



RECENT ANOMALOUS DEFORMATION OF THE GROUND SURFACE IN FAULT ZONES: SHEAR OR TENSILE FAULTING?

Yu. O. Kuzmin

O.Yu. Schmidt Institute of Physics of the Earth of RAS, Moscow, Russia

Abstract: Various definitions of the kinematic types of faults are reviewed. The degree of symmetry in the distribution of anomalous displacements of the ground surface is proposed as a morphological criterion for identifying the types of faults based on geodetic observations. Local anomalies of vertical displacements identified by geodetic observations in the fault zones are analysed by types. It is revealed that 88 % of the analysed anomalies show local symmetrical subsidence of the ground surface near the faults. Morphologically, these anomalies correspond to the subvertical tensile faults. Mechanisms of three types (block, dislocation, and parametric) are discussed considering the formation of the observed displacements in the zones of activation of the tensile faults. A comparison of the calculated and observed displacements of the ground surface shows that the best consistency between the theory and the observations is achieved using the model of local parametric excitation of deformation under quasi-static regional loads and the theory of strain nuclei (soft inclusions).

Key words: tensile fault; shear fault; anomalies of vertical and horizontal displacements; local subsidence; dislocation model; parametrical model; strain nuclei

RESEARCH ARTICLE

Handling Editor: V.A. Sankov

Received: June 13, 2018

Revised: June 27, 2018

Accepted: July 2, 2018

For citation: Kuzmin Yu.O., 2018. Recent anomalous deformation of the ground surface in fault zones: shear or tensile faulting? *Geodynamics & Tectonophysics* 9 (3), 967–987. doi:10.5800/GT-2018-9-3-0379.

Для цитирования: Кузьмин Ю.О. Современные аномальные деформации земной поверхности в зонах разломов: сдвиг или раздвиг? // *Геодинамика и тектонофизика*. 2018. Т. 9. № 3. С. 967–987. doi:10.5800/GT-2018-9-3-0379.

СОВРЕМЕННЫЕ АНОМАЛЬНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ В ЗОНАХ РАЗЛОМОВ: СДВИГ ИЛИ РАЗДВИГ?

Ю. О. Кузьмин

Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Аннотация: Приведены различные формулировки кинематических типов разломов. Предложен морфологический критерий выявления типов разломов по геодезическим наблюдениям, основанный на степени симметричности распределения аномальных смещений земной поверхности. Анализ различных типов локальных аномалий вертикальных смещений земной поверхности, полученных по геодезическим наблюдениям в зонах разломов, показал, что 88 % всех аномалий – локальные, симметричные оседания земной поверхности в окрестности разлома. Такая морфология деформационных аномалий соответствует субвертикальным разломам раздвигового типа. Рассмотрены три варианта механизма формирования наблюдаемых смещений в зоне активизации раздвиговых разломов: блоковый, дислокационный и параметрический. Сопоставление расчетных и наблюдаемых смещений поверхности показывает, что максимальную сходимость теории и наблюдений обеспечивает модель локального параметрического возбуждения деформаций при квазистатических региональных нагрузках и формализма теории деформационных ядер (мягких включений).

Ключевые слова: раздвиговой разлом; сдвиговой разлом; аномалии вертикальных и горизонтальных смещений; локальная просадка; дислокационная модель; параметрическая модель; ядро деформации

1. ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время имеет место некоторое противоречие между существующими представлениями о морфолого-генетических типах разломов и базовыми понятиями механики разрушения. В подавляющем большинстве работ по структурной геологии и разломной тектонике кинематика движений в разломных зонах представлена сдвиговыми перемещениями. Согласно традиционной классификации разломов они, в зависимости от характера относительного смещения крыльев и угла падения плоскости сместителя, делятся на сбросы, взбросы, надвиги, сдвиги и переходные формы (сбросо-сдвиги, сдвиго-сбросы и т.п.).

В англоязычной литературе, в соответствии с теорией разломообразования Андерсона, выделяются три основных типа разломов: сбросы (normal faults), сдвиги (strike-slip faults) и надвиги (reverse faults). Естественно, что все перечисленные типы разломов относятся к чисто сдвиговым перемещениям бортов.

Вместе с тем в механике разрушения существуют три основных механизма трещинообразования (моды разрушения): отрыв, продольный сдвиг и поперечный сдвиг (антиплоская деформация). То есть, по существу, имеют место два типа (механизма) разрушения: отрыв и сдвиг.

В 1954 г. М.В. Гзовским [Gzovsky, 1975] была предложена физико-генетическая классификация разрывных нарушений, которая базировалась на двух основных механизмах разрушения твердых тел (включая геоматериалы): отрыве и скалывании. В этой классификации выделен новый класс разломов – раздвиги, которые образуются трещинами отрыва, возникающими при активизации растягивающих усилий. В дальнейшем этот подход был развит С.И. Шерманом [Sherman, 1977; Sherman et al., 1983], который дополнил данную классификацию путем учета местоположения источника возмущений в литосфере.

К настоящему времени сложилась ситуация, когда большинство специалистов в области разломной тектоники допускают отрывной характер разрушения горных пород, но для описания кинематики смещения по образованному разрыву используют в основном сдвиговое перемещение (с позиций механики). Раздвиговой тип перемещения в разломной зоне практически не рассматривается.

Это во многом объяснимо, так как основные методы, которыми изучают разломы (дистанционные, бурение, разведочная геофизика), намного легче и естественнее выявляют сдвиговые перемещения смежных объемов среды (блоков) вдоль границ разрывных нарушений.

Действительно, дистанционные методы наиболее адекватно отражают горизонтальные сдвиговые перемещения на земной поверхности. Выделяемые этими методами линейные элементы различного ранга, как правило, отождествляются со сдвигами, хотя прямые доказательства такой трактовки зачастую отсутствуют. Данные бурения и геофизической разведки позволяют эффективно выявлять только вертикальные сдвиговые перемещения блоков фундамента, геологических границ и т.п.

В этой ситуации представляет большой интерес анализ результатов повторных геодезических наблюдений в зонах разломов, которые являются прямыми индикаторами современной кинематики разрывных перемещений. Ниже представлены эмпирические обобщения большого массива многократных высокоточных геодезических наблюдений, которые отражают пространственно-временную структуру вертикальных и горизонтальных движений земной поверхности. Эти результаты могут являться устойчивым индикатором для выявления кинематического типа современных активных разломов.

2. ТЕРМИНОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КЛАССИФИКАЦИИ РАЗЛОМОВ

В работах по типизации разломов существенное значение имеет профессиональная принадлежность исследователей. Как правило, специалисты в области разломной тектоники большее внимание уделяют морфологическим (кинематическим) особенностям классификации. Исследователи по тектонофизике и геомеханике больший акцент делают на изучении генетической принадлежности различных типов разломов. В целом следует отметить, что в настоящее время однозначных определений понятия «разлом» просто не существует.

Особенно отчетливо это проявляется при сравнении различных словарей, как отечественных, так и зарубежных. В 2012 г. вышел фундаментальный труд – трехтомный «Геологический словарь» [Петров, 2010–2012], который был подготовлен большим коллективом отечественных представителей академической, вузовской и отраслевой науки. В этом словаре фигурируют два понятия – «разрыв» и «разлом».

«Разрыв (fault) – в структурной геологии – вид дизъюнктивных дислокаций – поверхность разрушения массива горных пород, фиксируемая по видимому смещению слоев и других пересекаемых им образований либо, при отсутствии маркеров смещения, по контакту тектоническому горных пород разных возраста и состава». Там же отмечается, что

«в механическом отношении все разрывы подразделяются на две категории – сколы и отрывы».

В этом же словаре имеется определение разлома. «Разлом (fault) – крупная дизъюнктивная дислокация земной коры. Термин используется в случае, когда остаются неясными морфология, амплитуда и кинематика разрывного смещения...». Таким образом, и разрыв, и разлом обозначаются одним англоязычным термином – “fault”.

Там же дается определение раздвиговых разломов. «Раздвиг (extensional fault) – общий термин для образующихся и развивающихся при участии растяжения разрывов или трещин, крылья которых удаляются в противоположные стороны, образуя полость».

Интересно сопоставить эти определения с аналогичными понятиями, которые приведены в зарубежных словарях и глоссариях. Следует сразу подчеркнуть, что наши зарубежные коллеги в подавляющем большинстве случаев придерживаются именно геомеханического аспекта описания разломов. При этом существует различие в точках зрения европейских и американо-азиатских специалистов. Европейские ученые разделяют два понятия – “joint” и “fault”. В первом случае это аналог нашего определения раздвига. Во втором – это определение нашего термина «разрыв» («разлом»). Эта дихотомия соответствует терминологии Международной ассоциации геомеханики [Mandl, 2005] и присутствует в недавно опубликованном Глоссарии [Peacock et al., 2016], который составлен специалистами по структурной геологии и посвящен различным определениям разломов и других типов нарушений.

В монографии [Mandl, 2005] приведена иллюстрация европейского подхода (рис. 1).

Отсюда следует, что понятие “fault” означает не просто «разлом», а именно сдвиговый тип разлома в механике разрушения. Несколько иной точки зрения придерживаются американские и азиатские исследователи [He et al., 2003; Okada, 1985, 1992; Yang, Davis, 1986; Singh et al., 2002; Verma et al., 2017]. Они используют понятия “tensile faults” и “shear faults”, что соответствует раздвиговым и сдвиговым разломам, соответственно. И в этом случае очевидна механическая трактовка типизации разломов. Это вполне объяснимо, поскольку эти определения естественным образом описываются в рамках дислокационных моделей расчета локального напряженно-деформированного состояния, возникающего в окрестности активизированных разломов. В этих моделях однозначно задается морфология смещения: раздвиг или сдвиг.

Таким образом, очевидно, что американо-азиатские исследователи неявно придерживаются физико-генетической классификации. М.В. Гзовский

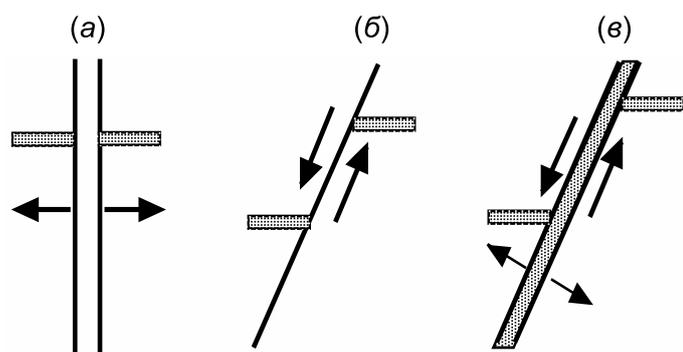


Рис. 1. Кинематические типы разрывов: раздвиги (а), сдвиговые разломы (б), растягивающиеся сдвиговые разломы (в).

Fig. 1. Kinematic types of faults: tensile fault (а), shear fault (б), dilatational shear fault (в).

подчеркивал, что не следует отождествлять морфологические и генетические особенности классификации разрывных нарушений. При классификации разрывов доминирующим критерием является конкретный кинематический тип подвижки, а генезис разрывного нарушения является второстепенным фактором. В особенности это касается типа силовых условий инициирования движений по существующим разрывам. Сдвиговые перемещения бортов разрыва, например, можно создать как касательными напряжениями, так и с помощью нормальных напряжений (растяжения или сжатия). Раздвиговые смещения можно осуществлять при растяжении, ориентированном ортогонально простиранию разрыва, сжатии в направлении его простирания или при изгибе (продольном или поперечном). Именно это обстоятельство существенно затрудняет определение вида напряженного состояния по изучаемым типам подвижек бортов разрывов.

Автор придерживается физико-генетической классификации и американо-азиатской типизации разломов, поскольку эти подходы максимально близки к общепринятым элементарным механизмам образования трещин (моды I, II и III) [Broek, 1986]. В этом случае на рис. 1, а – раздвиг, или tensile fault, а б – сдвиг в «механическом» смысле, или shear fault.

Если вообразить, что рис. 1 отражает «разрез» геологической среды с разломом, то при активизации раздвигового разлома (а) вертикальные смещения «земной поверхности» (верхнего края рисунка) будут испытывать локальные, симметричные просадки в окрестности разлома. При активизации сдвигового разлома (б) на «земной поверхности» сформируются асимметричные S-образные вертикальные смещения в окрестности, локализо-

ванные в области разлома. Естественно, что активизация растягивающегося сдвигового разлома (в) приведет к сложной картине распределения вертикальных смещений в приразломной окрестности.

Если считать, что рис. 1 – это «плановое» расположение разлома на земной поверхности, то при активизации раздвига (а) горизонтальные смещения в области разлома будут иметь симметричный характер деформации удлинения, которая затухает по амплитуде с удалением от разлома. Активизация сдвигового разлома (б) приведет, естественно, к образованию асимметричного, S-образного распределения горизонтальных смещений в окрестности разлома. Активизация разлома типа (в) существенно усложнит картину горизонтальных смещений, которая станет контрастно-неоднородной в приразломной области.

Приведенные рассуждения могут использоваться в качестве теста для проведения типизации современной деформационной активности разломов на основе анализа морфологии локальных распределений вертикальных и горизонтальных смещений земной поверхности вдоль профилей геодезических измерений, пересекающих разломы. В частности, симметричные локальные оседания в приразломной области однозначно свидетельствуют о раздвиговой активизации разлома. Напротив, асимметричное, S-образное распределение вертикальных смещений свидетельствует в пользу сдвиговой активизации вертикального разлома.

3. ТИПИЗАЦИЯ АНОМАЛЬНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ В ЗОНАХ РАЗЛОМОВ ПО ДАННЫМ ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

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 глобальных и региональных 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 зональном и локальном масштабе наблюдений. В настоящее время наиболее полная информация получена по данным повторных нивелирований (вертикальная компонента движений). Это обусловлено целым рядом причин. Нивелирные измерения более техноло-

гичны (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.

В этой связи далее рассматриваются преимущественно результаты нивелирных наблюдений, которые получены на специально организованных геодинимических полигонах различного целевого назначения [Kuzmin, 1999, 2009, 2013, 2014a; Churikov, Kuzmin, 1998; Khisamov, Kuzmin, 2012]. В отдельных случаях эти результаты были дополнены материалами измерения горизонтальной компоненты движений, полученными по данным наземной и спутниковой геодезии [Kuzmin, 2014b, 2015, 2016, 2017].

В приведенных публикациях по исследованию пространственно-временной структуры современных деформационных процессов в зонах разломов содержатся следующие эмпирические обобщения.

- Существуют устойчивые типы локальных аномалий в вертикальных движениях земной поверхности в зонах разломов (рис. 2). При этом горизонтальные размеры (L) γ -аномалий составляют 0.1–2.0 км, S -аномалий – 5–10 км, а β -аномалий – 10–30 км. Соотношения между амплитудой (Δh) и протяженностью (L) для каждого типа аномалий связаны 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.

- 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.

Отмеченные закономерности были сформулированы в конце XX века. За прошедшие годы был накоплен дополнительный материал по выявленным в зонах разломов деформационным аномалиям. Естественно, что подавляющее большинство этих данных было получено по материалам повторного нивелирования вдоль профилей, которые пересекали приразломные участки. Существенный вклад в общую коллекцию деформационных аномалий внесли результаты, полученные на геодинимических полигонах, которые были созданы на ме-

сторождениях нефти и газа и в подземных хранилищах газа. Так, к настоящему времени надежно выявлено 2037 «приразломных» аномалий вертикальных смещений земной поверхности различного типа. Оказалось, что подавляющее количество аномалий представлено локальными симметричными (квазисимметричными) просадками земной поверхности в зонах разломов, то есть аномалиями типа γ . Наименее распространенными типами аномалий оказались локальные смещения типа S (рис. 3).

Таким образом, аномалии γ типа наблюдаются в подавляющем большинстве случаев. Если использовать описанные выше критерии типизации разломов, то эти аномалии явным образом относятся к разломам, в которых активизируются локальные раздвиговые смещения бортов. Это, в свою очередь, приводит к локальным симметричным оседаниям земной поверхности в окрестности разломов. Аномалии вертикальных смещений земной поверхности типа S , которые могли бы быть связаны с активизацией сбросовой, взбросовой или надвиговой компоненты смещений по разлому, наблюдаются крайне редко.

Повсеместный характер проявления этого типа аномалий демонстрируется на рис. 4, где в одинаковом масштабе представлены примеры γ -аномалий для различных регионов.

Примечательно то, что морфология и интенсивность аномалий практически идентичны как для сейсмоактивных, так и для асейсмичных регионов. Более того, если сравнивать скорости относительных деформаций, то они окажутся даже несколько выше у асейсмичных разломов. При детальном рассмотрении видно, что некоторые аномалии, например в Пермском Приуралье и Предгорном Дагестане, обладают более сложной морфологией. Создается впечатление, что происходит эффект «смешивания» (наложения) двух соседних аномалий. В работе [Kuzmin, 2015] этот вопрос был детально рассмотрен и введено понятие «смешанной» аномалии, которая обусловлена суперпозицией смещений от двух близко расположенных разломов. Там же приведены результаты математического моделирования поля вертикальных смещений в условиях активизации системы близко расположенных разломов и определено «пороговое расстояние», при котором прекращается взаимное влияние разломов (аномалий) друг на друга. Их необходимо учитывать как при планировании систем геодеформационных наблюдений в зонах разломов, так и при интерпретации результатов наблюдений.

Следует отметить, что аномалии типа γ проявляются всюду, где есть высокоточные наблюдения с расстоянием между реперами не более 1 км. При этом морфологические особенности аномалий

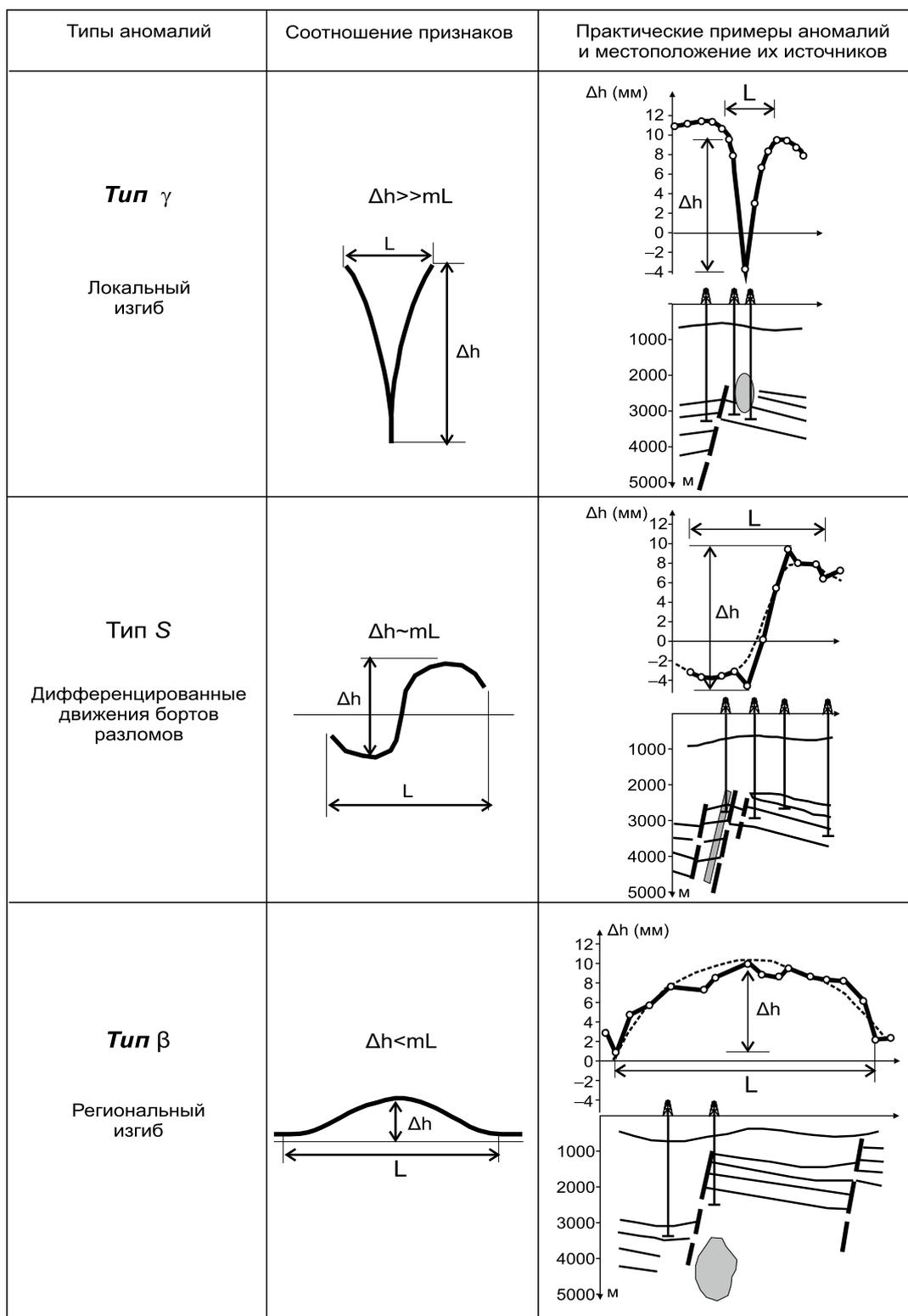


Рис. 2. Основные типы аномального изменения современных движений земной поверхности в пределах зон разломов.

Fig. 2. Main types of anomalous changes in the recent ground surface displacements within fault zones.

(форма, амплитуда, ширина) практически не зависят от географических, климатических и грунтовых условий тех участков земной поверхности, на которых зафиксированы метрологически значимые

аномалии смещений. Они идентичны как для скальных пород Копетдагского и Кавказского регионов, так и для болотистых и пустынных территорий Белоруссии, Западной Сибири и Казахстана.

В качестве яркого примера на рис. 5 представлены результаты высокоточного нивелирования в пределах горного сейсмоактивного участка Центрального Альборца (Северный Иран), которые опубликованы совсем недавно [Saberi et al., 2017].

На рисунке отчетливо видно, что аномалия типа γ , которая приурочена к разлому Kandovan, последовательно развивается во времени и достигает величины оседания в 115 мм за период времени между первым циклом измерения в 1992 г. и последним циклом в 2014 г. Если оценивать среднегодовую скорость относительной деформации изгиба по формуле $\theta = 2\Delta h/L$, где Δh есть амплитуда аномалии, а L – ее ширина [Kuzmin, 2016], то ее величина будет равна $6 \cdot 10^{-5}$ в год. При этом фоновые значения скоростей (в «блоковой» части профиля) составляют величины порядка 10^{-7} – $5 \cdot 10^{-8}$ в год. Подобное соотношение скоростей относительных деформаций, когда аномальные значения, измеренные в непосредственной окрестности разломов, на два–три порядка выше, чем скорости деформирования в «блоковой» части, неоднократно отмечалось в работах автора [Kuzmin, 1999, 2013, 2014a, 2017; Kuzmin, Churikov, 1999].

Другой интересный результат, который также был получен в самое последнее время, относится к детальным повторным наблюдениям за вертикальными и горизонтальными смещениями земной поверхности на эксплуатируемом Степновском подземном хранилище газа (ПХГ), расположенном в европейской части России [Kuzmin, 2016, 2017]. Необходимо отметить, что ПХГ является замечательным тестовым объектом для анализа и интерпретации результатов геодинимического мониторинга. Для этих объектов хорошо известна геологическая модель и амплитуда циклической нагрузки.

Проводя повторные геодезические наблюдения, можно определять деформационную реакцию земной поверхности на изменение пластового давления. Специфика эксплуатации ПХГ состоит в том, что в качестве геологического объекта используется либо водоносный пласт, либо истощенное газовое месторождение. В осенне-зимние месяцы происходит отбор газа, а в весенне-летние – закачка. Строгий контроль герметичности и объемов закачиваемого и отбираемого газа обеспечивает высокую изученность основных параметров ПХГ: геометрических размеров и конфигурации объекта, физических свойств горных пород, амплитуды циклического изменения пластового давления.

Кроме того, мониторинг объектов, которые деформируются периодическими нагрузками, позволяет переходить от процедуры наблюдения к процедуре измерения. Как известно, наблюдения не являются измерениями в строгом смысле этого понятия, так как «полевая» специфика налагает огра-

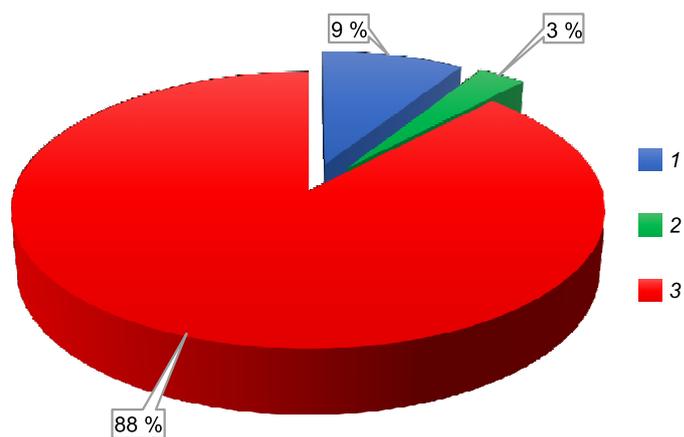


Рис. 3. Гистограмма количественного распределения аномалий: 1 – γ , 2 – β , 3 – S .

Fig. 3. Histogram of the quantitative distribution of anomalies: 1 – γ , 2 – β , 3 – S .

ничения, которые не свойственны строгим лабораторным методам. Мониторинговые измерения не воспроизводимы, поскольку повторить их в тех же условиях уже не возможно. В случае, когда мониторинг производится на периодически (два раза в год) изменяющемся объекте, а повторные циклы происходят строго в одни и те же климатические сезоны, наблюдения становятся максимально приближенными к процедуре измерения.

Ниже приведены результаты четырех циклов повторных нивелирных и ГНСС наблюдений, которые проведены на Степновском ПХГ, по сети совмещенных пунктов, сосредоточенных в зонах разломов. При этом важно иметь в виду следующее принципиальное обстоятельство. Мониторинговая информация, как правило, отображается в двух вариантах: эволюционном и пульсационном. В первом варианте все изменения смещений земной поверхности определяются вычитанием текущих величин из 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 смещения, накопленные к данному моменту времени. Во втором варианте используются разности между смежными эпохами – 2–1, 3–2, 4–3 и т.д. В этом случае имеется возможность выявлять периоды возникновения пульсаций движений и определять длительность протекания аномального процесса. Для анализа циклических процессов целесообразнее использовать пульсационные кривые, поскольку именно они позволяют выявлять знакопеременную составляющую движений, поэтому рис. 6 построен именно таким образом.

Нивелирные наблюдения повторяются в среднем через 0.5 года. Интервал между 2 и 1-м наблю-

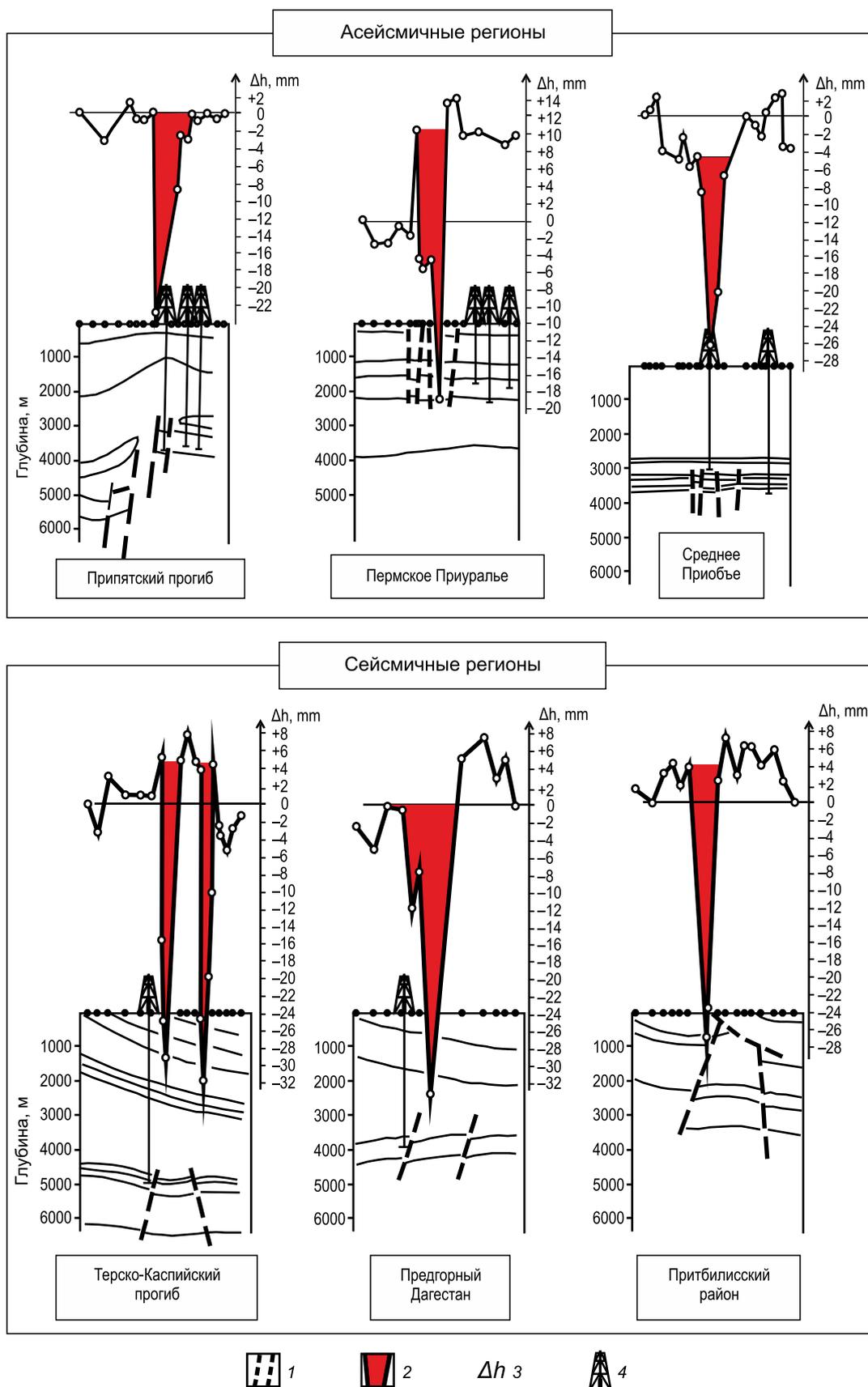


Рис. 4. Примеры локальных аномалий современных вертикальных движений земной поверхности γ -типа для различных регионов. 1 – зоны разрывных нарушений; 2 – зоны аномальных вертикальных движений; 3 – амплитуды современных вертикальных движений; 4 – скважины.

Fig. 4. Examples of the local anomalies of recent vertical displacements of the ground surface in different regions. 1 – fault zones; 2 – zones of anomalous vertical displacements; 3 – amplitudes of recent vertical displacements; 4 – wells.

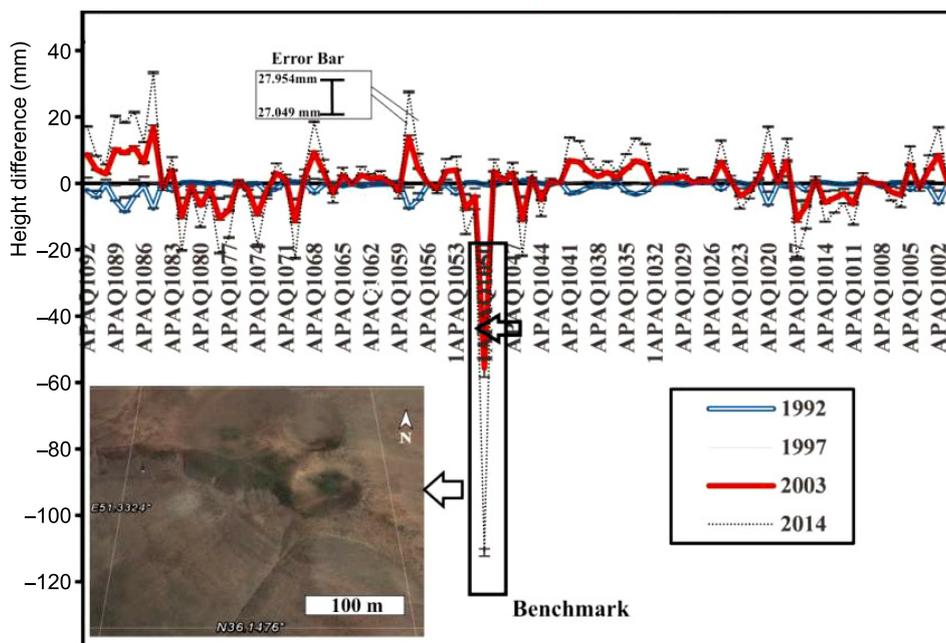


Рис. 5. Разность превышений реперов в течение четырех временных циклов измерений. Диапазон ошибок эквивалентен единичной погрешности. На фото внизу – положение разлома Kandovan в окрестности репера APAQ1049.

Fig. 5. Height difference of the benchmarks during four measurement periods. The error bar is equivalent to 1 X SD. The photo (bottom) shows the Kandovan fault near benchmark station APAQ1049.

дением соответствует отбору газа, поэтому общий ход кривой показывает просадку в центральной части газохранилища. Период между 3–2 соответствует нейтральному периоду, когда отбор завершился, а интенсивной закачки еще нет. В этот период среднее смещение по профилю стремится к нулевым значениям. И, наконец, в период 4–3 происходит закачка газа, что приводит к подъему земной поверхности в центральной части профиля.

Оценка относительных деформаций вдоль всего профиля («фоновая» компонента) показала, что знакопеременные относительные деформации изгиба земной поверхности равны $1.3 \cdot 10^{-6}$ как в период отбора, так и в период закачки. Величина относительных деформаций в зонах разломов (репера № 50, 45 и 29) изменяется в интервале от $2 \cdot 10^{-5}$ до $8.7 \cdot 10^{-5}$. Таким образом, разломные зоны усиливают циклические деформации при эксплуатации подземного газохранилища почти на 1.5 порядка.

Анализ локальных аномалий вертикальных смещений в окрестности разломных зон показывает, что имеют место как канонические по форме γ -аномалии, так и S -аномалии, которые обусловлены локальными сдвиговыми перемещениями разного знака. Это характерно для правого крайнего разлома, причем, если в период отбора в пределах этого разлома происходит монотонное локальное оседание, то в нейтральный период морфология аномалии усложняется, а в период закачки газа формируется типичная S -аномалия.

Существует еще одна особенность в морфологии γ -аномалий, которая характерна для многих нефтегазовых объектов. Иногда на подземных хранилищах газа и нефтяных месторождениях наблюдаются локальные оседания, которые осложняются переменной знака в концевых участках аномалий. Типичный пример – это γ -аномалия на крайнем левом разломе в период между 2 и 1-м циклом измерений. Видно, что оба верхних края аномалии несколько приподняты над «фоновым» уровнем. Происходит инверсия знака при выходе аномальных смещений из области локального минимума. Такую разновидность γ -аномалии уместно назвать «инверсной», в отличие от «монотонной», типичной формы аномалии для второго слева разлома.

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 падающей добычи производится закачка воды в пласт, зачастую регистрируются инверсные аномалии.

4. МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННОЙ РАЗДВИГОВОЙ АКТИВИЗАЦИИ РАЗЛОМОВ

Для установления адекватного механизма формирования деформационной активизации разломов необходимо сопоставление результатов поле-

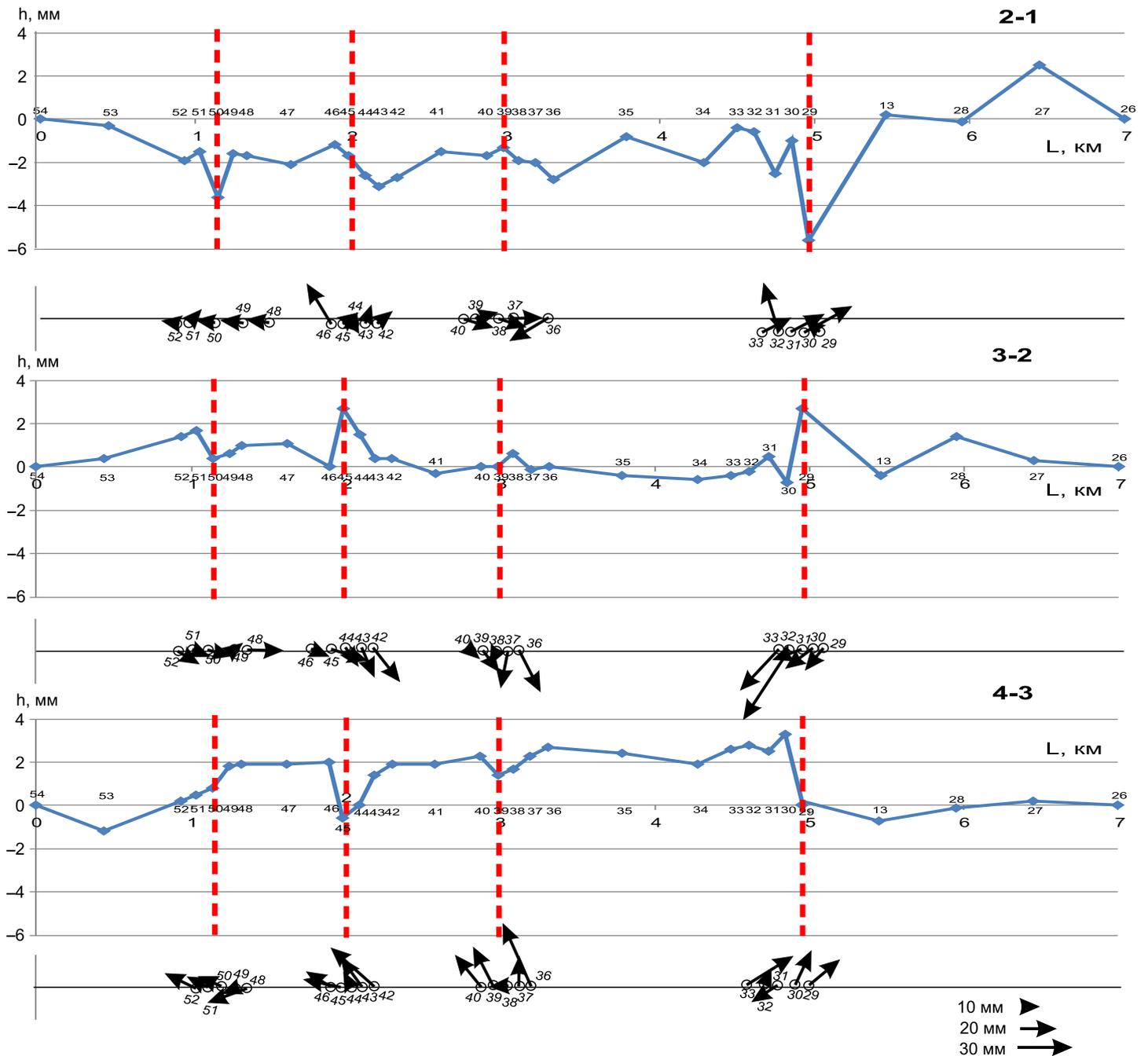


Рис. 6. Сопоставление нивелирных (точки) и GPS (стрелки) наблюдений вдоль профиля. Пунктиром обозначено местоположение разломных зон по геологическим и геофизическим данным.

Fig. 6. Comparison between the geodetic leveling (dots) and GPS (arrows) observation data along the profile. The fault zones identified from the geological and geophysical data are marked by dashed lines.

вых наблюдений аномальных смещений земной поверхности с аналогичными характеристиками, которые следуют из разработанных аналитических и численных моделей формирования локального напряженно-деформированного состояния разломных зон. В работе [Kuzmin, 1999] приведен обширный обзор аналитических и численных моделей, который был дополнен современными публикациями (до 2017 г. включительно).

Все известные к настоящему времени модели можно достаточно четко разбить на три группы.

1. Блочные модели, в которых задаются раздвиговые или сдвиговые перемещения блоков фундамента, создающие смещения поверхности сплошного осадочного чехла, расположенного на фундаменте. Разлом является разделительной поверхностью, вдоль и поперек которой осуществляются смещения между двумя блоками. В этом

смысле тип аномалий смещения поверхности полностью определяется внешними, «региональными» кинематическими условиями движений блоков.

2. Дислокационные модели разломов, когда задаются скачки локальных смещений внутри бесконечно тонкой области разлома, которые формируют распределение смещений земной поверхности. Это типичная задача с «внутренними» источниками, которая не зависит от характера «региональных» условий, а целиком определяется раздвиговым или сдвиговым характером скачка смещений на разрыве.

3. Параметрические модели разломов, которые характеризуются тем, что зона разлома представляет собой область (включение) с пониженными механическими (жесткостными) характеристиками. В этом случае локальные раздвиговые подвижки бортов в зоне разлома формируются за счет уменьшения объемного модуля (K) в обстановке «регионального», постоянного растягивающего горизонтального напряжения. Сдвиговые смещения в зоне разлома происходят при снижении модуля сдвига (μ) в обстановке постоянных «региональных» напряжений (нормальных и касательных) любого знака.

Далее приводятся результаты сравнительного анализа существующих моделей именно для тех случаев, когда в разломной зоне (модельном аналоге разлома) происходит раздвиговая подвижка бортов, поскольку доминирующим типом наблюдаемых аномалий современных смещений земной поверхности являются аномалии типа γ .

Наиболее разработанной блоковой моделью формирования и развития раздвиговых разломов является модель, предложенная во второй половине прошлого века коллективом сотрудников ИФЗ АН СССР под руководством А.С. Григорьева [Grigoryev et al., 1988]. В модели рассматривается процесс деформирования слоистого осадочного чехла, обусловленный горизонтальными движениями блоков фундамента вкост простирания разделяющего их разлома. Получены замкнутые аналитические решения для напряженно-деформированного состояния слоистого чехла с учетом веса среды.

На рис. 7 показано распределение вертикальных смещений поверхности и их горизонтальных градиентов (наклонов) вкост простирания вертикального раздвигового разлома. Если полагать, что линия абсцисс указывает на местоположение разлома, то видно, что в его окрестности формируются максимальные оседания, которые монотонно затухают по обе стороны от линии разлома. На графике представлены нормированные к толщине осадочного слоя смещения и наклоны, а также расстояние от разлома. Если перейти к размерным величинам,

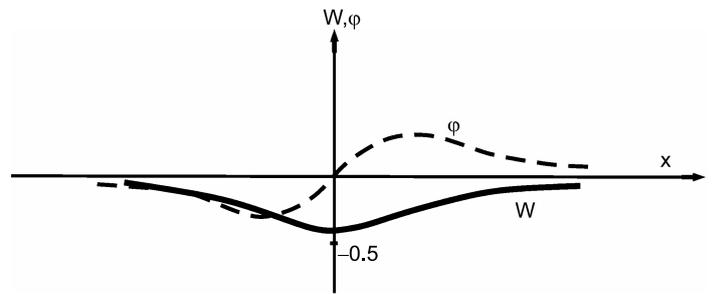


Рис. 7. Распределение расчетных вертикальных смещений (сплошная линия) и наклонов (прерывистая линия) вдоль профиля, пересекающего раздвиговой разлом.

Fig. 7. Distribution of the calculated vertical displacements (solid line) and tilts (dashed line) along the profile across the tensile fault.

то окажется, что ширина области наибольшего оседания соизмерима с толщиной осадочного чехла. Для более детального сопоставления расчетных и наблюдаемых значений оседаний на рис. 8 показано сопоставление результатов нивелирных наблюдений на одном из нефтяных месторождений Белоруссии.

Расчетные смещения были получены для реальных условий участка нивелирного профиля, пересекающего Речицкий разлом в Припятском прогибе (Белоруссия). Использовались материалы по физическим свойствам горных пород, детальному строению осадочного чехла и верхов фундамента согласно геолого-геофизическим данным. Из рис. 8 следует существенное отличие расчетных и наблюдаемых данных. Не совпадает ни ширина аномалий, ни их амплитуда.

Кроме того, для реализации блоковой модели необходимо, чтобы вариации во времени горизонтальных перемещений блоков соответствовали временному ходу развития локальных приразломных оседаний, а их амплитуды были соизмеримы с амплитудами смещений блоков. Однако обобщение работ по изучению деформаций земной поверхности, проведенных методами спутниковой и наземной геодезии в различных регионах и разных пространственно-временных масштабах, показало, что скорости среднегодовых относительных деформаций лежат в диапазоне 10^{-8} – 10^{-9} в год и слабо зависят от базы и продолжительности периода наблюдений [Kuzmin, 2013, 2017]. В качестве примера на рис. 9 показаны результаты многолетних (более 40 лет) светодальномерных наблюдений за горизонтальными смещениями вдоль двух линий. Одна линия пересекает зону Передового разлома Копетдага (№ 3330). Вторая (№ 1532) находится в блоковой части и ориентирована ортогонально прости-

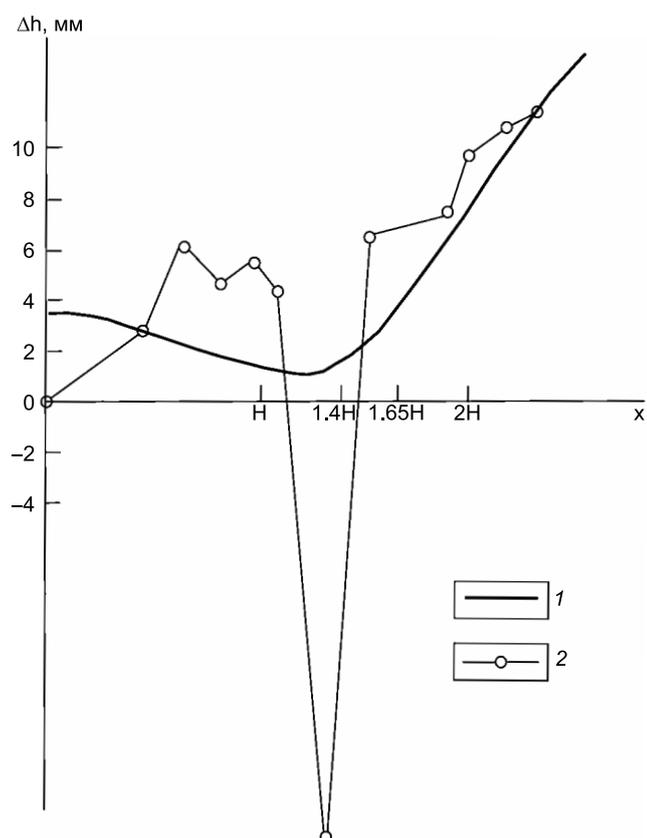


Рис. 8. Распределение расчетных (1) и наблюдаемых (2) вертикальных смещений вдоль профиля, пересекающего раздвиговой разлом (блоковая модель).

Fig. 8. Distribution of the calculated (1) and observed (2) vertical displacements along the profile across the tensile fault (block model).

ранию разлома. Номера линий соответствуют длине этих линий в метрах.

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. Для выявления среднегодовой скорости смещений была проведена интервальная оценка скорости смещений за период линейного тренда внутри каждого временного промежутка. Затем средние значения трендов скоростей суммировались с учетом знака изменений длины линий (удлинения, укорочения). По существу, это соответствует известной интегральной теореме о среднем, где интегрирование заменено суммированием.

Вдоль линии № 3330 отмечается укорочение на величину -0.7 мм за время 43.5 года. Среднегодовая скорость укорочения составляет величину -0.015 мм/год, а среднегодовая скорость относительных деформаций $-4.5 \cdot 10^{-9}$ в год. Укорочение вдоль линии № 1532, которая направлена ортого-

нально простирающую Копетдага и линии Передового разлома, за период 40 лет составило -2.1 мм. Среднегодовая скорость этого укорочения -0.052 мм/год, или $3 \cdot 10^{-8}$ в год для среднегодовой относительной деформации. При этом за указанный промежуток времени неоднократно возникали локальные γ -аномалии пульсирующего характера со скоростями вертикальных смещений порядка нескольких сантиметров в год и со среднегодовыми скоростями относительных деформаций порядка 10^{-5} в год [Izyumov, Kuzmin, 2014; Kuzmin, 2013, 2016, 2017].

В связи с этим блоковая модель формирования локальных оседаний земной поверхности в зонах активизации раздвиговых разломов не может быть использована в качестве механизма формирования наблюдаемого пространственно-временного спектра современных смещений.

Дислокационные модели смещений земной поверхности в зонах разломов разработаны очень детально. Существует большой класс аналитических и численных моделей, которые учитывают кривизну Земли, реологию, слоистость и весомость вмещающей среды. Эти модели уже более 70 лет успешно применяются в задачах сейсмологии (механизм очагов, косейсмические и постсейсмические движения и др.), а также при анализе результатов геодезических наблюдений в вулканических областях [Dzurisin, 2007].

В целом эти модели достаточно хорошо описывают локальный характер приразломных смещений поверхности. Задаваемые, например раздвиговые, скачки смещений в разломе оказываются вполне соизмеримыми с наблюдаемыми величинами. Более того, в рамках дислокационных моделей выявляются «инверсные» формы аномалий γ -типа (рис. 10).

В данной модели реализован горизонтальный раздвиг краев дислокации на 1 м при глубине верхнего края в 1 км. Как следует из рисунка 10, при заглуплении нижнего края дислокации (разлома) ширина аномалии увеличивается. Особенностью распределения вертикальных смещений, помимо инверсного характера, является то, что собственно оседание имеет небольшую амплитуду относительно нулевых значений. Из общей величины амплитуды оседания (15 см) от ее краев поднятие самих краев относительно нуля составляет 75 % (10 см). Подобное никогда не наблюдалось в реальных данных.

Существенным недостатком дислокационных моделей также является то, что у них совершенно отсутствует горизонтальный размер (ширина) разлома. Это обстоятельство практически лишает возможности использовать данные модели при описании взаимосвязи локальных деформаций и вари-

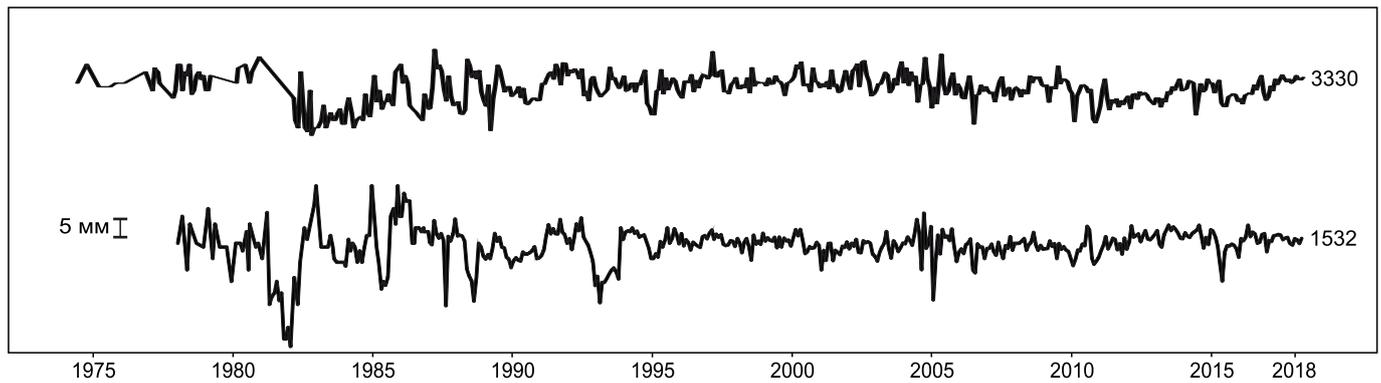


Рис. 9. Изменения горизонтальных смещений во времени вдоль линий № 3330 и № 1532.

Fig. 9. Variations of horizontal displacements in time along lines No. 3330 and No. 1532.

ций различных геофизических (магнитных, гравитационных и др.) и геохимических (эманации газов и др.) параметров. Кроме этого, тип (S , γ) и амплитуда аномальных смещений земной поверхности в разломной зоне не зависят от характера и интенсивности «региональных» условий, в которых развивается локальная аномалия. Однако выше отмечалось, что анализ обширного массива данных выявил зависимость типа приразломных аномалий от характера региональных геодинамических режимов. Эти обстоятельства существенно ограничивают возможности использования дислокационных моделей в качестве приемлемого механизма формирования γ -аномалий.

Параметрическая модель разработана автором и последовательно изложена в работе [Kuzmin, 1999]. Она в известной степени обобщает блоковую и дислокационную модели, учитывая присущие им ограничения. Как и в блоковой модели, она имеет «региональные» (внешние) условия формирования локальных, соответствующих измерениям, аномалий. С другой стороны, как и дислокационная, параметрическая модель способна описывать локальные аномалии, но для конечной ширины разломной зоны. Эта модель базируется на ряде эмпирических и модельных обобщений, которые достаточно уверенно входят в повседневную систему взглядов на процессы формирования и развития разломов, включая их современную деформационную активность.

Во-первых, автор разделяет представления тектонофизической школы С.И. Шермана [Sherman, 1977; Sherman et al., 1983; Seminsky, 2003, 2014; и др.] о том, что 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 повышен-

ной трещиноватости», при количественных оценках рассматриваются в качестве синонимов. Главным здесь является то, что *зона разлома есть область, вмещающая породы с аномальными физико-механическими, геолого-геофизическими, флюидо-геохимическими и другими характеристиками*. В этом случае зоны разломов естественным образом являются концентраторами современного аномального напряженно-деформированного состояния, а следовательно, и базовым объектом изучения современных геодинамических процессов.

Во-вторых, анализ характера деформирования разломных зон совместно с геодинамической и петрофизической обстановкой исследуемых регионов позволил сформулировать механизм формирования аномалий вертикальных смещений типа γ как проявление активизации трещин отрыва вертикальной ориентации и локальных просадок вышележащей толщи пород в обстановке квазистатического субгоризонтального растяжения. Этот механизм во многом коррелируется с представлениями В.Н. Николаевского, изложенными в нескольких публикациях по внутренней реологической структуре разломных зон [Nikolaevsky, 2010]. В этих работах показано, что развитие разломов в верхних слоях коры охарактеризовано следующим образом. До уровня глубины 2–3 км выделяется область с преимущественным развитием хрупких трещин отрыва вертикальной ориентации. Ниже (примерно до глубины 8–10 км) имеется область, в которой развито хрупкое разрушение сколового (сдвигового) типа. Далее на глубинах порядка 10–15 км происходит локализация трещинообразования в субгоризонтальную полосу, связанную с дилатансионными деформациями. Как показали многочисленные решения обратных задач современной геодинамики разломов, именно в диапазоне глубин от первых сотен метров до первых километров формируются источники γ -аномалий.

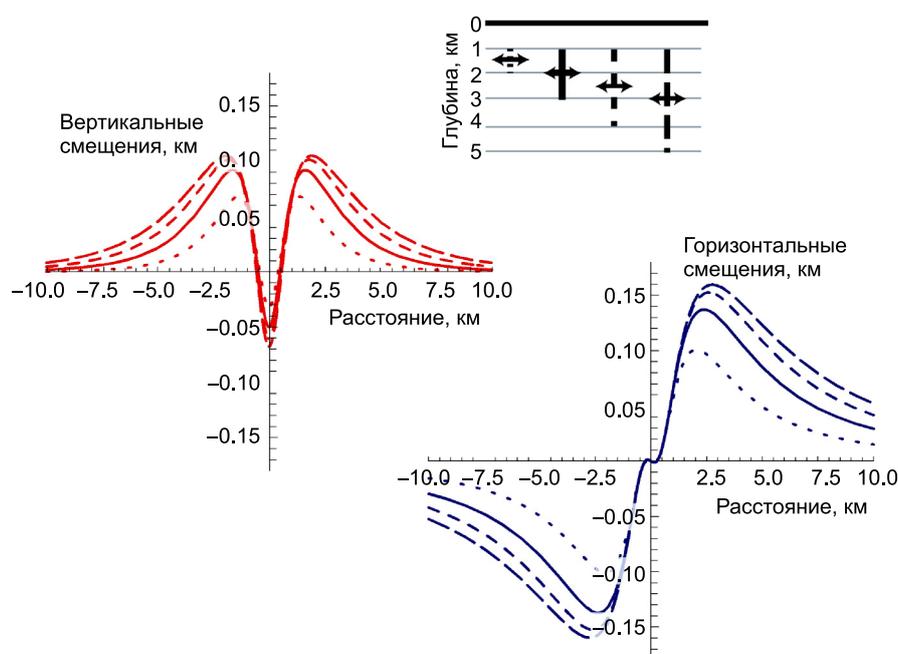


Рис. 10. Распределение расчетных вертикальных (красный цвет) и горизонтальных (синий цвет) смещений вдоль профиля, пересекающего раздвиговой разлом с указанием различной глубины источника (дислокационная модель).

Fig. 10. Distribution of the calculated vertical and horizontal displacements (red and blue lines, respectively) along the profile across the tensile fault (dislocation models with different depths of the source of strain).

И наконец, 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 [Kuzmin, 1999, 2008]. Все это свидетельствует в пользу мягкой схемы регионального нагружения, т.е. обстановки квазистатического, фиксированного напряженного состояния. Кроме того, как следует из основ механики деформируемых сред, накопление энергии при мягком способе нагружения происходит в области неоднородностей, имеющих пониженные жесткостные характеристики относительно жесткости вмещающей среды.

Название «параметрическая модель» означает, что в ее основе лежит механизм параметрического

возбуждения системы «разломная зона – вмещающая среда». Из физики хорошо известно, что любую систему вывести из состояния равновесия (возбудить систему) можно двояким образом: либо посредством внешнего силового воздействия на систему в целом, либо путем возмущений внутренних параметров системы, предварительно нагруженной извне.

Применительно к проблемам современной геодинамики разломов энергетика процесса выглядит следующим образом. Региональные силы (напряжения), находясь в режиме квазистатического нагружения, производят работу на локальных перемещениях (деформациях), обусловленных вариациями во времени внутренних параметров среды в локализованных фрагментах разломных зон, поэтому причиной возникновения аномальных деформаций в окрестности разломов является локальное, подчас малое воздействие, которое позволяет относить возникающие аномалии к категории параметрически индуцированных процессов. Под внутренними параметрами среды следует понимать такие характеристики, как жесткость, плотность, трение, проницаемость, пористость и т.д.

Количественной основой данной модели служит теория деформационных ядер (включений), расположенных во внутренних участках твердого тела,

которая была разработана для решения задач физики неоднородных сред и механики композиционных материалов. Наиболее обобщающей работой в этом направлении является статья [Mindlin, Cheng, 1950]. Следует подчеркнуть, что применительно к геофизике рядом исследователей уже были использованы представления о разломах как о включениях в упругое полупространство.

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 [Dobrovolsky, 2009] получил формулу для смещений свободной поверхности при оценке аномальных деформаций как предвестников землетрясений. С.М. Молоденский [Molodensky, 1984] использовал эти представления для оценки влияния разломов как мягких включений на амплитуды земноприливных деформаций и наклонов.

Вместе с тем в этих работах не удалось построить общий формализм, который бы позволял не только получать выражения для оценки локального поля смещений поверхности в окрестности разломов как включений с пониженной жесткостью, но и увязывать их с дислокационными моделями в рамках единого подхода. В монографии [Kuzmin, 1999] на основании теоремы взаимности работ для среды с дисторсией и с использованием аппарата функций Грина удалось получить выражение для смещений упругого полупространства, где источником локальных аномалий могут быть вариации жесткости, скачки смещения, изменения пороупругих параметров и др.

Серьезная проблема для получения замкнутых аналитических формул для расчета напряженно-деформированного состояния заключается в необходимости проведения несложных, но громоздких и утомительных вычислений. Этого в существенной мере удалось избежать после обнаружения так называемой гравидеформационной аналогии. Она заключается в том, что выражение для вертикального градиента гравитационного потенциала (g) как потенциала от единичной массы и выражение для вертикального градиента потенциала смещений (вертикальное смещение U) как потенциала от единичной силы геометрически идентичны.

Формула для расчета вертикальных смещений от неоднородности (включения) произвольной формы имеет вид:

$$U_3 = \frac{\alpha \cdot (1-2\nu) \cdot \sigma}{6\pi\mu} \iiint_V \frac{z dx dy dz}{R^3}, \quad (1)$$

где α – относительное изменение объемного модуля; σ – региональное напряжение; $R = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$; μ и ν – модуль сдвига и коэффициент Пуассона, соответственно.

Формула для изменения ускорения свободного падения имеет вид:

$$\Delta g = -f \delta \rho \iiint_V \frac{z dx dy dz}{R^3}, \quad (2)$$

где f – гравитационная постоянная, а $\delta \rho$ – изменение плотности.

Сравнение выражений (1) и (2) 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 и используя известные в теории гравитационного потенциала выражения для геометрического сомножителя, можно получить аналитические выражения для смещений и деформаций свободной поверхности упругого полупространства, содержащего объемные включения различной конфигурации, внутри которых изменяются внутренние параметры (жесткостные или деформационные)

На рис. 11 представлены модельные распределения вертикальных и горизонтальных смещений поверхности в профильном варианте (но для трехмерных задач) для включений различной правильной формы.

Для сравнительного анализа распределения смещений земной поверхности от различных включений на рис. 11 представлены кривые, построенные в едином вертикальном и горизонтальном масштабе. Для модельных аналогов (сферы, бесконечного и ограниченного цилиндров) глубины залегания центров включений (9 км), радиусы (3 км), относительные изменения модулей ($\alpha=0.03$), региональное напряжение ($\sigma=100$ МПа) и жесткость вмещающей среды ($\mu=10^4$ МПа) являются одинаковыми.

Как видно из рисунка 11, трем различным видам включений (аналогов источников аномалий типа регионального изгиба) соответствуют различные уровни амплитуд и характер затухания кривых, как для вертикальных, так и для горизонтальных смещений поверхности. Примечательно то, что распределение смещений для ограниченного цилиндра (при соотношении горизонтальных и вертикальных размеров как 4:1) занимает промежуточное положение между сферой и бесконечным

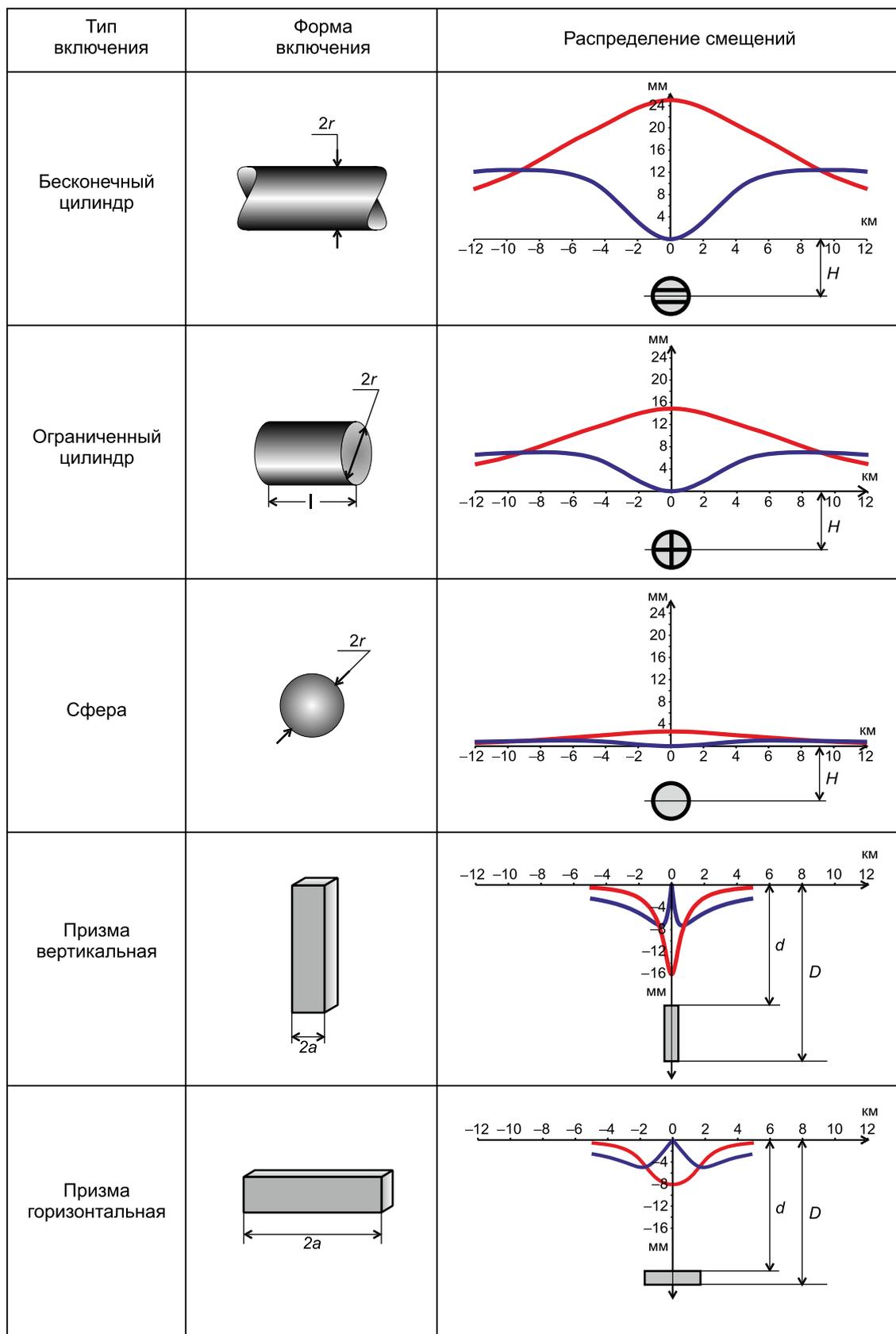


Рис. 11. Распределение расчетных вертикальных (красная линия) и горизонтальных (синяя линия) смещений вдоль профиля, пересекающего включения различной формы.

Fig. 11. Distribution of the calculated vertical and horizontal displacements (red and blue lines, respectively) along the profile across the inclusions of different shapes (strain nuclei model).

цилиндром, которые следует рассматривать как предельные варианты.

Аналогичные результаты получены и для двух различных типов призм: вертикальной и горизонтальной. Для оценок использованы те же, что и выше, значения σ , α и μ . Ширина и длина вертикальной призмы равны 0.25 и 1.60 км, соответственно. У горизонтальной призмы наоборот: ширина равна 1.6 км, а длина – 0.25 км. 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 призмы. 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 используется для оценок влияния режима разработки нефтегазоносных горизонтов на деформации земной поверхности.

Таким образом, в качестве адекватного механизма формирования аномалий γ -типа необходимо использовать параметрическую модель, поскольку в рамках этой модели, используя формализм деформационных ядер (включений), можно описывать формирование как монотонных, так и инверсных аномалий оседаний.

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные эмпирические данные позволяют получить достаточно уверенный ответ на вопрос, поставленный в заголовке статьи. Однако автору представляется уместным привести ряд комментариев, которые несколько выходят за рамки проведенного исследования.

Столь низкая среднегодовая скорость относительных деформаций на уровне 10^{-8} – 10^{-9} в год свидетельствует о том, что среднегодовая скорость изменения региональных напряжений крайне мала. Если полагать, что скорость деформаций линейно пропорциональна скорости приложенных напряжений, то при типичных значениях жесткости среды вариации во времени региональных напряжений будут составлять величины порядка 10–100 Па в год или 0.1–1.0 мбар (0.1–1.0 атм) в год. Это удивительный результат, если учесть, что оценки скоростей деформаций получены по ре-

зультатам геодезических наблюдений в сейсмоактивных регионах.

Слабая представительность локальных сдвиговых смещений в разломах, по крайней мере по наблюдениям за вертикальными движениями земной поверхности, является неким диссонансом для большого количества исследований, где в качестве основного механизма современной активизации разломов выступают исключительно сдвиговые (с позиций механики) перемещения бортов.

Это во многом понятно, когда изучаются косейсмические и постсейсмические деформации в очаговых зонах сильных землетрясений или исследуются режимы сдвигового скольжения по разлому на модельном и натурном уровнях описания процессов [Kocharyan, 2016]. Но существует и еще одна причина, которую автор рискнет назвать методологической.

Выдающийся французский физик П. Кюри, которому принадлежат фундаментальные исследования в области симметрии природных процессов, так охарактеризовал основной принцип развития природы: «Диссимметрия творит явление». Применительно к явлениям деформаций твердых, жидких и газообразных тел этот принцип неоднократно подчеркивал в своих многочисленных работах известный специалист в области реологии М. Рейнер. Например, в случае гидростатического (сферически-симметричного) сжатия и последующего снятия нагрузки шарики из стали, пластилина или воды будут вести себя одинаково [Reiner, 1960]. Они все будут упруго восстанавливать свой объем после снятия нагрузки! Реологическое различие между этими шариками возникнет только после приложения к ним сдвиговых усилий или деформаций формоизменения (сдвига). Таким образом, симметричные объемные деформации не определяют явление. Они не могут выявить (идентифицировать), какая среда подверглась деформированию: упругая, пластичная или жидкая. С этой целью необходимо использовать деформацию формоизменения для установления реологического состояния среды.

В этом случае сдвиговый механизм формирования локальных деформаций является более предпочтительным. Именно поэтому аномалии типа S являются несимметричными. Тогда закономерен следующий вопрос. Как относиться к надежно установленным фактам, что доминирующим типом современных локальных смещений земной поверхности в зонах разломов являются симметричные γ -аномалии? Ведь эти аномалии, несомненно, являются отражением объемных, а не сдвиговых деформаций.

Курьезность этого вопроса заключается в том, что в механике деформируемых сред [Timoshenko,

Goodier, 1970] девиаторы напряжений и деформаций не вызывают изменение объема деформируемого тела, поэтому утверждается, что, тензоры-девиаторы описывают только явление формоизменения, которое отождествляется со сдвиговой деформацией. Следовательно, γ -аномалии есть отражение объемных деформаций, а S -аномалии связаны с деформациями формоизменения.

Однако при одноосном растяжении упругого тела кубической формы произойдет изменение формы куба. Он станет параллелепипедом. Но одновременно произойдет и увеличение первоначального объема. Очевидно, что формоизменение сопровождается изменением объема и не обязательно определяет только сдвиговую деформацию.

Если вернуться к проблемам геодинамики и обратиться к известному учебнику [Turcotte, Shubert, 2002], то данное напряженное состояние является девиатором и, следовательно, деформация формоизменения является сдвиговой. Действительно, при использовании терминологии этого учебника (цитаты взяты в кавычки) горизонтальное нормальное напряжение будет состоять из «тектонической добавки» $\Delta\sigma_{xx}$ и литостатического давления ρgy , которое является гидростатическим. Тогда «тектоническая добавка является девиаторным напряжением»:

$$\Delta\sigma_{xx} = \sigma_{xx} - \rho gy. \quad (3)$$

Если полагать, что указанный выше модельный кубик выполнен из горной породы и расположен на глубинах, где действует литостатическое давление и горизонтальное тектоническое растяжение, то увеличение объемной деформации во времени, с учетом стационарности литостатических нагрузок ($\delta\rho gy=0$), будет вызываться временной вариацией горизонтального девиаторного растяжения и наоборот.

Кажущаяся курьезность ситуации снимается, если учитывать, что выделение из тензоров напряжений и деформаций частей, соответствующих всестороннему растяжению или сжатию, не означает полного выделения всех компонент, относящихся к объемным эффектам. В тензорах-девиаторах деформаций наряду с компонентами сдвиговых деформаций содержатся диагональные компоненты, которые непосредственно связаны с линейными деформациями, поэтому девиаторы в целом описывают не только эффекты сдвига, а деформация формоизменения не является однозначным отражением сдвиговых деформаций [Kuzmin, 2014b]

Отсюда следует, что механизм формирования γ -аномалий обусловлен горизонтальным девиаторным растяжением (удлинением) локальной зоны разлома, находящегося в поле стационарного,

регионального растяжения. Те локальные аномалии вертикальных смещений, которые наблюдаются в условиях эксплуатации подземных хранилищ газа, вызываются аналогичными причинами, поскольку превышение закачиваемого давления во флюидонасыщенных разломах над гидростатическим формирует локальную девиаторную деформацию удлинения вкрест простирания разлома.

Таким образом, явление локальных раздвигов внутри активизированных фрагментов разломных зон, приводящее к локальным просадкам земной поверхности, определяется наличием девиаторных деформаций в полном соответствии с принципом П. Кюри. Диссимметрией в данном случае служит отклонение (девиация) аномалеобразующей деформации, которая «творит явление», от сферически-симметричного (шарового) напряженно-деформированного состояния среды.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования убедительно показывают, что традиционные представления о доминирующей роли сдвиговых деформаций при современной аномальной активизации разломов не подтверждаются многочисленными геодезическими данными. По крайней мере это доказано на примере вертикальных смещений земной поверхности. Материалы наблюдений за горизонтальной компонентой приразломных смещений крайне скудны. Практически отсутствуют целенаправленные исследования горизонтальных движений земной поверхности локальными (с расстояниями между пунктами порядка первых сотен метров) системами геодезических наблюдений. Приведенные на рис. 6 данные локальных систем ГНСС наблюдений в зонах разломов являются скорее исключением из правил. Однако даже для этих данных не удалось выявить наличие горизонтальных сдвиговых перемещений земной поверхности в зонах разломов.

Естественно, что исключение составляют косейсмические и постсейсмические движения в очаговых зонах произошедших землетрясений, но это уже совсем другая история. Землетрясение – это по сути своей есть реализация накопленных касательных напряжений, поэтому и реализуются они преимущественно посредством сдвиговых деформаций.

Многочисленные данные о скоростях среднегодовых деформаций, полученные по длительным рядам наблюдений в различных регионах мира, практически однозначно указывают на то, что для объяснения локальных аномалий деформаций в зонах разломов должны использоваться модели

с «внутренними» источниками. Действительно, скорости относительных деформаций на уровне 10^{-8} – 10^{-9} в год, на фоне которых возникают аномалии со скоростями 10^{-5} – 10^{-4} в год, не могут являться причиной активизации локальных, приразломных деформаций.

Обширный класс тщательно разработанных дислокационных моделей не позволяет их использовать в качестве адекватного механизма формирования наблюдаемых аномалий. Главный генетический недостаток этих моделей – отсутствие толщины разлома – приводит к тому, что морфология модельных кривых аномальных смещений принципиально не соответствует наблюдаемым данным.

В качестве наиболее приемлемого механизма предлагается использовать модель с включением (неоднородностью), находящимся в поле квазистатического нагружения. Разработанный в этом направлении математический формализм позволяет

интерпретировать различные сценарии формирования аномальных деформаций в зонах разломов: изменения во времени жесткостных характеристик разломных зон, флуктуации порового и/или пластового давления и т.д. При этом главным условием формирования деформационных аномалий является наличие в зоне разлома изменяющейся во времени девиаторной деформации расширения (удлинения).

Рассмотренные вопросы автор обсуждал во время своей последней встречи с Семеном Ийновичем Шерманом в сентябре 2016 г. Он обратился ко мне с просьбой оформить эти соображения в виде статьи и обязательно опубликовать ее в журнале *Geodynamics & Tectonophysics*. В журнале, инициатором и ангелом-хранителем которого он был и есть.

Именно поэтому автор посвящает статью светлой памяти этого выдающегося Ученого и незабываемо-яркого Человека.

7. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Broek D., 1986. Elementary Engineering Fracture Mechanics. Kluwer, Dordrecht, 540 p.
- Churikov V.A., Kuzmin Y.O., 1998. Relation between deformation and seismicity in the active fault zone of Kamchatka, Russia. *Geophysical Journal International* 133 (3), 607–614. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1998.00511.x>.
- Dobrovolsky I.P., 2009. Mathematical Theory of Preparation and Prediction of Earthquakes. FIZMATLIT, Moscow, 240 p. (in Russian) [Добровольский И.П. Математическая теория подготовки и прогноза землетрясений. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2009. 240 с.].
- Dzurisin D., 2007. Volcano Deformation. New Geodetic Monitoring Techniques. Springer, Berlin, 442 p.
- Grigoryev A.S., Volovich I.M., Mikhailova A.V., Rebetsky Y.L., Shakhmuradova Z.E., 1988. Relationships between the kinematics of the top of a layer and the state of stress within it due to block motion at its bottom (in connection with the interpretation of recent movements). *Journal of Geodynamics* 10 (2–4), 127–138. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(88\)90019-1](https://doi.org/10.1016/0264-3707(88)90019-1).
- Gzovsky M.V., 1975. Fundamentals of Tectonophysics. Nauka, Moscow, 536 p. (in Russian) [Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.].
- He Y.M., Wang W.M., Yao Z.X., 2003. Static deformation due to shear and tensile faults in a layered half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America* 93 (5), 2253–2263. <https://doi.org/10.1785/0120020136>.
- Izyumov S.F., Kuzmin Y.O., 2014. Study of the recent geodynamic processes in the Kopet-Dag region. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 50 (6), 719–731. <https://doi.org/10.1134/S1069351314060019>.
- Khisamov R.S., Kuzmin Yu.O. (Eds.), 2012. Recent Geodynamics and Seismicity of the Southeastern Tatarstan. Fen, Kazan, 240 p. (in Russian) [Современная геодинамика и сейсмичность юго-востока Татарстана / Ред. Р.С. Хисамов, Ю.О. Кузьмин. Казань: “Фэн”, 2012. 240 с.].
- Kocharyan G.G., 2016. Geomechanics of Faults. GEOS, Moscow, 432 p. (in Russian) [Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. М.: ГЕОС, 2016. 432 с.].
- Kuzmin Y.O., 2008. Problematic issues of studying the deformation processes in recent geodynamics. *Mountain Information and Analytical Bulletin* (3), 98–107 (in Russian) [Кузьмин Ю.О. Проблемные вопросы изучения деформационных процессов в современной геодинамике // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2008. № 3. С. 98–107].
- Kuzmin Y.O., 2009. Tectonophysics and recent geodynamics. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 45 (11), 973–986. <https://doi.org/10.1134/S1069351309110056>.
- Kuzmin Y.O., 2013. Recent geodynamics of the faults and paradoxes of the rates of deformation. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 49 (5), 626–642. <https://doi.org/10.1134/S1069351313050029>.
- Kuzmin Y.O., 2014a. Recent geodynamics of fault zones: faulting in real time scale. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (2), 401–443 (in Russian) [Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломных зон: разломообразование в реальном масштабе времени // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 2. С. 401–443]. <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0135>.

- Kuzmin Y.O., 2014b. The topical problems of identifying the results of the observations in recent geodynamics. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 50 (5), 641–654. <https://doi.org/10.1134/S1069351314050048>.
- Kuzmin Y.O., 2015. Recent geodynamics of a fault system. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 51 (4), 480–485. <https://doi.org/10.1134/S1069351315040059>.
- Kuzmin Y.O., 2016. Recent geodynamics of dangerous faults. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 52 (5), 709–722. <https://doi.org/10.1134/S1069351316050074>.
- Kuzmin Y.O., 2017. Paradoxes of the comparative analysis of ground-based and satellite geodetic measurements in recent geodynamics. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 53 (6), 825–839. <https://doi.org/10.1134/S1069351317060027>.
- Kuzmin Y.O., Churikov V.A., 1999. Anomalous strain generation mechanism before the March 2, 1992, Kamchatka earthquake. *Volcanology and Seismology* 20 (6), 641–656.
- Kuzmin Y.O., 1999. Recent Geodynamics and Assessment of Geodynamic Risks in Subsurface Use. Economic News Agency, Moscow, 220 p. (in Russian) [Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика и оценка геодинамического риска при недропользовании. М.: Агентство экономических новостей, 1999. 220 с.].
- Mandl G., 2005. Rock Joints. The Mechanical Genesis. Springer, Berlin, Heidelberg, 222 p.
- Mindlin R.D., Cheng D.H., 1950. Nuclei of strain in the semi-infinite solid. *Journal of Applied Physics* 21 (9), 926–930. <https://doi.org/10.1063/1.1699785>.
- Molodensky S.M., 1984. Tides and Nutation of the Earth, Nauka, Moscow, 214 p. (in Russian) [Молоденский С.М. Приливы и нутация Земли. М.: Наука, 1984. 214 с.].
- Nikolaevsky V.N., 2010. Collection of Works. Geomechanics. Vol. 2. Earth's crust. Nonlinear Seismics. Whirlwinds and Hurricanes. Institute for Computer Research, Moscow–Izhevsk, 560 p. (in Russian) [Николаевский В.Н. Собрание трудов. Геомеханика. Т. 2. Земная кора. Нелинейная сейсмика. Вихри и ураганы. Москва–Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2010. 560 с.].
- Okada Y., 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America* 75 (4), 1135–1154.
- Okada Y., 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America* 82 (2), 1018–1040.
- Peacock D.C.P., Nixon C.W., Rotevatn A., Sanderson D.J., Zuluaga L.F., 2016. Glossary of fault and other fracture networks. *Journal of Structural Geology* 92, 12–29. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.09.008>.
- Petrov O.V. (Ed.), 2010–2012. Geological Dictionary. In three volumes. VSEGEI, Saint Petersburg, 1352 p. (in Russian) [Геологический словарь. В трех томах / Ред. О.В. Петров. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010–2012. 1352 с.].
- Reiner M., 1960. Deformation, Strain and Flow: An Elementary Introduction to Rheology. H.K. Lewis & Co, London, 347 p.
- Saberi E., Yassaghi A., Djamour Y., 2017. Application of geodetic leveling data on recent fault activity in Central Alborz, Iran. *Geophysical Journal International* 211 (2), 751–765. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx311>.
- Seminsky K.Zh., 2003. The Internal Structure of Continental Fault Zones. Tectonophysical Aspect. GEO Branch, Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, 243 p. (in Russian) [Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003. 243 с.].
- Seminsky K.Zh., 2014. Specialized mapping of crustal fault zones. Part 1: Basic theoretical concepts and principles. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (2), 445–467 (in Russian) [Семинский К.Ж. Спецкартирование разломных зон земной коры. Статья 1: Теоретические основы и принципы // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 2. С. 445–467]. <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0136>.
- Sezava K., 1929. The tilting of the surface of a semi-infinite solid due to internal nuclei of strain. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, Tokyo University* 7 (1), 1–14.
- Sherman S.I., 1977. Physical Regularities of Crustal Fracturing. Nauka, Novosibirsk, 102 p. (in Russian) [Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.].
- Sherman S.I., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., 1983. Areas of Dynamic Influence of Faults (Modeling Results). Nauka, Novosibirsk, 110 p. (in Russian) [Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука, 1983. 110 с.].
- Singh S.J., Kumar A., Rani S., Singh M., 2002. Deformation of a uniform half-space due to a long inclined tensile fault. *Geophysical Journal International* 148 (3), 687–691. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2002.01590.x>.
- Timoshenko S., Goodier J.N., 1970. Theory of Elasticity. McGraw – Hill, New York, 591 p.
- Turcotte D.L., Shubert G., 2002. Geodynamics. Cambridge University Press, Cambridge, 456 p.
- Verma H., Swaroop R., Kumar V., 2017. Deformation of poroelastic half-space due to tensile dislocation. *International Journal of Engineering Sciences & Research Technology* 6 (12), 115–124. <https://doi.org/10.5281/zenodo.1087414>.
- Yang X.M., Davis P.M., 1986. Deformation due to a rectangular tension crack in an elastic half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America* 76 (3), 865–881.



Юрий Олегович Кузьмин, докт. физ.-мат. наук, профессор, зав. лабораторией
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН
123242, ГСП-5, Москва Д-242, ул. Большая Грузинская, 10, Россия

✉ e-mail: kuzpnex@gmail.com

Yuri O. Kuzmin, Doctor of Physics and Mathematics, Professor, Head of Laboratory
O.Yu. Schmidt Institute of Physics of the Earth of RAS
10 Bol'shaya Gruzinskaya street, Moscow D-242 123242, GSP-5, Russia