины приложенной силы, но и от величин масс M и m . Лишь в предельном случае, когда масса M гораздо больше массы m , удлинение пружины окажется равным статическому: $X_0 = F/k$, т. е. тому растяжению, которое получилось бы, если правая часть пружины была бы жестко закреплена. Во всех других случаях растяжение зависит от соотношения масс и не может быть найдено только из величины приложенной силы. В частности, когда масса m гораздо больше массы M , растяжение пружины близко к нулю, независимо от величины приложенной силы. При различных соотношениях масс получаются все промежуточные значения растяжения – между растяжением, равным нулю, и растяжением, равным статическому. Следовательно, нельзя дать однозначного ответа на вопрос о том, как деформация пружины зависит от приложенной силы, пока не рассмотрены сами движения, вызванные этой силой.

Иными словами, и напряжения (силы) и деформации есть отражение различных форм (силовой и кинематической) единого процесса – движения и поэтому никакого обособления или противопоставления этих понятий при правильной трактовке не существует [Кузьмин, 2002, 2008, 2009].

Оперируя терминами «напряжение» и «деформация», исследователи часто упускают из вида, что наблюдаемыми (измеряемыми) величинами в геодинамике являются именно движения (горизонтальные, вертикальные или сдвиговые перемещения), а напряжения и деформации (отношение перемещений к базе измерений) определяются по результатам вычислений. Поэтому в геодинамике (особенно современной) движения являются и объектом наблюдений, и объектом интерпретации одновременно.

Из основ классической механики (теорема Коши-Гельмгольца) следует, что любое движение можно представить, как параллельный перенос и вращение участков среды, как абсолютно твердых (жестких) тел и их деформаций (объемных и сдвиговых). В этом смысле **деформация** тела, как явление, входит составной частью в более общее явление – **движение** тела. Тогда определение геодинамики можно сформулировать следующим образом: *Геодинамика – это научная дисциплина, изучающая движения, происходящие в земной коре, мантии и ядре, и причины этих движений* [Кузьмин 1999].

Как отмечалось выше, статические деформации однозначно определяются приложенными напряжениями (силами). В этом случае причиной деформаций будут являться напряжения. Это обстоятельство породило известную иллюзию о том, что основной задачей интерпретации, т.е. нахождения источника аномальных деформаций, является определение тех напряжений, или шире, того напряженного состояния, которое породило наблюдаемые (регистрируемые) деформации. Этой точки зрения придерживаются большинство специалистов в области тектоники и геодинамики.

Однако, в геодинамике, особенно современной, подобные статические ситуации практически не возможны. Земная поверхность, блоки земной коры и литосферные плиты находятся в непрерывном движении с различными скоростями. Более того, в физике, начиная с середины 19 века, формулировались представления о том, что воздействовать на механическую систему можно не только путем приложения сил при непосредственном соприкосновении, но и воздействием на нее

различными полями (тепловым, электрическим, магнитным). В этом случае возмущению подвергаются внутренние элементы твердого тела (молекулы, атомы, электроны), которые даже в состоянии макроскопического покоя отдельно взятого тела, находятся в постоянном движении. Тогда, например, повышение температуры приводит к увеличению амплитуды смещений атомов, что приводит к увеличению объема тела, т.е. оно начинает деформироваться без приложения внешних напряжений (сил) к его границам. То же относится к явлениям электрострикции и магнестрикции, когда изменение электрического или магнитного поля меняет радиус орбиты движения заряженных частиц, что приводит к изменению макроскопических размеров тела, помещенного в область полевого воздействия. В этом случае, вновь источником происхождения деформаций будут являться движения отдельных (микроскопических) элементов твердого тела. Именно поэтому, в учебниках по механике, написанных физиками (Г. Герц, М. Планк, А. Зоммерфельд, М. Борн, Я.И. Френкель, Р. Фейнман, С.Э. Хайкин и др.) возникновение деформаций описывается именно с позиций первичности движений.

Для формулировки определения «современная геодинамика» необходимо иметь в виду ряд принципиальных обстоятельств. Как известно из физики, динамику можно определить в противопоставлении либо кинематике, либо статике. В первом случае динамика ответственна за изучение причин, вызывающих движения, во втором, она понимается в более обобщенном смысле – и, как описывающая сами движения, и, как изучающая причины их вызывающие. В этом, обобщенном, смысле традиционный термин «современные движения земной коры» адекватно заменяется термином «современная геодинамика».

Особо следует остановиться на трактовке термина – «современный». Его, как правило, определяют двояким образом: либо подчеркивая инструментальный характер изучения (фиксации) движений, либо отмечая длительность протекания процессов в сравнении с геологическими масштабами времени. В данном случае вновь возникает двойственность толкований основного предмета исследований в современной геодинамике. Например, при полной унаследованности движений от прошлых геологических эпох, можно инструментально зарегистрировать движения, которые по длительности протекания формирующих их процессов, не будут относиться к разряду современных.

С другой стороны существует определенная относительность средств наблюдений к свойствам исследуемых объектов. Если измерять с помощью повторных геодезических наблюдений такой, типичный для современной геодинамики процесс, как земноприливные деформации, то существует ограничение по чувствительности и временной детальности наблюдений. В случае, когда предпринимается попытка измерения движений плит или блоков земной коры наклономерами и деформометрами, то существует ограничение по пространственному масштабу наблюдений.

Основным методом интерпретации геодинамических наблюдений является решения обратных задач – установления глубинного источника аномальных движений, по данным измерений на земной поверхности. Однако и в данном случае вновь возникает относительность средств наблюдений к свойствам объекта. Так, например, если имеет место фиксация унаследованного движения, например, вызванного конвекцией в мантии, методами современной геодинамики, то вследствие ограниченности (кратковременности) периода наблюдений возникает принципиальная невозможность решения обратных задач (как кинематики, так и динамики). Для однозначной интерпретации необходимо, чтобы «начало» и «завершение» наблюдаемого процесса целиком укладывалось в интервал между повторными циклами наблюдений.

Ситуация усугубляется еще и тем, что имеет место острый дефицит достоверных сведений о базовых характеристиках среды в условиях их естественного залегания в земных недрах. Хорошо известно, что даже анализ керновой информации страдает определенной степенью необъективности.

В связи с этим, одним из главных условий реальной трактовки наблюдаемых процессов является соизмеримость длительности протекания последних с длительностью самого измерения. В этом случае совершенно необходимо четко следовать принципу наблюдаемости Нильса Бора: *существующим считается лишь то, что наблюдаемо или может быть сделано таковым*, который был разработан именно в тех областях естествознания, в которых базовые свойства объекта не всегда доступны прямому наблюдению.

Таким образом, можно определить, что **современная геодинамика - это часть общей геодинамики, изучающая движения земных недр и причины, их вызывающие, когда время действий последних соизмеримо с длительностью самого процесса наблюдений** [Кузьмин, 1999]. При этом под длительностью наблюдений понимается либо интервал между повторными измерениями, либо период непрерывной регистрации параметров движений.

С позиций сформулированного определения объектом изучения в современной геодинамике

могут быть наиболее мобильные и активные структуры литосферы и, в первую очередь, зоны тектонических нарушений (разломов). Учитывая определенную степень дискуссионности в определении понятия «разлом» необходимо сформулировать авторскую позицию в этом вопросе. Как правило, термин «разлом» или «разломная зона» используется как некая граница раздела между блоками, которые отличаются различной мобильностью или иными характеристиками. По мнению автора, разломы следует рассматривать как специфические геологические тела, некий объем земной коры, имеющий аномальное строение и повышенную трещиноватость, возникший в результате линейной деструкции среды. Поэтому в данной работе такие понятия, как «разлом», «разломная зона», «зона разрывных нарушений», «зона повышенной трещиноватости» рассматриваются в качестве синонимов. Главным здесь является то, что ***зона разлома есть область, вмещающая породы с аномальными физико-механическими, геолого-геофизическими, флюидо-геохимическими и др. характеристиками.*** В этом случае зоны разломов естественным образом являются концентраторами современного аномального напряженно-деформированного состояния, а, следовательно, и базовым объектом изучения современных геодинамических процессов.

Кроме того, при исследованиях в рамках геодинамического мониторинга особо ответственных и экологически опасных объектов зачастую употребляется термин «геодеформационные» процессы, которые отличаются от собственно деформационных процессов самих материалов конструкций изучаемых объектов. Автор считает, что при правильном и профессиональном использовании терминов «деформационные, геодеформационные и сейсмические процессы» по отношению к соответствующим объектам исследования, путаницы в употреблении этих понятий не происходит.

Согласно определению, данному в законе РФ «О недрах», ***недра – это верхняя часть земной коры, расположенная ниже почвенного слоя, при его отсутствии – ниже земной поверхности и дна водоемов и водотоков, простирающаяся до глубин доступных для геологического изучения и освоения.*** Таким образом, становится очевидным, что ***современная аномальная геодинамика недр – это современная геодинамика разломных зон.*** Принципиально важно то, что в отличие от геодинамики, изучающей только природные процессы, в современной геодинамике исследуются процессы, как природного, так и техногенного происхождения. Основные явления, изучаемые в современной геодинамике – это деформационные и сейсмические процессы, а также взаимосвязанные с ними вариации геофизических и флюидо-геохимических полей.

Очень часто сейсмичность относят к современной геодинамике. Это так, поскольку сейсмичность это «быстрая» составляющая геодинамического процесса. Современные движения (деформации), естественно, относятся к «медленной» части спектра геодинамических явлений. Поэтому в последние годы, среди специалистов утвердилось мнение, что медленные движения именовать современной геодинамикой (или деформационными процессами), а все связанное с землетрясениями, определять, как сейсмические процессы.

2. Пространственно-временная структура деформационных процессов в зонах разломов

Как известно, основу информации о пространственно-временной структуре современного геодинамического состояния среды составляют повторные геодезические (наземные и спутниковые) измерения, проводимые на различных масштабных уровнях описания процессов: глобальном, региональном, зональном и локальном.

Исследования геодинамических процессов проводятся в основном методами спутниковой геодезии (ГНСС, ГЛОНАСС/GPS) в рамках изучения кинематики литосферных плит. Однако, для описания тонкой структуры процессов в зонах разломов необходимо рассмотреть основные пространственно-временные характеристики движений в региональном, зональном и локальном масштабах наблюдений. В настоящее время наиболее полная информация получена по данным повторных нивелирований (вертикальная компонента движений). Это обусловлено целым рядом причин. Нивелирные измерения более технологичны (по сравнению с наземными методами регистрации горизонтальных движений) и выполнены с гораздо большей точностью. С другой стороны, при прочих равных условиях, вертикальная составляющая аномальных смещений земной поверхности (свободной от напряжений) значительно превышает горизонтальную компоненту. Региональный уровень описания процессов обеспечивается на основе анализа повторных измерений вдоль линий Государственной нивелирной сети. Зональные и локальные процессы изучаются на специально организованных геодинамических полигонах.

Согласно традиционной точке зрения, современные движения земной поверхности платформенных, асейсмичных, областей характеризуются относительно слабыми скоростями до 5÷10 мм в год, в отличие от орогенных, сейсмоактивных регионов, где скорости могут достигать величин значительно больших, чем 50 мм в год и более. Этот вывод следует из анализа карт современных вертикальных движений земной коры, построенных по данным повторных нивелирований больших территорий с интервалами между наблюдениями в десятки лет [Сидоров, Кузьмин, 1989].

Как известно, одной из основных особенностей пространственного распределения современных вертикальных движений земной поверхности больших территорий (порядка сотен и более километров) являются протяженные аномальные зоны, представленные градиентным характером аномальных изменений, которые контролируются зонами глубинных разломов. Ширина этих зон достигает 10-15 км и более. При этом величины горизонтальных градиентов движений составляют величин первых мм/км в год. На графиках, отражающих линейную (профильную) составляющую движений, эти градиентные участки имеют форму ступенеобразных изменений в полном соответствии с общепринятыми представлениями о медленных, дифференцированных вертикальных перемещениях смежных объемов среды (блоков земной коры) вдоль зон разломов под воздействием изменений регионального поля напряжений.

На рис. 1 представлена кривая современных вертикальных движений земной поверхности, построенная по результатам сравнения повторных нивелирований, выполненных с интервалом в 35 лет.

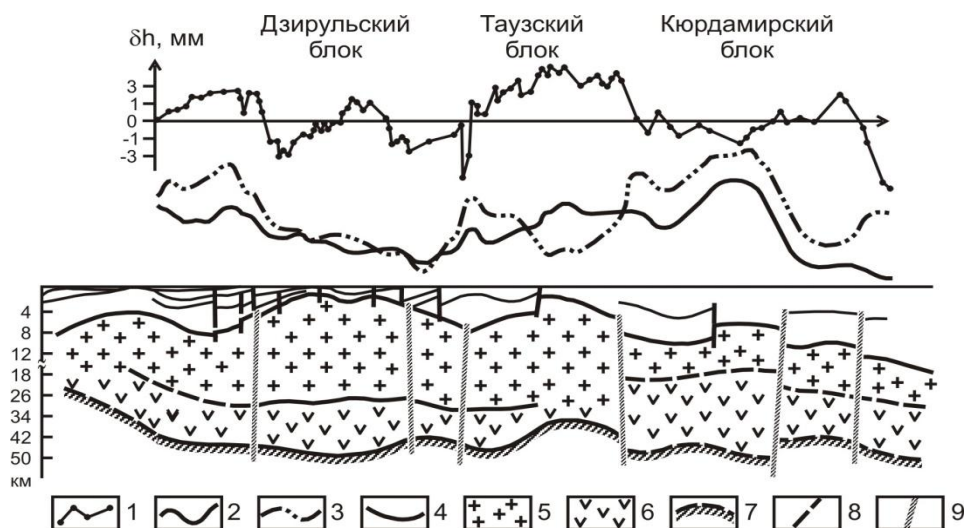


Рис. 1. Современные вертикальные движения земной поверхности по простиранию Рионо-Куринаского прогиба. Условные обозначения: 1 – кривая скоростей современных вертикальных движений земной поверхности (мм/год); 2 – кривая аномалий силы тяжести в редукции Буге; 3 – кривая остаточных аномалий силы тяжести ($\Delta g_{ост} = \Delta g_H - \Delta g_{з.к.}$); 4 – граница между комплексами осадочного чехла; 5 – «гранитный» слой; 6 – «базальтовый» слой; 7 – поверхность Мохоровичича; 8 – разломы в осадочной толще; 9 – разломы в земной коре

Профиль расположен по простиранию Рионо-Куринаского межгорного прогиба, а особенности кривой современных вертикальных движений земной поверхности являются типичными для всех крупных территорий, включая сейсмоактивные и слабо сейсмические. Так, среднегодовые скорости движений достигают 3-4 мм в год, ширина участков с однородным характером движений (блоковый характер) достигает 80-100 км, ширина пограничных зон с высокими градиентами движений – 20-25 км. Сопоставление с кривой аномалий силы тяжести и с остаточной кривой (после учета влияния земной коры) позволило установить пространственное совпадение региональных аномалий силы тяжести с региональными участками современных вертикальных движений, что отражает блоковую дифференциацию земной коры, которая выявлена по данным ГСЗ.

Таким образом, главной характерной особенностью движений является совпадение зон с повышенными градиентами смещений, которые сосредоточены на границах между региональными поднятиями и опусканиями, с зонами глубинных разломов. Поднятия блоков фундамента устойчиво коррелировали с поднятиями земной поверхности и, наоборот, в полном соответствии с унаследованным характером развития процессов. Это есть основная закономерность современных вертикальных движений земной коры, полученных в региональном пространственно-временном масштабе описания процесса [Сидоров, Кузьмин, 1989].

Подобная система взглядов господствовала в исследованиях по современной геодинамике до того момента, когда в середине шестидесятых годов 20 века под эгидой Межведомственного геофизического комитета при Президиуме АН СССР была развернута обширная программа изучения современных движений земной коры на геодинамических полигонах различного целевого назначения. Результаты повторных наблюдений на этих полигонах, с интервалами времени между повторениями в месяцы и годы, выявили наличие интенсивных (10-20 мм в год и более), локальных движений, которые имели пульсационный и короткопериодический характер. Это не явилось большой неожиданностью для специалистов, поскольку первые геодинамические полигоны закладывались в орогенных, сейсмоактивных регионах.

В начале семидесятых годов Миннефтепромом СССР была начата реализация долгосрочной программы изучения современных движений земной коры в нефтегазоносных осадочных бассейнах. Основная цель этих работ заключалась в использовании результатов геодинамических наблюдений при изучении особенностей геологического строения и оценки перспектив нефтегазоносности выбранных объектов [Сидоров, Кузьмин 1989; Сидоров, Кузьмин и др. 1994]. В качестве таких объектов были использованы территории крупных нефтегазоносных бассейнов древней докембрийской Русской платформы (Припятский прогиб, западное и северо-западное обрамление Прикаспийской впадины, Башкирский свод и Соликамская впадина), Западно-Сибирской плиты (Вартовский свод), предгорных и межгорных прогибов складчатых областей (Терско-Каспийский, Предгиссарский, Рионо-Куринский).

Принципиально важно, что основные параметры измерительных систем (густота, частота опроса и точность наблюдений) на геодинамических полигонах, расположенных в платформенных, асейсмичных районах, оказались идентичными полигонным системам измерений, расположенных в орогенных, сейсмоактивных областях. Это обстоятельство позволило провести последовательное сопоставление характеристик современной геодинамической активности земных недр, полученных идентичными системами наблюдений, находящимися в наиболее контрастных в геодинамическом отношении областях, которыми в первую очередь являются сейсмоактивные и асейсмические регионы.

Учитывая, что изучение современной геодинамики разломных зон требует специализированных систем измерений, то для дальнейшего анализа ниже последовательно изложены результаты многократных, повторных геодезических и геофизических наблюдений, полученных в Копетдагской и Камчатской сейсмоактивных зонах, а также в асейсмической, нефтеносной Припятской впадине, которые максимально соответствуют этой цели. [Кузьмин 1989; 1998, 2009, 2013, 2017; Изюмов, Кузьмин, 2014; Сидоров, Кузьмин 1989; Кузьмин, Чуриков 1998; Churikov, Kuzmin 1998].

Копетдагский сейсмоактивный регион. Исследования современных геодинамических (геодеформационных) процессов в Копетдагском регионе были начаты в 1964 году в рамках Программы «Изучение современных движений земной коры на стационарных полигонах». Исследованиями по этой программе предусматривалось организация сети стационарных полигонов в наиболее геодинамически (сейсмически) активных регионах мира. Исследования на стационарных полигонах, которые впоследствии получили название геодинамических, существенно отличаются от изучения региональных характеристик современных движений земной коры (СДЗК). Работы по СДЗК основаны на анализе результатов повторного нивелирования вдоль линий государственной геодезической сети. Расстояния между пунктами наблюдений и частота опроса там достигает 25-50 км и 1 раз в 25-30 лет, соответственно. Работы на геодинамических полигонах отличаются тем, что имеют ограниченный пространственный размер. Это позволяет проводить повторные геодезические и геофизические наблюдения с повышенной пространственно-временной детальностью, достигающей до расстояний между реперами в 0.5-1.5 км и интервалом повторений от 1 месяца до 1 года.

Для изучения современных геодинамических процессов в Копетдагском регионе был организован Ашхабадский геодинамический полигон. Он был развернут в пределах Центрального Копетдага и, в первую очередь, охватывал очаговую область Ашхабадского катастрофического землетрясения 6 октября 1948 года.

Ашхабадский геодинамический полигон расположен на территории, включающей в себя северный борт Копетдагского антиклинория, Предкопетдагский предгорный прогиб и южный борт Туранской плиты. От прогиба Копет-Даг отделен Передовым (Копетдагским, Главным Копетдагским) разломом. Передовой разлом является сквозьковым и прослеживается даже в верхах мантии. Южнее [Расцветаев, 1966, 1998] отмечается еще одну зону глубинных нарушений – Кучано-Челекенская. Обе эти зоны объединяются в Южно-Туркменскую шовную систему,

продолжающуюся далее через Большой Кавказ и Крым, и отделяющую Евразийскую плиту от Альпийско – Гималайского складчатого пояса.

Передовой предгорный прогиб имеет асимметричную структуру: крутой южный склон и пологий северный, плавно переходящий в южный склон Туранской плиты. Южной границей прогиба условно считается Передовой разлом. Копет-Даг надвигается на Предгорный прогиб, и Передовой разлом наклонно уходит под Копет-Даг. Угол наклона в вертикальной плоскости (угол падения) Передового разлома составляет примерно в среднем от 50° до 70° . Амплитуда вертикальных смещений по Передовому разлому достигает 5-7 км. Кроме того, по Передовому разлому наблюдаются правосторонние горизонтальные смещения, достигающие величины 30 км за неотектонический этап развития. На поверхности в районе Главного надвига Копетдага, который считается отражением глубинного Передового разлома, выделяются две зоны: зона фронтальной переработки к северу от Главного надвига шириной 5 км и тыловая зона к югу от Главного надвига шириной 10 км [Полетаев, 1985]. В этих зонах широко развиты новейшие и молодые горизонтальные смещения (в том числе палеосейсмодислокации). Оценивая величину скоростей этих движений в работе [Трифонов, 1983] даются величины: горизонтальных движений до 2 мм/год, отношение вертикальной и горизонтальной компонент 1:5, таким образом скорость вертикальных движений должна достигать 0.4 мм/год.

В настоящее время на АГДП осуществляется мониторинг вертикальных и горизонтальных движений земной коры методами высокоточного геометрического нивелирования 1 класса точности и лазерной светодальнометрии. Измерительная сеть Ашхабадского геодинимического полигона состоит из совокупности иерархически соподчиненных подсистем: региональной, зональной и локальной. Региональная система наблюдений охватывает (пересекает) основные геоструктурные элементы Копетдагского региона. Зональная сеть организована в пределах Ашхабадской сейсмоактивной зоны. Локальная система измерений контролирует активные фрагменты Передового разлома Копетдага.

Первые повторные геодезические измерения на территории Ашхабадского геодинимического полигона (АГДП) были проведены в 1884-1886 гг. Это было высокоточное нивелирование вдоль Закаспийской железной дороги по профилю Красноводск – Чарджоу. Длина этого профиля более 1000 км. Нивелирование проводил Военно-топографический отдел Генерального (Главного) штаба армии Российской империи. Затем измерения вдоль профиля Красноводск – Чарджоу повторялись в 1944, 1952, 1962, 1974 гг. В 1939-1944 гг было проведено нивелирование 2 класса от Ашхабада через Бахардок на север до Казахстана. Затем по этому профилю были повторные нивелировки уже 1 класса в 1952-1958, 1962, 1965, 1974 гг. Все эти повторные нивелирные измерения проводились не с целью геодинимического мониторинга, а с «государственными геодезическими» целями - уточнение координат и т.д. Однако, учитывая пространственный масштаб этих наблюдений, они стали основой региональной системы геодинимических наблюдений.

В первой половине 1960-х гг. силами Института Физики Земли и Атмосферы АН Туркменистана (впоследствии Института сейсмологии АН Туркменистана) были начаты систематические нивелирные наблюдения на зональных (режимных) нивелирных участках и немного позднее на региональных профилях. С 1974 годы были поставлены первые светодальномерные измерения на полигоне. С 1981 – 1982 гг нивелировки по зональным участкам стали регулярными, а с 1984-1985 гг начали проводить регулярные наблюдения по региональным профилям. Точность всех нивелирных наблюдений соответствует 1 классу. Двойная среднеквадратическая погрешность случайных ошибок наблюдений составляет величину 1-1.5 мм на 1 км. В целом, система наблюдений на АГДП в окончательном виде, сложилась к середине 1980-х гг. Наблюдения ведутся силами подразделений АН Туркменистана – Института сейсмологии и Государственной сейсмологической службой. Кроме геодезических наблюдений на полигоне всегда проводились и геофизические, гидрогеодинимические, геохимические и др. наблюдения.

Региональная система наблюдений представлена четырьмя нивелирными профилями, которые охватывают значительную территорию. Наибольшую протяженность имеет профиль Бахардок – Ашхабад, который ориентирован в меридиональном направлении, имеет длину 86.7 км. Также в направлении С-Ю ориентирован профиль Изгант – Чули, протяженностью в 31 км. Два профиля Изгант – Овадан – Тепе и Бабараб – Ашхабад имеют широтную направленность и длины профилей 45.2 км и 25.7 км, соответственно. Профиль Изгант – Овадан – Тепе, в основном, ориентирован вдоль Северо - Ашхабадского разлома с запада на восток, но имеет участок 10 км, ориентированный в направлении с севера на юг и пересекающий этот разлом. Средняя плотность реперов в расчете на один км достигает величины, в среднем от 0.5 км^{-1} до 0.7 км^{-1} . Периодичность наблюдений

составляет 2 раза в год. Так же к региональной системе наблюдений относятся профильные светодальномерные измерения, которые проводились четырьмя, расположенными друг за другом участками в меридиональном направлении от пункта Гаудан до пункта Овадан – Тепе. Общая протяженность профиля, который начинается в Копетдаге и завершается в пределах Северо-Ашхабадского разлома, составляет 40.7 км.

Зональная система представлена 5 приразломными нивелирными профилями, ориентированными меридионально, которые пересекают Северо-Ашхабадский разлом и в 4 местах Передовой разлом Копетдага. Длины профилей составляют величины от 12 км до 3 км. Плотность реперов в расчете на 1 км составила от 1.7 км^{-1} до 1.2 км^{-1} . Периодичность наблюдений достигает 12 раз в год для участков Овадан-Тепе и Гаудан и 6 раз в год для участков Секиз – Яб, Чули и Куру – Хаудан.

Локальная система наблюдений представлена нивелирными и светодальномерными наблюдениями в окрестности Передового разлома Копетдага (Гауданский микрополигон) и локальной сетью светодальномерных наблюдений в пределах Гермабской системы разломов. Система локальных светодальномерных измерений подразделяется на Гауданский микрополигон (8 линий длиной от 1 до 6 км с частотой опроса 2-7 раз в неделю) и Гермабский микрополигон (7 линий длиной от 2 до 6 км с частотой опроса 1 раз в квартал).

Результаты исследование региональной компоненты современных вертикальных движений земной поверхности иллюстрируются на примере профиля Бахардок – Ашхабад, на котором, во-первых, накоплены ряды наблюдений длительностью 75 лет, во-вторых, этот профиль имеет максимальную протяженность и охватывает все основные геоструктурные элементы региона.

Изучение современных движений земной поверхности вдоль этого профиля было начато в 1939 году (рис. 2). Этот профиль многократно повторялся, что позволило определить устойчивые тенденции в развитии современных геодинамических процессов этого региона. На рис. 2, а представлены результаты нивелирования за две эпохи наблюдений, совмещенные с глубинным разрезом земной коры, построенным с использованием материалов сейсмической и гравитационной разведки.

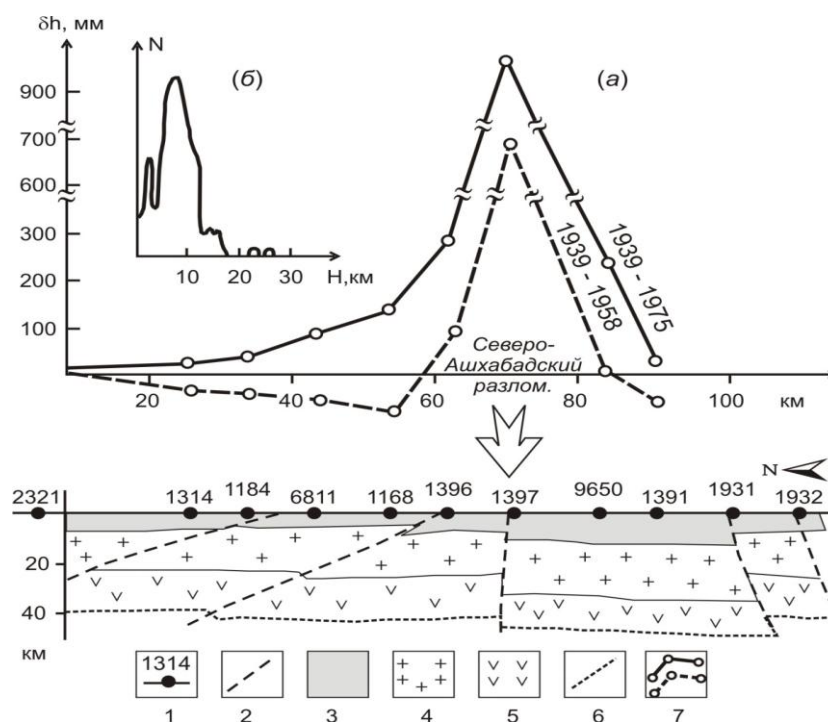


Рис. 2. Современные вертикальные движения земной поверхности по профилю Ашхабад-Бахардок (а) и распределение сейсмической активности по глубине в пределах Ашхабадского геодинамического полигона (б). Условные обозначения: 1 – местоположение и номера пунктов нивелирования; 2 – глубинные разломы; 3 – осадочный слой; 4 – «гранитный» слой; 5 – «базальтовый» слой; поверхность Мохо; 7 – кривые вертикальных движений

Первые же повторные наблюдения выявили характерное куполообразное поднятие, пространственно приуроченное к осевой части прогиба, которая контролируется зоной сквозькорового Северо-Ашхабадского разлома. Причем, если поднятие земной поверхности в период с 1939 по 1958 год можно было бы трактовать как последствие катастрофического землетрясения 1948 года [Кузьмин, 1998, 1999], то в последующую эпоху подобных сильнейших, для данной зоны, землетрясений не было. Тем не

менее, аномальное поднятие имеет значительную амплитуду (до 200 мм) и в последующую эпоху после катастрофического землетрясения. Попытки интерпретировать это аномальное поднятие с позиций разломно - блоковой тектоники встретили значительные затруднения, так как при существующем в этой зоне преобладающем субмеридиональном, субгоризонтальном сжатии, наклонное положение разломных зон и их ориентация, по отношению к исходной нагрузке, не обеспечивают выдавливание трапецевидных блоков вверх. Кроме этого, на рис. 2, б показано распределение по глубинам гипоцентров слабой сейсмичности в окрестности аномального поднятия, которое указывает на значительную степень трещиноватости зоны контакта осадочного чехла и фундамента. Это обстоятельство позволило полагать, что динамика куполообразного поднятия обусловлена уменьшением цилиндрической жесткости в обстановке квазистатического субгоризонтального регионального сжатия, что естественным образом приводит к изгибу осадочного чехла [Кузьмин, 1999, 2002].

В дальнейшем были проведены специально поставленные нивелирные работы с повышенной пространственно-временной детальностью (рис. 3).

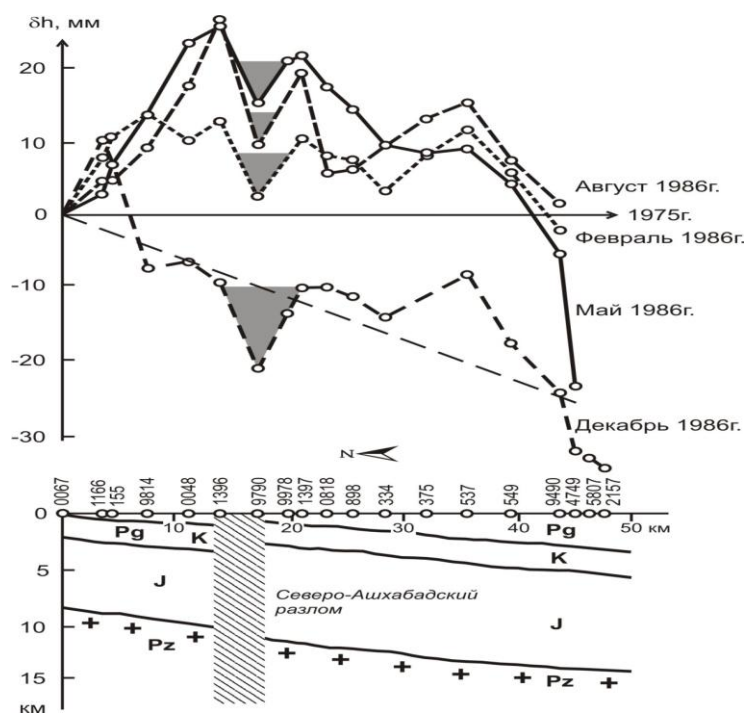


Рис. 3. Современные вертикальные движения земной поверхности повышенной пространственно-временной детальности в пределах осевой части Предкопетдагского прогиба

Расстояние между пунктами наблюдений стало доходить от 1 ÷ 2 км, а частота опроса достигала ежеквартального повторения. При этом для более детальной диагностики современного аномального геодинамического состояния недр этого района, максимальному улучшению изученности подверглась наиболее мобильная (протяженностью около 50 км) часть поднятия. Из рисунка следует, что общая тенденция остается прежней, хотя и менее интенсивной, на фоне которой отчетливо проявляется локальное опускание (просадка) земной поверхности в окрестности зоны Северо-Ашхабадского разлома. При этом характерно, что уровень среднегодовой относительной деформации в разломной зоне на порядок превосходит региональную компоненту аномальных движений и составляет величину 10^{-5} в год.

Еще большее увеличение пространственно-временной детальности измерений (локальный уровень) позволило выявить более детально динамику современных деформационных процессов в разломных зонах. На рис. 4 представлены результаты нивелирных наблюдений в зоне Передового разлома Копетдага. Расстояние между реперами здесь достигло первых сотен метров, частота измерений – 1 раз в месяц. Здесь также присутствуют аномальные смещения земной поверхности γ типа с амплитудой порядка 10 мм, но со значительно меньшей шириной – 0.5-1.0 км.

В данном случае картина деформирования земной поверхности аналогична той, что представлена на рис. 3 с той разницей, что большая пространственно-временная детальность измерений позволила выявить более детальную структуру деформационного процесса. Так, среднегодовая скорость относительных деформаций в этом случае имеет величину $6 \cdot 10^{-5}$ в год.



Рис. 4. Современные вертикальные движения земной поверхности в зоне Передового разлома Копетдага по результатам повторного нивелирования. 1 – кривая вертикальных смещений земной поверхности за смежные интервалы времени; 2 – местоположение и номера реперов; 3 – расположение разломной зоны на нивелирном профиле

Для определения пространственной конфигурации аномального регионального поднятия были проведены дополнительные работы, которые заключались в том, что вдоль простираения выявленного поднятия был заложен нивелирный профиль субширотной ориентации (Изгант – Овадан – Тепе), который повторялся квазисинхронно с меридиональным. Эти исследования показали, что региональное аномальное поднятие носит характер цилиндрического изгиба, поскольку вертикальные смещения отметок реперов вдоль субширотного профиля оказались на порядок меньше по сравнению с аномальными движениями на меридиональном профиле. Иными словами, в осевой части Предкопетдагского краевого прогиба наблюдается интенсивное поднятие земной поверхности. Прогиб изгибается вверх, а не прогибается вниз в течение 75 – летнего промежутка времени и это явное отклонение от унаследованного характера геодинамического развития региона. Но это вполне закономерно может быть обусловлено динамикой сейсмического процесса. Важно отметить, что за интервал времени почти в 20 лет (разница превышений между 1975 и 1958 гг.) амплитуда максимального поднятия составляет 200 мм (рис. 2, а), а за период времени в один год (рис. 3) она составляет порядка 10-30 мм. Таким образом, очевидно, что среднегодовая скорость поднятия остается практически неизменной и равняется – 10-20 мм в год. Иными словами в течение всего периода времени прошедшего после Ашхабадского катастрофического землетрясения 1948 года осевая часть Предкопетдагского краевого прогиба испытывала систематическое (монотонное) поднятие с постоянной скоростью.

При этом видно, что в зоне Северо - Ашхабадского разлома имеет место локальная просадка земной поверхности, которая имеет практически симметричную форму и не сводится к сдвиговым перемещениям бортов. Это типичная морфология современной геодинамики разломов, выявленная по многочисленным геодезическим измерениям во многих регионах мира [Кузьмин, 1989, 1999, 2004]. Этот тип аномалий современных вертикальных движений земной поверхности получил название «аномалия типа γ », т.к. по морфологии кривой это похоже на соответствующую букву греческого алфавита. Амплитуда ее равна порядка 1 см, а ширина – 5 км. Кривые смещений построены по принципу «от цикла к циклу». Т.е. каждый график представляет собой разность результатов смежных нивелирований: 2-1; 3-2; 4-3 и т.д., где цифры означают номера циклов повторных наблюдений. Это позволяет сделать вывод о том, что амплитуды аномальных вертикальных смещений земной поверхности накапливаются от цикла к циклу.

На рис. 4 представлены результаты повторных нивелирных наблюдений на этом профиле за период с 1965 г. по 2013 г. Для того, что продемонстрировать устойчивые тенденции в развитии деформационных процессов многочисленные данные повторных наблюдений были разбиты на интервалы времени (в среднем по 10 лет). График выполнен в «эволюционном» варианте, когда все последующие циклы наблюдений сравниваются с первым циклом (2-1, 3-1, и т.д.), что характеризует эволюционное развитие деформационных процессов во времени.

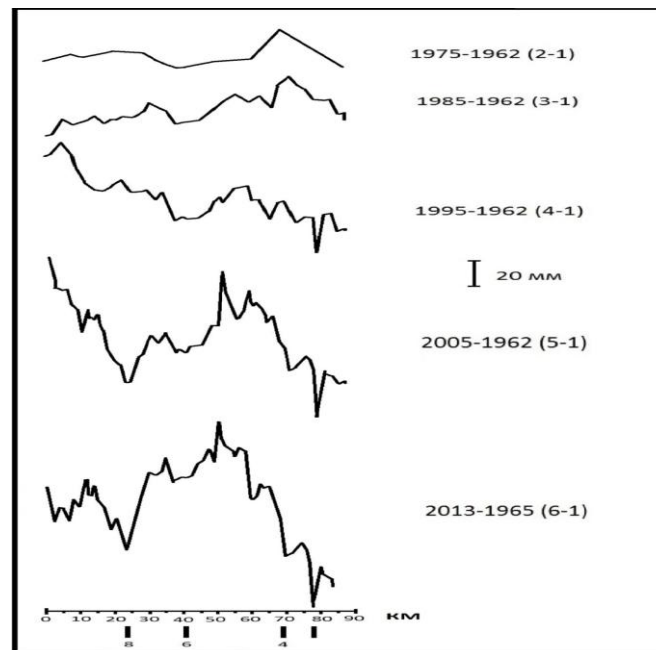


Рис. 4. Результаты повторных нивелирных наблюдений вдоль профиля Бахардок – Ашхабад за период 1962 г – 2013 г с накоплением каждые 10 лет. Цифрами указаны номера разломов, проекции которых совпали с аномальными движениями

Таким образом, были сформированы 5 циклов повторных наблюдений. Из рис. 4 видно, что в период 2-1 (1975 г – 1965 г) формируется поднятие земной поверхности в окрестности Северо-Ашхабадского разлома (разлом №4) и опускание в зоне Северо-Предкопетдагского (№6). Спустя 10 лет (цикл 3-1) картина распределения вертикальных смещений выглядит более контрастно, т.к. в этот период были заложены дополнительные репера. В этом цикле наблюдается аналогичная тенденция в распределении аномальных смещений, за исключение образования локальной просадки типа γ в зоне Северо-Ашхабадского разлома, как это видно на детальном графике (рис. 3). К 1995 году в цикле 4-1 (1995 г – 1962 г) появляются еще 2 аномалии смещений. Одна приурочена к Ашхабад–Бахардокскому разлому (№8), другая в виде локальной γ аномалии в южной части профиля. Эта же аномалия затем проявляется в цикле 5-1 (2005 г – 1962 г), а также в цикле 6-1 (2013 г – 1962 г).

В целом можно отметить, что все основные аномалии вертикальных смещений, начиная с 1995 г имеют устойчивое местоположение на профиле. Амплитуды локальных аномалий увеличиваются со временем. Локальная аномалия типа γ , которая расположена в южной части профиля, не приурочена к зонам разломов, которые представлены на рис. 3. Природу этой аномальной деформации предстоит установить, но не исключено, что она связана с малоамплитудным разломом осадочного чехла, который не удалось выявить по геолого-геофизическим данным. Ее местоположение отмечено «разломом» без номера.

Важно отметить, что аномальное поднятие, которое возникло в пределах Северо-Ашхабадского разлома, мигрирует с течением времени с юга на север в полном соответствии с представлениями о деформационных автоволнах, перемещающихся от разлома к разлому [Кузьмин, 2012, 2014а].

Оценки показывают, что среднегодовые скорости относительные деформации изгиба для выявленных аномалий меняются в пределах от $2 \cdot 10^{-7}$ в год до $7 \cdot 10^{-8}$ в год. Исключение составляет γ аномалия в южной части профиля, которая имеет уровень среднегодовой относительной деформации изгиба порядка $8 \cdot 10^{-6}$ в год, поскольку она имеет существенно меньшую ширину. Принципиальный вывод заключается в том, что на протяжении 75 лет участки земной поверхности, находящиеся в центральной части Копетдагского передового прогиба испытывают устойчивое *поднятие*.

На рис. 5 показаны результаты светодальномерных наблюдений вдоль специального профиля, организованного в направлении С – Ю.

Из рисунка следует, что во всех измеренных линиях горизонтальные смещения не испытывают трендовых изменений. Среднегодовые скорости относительных горизонтальных деформаций имеют примерно одинаковую величину – порядка $5 \div 7 \cdot 10^{-8}$ в год, что коррелируется с данными по вертикальным движениям. Важно отметить, что все линии пересекают разломные зоны, но не отмечают их в виде однонаправленных движений. По все вероятности длина линий не позволяет регистрировать локальные деформации в этих зонах.

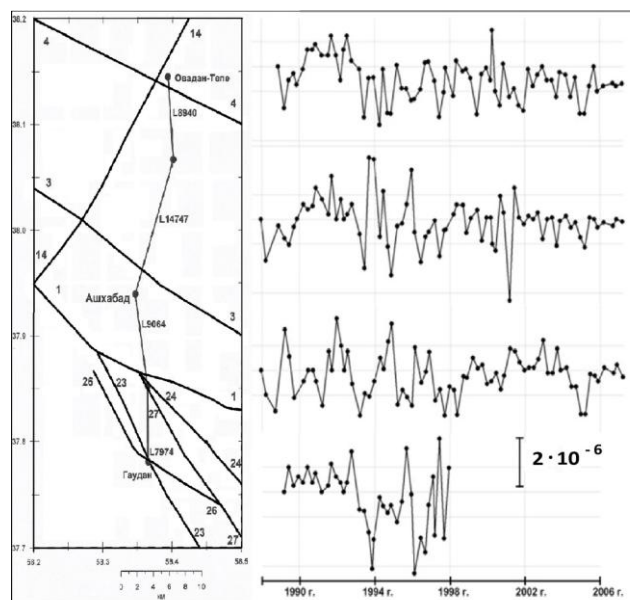


Рис. 5. Результаты светодальномерных наблюдений вдоль профиля Гаудан – Овадан – Тепе. Слева схема расположения измеряемых линий и зон разломов. Справа временной ход горизонтальных смещений по каждой из линий

При локальных вариациях среднегодовых относительных горизонтальных деформаций на уровне $2 \cdot 10^{-7} - 3 \cdot 10^{-7}$ /год, трендовые среднегодовые скорости деформаций по отдельным линиям составляют диапазон изменений от $-4 \cdot 10^{-8}$ /год (сокращение длин линий) до $+3 \cdot 10^{-8}$ /год (увеличение длин линий). Таким образом, можно заключить, что региональное горизонтальное сжатие имеет чрезвычайно низкую скорость за время проведения наблюдений (10-20 лет).

На рис. 6 представлены результаты многолетних (почти 50 лет) высокоточных нивелирных наблюдений, проводимых по зональным профилям, пересекающим Передовой разлом Копетдага. При этом измерительной сетью контролируется полоса Передового разлома протяженностью порядка 100 км [Изюмов, Кузьмин, 2014; Кузьмин, 2013, 2017]. Для удобства сопоставительного анализа результаты вертикальных превышений реперов построены в едином масштабе путем деления их значений на расстояние между реперами. Таким образом, система наблюдений представляет собой 5 «длиннобазисных наклономеров», которые пересекают 2 разломные зоны и ориентированы в субмеридиональном направлении. Для этого используется естественное определение, что наклон – это горизонтальный градиент вертикальных смещений земной поверхности. Среднегодовую скорость наклона за период наблюдений можно оценить по формуле (2.1).

$$\bar{\alpha} = \frac{\Delta \square}{L \cdot \Delta T} \quad (5)$$

где: $\Delta \square$ – превышение северного репера профиля над южным репером; L – длина профиля; ΔT – длительность периода наблюдений.

На рисунке видно, что верхняя кривая, которая относится к Северо-Ашхабадскому разлому, содержит длиннопериодные, знакопеременные колебания наклона земной поверхности. Четыре нижние кривые наклонов соответствуют Передовому разлому. Они характеризуются короткопериодическими знакопеременными изменениями. Эти кривые, в отличие от верхнего графика, практически подобны. Визуальный анализ указывает на отсутствие заметных трендовых изменений.

Очевидно, что деформационный процесс в зоне Северо-Ашхабадского разлома развивается автономно и не зависит от движений в зоне Передового разлома [Кузьмин, 2015]. Это обусловлено наличием там знакопеременного валообразного поднятия земной поверхности с вершиной в зоне Северо-Ашхабадского разлома, которое связано с особенностями взаимосвязи деформационных и сейсмических процессов в этом районе [Изюмов, Кузьмин, 2014; Кузьмин, 2013]. Наклон поверхности между двумя реперами, когда они расположены на южном и северном бортах Главного Копетдагского надвига (Передового разлома), соответственно, будет направлен однозначно на север (от горной части к платформенной).

Анализ среднегодовых скоростей наклонов, который проведен аналогично выше изложенному, показал наличие в зоне Северо-Ашхабадского разлома (Овадан – Тепе) среднегодовой скорости наклона величиной $1.8 \cdot 10^{-7}$ /год. В зоне Передового разлома скорости наклонов оказались значительно

меньше: Секиз – Яб – ($3 \cdot 10^{-8}$ /год), Чули – ($2 \cdot 10^{-8}$ /год), Гаудан – ($2 \cdot 10^{-8}$ /год), Куру-Хаудан – ($6 \cdot 10^{-9}$ /год). Средняя скорость наклона в пределах Передового разлома равна – ($2.5 \cdot 10^{-8}$ /год).

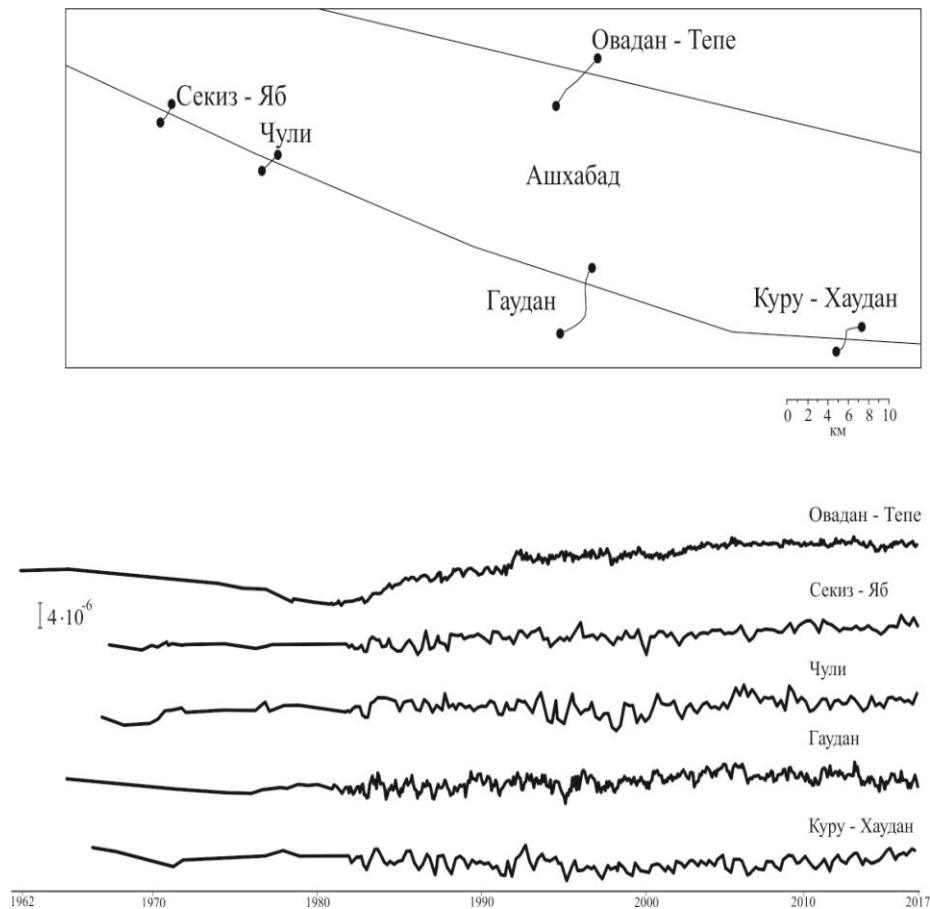


Рис. 6. Схема нивелирных наблюдений (верхний рисунок) и результаты многолетних нивелирных наблюдений (нижний рисунок) вдоль профилей, пересекающих Передовой разлом Копетдага (нижняя сплошная линия) и Северо-Ашхабадский разлом (верхняя сплошная линия)

Для более детального анализа соотношения региональных и локальных процессов в зонах разломов использованы результаты по локальной системе нивелирных и светодальномерных наблюдений, пересекающих Передовой разлом Копетдага. На рис. 7 представлена схема организации локальной деформационной площадки «Гаудан». Она представляет собой нивелирный профиль, состоящий из двух секций, одна из которых (1931 – А) расположена непосредственно в зоне разлома («приразломная»), а другая («блоковая») в бортовой части (1931 – 1932) и две светодальномерные линии, одна из которых пересекает разломную зону (L 3330), а другая находится в бортовой (L 1532) части (Изюмов, Кузьмин, 2010; Кузьмин, 2009, 2013, 2014).

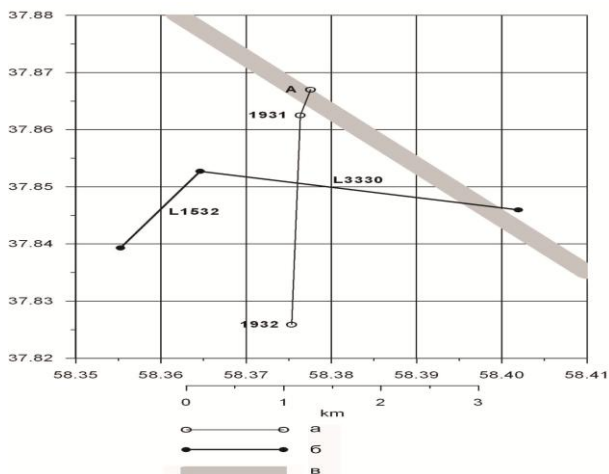


Рис. 7. Схема локальной деформационной площадки «Гаудан». Условные обозначения: а – нивелирные секции; б – светодальномерные линии; в – разломная зона

На рис. 8 показаны результаты нивелирных наблюдений за период наблюдений с января 1965 г по март 2014 г. Учитывая, что «бортовая» секция имеет длину порядка 4 км, а приразломная – 0.8 км, то для удобства сопоставительного анализа, данные превышений вертикальных отметок реперов, переведены в угловую меру, путем деления амплитуды вертикальных смещений на длину нивелирных секций.

По существу данная система измерений представляет собой два, расположенных друг за другом, длиннобазисных наклономера. Из графика следует практически полное отсутствие трендовых изменений в бортовой части, тогда, как в зоне разлома имеют место интенсивные знакопеременные процессы со своей временной структурой. При этом видно, что на фоне практического отсутствия тренда имеют место знакопеременные вариации движений, которые достигают скоростей порядка 10^{-7} в год для бортовой части и 10^{-5} в год для зоны разлома.

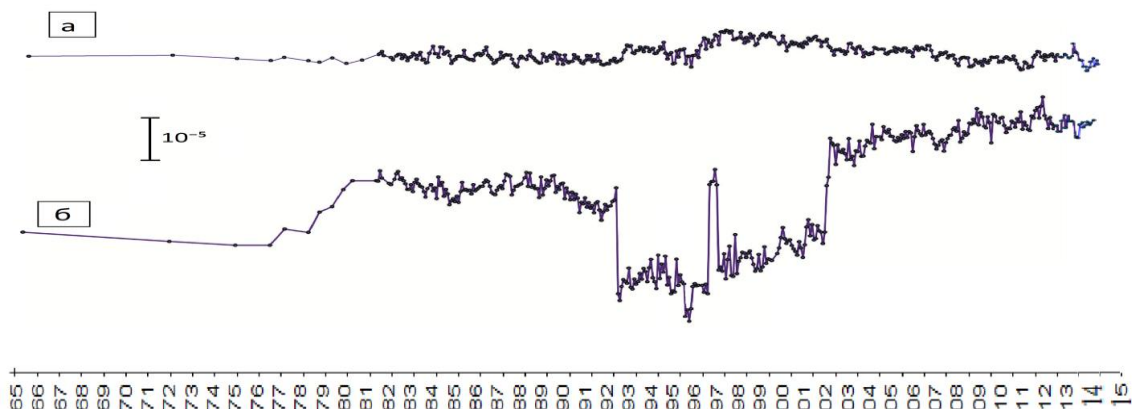


Рис. 8. Временной ход вертикальных смещений земной поверхности (Копетдагский регион). Условные обозначения: а - «бортовая» секция ; б – «приразломная» секция

Аналогичная картина складывается и при анализе результатов режимных светодальномерных наблюдений за горизонтальными движениями земной поверхности. И в данном случае система наблюдений организована таким образом, что одна линия (3330 м) пересекает зону разлома, а другая (1532 м) расположена в пределах блока (рис. 9).

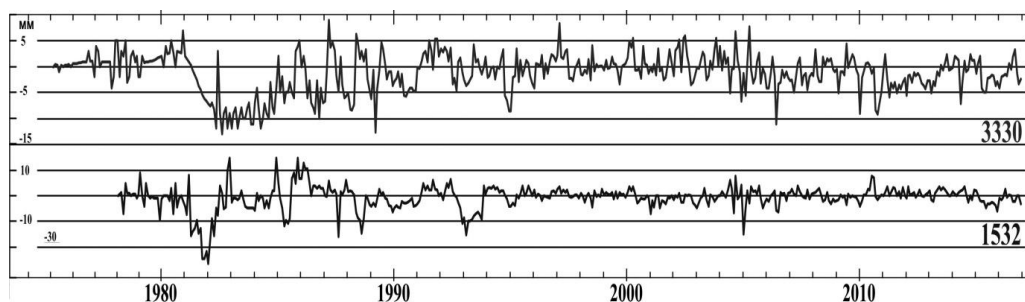


Рис. 9. Изменения горизонтальных смещений во времени вдоль линий №3330 и № 1532

На рис. 9 показано изменение длин линий за период 07.1973 – 12.2016 гг. Эти уникальные по длительности данные позволяют с очень большой достоверностью определять скорости и знаки накопленных смещений и, самое важное, определять долговременную стабильность характеристик деформационного процесса. Из рисунка видно, что кривые носят сложный характер. Видны периоды направленных смещений, как положительные (удлинение), так и отрицательные (укорочение). Для выявления среднегодовой скорости смещений была проведена интервальная оценка скорости смещений за период линейного тренда внутри интервала. Затем средние значения трендов скоростей суммировались с учетом знака изменений длин линий (удлинения, укорочения). По существу это соответствует известной интегральной теореме о среднем, где интегрирования заменено суммированием.

Вдоль линии № 3330 отмечается укорочение на величину – 0.7 мм за время 43.5 года. Среднегодовая скорость деформации укорочения составляет величину – 0.015 мм/год. Укорочение вдоль

линии №1532, которая направлена ортогонально простиранию Копетдага и линии Передового разлома, за период 40 лет составило – 2.1 мм. Среднегодовая скорость этого укорочения – 0.052 мм/год. Таким образом, линия, пересекающая Передовой разлом сокращается, что противоречит правому сдвигу, который установлен по геологическим данным. При реализации правого сдвига линия № 3330 должна монотонно удлиняться, а этого не происходит. Ситуация скорее соответствует левому сдвигу. По геологическим данным скорость правого скольжения по Передовому разлому составляет 2 мм/год. По данным многолетних геодезических наблюдений скорость скольжения в 133 раза меньше!

Как показано выше, геодинамика Копетдагского сейсмоактивного региона обусловлена динамическим взаимодействием Иранской и Туранской плит. Основной зоной коллизии этих плит является Передовой разлом Копетдага (Главный Копетдагский надвиг). Естественно, что подобная кинематика плит, должна приводить к систематическому (с юга на север) надвигу Копетдага на Туранскую плиту вдоль зоны Передового разлома Копетдага, а так же к постоянному правостороннему сдвиговому перемещению вдоль этого разлома.

Если следовать этой схеме и предполагать полную унаследованность современных движений земной коры от прошлых геологических эпох, то существующая система геодеформационных наблюдений, развернутая в центральной части Копетдагского региона и имеющая многолетнюю (75 ÷ 50 лет) историю наблюдений должна уверенно фиксировать систематический наклон предгорных участков земной поверхности на север – северо - восток по нивелирным данным; монотонное во времени сокращение длин светодальномерных линий от Копетдага к платформе и постоянное увеличение длин линий, пересекающих Передовой разлом Копетдага под углом 45° и менее. Среднегодовая трендовая скорость относительных деформаций определенная по измерениям горизонтальной компоненты движений оказывается равной $3.2 \cdot 10^{-8}$ в год. Отмечается, что величины вариаций во времени горизонтальных смещений земной поверхности имеют примерно одинаковую амплитуду, как вдоль линии, пересекающей разлом, так и вдоль линии, расположенной в блоковой части.

Это означает, что деформационные процессы в зоне разлома носят крайне локальный характер, что и подтверждается результатами измерения вертикальных смещений земной поверхности. Действительно, если оценивать размер зоны проявления аномальных деформаций по данным о вертикальных движениях, то оказывается, что она имеет порядок 1 км. Поэтому, естественно, что вдоль светодальномерной линии длиной 3330 м не выявляются локальные, знакопеременные флуктуации, приуроченные непосредственно к разлому, в силу их резкого затухания с расстоянием от разлома.

Таким образом, изучение современных деформационных процессов на Ашхабадском геодинамическом полигоне показало, что за последние 40-50 лет региональное поле напряжений во фронтальной части Главного Копетдагского надвига и зоне коллизии Туранской и Иранской плит находится в квазистатическом состоянии. **Среднегодовая трендовая скорость деформаций**, измеренная по комплексу уникальных по длительности рядов геодезических наблюдений, имеет величину $(3-5) \cdot 10^{-8}$ в год, что составляет **всего 1 – 2 амплитуды земноприливных деформаций**. Локальные деформации в разломной зоне достигают величин скоростей на 1.5-2 порядка выше, чем в блоковой части. Это парадоксальная ситуация, если учесть, что речь идет о регионе с достаточно высоким уровнем сейсмичности, в пределах которого за указанный интервал времени происходили существенные сейсмические события (Кузьмин, 2013, 2014а).

Обнаружено, что участки земной поверхности в пределах осевой части прогиба испытывают систематическое поднятие, что указывает на принципиальное отклонение от унаследованной схемы разломно-блоковых структур региона. При этом, показано, что эти аномальные поднятия могут быть обусловлены вариациями слабой сейсмичности в зоне Северо-Ашхабадского разлома. Выявленные аномальные деформации земной поверхности, приуроченные к зонам разломов, расположенных на южном склоне Туранской плиты и в пределах Предкопетдагского краевого прогиба с течением времени мигрируют от разлома к разлому, осуществляя автоволновую («эстафетную») передачу активности.

Камчатский сейсмоактивный регион. Работы по исследованию современных движений земной коры (СДЗК) на Камчатском полуострове были начаты научными учреждениями Академии наук СССР (Институт физики Земли, Институт вулканологии) и Предприятием № 2 Главного Управления Геодезии и Картографии при Совете Министров СССР в 70-е годы XX века. Для выполнения этих работ создавались локальные геодинамические полигоны, приуроченные к районам активных вулканов (Авачинский, Карымский, Толбачинский, Ключевской, Горелый, Ксудач) и эпицентральных зонам возможных мест сильных землетрясений (Авачинский залив, Кроноцкий залив, Камчатский залив). Создавались также протяженные профили высокоточного нивелирования

вдоль Восточного побережья Камчатки, по центральной Камчатской депрессии и перпендикулярно к Курило-Камчатской сейсмофокальной зоне. В 1979 году был организован светодальномерный мониторинг современных движений земной коры в районе Авачинского залива из обсерватории "Мишенная" [Левин, Магуськин, Бахтияров и др., 2006].

В целях исследования тонкой структуры современной геодинамики разломных зон в районе г. Петропавловск-Камчатский были организованы нивелирные наблюдения с повышенной пространственно-временной детальностью (рис. 10). На локальном нивелирном профиле длиной 2.6 км были проведены прецизионные (с точностью до 0.3 мм/км), многократные (1-2 повторения в неделю в течение 3-х лет) и детальные (расстояние между пунктами наблюдений 80 -100 м) наблюдения [Churikov, Kuzmin, 1998; Kuzmin, Churikov, 1999].

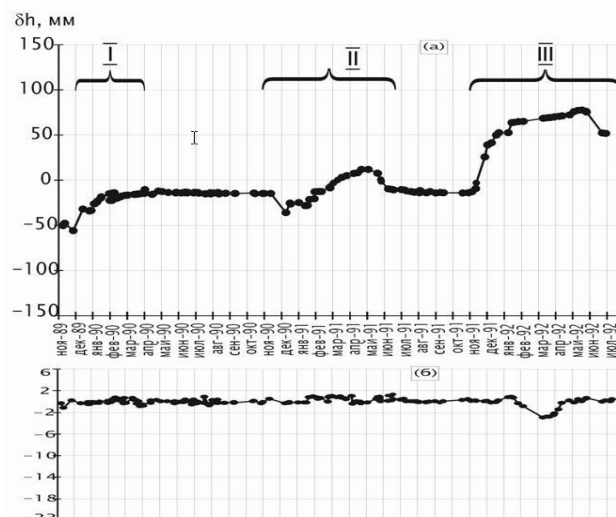


Рис. 10. Временной ход вертикальных смещений земной поверхности (Камчатка). Условные обозначения: а – «приразломная» секция; б – «бортовой» секция

На рис. 10 показаны временные изменения вертикальных движений земной поверхности по различным секциям нивелирного профиля. Из графика следует, что имеет место резкое различие между характером временного хода и амплитудами аномальных деформаций для «приразломной» секции (рис. 10, а) и «бортовой» секции (рис. 10, б). Фигурными скобками и римскими цифрами на графике обозначены аномальные периоды деформационной активности. Отсюда следует, что в пределах секции, расположенной в зоне разлома, отмечены аномальные смещения порядка 10 см, а на секции, которые находятся в бортовой части (вне разломной зоны), смещения достигают величин на 1.5-2 порядка меньше. Особенно характерен аномальный период III, который предвещал Камчатское землетрясение 2 марта 1992 года. Принципиально важно, что процесс подготовки этого землетрясения, которое произошло на расстоянии 100 км от нивелирного профиля, проявился в разломной зоне с амплитудой на 1.5-2 порядка интенсивней, чем в бортовой части. Примечательно, что воздействие от процесса подготовки землетрясения, которое, затухая, достигает в окрестности нивелирного профиля уровня деформации порядка 10^{-6} , в зоне разлома отмечается деформацией порядка 10^{-4} [Кузьмин, 1999]. При этом видно, что так же, как и в Копетдагской сейсмоактивной зоне, временной ход «бортовой» секции не имеет ярко выраженного тренда.



Рис. 11. Распределение вертикальных смещений по профилю по данным многократных нивелирных наблюдений

На рис.11 показано пространственное распределение вертикальных смещений земной поверхности вдоль этого профиля за весь период наблюдений. Очевидно, что разломная зона представлена тремя аномальными просадками типа γ . Характерным для всех трех аномалий является ярко выраженный пульсационный и симметричный характер просадок. Периоды интенсивного опускания перемежаются с периодами относительного покоя, затем процесс проседания возобновляется.

В отдельные промежутки времени наблюдаются периоды незначительных (меньших на порядок) инверсионных движений. Амплитуды локальных максимумов в этот период незначительно уменьшаются. Однако, в целом, имеет место устойчивая тенденция к пульсационному, последовательному проседанию локальных участков земной поверхности. Ширина аномалий колеблется от 200 до 500 м, а их амплитуда достигает 10-12 см, длительность пульсационных процессов заключена в интервале от нескольких недель до нескольких месяцев. Среднегодовая скорость относительных деформаций достигает величин 10^{-4} в год. Иными словами, выявленные аномальные деформации земной поверхности полностью соответствуют по характеру проявлений процессам, зарегистрированным в Копетдагской сейсмоактивной зоне.

Хорошо известно, что Курило – Камчатская зона субдукции является наиболее подвижным и сейсмоактивным регионом в Северо-восточной части Евразии. Скорость пододвигания океанической литосферной плиты под континентальную составляет 8 см/год [Стеблов, Василенко, Прытков и др., 2010]. Более детальное рассмотрение показывает, что происходит сжатие восточного побережья Камчатки под воздействием субдукции Тихоокеанской плиты под Охотскую. По результатам светодальномерного мониторинга (рис.12) в районе Авачинского залива на обсерватории "Мишенная" был выявлен тренд (укорочение длин линий), который, казалось бы, соответствует отмеченным выше представлениям о региональной геодинамической обстановке [Левин и др., 2014].

Однако, как следует из рисунка, среднегодовые скорости относительных горизонтальных деформаций испытывают укорочение по всем направлениям и варьируют от $3 \cdot 10^{-8}$ в год до $1.6 \cdot 10^{-7}$ в год, в зависимости от ориентации измерительной линии. Средняя длина линий составляет 15-20 км. За период наблюдений (23 года) в окрестности радиусом 300 км происходили сильные землетрясения с магнитудами от 6.8 до 7.8. В целом же кривые деформаций носят квазипериодический, упругий характер. При этом важно подчеркнуть, что среднегодовые скорости горизонтальных смещений, полученные по спутниковым наблюдениям Камчатской сети KAMNET, имеют величины первых сантиметров в год, что на порядок больше, чем по данным наземных измерений.

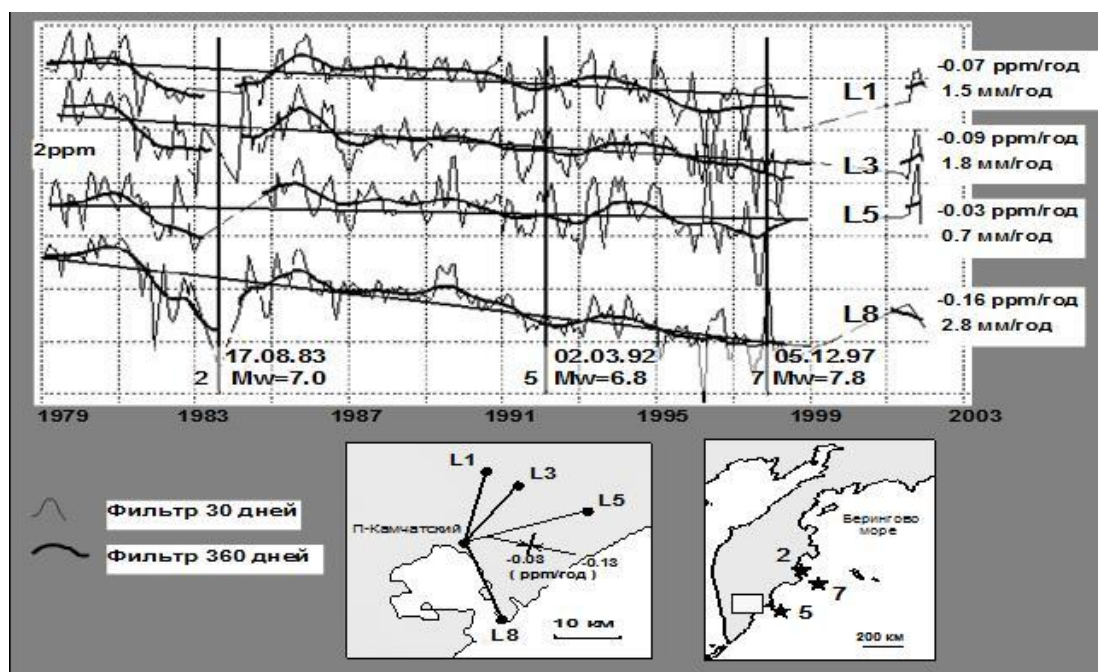


Рис. 12. Горизонтальных смещений земной поверхности по данным обсерватории «Мишенная»

Эти результаты аналогичны тем, что получены для Копетдагского сейсмоактивного региона, поскольку и в данном случае имеет место «парадокс малых скоростей» относительных горизонтальных деформаций, что подчеркивает квазистатический характер регионального нагружения. При этом, локальные вертикальные смещения в зонах разломов имеют скорости

относительных деформаций на 2 порядка больше, что указывает на наличие «парадокса больших скоростей» современных вертикальных движений. И вновь приходится отмечать, что большие длины светодальномерных линий не позволяют выявлять интенсивные локальные горизонтальные деформации в зонах разломов.

Вместе с тем, наличие монотонно развивающихся локальных просадок поверхности, которое происходит в условиях систематического регионального сжатия, является ярким примером отклонения наблюдаемых процессов от унаследованной схемы регионального нагружения. Кроме того, изменение регионального напряженно-деформированного состояния со среднегодовой скоростью равной по уровню нескольким амплитудам приливным воздействиям в зоне с аномально высокой сейсмотектонической активностью является действительно парадоксальной ситуацией!

Платформенные, нефтегазоносные регионы. На рисунке 13 представлены результаты повторных нивелирных и гравиметрических наблюдений вдоль регионального профиля ГСЗ МОГТ VIII–VIII проходящего через Припятский прогиб. Этот профиль имеет протяженность 140 км, нивелирные и гравиметрические пункты наблюдений заложены через 250÷300 м. В нижней части рисунка представлены геолого-геофизические разрезы осадочного чехла и земной коры в целом. Там же показано распределение глубинных температур вдоль этого профиля. Как следует из рисунка 13, в этом регионе также существуют аномальные деформационные процессы, которые пространственно приурочены к разломным зонам. Аномальные изменения представлены двумя характерными морфологическими типами: протяженные изгибы вверх и локальные просадки земной поверхности, которые также аналогичны предыдущим результатам.

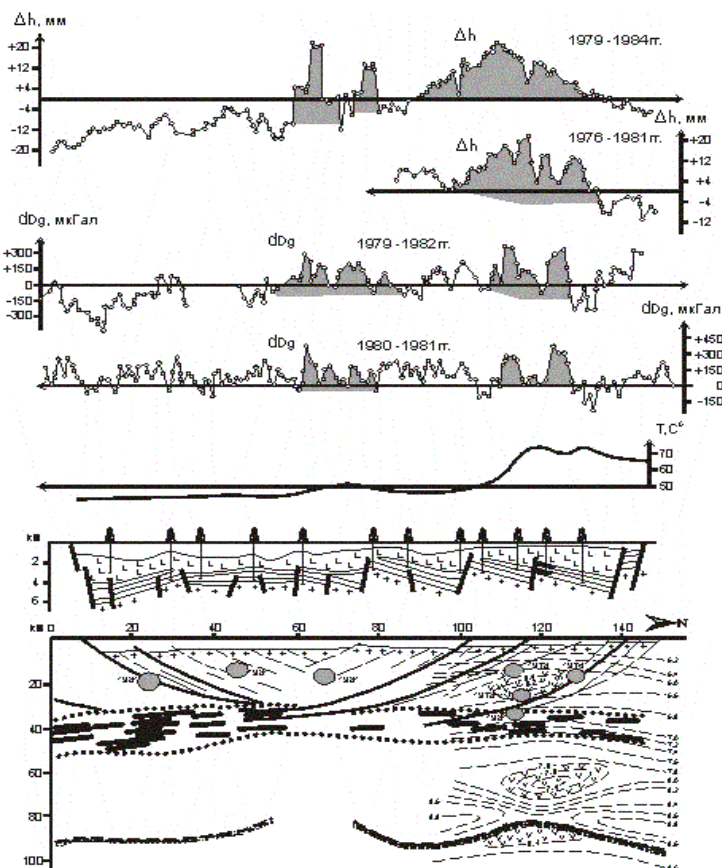


Рис. 13. Современные вертикальные движения земной поверхности и изменения силы тяжести во времени по региональному профилю через Припятский прогиб

В результате комплексного сопоставительного анализа данных, полученных идентичными системами измерений (плотность пунктов наблюдений, точность и частота опроса), расположенными в сейсмоактивных и асейсмичных регионах, были сформулированы следующие эмпирические обобщения [Кузьмин, 1989, 1996, 1999, Сидоров, Кузьмин, 1989].

- Выявлены интенсивные локальные аномалии вертикальных и горизонтальных движений земной поверхности, которые приурочены к зонам разломов различного типа и порядка. *Эти аномальные движения высокoамплитудны (50÷70 мм/год), короткопериодичны (0,1÷1 года), пространственно*

локализованы ($0,1 \div 1$ км), обладают пульсационной и знакопеременной направленностью. Среднегодовые скорости для них чрезвычайно высоки и составляют величины порядка $2 \div 7 \cdot 10^{-5}$ /год. Поэтому их следует определить как **суперинтенсивные деформации (СД) земной поверхности в зонах разломов** [Кузьмин 1996; 1999].

- Существуют устойчивые типы локальных аномалий в вертикальных движениях земной поверхности в зонах разломов (рис. 14). При этом горизонтальные размеры (L) γ – аномалий составляют $0,1 \div 2$ км, S – аномалий $5 \div 10$ км, а β – $10 \div 30$ км. Там же приведены соотношения между амплитудой (Δh) и протяженностью (L) для каждого типа аномалий, связанные через масштабный коэффициент $m = 10^{-6}$ (если амплитуда выражена в миллиметрах, то ширина аномалии в километрах).

- Основные пространственно-временные характеристики аномальных движений идентичны, как для сейсмоактивных, так и для асейсмичных разломных зон. При этом интенсивность деформационного процесса в разломах асейсмичных регионов выше, чем в сейсмоактивных.

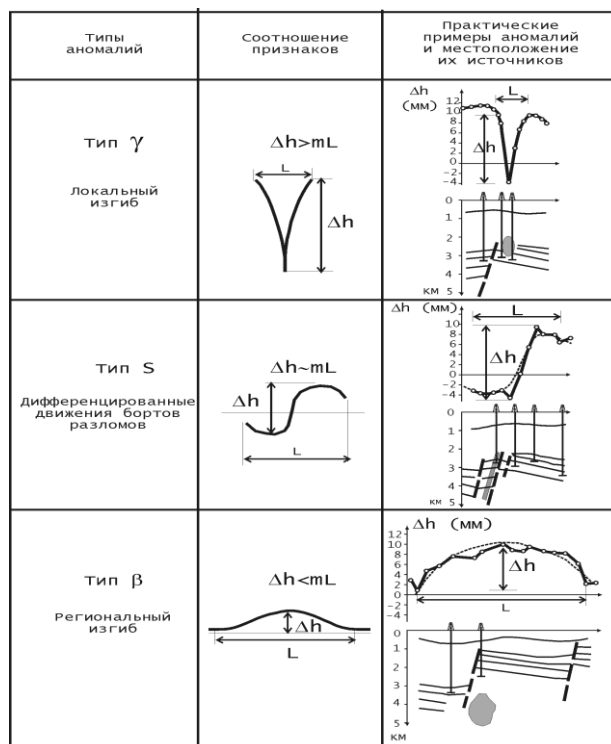


Рис. 14. Основных типов аномального изменения современных вертикальных движений земной поверхности в пределах зон разломов

- Установленные типы аномальных движений находятся в определенном соответствии с региональными типами напряженного состояния земной коры. В районах предгорных и межгорных прогибов (области сжимающих напряжений) доминируют β аномалии, а в рифтовых областях (зоны растяжений) преобладают γ аномалии. Аномалии типа S оказались крайне редким явлением для всех изученных регионов.

На рис. 15 представлены примеры СД для различных регионов. Хорошо видно, что кривые совершенно идентичны по морфологии, т.е. у них совпадают ширина (горизонтальный масштаб всех графиков одинаков) и амплитуда.

Важной особенностью СД - процессов является пульсационный характер их проявлений во времени. Имеются многочисленные примеры, когда происходит перемежаемость периодов активизации и покоя [Кузьмин 1999]. Так, на рисунке 16 представлены результаты повторных нивелирных наблюдений вдоль нескольких локальных профилей (длиной порядка 5 км), расположенных в пределах северной части Припятской впадины. Как видно из графика, происходит периодическая активизация СД-процессов (гамма аномалии) и перемежаемость периодов активности и покоя с преимущественной активизацией одних и тех же разломных зон.

Таким образом, локальные просадки земной поверхности (γ аномалии) в зонах разломов являются довольно распространенным явлением, но только в том случае, когда измерения проводятся высокоточными геодезическими методами с повышенной пространственно-временной детальностью.

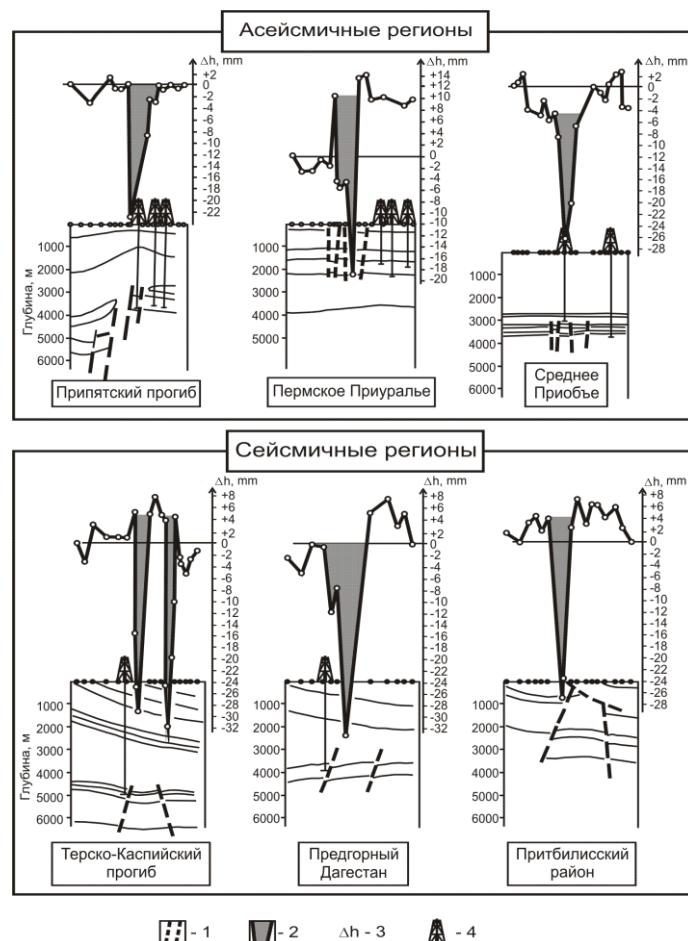


Рис. 15. Примеры локальных аномалий современных вертикальных движений земной поверхности типа для различных регионов. Условные обозначения: 1 - зоны разрывных нарушений, 2 – зоны аномальных вертикальных движений, 3 – амплитуды современных вертикальных движений земной поверхности, 4 – пробуренные скважины

В целях выявления тонкой структуры деформационных процессов на локальном уровне был проведен уникальный эксперимент. Вдоль простирания регионального Речицкого разлома (Припятская впадина, Белоруссия) было исследовано пространственное распределение вертикальных смещений, на основе 26 квазиортогональных пересечений зоны разлома нивелирными профилями. Уникальность заключалась в том, что практически одновременно проводились повторные высокоточные (с погрешностью 1.5-2 мм) наблюдения с интервалом порядка 1 года [Кузьмин, 2009].

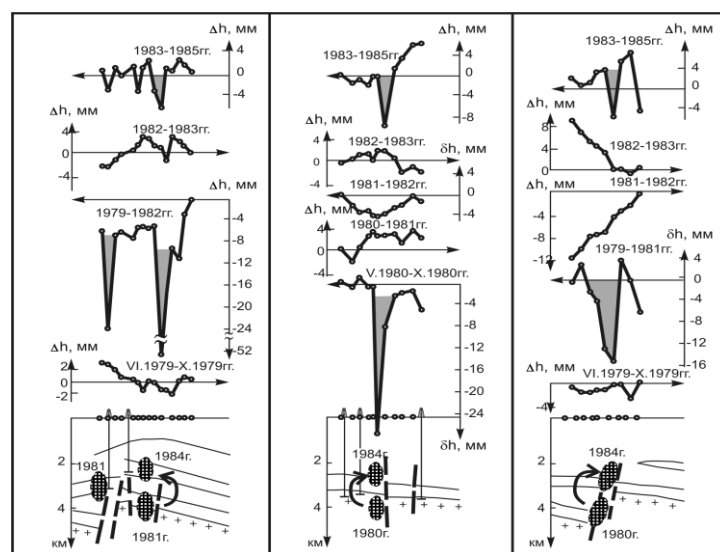


Рис. 16. Пульсирующий характер СД-процессов в зонах разломов

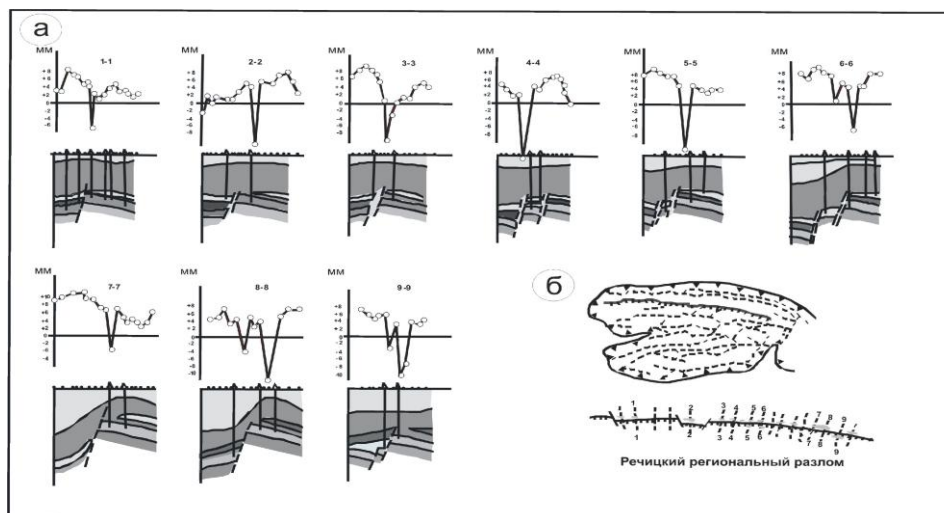


Рис. 17. Распределение вертикальных смещений земной поверхности по профилям вкрест простирания Речицкого разлома (а) и местоположение нивелирных профилей (б)

На рис. 17, а, б представлены итоговые результаты. Оказалось, что из 26 пересечений, только на 9 участках были выявлены аномальные деформации. Примечательно, что амплитуда и морфология аномальных смещений во многом идентичны. Из рис. 17, а следует, что величины среднегодовых скоростей варьируют в пределах от 10 мм в год до 20 мм в год. Морфологически смещения представляют собой узкие пикообразные просадки земной поверхности, имеющие ширину 0.5-1.0 км. Местоположение Речицкого разлома в пределах Припятской впадины и номера профилей, на которых были выявлены аномальные смещения, показаны на рис. 17, б.

На рис. 18 представлено площадное распределение деформационных аномалий на территории Припятской впадины. Общая площадь покрытия нивелирной сетью составляет 30000 км². Среднее расстояние между нивелирными пунктами (показаны точками) – 250 - 300 м. Из рисунка видно, что зоны аномальных деформаций представлены дискретными полосами широтного простирания, приуроченными к разломным зонам, каждая из которых состоит из набора активизированных фрагментов.

В центральной части выделяется зона Речицкого разлома, в пределах которой идентифицировано наибольшее количество активизированных фрагментов. Необходимо отметить, что аномалии выявляются только в разломных зонах широтной и квазিশиротной ориентации. В зонах разломов квазимеридиональной ориентировки аномальные деформации земной поверхности не обнаружены. И это несмотря на то, что конфигурация нивелирной сети обеспечивала пересечение квазимеридиональных разломов. Очевидно, что данная картина площадного распределения локальных аномалий отражает характер регионального напряженного состояния, а именно, горизонтальное квазимеридиональное растяжение Припятского палеорифта.

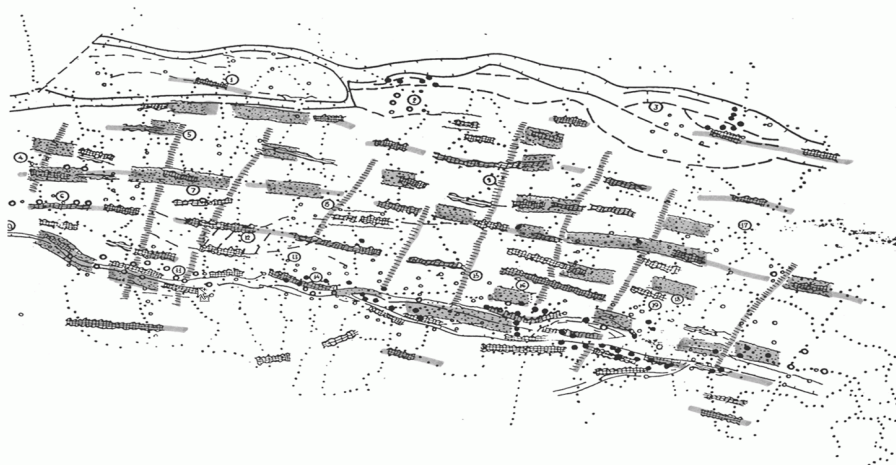


Рис. 18. Площадное распределение аномалий современных вертикальных движений земной поверхности в пределах Припятской впадины

Отсюда следует три важных вывода. Во-первых, показано, что даже в пределах одной разломной зоны картина пространственного распределения деформаций носит контрастно –

неоднородный, дискретный характер. Во-вторых, полученные результаты указывает на отсутствие ступенеобразных вертикальных смещений в пределах столь ярко выраженных разломных зон сбросового типа. В третьих, морфологический тип (локальные, симметричные просадки) выявленных аномалий современных вертикальных движений соответствует характеру регионального поля напряжений. Подробный анализ других разломных зон, расположенных в других регионах мира [Кузьмин, 1999, 2002], так же выявил повсеместное проявление аномалий γ типа и отсутствие значимых ступенеобразных смещений, т.е. отсутствие унаследованности современных движений.

3. Парадоксы скоростей деформаций и механизм формирования аномальной деформационной активности разломных зон

Приведенные данные, по существу, составляют эмпирически доказанное, но парадоксальное явление - наличие исключительно *высоких скоростей* деформаций в зонах разломов, порядка 10^{-5} в год и более, которые протекают в обстановке весьма *малых скоростей* региональных *деформаций*, имеющих среднегодовые скорости на 2-3 порядка меньше.

Проблема парадокса скоростей деформаций в современной геодинамике возникла сразу после того, как были проведены первые сравнения скоростей современных движений земной коры, измеренных геодезическими методами, со скоростями, определенными по геолого-геоморфологическим данным. Впервые наиболее полно эта проблема была рассмотрена в работе [Буланже, Магницкий, 1974] на примере «парадокса больших скоростей» современных вертикальных движений земной коры. Было показано, что если предположить, что: «Современные движения являются, как правило, продолжением движений ближайшего геологического прошлого», то «... при скоростях нескольких мм/год в течение одного четвертичного периода, т.е. за 10^6 лет на платформах возникли бы горы и впадины в несколько км высотой (глубиной), чего фактически нет». По существу «парадокс больших скоростей» представляет собой инструментально установленный факт отклонения от унаследованного характера современных движений коры от движений прошлых геологических эпох.

Для объяснения этого парадокса были привлечены представления [Магницкий, Калашникова, Каракин, 1974; Магницкий, Калашникова, 1978] о знакопеременном и/или прерывистом (пульсационном) характере движения астеносферного слоя, который приводит к знакопеременным движениям земной поверхности, что при больших временах осреднения приводит к компенсации движений различных знаков (поднятий и опусканий). Предложенные механизмы достаточно хорошо объясняли формирование основных пространственно-временных характеристик современных геодинамических процессов, полученных по результатам повторных нивелирных наблюдений вдоль линий Государственной нивелирной сети с большими интервалами между повторениями (десятилетия лет) и расстояниями между измерительными пунктами (десятки км).

Однако, когда были выявлены аномальные деформации с высокими среднегодовыми скоростями в платформенных регионах, то стало ясно, что подобный, «высокочастотный» спектр современных вертикальных движений оказался трудно объяснимым в рамках динамики астеносферных процессов. В этой связи, основной вопрос разрешения «парадокса» больших скоростей сводится к анализу соотношения региональных и локальных процессов. Действительно, если имеет место унаследованная схема деформирования, то локальные деформации в зонах разломов должны иметь монотонный, однонаправленный характер развития во времени в полном соответствии с морфолого-генетическими характеристиками разрывных структур и региональной схемой тектонических напряжений.

При этом, существующий «парадокс малых скоростей» деформаций, переводит проблему разрешения парадоксов в изучение соотношения региональных и локальных процессов, т.к. аномально высокая изменчивость в активности разломов происходит в обстановке малого изменения регионального (фоновое) напряженно-деформированного состояния.

Для детального анализа и установления природы явления резкого усиления деформационных процессов в зонах разломов предпочтительнее использовать феноменологический подход, т.е. оперировать наблюдаемыми величинами, поскольку именно этот подход используется в тех областях естествознания, когда объект наблюдения (в данном случае зона разлома) не доступен прямому измерению в полном объеме. С точки зрения феноменологического подхода необходимо выделить объект наблюдения как некоторую систему, которая выходит из состояния равновесия (начинает свое движение) под влиянием различного вида воздействий. Здесь используется именно термин «воздействие» как это принято в теории динамических систем. При этом, воздействие может

быть как непосредственно силовым, так и полевым.

Применительно к современной геодинамике результат непосредственного силового воздействия, к примеру, – это аномальные деформации земной поверхности, возникающие из-за флуктуаций атмосферного давления (барические деформации), а полевого – тепловые деформации, возникающие при температурных воздействиях на земную поверхность.

Современное геодинамическое состояние недр обусловлено совокупностью природных и техногенных воздействий. В свою очередь, природные воздействия подразделяются по отношению к приповерхностному слою на эндогенные (внутренние) и экзогенные (внешние). Техногенные воздействия на недра распределены в достаточно узком слое геологической среды, поэтому проводить их разделение на внутренние и внешние не представляется целесообразным. По масштабам проявления, любые воздействия бывают глобальными, региональными, зональными и локальными.

На рисунке 19 представлена принципиальная схема формирования современного геодинамического состояния недр. Естественно, что каждый из видов воздействий имеет свою специфику и уровень интенсивности. Ниже будут рассмотрены основные характеристики каждого из видов воздействий на недра в отдельности и рассмотрены возможности их влияния на формирования современной аномальной геодинамики разломных зон, которая проявляется в форме суперинтенсивных деформаций земной поверхности (СД процессы).



Рис. 19. Схема формирования современного геодинамического состояния недр

Эндогенные природные воздействия подразделяются, по механизмам формирования, на эволюционные, пульсационные и знакопеременные [Кузьмин 1999].

Эволюционные эндогенные воздействия – это процессы, протекающие с постоянной скоростью и направленностью. К ним относятся процессы выделения ядра из мантии, тепловая конвекция, изостазия и т.п.

Пульсационные эндогенные воздействия – это процессы, которые протекают с переменной скоростью, но постоянной направленностью. Это, например, горизонтальное перетекание вещества верхней мантии под корой с прерывистой скоростью, поднятие подошвы астеносферы с переменной скоростью и т.п.

Знакопеременные эндогенные воздействия – это процессы, характеризующиеся, как переменной скоростью, так и переменной направленностью. Среди них – химико-плотностная конвекция, тепловая конвекция в мантии с частичным плавлением астеносферного слоя, волны напряжений в верхних слоях астеносферы и т.п.

Длительность протекания этих процессов составляет интервал от 10^9 до 10^2 лет. При этом, установлена четкая закономерность – уменьшение пространственно-временного масштаба процессов ведет к уменьшению глубины, размеров и длительности воздействия источника аномальных геодвижений и наоборот.

Отдельно следует упомянуть земноприливные лунно-солнечные деформации, которые имеют длительность от нескольких часов до нескольких недель и весьма малые амплитуды деформаций – 10^{-8} – 10^{-9} . Эти воздействия можно в равной степени отнести, как экзогенным, так и эндогенным воздействиям. Они являются экзогенными по местоположению источника воздействия (Луна и Солнце) и эндогенными по механизму проявления.

Экзогенные природные воздействия являются значительно более быстро протекающими процессами. Они также бывают эволюционными, пульсационными и знакопеременными и подразделяются, по своей природе, на две группы: экзогенные геологические воздействия и экзогенные метеорологические воздействия.

Экзогенные геологические воздействия – это процессы обусловленные, в основном, деятельностью поверхностных и подземных вод. К ним относятся овражно-балочные явления, заболачивание, сели, карсты, оползни, суффозионные и оползневые процессы и т.п. Длительность

протекания этих процессов составляет месяцы и годы. Они имеют в основном эволюционную и пульсационную направленность. Глубина залегания этих воздействий не превосходит, как правило, нескольких десятков метров.

Экзогенные метеорологические воздействия – это деформационные процессы, обусловленные выпадением атмосферных осадков, изменением атмосферного давления и температуры.

Деформации земной поверхности, возникающие под воздействием выпадения атмосферных осадков, имеют регулярный (сезонный) и не регулярный характер. Уровень деформаций, обусловленный этим метеорологическим фактором, незначителен и достигает величин порядка 10^{-8} – 10^{-9} [Кузьмин 1989]. Гораздо более интенсивное воздействие на недра оказывают вариации атмосферного давления и температуры, которые обуславливают существование, соответственно, барических и температурных (термических) деформаций. Эти процессы имеют периодический (годовые и суточные колебания) и непериодический (циклоническая активность) характер.

Известно, что вариации атмосферного давления и температуры являются взаимосвязанными параметрами. Поэтому, зачастую, при анализе наблюдений трудно определить решающий вклад того или иного фактора в формирование метеорологической деформации. Для этого необходимо проведение численных оценок в рамках выбранного механизма взаимосвязи. Колебания атмосферного давления и температуры составляют, соответственно, десятки мбар (единицы МПа) и десятки градусов Цельсия (Кельвина). Однако, деформационные отклики земной поверхности на воздействие изменения температуры на 10°C (К) и изменения давления 10 мбар (1 МПа), являются существенно различными. В [Кузьмин, Жуков, 2004] доказана теорема, согласно которой Температурные деформации земной поверхности всегда превосходят барические на 2-3 порядка. Как показывают оценки [Сидоров, Кузьмин 1989], проведенные с учетом неоднородного распределения термоупругих свойств среды, суточные и годовые (сезонные) температурные деформации земной поверхности достигают величин порядка 10^{-5} .

Техногенные воздействия на недра подразделяются на физико-механические, химические и биологические. Техногенные воздействия *физико-механической* природы имеют прямое отношение к проблемам современной геодинамики, а *химические* и *биологические* косвенное, так как они в основном связаны с проблемами загрязнения окружающей среды.

К *физико-механическим* техногенным воздействиям относятся: наземное и подземное строительство, разработка месторождений полезных ископаемых, эксплуатация водоносных горизонтов и т.п., что приводит к изменению современного геодинамического (напряженно-деформированного) состояния недр. В целом следует отметить, что эндогенные, экзогенные и техногенные воздействия не могут напрямую являться причиной современных суперинтенсивных деформаций земной поверхности в зонах разломов.

Эндогенные воздействия глобального и регионального масштаба имеют слишком длительные (по времени) и обширные (по пространству) воздействия для того, чтобы объяснить локальные и знакопеременные деформации. Зональные и локальные эндогенные процессы (сейсмическая активность) не могут являться причиной возникновения СД процессов в асейсмичных регионах.

Экзогенные геологические воздействия имеют в основном эволюционный характер и не объясняют знакопеременный характер СД процессов. Некоторые экзогенные метеорологические воздействия (температурные деформации) соотносятся по уровню и длительности с СД процессами, но они, как правило, имеют строго периодический (годовой и суточный) характер и учитываются соответствующими метеорологическими процедурами обработки данных.

Техногенные воздействия могут быть причиной возникновения аномальных деформаций земной поверхности, но только в местах интенсивного недропользования и не обязательно в зонах разломов. Исключение составляют так называемые техногенно-индуцированные СД процессы, когда месторождения нефти и/или газа расположены в тектонически раздробленных структурах. Эти процессы будут подробно рассмотрены ниже.

Согласно традиционным представлениям динамика разломов обусловлена силовым воздействием меняющегося во времени регионального поля тектонических напряжений (эндогенное воздействие), которое приводит к сдвиговым перемещениям смежных объемов (плит, блоков) среды, локализованных в пределах собственно разломных зон. В этом случае уровень и длительность приложенной нагрузки должны соответствовать уровню и длительности деформационной реакции среды. Естественно, что в случае упругой среды подобное соответствие полностью выполнимо. Однако считать среду только упругой справедливо не во всех случаях. Тем более, что исследуется степень унаследованности процессов от прошлых геологических периодов.

В этой связи, представляется актуальным рассмотреть вопрос о соответствии амплитуды и длительности простейшего синусоидального воздействия на среду с типичной Максвелловской реологией. Пусть в упруго-вязкой среде Максвелла в момент времени $t_0 = 0$ начинает действовать источник периодических возмущений (напряжений)

$$\sigma = \sigma_0 \cdot \sin \omega t \quad (6)$$

где: σ_0 - амплитуда напряжений; ω - частота. Среда Максвелла описывается уравнением

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\dot{\sigma}}{E} + \frac{\sigma}{\eta}, \quad (7)$$

где: $\dot{\varepsilon}$, $\dot{\sigma}$ - скорость деформации и напряжений, соответственно. Скорость изменения напряжений будет равна:

$$\dot{\sigma} = \sigma_0 \cdot \omega \cdot \cos \omega t \quad (8)$$

Подставляя (8) и (6) в (7) получается выражение

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\sigma_0}{E} \omega \cdot \cos \omega t + \frac{\sigma_0}{\eta} \cdot \sin \omega t \quad (9)$$

Деформация ε определяется интегрированием (9)

$$\varepsilon = \int \dot{\varepsilon} dt = \frac{\sigma_0}{E} \cdot \sin \omega t - \frac{\sigma_0}{\eta \cdot \omega} \cos \omega t + C \quad (10)$$

Для определения C используется естественное условие, что при: $t = 0$, $\varepsilon = 0$. В итоге, получается уравнение для деформации ε

$$\varepsilon = \frac{\sigma_0}{E} \cdot \sin \omega t - \frac{\sigma_0}{\eta \omega} \cdot \cos \omega t + \frac{\sigma_0}{\eta \omega} \quad (11)$$

Проведя преобразования и замечая, что: $\tau = \frac{\eta}{E}$ – время релаксации, а $\omega = \frac{2\pi}{T}$, тогда (11) примет окончательный вид

$$\varepsilon = \frac{\sigma_0}{E} \left(\sin \frac{2\pi t}{T} - \frac{T}{2\pi\tau} \cdot \cos \frac{2\pi t}{T} + \frac{T}{2\pi\tau} \right) \quad (12)$$

Анализ уравнения (12) показывает, что характер деформационного процесса существенным образом зависит от соотношения между периодом возмущений T и временем релаксации τ . Для иллюстрации этой зависимости на рис. 20 показана эволюция синусоидального сигнала в зависимость от отношения τ/T . Из графика видно, что минимальное искажение синусоиды напряжений происходит, когда период релаксации соизмерим или превосходит (в идеале на порядок и более) период возмущений. Если использовать типичные реологические параметры земной коры и верхней мантии [Биргер, 2012; Трубицын, 2012; Burov, 2007; Karato 2008], то время релаксации определяется на уровне 10^3 лет. Естественно, что в этом случае весь наблюдаемый спектр современных движений в зонах разломов, который заключен в интервале времени $10^{-1} - 5 \cdot 10^1$ лет, невозможно описать с позиций прямого силового воздействия на вязкоупругую среду. Эти воздействия являются квазистатическими нагрузками по отношению к временным флуктуациям современных деформаций в разломах. Таким образом, многочисленные эмпирические данные, включая приведенные выше, входят в «парадоксальное» противоречие с представлениями о степени соответствия приложенных воздействий и деформационных реакций среды в зонах разломов.

Для разрешения этих «парадоксов» и установления взаимосвязи региональных и локальных процессов в современной геодинамике были использованы методы наследственной механики деформируемых сред [Работнов, 1977]. Рассматривая, для феноменологической иллюстрации, одномерное уравнение развития деформации во времени можно записать

$$\varepsilon(t) = \frac{\sigma(t)}{E(t)} + \int_0^t K(t - \Theta) \cdot \sigma(\Theta) d\Theta \quad (13)$$

где: $\sigma(t)$ и $E(t)$ – приложенное напряжение и модуль Юнга соответственно; $(t - \Theta)$ – история нагружения, K – интегральное ядро Вольтерра, характеризующее функцию памяти (унаследованности) процесса. В уравнении (13) полагается, что рассматриваемая среда обладает зависящими от времени жесткостными характеристиками. Справедливо полагая, что установившееся вязкое течение (установившаяся ползучесть) является полностью унаследованным процессом, можно уравнение (13) переписать в следующем виде

$$\varepsilon(t) = \frac{\sigma(t)}{E(t)} + \int_0^t K(\sigma) \cdot \sigma(\Theta) d\Theta \quad (14)$$

Дифференцируя (14) по времени получается

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\dot{\sigma}}{E} - \frac{\sigma}{E^2} \cdot \dot{E} + K(\sigma) \cdot \sigma \quad (15)$$

Так как в случае установившегося течения: $K(\sigma) = \frac{1}{\eta}$, то (3.10) будет иметь вид

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\dot{\sigma}}{E} - \frac{\sigma}{E^2} \cdot \dot{E} + \frac{\sigma}{\eta} \quad (16)$$

Уравнение (6) является аналогом уравнения Максвелла для вязкоупругой среды, но для сред с нестабильными во времени жесткостными характеристиками, т.к. модуль упругости (модуль Юнга) в физическом смысле является коэффициентом **«сопротивляемости» (жесткости)** среды приложенным нагрузкам. В случае неизменности во времени жесткостных свойств, второе слагаемое стремится к нулю и (16) переходит в уравнение Максвелла (7).

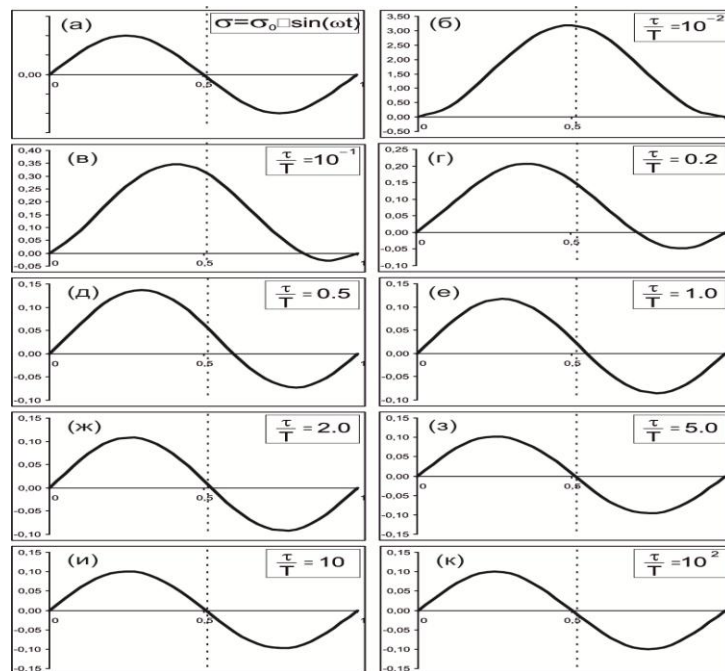


Рис. 20. Характер изменения во времени деформаций вязкоупругой среды в зависимости от отношения времени релаксации к периоду возмущений

Следует отметить, что структура многих базовых законов физики (закон Гука, Закон Ома, Закон Ньютона для скорости движения вязкой среды и др.) представлена дробью, где в числителе обозначено воздействие на объект, а параметр сопротивления (в обобщенном смысле) расположен всегда в знаменателе. Как правило, варьирование во времени происходит в числителе, а знаменатель предполагается пассивным элементом. Однако, можно показать, что в случае «переменных знаменателей» необходимо проведение сравнительного анализа вклада каждой из составляющих дроби.

Пульсационный и знакопеременный характер выявленных движений, «парадоксальное» отклонение от унаследованной схемы развития, позволяет пренебречь третьим слагаемым в (16), поскольку именно это слагаемое описывает состояние унаследованного движения от прошлых

геологических эпох. В этом случае уравнение (16) трансформируется в

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\dot{\sigma}}{E} - \frac{\sigma}{E^2} \cdot \dot{E} \quad (17)$$

Если первое слагаемое очевидно и означает прямое силовое воздействие на разломную зону, то второе слагаемое, обеспечивающее возникновение аномальных деформаций за счет переменной во времени жесткости среды, менее очевидно и требует разъяснений.

Из теории колебаний хорошо известно, что любую систему можно вывести из состояния равновесия (возбудить систему) двояким образом: либо посредством внешнего силового воздействия на систему в целом, либо путем возмущений внутренних параметров системы, предварительно нагруженной извне. Такой тип вывода системы из состояния равновесия назван в физике **параметрическим** возбуждением. Наиболее часто приводимый пример параметрического возбуждения процессов - это человек, который, приседая и вставая на качелях, может раскачать сам себя, без вмешательства внешней, вынуждающей силы. В этом случае предварительно нагруженная система - маятник «человек - качели» изменяет свой параметр (длину маятника, как расстояние от точки подвеса до центра тяжести), что приводит к выводу ее из состояния равновесия. Принципиально важно, что возбуждающие силы действуют не в направлении совершающихся колебаний, а в перпендикулярном направлении. Очевидно, что эти силы не могут непосредственно совершать работу над колебательной системой. Работа совершается силой веса человека и вкладывается в систему посредством изменения ее параметра.

Возвращаясь к проблемам современной геодинамики разломов, можно утверждать, что аномальные деформационные процессы в зонах разломов, которые происходят в обстановке региональных квазистатических полей напряжений, обусловлены флуктуациями внутренних параметров среды внутри самих разломных зон, что является примером параметрического возбуждения. Энергетика возникновения этих процессов представляется следующим образом. Существующие в геологической среде длительное время региональные, квазистатические силы (напряжения) тектонического и гравитационного генезиса производят работу на локальных перемещениях (деформациях), которые вызваны изменениями во времени жесткостных характеристик в локализованных фрагментах разломов, обусловленными малыми, индуцированными воздействиями на внутренние параметры среды разломных зон. Именно поэтому эти деформации были названы *параметрическими*. В этом смысле современные суперинтенсивные деформации (СД) разломных зон - это параметрически индуцированные тектонические деформации геологической среды [Кузьмин 1996; 1999; 2002].

Из вышеизложенного следует, что существуют два варианта формирования локальных деформационных аномалий в зонах разломов (рис. 21):

- вариант I - зона разлома представляет собой ослабленный участок среды, вдоль которого происходят движения блоков, напрямую обусловленные вариациями во времени поля напряжений;
- в варианте II реализуется механизм параметрического возбуждения аномальных деформаций в зоне разлома. В этом случае региональное поле напряжений квазистационарно, а разломная зона - представляет собой параметрически возбудимую (малыми воздействиями) активную среду.

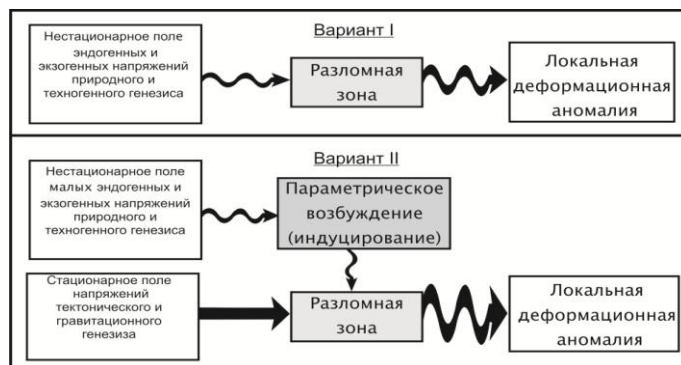


Рис. 21. Схема формирования аномальных деформационных процессов в зонах разломов

Оценить вклад каждого из вариантов в процессе современной геодинамической активизации разломов можно на примере формирования γ аномалии. Согласно первому варианту γ - аномалия

возникает за счёт приращения во времени регионального поля напряжений (например, раздвиг блоков фундамента и проседание весомой толщи вышележащих пород) [Григорьев, Ребецкий, Волович, 1987].

Во втором варианте региональное напряжение (внешнее по отношению к разлому) остается неизменным во времени и проседание весомой толщи происходит за счёт уменьшения жесткостных характеристик внутри разломной зоны [Кузьмин, 1989].

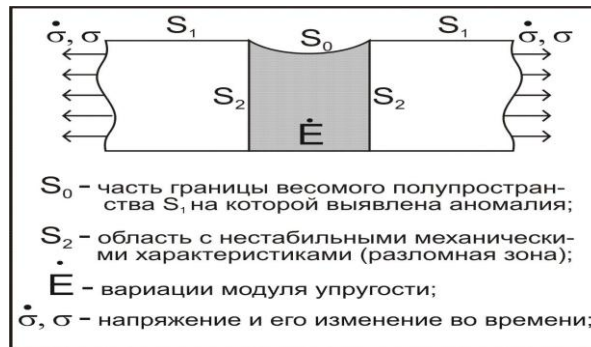


Рис. 22. Граничные условия при возникновении γ аномалии

На рис. 22 показана схема формализации граничных условий при формировании локальных просадок в зонах разломов (аномалий γ типа). Как видно из приведенной схемы: $S_1 = S'_1 + S_0$; $S_2 = S'_2 + S_0$. Так как поверхность S_0 , на которой выявлена аномалия, входит и в S_1 и в S_2 , то это означает, что кинематически равновероятны оба варианта схемы деформирования.

Для оценки вклада каждого из механизмов в образование наблюдаемых аномалий необходимо определить среднегодовую скорость деформирования в (3.12) на временном интервале, типичном для повторных нивелирований (порядка одного года). Если положить, что скорости вариации параметров меняются по гармоническому закону, то:

$$\dot{\sigma} = \dot{\sigma}_0 \cdot \cos 2\pi t / T_1, \quad (18)$$

$$\dot{E} = \dot{E}_0 \cdot \cos 2\pi t / T_2, \quad (19)$$

где: T_1 и T_2 – периоды изменения внешних (региональное поле напряжений) и внутренних параметров (жесткость разломной зоны) среды соответственно.

Известно, что региональные поля напряжений меняются весьма медленно ($T_1 \geq 10^3 - 10^5 \text{ лет}$), а жесткостные параметры разломных зон меняются гораздо быстрее. Судя по временным вариациям параметров земноприливных деформаций, сейсмическим аномалиям в процессе подготовки землетрясений и т.д. T_2 находится в интервале $10^{-1} - 10^1 \text{ лет}$. Тогда подставляя (3.13) и (3.14) в (3.12) и находя среднегодовую скорость в интервале $0 - T_2 / 4$ ($T_2 = 4 \text{ года}$), получается

$$\bar{\epsilon} = \frac{4\dot{\sigma}_0}{T_2 E} \int_0^{T_2/4} \cos 2\pi t / T_1 dt - \frac{4\dot{E}_0}{T_2 E^2} \int_0^{T_2/4} \cos 2\pi t / T_2 dt. \quad (20)$$

Подставляя типичные значения $\dot{\sigma} = 10^{-2} \text{ МПа/год}$; $\dot{E} / E = 0.01 / \text{год}$ $\sigma = \sigma_0 = 100 \text{ МПа}$; $E_0 = 10^4 \text{ МПа}$; $T_1 / T_2 = 10^4$ и проведя интегрирование, видно, что наблюдаемую скорость аномальных деформаций 10^{-5} в год обеспечивает второе слагаемое в (20), в то время как первое слагаемое оказывается на два порядка меньшим. Если же процедуру осреднения проводить на интервале времени $0 - T_1 / 4$ ($T_1 = 4 \cdot 10^3 \text{ лет}$), что соответствует геолого-геоморфологическим методам определения скоростей движений земной коры, то в этом случае вклад первого слагаемого в (20) окажется на два порядка большим, чем второго. Таким образом, формирование СД - процессов в зонах разломов обеспечивает вариант II формирования локальных деформационных аномалий (рис. 21).

Вариант I представляет собой типичный линейный усилитель деформаций, когда внешние воздействия усиливаются за счет пониженной жесткости разломной зоны, как это следует из первого слагаемого уравнения (17). Это должно означать, что жесткостные характеристики разломной зоны должны быть на 2-3 порядка меньше, чем в бортовой зоне. Но тогда, например, приливные деформации в зонах

разломов должны достигать величин $10^{-5} - 10^{-6}$. Подобные величины никогда не выявлялись по многочисленным и многолетним инструментальным наблюдениям земноприливных наклонов и деформаций.

Вариант II характеризует ситуацию, когда разломная зона представляет собой нелинейный параметрический усилитель деформаций. В этой связи, очевидно, что локальные деформационные процессы, регистрируемые многократным детальными геодезическими наблюдениями в зонах разломов, обусловлены, в основном «внутренними» источниками (параметрическими деформациями), а региональные процессы обеспечивают квазистатический фон приложенных напряжений, характер которых определяет конкретную морфологию аномалий. Кроме того, очень важно отметить, что для возникновения наблюдаемых величин аномальных деформаций ($5 \cdot 10^{-5}$ /год - $5 \cdot 10^{-6}$ /год) достаточно создать условия для изменения во времени всего на **несколько процентов** жесткостных характеристик в локальных фрагментах, изначально напряженных, разломных зон.

Изложенные выше представления о параметрической природе аномально высокой активности разломных зон позволяет предложить решение «парадоксов» больших и малых скоростей современных движений земной поверхности. Если вновь рассмотреть уравнение Максвелла, обобщенное на случай неустойчивости во времени жесткостных параметров среды (16), то оказывается, что использование первого слагаемого позволяет разрешить «парадокс» больших скоростей в рамках схемы внешнего силового воздействия астеносферного слоя, предложенного В.А. Магницким [Магницкий, Калашникова, 1978]. Однако, в рамках этого подхода не удастся разрешить «парадокс» малых скоростей, т.к. малым внешним силовым воздействиям соответствуют и малые деформационные реакции среды. В то же время, выше было показано, что имеют место деформационные аномалии с высокой скоростью деформирования в зонах разломов при низких скоростях внешнего, по отношению к разломной зоне, скоростях нагружения.

Использование второго слагаемого, которое характеризует так называемое «параметрическое» возбуждение процессов, позволяет достаточно адекватно разрешать оба «парадокса» скоростей в современной геодинамике. Действительно, вариации во времени внутренних параметров среды в обстановке внешнего квазистатического нагружения, обеспечивают наличие высоко интенсивных деформаций в зонах разломов («парадокс» больших скоростей) и малую интенсивность региональных деформаций («парадокс» малых скоростей).

Исключительно важным аргументом в пользу использования «параметрической» идеологии при разрешении обоих «парадоксов» является анализ энергетики деформационных процессов. Как следует из основ физики деформируемых сред с дефектами, процесс нагружения деформируемой среды может быть осуществлен двумя путями: «мягким» и «жестким». В случае «мягкого» нагружения деформационные процессы развиваются в обстановке фиксированных, квазистатических нагрузок. При реализации «жесткой» схемы фиксированными являются смещения (деформации). В опытах с образцами горных пород первая схема соответствует, так называемым испытаниям на ползучесть. В рамках «жесткой» схемы реализуется заданная программа фиксированных (монотонных) смещений нагружающих элементов пресса.

Можно легко показать, что накопление энергии и концентрация напряженно-деформированного состояния в случае «мягкой» схемы нагружения происходит в пределах «мягких» включений – областей пониженных жесткостных параметров среды. В случае «жесткой» схемы накопление энергии происходит в пределах «жестких» включений – областей повышенной жесткости среды.

Если, в рамках феноменологического подхода, в качестве базового энергетического параметра выбрать удельную объемную потенциальную энергию деформирования, то она может быть выражена в двух формах, учитывающих параметры жесткости, напряжений и деформаций. В первом случае используются параметры жесткости и напряжения:

$$e = \frac{\sigma^2}{2 \cdot E}. \quad (21)$$

Во втором случае – жесткости и деформации:

$$e = \frac{1}{2} E \cdot \varepsilon^2. \quad (22)$$

Варьируя величину удельной энергии во времени, можно оценить знак ее изменения (накопление или уменьшение) в зависимости от знака изменений параметров жесткости («ужесточение» или «размягчение») для «мягкого» и «жесткого» способов нагружения, соответственно. В случае «мягкого» нагружения - $\sigma = const$, $\delta\sigma = 0$ и изменение энергии будет

$$\delta\epsilon = -\frac{\sigma^2}{2 \cdot E} \cdot \alpha. \quad (23)$$

Для «жесткого» нагружения - $\epsilon = const$, $\delta\epsilon = 0$ и

$$\delta\epsilon = \frac{1}{2} E \cdot \epsilon^2 \cdot \alpha, \quad (24)$$

где: $\alpha = \delta E / E$ - относительное изменение жесткости среды.

Отсюда следует, что в случае $\alpha < 0$ (размягчение) энергия накапливается ($\delta\epsilon > 0$) при мягкой схеме нагружения, а в случае $\alpha > 0$ (ужесточение) энергия накапливается ($\delta\epsilon > 0$) при «жесткой» схеме нагружения. Таким образом, в случае малых скоростей регионального деформирования («мягкая» схема нагружения) аномальное напряженно-деформированное состояние будет формироваться в пределах «мягких» включений, т.е. в зонах разломов различного типа и порядка.

Важно отметить, что зачастую, многие исследователи используют термин «разуплотненность» характеризуя увеличение степени трещиноватости среды. Это во многом понятно, поскольку в геолого-геофизической литературе очень часто термин «уплотнение» означает «ужесточение» и наоборот. Действительно, во многих случаях более плотные породы имеют большую жесткость (прочность). Однако не следует забывать, что плотность гранита составляет величину $\rho = 2.9 \cdot 10^3$ кг/м³, а, например, ртути $\rho = 13.6 \cdot 10^3$ кг/м³. Поэтому термины «плотность» и «жесткость» не являются идентичными понятиями, а иногда выступают в качестве антиподов. Так, например, в формуле такого традиционного геодинамического параметра, как скорость сейсмических волн, жесткость среды (K) расположена в числителе, а плотность (ρ) в знаменателе ($V = \sqrt{K/\rho}$). Увеличение жесткости среды («ужесточение») приводит к увеличению скорости сейсмических волн, а уплотнение, соответственно, к уменьшению. Это находится в полном соответствии с принятой в акустике (сейсмические волны – это «земной звук») феноменологической моделью, согласно которой среда представлена набором материальных шаров плотностью ρ и упругими пружинами жесткостью K . Естественно, что более жесткие пружины лучше передают колебания, а более тяжелые шары, затрудняют эту передачу. Может показаться, что подобная ситуация противоречит экспериментальным данным, т.к. установлено, что с глубиной увеличивается и скорость сейсмических волн, и плотность среды. Согласно же приведенной формуле, при увеличении плотности скорость должна падать. Но это справедливо, если считать, что жесткость среды не меняется с глубиной. В действительности же, и жесткость среды и ее плотность увеличиваются с глубиной, но увеличение жесткости с глубиной оказывается существенно большим, чем плотности. Таким образом, жесткость среды является более тензочувствительным параметром, чем плотность для величины скорости сейсмической волны. Именно поэтому для описания процессов трещинообразования более уместно использование термина «разупрочнение» («размягчение»). К сожалению, в сейсморазведке, при построении сейсмических разрезов учитывается только плотность, точнее линейная корреляционная зависимость скорости от плотности, что существенно снижает возможности тектонофизической интерпретации сейсморазведочных данных.

Тот факт, что в рассмотренных примерах суперинтенсивные деформации вызываются малыми воздействиями, позволяет отнести эти процессы к разряду индуцированных. Следует особо остановиться на термине «индуцирование». А.В.Николаев при рассмотрении эффектов наведенной сейсмичности использует понятие «индуцированный», как «вызванный» (от английского *to induce* - *вызывать, принуждать*). Однако автор данной работы обращает внимание на то, что происхождением термина «индуцированный» мы обязаны Ф. Бэкону и М. Фарадею, которые ввели термин «индукция» (от английского *the induction* – *наведение*), который описывает процессы выведения из равновесия физических систем малыми, подчас «не очевидными» воздействиями. Естественно, что можно для описания индуцированных процессов использовать и русское значение данного термина. Однако, отдавая дань существующей в физике терминологии, автор предпочитают сохранить ее и в геофизике. Иначе пришлось бы говорить не о законе электромагнитной индукции, а о законе электромагнитного наведения, или о наведенном излучении и т.д.

4. Количественные модели формирования аномальных смещений земной поверхности в разломных зонах

В исследованиях по геодинамике и сейсмологии, и, особенно, при проведении аналитического описания процессов, под разломом обычно понимают либо некоторую поверхность скольжения во

внутренних участках среды, на которой имеет место скачок смещений, либо некое объемное включение различной конфигурации, имеющее физико-механические свойства, отличные от свойств вмещающей среды.

В работе [Кузьмин, 1999] дан обзор наиболее известных аналитических и численных моделей формирования аномального напряженно-деформированного состояния в окрестности разломов и приведен их сравнительный анализ. Там же сделан вывод, что для описания современной геодинамики разломов можно использовать аналитические модели разломов в виде дислокаций и упругих включений в однородной линейно-упругой невесомой среде.

Изучение характера деформирования разломных зон совместно с геодинамической и петрофизической обстановкой исследуемых регионов позволило построить механизмы формирования выявленных типов аномалий вертикальных смещений [Кузьмин 1989; 1990]:

- аномалии типа γ обусловлены активизацией трещин отрыва вертикальной ориентации и локальными просадками вышележащей толщи пород в обстановке квазистатического субгоризонтального растяжения;
- аномалии типа S (дифференцированные смещения бортов) вызваны уменьшением жесткостных характеристик зон наклонных разломов, что при квазистатически приложенных напряжениях приводит к локальным сдвиговым перемещениям;
- аномалии типа β (региональные изгибы) связаны с накоплением трещин квазигоризонтальной ориентации (дилатансионное разупрочнение), что приводит к цилиндрическому изгибу верхних слоев земной коры в обстановке квазистатического субгоризонтального сжатия.

Рассмотренные эмпирические материалы позволяют построить количественную модель формирования локальных геодинамических аномалий. Она представляет собой полубесконечное твердое тело, имеющее включение (неоднородность) с иными механическими свойствами, чем вмещающая ее среда, на границе которой заданы фиксированные (постоянные) смещения или напряжения.

Выше отмечалось, что по отношению к длительности протекания локальных деформаций внешнее, региональное нагружение носит квазистатический характер, т.е. является фиксированным. Кроме того, если задавать на границе постоянные перемещения, то это означает, что Земля является деформационной машиной, соответствующей жесткой схеме нагружения, используемой при экспериментах на образцах горных пород. Однако при таком характере нагружения должна сохраниться полная унаследованность движений земной поверхности от движений блоков фундамента. В действительности же, в подавляющем большинстве случаев локальные геодинамические аномалии не наследуют ни адекватные сдвиговые перемещения смежных объемов консолидированной части коры по зонам разломов, ни форму кровли фундамента [Кузьмин 1989; 1999; Сидоров, Кузьмин 1989]. Все это свидетельствует в пользу мягкой схемы регионального нагружения, т.е. обстановки квазистатического, фиксированного напряженного состояния.

Задача изучения перемещений поверхности упругого полупространства, содержащего включение, решалась многими авторами для различных геофизических и сейсмологических задач. По-видимому, первой публикацией на эту тему следует считать работу [Sezava 1929], в которой были получены аналитические выражения для наклонов и деформаций поверхности упругого полупространства в окрестности деформационного включения (область среды, содержащая аномальную деформацию). И.П.Добровольский [Добровольский 1984] получил формулу для смещений свободной поверхности при оценке аномальных предвестниковых деформаций:

$$U_r = -\iiint_V \left[\frac{\delta K}{K} \cdot \frac{\sigma_{ee}^0}{3} \cdot \delta_{ij} + \frac{\delta \mu}{\mu} \left(\sigma_{ij}^0 - \frac{\sigma_{ee}^0}{3} \cdot \delta_{ij} \right) \right] G_{i,j}^r dV_\xi \quad (25)$$

где: σ_{ij}^0 – тензор заданных напряжений вне включения; $G_{i,j}$ – производная функции Грина; $\frac{\delta K}{K}, \frac{\delta \mu}{\mu}$

– изменения объемного и сдвигового упругих модулей во включении объема V ; δ_{ij} – функция Кронекера. С.М.Молоденский [Молоденский, 1983] для оценки влияния разломов на амплитуды земноприливных деформаций и наклонов получил это выражение в иной форме:

$$U_r = -\iiint_V \left[d\lambda \cdot \text{div} \tilde{U} \cdot \text{div} \tilde{U} + \delta \mu \cdot \frac{\partial \tilde{U}_i}{\partial \xi_k} \left(\frac{\partial U^0_i}{\partial \xi_k} + \frac{\partial U^0_k}{\partial \xi_i} \right) \right] dV_\xi \quad (26)$$

где: U^0_{ik} – тензор заданных вне включения смещений; $\tilde{U}_{ik}$ – функция Грина; λ – параметр Ламэ.

Аналогичная формула была получена при исследованиях по влиянию вариаций упругих модулей на скорости сейсмических волн [Кнорфф, Рэндалл 1970].

В работе [Кузьмин 1989], на основании теоремы взаимности работ для среды с дисторсией показано, что для изотропного включения:

$$U_r(\xi) = \varepsilon_{ij}^0(x) \cdot \iiint_V \sigma_{ij}^{(r)}(x, \xi) dV_\xi \quad (27)$$

Здесь ε_{ij}^0 – есть дисторсия или избыточная деформация, которая создает локальный источник деформационных аномалий в объеме среды V (во включении), которую в общем случае можно выразить как: $\varepsilon_{ij}^0 = U^0_{k,e} \delta C_{ijke} / C_{ijke}$, где $\delta C_{ijke} / C_{ijke} = \alpha$ – относительное изменение тензора

упругих модулей. ε_{ij}^0 – есть по существу параметрическая деформация, т.к.:

$$\varepsilon_{ij}^0 = \frac{\delta C_{ijke}}{C_{ijke}} \cdot U^0_{k,e} = \frac{\delta C_{ijke}}{C^2_{ijke}} \cdot \sigma^0_{ke} \quad (28)$$

В выражении (4.) $\sigma_{ij}^{(r)}$ – есть тензорная функция Грина, которая может быть выражена либо как:

$$\sigma_{ij}^{(r)} = 2\mu(G_{i,j}^{(r)} + \sigma_{j,i}^{(r)}) + \lambda\delta_{ij} \cdot G_{j,i}^{(r)} \quad (29)$$

где: $G_{i,j}^{(r)}$ – производная тензора функции Грина для смещений упругого полупространства; либо, как:

$$\sigma_{ij}^{(r)} = K\delta_{ij}G_{e,e}^{(r)} + 2\mu(G_{i,j}^{(r)} - \frac{1}{3}\delta_{ij}G_{e,e}^{(r)}) \quad (30)$$

Тогда подставляя либо (28), либо (29) в (30) можно получить соответственно выражения (25) или (26), что доказывает их эквивалентность. Подставляя в (27) значения функции Грина можно показать, что, например, для вертикальных смещений:

$$U_z = \frac{\alpha \cdot (1-2\nu) \cdot \sigma}{6\pi\mu} \iiint_V \frac{Zdx dy dz}{R^3} \quad (31)$$

где: $R = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$. Чтобы получить аналитические выражения в работах [Кузьмин 1989; 1999], была использована гравидеформационная аналогия, которая основана на том, что выражение (31) формально подобно формуле для первой производной гравитационного потенциала (вертикального градиента потенциала) Δg и имеет вид:

$$\Delta g = -f\delta\rho \iiint_V \frac{Zdx dy dz}{R^3} \quad (32)$$

Сравнение выражений (31) и (32) показывает, что их можно представить в виде произведения двух сомножителей: $\Phi \times \Gamma$; где: Φ – физический сомножитель, описывающий интенсивность деформационной или гравитационной аномалии, а Γ – геометрический, описывающий пространственную конфигурацию деформационной или гравитационной аномалии в зависимости от формы включения (аномалеобразующего тела).

Учитывая найденную аналогию, можно, используя известные в теории гравитационного потенциала выражения для геометрического сомножителя, получить аналитические выражения для смещений и деформаций свободной поверхности упругого полупространства, содержащего объёмные включения различной конфигурации, в которых изменяются объёмные модули.

Для сравнительного анализа распределения смещений земной поверхности от различных включений (модельных аналогов разломных зон), на рис. 23 представлены кривые вертикальных и горизонтальных смещений земной поверхности, построенные в едином вертикальном и горизонтальном масштабах. При этом следует иметь ввиду, что для модельных аналогов (бесконечного и ограниченного цилиндров, а также сферы) глубины залегания центров включений ($h = 9$ км), радиусы ($r = 3$ км), относительные изменения модулей ($\alpha = 0.03$) во включении, а также уровень приложенного напряжения ($\sigma = 100$ МПа) и жесткость вмещающей среды ($\mu = 10^4$ МПа) являются одинаковыми.

Как видно из рисунка, трем различным видам включений (аналогов аномалий типа регионального изгиба) соответствуют различные уровни амплитуд и характеры затухания кривых, как для вертикальных, так и для горизонтальных смещений поверхности. Характерно, что распределение смещений для ограниченного цилиндра (при соотношении горизонтальных и

вертикальных размеров, как 4:1), занимает промежуточное положение между сферой и бесконечным цилиндром, которые следует рассматривать как предельные варианты.

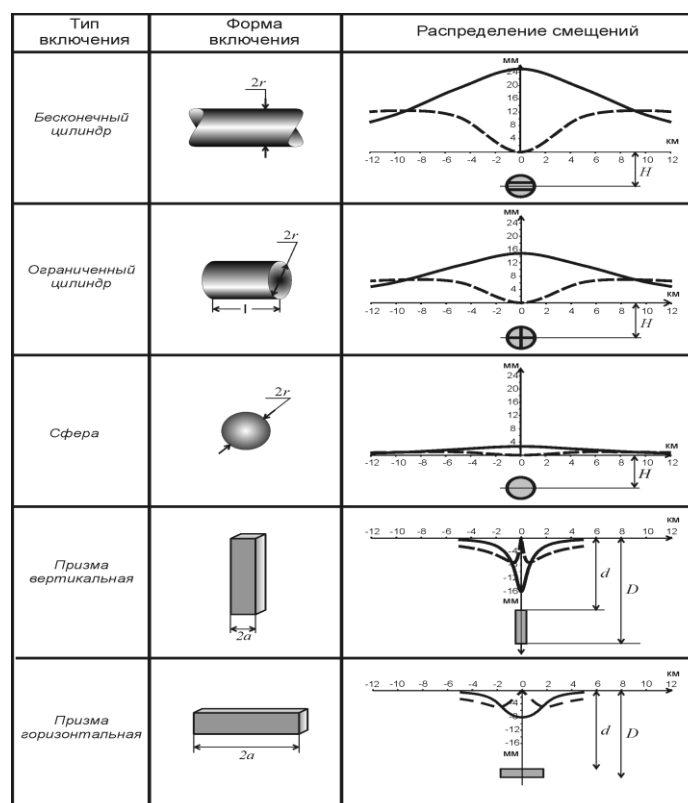


Рис. 23. Сопоставление аналитических распределений вертикальных и горизонтальных смещений поверхности в зависимости от типа модельного аналога (включения) разломной зоны

Аналогичные результаты получены и для двух различных типов призм: вертикальной и горизонтальной. Для оценок использованы те же, что и выше, параметры для σ , α , и μ . Ширина призмы равна: $2a = 0.25$ км (вертикальная призма) и $2a = 1.6$ км (горизонтальная призма), а длина $D - d = 1.6$ км (вертикальная призма) и $D - d = 0.25$ км (горизонтальная призма). Глубина залегания центра включения в обоих случаях составила 1 км.

Из графиков распределения вертикальных и горизонтальных смещений видно, что имеет место принципиально различный характер затухания амплитуд для вертикальной и горизонтальной призм. Для вертикальной призмы (аналог разломной зоны) распределение вертикальных смещений поверхности имеет ярко выраженный пикообразный характер, который неоднократно отмечался в данных полевых наблюдений и является «каноническим образом» γ -аномалии. Модельный аналог разломной зоны в форме горизонтальной призмы хорошо аппроксимирует горизонтально залегающий пласт. Этот вариант может быть использован для оценок влияния режима разработки нефтегазовых горизонтов на деформации земной поверхности.

В целом же необходимо отметить, что γ -аномалии проявляются повсеместно и в меньшей степени зависят от характера региональных напряжений. Это происходит вследствие того, что данный тип аномалий имеет относительно небольшую (0.1-3 км) глубину залегания источника. Кроме того, верхние слои геологической среды всегда менее нагружены (т.е. относительно «растянуты»), а это приводит к благоприятной ориентации внешнего поля напряжений по отношению к вертикальным трещинам отрыва и, следовательно, к генерации γ -аномалий. Если напрямую сравнивать теоретические и наблюдаемые распределения смещений то окажется, что между ними во всех случаях существует различие в амплитудах порядка 15-20%. Это связано с тем, что формула для смещений получена точным аналитическим решением для невесомой среды. Реальная кривая просядков обусловлена внутренним источником, действующим в весоной среде. Как следует из работы [Кузьмин 1999], сопоставление смещений земной поверхности для невесомой и весоной сред, рассчитанных в рамках численного метода граничных элементов, показывает, что амплитуда вертикальных смещений для γ -аномалий у весоной среды на 15-20% выше, чем у невесомой. Примечательно, что особые точки кривых для обоих типов сред совпадают, а это

позволяет использовать для интерпретации наблюдений аналитическую модель невесомой среды, внося «весовую» поправку в амплитуду смещений.

Таким образом, становится очевидным, что для возбуждения наблюдаемых величин аномальных деформаций достаточно создать условия для снижения всего на несколько процентов жесткостных характеристик в локальных фрагментах, изначально напряженных, разломных зон.

5. Два типа деформационной активности разломных зон

Найденная гравидеформационная аналогия позволяет использовать к построению количественных моделей распределения смещений поверхности и их производных (наклонов и относительных деформаций) аппарат теории деформационных ядер [Mindlin, Cheng, 1950; Эшелби, 1963], которая разработана в физике твердого тела с дефектами и механике композитов. Действительно, теория гравитационного потенциала оперирует с представлениями о точечных массах (потенциал, как работа перемещения точечных масс) заглубленных в полупространстве, а теория деформационных ядер использует представления о точечных смещениях (деформациях) во внутренних точках этого же полупространства.

В этом случае выражение для дисторсии (внутренней избыточной деформации), которая является источником, формирующим аномальные смещения земной поверхности, могут быть использованы в различных вариантах. На представленном выше рисунке источником выступает параметрическая деформация, т.е. изменение объемного модуля в обстановке квазистатического нагружения на бесконечности. Для описания процессов разработки месторождений или циклической эксплуатации подземных хранилищ газа (ПХГ) можно в качестве источника использовать изменение пластового давления в пределах флюидонасыщенного пласта (горизонтальная призма), либо разлома (вертикальная призма). Сопоставление модельных кривых с результатами многочисленных наблюдений показали их полное соответствие. Главная морфологическая особенность вертикальных смещений – это монотонное оседание, пологое над пластом и градиентное над разломом. Над центром объекта возникает максимум оседаний, который затем затухает с расстоянием. Подобное же поведение отмечалось и в работах А.С. Григорьева и Ю.Л. Ребецкого с соавторами для задачи раздвига блоков фундамента и оседания осадочной толщи.

Однако, при численном моделировании, когда соотношение размеров вмещающей среды и модельного аналога разлома оказывалось не бесконечным, а кратным (5-10 размеров включения), то кривая вертикальных смещений имела несколько иную морфологию в непосредственной окрестности разлома. Аналогичные результаты получаются и при применении дислокационных моделей разломов. На рис. 24 представлено распределение вертикальных смещений от раздвиговой вертикальной дислокации (tensile fault), находящейся на фиксированной глубине d с горизонтальной подвижкой и различной глубиной до нижней кромки разлома [Dzurisin, 2008].

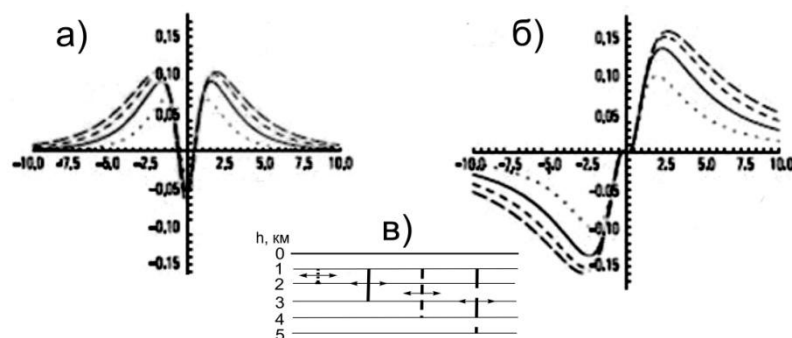


Рис. 24. Распределение вертикальных (а) и горизонтальных (б) смещений земной поверхности, (в) - схема заглубления нижней кромки активной части разлома в случае вертикального раздвига

Из рисунка видно, что морфология кривой вертикальных смещений имеет характерные изгибы и пересечение оси абсцисс (инверсия знака) при выходе аномальных смещений из области локального минимума. Если сравнивать эту кривую с аналогичным графиком для модели объемного включения, то видно, что там кривая не пересекает ось абсцисс. Затухание происходит в области отрицательных значений смещений. Это, безусловно, связано с тем, что дислокационные модели являются предельным случаем моделей с включениями или конечными блоками, т.к. толщина дислокации равна нулю.

Вместе с тем, детальный анализ материалов повторного нивелирования по профилям с повышенной густотой наблюдательных пунктов (рис. 25) показывает, что на кривых вертикальных смещений существуют обе формы аномалий смещений типа γ : «монотонный» и «инверсный».

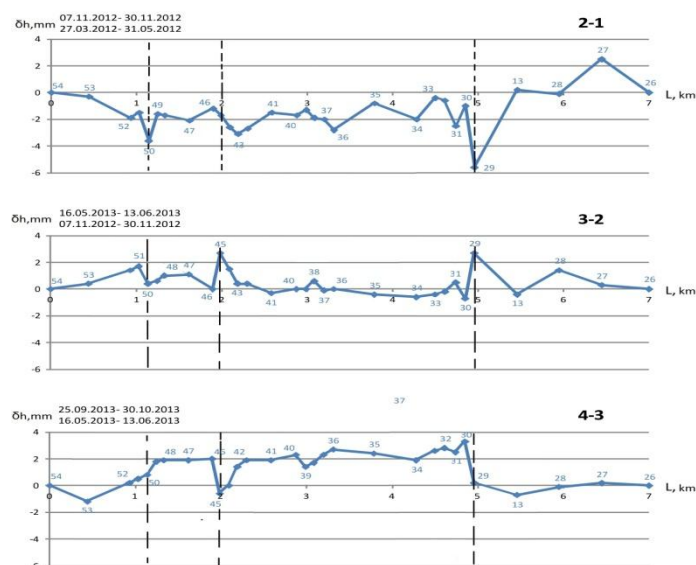


Рис. 25. Вертикальные смещения земной поверхности вдоль нивелирного профиля на подземном хранилище газа. Вертикальные пунктирные линии – местоположение осевой части зон разломов, выявленных по геолого-геофизическим данным

На рис. 25 представлены результаты 4 циклов (3 разности) повторного нивелирования вдоль профиля, пересекающего подземное хранилище газа. Особенностью режима эксплуатации ПХГ является то, что закачка и отбор газа происходит два раза в год. На рисунке показаны период отбора газа, окончание нейтральный период и начало закачки, а затем период интенсивной закачки. Циклы измерений построены таким образом, что разности смещений вычисляются путем вычитания последующих значений из предыдущих, когда предыдущие значения смещений считаются нулевыми.

Если обратиться к локальным аномалиям вертикальных смещений в зонах разломов, то видно, что например, в окрестности левого крайнего разлома γ аномалия имеет инверсный характер, а в пределах следующего разлома – монотонный. Физически это означает, что когда внутри флюидонасыщенных разломов изменяется пластовое давление без дополнительного притока или оттока газа, то происходит изменение объема без существенного горизонтального раздвигания бортов и формируются монотонные аномалии. Когда же в насыщенный флюидом (газ + вода) разлом поступает дополнительная масса, то происходит дополнительный горизонтальный раздвиг и проявляются инверсные аномалии.

Аналогичные процессы происходят и на месторождениях нефти и газа. На газовых месторождениях, где добыча газа происходит за счет монотонного падения пластового давления, отмечаются, в основном, монотонные аномалии вертикальных смещений. На нефтяных месторождениях, где для интенсификации добычи производится закачка воды в пласт, регистрируются, в основном, инверсные аномалии. Естественно, что для анализа данных, получаемых в результате геодинамического мониторинга, это обстоятельство необходимо обязательно учитывать [Певзнер, Попов и др., 2003; Кузьмин, 2004; Хисамов, Гатиятуллин, Кузьмин и др., 2012].

6. Взаимодействие разломов и решение обратных геодинамических задач

Многочисленные повторные геодезические наблюдения вдоль профилей, пересекающих несколько разломов, указывают на сложную морфологию кривых аномальных вертикальных смещений земной поверхности в окрестности разломных зон. Обнаружено, что наряду с «одинокими», изолированными аномалиями движений существуют «смешанные» кривые, которые обусловлены наложением двух или нескольких аномалий, когда разломы расположены на близком расстоянии друг от друга. В этой связи, для адекватной трактовки таких аномалий и определения параметров источника их происхождения, необходимо проводить тщательную селекцию смешанных

кривых [Кузьмин, 2015]. Для этих целей следует установить степень взаимного влияния одного разлома на другой и оценить минимальное расстояние между разломами, при котором взаимное взаимодействие между ними будет минимальным. Для этих целей ниже рассмотрены результаты многократных повторных нивелирных наблюдений с повышенной густотой пунктов наблюдений, которые пересекают несколько разломных зон. Выбор именно вертикальных смещений обусловлен тем, что горизонтальные смещения земной поверхности измеряются методами спутниковой геодезии по редкой сети пунктов наблюдений, когда расстояния между ними достигают 10 и более километров. Такими системами измерений затруднительно выявлять локальные аномалии горизонтальных движений непосредственно в зонах разломов.



Рис. 26. Пример изолированной аномалии вертикальных смещений в зонах разломов

На рис. 26 представлена типичная смешанная аномалия, полученная по результатам измерений, проведенных в Пермском Приуралье. Как видно кривая вертикальных смещений представляет собой смешанную аномалию, когда кривая разбивается на два наложенных друг на друга пикообразных смещения. В нижней части рисунка показан геологический разрез, где видно, что имеется система разломов, которые расположены близко друг к другу. Из четырех разломов только два были активны в период между повторными наблюдениями (интервал между измерениями – 1 год), что и отразилось на форме кривой вертикальных смещений земной поверхности. Из-за того, что разломы располагались на небольшом расстоянии друг от друга, аномалия оказалась смешанной. Очевидно, что эта аномалия является результатом наложения двух изолированных аномалий пикообразной формы, имеющих различную амплитуду смещений. Локальный характер аномалий, которые имеют ширину не более 1.0-1.5 км, указывает на то, что источник их формирования сосредоточен внутри самой разломной зоны и является ее активизированным фрагментом.

Для моделирования взаимодействия двух разломов использовалась система, состоящую из двух включений, имеющих форму бесконечной горизонтальной призмы с одинаковыми характеристиками (ширина призмы равна: $2a$; вертикальный размер включения $(D - d)$). Глубина залегания центров включения равна $(D - d)/2$. Путем совмещения двух одинаковых призм, расположенные на одинаковых глубинах, по горизонтали друг к другу можно выявить то минимальное расстояние, когда взаимное влияние аномалий друг на друга становится незначительным, и разломы начинают формировать изолированные аномалии смещений. Такое «пороговое расстояние», при котором прекращается взаимное влияние разломов (аномалий) друг на друга, обозначено S . Анализ зависимости порогового расстояния S от ширины включения и глубины его залегания показал, что наблюдаемый спектр аномалий вертикальных движений земной поверхности обеспечивает пороговое расстояние S порядка 1-3.5 км при ширине включения $2a$ порядка 0.15-0.5 км и глубине залегания в диапазоне от 0.3 км до 2.7 км. На рисунке 27 приведена результирующая синтетическая кривая, которая удовлетворительно соответствует полученным экспериментальным данным.

Для учета разной амплитуды аномалий вертикальных смещений земной поверхности была смоделирована аналитическая кривая, природным аналогом которой явились результаты повторного нивелирования повышенной пространственной детальности на одном из нефтяных месторождений Западного Казахстана. Благодаря повышенной густоте нивелирных реперов (расстояние между ними

250 м) удалось получить несколько изолированных аномалий вертикальных смещений при пересечении профилем системы из нескольких разломов. На рисунке 28 представлены результаты повторного нивелирования с интервалом в 1 год. Как следует из рисунка, отчетливо выявляются 3 крупные изолированные аномалии, которые существенно превышают ошибки наблюдений и множество мелких, амплитуда которых, соизмерима с ошибками. На этом объекте, по данным 3d сейсморазведки и бурения, детально выделены разломы осадочной толщи.

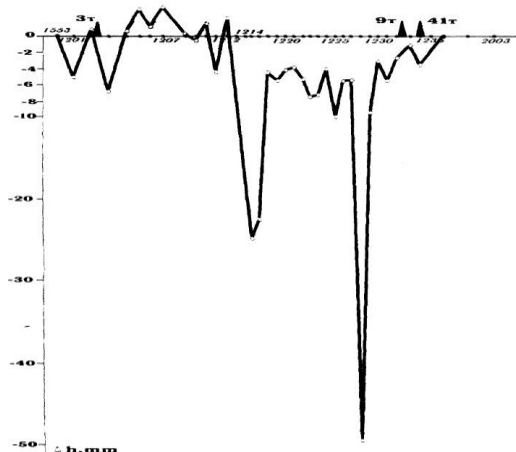


Рис. 27. Распределение вертикальных смещений вдоль профиля на одном из нефтяных месторождений Западного Казахстана

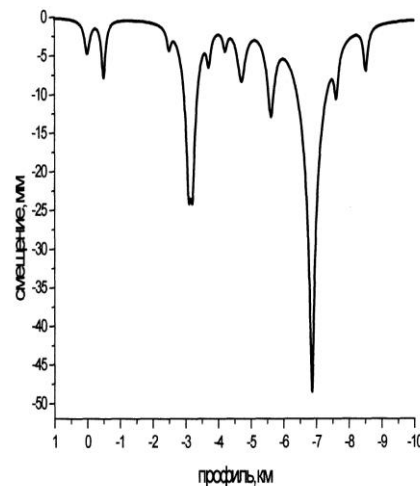


Рис. 28. Модельное распределение вертикальных смещений

Используя эти данные, была получена синтетическая кривая вертикальных смещений земной поверхности. Используя набор призматических включений, была создана итерационная процедура, на основе которой, осуществлялся подбор модельной кривой и минимизация расхождений между модельным графиком и результатами наблюдений. Кроме того, учитывалась весомость среды. Для этого было проведено сравнение аналитического решения для невесомой среды и численного решения той же задачи, но с учетом веса вышележащей толщи. Оказалось, что для глубин не более 1.5-2.0 км поправка за вес составляет порядка 15% - 20%, что и учитывалось при моделировании. Необходимо отметить, что амплитудам 3 наиболее интенсивных аномалий соответствуют относительные изменения объемного модуля упругости во включениях от 5% до 11%. Диапазоны их глубин варьируют от 450 м до 950 м.

7. Проблема идентификация результатов геодинимических измерений

Как известно, одним из наиболее эффективных методов практического изучения современных геодинимических процессов является геодеформационный мониторинг. При этом очевидно, что повышенная пространственная детальность измерений позволяет оценивать уровень и масштабы процессов, а повышенная частота опроса надежно устанавливать скорость их изменения. Однако, не всегда пространственно-временная детальность измерений соответствует динамическим свойствам исследуемых объектов. Зачастую локальные объекты изучаются региональными сетями наблюдений, а быстропротекающие процессы измеряют спорадически. Кроме того, традиционные методы геодеформационных наблюдений за глубинными природными объектами организованы таким образом, что датчики расположены, либо на земной поверхности, либо в приповерхностном слое. Все это затрудняет однозначную геодинимическую трактовку результатов измерений.

Иными словами основной проблемой адекватной оценки уровня современной геодинимической активности среды является проблема правильной идентификации (выявления) результатов наблюдений за истинными параметрами деформационного процесса.

Проблемы идентификации результатов измерений современных геодинимических (геодеформационных) процессов в последние годы существенно обострилась. Это обусловлено тем, что в арсенале исследователей изучающих современные деформации (вертикальные и горизонтальные смещения, наклоны и т.п.) земной поверхности появились спутниковые и скважинные методы измерений, которые внесли свою, подчас проблемную специфику в

традиционные методы наземных геодезических и обсерваторских геофизических (наклономерно-деформометрических) наблюдений. Эта специфика затрагивает такие базовые понятия как «чувствительность», «точность», «пространственно-временное разрешение», «абсолютно и относительно измеренные величины», «адекватность идентификации измеренных данных», которые используются в теории измерения физических (механических) величин. Ситуация усугубляется тем, что некоторые исследователи полагают, что наблюдения не являются измерениями в строгом смысле этого понятия, т.к. «полевая» специфика налагает ограничения, которые не свойственны строгим лабораторным методам. Это, зачастую, дает им основание на не корректное обращение с оценками точности результатов наблюдений и пространственно-временными характеристиками наблюдаемых параметров. Кроме того мониторинговые, повторные во времени измерения, не воспроизводимы, т.к. повторить их в тех же условиях уже не возможно. Подчас это действительно так, но, по мнению автора, процедура наблюдения должна максимально приближаться к процедуре измерения. Для этого необходимо проводить тщательный метрологический анализ системы «измерительный датчик – вмещающая среда». Причем это касается не только тривиальных оценок статистической значимости получаемых результатов с позиции теории погрешности наблюдений. Наблюдения только тогда становятся измерениями, когда удовлетворяют основным принципам (аксиомам) метрологии. Только в этом случае результаты наблюдений могут быть сравнимы, адекватно идентифицируемы и, следовательно, репрезентативны.

Как следует из физических основ теории измерений, чувствительность (или разрешение) метода – это его способность к выявлению сигнала определенной амплитуды. Точность – это способность прибора (метода) выявлять полезный сигнал на фоне помех. Так, например, самым чувствительным методом измерения геодеформаций является наклономерно - деформометрический. Для того, чтобы в полной мере выявить полезный сигнал на уровне максимальной чувствительности приборов – 10^{-9} – 10^{-10} в единицах относительных деформаций, необходимо их заглублять (на 20 м и более) и помещать в специально оборудованные бункеры (камеры, штольни), а в идеале организовывать скважинные наблюдения. Естественно, что только в этом случае «точность» и «чувствительность» наблюдений будут совпадать.

Если, расположить эти приборы в неглубоком (3-5 м) подвале, то уровень метеорологических и экзогенных (антропогенных) воздействий существенно снизит точность наблюдений (до 10^{-5} – 10^{-6} единиц относительных деформаций), в то время, как чувствительность датчиков останется, естественно, прежней. Иными словами, по мере заглубления высокочувствительного датчика, которое увеличивает его помехозащищенность, точность прибора приближается к его чувствительности. Поэтому, характеристики «точности» измерительного инструментов, декларируемые в проспектах фирм-изготовителей геодезического и геофизического оборудования – это, на самом деле, «чувствительность» измерительных устройств. Истинная точность этих методов (инструментов) будет объективно определяться конкретными условиями установки и режимом эксплуатации измерительного оборудования. Это тем более актуально в режиме полевой эксплуатации приборов.

Современная геодинамика – это многофакторное явление, которое обусловлено совокупностью природных и техногенных, эндогенных (глубинных) и экзогенных (поверхностных) воздействий, изменяющихся в пространстве и во времени. В этом случае, возникает ситуация, когда более чувствительный прибор (метод), измеряющий современные геодинамические процессы, будет более эффективно регистрировать не только полезный сигнал, но и помехи. Кроме того, следует иметь в виду, что стандартное геодезическое (наземное и спутниковое) и геофизическое оборудование предназначено, в первую очередь, для стационарных, «однократных» съемок. Так, геодезическое оборудование используется для определения пространственных характеристик местности, а геофизическое для определения геологического разреза при поиске месторождений полезных ископаемых.

Задачи мониторинга, в первую очередь, требуют наличие многократных, повторных (в идеале непрерывных) измерений. А это накладывает дополнительные требования к фильтрации переменных во времени помех различной природы. Кроме того, при изучении современных деформаций земной поверхности принципиально важной является проблема закрепления измеряемых точек (реперов) на местности и их сохранность.

Классическая (наземная) геодезия за почти 2 века своего развития накопила значительный опыт по разработке различных типов (конструкций) реперов, которые используются в зависимости от грунтовых, геокриологических и климатических условий местности. При этом предусмотрены «антивандалные» мероприятия, сводящиеся к максимально возможному заглублению пунктов

наблюдений. Это позволяет одновременно решать и вопросы повышения точности наблюдений и проблемы «маскировки» реперов. Используя спутниковые системы измерений деформаций земной поверхности, например, ГНСС (ГЛОНАСС/GPS) напротив, стремятся в целях реализации антивандальных мероприятий располагать приемные антенны на крышах зданий и сооружений, что повышает степень сохранности оборудования, но существенно снижает точность наблюдений. Кроме того, важно отметить, что наземные геодезические методы при всей трудоемкости их полевой реализации, крайне просты и наглядны в методах обработки. В противоположность этому спутниковые наблюдения легче измеряются, но очень сложно, а подчас неоднозначно обрабатываются, что может привести к существенным искажениям итоговых оценок уровня современного геодинамического состояния недр.

При проведении дискретных (повторных) геодезических наблюдений принципиально важный вопрос заключается в установлении оптимальной пространственно-временной детальности измерений. Как правило, большая пространственная детальность наблюдений характерна для относительно коротких наблюдательных сетей и наоборот. При этом для наземных, например, нивелирных наблюдений, когда существует необходимость пешей передачи отметок между реперами, существует ограниченность по длительности между повторными измерениями. Именно поэтому значительные по пространственному охвату нивелирные наблюдения имеют редкую частоту опроса и малую густоту наблюдательных пунктов. В этой связи становится очевидна необходимость проводить наблюдения, тщательно соблюдая принцип соответствия между динамическими свойствами объекта и пространственно-временной детальностью измерений. Иными словами, нельзя редкими пространственно-временными сетями производить измерения локальных, быстротекущих процессов.

Для учета этих обстоятельств полезно использовать два соотношения неопределенностей, которые известны из теории колебаний и волн. Первое соотношение связывает неопределенность (погрешность измерения) в определении волнового числа ΔK ($K=2\pi/\lambda$) и неопределенность в пространственной детальности измерений (густоте наблюдательных пунктов) ΔX : $\Delta K \cdot \Delta X = 1$. Второе обуславливает взаимосвязь между погрешностью определения частоты наблюдаемого процесса $\Delta \omega$ и неопределенностью во временной дискретности наблюдений Δt : $\Delta \omega \cdot \Delta t = 1$. Из первого соотношения следует, что с помощью больших расстояний между пунктами наблюдений, нельзя выявить малую длину волны λ (малую по пространственному размеру аномалию деформаций) и наоборот. Второе соотношение утверждает, что более короткопериодные процессы необходимо регистрировать наблюдениями с повышенной частотой опроса [Кузьмин, 2014].

Для демонстрации этого подхода были использованы процедуры информационного моделирования, когда проводилось «искусственное» изменение параметров измерительной сети (густота пунктов и частота опроса) и показано, что оптимальным расстоянием между реперами при наблюдениях в зонах разломов является 100 м. Частота опроса, как следует из проведенных исследований, должна быть не реже 1-2 раз в год и определяться конкретной спецификой объекта наблюдений [Кузьмин, 2016].

Другим примером неоднозначной идентификации результатов относительных измерений служат данные многократных повторных нивелирных наблюдений. Известно, что результаты повторных геодезических (нивелирных) наблюдений обычно представляются в виде набора профильных графиков, которые отображают зависимость $\delta \Delta h = f(L, \delta t)$, где L - длина профиля, а δt - интервал между повторными наблюдениями. Для анализа повторных нивелирных наблюдений используют два варианта взаимодополняющих процедур построения графиков изменения превышений вертикальных отметок реперов по профилю и во времени: «эволюционный» и «пульсационный» [Кузьмин, 1999].

В «эволюционном» варианте все изменения вертикальных смещений земной поверхности определяются вычитанием текущих значений превышений от значений, полученных при первом наблюдении, т.е. - 2-1, 3-1, 4-1 и т.д. В этом случае прослеживается временная динамика (эволюция) поведения земной поверхности, когда каждая эпоха характеризует (итоговые) смещения, накопленные к данному моменту времени. Во втором, «пульсационном» варианте используются разности между смежными эпохами - 2-1, 3-2, 4-3 и т.д. В этом случае имеется возможность выявлять периоды возникновения (пульсаций) современных вертикальных движений и определять длительность протекания аномального процесса.

На рис. 29 представлена трансформация представленных выше результатов повторных нивелирных наблюдений на Камчатском геодинамическом полигоне. Из результатов проведенных 156 циклов повторных наблюдений искусственным путем сформированы данные по 11 циклам, интервал между которыми составляет 3 месяца.

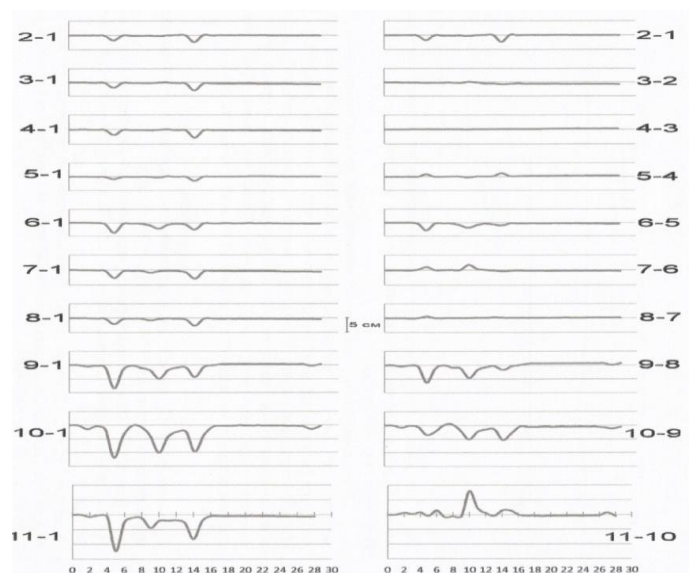


Рис. 29. "Эволюционные" (слева) и "Пульсационные" (справа) графики вертикальных смещений земной поверхности

Совместный анализ обоих графиков ярко демонстрирует относительный характер смещений. Так, если рассматривать только эволюционный график в эпоху 7-1, то ясно видны два локальных минимума (просадки земной поверхности). Если же рассматривать только пульсационный график, то в эпоху (7-6), то есть **в то же время**, наблюдаются два максимума (поднятия земной поверхности). Отсюда следует вывод, что необходимо тщательно учитывать относительный характер измеряемых величин в современной геодинимике.

И, наконец, последний пример неоднозначной идентификации – это сопоставление результатов измерений, полученных методами наземной и спутниковой геодезии [Кузьмин, 2016]. Исторически сложилось так, что результаты повторных геодезических наблюдений часто используются специалистами наук о Земле в соответствии с существующими парадигмами научных направлений. Так, например, в период господствования фиксистских представлений в геотектонике, исследователи активно использовали результаты повторных нивелирных наблюдений вдоль протяженных (сотни и тысячи км) линий Государственного нивелирования. По этим данным были сделаны выводы о преобладании современных вертикальных движений земной коры.

Когда эти представления сменились на мобилистские, то оказалось, что для инструментального измерения скоростей современных горизонтальных движений литосферных плит материалы повторных, наземных геодезических наблюдений оказались не кондиционными. Действительно, измерение горизонтальной компоненты смещений наземными геодезическими методами (триангуляция, трилатерация, свтодалнометрия и т.п.) во-первых, имели меньшую точность по сравнению с нивелирными измерениями, а во-вторых, не могли обеспечивать большой пространственный охват территорий.

Появление спутниковых геодезических наблюдений ознаменовалось их широким использованием для определения скоростей и направленности горизонтальных движений литосферных плит. При этом, сложилась противоположная ситуация. По данным ГНСС измерений точность горизонтальной компоненты смещений земной поверхности оказалась выше, чем вертикальной, при большом пространственном масштабе наблюдений. Кроме этого, спутниковые наблюдения имеют высокую временную детальность измерений, вплоть до квазинепрерывной. Таким образом, очевидно, что особенности технологии геодезических наблюдений позволяют существенно точнее измерять вертикальную составляющую смещений земной поверхности наземными методами, а горизонтальную компоненту – спутниковыми. Отсюда напрашивается вывод о принципиальной невозможности совместного анализа результатов измерения идентичных компонент движения, полученных наземными и спутниковыми методами на одинаковом уровне точности. Однако, из основ теории измерений следует, что результаты наблюдений идентичных величин не должны зависеть от способа измерений. В противном случае вывод о преобладании вертикальных или горизонтальных движений в общем ходе геодинимического процесса будет отражать уровень технологических возможностей того или иного метода измерений.

В последнее время появилась необходимость изучения современных геодинамических процессов в различных пространственно-временных масштабах. Например, исследования деформаций в сейсмических и вулканических областях, районах добычи месторождений полезных ископаемых, местах функционирования уникальных инженерных сооружений. Отсюда следует необходимость сопоставления данных наземной и спутниковой геодезии, поскольку каждый из методов имеет свои особенности в обеспечении пространственно-временной детальности наблюдений. Существующая густота пунктов спутниковых и наземных геодезических сетей существенно отличается. Это объясняется различной технологией строительства наблюдательных пунктов. Например, репера для наземной съемки могут быть заложены с произвольной густотой, а расстояния между пунктами существующих сетей ГНСС наблюдений имеют, как правило, десятки и сотни километров. В настоящее время для изучения современных геодинамических процессов в подавляющем большинстве случаев используются повторные или постоянные ГНСС измерения. Однако, сопоставление среднегодовых скоростей смещений земной поверхности по данным детальных GPS наблюдений, особенно в зонах разломов, с аналогичными скоростями, которые получены по геологическим данным указывает на отсутствие однозначного соответствия.

Следует иметь в виду, что в прошлом веке, когда произошел переход от методов геодезических измерений, работающих в радиодиапазоне (радиодальномеры) к методам оптического диапазона (лазерные светодальномеры), то для оценки точности приборов нового поколения, работающих на других физических принципах, проводилось сравнительное сопоставление результатов на различных объектах, находящихся в различных условиях. Стремительное развитие методов ГНСС наблюдений и средств обработки данных, к сожалению, не сопровождалось тщательным сравнением результатов измерений, полученными спутниковыми и наземными методами. Методы ГНСС измерений имеют принципиально иной способ получения сигнала, методику обработки измерений, а также способ организации пунктов наблюдений. В первую очередь это относится к организации измерительных пунктов при изучении вертикальных смещений земной поверхности [Кузиков, 2014].

Применительно к задачам современной геодинамики важно отметить две принципиальные трудности при использовании результатов наблюдений методами спутниковой геодезии. Во-первых, подавляющее большинство исследований направлено на изучение горизонтальной компоненты смещений. Во-вторых, сеть наблюдений имеет малую густоту, по сравнению с наземными методами, что снижает их возможности при изучении локальных процессов. Таким образом, возникает необходимость комплексирования методов наземной и спутниковой геодезии и оценки соответствия результатов наблюдений, полученных разными методами.

Проведенные исследования выявили два парадоксальных результата при сравнительном анализе данных, полученных спутниковыми и наземными геодезическими методами наблюдений [Кузьмин, 2017].

Первый парадокс заключается в том, что при качественном совпадении кинематики движений в Туркмено - Иранском и Камчатском регионах количественные характеристики скоростей горизонтальных смещений и деформаций различаются на 1 - 2 порядка. По данным более точных методов наземной геодезии скорости смещений и деформаций оказываются намного меньше, чем по результатам ГНСС наблюдений. В этом находит отражение известный в теории измерений постулат: применение более точных методов измерений снижает амплитуду регистрируемого аномального сигнала.

Второй парадокс касается локальных систем наблюдения деформаций. Детальные повторные наблюдения деформаций земной поверхности, проводимые по совмещенным пунктам в пределах тестового объекта – подземного хранилища газа указывает на полное несоответствие результатов измерений методами наземной и спутниковой геодезии. При закачке газа с известным уровнем изменения пластового давления высокоточными нивелирными наблюдениями в центральной части ПХГ зафиксировано поднятие поверхности на 4 мм. В это же время на этих наблюдательных пунктах отмечается горизонтальное смещение по данным ГНСС измерений с амплитудой 4 см. Из геомеханики известно, что над объемным источником изменения давления вертикальные смещения максимальны, а горизонтальные стремятся к нулю. Таким образом, имеется абсолютное качественное и количественное не соответствие результатов наземной и спутниковой геодезии, что послужило основанием для отказа использования ГНСС наблюдений при мониторинге объектов подземного хранения газа (рис. 30).

Отсюда следует, что методы спутниковой геодезии, используемые в реальном масштабе времени, нуждаются в серьезных метрологических исследованиях, особенно в части создания надежных способов закрепления наблюдательных пунктов. Например, пункты постоянных ГНСС

наблюдений, как правило, устанавливаются на крышах зданий. Естественно, что в спектр наблюдаемых движений входит и спектр деформаций самого сооружения.

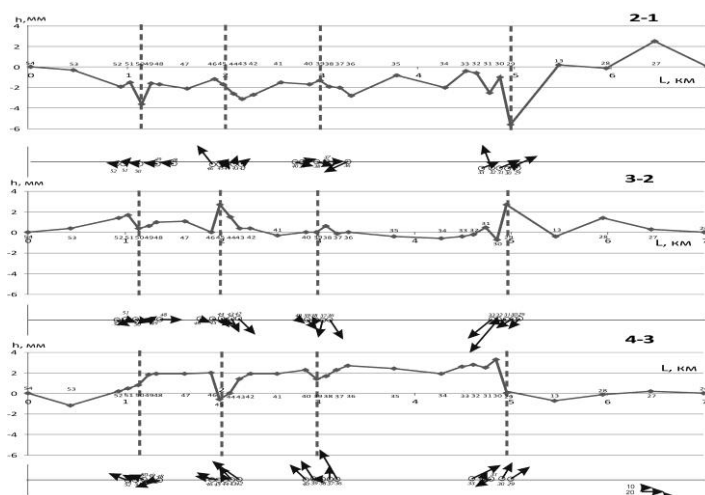


Рис. 30. Сопоставление нивелирных и GPS наблюдений вдоль профиля. Пунктиром обозначено местоположение разломных зон по геологическим и геофизическим данным

Особое внимание необходимо уделять в тех случаях, когда необходимо изучать современные смещения в локальной системе координат, а некоторые участки на земной поверхности приходится принимать за неподвижные. Большое количество пунктов мировой сети и жесткое уравнивание при определении отсчетной основы, безусловно, способствует эффективности ГНСС измерений для исследования кинематики плит. Однако, если пространственно-временной масштаб сети становится более локальным, сразу выявляется спектр помех, принципиально неустранимый из-за малого количества пунктов ГНСС наблюдений. Необходима постановка специальных исследований по совместному анализу измерений методами наземной и спутниковой геодезии по совмещенным пунктам наблюдений.

СОДЕРЖАНИЕ

Часть I. Лекции

Геомеханические основы тектонофизического изучения природных напряжений.	9
<u>Полевые тектонофизические</u> методы изучения напряженного состояния массивов горных пород.	39
Современная геодинамика сейсмоактивных регионов.	87
