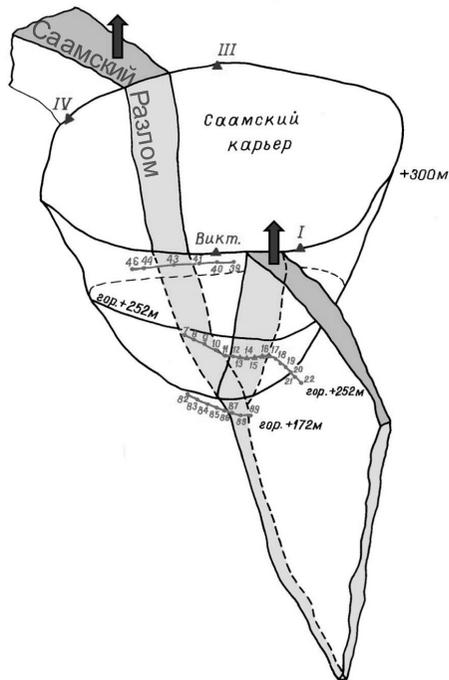


Раздел IV

РАЗЛОМ КАК ОСОБОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ И ФИЗИЧЕСКОЕ ТЕЛО



Как анализ напряженного состояния может подчеркнуть развитие и механическое поведение сложных разрывных структур? Пример Исландии

Жак Анжелъе^{1,2}, Франсуаза Бержерат³, Рагнар Стефансон⁴

¹ – Геосайенс Ажур и Океанологическая Лаборатория Виллефранса Унив. П. и М. Кюри, Виллефранс-Сюр-Мер, Франция

² – Университетский Институт Франции

³ – Университет П. и М. Кюри, Париж, Франция;

⁴ – Исландское Метеорологическое Бюро, Рейкьявик, Исландия

Представлена реконструкция напряжений по массовым определениям механизмов землетрясений с 1991 по 2005 г (33 878 событий) вдоль Южной Сейсмической зоны Исландии [1]. Похожий анализ был сделан в зоне разломов Тжорнес. Эти главные трансформные зоны соединяют наиболее активный наземный рифт Исландии и Срединно-Атлантические хребты к северу и югу от Исландии (рис. 1).

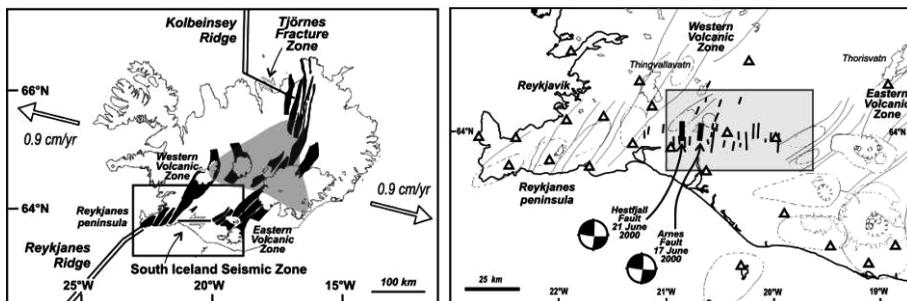


Рис. 1. Слева – границы плит в Исландии. Главные голоценовые системы вулканов береговых зон рифта показаны черным, белое сверху – ледники. Двойными линиями показаны оси океанических хребтов за пределами острова. Трансформные зоны показаны толстыми линиями с парами стрелок, показывающими общий смысл движений. Открытые стрелки относятся к раздвижению плит относительно оси хребта. Центральная часть горячей точки Исландии показана серым цветом. Прямоугольник показывает границы карты справа. Справа – карта юго-западной Исландии. Изученная область показана серым прямоугольником. Главные разломы южной Исландской сейсмической зоны – черные меридиональные линии. Разломы землетрясений июня 2000 – более толстые линии с названиями и датами. Механизмы двойного диполя этих двух землетрясений показаны как стандартные «мячи». Незалитые треугольники соответствуют положениям станций мониторинговой сети SIL Исландского Метеорологического Бюро.

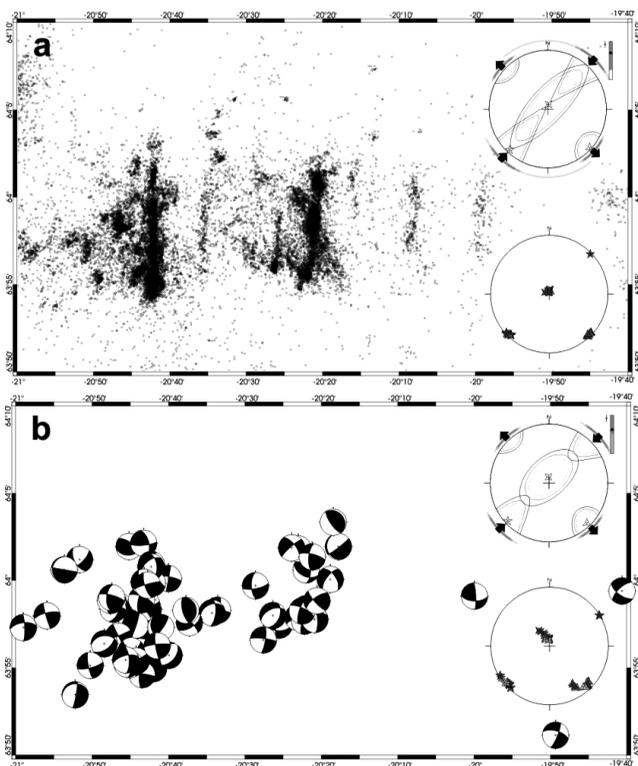


Рис. 2. Результаты реконструкции напряжений для получения среднего тензора напряжений в соответствии с методом Анжелье [2]. Основная совокупность землетрясений (карта эпицентров сверху), составляющая 73% от общего каталога из 33 878 землетрясений. Стереограммы: равноплощадные, нижняя полусфера. Каждая пара стереограмм (верхняя и нижняя) относится к реконструкциям с набором событий, имеющим разную минимальную магнитуду: (а) все вместе, (б) с магнитудой 3 и выше. Верхняя стереограмма: оси напряжений σ_1 , σ_2 и σ_3 как 5-ти, 4-х и 3-х лучевые звезды соответственно¹, показаны доверительные эллипсы (60, 75, 90 %), пары стрелок показывают направления сжатия и растяжения, с зоной неопределенности азимута, масштабная линейка 0–1 (0=основание, 1=вершина) для параметра Φ (соотношение осей главных напряжений). Нижняя стереограмма: различные варианты положения осей напряжений для перерасчета реконструкций поля с повышенными требованиями совпадения с успешными вариантами с применением критериев стабильности. Карта эпицентров для основного каталога (а), механизмы землетрясений в виде «мячей» (б)

¹ Следует иметь в виду, что для западных публикаций σ_1 – ось относительного сжатия, σ_3 – ось относительного растяжения.

Массовая реконструкция локальных напряжений имеет целью установить вид сеймотектонического режима. Локальные изменения во времени и в пространстве отражают изменения в сейсмической активности, а также механическое сцепление вдоль разрывов.

Если не принимать во внимание магнитуду, то массовая реконструкция режима для южной Исландской сейсмической зоны обнаружила устойчивую ориентацию как для основного режима с ориентировкой сжатия СВ–ЮЗ и растяжения СЗ–ЮВ, составляющих около 75% всех данных, так и для второстепенного, с сжатием СЗ–ЮВ и растяжением СВ–ЮЗ. Землетрясения этих двух режимов запутанно сочетаются во времени и пространстве, хотя есть намеки, что вторичный режим с более значительным разбросом и с чуть более низкими магнитудами является результатом эластичной «отдачи», сброса напряжений и миграции флюидов.

Так как процесс получения данных и техника реконструкции являются независимыми, этот анализ дает подтверждение того, что даже отрицательные магнитуды землетрясений, записанные Исландской сетью сейсмических станций, являются надежными, и этот вывод является основным с методологической точки зрения.

Для разломной зоны Тжорнес мы реконструировали непротиворечивую картину поля напряжений, показывающую тот же самый контраст, включая пару «противоположных» режимов.

Многочисленные поля напряжений развиваются и вокруг главных разломных зон, таких как разлом Хусавик–Флэтэй, как функция изменений в механическом сцеплении.

Были найдены восемь стресс состояний (два главных режима связаны с разными средними уровнями сцепления, в каждом случае – два «противоположных» суб-режима, каждый из которых включал два стресс состояния, связанных с переиндексацией между промежуточным и предельным напряжением).

Численное моделирование обеспечивало чисто физический эксперимент показывающий, что около центра трансформного разлома, соединяющего два рифта, угол между направлением растяжения и простиранием разлома увеличивался, в то время как механическое сцепление уменьшалось, что зависело от сеймотектонической активности или внедрения магмы.

Основное и дополнительное подмножества землетрясений близко ассоциируют в пространстве и во времени, во многих случаях спускаясь по масштабной шкале до часов и сотен метров. Это подсказывает, что «эластичный» отклик поверхностной части коры, включая эластичную отдачу и сброс напряжений, играют важную роль, приводя к переиндексации между основными осями напряжений. Изменения между основным и вторичным режимами могут соответствовать противоположным движениям по тем же самым разломам.

В терминах развития трансформной зоны Южная Сейсмическая Зона Исландии дает пример юной сдвиговой зоны простиранием В–З и левосторонним сдвигом, который обеспечивается правосторонними перемещениями по меридиональным разломам. И, наоборот, Зона разломов Тжорнес, которая развилась ранее, показывает зрелые разрывы, параллельные трансформному, такие как разрыв Хусавик.

Литература

1. Angelier J., Bergerat F., Stefansson R., Bellou M. Seismotectonics of a newly formed transform zone near a hot spot: Earthquake mechanisms and regional stress in the South Iceland Seismic Zone // Tectonophysics. 2008. V. 447. P. 95-116. [doi:10.1016/j.tecto.2006.07.016].
2. Angelier J. Inversion of earthquake focal mechanisms to obtain the seismotectonic stress-IV. A new method free of choice among nodal planes. Geophysical Journal International 150, 588-609.

(перевод – Ф.Л.Яковлев)

How does stress analysis highlight the development and mechanical behaviour of complex brittle structures ? an example from Iceland

Jacques Angelier ^{a,b*}, Françoise Bergerat ^c, Ragnar Stefansson ^d

^a Observatoire Océanologique de Villefranche (UPMC) and Géosciences Azur, B.P.48, La Darse, 06235 Villefranche-sur-Mer, France ^b Institut Universitaire de France ^c Laboratoire de Tectonique, boîte 117, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France ^d Icelandic Meteorological Office, Reykjavik, Iceland

We have performed mass inversion of 33,878 focal mechanisms of earthquakes from 1991 to 2005 along the South Iceland Seismic Zone [1]. A similar analysis is done in the Tjörnes Fracture Zone. These major transform zones connect the most active onshore rift of Iceland and the Mid-Atlantic Ridge north and south off Iceland (Fig. 1). Mass inversion aimed at identifying the seismotectonic stress regimes. In detail, local variations in space and time reveal variations in seismic activity as well as mechanical coupling along faults.

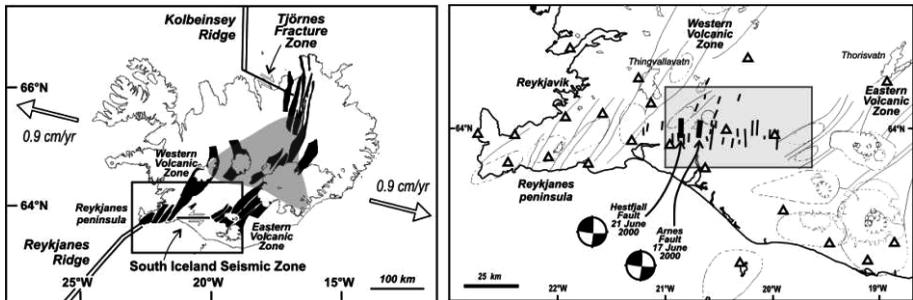


Fig. 1. On left, plate boundaries in Iceland. Main Holocene volcanic systems of onshore rift zones in black with glaciers left white. Offshore ocean ridge axes as double lines. Transform zones as thick lines with couple of arrows indicating the sense of motion. Open arrows refer to plate divergence relative to ridge axis. Apex zone of the Icelandic Hotspot shown in light grey. Rectangular frame refers to the map on the right. On right, map of Southwest Iceland. Study area shown by rectangular frame in light grey. Main faults of the South Iceland Seismic Zone as black, N-S lines. Faults of June 2000 earthquakes as thicker lines with names and dates indicated. Double couple focal mechanisms of these two earthquakes shown as usual ‘beachballs’. Open triangles refer to stations of the SIL network monitored by the Icelandic Meteorological Office.

Regardless of magnitude selection, the mass inversion in the South Iceland Seismic Zone revealed consistent orientations, for both a primary regime with NE-SW compression and NW-SE extension, accounting for about 75% of the data, and a secondary regime with NW-SE compression and NE-SW extension. Earthquakes of these two regimes are intricate in space and time, suggesting that the secondary

regime, with larger dispersion and slightly lower magnitudes, results from elastic rebound, stress drop and fluid migration.

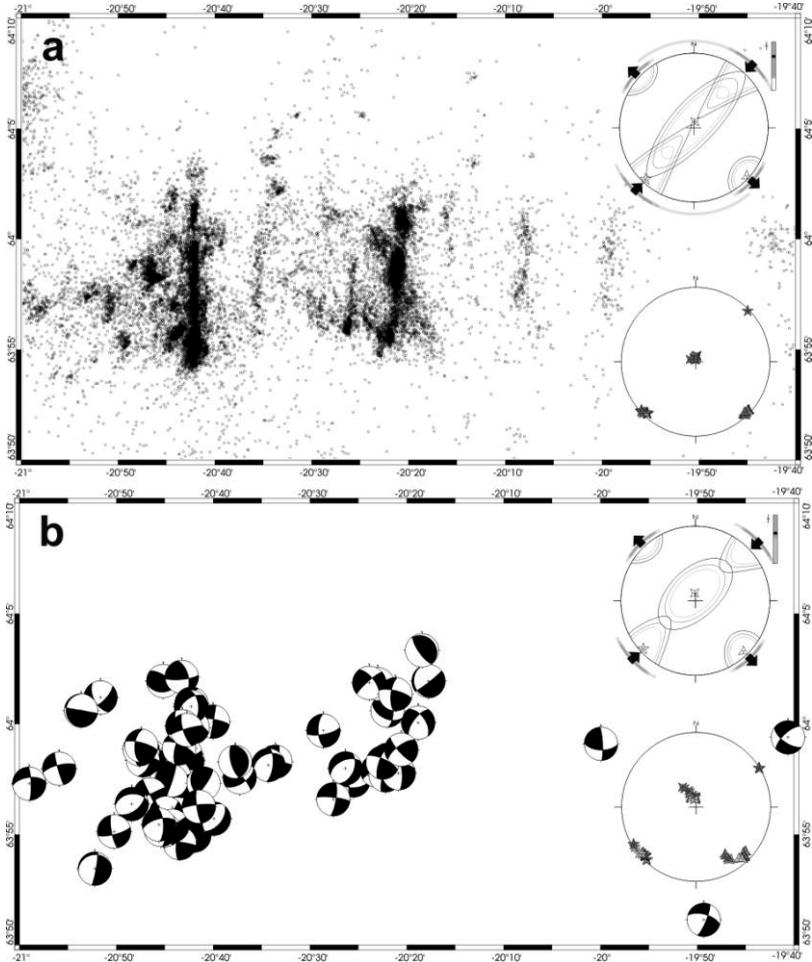


Fig. 2. Result of inversions to obtain the average stress tensor according to Angelier’s method [2]. Primary subset, 73 % of the total data set of 33,878 earthquakes. Stereoplots: equal-area projection, lower hemisphere. Each couple of stereoplots (upper and lower) refers to inversions of different magnitude-based subsets: (a) total subset, (b) magnitudes 3 and above. Upper stereoplot: stress axes σ_1 , σ_2 and σ_3 as 5, 4 and 3-branch stars respectively, confidence ellipses (60, 75, 90 %), pairs of arrows indicating trends of compression and extension, azimuth uncertainties, 0–1 scale bar (0=base, 1=top) for Φ ratio of stress differences. Lower stereoplot: different stress axes for increasing demand for good fit with successive inversions of refining process, as a stability criterion. Map of epicentres of the primary subset in (a), ‘beachball’ earthquake mechanisms in (b).

Because the data acquisition and our inversion technique are independent, this analysis provides confirmation that even the negative magnitude earthquakes recorded by the Icelandic seismic network (SIL) are reliable, a major issue from the methodological point of view.

In the Tjörnes Fracture Zone, we reconstructed consistent paleostresses, showing the same contrast inside couples of 'opposite' regimes.

Multiple stress regimes develop in and around major fault zones such as the Husavik-Flatey Fault, as a function of changes in mechanical coupling. Eight stress states were identified (two major regimes corresponding to different average coupling levels, with in each case two 'opposite' sub-regimes, each of which includes two stress states linked through permutation between intermediate and extreme stresses). Numerical modelling provided a clear physical simulation, showing that near the centre of a transform fault connecting two rifts the angle between the direction of extension and the fault strike increases as the mechanical coupling decreases, depending on the occurrence of seismotectonic crises or magmatic injection.

The earthquakes of the primary and secondary subsets are intimately associated in space and time, in many cases down to scales of hours and hundred metres. This suggests that the elastic response of the shallow crust, including elastic rebound and stress drop, plays a major role to induce systematic permutation between principal stresses. Changes between primary and secondary regimes may correspond to opposite motions along the same faults.

In terms of transform zone development, the South Iceland Seismic Zone provides an example of immature shear zone, with E-W left-lateral shear accommodated by right-lateral motion along N-S faults. In contrast, the Tjörnes Fracture Zone, which developed earlier, shows mature transform-parallel faults, such as the Husavik Fault.

References

3. Angelier J., Bergerat F., Stefansson R., Bellou M. Seismotectonics of a newly formed transform zone near a hot spot: Earthquake mechanisms and regional stress in the South Iceland Seismic Zone // *Tectonophysics*. 2008. V. 447. P. 95-116. [doi:10.1016/j.tecto.2006.07.016].
4. Angelier J. Inversion of earthquake focal mechanisms to obtain the seismotectonic stress-IV. A new method free of choice among nodal planes. *Geophysical Journal International* 150, 588-609.

Вещественно-морфологические особенности разрывных тектонических структур

О.С. Барыкина

Геологический факультет МГУ, г. Москва, korona@tsr.ru

Под разрывной тектонической структурой мы понимаем инженерно-геологическое тело, сформировавшееся в определенных геотектонических условиях, пережившее особую геологическую историю, находящееся в настоящее время в характерном поле напряжений и представляющее собой комплекс парагенетически связанных пород, характеризующихся особым составом, состоянием и свойствами, взаимное расположение которых образует структуру дизъюнктива. Накопленный опыт изысканий, проектирования и строительства гидротехнических сооружений в районах с широким развитием дизъюнктивной тектоники позволяет выявить основные факторы, влияющие на вещественно-морфологические особенности разрывных тектонических структур (внутреннее строение разрывных структур, мощность зоны динамического влияния, степень изменения физико-механических и фильтрационных свойств пород разрывных зон по сравнению с ненарушенными массивами). Нами проанализированы материалы инженерно-геологических изысканий под семнадцать гидроузлов, которые проводились работниками института «Гидропроект». Анализ проводился по шестнадцати характеристикам, среди которых: тектоническое положение региона и возраст складчатости, время заложения РТС, литолого-петрографический состав вмещающих пород, напряженно-деформированное состояние территории, физико-механические и фильтрационные свойства вмещающих пород и пород разрывных зон. Проведенный анализ показал, что вещественно-морфологические особенности разрывных тектонических структур – размеры зоны динамического влияния, их внутреннее строение, степень нарушенности пород, эпигенетические преобразования – обусловлены историей геологического развития, вещественным составом пород и характером современных движений, определяющих напряженно-деформированное состояние массива.

В ходе геологической истории неоднократно может происходить переформирование внутреннего строения разрывной тектонической структуры, что может привести либо к усложнению инженерно-геологических условий, либо к их упрощению. Ухудшение физико-механических свойств возможно вследствие усложнения внутренней структуры, например появления сложнопостроенных кулисообразных разрывных структур, образованных в процессе многочисленных подвижек. Так, сложным внутренним строением с наличием серии кулис характеризуются разрывные структуры, изученные в эффузивно-осадочных породах площадки гидроузла Хоабинь на р. Да. По-

давящая часть разрывных нарушений данного региона заложилась в мезозое и представляет собой систему нескольких субпараллельных сместителей. Разрывная структура, развитая в базальтовых порфиритах, имеет сместитель сложного строения, что свидетельствует о многократных подвижках. В результате значения модуля деформации пород из зоны сместителя снизились до 15 МПа (для аргиллизита каолинитового состава) и 75 МПа (для брекчии трения). Обобщенный модуль деформации для сместителя в целом определен расчетом и равен 37 МПа, что в четыре раза меньше, чем во вмещающем массиве. С другой стороны, надо учитывать, что инфильтрационный метасоматоз может повысить монолитность массива, однако, восстановление прочности массива до исходной, как правило, не происходит. Так, например, на участке Саяно-Шушенской ГЭС выделены крутопадающие разрывные структуры, залеченные кварцем и карбонатами, и пологонаклонные, заполненные дресвяно-глинистым материалом, но местами полые. То есть инфильтрационный метасоматоз по крутопадающим структурам привел, в какой-то степени, к восстановлению прочности, но к усложнению гидрогеологических условий, так как водопроницаемость этого участка характеризуется большой неоднородностью, вследствие того, что залеченные крутопадающие структуры являются экраном для фильтрационного потока, тогда как пологопадающие характеризуются повышенными значениями удельного водопоглощения (более 4 л/мин).

От вещественного состава горных пород зависит мощность как отдельных подзон РТС, так и целой зоны динамического влияния, ее строение и состояние. По характеру влияния на вещественно-морфологические особенности разрывных тектонических структур нами выделено шесть комплексов пород: гранито-гнейсовый, габброидный, метаморфических сланцев, эффузивно-осадочный, карбонатный и терригенный. Основные различия этих комплексов проявляются в соотношении мощностей различных подзон и степени изменения физико-механических и фильтрационных свойств пород зоны динамического влияния по сравнению с вмещающим массивом. Поскольку мощность зоны динамического влияния определяется комплексом факторов, для примера рассмотрим разновозрастные разрывные структуры третьего порядка в карбонатном, эффузивно-осадочном и терригенном комплексах. Так, ширина правобережного взбросо-сдвига, выявленного в меловых известняках участка Ингурской ГЭС составляет 10–20 м, тогда как мощность разрывной структуры, прорывающей меловые песчаники, алевролиты и аргиллиты Рогунской ГЭС составляет 30 м, а разрывное нарушение в левобережном примыкании Худонской ГЭС имеет мощность 20–30 м. Максимально разрывные структуры одного и того же порядка проявляются в породах терригенного комплекса. Для них характерна интенсивная раздробленность пород, максимальная мощность тектонической брекчии и повышенной трещиноватости. Несколько слабее РТС проявляются в породах эффузивно-осадочного комплекса, мощность зон и интенсивность трещиноватости в них

меньше, чем в терригенных породах, но значительно больше, чем в породах гранито-гнейсового комплекса, комплекса метаморфических сланцев и карбонатного комплекса. В породах как гранито-гнейсового комплекса, так и комплекса метаморфических сланцев мощность зон РТС меньше, однако все подзоны ярко выражены. Слабее всего РТС проявляются в карбонатных породах, что объясняется их высокой пластичностью.

Для оценки изменения физико-механических и фильтрационных свойств в разрывных структурах нами было введено понятие относительного коэффициента изменения свойств ($k_{н.с.}$), который характеризует относительное изменение свойств пород в зоне динамического влияния по сравнению со свойствами пород вмещающего массива. Если характеризовать изменение относительных коэффициентов для всех рассматриваемых комплексов, то максимальное изменение свойственно фильтрационным характеристикам – так, величины удельного водопоглощения в зонах РТС могут увеличиваться более чем в сто раз (в основании Красноярской ГЭС), а могут практически не меняться (в зонах влияния РТС на участке Саяно-Шушенской ГЭС). Интервал изменения прочностных характеристик (например, $k_{н.с.}$ для величины сопротивления на сжатие) колеблется от 0.29 в габбро Усть-Каменогорской до 0.44 в известняках Ингурской ГЭС, $k_{н.с.}$ для коэффициента внутреннего трения изменяется от 0.47 (в метаморфических сланцах Саяно-Шушенской ГЭС) до 0.89 (в известняках Ингурской ГЭС). Интервал изменения $k_{н.с.}$ для модуля деформации колеблется от 0.08 (в гранитах Красноярской ГЭС) до 0.58 (в метаморфических сланцах Саяно-Шушенской ГЭС). Таким образом, при анализе $k_{н.с.}$ выявлена следующая тенденция: максимальное изменение физико-механических и фильтрационных свойств присуще гранито-гнейсовому комплексу ($k_{н.с.ср.} = 0.37$). В породах карбонатного комплекса изменение свойств минимальное ($k_{н.с.ср.} = 0.51$), что обусловлено широким развитием процессов перекристаллизации продуктов дробления и гидротермальным изменениям пород, выражающееся в их мраморизации и окварцевании. Между этими двумя комплексами располагаются (в порядке убывания относительного коэффициента изменения свойств) следующие комплексы пород: эффузивно-осадочный ($k_{н.с.ср.} = 0.48$), терригенный ($k_{н.с.ср.} = 0.43$), габброидный ($k_{н.с.ср.} = 0.42$) и метаморфических сланцев ($k_{н.с.ср.} = 0.52$). Соответственно, изменение деформационных и прочностных свойств пород рассматриваемых комплексов, при прочих равных условиях, происходит в следующей последовательности (по мере убывания): гранито-гнейсовый – эффузивно-осадочный – терригенный – габброидный – метаморфических сланцев – карбонатный.

Поведение разломных структур на различных глубинных уровнях земной коры по результатам МТЗ

Е.А. Баталёва, В.Ю. Баталёв, А.К. Рыбин

Научная станция РАН «Бишкек», г. Бишкек, Киргизстан, bataleva@gdirc.ru

Современные магнитотеллурические исследования позволяют существенно дополнить и расширить имеющиеся представления о глубинной структуре крупнейших разломных зон. Это оказалось возможным благодаря использованию высокоточной аппаратуры для проведения магнитотеллурических зондирований (МТЗ), новейших программных средств и методических разработок для интерпретации данных МТЗ.

Основная цель настоящей работы – иллюстрация возможности использования магнитотеллурической информации для изучения внутреннего строения земной коры и мантии (выявления скрытых разломных глубинных структур литосферы), а также для подтверждения предположения о тектонической расслоенности литосферы.

По результатам моделирования магнитотеллурических (МТ) данных детализационных профилей МТЗ и, ранее выполненных работ, установлено, что глубинная геоэлектрическая структура Таласо-Ферганского разлома (ТФР) представляет собой комбинацию высокоомного ядра в центре и проводящих зон листрической формы, полого погружающихся к юго-западу от зоны ТФР до глубин 40–45 км и северо-востоку – до глубин 25–30 км. Два коровых проводника, погружающиеся в сторону Юго-Западного и Северо-Восточного Тянь-Шаня, поднимаются к приповерхностным слоям в зоне Таласо-Ферганского разлома и плане образуют дугообразную структуру. Совместное рассмотрение всех данных по глубинной структуре аномалии электропроводности ТФР позволило разделить её по простиранию на три звена – Таласское, Центральное и Южное [1].

Таласское звено характеризуется наибольшей шириной (до 50–60 км) зоны аномалии ТФР, причём это достигается за счёт расширения аномалии на юго-запад. Северо-восточная граница при этом локализуется вблизи ТФР. Проводящие зоны, соединяющие коровый проводник с приповерхностными проводящими образованиями и ограничивающие высокоомное ядро аномалии, в этом сечении как с юго-запада, так и с северо-востока являются наклонными. Характерной особенностью Таласского звена аномалии ТФР является то, что наклонные проводящие зоны, выделяемые в моделях по Таласскому и Торкентскому профилям, являются раздвоенными.

Центральное звено выделено по данным, полученным в результате исследования влияния «эффекта вытеснения поперечного тока» в зоне Таласо-Ферганского разлома [2]. Основным морфологическим признаком, по которому производилось выделение этого звена, является вертикальное

заложение проводящей зоны, ограничивающей высокоомное ядро аномалии с северо-востока, то есть собственно зоны ТФР. При этом с юго-запада оно, как и на Таласском звене, ограничено наклонным проводником, а северо-восточная граница аномалии локализуется вблизи ТФР.

Южное звено занимает особое место в морфологическом анализе аномалии электропроводности ТФР. В районе сочленения ТФР и Атбаш-Иныльчекского разлома аномалия электропроводности, на протяжении более чем 200 км сопутствовавшая разлому, отходит от него на юг, образуя плавную дугу, а сам ТФР несколько изгибается к востоку. Соотношение северо-восточной и юго-западной проводящих зон, ограничивающих высокоомное ядро аномалии, такое же, как и на Таласском звене.

Выделение в Юго-Западном Тянь-Шане дугообразной в плане структуры, имеющей в глубинном разрезе листрическую форму, с погружением к Ферганскому блоку до 40–45 км подтверждает предположение о том, что глубинная граница Ферганского блока, вдоль которой происходит его вращение против часовой стрелки, соответствует юго-западной части аномалии электропроводности зоны Таласо-Ферганского разлома [3]. Современная северо-восточная граница Ферганского блока на Юго-Западном Тянь-Шане смещена относительно линии ТФР на 50–60 км к юго-западу.

Применение методики последовательных частичных инверсий для исследования геоэлектрического строения зоны Линии Николаева позволило определить, что она проявляется в виде комбинации двух электропроводящих зон в виде “V”, которые круто погружаются на север и образуют единое проводящее тело, начиная с глубин около 6–8 км, которое прослеживается до глубин в 20–25 км и сливается с субгоризонтальным коровым слоем. Сопоставление глубинных геоэлектрических моделей с геологическими разрезами, построенными Христовым [4], показало, что выделяемые по данным МТЗ субвертикальные электропроводящие зоны, в пределах точности наблюдений, соответствуют зонам выходящих на дневную поверхность крупных разломов.

Детальное МТ-профилирование, выполненное НС РАН с помощью измерительной станции МТУ-5 в зоне сочленения Кыргызского хребта и Чуйской впадины, позволило получить новые данные о глубинном строении надвиговых структур в орогенных областях [5].

Использование методики трехуровневой магнитовариационной инверсии данных МТЗ и учет эффекта вытеснения поперечного тока позволяет получать более ясную, точную и достоверную информацию о глубинном геоэлектрическом строении тектонически активных районов, в земной коре которых развиты электропроводящие структуры. Морфологические характеристики и проводимость коровых геоэлектрических структур, а также выводы о возможной природе их электропроводности могут быть использованы при построении геодинамических и тектонических моделей. Этот

подход может быть применён при исследовании глубинного геоэлектрического строения активных регионов.

Литература

1. Баталева Е.А., Буслов М.М., Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Сафронов И.В. Аномалии электропроводности зоны Таласо-Ферганского разлома и геодинамическая интерпретация глубинной структуры юго-западного Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2006. № 9. С. 1036-1042.
2. Баталев В.Ю. Глубинное строение и геодинамика западной части Киргизского Тянь-Шаня по данным магнитотеллурических и магнитовариационных зондирований. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: 2002. 24 с.
3. Vazhenov M.L. Cretaceous paleomagnetism of the Fergana Basin and adjacent ranges, central Asia: tectonic implications // Tectonophysics. 1993. V. 221. P. 251-267.
4. Христов Е.В. Структурно-формационные соотношения среднего и верхнего палеозоя в зоне «Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня» // Изв. АН КиргССР. 1969. № 2. С. 24-30.
5. Сафронов И.В., Рыбин А.К., Спичак В.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А. Новые геофизические данные о глубинном строении зоны сочленения Киргизского хребта и Чуйской впадины // Вестник КРСУ. 2006. № 3. С. 95-103.

Отражение некоторых особенностей разломных зон Приольхонья и южного Приангарья в эманациях радона

А.А. Бобров

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, alexbob@crust.irk.ru.

Согласно современным взглядам, разломная зона представляет широкую область, которая включает в себя, кроме центрального сместителя, генетически связанные с ним разрывы второго порядка. Исследования разломных зон проводились в пределах двух существенно отличающихся тектонической активностью регионов: горно-складчатого (Приольхонья) и платформенного (южного Приангарья). Для данных районов материал собирался на 10 и 9 участках соответственно. Измерения ОАР (объемной активности радона) проводились прибором РРА-01М-03 с шагом 10–30 м (сгущение до 2,5-5 м) и глубиной 0,5 м по модернизированной методике, разработанной для данной территории. В результате было сделано 653 точки наблюдений по 55 профилям, расположенным преимущественно вкрест простирания разломных зон. Эманационные исследования проводились в комплексе с геоморфологическими и геолого-структурными наблюдениями. ОАР в пределах тектонических нарушений варьирует от ~1500 до ~60300 Бк/м³.

В ходе проведенных работ было установлено, что плотность трещин на метр квадратный имеет хорошую корреляцию с ОАР. На некоторых профилях коэффициент корреляции достигал значения 0,88. Из этого следует, что ОАР отражает структуру разломной зоны, но для изучения строения нужно, чтобы шаг между точками измерений был значительно меньше ширины тектонического нарушения. При анализе соотношения ширины зоны, определенной по геолого-структурным данным, к ширине зоны, установленной по эманационным данным, выяснилось, что в среднем оно составляет 0,9.

При проведении эманационных работ были отмечены некоторые особенности проявления структуры разломных зон в поле ОАР, одной из которых стало наличие нескольких максимумов, подтверждающих геолого-структурные данные о кулисном строении, характерном для сдвигов. Кроме этого, есть осложнения, например, подзоны повышенной трещиноватости в пределах одной зоны. Крайний случай – когда сместитель представлен тектонитами в виде глинки трения, которая является непроницаемым экраном для эманационного метода. При этом сместитель отмечается минимумом, а крылья – максимумами ОАР. Еще одной особенностью стала асимметрия пиков ОАР на некоторых участках со сбросовым типом подвижек, которая служит подтверждением угла наклона сместителя. Это объясняется тем, что висячее крыло характеризуется большей раздробленностью и, следовательно, проницаемостью, чем лежащее [1]. Измерения проводились не только вкрест простирания, но и вдоль разломных зон. В итоге были получены данные о

том, что тектонические нарушения имеют неоднородное строение не только вкост простирания, но и вдоль него (рис. 1).

Разломы разного ранга и морфогенетического типа отличаются в поле ОАР. При группировке и подсчете средней ОАР у разломов с одинаковым морфогенетическим типом, выяснилось, что они отличаются по абсолютным значениям параметра. Сбросы характеризуются примерно в 1.5 раза большими значениями ОАР, чем сдвиги. Это подтверждает связь напряженного состояния массива горных пород с распределением концентрации радона [2]. При растяжении наблюдается повышение ОАР, характерное для разломов сбросового типа, а при сжатии – понижение. Подтверждением в том, что масштаб (ранг) тектонического нарушения связан с концентрацией радона, может служить высокий коэффициент корреляции, равный 0.8, между шириной разломной зоны и абсолютным значением ОАР, характерным для нее.

В итоге проделанной работы, были сделаны следующие выводы:

1) эманационный метод является эффективным для территории Приольхонья и южного Приангарья не только для выделения разломных зон, но и картирования их внутренней структуры;

2) разломные зоны разного морфогенетического типа и ранга отличаются по абсолютным значениям ОАР.

Автор благодарен д.геол.-мин.н. К. Ж. Семинскому за постановку темы и общее руководство исследованиями, д.геол.-мин.н. А. И. Булнаеву за научные консультации по организации полевых экспериментов и к.геол.-мин.н. А.В. Чермных – за помощь в сборе и интерпретации структурно-геологических материалов. Работы выполнены при финансовой поддержке СО РАН (проект ОНЗ-6.13) и РФФИ (проект 08-05-98062).

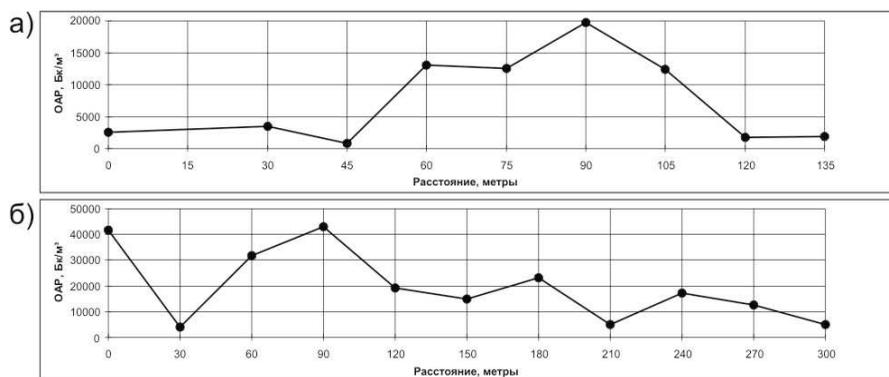


Рис. 1. Изменение объемной активности радона (ОАР) вкост (а) и вдоль (б) простирания одной из крупных разломных зон, расположенной в Приольхонье.

Литература

1. Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В., Тугарина М.А. Внутренняя структура континентальных разломных зон: прикладной аспект. Новосибирск: Изд. СО РАН, Филиал "Гео". 2005. 293 с.
2. Уткин В.И. Радон и проблема тектонических землетрясений // Сорос. образ. ж. 2000. Т. 6, № 12. С. 64-70.

Особенности разломных зон и их взаимодействие с внешними физическими полями

Л.М. Богомолов, С.И. Кузиков, А.Д. Костюк, А.К. Рыбин, В.Н. Сычев, Н.А. Сычева

Научная станция РАН «Бишкек», г. Бишкек, Киргизия, leonidb@gdirc.ru

В обзорном докладе предполагается осветить следующие вопросы.

1. Проявления разломных зон в геофизических полях (на примере данных Бишкекского геодинамического полигона, Центральная Азия)
2. Физические свойства геосреды в разломных зонах и их моделирование на образцах. Тонкая структура разломных зон и ее значение для реализации триггерных эффектов.
3. Подходы к теоретическому описанию взаимодействия разломных зон с внешними полями.

Обзор строится вокруг следующих основных тезисов.

1. При достаточной детальности разломы и примыкающие к ним зоны цельных блоков (далее, для краткости, разломные зоны) проявляются практически во всех геофизических полях. Но лишь данные по сейсмичности и GPS скоростям позволяют различить активные и пассивные сегменты разломов. Картирование гипоцентров землетрясений выявило фрактальность зоны преимущественного их расположения, характеризующуюся промежуточной фрактальной размерностью между площадным и линейным распределениями. Т.е. в крупном масштабе очаги землетрясений не лежат на разломах, что физически естественно, так как энергия запасается в более прочных и консолидированных областях. Тем не менее, можно определить сегменты региональных разломов, к которым тяготеют области концентрации сейсмичности (сейсмогенерирующие зоны). Активные и пассивные сегменты разлома (в смысле наличия современных движений) эффективно определяются по структурно-геологическим признакам и данным о GPS- скоростям. Выделяются следующие случаи: отсутствия заметных движений, преимущественно сдвиговых подвижек (скачок скоростей вдоль плоскости разлома), и скачок нормальных скоростей. Пример Талас Ферганского разлома может иллюстрировать тенденцию о том, что «пассивный» сегмент разлома соседствует с зонами концентрации гипоцентров землетрясений классов 7–11, а вокруг сегмента со сдвигом (в частности, юго-восточной части Талас-Ферганского разлома) находятся менее сейсмичные области. Это укладывается в представления о распределении напряжений в разломных зонах, из которых вытекает сценарий возникновения сильных землетрясений при прорыве барьеров [1].

2. Вопрос о проявление разломных зон в физических полях и собственно влияние этих зон связан с особенностями их строения и физическими про-

цессами, которые не реализуются в “целостных блоках”. Прежде всего, наличие тонкой структуры разломных зон практически на всех масштабных уровнях. Примером такого строения на уровне наибольших размеров может быть структура зоны разлома при транспрессии, так называемое пальмовое дерево [2].

На уровне низших размеров имеет значение повышенная трещиноватость и наличие жидкой фазы. Известно, что для разломных зон проницаемость существенно больше, чем в соседних блоках. В условиях, когда в структуре типа пальмового дерева имеются площадки разрыва, наклоненные под самыми разными углами к направлению действия главного напряжения (меридионального сжатия для случая коры Центральной Азии), и, кроме того, фактор сцепления может меняться в широких пределах, с большой вероятностью найдутся элементы, находящиеся непосредственно на пороге устойчивости по критерию Кулона – Мора. Гипотетически, именно эти элементы первыми воспринимают воздействия внешних факторов при триггерных эффектах, а задержки отклика микросейсмичности, формируемого за счет изменений в большем объеме геосреды, определяются переходом процесса от первичных элементов к объему.

Физические процессы, обеспечивающие этот переход весьма разнообразны. Некоторые из них анализировались подробно, например псевдопластический режим деформации [3], физико-химические аспекты, включая десорбцию газов, растворенных во флюидах, с возбуждением и схлопыванием пузырей микрокавитацию [4]. Существуют и другие механизмы, которым пока не рассматривались в связи с данным вопросом. Это, в частности компрессионная ползучесть Кобле, заключающейся в частичном растворении вещества во флюиде там, где напряжение велико, и выпадении в осадок в области сниженного напряжения [5]. Оценочные расчеты [5] показали, что для компрессионной ползучести при растворении коэффициент пропорциональности между скоростью деформации и напряжением соответствует эффективной вязкости порядка 10^{16} – 10^{17} Па с. Это примерно в миллион раз меньше типовых реологических значений вязкости при P, T- условиях для глубин до 10 км. Прирост деформации вследствие этого механизма ползучести в обводненной среде фактически играет роль химической коррозии, значительно ускоряющей процесс разрушения. С этой точки зрения влияние электромагнитных полей на процессы деструкции геосреды, в частности, в разломных зонах интерпретировать как электрохимическое ускорение коррозионного (усталостного) разрушения.

В лабораторных экспериментах на нагруженных образцах удается воспроизвести лишь простейшие параметры состояния геоматериалов в разломных зонах. Но и имеющиеся данные по лабораторному моделированию свидетельствуют о роли контактов с несогласием свойств (прообраз разломов). Продемонстрировать это можно опять-таки на примере исследования триггерных эффектов. Стимулирующее влияние электрических импульсов на

акустическую эмиссию (трещинообразование) было установлено в случае слоистых композиций (ИФЗ, ГФО БОРОК) и образцов бетона с включениями пиррофиллита (НС РАН), однако для однородных бетонных образцов в том же диапазоне сжимающих напряжений эффект отсутствовал.

3. Имеется несколько подходов к количественному описанию подвижек по разлому. Наиболее известна модель stick-slip, в усложненных вариантах которой введены зависимости параметров нелинейного трения (входящие в определяющее соотношение – constitutive law) внешних факторов. Близкие по сути результаты получены и из двумерного обобщения модели Барриджа – Кнупова, учитывающей касательное напряжение на границах блоков (трение). В ИДГ РАН предложен несколько иной подход, использующий зависимость трения не от скорости подвижки (как в модели stick-slip), а от смещения вдоль поверхности. Общим для моделей является наличие некоторой характерной длины D_c (размер зацепа, в простейшем случае), определяющей изменение режима движения по разлому, когда относительное смещение превышает эту величину. При обсуждении подходов фокусируется внимание на соответствии результатов. Показано, что в некоторых случаях это достижимо при обобщении моделей. В частности, при обобщении уравнений модели stick-slip с учетом пластической компоненты деформации самих блоков, из них следует возможность стабилизации при достаточно большой скорости смещения. Это соответствует наблюдениям (см. выше) и выводам из модели, разработанной в ИДГ РАН. Обобщение определяющих уравнений Дитриха либо Руины, фигурирующих в модели stick-slip, позволяет также сформулировать феноменологическую модель триггерных эффектов. Эта модель описывает, что эффект от слабого внешнего возмущения (дающего подвижку, или прирост касательного напряжения) достигается за счет скорости его нарастания.

Литература

1. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и области триггерного механизма возникновения землетрясений // Физическая мезомеханика. 2007. Т. 10, № 1. С. 25-37.
2. Морозов Ю.А. Структурообразующая роль транспрессии и транстензии // Геотектоника. 2002. № 6. С. 3-14.
3. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Наука. 2007. 406 с.
4. Гуфельд И.Л. Сейсмический процесс. Физико-химические аспекты. Королев: Изд. ЦНИИмаш. 2007. 160 с.
5. Rutter E.H. The kinetics of Rock Deformation by pressure solution. Phil. Trans. Roy. Soc. 1976. A283. P. 202-219.

Роль сдвиговых напряжений в минеральных преобразованиях

Ю.С. Геншафт, Г.Н. Баженова

Институт физики Земли РАН, г. Москва, ugen@ifz.ru

Любые изменения физико-химического и механического состояния горных пород приводят к нарушению минерального термодинамического равновесия и вызывают преобразования типов минералов, их структуры, морфологии, всего облика твердого субстрата. Последовательность, характер и степень этих изменений зависят от кинетических факторов и химической активности всех составляющих системы. Напряженно-деформационное состояние глубинной среды, выраженное в пространственно-временных механических процессах – разномасштабные хрупкие разрушения и/ или пластическое течение, – являются определяющим фактором воздействия на породы флюидов и расплавов.

Это подтверждается многочисленными исследованиями метаморфогенных комплексов пород из различных тектонических структур – древних платформ, складчатых поясов, офиолитов океанического дна и т.п., плутонических и трубчатых тел магматических пород ультращелочного и рудоносных типов – ультраосновные щелочные комплексы, кимберлиты – и ксенолитов пород земной коры и верхней мантии в щелочных магматических образованиях – базальтах, кимберлитах, лампроитах. Во многих публикациях неоднократно подчеркивалась ведущая роль флюидной переработки вещества литосферы в формировании подобных образований. Обзор данной проблемы был приведен Ю.С. Геншафтом и А.Я. Салтыковским в 1987 г [1]. В данном сообщении рассматриваются конкретные примеры минеральных преобразований в зонах разломов, ограничивающих с юга Алданский щит, и в ксенолитах из кимберлитов Восточной Сибири и щелочных базальтов Монголии.

Алданский щит с юга обрамляется зоной глубинного долгоживущего Станового разлома и некоторым количеством оперяющих его, среди которых можно отметить Имангрский и Дарын-Юрэхский. В их пределах архейские и нижнепротерозойские породы, метаморфизованные в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма, подверглись интенсивным ретроградным изменениям в более низкотемпературных условиях эпидотовой фации – фации зеленых сланцев. В результате процессов диафтореза и динамометаморфизма образовались такие тектонотипы, как плейрогнейсы, катаклазиты и милониты с своеобразными структурами и текстурами. Наложенные процессы перекристаллизации, сопровождаемые неоминерализацией и хрупкими деформациями проявлялись неоднократно с позднего протерозоя по мезозой.

В мезозое активными были более короткие субмеридиональные Такхамакитский, Акуу-Таас-Юрэхский, Дырын-Макитский и другие разломы, по которым катакластический динамометаморфизм привел к окварцеванию пород («сухой» тип метаморфизма).

В пределах Восточно-Сибирской платформы известны различные кимберлитовые поля, объединенные в Якутскую кимберлитовую провинцию. Хорошо известны петро- геохимические различия между отдельными полями и между трубками в пределах одного поля. Отмечается сильная неоднородность в степени вторичных минеральных изменений в пределах одного кимберлитового тела. Отмечаются графические срастания рудных и силикатных минералов, составы которых близки к составам мегакристаллических аналогов. Подобные образования указывают на возможную роль глубинного распада твердых растворов и кинетических факторов кристаллизации систем расплав-флюид в быстро меняющихся физико-химических условиях под действием изменений напряженно-деформационного состояния глубинной среды.

Субсолидусные преобразования мантийных пород и кристаллизация мегакристаллов при взаимодействии флюид-расплавов с мантийным веществом показаны на примерах изучения ксенолитов в щелочных базальтах Монголии. Метаморфогенные преобразования мантийных пород в поле напряжений устанавливаются в сложных по структурам и текстурам гранат-шпинелевых ультрабазитах.

Эксперименты в условиях сильного стресса свидетельствуют об образовании высокобарических фаз при невысоком общем давлении. Это также подтверждает большую роль сбросо-сдвиговых деформаций в минеральном преобразовании глубинного вещества.

Литература

1. Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Физико-химическая динамика верхней мантии и образование щелочно-базальтовых магм // Строение и эволюция тектоносферы. М.:1987. С. 151-170.

Современные движения и деформации в зоне активного разлома

Т.В. Гусева

Институт физики Земли РАН, г. Москва, guseva@ifz.ru

Исторически большое внимание при исследовании разломов уделялось их роли в геологической истории и структуре. Вопросы, связанные с геометрией сместителей разломов, статистические закономерности их пространственного распределения, особенностей механизма образования освещены достаточно полно в работе М.В. Гзовского [1]. В 60–80-е годы прошлого столетия под руководством Ю.Д. Буланже, И.Л. Нерсесова и А.К. Певнева решались задачи определения внутренней геодинамики разломов с помощью геодезических наблюдений совместно с другими геолого-геофизическими методами в Таджикистане [2, 3, 4]. Детальные исследования были организованы и выполнены на Гармском геодинамическом полигоне в зоне контакта Таджикской депрессии и Южного Тянь-Шаня на Вахшском разломе (надвиге), где происходит надвигание мезо-кайнозойских отложений на аллювиально-плейстоценовые отложения Сурхобской долины. Сместитель Вахшского надвига зафиксирован по данным бурения скважины в 113 м на юг от его фронтальной части, которая пройдя 20 м четвертичного аллювия, 123 м нижнемеловых красноцветных песчаников и глинистых сланцев, и на глубине 143 м вошла снова в четвертичные аллювиальные отложения р. Сурхоб [3].

Многолетнее изучение современных вертикальных движений свидетельствуют о неравномерности скоростей поднятий вдоль Вахшского надвига. Самые большие значения скорости поднятий до 15 мм в год относительно Южного Тянь-Шаня были получены для реперов на тектоническом уступе вблизи пос. Сари-Пуль. Именно вблизи этого места в 1971 г. вкрест тектонического уступа была сооружена траншея-штольня, где была оборудована станция Сари-Пуль [4, 5]. Непосредственно во фронтальной части надвига по днищу штольни на расстоянии 4.5 м друг от друга были заложены 13 реперов. Там же были установлены и работали в постоянном режиме два кварцевых деформографа, некоторое время работали два гидростатических накломера, криптометр. На дневной поверхности были заложены гравиметрические пункты для изучения локальных изменений ускорений силы тяжести и профиль вкрест надвига для исследования гравитационных эффектов, обусловленных изменением плотности масс вблизи дневной поверхности или конфигурации тектонического уступа.

В результате многолетних повторных нивелировок для зоны надвига было установлено существование направленного на север и вверх перемещения надвига со скоростью 22 мм в год по сместителю разлома, наклоненному под углом 40–45° на юг. Распределение средних скоростей вертикальных движений за период 1972–1989 гг вкрест разлома имеет вид ассиметричной

изогнутой кривой (Vh на рис.): перед фронтальной частью наблюдаются нисходящие движения до -3 мм в год, затем происходит быстрая смена перемещений на восходящие со скоростью до 16 мм в год. Градиенты скоростей вертикальных движений ($gradVh$) имеет сложный вид неправильной асимптотической кривой с экстремумом между реперами $8-10$ – именно это и является место сместителем разлома [3]. Использование данных деформографических измерений [4, 5] и криптометра позволило [6] оценить распределение скоростей горизонтальных деформаций (Ve) вкrest разлома. График распределения скоростей линейных деформаций имеет вид неправильной асимптотической кривой с экстремумом скорости, составляющим 10.4×10^{-4} за год, между 10 и 11 реперами. Следует отметить смещение экстремума максимумов скоростей горизонтальной деформации и вертикального градиента. Использование данных о градиентах скоростей вертикальных перемещений разлома позволяет оценить соответствующие скоростям деформаций сдвига ($V\gamma$) касательные напряжения и вязкостные свойства вкrest Вахшского разлома [3, 6]. Для зоны наибольших $gradVh$ получена зависимость $-\ln V\gamma = 23.3 + 0.156 \times L$, где L в метрах, $V\gamma$ за секунду. Аналогичные зависимости рассчитаны южного крыла разлома и полосы Сурхобской долины, с севера примыкающей к разлому.

Магнитометрическими измерениями выявлено затухание вариаций локального геомагнитного поля, приуроченных ко времени землетрясений местным средней силы и удаленным сильным. Во фронтальной части наблюдалось положительное изменение приращений ускорений силы тяжести (Δg) относительно опущенного крыла [2], а также изменение вторых производных, значительно превышающие ошибки измерений.

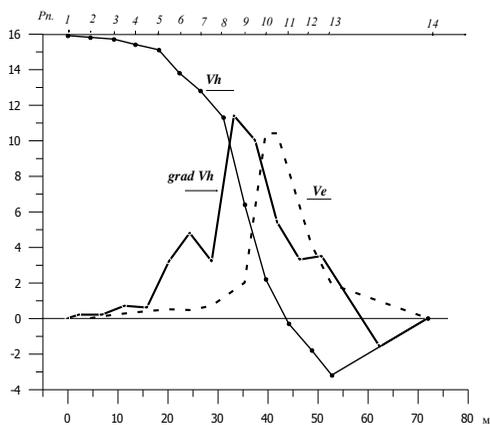


Рис. 1. График распределения характеристик движений вкrest Вахшского надвига с юга на север: Vh – скорость вертикальных движений в мм за год, $gradVh$ – градиент скорости вертикальных движений в 10^{-4} за год, Ve – скорость линейных деформаций в 10^{-4} за год.

Литература

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.
2. Буланже Ю.Д., Гусева Т.В., Демьянова Т.Е., Певнев А.К., Шевченко В.И. Морфология и происхождение Вахшского надвига в Таджикистане и гравиметрические данные // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 4. С. 16-24.
3. Кучай В.К., Певнев А.К., Гусева Т.В. О характере современных тектонических движений в зоне Вахшского надвига // ДАН СССР. 1978. Т. 240, № 3. С. 673-676.
4. Нерсесов И.Л., Латынина Л.А., Гусева Т.В., Жаринов Н.А., Хоботько А.А. О деформациях земной коры в зоне Сурхобского разлома // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 12. С. 26-37.
5. Нерсесов И.Л., Латынина Л.А., Гусева Т.В., Жаринов Н.А., Хоботько А.А. О деформациях земной коры в зоне Сурхобского разлома // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 12. С. 26-37.
6. Гусева Т.В. Современные движения земной коры в зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню. М.: Наука. 1986. 171 с.

К вопросу о естественном и искусственном регулировании сейсмического процесса

И.Л. Гуфельд¹, В.Н. Сычев²

¹ – Институт физики Земли РАН, г. Москва, igufeld@korolev-net.ru

² – Научная Станция РАН «Бишкек», г. Бишкек, Киргизия, sychev@gdir.ru

В последние годы продолжается дискуссия по проблемам регулирования сейсмического процесса источниками естественных и искусственных физических полей. Имеются основания полагать, что существует схожесть действия естественных и искусственных полей: упругие волны сейсмических событий, приливы – упругие волны подземных ядерных взрывов, вибраторов; магнитные бури, естественные электромагнитные поля Земли – МГД генератор. При этом, в реальных условиях воздействий искусственных полей и периодов их возможного влияния на среду одновременно действуют источники естественных полей.

Как известно, анализ эффектов действия искусственных полей оценивается по активизации слабой сейсмичности на достаточно большой территории. Поэтому для анализа ситуаций необходимо учитывать природу слабой сейсмичности, а также высокую энергонасыщенность среды, проявляющуюся в постоянном движении блоков, непрерывности сейсмического шума, изменений различных параметров среды. Высокая энергонасыщенность среды обусловлена действием литостатического давления и процессами взаимодействия со средой восходящих потоков легких газов. Слабая сейсмичность, независимо от природы действующих сил, вызвана нарушением аккомодации элементов структуры относительно друг друга внутри блоков и на их границах. Нарушение аккомодации элементов структуры связано с реакцией среды на восходящие потки легких газов, при которой происходят обратимые изменения объемов структуры.

На какие процессы в среде могут воздействовать источники слабых естественных и искусственных полей? Очевидно, что этого влияния не может быть на процессы, приводящие к движениям блоков, и на изменение объемно-напряженного состояния среды, связанного с действием литостатической нагрузки. Следовательно, необходимо рассматривать возможное влияние естественных и искусственных физических полей на наиболее подвижную компоненту литосферы – восходящие потоки легких газов, которые в свою очередь контролируют изменения объемно-напряженного состояние. Дополнительным основанием для рассмотрения эффектов влияния являются данные локального и интегрального мониторинга, показывающие быстрые изменения параметров среды в естественных условиях, что не может быть обусловлено тектоническими движениями (обзор дан в [1]). Наиболее сильным действующим фактором могут быть упругие волны сейсмических

событий, вызывающие перестройку структуры различных полей. Менее очевидно влияние естественных электромагнитных полей Земли (ЕЭМП). В последние годы получены определенные доказательства их влияния, в частности на геоакустическую эмиссию (ГАЭ).

В условиях поверхностного слоя коры, где наиболее значимыми являются переупаковка зерен, скольжение элементов среды относительно друг друга и движение воды по коллекторам [2], ЕЭМП (также как и упругие волны землетрясений) не может инициировать непрерывный процесс трещинообразования. Наблюдения непрерывных суточных ходов эмиссии показывают, что внешние воздействия усиливают отклик, но не ослабляют его. Это указывает на эндогенное происхождение сейсмического шума и ГАЭ. Судя по наблюдениям, сейсмический шум и ГАЭ отражают достаточно быстрые процессы, которые могут быть связаны с дегазацией Земли и взаимодействием восходящих потоков газов с элементами среды [1].

При обсуждении природы поверхностных явлений не рассматривался декомпрессионный механизм возбуждения упругих колебаний. Во флюиде коры растворены различные газы. Массовое образование пузырей при декомпрессии возможно на глубинах выше 400–200 м. В среднем в 1 м^3 различных геоструктур коры содержится 0.1–10 л флюида (Киссин, 2006). Реальное число газовых пузырей в 1 м^3 зоны декомпрессии может превышать 10^3 1/л флюида. Оценки потока упругой энергии процессов декомпрессии дают значения, лежащие в пределах наблюдаемых 10^{-6} – 10^{-14} Вт/м² [3]. Природа суточного хода сейсмического шума и ГАЭ может быть связана с активизацией физико-химических реакций восходящих потоков газа в пузырях или растворенных углеводородов под действием ЕЭМП. Известно, что константа скорости реакций зависит от уровня ЕЭМП (Дж. Пиккарди, 1967). Показано, что экранирование реагирующих соединений от внешнего ЕЭМП уменьшает скорость реакции.

ЕЭМП может оказывать влияние также на скорость сольватации (гидратация – частный случай), т.е. присоединение растворителя (вода, растворенное вещество) к поверхности элементов, частицам и т.д. В геологической среде этот процесс означает залечивание микротрещин в зонах, существенно более глубоких, чем уровень декомпрессии. Это не быстрый процесс и он идет непрерывно. Однако наибольшее влияние будут оказывать упругие волны зон активной декомпрессии, прежде всего в разломных и разрывных структурах, на характеристики восходящих потоков легких газов, влияя на процессы блокировки и разблокировки движения блоков, а также вариации объемно-напряженного состояния внутриблочной среды.

Аналогичную ситуацию необходимо рассматривать при магнитных бурях в высоких и средних широтах и при действии токовых импульсов от мощных источников электроразрядов (заменивших МГД-генераторы). В последнем случае имеем сильные локальные воздействия, эффект которых можно искать в конкретных проявлениях геофизических полей, увязанных как с воз-

действием, так и с реакцией среды. Если суточные распределения сейсмического шума и ГАЭ связаны с суточной периодичностью ЕЭМП [4], то прежде в этих же полях следует искать отклики среды. По этим же полям необходимо определить зону, для которой можно говорить о связи задержанной слабой сейсмичности с возбуждением среды мощными электромагнитными импульсами. По всей видимости, это позволит лучше понять совокупность условий, при которых оказалось возможным зарегистрировать сейсмический эффект при пусках МГД генераторов. Возможно, что пространственный анализ параметров сейсмического шума при импульсных электромагнитных воздействиях позволит выделить наиболее чувствительные зоны, мониторинг в которых может быть полезным для оценки сейсмической опасности.

Регулирование сейсмического процесса в большей степени осуществляется естественными полями и действующими в природе силами, контролирующими движение блоков [1]. Необходимо помнить, что предельные деформации разрушения крупномасштабных структур весьма малы и составляют примерно 0.0001. Именно этот уровень предельных деформаций в коре позволяет с оптимизмом рассматривать возможность регулирования сейсмического процессов, но не за счет снятия больших напряжений, а через влияние упругих волн на параметры граничных структур, контролирующих блокировку или разблокировку движения блоков. В конечном итоге действие электромагнитных полей через декомпрессионный процесс также сводится к возбуждению упругих волн в геологической среде.

Литература

1. Гуфельд И.Л. Сейсмический процесс. Физико-химические аспекты. Королев: Изд. ЦНИИмаш. 2007. 160 с.
2. Гольдин С.В. Физика живой Земли. Проблемы геофизики XXI века / Ред. А.В. Николаев. М.: Наука. 2003. С. 17-36.
3. Хаврошкин О.Б. Некоторые проблемы нелинейной сейсмологии. М.: ОИФЗ РАН. 1999. 286 с.
4. Гаврилов В.А. Физические причины суточных вариаций уровня геоакустической эмиссии // Доклады РАН. 2007. Т. 414, № 4. С. 638-641.

Активные разломы в зоне конвергенции: внутреннее строение (по данным ГСЗ, ОГТ), сейсмичность

С.М. Зверев

Институт физики Земли РАН, г. Москва, zverev@ifz.ru

ИФЗ РАН за годы морских экспедиций провел исследования ГСЗ в двух зонах конвергенции глобального масштаба: Курило – Камчатская область предполагаемой субдукции океанической плиты, и бассейн Леванта восточного Средиземноморья – область схождения Африканской и Анатолийских плит. В обоих регионах профили ГСЗ пересекли фронт конвергенции и подходы к нему на большом протяжении. Хорошее качество фактических материалов и многократные перекрытия нагоняющими и встречными наблюдениями при ГСЗ обеспечили возможность подробного изучения зоны конвергенции до больших глубин. Оба региона исследованы другими методами, в частности, ОГТ. Подробные данные о сейсмичности имеются в Интернете и публикациях. В совокупности мы имеем новый уровень фактической информации, позволяющий перейти от устоявшихся понятий континентальной и океанической коры к конкретным характеристикам коры. Детальные материалы ГСЗ, полученные в восточном Средиземноморье, позволили исследовать проявление разломов в сейсмическом волновом поле. Многократные перекрытия при больших базах наблюдений обеспечили возможность установить сложный характер распределения скоростей в пределах зон разломов. Цифровая обработка записей способствовала эффективной реализации этих возможностей. Были развиты методические приемы сейсмической интерпретации, построения разрезов и их геологической трактовки в комплексе с имеющимися геолого-геофизическими данными. В море Леванта профили ГСЗ пересекли разломы в 14 местах. Все они приурочены к крутым склонам крупных морфоструктур морского дна. Разлом представляет собой зону пониженных скоростей, уходящую под крутым углом в толщу земной коры иногда до больших глубин. Ширина зон у поверхности меняется от 4–6 до 14–16 км. Понижение скоростей достигает 30–50 %. Если отмеченные признаки сходны для многих разломов, то взаимоотношение разломов и прилегающих блоков разнообразны, и каждый разлом имеет индивидуальные черты. Иногда влияние разлома проявляется в соседних блоках на удалениях десятков километров от краев разлома на поверхности. Разнообразие разломов позволяет предположить различную их природу. Результаты ОГТ хорошо согласуются с данными ГСЗ о положении и размерах тела разлома у поверхности, а также о субвертикальном продолжении зоны разлома до глубин не менее 4–6 км. В сочетании с другими данными устанавливается сегментация Кипрской дуги, в которой решающую роль играют сдвиговые нарушения. Обсуждается возможное проявление на сейсмических разрезах

структур, характерных для зон транспрессии. Сравнение с региональной сейсмичностью показывает, что в бассейне Леванта выделяются почти асейсмичные блоки земной коры размерами 50–70 км, разделенные полосами высокой сейсмичности. Детальное изучение микроземлетрясений на юге о. Кипр, выполненное институтом геофизики университета Гамбурга, позволило надежно установить отсутствие очагов в центральной низкоскоростной части хорошо изученного нами разлома, и концентрацию очагов в его периферических частях. Более схематичны данные для Курило – Камчатской зоны. Здесь 40–50 лет назад были выполнены 7 профилей ГСЗ, проходящих от островов через желоб. Тогда были построены первые разрезы, определены очень низкие скорости в коре под островным склоном желоба, где толщина коры возрастает до 30–35 км, намечены разломы. Главный разлом, ограничивающий прохождение волн при ГСЗ, определен в верхней части островного склона желоба. Используя старые данные, мы установили, что поведение годографов ГСЗ на этом склоне определяется не столько удалением от источника, как расстоянием от оси желоба, которая соответствует выходу разлома на поверхность. Были привлечены данные ОГТ и НСП, и подобрана осредненная 2Д модель зоны конвергенции. Приостровная часть разреза с зоной разлома имеет высокий горизонтальный контраст скоростей, океаническая часть менее контрастна, но именно здесь происходит смена океанической коры на островную (предполагаемую континентальной). Сопоставление данных ГСЗ по обоим регионам позволило установить, что их общим свойством является существенная переработка коры поддвигающейся плиты на значительном расстоянии от положения фронта контакта плит. Инструментальные данные о сейсмичности Курило – Камчатской дуги, начиная с 1990 г и имеющиеся в Интернете, показывают определяющую роль обсуждаемого разлома в распределении очагов многочисленных землетрясений в этой области зоны конвергенции. Их анализ вместе с данными ГСЗ, в частности, подтверждает сегментацию Курило – Камчатской дуги, выявляет закономерности распределения глубин очагов в зоне Беньофа. Намечающиеся аналогии с внутренним строением океанической коры позволяют предположить некоторую унаследованность структур, что заслуживает специального обсуждения. Сопоставление полученных по ГСЗ конкретных характеристик коры изученных регионов представляет значительный интерес как в силу различия масштабов проявления, так и, возможно, разных стадий процесса конвергенции.

Характеристика напряженного состояния в зоне влияния тектонического разлома

Э.В. Калинин, Л.Л. Панасьян, О.С. Барыкина

Геологический факультет МГУ, г. Москва, liyli@zmail.ru

При инженерно-геологических исследованиях с целью обоснования строительства различных инженерных сооружений большое внимание уделяется изучению разрывных тектонических структур.

Согласно современным представлениям разрывные тектонические нарушения рассматриваются как сложные динамические системы, где происходит физическое и физико-химическое преобразование массива пород. С.И. Шерман предлагает выделять «область динамического влияния разлома» – часть окружающего разлом пространства, в котором проявлены остаточные (пластические и разрывные) и упругие следы деформаций, связанные с формированием разлома и последующими подвижками по нему [5].

Приразломные природные массивы подвергаются механическим (дробление, брекчирование, рассланцевание), петрографическим (динамометаморфизм, гидротермальные изменения), структурным (разрывы оперения, приразломная складчатость, будинаж) изменениям, что определяется характером формирования и историей развития разрывного нарушения.

Кроме того, разрывные тектонические структуры служат важным фактором, формирующим напряженно-деформированного состояния массива пород. При этом влияние тектонических нарушений на перераспределение напряжений наблюдается в пределах области, размеры которой могут существенно превышать зону тектонического дробления, развития оперяющих разрывов и химического преобразования. Поэтому границы зоны динамического влияния разломов (ЗДВ) следует определять не только по снижению интенсивности приразломных деформаций и падению плотности оперяющих разрывов, но и размером области измененных напряжений [1].

Актуальным при исследованиях является вопрос о современной активности тектонических нарушений. В результате современных подвижек по разломам может измениться конфигурация зон повышенной трещиноватости, дробления и проницаемости, могут образоваться новые оперяющие трещины, происходит существенное перераспределение напряжений, что, в свою очередь, является причиной вновь возникающих деформаций.

Для изучения влияния тектонического нарушения на перераспределение напряжений в массиве пород в основании речной долины авторы применили математическое моделирование, основанное на использовании метода граничных элементов [3].

В качестве объекта исследования рассматривается участок, расположенный в верхнем течении р. Вахш в узком крутосклонном ущелье глубиной 400–

500 м, где предполагалось строительство Рогунского гидроузла. Участок находится в области интенсивных восходящих новейших и современных тектонических движений. Вдоль днища долины прослеживается активный Ионахшский разлом, который простирается параллельно залеганию пород и падает на юго-восток под углом $75-80^\circ$. Ионахшский разлом является местом сочленения синклиальной складки, расположенной в его лежачем крыле и сложенной терригенными песчано-глинистыми породами верхней юры и нижнего мела, и областью моноклиального залегания пород того же генезиса и возраста, образующих висячее крыло. Синклиальная складка образует правый борт долины р. Вахш, а на левом борту породы падают вглубь склона под углом $60-65^\circ$. Зона интенсивного дробления Ионахшского разлома имеет мощность 15–20 м, а область измененных пород распространяется на расстояние до 80 м.

Исследование распределения напряжений производилось в плоском сечении перпендикулярном долине р. Вахш. Массив горных пород с глубоко врезанной долиной реки рассматривался как линейно-упругая среда с трещинами, а исследуемый Ионахшский разлом представлялся раскрытым на поверхности и сомкнутым на некоторой глубине. При расчете принималось, что массив пород испытывает действие гравитации и горизонтальное сжатие, обусловленное влиянием тектонической силы. Горизонтальные сжимающие силы определены путем сравнения экспериментального измерения напряжений с результатами расчетов для неоднородной по деформационным свойствам среды и равны 12 МПа [2].

В результате выполненных расчетов было установлено распределение вертикальных, горизонтальных и касательных напряжений. Так, например, вблизи тектонического нарушения со стороны лежачего крыла на глубине от поверхности 120–150 м наблюдается концентрация сжимающих вертикальных, горизонтальных и касательных напряжений. Со стороны висячего крыла между тектоническим нарушением и днищем долины располагается зона концентрации вертикальных растягивающих и горизонтальных сжимающих напряжений. Касательные напряжения здесь имеют максимальные значения.

Мощность зоны динамического влияния, полученная в результате расчетов, достигает 260 м со стороны лежачего крыла и около 150 м со стороны висячего. Установленная полевыми исследованиями максимальная мощность подзоны тектонической брекчии Ионахшского разлома достигает 80 м. Мощность подзоны повышенной трещиноватости для разрывной тектонической структуры второго порядка в терригенных породах предположительно не будет превышать пятидесяти метров с каждой стороны. Следовательно, обе эти подзоны попадают в ЗДВ, определенную с помощью расчётов, а реальная зона влияния разрывной структуры превышает непосредственно измеренную почти в два раза.

Выполненные расчеты позволяют изучить деформации, обусловленные внешними силами и геометрией изучаемого объекта. Анализ перемещений

свободной поверхности показывает, что в устье тектонического нарушения лежащий борт перемещается вниз, а вектор перемещения висячего крыла направлен вверх. По данным полевых измерений, выполненных В.И. Старковым, средняя годовая величина перемещений по Ионахскому разлому составляет 2 мм [4]. Следует подчеркнуть, что направление перемещений, полученных расчетом, соответствует наблюдающимся в натуре и имеет взбросовый характер.

Определение напряженного состояния пород вблизи и в пределах ЗДВ, особенно в области строительства ответственных сооружений, и его учет при оценке устойчивости горных выработок и выборе конструктивных элементов сооружений является одной из важнейших задач инженерно-геологических исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 08-05-00578-а.

Литература

1. Барыкина О.С., Калинин Э.В., Панасьян Л.Л. Изменение напряжений в зоне динамического влияния разрывной тектонической структуры // Сергеевские чтения. Выпуск 6. Инженерная геология и охрана геологической среды. Современное состояние и перспективы развития. Материалы годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии. М.: ГЕОС. 2004. С. 117-120.
2. Калинин Э.В., Мамаев Ю.А., Степанов В.Я., Вдовин Г.К. Напряженное состояние массива горных пород склона в районе Рогунской плотины и опыт оценки тектонических сил. Сб. Природа и методология определения тектонических напряжений в верхней части земной коры. Изд. КФАН СССР. Апатиты: 1982. С. 127-132.
3. Крауч С., Старфилд А. Методы граничных элементов в механике твердого тела. М.: Мир. 1987. 328 с.
4. Старков В.И. Тектонические деформации земной поверхности на створе Рогунского гидроузла по результатам инструментальных измерений. Сейсмостойкие исследования в районах стр-ва крупных водохранилищ Таджикистана. Душанбе: Дониш. 1987. С. 49-63.
5. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука. 1983. 112 с.

Роль флюидов в формировании сдвиговых нарушений

И.Г. Киссин

Институт физики Земли РАН, г. Москва, Kissin@ifz.ru

До последнего времени процессы деформирования в тектонофизике рассматривались применительно к однофазной среде. Однако земная кора в значительной своей части содержит флюиды, и процессы эти в системе порода-вода протекают совершенно иначе, чем в сухой породе. Подобные различия относятся и к напряженному состоянию среды, и к ее прочностным характеристикам, что особенно четко проявляется в развитии сдвиговых деформаций.

1. Флюиды в земной коре повсеместно распространены в осадочной толще. В консолидированной коре преобладают плотные породы, практически лишенные свободных флюидов. В толще этих пород расположены зоны и участки, где флюиды содержатся в объемной и пленочной модификациях. Такие флюидные системы выделяются в геофизическом разрезе по пониженным скоростям сейсмических волн и электросопротивлениям [2]. Флюидные системы состоят из субгоризонтальных и субвертикальных элементов. Первые приурочены к волноводам и электропроводящим слоям, вторые – к вертикальным и наклонным разломам. Мощность субгоризонтальных элементов достигает 10–15 км, местами 20 км. Таким образом, эти структуры, а, следовательно, и флюидонасыщенные зоны, могут занимать существенную (до 20-30%) долю общей мощности консолидированной коры. К указанным элементам флюидных систем приурочены ослабленные участки земной коры, на которых развиваются тектонические подвижки.

2. Флюиды оказывают механическое и физико-химическое воздействия на развитие сдвиговых деформаций. Согласно критерию Мора – Кулона касательное напряжение τ , необходимое для реализации сдвига зависит от сцепления породы c , нормального напряжения σ , флюидного давления p_ϕ и коэффициента трения f :

$$\tau = c + (\sigma - p_\phi)f.$$

Если нормальное напряжение равно литостатической нагрузке p_l , то при $p_\phi \approx p_l$ (отношение $\lambda = p_\phi / p_l \rightarrow 1$) коэффициент трения снижается до нуля, что облегчает сдвиговые деформации. Под действием высокого флюидного давления усиливается растрескивание массива пород, сокращается общая площадь ненарушенных связей (перемычек между трещинами) и возрастают напряжения сдвига τ' по площади сохранившихся связей. Если трещины заполнены жидкостью, то можно вывести соотношение:

$$\frac{\tau' - \tau}{\tau} = \frac{m}{1 - m} \left(1 - f \frac{\sigma - p_{\phi}}{\tau} \right),$$

где m – коэффициент, характеризующий долю рабочей площади сечения, затронутую трещинами. Из формулы следует, что при увеличении флюидного давления относительный рост напряжений сдвига по площади сохранившихся связей также увеличивается, что способствует развитию сдвиговых деформаций. Механическое воздействие флюида на разрушение пород усиливается за счет эффекта Ребиндера, приводящего к снижению прочности пород [6]. Эффект проявляется при поступлении в вершину растущей трещины очень тонкого слоя жидкости, поэтому его роль повышается применительно к деформациям в глубоких зонах коры, где содержание флюидов низкое.

3. Флюидное давление p_{ϕ} в консолидированной коре близко к величине литостатического давления p_{λ} . Флюиды служат фактором перераспределения напряжений в достаточно мощных толщах или зонах разломов. Поскольку градиент флюидного давления примерно в 2.5 раза ниже, чем градиент литостатического давления, в проницаемой толще p_{ϕ} растет с глубиной медленнее, чем p_{λ} . При этом в верхней части толщи значения p_{ϕ} более близки к величине p_{λ} , чем в нижней, а λ может достигать или даже превышать 1. Таким образом, в верхней части проницаемых толщ, представленных волноводами или электропроводящими слоями, создаются благоприятные условия для развития трещин гидроразрыва и сдвиговых деформаций.

4. Между состоянием флюидов и развитием сдвиговых нарушений имеется тесная взаимосвязь, которая осуществляется по механизму самоорганизации [3]. Воздействие флюидов активизирует тектонические подвижки. При этом на плоскостях сдвига повышается температура, вследствие чего усиливается метаморфическая дегидратация пород; выделение воды и рост флюидного давления сопровождаются снижением эффективного напряжения, что способствует дальнейшему развитию сдвиговых деформаций. Скорость процессов дегидратации увеличивается под действием эффекта Ребиндера, в результате диспергирования пород до милонитового состояния. Это диспергирование и соответствующее ускорение метаморфических реакций происходят в узких зонах сдвигового течения, где локализуются квазипластические деформации [5]. Воздействие флюидов на деформационные процессы возможно даже на участках, где изначально отсутствовали свободные флюиды: сдвиговые смещения при определенных РТ-условиях могут привести к активизации метаморфических процессов и переходу в свободное состояние химически связанной воды. В результате дальнейшие деформации развиваются уже в двухфазной среде.

5. Серьезным подтверждением существенного влияния флюидов на сдвиговые деформации служат наведенные землетрясения, спровоцированные сильными изменениями водного режима. Автором была предложена мета-

морфогенная модель землетрясений, которая основана на объемных эффектах метаморфических реакций [1]. Как известно, в большинстве реакции дегидратации объем образовавшихся продуктов – минералов и флюидов – в сумме больше, чем объем исходных минералов, а объем твердого скелета в результате реакций уменьшается. При неравномерном развитии метаморфических процессов в соседних блоках земной коры в зонах сочленения таких блоков из-за различий объемных эффектов возникают касательные напряжения. Поступление в эти зоны водного флюида, выделенного при дегидратации под высоким давлением, способствует образованию сдвиговых сейсмогенных разрывов. Проведенные исследования показали, что очаги коровых землетрясений в разных регионах концентрируются преимущественно над субгоризонтальными флюидонасыщенными телами или в верхних их частях, а также близ сочленений таких тел при существенных перепадах глубин кровли и/или на стыке тел с заметными различиями геофизических показателей – температуры, скоростей и поглощений сейсмических волн, электропроводности. Такие соотношения между сейсмоактивными зонами земной коры и ослабленными флюидонасыщенными слоями полностью соответствуют предложенной метаморфогенной модели землетрясений.

6. Горизонтальные подвижки – взаимные смещения верхних и нижних частей земной коры [4] следует связывать с воздействием флюидов. Подвижки происходят по протяженным флюидонасыщенным слоям. Показано, что эти подвижки развиваются преимущественно в верхних частях таких слоев, где, как отмечалось, показатель λ наиболее высокий.

Литература

1. Киссин И.Г. Метаморфогенная дегидратация пород земной коры как фактор сейсмической активности // Доклады РАН. 1996. Т. 351, № 5. С. 679-682.
2. Киссин И.Г. Геофизические неоднородности и флюидная система консолидированной земной коры континентов // Геотектоника. 2002. № 5. С. 3-18.
3. Киссин И.Г. Современный флюидный режим земной коры и геодинамические процессы // Флюиды и геодинамика. М.: Наука. 2006. С. 85-104.
4. Лобковский Л.И. Схема двухмасштабной двухярусной тектоники плит и внутриплитные деформации земной коры // ДАН СССР. 1988. Т. 302, № 1. С. 62-67.
5. Ребецкий Ю.Л. Дилатансия, поровое давление флюида и новые данные о прочности горных массивов в естественном залегании // Флюиды и геодинамика. М.: Наука. 2006. С. 120-146.
6. Сальников Д.И., Траскин В.Ю. Основные представления физико-химической геомеханики // Изучение тектонических деформаций. М.: 1987. С. 33-83.

Структура Приольхонья и Приморского разлома по геофизическим данным

Н.О. Кожевников¹, Ю.А. Агафонов², Е.Ю. Антонов¹

¹ – Институт нефтяной геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, Kozhevnikov-NO@ipgg.nsc.ru, AntonovEY@ipgg.nsc.ru

² – ИЭРП, г. Иркутск, aua@ierp.ru

Хотя Приольхонье является одним из опорных геологических полигонов Восточной Сибири, в его геологическом строении и истории развития все еще остается множество невыясненных моментов, что порождает многочисленные дискуссии. Электроразведочные исследования методами естественного электрического поля (ЕП) и зондированием становлением поля в ближней зоне (ЗСБ), выполненные в Приольхонье за период 1980–2000 гг, выявили важные особенности тектонического строения этого региона в интервале глубин от первых десятков до первых сотен метров [2]. Согласно результатам этих работ региональная структура Приольхонья носит явно выраженный двумерный характер и определяется наличием северо-западного и юго-восточного тектонических блоков, граница между которыми проходит по Кучулгинскому разлому. Северо-западный блок представлен Чернорудской зоной, являющейся одним из впечатляющих проявлений Приморского разлома. В этой зоне в максимальной степени проявлены метаморфизм и тектоническая проработка пород ольхонской серии. Зона отмечается региональным минимумом ЕП, который создается геобатареей, неотъемлемым элементом которой являются крутопадающие проводящие пласты. Неожиданным оказалось обнаружение здесь методом ЗСБ пологих проводящих структур, залегающих на глубинах 100–400 м. Их высокая электропроводность обусловлена присутствием в породах графита, который в результате сдвиговых деформаций образовал протяженные электрически-проводящие системы. Юго-восточный блок включает в себя полосу пород между Кучулгинским разломом и побережьем о. Байкал. По сравнению с Чернорудской зоной этот блок представляется значительно более «спокойным» в тектоническом отношении. Здесь нет аномалий ЕП большой амплитуды, а субгоризонтальные структуры повышенной электропроводности, подобные тем, которые выделены в Чернорудской зоне методом ЗСБ, в пределах юго-восточного блока работами 1980–2000 гг не были обнаружены. Первая информация о геоэлектрическом строении Приольхонья до глубин порядка 3–4 км появилась в 2004 г, когда при участии и поддержке ФГУГП «Иркутскгеофизика» здесь впервые были осуществлены глубинные ЗСБ с большими генераторными петлями и современной измерительной аппаратурой [1]. Эти исследования были продолжены в 2005–2006 гг. На рисунке приведена схема расположения генераторных петель и региональных

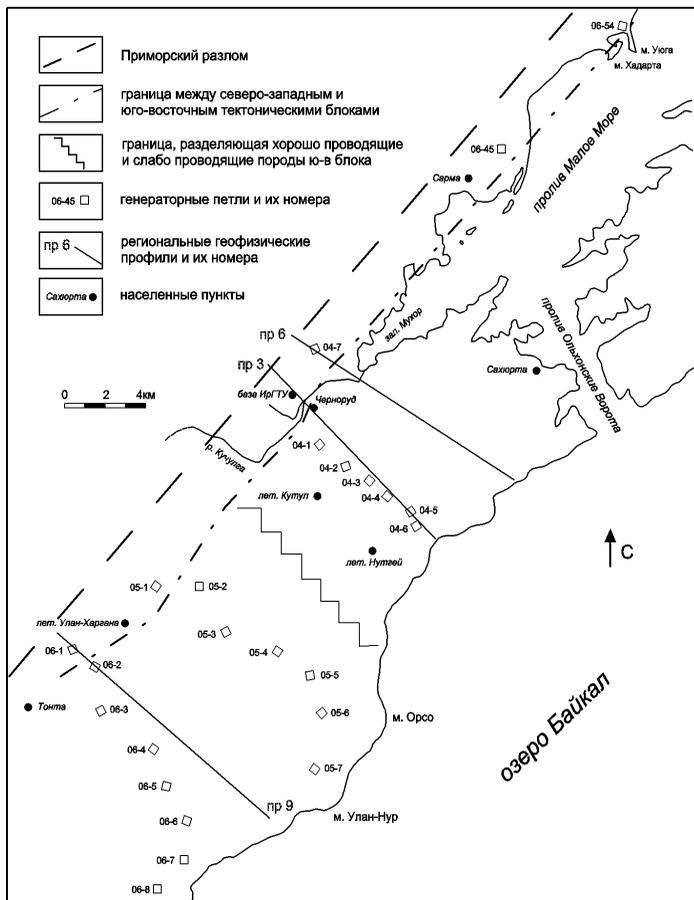


Рис.1 Схема расположения генераторных петель установок ЗСБ и региональных профилей ЕП в Приорльхонье и основные тектонические структуры, выделяемые по данным электроразведки.

профилей ЕП. Первые две цифры возле генераторной петли указывают год, последующие – номер зондирования. При каждом положении генераторной петли было выполнено пять зондирований – одно при расположении приемной петли в центре приемной, т.е. установкой «петля в петле», остальные – с приемными петлями, вынесенными за пределы генераторной (разнесенная установка). Результаты зондирований с большими петлями показали, что в интервале глубин от дневной поверхности до 1 км наиболее контрастные из-

менения геоэлектрического строения наблюдаются в направлении СЗ-ЮВ, т.е. вкрест простирания структур, картируемых поверхностными геологическими и дистанционными методами. Кривые ЗСБ, измеренные над Чернорудской зоной (ЗСБ 04-7, 05-1, 06-1, 06-45, 06-54), свидетельствуют о наличии там субгоризонтальных объектов с высокой электропроводностью, залегающих в интервале глубин от 100 м до 500 м. Благодаря использованию генераторных петель с большим моментом удалось оценить мощность (250–900 м) и суммарную продольную проводимость (25–300 См) проводящей зоны. По внешнему виду эти кривые очень сильно отличаются от измеренных в пределах юго-восточного блока; соответственно, полученные в результате их одномерной инверсии модели распределения удельного электрического сопротивления с глубиной также отличаются очень сильно. На первый взгляд, результаты ЗСБ с мощным источником не более чем подтвердили сделанный ранее [2] вывод о том, что региональные структуры Приольхонья характеризуются СВ–ЮЗ простиранием. Однако анализ геоэлектрических моделей показал, что это справедливо лишь для глубин, не превышающих 0.5–1 км. Сопоставление результатов одномерной инверсии по трем профилям ЗСБ свидетельствует о том, что на глубинах 1–4 км геоэлектрическое строение Приольхонья изменяется в направлении СВ–ЮЗ, т.е. по простиранию структур, видимых на поверхности. На геоэлектрических разрезах, построенных по результатам работ 2005–2006 гг, в пределах ЮВ блока на глубине от 1 до 2.5 км прослеживаются породы низкого (10–100 Ом м) сопротивления. Геоэлектрический разрез, построенный по профилю, отработанному в 2004 г, характеризуется более однородным строением, причем на всех глубинах сопротивление пород составляет здесь не менее тысячи Ом м. В настоящее время не представляется возможным дать однозначную интерпретацию этим результатам. Можно высказать лишь некоторые предположения по поводу связи изменения глубинной геоэлектрической модели Приольхонья в направлении СВ–ЮЗ с тектоническим строением и историей формирования этого региона. Ясно также, что нужно сделать все возможное, для того, чтобы работы методом ЗСБ с мощным источником были продолжены.

Литература

1. Агафонов Ю.А., Кожевников Н.О., Кожевников О.К., Компаниец С.В. Результаты электроразведочных исследований в Западном Прибайкалье // Научно-производственная конференция, посвященная 55-летию предприятия «Иркутскгеофизика»: Сборник трудов. Иркутск: Изд. ИГУ. 2005. С. 101-107.
2. Кожевников Н.О., Бигалке Ю., Кожевников О.К. Региональная структура Приольхонья по данным геоэлектрических исследований // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, №2. С. 253-265.

Первые результаты применения геофизических методов для изучения современной тектоники Приольхонья

**Н.О. Кожевников¹, К.Ж. Семинский², А.А. Бобров², Д.Л. Авгулевич³,
В.В. Оленченко³**

¹ – Институт нефтяной геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, Kozhevnikov-NO@ipgg.nsc.ru

² – Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Seminsky@crust.irk.ru, Alexbob@crust.irk.ru

³ – ЧитГУ, г. Чита, a_dan@mail.chita.ru, vv751@yandex.ru

В соответствии с представлениями тектонофизики [2] разломная зона является геологическим телом, включающим полосу тектонитов главного сместителя и существенно более широкую область развития генетически связанных с ним трещин и разрывов 2-го порядка. Очевидно, возможности сугубо геологических методов при изучении такого сложно построенного объекта ограничены. Поэтому при изучении разломных зон важную роль должны играть геофизические методы, позволяющие не только проследить разрывные тектонические нарушения, но и осуществлять их объемное картирование. К сожалению, проявления разрывных нарушений в геофизических полях изучены недостаточно, что препятствует разработке физико-геологических моделей разломных зон и отрицательно сказывается на эффективности поиска контролируемых разломной тектоникой месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Для того чтобы до некоторой степени восполнить этот пробел авторами на эталонных полигонах проводятся комплексные исследования по созданию обобщенной физико-геологической модели разломной зоны в ее широком тектонофизическом понимании. На первом этапе мы постарались составить общее представление о возможностях геофизических методов при изучении разломных зон разных рангов и типов на территории Приольхонья, являющимся уникальным полигоном для изучения активных разломов приосевой части Байкальского рифта. В докладе приводятся результаты детальных геофизических съемок на мысе Улирба на северо-западном берегу оз. Байкал. Кайнозойская тектоника участка Улирба определяется динамикой формирования Байкальского рифта в условиях преимущественно сдвиговых относительных перемещений Сибирского и Забайкальского блоков литосферы. Наибольший след в дислоцированности земной коры Приольхонья оставили ранний сдвиговый и современный раздвиговый этапы структурообразования. Древние метаморфические породы ольхонского комплекса, характеризующиеся близвертикальным падением и северо-восточным простираем, нарушены системой продольных сдвигов и сбросов. Геофизические исследования проводились по профилям, ориентированным вкрест простираения разломных зон и слоистости коренных пород. Были выполнены измерения модуля T полного вектора геомагнитного поля и электроразведочные съемки методами естественного электрического поля

(ЕП) и симметричного электропрофилирования (СП). Кроме этого, производились измерения объемной активности Q радона в верхней части разреза. Длина питающей линии установки СП составляла 20 м, приемной – 6 м. Расстояние между точками на профиле при проведении магнитных и электроразведочных съемок составляло 2.5 м, при измерении активности радона – 5 м. На рисунке приведены результаты съемок по профилю 1, пересекающему два активных разрывных нарушения сдвиговой природы. По данным наземного геологического картирования каждое из нарушений проявлено в виде основного сместителя и зоны трещиноватости. Интервалы развития зон трещиноватости показаны на рисунке горизонтальными линиями со стрелками. Как нетрудно видеть, зона 1 по геофизическим данным практически не выделяется, однако зона 2 проявляется во всех геофизических полях. По данным метода СП (рис. в) зона 2 представлена низкими – менее 300 Ом м – значениями кажущегося удельного сопротивления ρ_k . За пределами зоны ρ_k составляют 300–1200 Ом м. На участке профиля в интервале $X=35-45$ м отмечается узкий минимум, где ρ_k падает до 20 Ом м. По результатам магнитной съемки (рис. б) зона 2 не выделяется. Однако резкий перепад магнитного поля в виде ступени с амплитудой 400 нТл на интервале $X = 25-27$ м совпадает с юго-восточной границей зоны. По-видимому, смещение по разлому произошло по механически-ослабленному контакту пород, который вследствие их разной намагниченности проявился в виде перепада магнитного поля. Это дает основание предполагать, что съемка магнитного поля позволяет обнаруживать и проследивать контакты, по которым «имеют склонность» возникать и развиваться разрывные нарушения. Результаты съемок методом ЕП (рис. 1, а) на данный момент оцениваются как дискуссионные.

Сплошной линией на рис. 1 а показан график потенциала ЕП, построенный по данным рядовых, маленькими ромбами – контрольных измерений. Вследствие низкого уровня измеряемых потенциалов воспроизводимость результатов оказалась практически нулевой. Для большей части профиля расхождения между рядовыми и контрольными значениями потенциала ЕП являются случайными. Однако расхождение между рядовыми и контрольными измерениями на интервале профиля $X = 45-60$ м не может рассматриваться как случайное. Отметим, что интервал профиля, где наблюдается это систематическое расхождение, занимает большую часть интервала, который отмечается аномалией ρ_k и где по данным геологической съемки закартирована зона трещиноватости. В данный момент дать однозначную интерпретацию этому факту не представляется возможным. Можно лишь предположить, что это одно из проявлений эффектов, которые изучались С.Ю. Баласаняном в рамках концепции, названной им «динамическая геоэлектрика» [1]. Согласно этой концепции над зонами современной тектонической активности наблюдаются изменяющиеся во времени геофизические

поля, причем эти изменения носят закономерный характер. Зона 2 выделяется максимумом объемной активности радона (рис. 1, г), что свидетельствует о ее высокой проницаемости и, таким образом, является прямым подтверждением наличия здесь системы трещин. Представленные в докладе результаты получены при финансовой поддержке РФФИ: проект 07-05-00061-а.

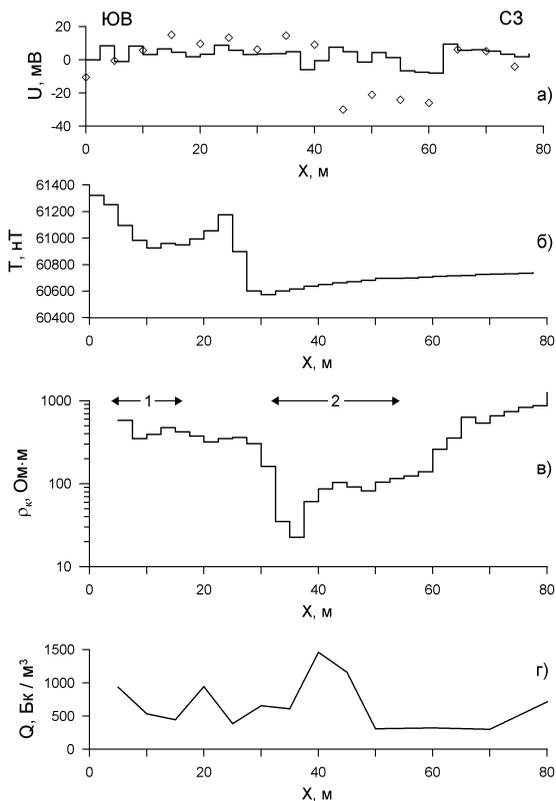


Рис. 1. Графики потенциала ЕП (а), магнитного поля (б), кажущегося удельного сопротивления (в) и объемной активности радона (г) по профилю, пересекающему зоны 1 и 2 разрывных нарушений. Каждая из этих зон включает подзону основного сместителя, «окаймленную» подзоной разрывов второго порядка и сопутствующей трещиноватости

Литература

1. Баласаян С.Ю. Динамическая геоэлектрика. Новосибирск: Наука. 1990. 232 с.
2. Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В., Тугарина М.А. Внутренняя структура континентальных разломных зон: прикладной аспект. Новосибирск: Изд. СО РАН, Филиал «Гео». 2005. 293 с.

Саамский разлом (Хибины) – аномальный характер современных деформаций

А.А. Козырев¹, Э.В. Каспарьян¹, Д.В. Жиров² и Ю.Г. Смагина¹

¹ – Горный институт Кольский НЦ РАН, г. Апатиты, kasp@goi.kolasc.net.ru

² – Геологический институт Кольский НЦ РАН, г. Апатиты; zhirov@geoksc.apatity.ru

Хибинский массив является крупнейшим щелочным массивом центрального типа в мире и одновременно с этим уникальным по запасам и качеству сырья сырьевым источником фосфора, титана, высокоглиноземистых минералов и редких элементов. Более 75 лет эксплуатируются многочисленные апатит-нефелиновые месторождения мирового класса по запасам (0.1–1 миллиарда т P_2O_5) [1–2]. На некоторых из них отработка открытым способом уже завершена и добыча руды в настоящее время продолжается подземными горными выработками. В местах стыковки подземных рудников и карьеров организованы сети инструментальных наблюдений за проявлениями и тенденциями опасных динамических явлений. На одном из таких участков – на Саамском карьере месторождения Кукисвумчорр мониторинг современных дифференцированных движений выявил по результатам многолетней серии наблюдений их аномальный, или даже парадоксальный характер.

Саамский карьер пересечен одноименным вертикальным разломом, который является радиальным по отношению к массиву и простирается вкрест структуры месторождения. Он представляет собой неоднородную зону дробления, катаклаза и милонитизации мощностью в пределах карьера от нескольких до 136 м, внутри которой находятся многочисленные блоки, линзы и грубообломочные куски окисленных (шпреуштейнезированных) вмещающих горных пород. По падению разлом прослежен в карьере и в подземных выработках Кировского рудника более чем на 200 м. Пликативных структур внутри зоны разлома не отмечено.

В 1990 г в Саамском карьере и в подземных выработках рудника Горным институтом КНЦ РАН и ОАО Апатит был заложен нивелирный полигон из 47 пунктов (к настоящему времени доступны 38 реперов) и с 1991 г начаты регулярные прецизионные наблюдения методом повторных нивелирований, соответствующие наблюдениям на государственных сетях II класса (рис. 1). К настоящему времени выполнено 54 цикла измерений за вертикальными дифференцированными смещениями массива пород с частотой проведения наблюдений от 14 до 393 дней. Начиная с 1995 г, комплекс мониторинга в подземных горных выработках был дополнен измерениями методом светодальномерной дальнометрии (7 циклов наблюдений по 3–4 пунктам до 2003 г и 15 серий по 7 другим пунктам после 2003 г) [3].

По результатам многолетних наблюдений выявлено устойчивое воздымание внутренней зоны разлома по отношению к вмещающему массиву

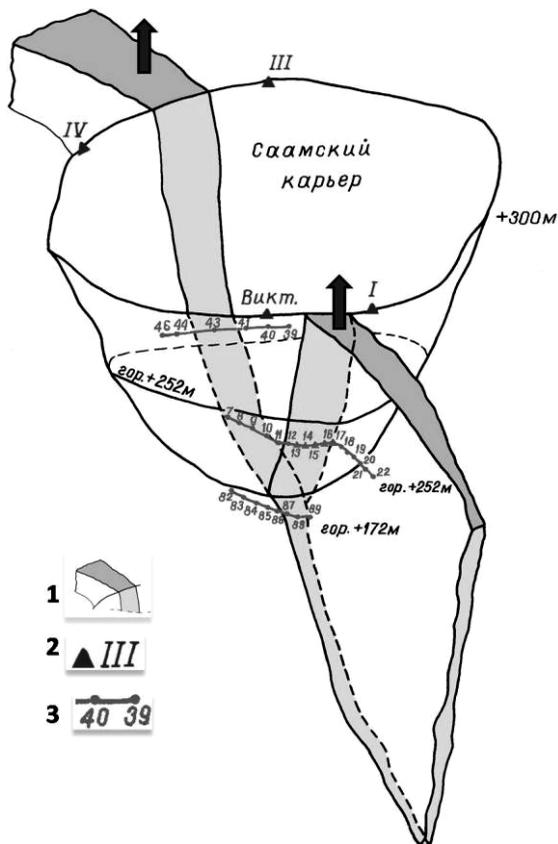


Рис. 1. Общая схема расположения нивелирных и светодальномерных полигонов в районе Саамского разлома (Кировский рудник, ОАО «Апатит»).

1 – Саамский разлом; 2 – пункты наземного светодальномерного полигона в Саамском карьере; 3 – пункты подземных нивелирных полигонов непосредственно в районе Саамского разлома

неразрушенных пород при незначительных знакопеременных флуктуациях. Следует отметить, что вертикальные смещения реперов и соответственно скорость поднятия увеличиваются по мере приближения к зоне разлома. При этом максимальные значения дифференцированных смещений отмечены в центральной и непосредственно примыкающих к крыльям разлома зонах (репера 7–22 и 39–46 на рис. 1). На фоне генеральных тенденций поднятий реперов в контролируемой области массива пород наблюдаются знакопере-

менные флуктуации смещений и их скоростей во временном ряду, которые намного превышают погрешности измерений, что соответствует общим представлениям о закономерностях деформирования массивов скальных пород. Накопленное за период наблюдений (1991–2006 гг) относительное вертикальное перемещение внутренней части разлома составили + 8 мм для западного профиля (вкрест разлома) и более + 14 мм для восточного, а скорость поднятия составила соответственно 0.48 и 0.72 мм/год. При этом необходимо особо подчеркнуть, что эти скорости являются относительными и характеризуют поднятия центральной дезинтегрированной части разлома относительно вмещающих пород. В то же время светодальномерные измерения не выявили сколь либо существенных смещений закономерного характера между реперами в горизонтальной составляющей. Также не обнаружено заметных вертикальных смещений краев (крыльев) разлома друг относительно друга. Таким образом, характер неотектонических движений в зоне разлома характеризуется устойчивым вздыманием его центральной, разрушенной части по отношению к ненарушенному массиву пород.

Такой парадоксальный механизм не может быть полностью объяснен ни значительными тектоническими напряжениями, главный тензор которых в пределах Хибинского массива имеет, как правило, субгоризонтальное положение, ни последствиями техногенного воздействия – выемки и перемещения огромных объемов горных пород. В качестве рабочей принята модель выдавливания разрушенных пород за счет поступательных взбросо-надвиговых движений продольно по отношению к плоскости разлома и последующего перераспределения напряжений в зоне разлома и окружающем массиве пород. Кроме того, возможно также и влияние техногенных факторов. Изучение этого явления продолжается. Для его интерпретации в настоящее время привлекаются методы реконструкции тектонических движений на основе анализа последовательности и кинематики упруго-хрупких деформаций массивов пород Саамского и других карьеров Хибин, а также натуральных "in situ" измерений напряженно-деформированного состояния.

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ № 07-05-13579-офи_ц.

Литература

1. Каменев Е.А. Поиски, разведка и геолого-промышленная оценка апатитовых месторождений хибинского типа (методическое руководство). Л.: Недра. 1989. 190 с.
2. Геология рудных районов Мурманской области / Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В. и Жабин С.В. / Под ред. Митрофанова Ф.П. и Бичука Н.И. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2002. 359 с.
3. Сейсмичность при горных работах. / Коллектив авторов, под. ред. Мельникова Н.Н. / Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2002. 325 с.

О внутреннем строении зон разрывных нарушений по сейсмическим данным

А.М. Кузин

Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва, amkouzin@ya.ru

Из геофизических методов изучения «деформационных структурных элементов земной коры» сейсмический метод по своей сущности наиболее близок к методам тектонофизики, поскольку в его основе лежит исследование процесса напряжение-деформация в геологической среде. В общепринятых классификациях разрывных нарушений (РН) доминируют структурно-морфологические и структурно-кинематические параметры. Все они без каких-либо изменений используются в сейсмической интерпретации. Часто не учитывается, что РН – это сложные геологические тела по структуре, составу слагающих их пород, флюидонасыщенности, упруго-деформационному состоянию (энергонасыщенности) и реологическим свойствам. К тому же за время геологического развития в РН могут накапливаться в той или иной степени все виды неупругого деформирования. В этом заключается объективная причина, затрудняющая их изучение. Определение геометрических размеров, внутренней структуры и потенциальной геодинамической активности – это основные положения в задаче изучения РН сейсмическим методом. В отличие от динамических параметров, измерение скорости в сейсмическом методе метрологически обоснованно. Величина падения скорости в зонах РН может не только свидетельствовать о степени разуплотнения среды, но и характеризовать залеченность РН минеральными растворами. Расчеты коэффициентов отражения (Котр) для зон гидротермально-метасоматически измененных пород, с которыми связаны почти все рудные и большинство нефтяных залежей, показали, что 80% из них лежит в пределах 0.07–0.01. Это означает, что ожидание от этих зон регулярных интенсивных отражений маловероятно. Таким образом, интенсивные отражения от РН и зоны аномально низких значений скорости преломленно-рефрагированных волн могут рассматриваться как потенциально геодинамически активные структуры, а также как возможные каналы миграции флюидных потоков, присутствие залежей в которых весьма сомнительно.

Использование поперечных и обменных волн позволяет делать оценку упруго-деформационной зональности в строении зон РН. В отличие от скорости продольной волны (V_p) интервал изменения скорости поперечной волны (V_s) в сейсмическом диапазоне более узкий: в зонах дробления V_s может уменьшаться до 35 % от средних значений, в акустическом диапазоне падение V_s до 50 %. Во многих исследованиях отмечается незначительный диапазон изменения V_s по сравнению с V_p . Эти данные позволяют объяснить достаточно регулярный характер в регистрации отраженной S-волны в районах с откры-

тым кристаллическим или складчатым фундаментом. По своей природе РН являются шероховатыми границами, рассеивающими излучение упругой энергии. Если на границе РН сформировалось регулярное отражение, это означает наличие резкого перепада упругих параметров или точнее отсутствие жестких структурных связей в среде, что в свою очередь может характеризовать РН как открытый разлом [4]. Участки выхода таких границ на местности отмечаются повышенной обводненностью в рельефе, что согласуется с данной интерпретацией внутренней структуры РН, как эффекта проскальзывания за счет присутствия влаги на контактах.

Комплексный анализ гистограмм V_s и V_p преломленных волн в зонах РН (Кировоградский тектонический блок Украинского щита, Кокчетавский кристаллический массив и его северо-восточное обрамление), рассчитанных на одних и тех же интервалах наблюдений, показал, что гистограммы V_s и V_p имеют логнормальное распределение и симметричны относительно друг друга. Приблизительно для 20% от всех значений выборки повышенным значениям V_s отвечают пониженные значения V_p . Причем имеет место закономерное соотношение повышенных значений V_s и пониженных V_p по отношению $V_s/V_p = \gamma$. Около 5–7% значений γ превышают пороговое – 0.707, соответствующие отрицательным значениям коэффициента Пуассона (ν). На интервалах профилей с аномальными значениями γ решалась прямая кинематическая задача. Как показали расчёты, введение поправки за рельеф в значения V_s не снимает в них аномального эффекта. Подобные по форме распределения V_s и V_p были установлены для горных пород в различных по геологическому строению и возрасту регионах [1, 6]. Различие в поведении V_s и V_p при лабораторных исследованиях описано в работах [3, 5, 10]. Учитывая то, что измерения скоростей проводились в различных регионах, в различных диапазонах длин волн и на представительной по объему выборке фактического материала, можно сделать вывод, что такая закономерность взаимного поведения скоростей является общим петрофизическим и реологическим свойством горных пород. Эффект аномального поведения ν может наблюдаться в пористо-трещиноватых и анизотропных средах, при фазовых переходах, в полимерах (аусетиках) и в некоторых веществах, например в сурьме и ее сплавах. Наиболее известным примером аномального поведения V_s/V_p являются рифогенные постройки, где ν достигает значений -0.3 [9].

Присутствие в РН зон с бухтообразным поведением V_s и V_p , с отрицательным или близким к нулю эффективным значением ν можно интерпретировать, как области дилатансионного упрочнения, в том числе обусловленные флюидным давлением [2]. Эти области могут перераспределять напряжения и деформации в геологической среде, являться аккумуляторами энергии, это позволяет объяснить механизм накопления упругой энергии при мелкофокусных землетрясениях. Косвенным подтверждением этих рассуждений служат данные по изучению зоны Чуйского землетрясения [7]. Гипоцентр главного толчка лежит в зоне

наименьших значений v и относительно пониженных значений V_p . Схожая картина распределения V_p и $k = V_p/V_s$ приведена в [8] для Ташкентского землетрясения.

Прогноз внутреннего строения РН важен не только для оценки возможной миграции флюидных потоков и разрушения залежей, но и как одного из основных факторов в механизме поддержания геодинамического равновесия и метастабильного состояния геологической среды, что имеет существенное значение для корректного проведения тектонофизического анализа и моделирования.

Литература

1. Джурик В.И., Дренов А.Ф., Иванов Ф.И., Потапов В.А. Сейсмические свойства скальных грунтов. Новосибирск: Наука. 1986. 134 с.
2. Добровольский И.П. Теория подготовки очага землетрясения. М.: Изд. ИФЗ АН СССР. 1991. 224 с.
3. Воларович М.П., Томашевская И.С., Будников В.А. Механика горных пород при высоких давлениях». М.: Наука. 1979. 152 с.
4. Кузин А.М. Некоторые особенности интерпретации волновых полей в зонах разрывных нарушений // Геофизика. 1999. № 5. С. 3-15.
5. Лебедев Т.С., Корчин В.А., Буртный П.А. Новые аспекты геофизического приложения результатов термобарических исследований упругих свойств горных пород // Геофизический журнал. 1987. Т. 9, № 2.
6. Лизинский М.Д., Поспелов С.Г., Терентьев В.Г., Писакина Т.Л., Паненкова М.Ю., Синельников В.П. Опыт применения комплексных сейсмоакустических исследований на Печенгском рудном поле // Записки Ленинградского горного института. 1984. Т. 101.
7. Лисейкин А.В., Соловьев В.М. Сейсмотомографическая модель очаговой зоны Чуйского землетрясения (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 10. С. 1073-1082.
8. Померанцева И.В. Изучение глубинного строения Земли – достижение XX века // Геофизика. 2008. № 2. С. 52-58.
9. Справочник геофизика. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. (петрофизика) / Под ред. Н.Б. Дортман. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра. 1984. 455 с.
10. Туранк К., Фурментро Д., Дени А. Распространение волн и границы раздела в породах // Механика горных пород применительно к проблемам разведки и добычи нефти / Под ред. В. Мори и Д. Фурментро. М.: Мир. 1994. 416 с.

Железосульфидные капли в силикатном расплаве при деформации силикатного каркаса

Е.Б. Лебедев

Институт геохимии и аналитической химии РАН, г. Москва, leb@geokhi.ru

Методом высокотемпературного центрифугирования осуществлено моделирование процессов миграции и аккумуляции сульфидных (FeS) и металлических (Fe) фаз под действием силы тяжести при частичном плавлении модельного планетарного вещества (оливин-пикритовой смеси) [1, 2]. Разделение интенсивнее происходит при значениях $\log f_{O_2} \approx -11.5$ и температурах 1440–1460°C с использованием осевой нагрузки и деформации силикатного каркаса. В присутствии основного силикатного расплава железосульфидные фазы образуют шарики малого размера (глобулы) 0.5–3 мкм, которые могут двигаться по межзерновым каналам имеющим ширину ~3–10 мкм. В отсутствии или малом количестве силикатного расплава железосульфидные глобулы собираются в большие капли, приобретают размеры 15–100 мкм, силикатные каналы становятся малыми. В этом случае движение железосульфидных фаз прекращается. Форма, размеры, движение, сегрегация железосульфидных глобул зависит от физико-химических свойств и параметров (степень плавления, плотность, вязкость, размеры частиц, смачиваемость, деформации и проницаемости кристаллического каркаса для силикатного и металлического расплавов, предельная величина угла смачивания, необходимая для мобилизации железосульфидной жидкости в виде пленочного расплава). Низкое межфазное натяжение на границе сульфид железа – силикатный расплав позволяет существовать мелким (меньше 1 мкм) железо-сульфидным глобулам.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранта 07-05-00630 и гранта по Программе фундаментальных исследований Президиума РАН № 18.

Литература

1. Лебедев Е.Б., Кадик А.А., Кусков О.Л., Дорфман А.М., Луканин О.А. // *Астрономический вестник*. 1999. Т. 33. (5). С. 395-405.
2. Lebedev E.B., Kadik A.A., Galimov E.M. Segregation of molten metal through partially molten silicate: simulation using a high temperature centrifuge. 32nd IGC – Florence. 2004. “T06.02 Geochemical environment of the genesis of life”

Роль воды в генерации коровых землетрясений

Б.В. Левин¹, Е.В. Сасорова², М.В. Родкин³

¹ – Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН

² – Институт океанологии РАН, ³ – Геофизический центр РАН

В породах земной коры содержится значительное количество жидкой воды, процентное содержание которой уменьшается с глубиной от 6–8 % на небольших глубинах до 1% на глубине 60–70 км. По данным японских специалистов на глубине 100 км свободная вода исчезает совсем. (The Role of Water in Earthquake Generation. Editors: Junzo Kasahara, Mitsuhiro Toriumi, Katsuyuki Kawamura. University of Tokyo Press, 2003, 392p. (in Japanese).).

В присутствии воды и водных флюидов породы, в которых развиваются напряжения под влиянием эндогенных тектонических сил и внешних приливных сил, аккумулируют механическую энергию, что приводит к развитию системы трещин и микротрещин. Известно, что 85% землетрясений происходит в земной коре на глубине менее 70 км. Ниже этого слоя скачком меняется плотность пород, величины скорости продольных и поперечных волн, происходят изменения параметров очагов землетрясений. Граница на глубине около 70 км разделяет землетрясения на два класса: неглубокие события, реагирующие на внешние периодические воздействия, и глубокие, не подверженные никаким внешним воздействиям. Водные флюиды, движущиеся по разломам и трещинам в породах коры на глубинах менее 70 км, вызывают снижение прочности пород из-за воздействия адсорбционно-активных молекул раствора и понижения свободной поверхностной энергии твердого тела (эффект Ребиндера). Выполненный анализ уравнения состояния воды показал, что жидкая вода может присутствовать в породах коры лишь до тех пор, пока давление не превышает 20–22 кбар, что соответствует глубине около 70 км. При больших давлениях (и, соответственно, больших глубинах) молекулы воды внедряются в межкристаллитное пространство или вступают в химическую связь с соединениями пород, поскольку не могут находиться в свободном состоянии. Эти представления позволяют обосновать подход к развитию физико-химического анализа процесса подготовки коровых землетрясений.

Синергетика процессов в зонах глубинных разломов

Ф.А. Летников

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, letnikov@crust.irk.ru

Уточним некоторые понятия и определения, ибо различные авторы вкладывают в понятие синергетика различный смысл. Синергетика – совместное действие, кооперация процессов в открытых линейных и нелинейных неравновесных стационарных динамических системах. Синергизм – содействие, сопряжение, кооперация объектов и процессов, сил и потоков вещества и энергии. Самоорганизация – одна из двух форм синергизма, переход системы в более структурированное состояние за счет внутренней энергии системы (снижение энтропии). Понятие нелинейности, которое проникло в геологические науки зачастую лишено строгого смысла, в то время как наиболее общей чертой нелинейных систем является нарушение в них принципа суперпозиции – когда аддитивность причин приводит к аддитивности следствий [1]. Поэтому наиболее характерная черта нелинейных систем – неадекватность силы воздействия отклику на это воздействие, отсюда недетерминированность (многовариантность) путей их развития (стохастичность).

В полной мере это относится к зонам глубинных разломов. Именно глубинность заложения этих специфических структур определяет многие черты их развития и длительного существования. Иными словами, глубинные разломы своими корнями уходят в верхнюю мантию. Движущей силой переноса глубинных флюидов и магматических флюидизированных расплавов по зонам разломов являются градиенты давлений. Поскольку глубинные разломы могут длительно существовать только в твердых породах, то нижней границей их проникновения в мантию будет являться верхняя кромка астеносферного слоя. Для зрелой архейской литосферы на глубинах 180–200 км общее давление достигает 59–66 кбар, и если разлом достигает этих глубин, то движущая сила переноса флюидов и флюидизированных магм будет огромной. Для зон глубинных разломов устанавливается двухярусное строение:

1) Верхняя часть, где преимущественно развиты хрупкие деформации, характеризуется сравнительно низкими значениями T и P , ниже уровня фации зеленых сланцев. Явления синергизма проявлены слабо. Миграция флюидов проходит по системе пор и трещин.

2) Глубинная часть зоны разлома характеризуется высокой степенью организации пород во внутриразломном пространстве, где реализуется процесс динамометаморфической дифференциации вещества пород, что в условиях пластических деформаций приводит к формированию тонкорассланцованных бластомилонитов. В этих условиях реализуется установленный нами экспериментально принципиально иной механизм флюидного переноса вдоль плоскостей рассланцевания пород. Таким образом очевидно, что зоны бла-

стомилонитов являются путями универсального и интенсивного массопереноса флюидных, петрогенных и рудных компонентов по разрезу континентальной литосферы. Такой подход позволил объяснить роль глубинных разломов в транзитном переносе вещества из мантии к верхним горизонтам земной коры, когда глубинный разлом в терминологии Г.Л. Поспелова [8] является универсальным флюидопроводником.

В таком контексте внутриразломное пространство выступает как сообщество пород с разной степенью организации и анализ совокупности процессов во внутриразломном пространстве требует особого синергетического подхода. Внутриразломные ассоциации пород включают изохимические blastsмилониты и неизохимические синтетектонические, главным образом, слюдяные метасоматиты, но прежде всего, это протяженные на глубину и по латерали зоны пластических деформаций.

В работах, посвященных процессам, протекающим при пластической деформации горных пород, решающее значение имели эксперименты П. Бриджмена [9], затем с успехом продолженные в России школой Н.С. Ениколопяна [2, 3]. Суть явления “эффекта Бриджмена” заключалась в том, что в твердых телах, при сочетании высокого давления (в.д.) и деформации сдвига (д.с.), происходило резкое снижение барического барьера фазовых переходов и образование термодинамически несовместимых фаз. Этот эффект был использован нами ранее для объяснения образования тонкодисперсных алмазов в blastsмилонитах месторождения Кумды-Куль [4–7]. При Реализации механизма “давление + сдвиг” установлено [2, 3]. 1) Коэффициенты диффузии растут на 10–15 десятичных порядков по сравнению с таковыми в твердом теле без комбинирования давления и сдвига. 2) Скорости химических реакций растут на 3–8 десятичных порядков по сравнению с жидкой фазой. 3) Это эндотермические процессы, когда вся необходимая для химического процесса энергия получалась непосредственно через механическую энергию, накопившуюся в веществе в процессе сжатия и деформации сдвига. И самое главное – в режиме в.д.+д.с. происходит образование термодинамически несовместимых фаз [3]. Если вдоль сланцеватости тектонитов, одновременно будет происходить миграция восстановленных высокоуглеродистых флюидов, как это имело место при образовании графит-алмазного месторождения Кумды-Куль, то по рассмотренному механизму одновременно могут кристаллизоваться графит + тонкодисперсный алмаз, микровыделения коэсита и кварца, и других минералов. С учетом проявления механизма в.д.+д.с. нет необходимости субдуцировать blastsмилониты на глубины устойчивости алмаза 140–160 км, как это делают некоторые исследователи [10].

Такой синергетический подход к анализу совокупности процессов, протекающих в зонах пластических деформаций во внутриразломном пространстве, позволяет с принципиально новых позиций подойти к пониманию процессов формирования здесь сейсмических очагов, а сам процесс

землетрясения рассматривать как отклик системы на накопление механической энергии в пределах “реологических ловушек” и переход механической энергии в тепловую по механизму реологического взрыва [7].

Литература

1. Гапонов-Грехов А.В., Рабинович М.И. Нелинейная физика. М.: 1984. С. 219-280.
2. Ениколопян Н.С., Мхитарян А.А., Каргезян А.С. // ДАН. 1986. Т. 288. № 3. С. 657-660.
3. Жогин В.А., Миронов Н.А., Никольский В.Г., Ениколопян Н.С. // ДАН СССР. 1979. Т. 244, № 5. С. 1153-1156.
4. Летников Ф.А. // ДАН СССР. 1983. Т. 271, № 2. С. 433-435.
5. Летников Ф.А., Звонкова Н.Г., Сизых Н.В., Данилов Б.С. // Записки ВМО. 1999. № 6. С. 16-27.
6. Летников Ф.А., Савельева В.Б., Балышев С.О. // Петрология, геохимия и флюидный режим тектонитов. Новосибирск: Наука. 1986. 221 с.
7. Летников Ф.А., Авсюк Ю.Н. // ДАН СССР. 2008. Т. 420, № 3.
8. Поспелов Г.Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск: Наука. 1973. 355 с.
9. Bridgman P.W. The physics of high pressure, Bell and Sons. London, 1958. 308 p.
10. Dobretsov N.L., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Coleman R.G., Ernst W.G. //1995. Island Arc 4: P. 267-279.

Типы зон разломов и глубоких нарушений континентальной литосферы по сейсмическим данным

Н.И. Павленкова

Институт физики Земли РАН, г. Москва, ninapav@ifz.ru

Детальные сейсмические исследования континентальной литосферы, проведенные методом отраженных волн (ОГТ) и методом ГСЗ, позволяют выделить в земной коре и в верхах мантии несколько типов зон разломов и глубинных нарушений. Под разломами в данном случае понимаются области нарушения сплошности жесткой среды с относительными подвижками вдоль зоны разлома. Если такие относительные подвижки отсутствуют или они сопровождаются пластичным течением, такие зоны будут называться более общим термином – нарушениями. В обоих случаях – это зоны физико-химического изменения состояния пород, высокой их дисперстности и дилатансионного разрушения, и следовательно, изменения сейсмических характеристик.

По сейсмическим данным оба типа нарушений выделяются по ряду структурных признаков. Некоторые из них прослеживаются непосредственно как отражающие границы. Но это чаще всего – не простые границы, а неоднородные пачки с чередованием прослоев повышенных и пониженных скоростей. Формирование прослоев с пониженными скоростями связано с разрушением пород, с повышенными скоростями – с проникновением в зону разлома интрузивных образований. Другим признаком зоны разлома является разрыв и смещение по глубине сейсмических границ. Это чаще всего встречается по осадочным горизонтам и по поверхности фундамента, но нередко такие нарушения и по глубинным границам. Не менее важным признаком нарушенных зон является изменение общего структурного плана сейсмических разрезов: смены внутренней гетерогенности среды, направленности основных отражающих объектов и их интенсивности.

Детальные сейсмические исследования методами ОГТ и ГСЗ, проведенные на континентах, позволяют выделить несколько типов зон нарушений, характерных для земной коры и верхов мантии [3]. Первый наиболее распространенный тип – это наклонные зоны разломов, чаще всего листрической формы. Выделяются они обычно как отражающие границы. Эти разломы и нарушения часто оконтуривают с двух сторон крупные тектонические структуры. Так, верхнекоровые зоны разломов ограничивают древние орогенные пояса Восточно-Европейской платформы. Коровые наклонные зоны разломов, секущие всю земную кору, оконтуривают более крупные тектонические структуры, такие как Уральский ороген или Днепровско-Донецкая впадина. Чаще всего они не проникают в мантию, но граница М при этом резко меняет свои отражающие свойства.

Верхнемантийные зоны нарушений тоже обычно приурочены к границам крупных тектонических структур. Например, на границе Карельского протократона и Свекофенского орогена Балтийского щита выявлена серия наклонных площадок, простирающаяся до глубины в 150 км. Наклонные отражающие горизонты, выявленные в верхах мантии, отделяют Восточно-Европейскую платформу от Тимано-Печерской плиты, от Урала и от Карпат. Часто они прослеживаются как активных, так и пассивных окраинах континентов. Отмечена закономерность, что наклонные разломы и нарушения выполаживаются к зонам пониженных скоростей (волноводам) или к субгоризонтальным расслоенным границам. При этом выделяется несколько характерных глубин для таких границ: в земной коре это интервал глубин 10–15 км и подошва коры (граница М), в верхах мантии – глубина около 100 км (граница N).

С точки зрения механики природа наклонных разломов освещена в работах [1, 2]. Показано, что такого рода нарушения возникают как при сжатии, так и при растяжении реологически расслоенной среды и они выполаживаются к ослабленным зонам. Это хорошо согласуется с отмеченными выше особенностями разломных зон, выявленных в литосфере по сейсмическим данным.

Второй тип разломных зон – это вертикальные зоны нарушений, ограничивающие блоки земной коры разного строения. Чаще всего такие нарушения наблюдаются по поверхности фундамента глубоких впадин (например, Днепровско-Донецкой, Прикаспийской, Баренцево-Карских). В основании впадин они образуют узкие, но достаточно глубокие грабены, формирование которых можно связывать с процессом растяжения коры. Склоны глубоких впадин при малодетальных наблюдениях часто представляются в виде наклонных зон разломов чашеобразной формы и это послужило основой считать основным механизмом их образования растяжение земной коры. Но более детальные исследования, например, использование методов миграции преломленных волн, показывают, что глубокие впадины ограничены сериями вертикальных сбросов амплитудой в 3–5 км и они соответствуют быстрым погружениям отдельных блоков фундамента.

Детальные работы ОГТ выявили в последнее время и впадины клинообразной формы с вертикальным сбросом с одной стороны (центральные части Тимано-Печерской плиты и впадины Охотского моря). Эти впадины приурочены обычно к крупным линеаментам и есть основание предполагать, что они образуются вдоль вертикальных зон нарушений, сформированных горизонтальными перемещениями (относительными сдвигами) отдельных блоков коры. На поверхности фундамента подобные сдвиги образуют цепочки таких клинообразных впадин. Подобную природу имеют, возможно, и вертикальные нарушения на границах крупных литосферных плит (например, по линии Тейссеера-Торнквиста, ограничивающей с запада Восточно-Европейскую платформу, и по западному борту Сибирского кратона). Их основным признаком является смена типа коры и ее внутренней структуры. К таким

нарушениям часто примыкают глубокие ассиметричные прогибы фундамента.

В особый тип следует выделить субгоризонтальные зоны нарушений. Они образуются при горизонтальных подвижках коровых и литосферных плит по ослабленным зонам. Эти нарушения прослеживаются в виде слоев с пониженными скоростями или в виде сложных сейсмических границ, представленных пачками прослоев повышенной и пониженной скорости. Отделить их от обычных сейсмических неоднородностей, созданных в результате фазовых переходов или других физико-химических преобразований вещества, можно только по косвенным признакам. Главным из них является выполаживание к таким слоям или сейсмическим границам разломов и нарушений листрической формы. В этом случае горизонтальные подвижки по таким слоям естественны. То, что такие подвижки коровых плит действительно существовали следует из многочисленных геологических данных, объединенных в понятие тектонической расслоенности земной коры. Главными такими горизонтальными зонами нарушений являются, как отмечалось выше, коровые волноводы на глубине около 10–15 км, граница М и волновод, подстилаемый границей N, на глубине порядка 100 км. Кроме горизонтальных подвижек коровых и литосферных плит вдоль этих зон можно предположить пластическое течение материала, которое приводит к формированию анизотропных прослоев, типичных для таких границ. Эти зоны часто отмечаются повышенной электропроводностью, то есть они могут формироваться в результате физико-химических преобразований вещества под воздействием потоков флюидов и глубинного вещества. Концентрация глубинных флюидов на некоторых критических глубинах (РТ уровнях) вызывает различные процессы метаморфизма и метасамозота, вплоть до частичного плавления. Таковую же природу могут иметь и отмеченные выше вертикальные зоны повышенной сейсмической гетерогенности.

Литература

1. Каракин А.В., Курьянов Ю.А., Павленкова Н.И. Разломы, трещиноватые зоны и волноводы в верхних слоях земной оболочки. М: ВНИИгеосистем, «Дубна». 2003. 221 с.
2. Николаевский В.Н., Шаров В.И. Разломы и реологическая расслоенность земной коры // Физика Земли. 1985. № 1. С. 16-28.
3. Павленкова Н.И. Структура земной коры и верхней мантии по сейсмическим данным // Строение и динамика литосферы Восточной Европы / Ред. А.Ф. Морозов, Н.В. Межеловский, Н.И. Павленкова. М: ГЕОКАРТ, ГЕОС. 2006. С. 559-599.

Структурно-вещественные преобразования в разломных зонах Среднего Побужья по данным магнитометрии

С.А. Попов, М.Ю. Заманская

Киевский Национальный университет, г. Киев, Украина, spopov@univ.kiev.ua,
Zamanskaja@ukr.net

Исследования проводились в районе среднего течения реки Южный Буг на территории архейского комплекса пород, названных собитами – по названию р. Собь, левого притока Ю. Буга. Это породы, представляющие собой: «... диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, тоналиты, амфибол-биотитовые граниты, биотитовые граниты, аплиты-пегматоидные граниты... В пределах одного обнажения обычно встречаются все виды пород, так что установить какие-либо закономерности в их пространственном распределении трудно» [1]. На рассматриваемой территории эти породы несколько более планаризованы и дифференцированы по составу по сравнению с неяснополосчатыми классическими собитами. Некоторые авторы предпочитают называть эти породы полосчатыми гранитами или гранитогнейсами. Весь участок исследований размером около 2-х км находится в зоне влияния Хмельницкого разлома северо-западного простирания и представлен чередованием участков с крутыми и пологими углами падения пород. Породы с крутым падением полосчатости в отличие от пологозалегающих представлены более основными, более дифференцированными и магнитными разностями. Они создают линейное, градиентное, в целом положительное аномальное поле в отличие от слабоотрицательного поля пологих залеганий. В образовании линейных магнитных аномалий над породами с крутым залеганием принимает участие 2 фактора:

Структурный.

При геолого-съёмочных работах, на западной части территории (см. рисунок) картируются субвертикально-залегающие породы северо-западного простирания с падением от 85° ЮЗ до 85° СВ. Несмотря на кажущуюся однородность разреза, на магнитной карте над этими породами наблюдаются градиентные линейные аномалии с интенсивностью в сотни нТл. Такие аномалии соответствуют структурам, которые мы за неимением лучшего термина называем «антиформами», «клиньями» (см. западную часть рис. 1). При этом не наблюдаются никакого периклинального замыкания. Направление падения пластов в «крыльях антиформ» соответствует падению осей мелких (2-го порядка) аномалий (рис. 1). Регистрация таких малых аномалий становится возможной при детальной магнитной съёмке. Наши измерения проводились в движении с замерами через 0.25 м. с использованием оригинальной установки на базе датчиков квантового магнитометра М-33.

К увеличению магнитного поля над «антиформами» причастна анизотропия магнитной восприимчивости [2], которая достигает 2–3% при параллельности плоскости ее максимального сечения и планарности пород. Это приводит к соответствующей концентрации магнитных силовых линий над участками «схождения» планарностей. Направление вектора остаточной намагниченности также тяготеет к плоскостям полосчатости пород, что так же усиливает магнитное поле над «антиформами».

Вещественный.

Этот фактор заключается в большей основности пород «антиформ». Наиболее ярко это выражено в «антиформе» восточного края разреза, «ядро» которой сложено диоритом, обозначенным крапом. В «антиформах» меньшего размера западной части наблюдается некоторое увеличение количества ксенолитов амфиболовых кристалосланцев.

Вышеописанное «клиновидное» строение крутозалегающих пород с начинающимся разделением вещества по основности, представляет по нашему мнению переходной этап к моноклиналильному залеганию пород гранулитовых комплексов с их четким разделением пород по основности и петрографическому составу. Колебания угла наклона и простирания планарности являются характерной чертой структуры архейских пород и соответствуют по нашему мнению «линзовидному» строению зон «тектонического течения» описанному в [3] для фанерозойских пород.

К описанию крутозалегающих пород следует добавить наличие признаков интенсивной тектонической переработки вещества – бластовую структуру во всей массе пород, структуры течения и складкообразования, буддинирование.

Пологозалегающие породы субширотного простирания с падением 30° Ю опять же, за неимением лучшего термина, мы называем «синформы». Они сложены слаботектонизированными лейкократовыми гранитами, кварц-полевошпатовой крупнозернистой породой и «слоями» амфиболовых кристалосланцев. Поле над синформами отрицательно и слабоградиентно.

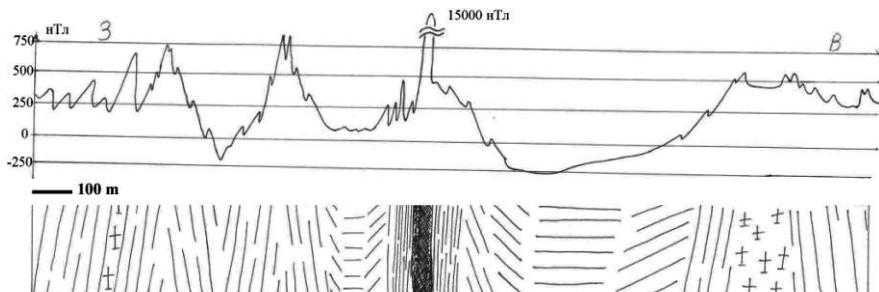


Рис. Схематический структурно-вещественный разрез и магнитное поле Та

Рис. 1

Авторы затрудняются сделать выводы относительно последовательности возникновения субширотных пологих пород и крутозалегающих северо-западных. А именно, возникли ли они одновременно, как результат одного стресса или же северо-западные румбы представляют собой отдельный деформационный этап, наложенный на субширотно линейаризованные породы.

Посередине разреза (рис. 1) показана зона наиболее интенсивной тектонической переработки, маркируемая высокомагнитным телом, которое не обнажается. Исследование изменений структурно-вещественного состава и магнитных свойств по мере приближения к разломной зоне проводилось на протяжении 500 м с востока на запад. При этом углы падения увеличиваются от 30° до 90°. Смена угла падения всегда резкая, благодаря чему разрез приобретает блочное строение, что характерно для всех структур на разрезе. Полосчатые граниты при увеличении угла падения до 90° сменяются аплитопегматотойдными, насыщенными шлирами кварца, биотита, магнетита, также появляются ксенолиты амфиболовых кристалосланцев. Магнетитовые шлиры, образующиеся вблизи аномальной зоны, создают локальные аномалии в 200–300 нТл. Такой же генезис может иметь и высокомагнитное тело, маркирующее разлом. В вещественном отношении к зоне разлома увеличивается окислительный потенциал, о чем свидетельствуют изменения, происходящие в рудных минералах и увеличения фактора Кенингсбергера. Начальный магнетит с небольшими и редкими ламелями ильменита заменяется сростками и отдельными зернами магнетита и гемоильменита. А в магнетитовых шлирах, кроме того, зерна магнетита значительно мартитизированы.

Литература

1. Щербаков І.Б., Петрологія Українського щита. Львів: Изд. ЗУКЦ. 2005. 366 с.
2. Сухорада А.В., Гузій М.І., Івахненко О.П., Попов С.А. До питання про магнітомінералогічну модель Гайсинського блока Українського щита // Вісн. Київ. ун-ту, Сер. Геологія. 1996. Вип. 14. С. 103-115.
3. Паталаха Е.И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя (обоснование, методика, приложение). М.: Недра. 1985. 168 с.

Напряжения, прочность, внутреннее строение и метаморфические преобразования в теле разлома

Ю.Л. Ребецкий

Институт физики Земли РАН, г. Москва, reb@ifz.ru

Разломы земной коры следует рассматривать как слабое звено, определяющее уровень тектонических напряжений, действующих в массивах горных пород. В настоящее время установлено, что для земной коры участков сопряжения океанических и континентальных или субконтинентальных плит (субдукционные области) девиаторные напряжения в масштабе осреднения 10–30 км не превосходят 250–350 бар [1, 2], а для орогенов внутриплитовых областей 700–1200 бар [3, 4]. Эти данные, полученные в результате реконструкции природных напряжений с использованием тектонофизических подходов [5]. Столь низкий уровень действующих в коре напряжений предопределяет невозможность формирования разрывов соответствующего линейного масштаба в ранее ненарушенных участках коры. В этой связи встают вопросы с одной стороны о процессах и явлениях, ответственных за формирование разломов, а с другой о явлениях, определяющих прочностные параметры уже существующих разломов.

С рассмотренных позиций разлом, конечно, нельзя представлять как просто поверхность контакта двух смежных геологических блоков. Разлом сам является трехмерным геологическим телом, существенно отличающимся от консолидированных блоков не только по структурному строению, но и по вещественному составу. Поэтому был введен термин «зона разлома» [6], подразумевающий некий объем, свойства которого отличны от соседних. Основным характерным элементом строения разломов является уменьшение размера зерен по мере приближения к ядру – центральной части разлома [7, 8]. Породы разломов представляют собой модификации милонитовых пород от протомилонитов до ультрамилонитов и бластомилонитов, которые являются не результатом механического перетирания зерен, а следствием их рекристаллизации – диспергации кристаллической среды [9], происходящей в зонах сдвига в условиях повышенного флюидосодержания, что само по себе является другой важной особенностью разломов. В отдельные моменты времени, в период подготовки крупномасштабного хрупкого разрушения – землетрясения, давление флюида в трещинно-поровом пространстве повышается настолько, что снижает силы сопротивления «сухого» кулоновского трения до предельных значений. В периоды локализованного сдвигового течения в разломах наблюдается дилатансия пород – появление микро- и макротрещин отрыва, которая тем выше, чем большая структурная неоднородность существует на микро- и макроуровнях. В эти моменты времени флюидное давление падает из-за увеличивающегося объема трещинно-порового пространства.

Перечисленные процессы: диспергация и дилатансия пород, изменение флюидного давления происходят на фоне физико-химических изменений состояния

породного материала разломов. Эти изменения определяются метаморфическими преобразованиями пород, которые в тех условиях, которые существуют в разломах, происходят по законам, отклоняющимся от традиционно изучаемых в петрохимии. Подобная особенность прежде всего определяется структурным состоянием пород разломов, *мионитовым их составом* [10]. Подобное состояние определяет резкое возрастание скорости диффузии дисперсных систем, т.к. начиная с некоторого размера (меньше миллиметра) дисперсные частицы приобретают ряд свойств химических компонентов. Высокая дисперсность реагентов, а также наличие флюида способствует более быстрому поступлению вещества к месту роста новых фаз. В таких тонкодисперсных зонах значение энергии, определяющей кинетический барьер между метастабильным и активированным состояниями, может резко падать. Следовательно, изменяются условия начала метаморфических реакций. Но не только степень диспергированности среды и наличие жидкой фазы ускоряет прохождение реакций. Существенную роль играют *девиаторные напряжения и скорости деформирования*. Повышенное их значение в сочетании с *тонкодисперсностью исходных реагентов* может привести к тому, что скорости реакции возрастут на несколько порядков. Эксперименты показывают, что при достаточно высоком уровне сдвиговых напряжений в образцах, изготовленных из порошкообразных солей металлов [11], реакция дегидратации осуществляется взрывным образом, со скоростью диффузионного процесса на несколько порядков превышающей скорость диффузии в жидкой фазе. Этот эндотермический процесс происходит в изотермических условиях. Требуемое для реакции тепло выделяется в момент взрыва и полностью используется в ходе химических превращений. Высокий уровень девиаторных напряжений так же, как и высокое всестороннее сжатие, переводит кристаллическую решетку минералов в энергетически возбужденное состояние, что способствует переходу механической энергии непосредственно в химическую. При таком развитии реакции дегидратации в областях сдвига в поровое пространство практически мгновенно впрыскивается большой объем флюида. Подобные процессы, с одной стороны, могут порождать резкое изменение химического состава флюидов, электросопротивления среды и являться источниками электромагнитных излучений, а с другой – сами достаточно сильно зависят от электрических, электромагнитных и радиационных полей.

Начальная фаза формирования разлома состоит в проникновении мантийных флюидов в нижнюю и среднюю кору [12], локализации структурно-метаморфических преобразований, снижающих прочность пород. Структурно-вещественные изменения формируют тело разлома, предопределяя снижение эффективной (в определенном масштабе осреднения) и локальной прочности пород. Все это в конечном итоге приводит к локализации деформаций при достаточно низком уровне девиаторных напряжений и последующему локальному пластическому течению пород и их хрупкому разрушению из-за повышенного (вплоть до литостатики) давления флюида в трещинно-поровом пространстве тела разлома.

Исследования поддержаны грантом РФФИ 06-05-644`0.

Литература

1. Hardebeck J. L., Hauksson E. Crustal stress field in southern California and its implications for fault mechanics // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106, N B 10. P. 21859-21882.
2. Ребецкий Ю.Л. Дилатансия, поровое давление флюида и новые данные о прочности горных массивов в естественном залегании. Сб. Флюид и Геодинамика. М.: Наука. 2006. С. 120-146.
3. Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. Напряженное состояние земной коры Алтая и Саян до Чуйского землетрясения 2003 г. // Проблемы современной сейсмологии и геодинамики Центральной Азии. Материалы Всероссийского совещания с международным участием. 18-24 сентября 2007 г, Иркутск ИЗК СО РАН. Иркутск: Изд. ИЗК СО РАН. 2007. С. 106-111.
4. Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А. Напряженное состояние земной коры Бишкекского геодинамического полигона по данным сети KNET // Геодинамика внутриконтинентальных орогено и геоэкологические проблемы. Тезисы докладов Четвертого международного симпозиума, 15-20 июня 2008, г. Бишкек. Бишкек: 2008. С. 378-371.
5. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Изд. Наука. 2007. 406 с.
6. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов. Новосибирск: Изд. СО Наука. 1983. 112 с.
7. Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Дербенев В.А. Тектонофации мезозоны. Изд. Наука Каз. ССР. Алма-Ата: 1987. 181 с.
8. Чиков Б.М., Каргаполов С.А., Ушаков Г.Д. Экспериментальное стресс-преобразование пироксенита // Геология и геофизика. 1989. № 6. С. 75-79.
9. Поспелов Г.С. Диспергиты и автодиспергация как важная проблема физики литопетро- тектогенеза // Геол. и геофиз. 1972. № 12. С. 53-73.
10. Родыгин А.И. Милонитизация и сопровождающие ее процессы // Структурный анализ в геологических исследованиях. Материалы международного семинара и Республиканской школы молодых ученых, Томск, 31 марта – 4 апреля 1999 года. Томск: 1999. Изд. Томский Гос. Унив. С. 57-59.
11. Ениколопян Н.С., Мхитрян А.А., Карагезян А.С., Хзарджян А.А. Критические явления при взрыве твердых веществ при высоком давлении // ДАН СССР. 1987. Т. 29, № 3. С. 887-890.
12. Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука. 1992. 228 с.

Сейсмоактивные разломы: режимы приразломных деформаций, взаимодействие с внешними физическими полями

В.В. Ружич

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Ruzhich@crust.irk.ru

В блоковой, иерархически упорядоченной системе в пределах верхних и средних горизонтов земной коры, активные разломы как многокилометровые межблочные границы самым существенным образом влияют на деформационные процессы и порождаемые ими динамические явления – землетрясения, горные удары, обвалы, обрушения, сдвигения или медленные деформации горных массивов и т.п. Как показал опыт геолого-структурного изучения разломов усилиями специалистов ИЗК СО РАН (В.В. Ружич, С.И. Шерман, В.А. Саньков), их зоны имеют достаточно характерную геометрию с такими параметрами, как длина (l), глубина проникновения (h), ширина области катаклаза и милонитизации (m). В упрощенном подходе указанные параметры $l:h:m$ связаны примерным процентным соотношением 100:10:0.1 [Ружич, 1972, 1977]. Опираясь на подобную геометрию зон разломов, их можно рассматривать как трехмерные геофизические тела, имеющие собственные геофизические поля, а также специфику строения и развития в ходе тектонической эволюции земной коры под непрерывным воздействием эндогенных и внеземных энергетических источников.

В режиме криповых и сейсмогенных смещений крыльев разломов на разных глубинных уровнях в их зонах осуществляется физико-химическое преобразование горных пород в катаклазиты, милониты и бластомилониты в соответствии с температурами, давлениями, количеством газо-водной флюидной фазы и составом пород. Как следствие существующей вертикальной зональности в зонах глубокопроникающих разломов наблюдается проявление упруго-вязко-пластических свойств в реологическом поведении литосферы при разнообразных условиях ее деформирования и деструкции. Разнообразные физико-химические особенности состояния горных пород в зонах разломов обуславливают особенности режимов отклика на внешние воздействия и диссипацию эндогенной энергии в виде разогрева, изменений скорости смещений крыльев и генерации волновых колебаний широкого амплитудно-частотного диапазона, включая сейсмический. Отмеченное специфическое состояние горных пород в объемных телах разломов является основной причиной такого явления, как задержки отклика на внешние воздействия, а также режима замедленного и продолжительного реагирования горного массива, которое можно рассматривать как проявление “медленных волн” [Гольдин, Юшин, Ружич и др., 2002]. Отчетливо это было выявлено, например, при измерении смещений в трещинах и разломах подземных гор-

ных выработок и в бортах сверхглубоких карьеров Якутии после воздействия массовых взрывов [Ружич и др., 2007].

Наряду с процессами тектонической деструкции в литосфере происходит альтернативный процесс восстановления целостности путем залечивания зон разломов за счет инициированного массопереноса и заполнения трещин новообразованными минеральными фазами. Этот процесс протекает дифференцированно на разных глубинных уровнях при больших изменениях температур, давлений, состава пород и содержания флюидной фазы, т.е. с различной скоростью и уровнем восстановления сдвиговой прочности [Ружич, Медведев, Иванова, 1990]. Параллельно с залечиванием в глубинных уровнях в контактных участках пятен скольжения в пределах зон активных разломов происходят трибохимические процессы в режиме более быстрого восстановления прочности на сдвиг, чем процесс залечивания. Ускоренное восстановление сдвиговой прочности возможно, в частности, при остывании после проявления акта контактного пленочного плавления в моменты быстрых смещений в очагах землетрясений. Можно предположить, что подобные трибохимические процессы в пятнах скольжения зон разломов самым существенным образом способны влиять на физику процессов в очагах землетрясений, и это требует углубленного изучения.

Как показывают геологические исследования, при многокилометровом денудационном срезе воздымающихся блоков земной коры на поверхности обнажаются некогда глубоко залегавшие фрагменты зон сейсмоактивных разломов, в том числе и области очагов землетрясений далекой древности. Следовательно, при петрологическом изучении образцов динамометаморфически переработанных горных пород, отобранных из зон разломов, можно составить представление о протекании в отдаленном прошлом глубинных процессов сеймотектонической деструкции, например, на уровне заложения очагов сильных землетрясений порядка 10–25 км. При распознавании подобных объектов одним из важных признаков их проявления могут служить зеркала скольжения в зонах сейсмоактивных разломов. Они зачастую покрыты тончайшей прерывистой (1–20 мкм) пленкой остеклованных пород (псевдотахилитов), возникающей в контактных участках при фрикционном разогреве в моменты быстрых сейсмогенных смещений, когда достигаются условия плавления горных пород [Ружич, 1992, 1997]. Таким образом обнаруживается возможность предметно судить об устройстве и процессах в областях очагов землетрясений на основе петрологического и структурно-геологического изучения. Как показывает наш опыт, строение и механизмы очагов землетрясений и режимы их генерации определяются совокупностью линейных параметров разломов и их строением, напряженно деформированным состоянием горных пород и трибохимическими явлениями в контактных участках плоскостей скольжения разломных зон.

В работах М.В. Гзовского, Д.М. Осокиной (1970) и других коллег с помощью моделирования на оптически активных материалах было показано

наличие полей напряжений различной конфигурации в окрестностях трещин при их развитии и активизации в результате внешних воздействий. С позиций геомеханики, сходная геометрия полей напряжений существует и как геофизическое выражение областей геодинамического влияния зон разломов, что можно наблюдать при изучении пространственно-временных эпицентральных полей землетрясений. Работами многих геофизиков были отмечены и другие проявления собственных гравитационных, электрических и электромагнитных полей в зонах активно развивающихся разломов, что вполне закономерно и общеизвестно. Это указывает на то, что разломы, имеющие собственные геофизические поля, способны через них взаимодействовать с внешними полями других разломов или других геоструктурных элементов. В частности, было показано, что по характеру отклика разломов на тестовые динамические воздействия можно получить представление об их современном геодинамическом состоянии [Астафуров и др., 2008]. При проведении пассивного и активного видов мониторинга деформаций и сейсмоакустического излучения, а также в ходе натуральных экспериментов было показано, что тектонические трещины и фрагменты зон разломов очень чувствительны даже к слабым внешним динамическим воздействиям и при этом могут менять свой режим смещений и сейсмоакустических импульсов [Адушкин и др., 1999; Капустян, Юдахин, 2007; Ружич, 1997; Ружич, Псахье, 2007].

В ходе натуральных экспериментов с помощью применения в виде вибраторов, взрывов, ударов копра, закачки жидкостей оказывались воздействия на физико-механическое состояние пород в зонах разломов. Таким способом удавалось изменять их физические параметры, например, контактное трение, что, в свою очередь, приводило к изменению режима смещений и, соответственно, режима диссипации запасенной в геосреде потенциальной упругой энергии. Например, в ходе проведения натуральных экспериментов удавалось искусственно вызвать смещения берегов разрывов и таким образом существенно изменять амплитудно-частотный уровень генерации сейсмоакустических импульсов, а также режим микросмещений [Ружич, Псахье, 2004, 2006, 2007]. На основании проведенных теоретических расчетов и физико-математического моделирования с позиций обоснован вывод о возможности управления деформациями в зонах разломов [Филлипов, Попов, Псахье и др., 2007]. В последнее десятилетие данный подход к решению проблемы снижения сейсмического риска находит все большее число сторонников среди отечественных и зарубежных специалистов.

Аллохимический стресс-метаморфизм пород беломорского комплекса Балтийского щита

А.М. Ручьев

Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, ruchyov@krc.karelia.ru

Особенности метаморфизма (термин употребляется в широком смысле для обозначения эндогенного преобразования пород в твердом состоянии) рассматриваются на примере гнейсов чупинской свиты. Их метаморфические разновидности, классифицируемые на основе физико-химических представлений о минеральном парагенезисе и естественной минеральной фации (рис. 1), – продукты полиэтапного архей-протерозойского (2.9–1.75 млрд. лет назад) изменения относительно однородного терригенного протолита [2].

Седиментогенез

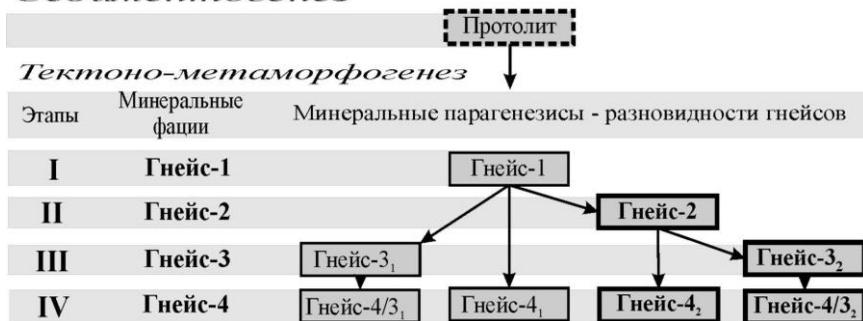
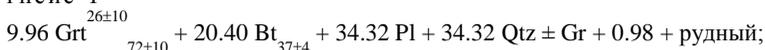


Рис. 1. Схема развития минеральных фаций и минеральных парагенезисов гнейсов. Доминирующие разновидности выделены жирным шрифтом; минеральные парагенезисы:

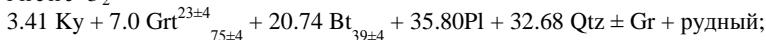
гнейс-1



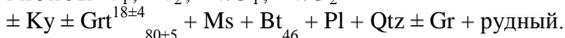
гнейс-2



гнейс-3₂



гнейсы-4₁, -4₂, -4/3₁, -4/3₂



Символы минералов: Bt – биотит, Grt – гранат, Qtz – кварц, Ky – кианит, Kfs – калиевый полевой шпат, Or – ортоклаз, Pl – плагиоклаз, Ms – мусковит, Gr – графит; цифры перед символами – среднее содержание, объемные %; индексы после символов: подстрочные – средний коэффициент общей железистости и его стандартное отклонение, надстрочные – средняя доля пиропового минала в гранате и ее стандартное отклонение

I этап. Формирование ныне реликтового гнейса-1 при снижении температуры (t_1) от 645 до 480°C и давления (P_1) от 8.2–8.0 до 7.5 кбар, согласно принятой схеме классификации [1], происходит в диапазоне tP-условий перехода от низкотемпературной области кианит-биотит-ортоклазовой к кианит-биотит-мусковитовой и ставролитовой метаморфической фации.

II этап. Наиболее значительный по региональному проявлению и объему переработанного материала аллохимический (основной с отчетливо повышенным потенциалом калия) процесс преобразования гнейса-1 в гнейс-2 в tP-условиях кианит-биотит-ортоклазовой метаморфической фации (усредненные значения: $t_2 = 705^\circ\text{C}$, $P_2 = 9.4$ кбар). Минеральный парагенезис гнейса-2 маркирует систему дискретных субравномерно распределенных в породах чупинской толщи сдвиговых плоскостей blastsмилонитовой сланцеватости, наложенной на гнейс-1 (его реликты сохраняются в местах относительно слабого рассланцевания). Известно, что подобное объемное развитие деформационной анизотропии пород реализуется в условиях их квазипластического состояния при дифференциальном напряжении. На многократную «разрядку» девиаторных напряжений при формировании гнейса-2 указывает выявление на различных участках его развития не менее 20–30 сдвиговых структурных парагенезисов (фаз деформации). Сложная «пульсационная» зональность граната гнейса-2, отражает циклическое изменение tP-параметров от «фоновых», близких к величинам, характерным для гнейса-1, до экстремальных, свойственных гнейсу-2.

III этап. Образование крупнозернистых лепидогранобластовых линзовидно-полосчатых гнейсов-3 при аллохимическом диафторезе (кианитовый тип кислотного выщелачивания) в tP-условиях перехода от низкотемпературной области кианит-биотит-ортоклазовой к кианит-биотит-мусковитовой и ставролитовой метаморфической фации в преимущественно крупных (мощность – $n \times 100$ м, протяженность – до $n \times 10$ км) северо-западных, субмеридиональных, субширотных зонах сдвиговых дислокаций. В границах отдельных зон выделяется более двадцати парагенезисов плоскостных структурных элементов. Минеральный парагенезис формируется при синдеформационной перекристаллизации.

IV этап. Образование крупнозернистых лепидогранобластовых сланцеватых, или линзовидно-полосчатых двуслюдяных гнейсов-4, и пегматитов мусковитовой формации при аллохимическом (мусковитовый тип кислотного выщелачивания при повышенном потенциале калия и натрия) диафторезе в tP-условиях метаморфической фации кианит-биотит-мусковитовых гнейсов. Гнейсы-4 выполняют свекофенские (1.96–1.75 млрд лет) северо-западные, субмеридиональные и субширотные зоны сдвиговых дислокаций различного размера (мощность – до $n \times 100$ м, протяженность – до n км). Внутреннее строение таких зон определяется развитием до 20–30 парагенезисов структурных элементов. Минеральный парагенезис формируется в условиях

доминирующей синдеформационной перекристаллизации пород, или при катаклазе и последующей перекристаллизации.

Главная особенность эндогенной переработки пород – очевидная связь процессов деформации и метаморфизма. Сдвиговый механизм деформации доминировал на всех временных этапах и масштабных уровнях преобразования гнейсов. Структурные элементы различных совокупностей сдвиговых парагенезисов контролировали пространственно-временное развитие минеральных парагенезисов гнейсов II–IV фаций, для локализации которых поэтому типичны: дискретность проявления при региональном характере распространения, «напечатывание» друг на друга при пересечении или активизации сдвиговых структур, сохранение реликтовых участков неизмененных ранних пород наряду с более поздними. Зоны полифазной сдвиговой деформации одновременно были и зонами флюидного массопереноса, о чем однозначно свидетельствует отчетливо выраженный аллохимический характер метаморфических процессов в их границах. Вещественные изменения при трансформации гнейса-1 в гнейс-2 позволяют ставить вопрос о мантийном источнике флюидов. Отмечается повторяемость эпизодов значительного сопряженного привноса калия, рубидия, углеродистого вещества (ныне – графит, эндогенные углеводороды газовой-жидких включений), благородных металлов в позднем архее и раннем протерозое [3].

С учетом роли и специфики деформационного процесса в генезисе минеральных фаций гнейсов, они в определенном смысле могут рассматриваться как продукты стресс-метаморфизма – проявления физических и химических эффектов релаксации девиаторных напряжений в горных породах. Эти проявления контролируют локализацию и механизм минералообразования, способны существенно влиять на *tP*-параметры среды эндогенеза, как, например, в случае прогрессивного метаморфизма второго этапа, они же создают условия для функционирования флюидного потока и масштабного массопереноса.

Литература

1. Кориковский С. П. Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука. 1979. 263 с.
2. Ручьев А.М. О протолите северокарельских гнейсов чупинской свиты беломорского комплекса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск: Изд. КарНЦ РАН. 2000. С. 12-25.
3. Ручьев А. М. Благородные металлы в гнейсах чупинской свиты // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск: Изд. КарНЦ РАН. 2002 С. 47-58.

О петромагнитных свойствах горных пород, испытывавших структурно-деформационные изменения (на основе эксперимента)

А.Я. Салтыковский¹, А.В.Патонин², В.М. Ладыгин³, Ю.К. Виноградов²

¹ – Институт физики Земли РАН, saltyk@ifz.ru

² – Геофизическая обсерватория «Борок» ИФЗ РАН, п. Борок

³ – Московский государственный университет, г. Москва

Одной из важнейших задач современной геофизики является проблема формирования магнитных свойств горных пород в тектонически-активных структурах земной коры (области складчатости, окраины континентов, активные вулканические зоны и пр.). Она крайне актуальна при интерпретации региональных магнитных аномалий и при проведении палеомагнитных исследований. Известно, что магнитная характеристика горной породы определяется составом ферримагнитных минералов – титаномагнетитов и гемейльменитов, входящих в состав многих магматических горных пород; эти фазы являются индикатором окислительного режима и Р-Т параметров при формировании магматических расплавов различного состава в разных геодинамических условиях, а также процессов дифференциации глубинных магм. Основу этих минеральных разновидностей составляют твердые растворы ульвошпинель-магнетит и ильменит-гематит. Естественно, что основное внимание исследователей уделялось условиям кристаллизации именно этой серии твердых растворов. Начиная с работы Т. Нагата («Магнетизм горных пород», 1956 г), во многих зарубежных и отечественных публикациях обсуждается связь различных магнитных характеристик горных пород с особенностями состава и структуры (фазовой однородности) ферримагнетиков – отмеченных выше твердых растворов; упоминается только наличие примесей катионов без обсуждения их природы. (1, 2)

До последнего времени мало внимания уделялось изучению магнитных свойств в ходе деформационных процессов при нахождении горных пород в стрессовых полях напряжений, что очень важно в условиях активной тектоники.

Особенности магнитных свойств горных пород, в частности, их магнитная анизотропия могут служить четким индикатором палеотектонических движений и геологической истории, как отдельных региональных структур, так и крупных блоков земной коры.

В задачу настоящего исследования входило изучение деформационных свойств базальтов с использованием управляемого прессы INOVA, причем магнитные характеристики испытываемых пород снимались до и после одноосного нагружения образцов.

На астатических термомагнитометрах измерялись индуктивная и остаточная намагниченность базальтов непосредственно в процессе их нагрева, на установках для снятия петель гистерезиса, создания нормальной и идеальной намагниченности и т.д.

Объектом экспериментов являлись четвертичные недислоцированные базальты и андезитобазальты, отобранные со Срединного хребта Камчатки. Весь материал тщательно отбирался на предмет отсутствия заметных трещин и явных дислокаций. Затем, из центральной части (чтобы избежать любых вторичных изменений образца) выпиливались кубики с размерами граней 10 мм.

По результатам опытов были построены графики изменения осевой нагрузки и деформации, а также изменения числа событий акустической эмиссии во времени (рис. 1.). По результатам измерений магнитных характеристик испытываемых образцов, построены петли гистерезиса. Большая часть образцов не меняет своей коэрцитивной силы, но увеличивает остаточную намагниченность насыщения. Возникает очень жесткая компонента, не насыщающаяся даже в максимальных полях до 0.8 тесла. В результате заметна значительная разница в форме кривых нормального намагничивания. Иными словами, коэрцитивный спектр после сжатия резко ужесточается, что, скорее всего, обусловлено большим количеством дефектов решетки, в частности, скоплениями дислокаций, возникающих в ходе приложения давлений.

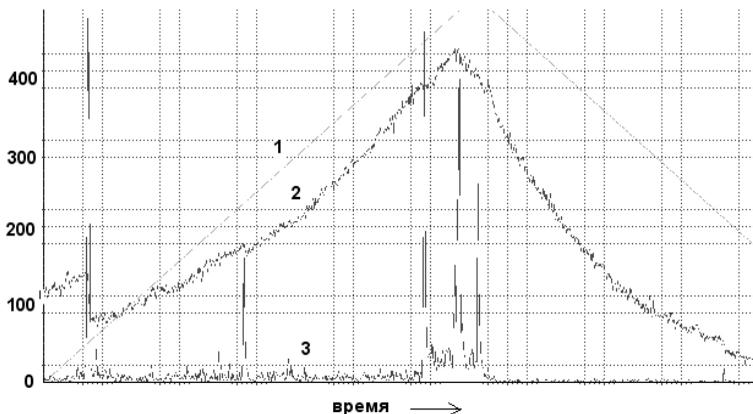


Рис. 1. Графики изменения осевой нагрузки (2) – в кг, заданной скорости деформации (1), а также изменения числа событий акустической эмиссии во времени (3).

Таким образом, используя управляемый пресс INOVA была определена механическая прочность камчатских базальтов при одновременном исследовании их магнитных характеристик. Исследования показали, что большая часть образцов не увеличивает свою остаточную намагниченность

насыщения. В процессе деформации возникает очень жесткая компонента, не насыщающаяся даже в максимальных полях. В процессе механического воздействия на базальтовые породы, вероятно, возникает большое количество дефектов решетки, скопление дислокаций.

Полученные результаты могут служить основой для последующих исследований магнитных свойств магматических горных пород, которые подвергаются деформационным изменениям. Проведенный анализ ферри-магнетиков с детальным изучением условий и характера наложенных процессов, приводящих к изменению их состава и петромагнитных свойств проведен, как нам известно, впервые.

Работа выполнена при поддержке Грантов РФФИ № 07-0500 335 и 08-05-00374

Литература

1. Ferre E.C., Tikoff B., Jackson M. The magnetic anisotropy of mantle peridotites: Example Twin Sisters dunite, Washington. *Tectonophysics*. 2005. N 398. P. 141-165.
2. Vacquier V. «Geomagnetism in Marine geology». 1972.

Внутренняя структура разломных зон: прикладной аспект тектонофизических исследований

К.Ж. Семинский

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, seminsky@crust.irk.ru

Согласно широкой тектонофизической трактовки, разломная зона включает не только тектониты магистрального сместителя, но и существенно большие по размерам объемы горных пород, в которых имеют место генетически связанные с его формированием пластические и разрывные деформации. Последние составляют внутреннюю структуру разломной зоны, которая, в соответствии с результатами многолетних натурных и экспериментальных исследований [1], характеризуется следующими наиболее общими закономерностями формирования во времени и пространстве.

1. Разломная зона любого типа и ранга формируется в течение трех главных дизъюнктивных стадий, каждой из которых соответствуют строго определенные напряженно-деформационное состояние субстрата, парагенезис разломов 2-го порядка и параметры их сетей. Разлом на ранней стадии формирования представлен широкой зоной распространения сравнительно мелких разнотипных опережающих разрывов, ориентированных под углом к генерализованному положению дизъюнктива в пространстве. Разлом на поздней дизъюнктивной стадии развития выражен достаточно узкой зоной распространения сравнительно крупных ветвящихся опережающих разрывов, образующих сложные сети в местах сочленения друг с другом и часто представленных одним нарушением между этими участками. Разлом на стадии полного разрушения представлен единым магистральным сместителем и разнотипными (приуроченными обычно к его изгибам) опережающими разрывами, причем разрушение деформируемого объема в данном случае является полным лишь с механической точки зрения, т.к. два обособленных блока контактируют друг с другом по мощной зоне тектонитов.

2. Тектоническая раздробленность субстрата разнотипных разломных зон характеризуется первичной неравномерностью, которая выражается, во-первых, в большей раздробленности активного крыла разлома по отношению к пассивному и, во-вторых, в существовании по простиранию дизъюнктива двух типов развивающихся по-разному областей, что отражается в наличии определенного шага между максимумами плотности разрывов 2-го порядка.

Представленные и более детальные закономерности разрывообразования открывают возможность решения многих прикладных задач, т.к. значение разломных зон в их широком понимании трудно переоценить при проведении металлогенических, сейсмологических, гидро- и инженерно-геологических исследованиях. Цель предлагаемого сообщения – рассмотреть прикладной аспект выявленных закономерностей с акцентом на их использо-

вании 1) для картирования разломных зон земной коры и 2) установления основных особенностей локализации очагов землетрясений и рудных месторождений, миграции подземных вод и газов, проявления разнотипных полей и излучений, связанных с разломными зонами.

В результате целенаправленных полевых исследований тектонических структур Центральной Азии и смежных регионов (Байкальская рифтовая зона, Сибирская платформа, зона сочленения Памира и Юж. Тянь-Шаня, сдвиговые зоны Вьетнама и др.) создан методический комплекс (спецкартирование), объединяющий оригинальные (1-й этап) и известные (2-й этап) методы полевой тектонофизики для картирования разломно-блоковой структуры земной коры на качественно новом современном уровне. Оригинальная часть комплекса базируется на использовании эмпирически установленной и теоретически обоснованной закономерности строения разломных зон, согласно которой основу их внутренней структуры составляет парагенезис из трех примерно перпендикулярных систем опережающих трещин (2 из них – классическая пара сопряженных сколов). Это позволяет закартировать разломные зоны, установить динамические обстановки их формирования (сжатие, растяжение, сдвиг) и некоторые особенности внутреннего строения (зональность нарушенности субстрата), используя для анализа лишь массовые замеры повсеместно распространенной («немой») трещиноватости.

Применение (в соответствии с конкретными задачами) известных тектонофизических методик на 2-м этапе спецкартирования позволяет углубить сведения о разломно-блоковой структуре территории и в конечном итоге: откартировать сместители разломов и зоны их влияния в трещиноватости, оконтурить блоки, собрать данные о структурном заполнении и происхождении выделенных объемов. Результат спецкартирования – карта современной разрывной структуры природного региона – отражает лишь те структурные элементы, которые закономерно проявлены в «открытой» трещиноватости, имеющей разный возраст образования, но нарушающей горные породы изучаемой территории в настоящее время. В отличие от традиционных структурно-геологических схем, карта современной разрывной структуры содержит всю необходимую информацию о явно существующих в природе разломах и контактирующих по ним блоках, т.е. на данном уровне знаний в полной мере отражает результаты процесса деструкции изучаемого участка земной коры.

Фактическим материалом для решения второй задачи исследования послужили материалы спецкартирования, проведенного на разных территориях в связи с инженерно-геологическими изысканиями, оценкой сейсмической опасности, изучением структурного контроля месторождений, а также результаты целенаправленного анализа литературных данных по внутреннему строению металлогенических, сейсмоактивных и водоносных зон. В итоге предложена тектонофизическая систематика структур рудных полей и месторождений, по сейсмологическим данным установлены соотношения вкладов

сжатия, растяжения и сдвига в формирование внутренней структуры разнотипных разломных зон, проведена дифференциация структурных ситуаций в зонах разломов по геопатогенности, выявлены особенности эманаций радона из разноранговых и разнотипных разломов, установлены пространственные закономерности в обводненности разломных зон и наиболее общие особенности распределения в их пределах землетрясений и рудных месторождений.

В целом главным фактором, влияющим на характер протекания важных в практическом отношении сопутствующих деструкции процессов, является степень зрелости внутренней структуры разломной зоны, определяющаяся принадлежностью к одной из трех главных стадий развития. Вследствие спецификации напряженно-деформированного состояния субстрата стадии неравноценны в отношении сейсмичности, рудоотложения и обводненности. Наибольшее внимания в практическом отношении заслуживают разломы, состояние внутренней структуры которых соответствует поздней дизъюнктивной стадии развития, отражающей по большому счету собственно процесс разрушения нагруженного объема земной коры. Как следствие аномальной тектонической активности, в течение данной стадии активизируются все сопутствующие деструкции процессы (сейсмичность, миграция флюидов, газов и т. п.), что приводит к аномальным, часто неравномерным в пространстве распределениям результатов их деятельности. Прикладные исследования дизъюнктивов этой и других стадий развития были бы крайне сложны, если бы неравномерность распределения разрывов и контролируемых ими эпицентров землетрясений, рудных месторождений, обводненности и т.п. не характеризовалась первичной упорядоченностью. Существование регулярности расположения участков с подобным внутренним строением по простиранию разломной зоны в целом отражается наличием постоянного шага в наиболее интенсивных проявлениях связанных с деструкцией процессов. При существенном влиянии структурно-вещественных неоднородностей упорядоченность затушевывается, но и в этом случае знание общих закономерностей нарушенности субстрата разломных зон позволяет разработать эффективную тактику проведения прикладных исследований.

Работы выполнены при поддержке РФФИ (07-05-00061-а; 08-05-98062-сибирь-а).

Литература

1. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектоно-физический аспект. Новосибирск: Изд. СО РАН, Филиал «Гео». 2003. 244 с.

Разломные зоны Прибайкалья: внутренняя структура и геофизические поля

К.Ж. Семинский¹, А.В. Черемных¹, А.А. Бобров¹, Н.О. Кожевников²

¹ – Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, seminsky@crust.irk.ru

² – Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск

Для Прибайкалья отработан комплекс структурно-геологических, геоморфологических и геофизических методов, оптимальных для исследования внутренней структуры разломных зон, которые по современным представлениям, кроме узкой полосы тектонитов главного сместителя, включают широкие подзоны распространения разрывов 2-го порядка и сопутствующей им тектонической трещиноватости. Исследования проведены для 16-ти дизъюнктивов, 9 из которых располагается на приольхонском и 7 – на приангарском полигонах, представляющих, соответственно, Байкальский рифт и зону его контактирования с Сибирским кратоном. Наиболее крупные из эталонных разломов представляли борта внутририфтовых и краевых платформенных впадин, а сравнительно мелкие тектонические нарушения – структуру межгорных котловин. Работы включали тектоно- и геофизические исследования, позволившие установить наиболее общие особенности структурного развития и поля напряжений, а также эманационного, электрического и магнитного полей в зонах разломов разной степени тектонической активности и морфогенетического типа.

Структурная съемка проводилась в рамках методики спецкартирования, разработанной в лаборатории тектонофизики Института земной коры СО РАН. Сформирован банк структурных данных, основу которого составляет документация 135 точек наблюдения, которая в 95 случаях сопровождалась массовым замером элементов залегания трещин. По этим материалам построены структурные диаграммы, реконструированы поля напряжений, выявлены трещинные парагенезисы, построены графики и карты плотности трещин. Анализ полей напряжений свидетельствует, что внутренняя структура изученных разломных зон Приангарья и Приольхонья формировалась при сдвиге, сжатии и растяжении. Сжатие, по-видимому, относится к палеозойскому времени, тогда как две другие динамические обстановки отражают кайнозойское рифтообразование. Отдельные этапы тектонических подвижек вносили различный вклад в формирование внутренней структуры эталонных зон, но, как правило, один из них доминировал, что позволило каждый из дизъюнктивов считать в первом приближении сдвигом или сбросом.

Анализ полученных материалов позволяет констатировать наличие у разломных сместителей в Приольхонье и Приангарье широкой зоны парагенетически связанных разрывов и трещин. Размеры зоны у генеральных, региональных и локальных разломов достигают, соответственно, сотен,

первых 10-ов и первых метров, что определяется по характеру разрывных сетей, а также – в плотности трещин. В скальных породах Приольхонья строение зон характеризуется наличием подзоны тектонитов магистрального сместителя, подзоны развития разрывов 2-го порядка и подзоны трещиноватости, генетически связанной с подвижками по сместителю. Для приангарского полигона на базе структурно-геологических исследований эталонных разломов (проведенных в т.ч. и в непротяженных канавах) установлена зональность их проявления в позднекайнозойских осадках. Перемещения по локализирующемуся в скальных породах сместителю выражены в перекрывающих его наиболее молодых слабосцементированных отложениях в виде закономерно организованных зон: от их периферии к осевой части происходит смена участков развития системных трещин отрыва, затем отрывов и сколов и, наконец, разрывов со смещениями, достигающими десятков сантиметров.

Электроразведочные работы методом естественного поля (ЕП) позволили установить, что в пространственном распределении потенциала естественного электрического поля можно выделить аномалии-минимумы регионального (амплитуда – 200–400 мВ; ширина – 1–2.5 км) и локального (амплитуда – до 800 мВ) рангов, причем последние в большинстве случаев ассоциируются с разломами. Метод симметричного профилирования (СП) отражает существование каждой из выделенных разломных зон, но по-разному, что зависит от ранга дизъюнктива, стадии его развития, истории подвижек контактирующих блоков, условий обводненности и других факторов. Магниторазведка дает в качественном отношении примерно аналогичные результаты, но отчетливо выделяет особенности строения разломных зон в случае контрастных магнитных свойств у отдельных слоев метаморфической толщи. В таких ситуациях разлом отмечается скачкообразным изменением величин магнитной индукции.

Радоновая съемка позволила впервые для территории Западного Прибайкалья выявить особенности проницаемости субстрата эталонных разломных зон. Установлено, что максимальные значения параметра Q_{Rn} в разломах Приангарья, соответственно, варьируют от 1253 Бк/м³ до 20261 Бк/м³, а в Приольхонье – от 1449 Бк/м³ до 60335 Бк/м³. Величины зависят от размеров дизъюнктивов, но при сравнении одноранговых структур большей активностью радона характеризуются разломные зоны приольхонского полигона, что определяется более интенсивной деструкцией субстрата в их пределах. Эманиационные аномалии хорошо выделяют наиболее активные участки разломных зон. Для тектонических нарушений Приольхонья они, как правило, представляют подзону развития разрывов второго порядка, а также подзону главного сместителя, если его тектониты не являются слабо проницаемой глиной трения. У платформенных дизъюнктивов, перекрытых рыхлыми позднекайнозойскими отложениями, максимумы эманиаций охватывают также две центральные подзоны, характерной особенностью которых

является распространение трещин и сравнительно крупных разрывов скалывания. Границы зон отмечаются заметными повышениями параметра Q_{Rn} , а отдельные сместители – частными максимумами.

Детальное сопоставление результатов тектоно- и геофизических исследований для каждого природного объекта в отдельности и синтез полученного материала показали, что внутреннее строение разломных зон, ограничивающих краевые приплатформенные и собственно рифтовые впадины, в целом одинаково отражается в изученных геофизических полях. Отличия обусловлены главным образом интенсивностью наблюдающихся аномалий, отчетливых в пределах рифта и менее контрастных на платформе. В наиболее общем случае границы разломных зон и отдельных структурных подзон в их пределах выделяются максимумами эманаций радона, минимальными значениями удельного электрического сопротивления и скачкообразным изменением величин магнитной индукции. В то же время достаточно частой является ситуация, когда границы подзон маркируются аномальным, но различным в каждом конкретном случае поведением геофизических полей. Это определяется отличиями проявлений в разных полях структурного и вещественного заполнения зоны, ее обводненности, современной активности, а также влиянием метеофакторов.

Проведенные исследования дают основание для создания обобщенной геолого-геофизической модели разломной зоны. Ввиду зависимости геофизических полей от серии перечисленных выше факторов она не является простой, но представляет безусловный интерес в плане общегеодинамических построений, а также практического применения при выделении перспективных участков локализации связанных с разломами месторождений полезных ископаемых.

Авторы благодарны своим коллегам А.С. Гладкову и Е.И. Когуту за помощь в проведении исследований, выполненных при финансовой поддержке СО РАН (ОНЗ-6.13) и РФФИ (проекты: 07-05-00061 и 08-05-98062).

Роль сдвиговой деформации в формировании этажности континентальной земной коры

Ю.Ф. Соколова

Институт физики Земли РАН, г. Москва

Опыт предыдущих исследований [1, 2, 3] показывает, что сдвиговые деформации проявляются в земной коре по-разному как во времени, так и в пространстве. Информацию о глубинных зонах коры несут в себе: 1) метаморфические комплексы, выведенные на поверхность обычным «медленным» путем и испытавшие в свое время на глубине структурно-метаморфические изменения (частично утраченные в процессе длительного подъема); 2) коровые ксенолиты – «быстро» вынесенные на поверхность молодыми базальтами небольшие объемы вещества, слагающие недоступные непосредственному исследованию области земной коры и являющиеся как бы моментальным снимком состояния глубинных зон.

Исследования метаморфических комплексов разных регионов и, в особенности, Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) позволили выделить в коре тектонически активных зон структурно-метаморфические уровни или этажи [2]. Эти этажи отличаются различным реологическим поведением и разделены некоей границей с температурной характеристикой T приблизительно равной половине T плавления. Выше этой границы породы претерпевают метаморфизм зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации, минеральная линейность перпендикулярна шарнирам складок, сдвиговая деформация выражается зонами катаклаза по границам блоков, в микромасштабе деформация осуществляется за счет межзерновой диффузии (при низких скоростях деформации и низкой температуре) или с помощью ползучести дислокаций (при более высоких скоростях деформации и температуре). (Механизмы деформации микроуровня известны из карт деформации, полученных для кальцита, кварца, оливина, а также некоторых металлов). Ниже этой границы проявлен метаморфизм амфиболитовой фации и гранитизация, минеральная линейность параллельна шарнирам складок, сдвиговая деформация становится более проникающей, действуя на межзерновом уровне вызывает процесс дилатансии, в микромасштабе деформация осуществляется за счет внутризерновой диффузии (при более низких значениях скоростей деформации и касательных напряжений) или путем скольжения дислокаций (при более высоких скоростях деформации и (или) больших касательных напряжениях). Процесс дилатансии способствует проникновению флюидов, участвующих в процессе гранитизации (что и наблюдалось в районе Западного Прибайкалья БРЗ).

По данным изучения коровых ксенолитов (на примере ксенолитов из кайнозойских базальтов Центрального Хангайского массива С. Монголии и

ксенолитов хребта Хамар-Дабан БРЗ) выявляется процесс частичного плавления [2, 3]. Участки и пленки стекла, подплавленные минералы и частично раскристаллизованное стекло образуются преимущественно в межзерновых промежутках, нередко по линейным текстурам, по S-образным трещинам сдвига. Доказано, что частичное плавление не связано с попаданием ксенолитов в несущий их базальтовый расплав – нет зависимости степени плавления от близости к контакту, не все ксенолиты подплавлены, химические составы стекол внутри ксенолитов и составы вмещающих базальтов различны. В пользу деформационной природы процесса частичного плавления кроме деформационных текстур свидетельствует неравномерность проявления подплавления как во времени, так и в пространстве. На это указывает наличие в одном образце зон с «предрасплавленным», расплавленным и «послерасплавленным» состоянием. Участки частичной раскристаллизации стекла напоминают зоны бластокатаклаза в метаморфических породах. Межзерновое плавление проявлено в большей степени в тектонически более активной БРЗ, чем в Ц.Хангайском массиве С.Монголии, что также подтверждает связь межзернового плавления со сдвиговыми деформациями, так как именно в тектонически активных районах проявляется наибольшее отклонение распределения давления от литостатического [1, 2].

Сдвиговая «добавка» к литостатическому давлению на разных глубинах в сочетании со скоростями деформации, термическими условиями и составом породы приводит к следующим реологическим последствиям. 1) В случае быстрых деформаций и относительно невысоких температур межзерновые сдвиговые деформации обуславливают дилатансию, которая облегчает проникновение флюидов (в том числе гранитизирующих). 2) В случае низких и средних скоростей деформации и умеренно высоких температур межзерновые сдвиговые деформации смещают метаморфические реакции, при этом среди метаморфических пород образуются участки, линзы более высокометаморфизованных пород. 3) В условиях сильного прогрева и достаточно высоких скоростей деформации межзерновое скольжение приводит к процессу частичного плавления – образованию пленок расплава, окружающих минеральные зерна, превращая глубинное коровое вещество в двухфазную среду – чрезвычайно подвижную и текучую.

Кроме выделенной нами температурной характеристики границы раздела (T примерно = 0.5 $T_{\text{плавления}}$), можно предположить еще одну характеристику одной из границ раздела, а именно: сопоставимость величины литостатического давления и сдвиговой добавки к нему за счет межзерновых сдвиговых деформаций.

Таким образом, в средней-нижней части континентальной коры тектонически активных зон находятся области (линзы, слои?) повышенной подвижности, текучести вещества, связанные с проявлением сдвиговых деформаций. Такие слои, возможно, соответствуют внутрикоровым волноводам повышенной электропроводности.

Предполагается в дальнейшем проследить связь сдвиговой деформации с тектонической цикличностью разного порядка, обусловленной приливными силами в процессе изменения скорости вращения системы Земля – Луна – Солнце.

Работа выполняется при поддержке гранта 07-0500387.

Литература

1. Мясников В.П., Савельев А.А., Соколова Ю.Ф. Сдвиговые деформации при метаморфизме горных пород // ДАН АН СССР. 1987. Т. 297, № 1. С. 156-161.
2. Соколова Ю.Ф., Миронова Н.А. Реологическая модель континентальной земной коры по данным сравнительного исследования метаморфических комплексов и коровых ксенолитов // Геотектоника. 1992. № 3. С. 17-26.
3. Миронова Н.А., Соколова Ю.Ф., Генштафт Ю.С., Смутьская А.И. Частичное плавление коровых ксенолитов из базальтов Байкало-Монгольского региона // Вулканология и сейсмология. 1999. № 2. С. 58-69.

Тектонические разломы как зоны интенсивных межгеосферных взаимодействий

А.А. Спивак

Институт динамики геосфер РАН, г. Москва, spivak@idg.chph.ras.ru

Изучение свойств и поведения тектонических разломов представляет значительный интерес как для понимания наблюдаемых геодинамических процессов в земной коре, так и для установления основных механизмов и закономерностей межгеосферных взаимодействий на границе земная кора-атмосфера [1, 3].

В настоящей работе в течение 2003–2007 гг. выполнялись комплексные инструментальные наблюдения за геофизическими полями в зонах влияния Ногинской (северная окраина Московского авлакогена) и Приокского участка Нелидово-Рязанской тектонических структур (южная окраина Пачелмского авлакогена).

Исследование пространственно-временных особенностей геофизических полей на этих участках земной коры [2, 4–6] свидетельствуют о значительной роли тектонических нарушений в формировании режимов геодинамических процессов и показывают, что разломы являются особыми зонами, в которых интенсивность энерго- и массообмена между литосферой и атмосферой максимальна. Более того, именно в зонах разломов максимально проявляются процессы, связанные с обменом энергии между геофизическими полями разной природы, а также формированием отклика твердой геосферы на слабые внешние воздействия в виде твердого прилива и возмущений барического поля атмосферы [1, 4].

Регистрация объемной активности радона R в подпочвенной атмосфере показывает, что в зонах разломов абсолютная интенсивность газовых эманаций в 2–4 раза выше по сравнению с серединными участками структурных блоков. Одновременно с этим в зонах разломов наблюдаются высокие амплитуды временных вариаций R , периодичность и цикличность которых соответствует временным вариациям вертикальной составляющей приливной силы. В результате синхронных измерений установлена высокая корреляция между радоновыми эманациями по разломам и напряженностью электрического поля (вертикальная компонента) в приземной атмосфере, что можно рассматривать как свидетельство трансформации энергии флюидодинамических процессов в энергию электрического поля.

Микросейсмический фон характеризуется наличием импульсных колебаний волнового типа, подавляющее количество которых можно рассматривать как следствие релаксационных процессов, протекающих в напряженной среде блочного строения [3, 7]. Очаги импульсов релаксационного типа

концентрируются в окрестности тектонических разломов, что свидетельствует о меньшей механической устойчивости среды на этих участках.

Распространение сейсмических волн с амплитудой, превышающей 5–10 мкм/с (взрывы на региональных расстояниях, интенсивные дифференциальные подвижки блоков при релаксации), через тектонические разломы сопровождается в ряде случаев вариациями напряженности электрического и индукции магнитного поля на границе земная кора–атмосфера [1]. В этом случае разлом выступает в роли преобразователя механической энергии деформации среды в энергию электромагнитных колебаний.

Характерной особенностью электрического поля в грунте (горизонтальная компонента) является наличие импульсных колебаний на участках земной коры, прилегающих к зонам тектонических разломов. При этом электрические и микросейсмические импульсы, зарегистрированные на расстояниях менее 1–2 км от источника, сопутствуют друг другу. Отмечается совпадение их статистик, а расстояния до источника, определенные сейсмическим методом и по разности времен регистрации электрического и сейсмического сигнала практически совпадают, что позволяет делать вывод о единстве источника.

Слабое возмущение земной коры в виде приливных деформаций вызывает более сильные вариации амплитуды микросейсмических колебаний, интенсивности релаксационных и эманационных процессов на участках, расположенных в окрестности разломов.

На участках земной коры, характеризующихся повышенной тектонической нарушенностью, наблюдается более интенсивный отклик среды на барические возмущения атмосферы. При этом барические возмущения циклонического происхождения вызывают амплитудные вариации микросейсмических колебаний в диапазоне частот 0.03–1 Гц, а микробарические возмущения, связанные с прохождением атмосферных фронтов – в диапазоне 4–8 Гц. Более слабые и менее длительные по сравнению с циклонами микробарические вариации вызывают также существенное увеличение интенсивности релаксационных процессов в среде, что проявляется в виде значительного увеличения количества импульсных сейсмических событий релаксационного типа при прохождении атмосферных фронтов.

Литература

1. Адушкин В.В., Спивак А.А., Кишкина С.Б. и др. Динамические процессы в системе взаимодействующих геосфер на границе земная кора–атмосфера // Физика Земли. 2006. № 7. С. 34–51.
2. Адушкин В.В., Спивак А.А. Роль тектонических нарушений в межгеосферных взаимодействиях на границе земная кора–атмосфера // Доклады РАН. 2005. Т. 402, № 1. С. 92–97.
3. Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: Академкнига. 2003. 423 с.

4. Локтев Д.Н., Спивак А.А. Вариации высокочастотной составляющей микросейсмического фона при барических возмущениях атмосферы // ДАН. 2008. Т. 418, № 3. С. 387-390.
5. Соловьев С.П., Спивак А.А. Электромагнитные эффекты при релаксационных процессах в земной коре неоднородного строения // Доклады РАН. 2007. Т. 417, № 6. С. 823-827.
6. Спивак А.А., Локтев Д.Н., Соловьев С.П. Организация оперативной регистрации геофизических полей с помощью мобильных комплексов // Динамические процессы в системе внутренних и внешних взаимодействующих геосфер. М.: ГЕОС. 2005. С. 46-53.
7. Спивак А.А., Кишкина С.Б. Исследование микросейсмического фона с целью определения активных тектонических структур и геодинамических характеристик среды // Физика Земли. 2004. № 7. С. 35-49.

Пластическая деформация как фактор эклогитизации на примере пластических зон сдвига района села Гридино, Беломорский подвижный пояс

В.В. Травин¹, Н.Е. Козлова²

¹ – Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, travin@krc.karelia.ru

² – Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, kozlova@afmgtu.apatity.ru

Процессы раннепротерозойской эклогитизации в районе села Гридино, центральная часть Беломорского подвижного пояса, приурочены к пластическим зонам сдвига, которые секут гнейсограниты с многочисленными ксенолитами базитов. В ряде случаев в пластических зонах сдвига находятся базитовые дайки.

Локализация процессов эклогитизации пород в зонах сдвига является основанием противопоставлять их боковым породам, предполагая наведение сверхдавлений в зонах сдвига. Однако тезис о связи сверхдавлений с пластическими зонами сдвига небесспорен. Так, пластические деформации металлов, следующие за упругими, происходят без повышения напряжения (в условиях сжатия и растяжения они локализируются в дискретных субпараллельных зонах сдвига).

По-видимому, рассматриваемые пластические зоны сдвига формировались подобным образом. Известны субпараллельные зоны сдвига с базитовыми дайками, характеризующимися единым стилем деформаций, размерами, характером эклогитизации и структурных преобразований пород. Базиты в ходе сдвиговых деформаций проявляли большую компетентность, чем вмещающие гнейсы. Структуры эклогитизированных пород в зонах концентрации напряжений характеризуются более четкой упорядоченностью, но тем же составом минералов, что и породы вне зон концентраций напряжений.

Пластические зоны сдвига, с которыми связана эклогитизация пород, субвертикальны, имеют ширину от полутора до нескольких десятков метров. Состав минералов эклогитизированных пород зависит от интенсивности деформаций. Синхронные преобразования базитов боковых пород как правило ограничены реакциями на границах зерен ранних парагенезисов.

Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что рассматриваемые процессы эклогитизации вызваны пластической деформацией. Локализацию эклогитизации пород в изученных пластических зонах сдвига мы объясняем следующим образом. Пластические зоны сдвига и боковые породы находились в одинаковых РТ условиях. Но локализация пластических деформаций в зонах сдвига явилась причиной различного поведения пород в зонах сдвига и боковых породах. Породы в зонах сдвига испытали эклогитизацию, тогда как недеформированные боковые породы не были подвержены такому метаморфизму.

Эффект Ребиндера в тектонофизике

В.Ю. Траскин

Лаборатория физико-химической механики твердых тел, Химический факультет МГУ,
г. Москва, traskine@yahoo.com

Эффект Ребиндера – совокупность явлений, происходящих при деформации и разрушении твердых тел в присутствии определенных жидкостей. К таким явлениям относятся: 1) понижение прочности, иногда весьма значительное, 2) облегчение пластического течения, 3) самопроизвольное (без внешних механических воздействий) превращение сплошного твердого тела во множество частиц, полностью или частично окруженных жидкостью.

Перечисленные варианты отклика на совместное действие механических напряжений и жидких сред свойственны в той или иной мере практически всем типам твердых тел (металлы, стекла, полимеры, ионные кристаллы, горные породы и др.). В настоящее время мы можем с уверенностью судить как об общих закономерностях эффекта Ребиндера, так и о специфике его проявления в конкретных случаях.

Причиной всех упомянутых эффектов является снижение удельной свободной поверхностной энергии твердого тела под действием жидкости (ее поверхностная активность). Однако если для какой-либо пары твердое тело – жидкость это необходимое условие выполняется, эффект Ребиндера реально проявляется лишь при наличии еще целого ряда обстоятельств, обеспечивающих доступность разрываемых и перестраиваемых связей в твердом теле для молекул жидкой среды. Эти дополнительные факторы могут быть связаны с кинетикой различных параллельно протекающих процессов (достаточно низкая вязкость жидкости, не слишком высокий коэффициент ее диффузии в объем твердого тела, небольшая скорость развития трещины разрушения), либо с особенностями структуры твердого тела: чем структура менее дефектна, тем больше сопротивляемость твердого тела действию поверхностно-активной среды.

Подверженность силикатных горных пород деструктивному действию жидких сред можно считать надежно установленным фактом. Индивидуальные различия в поведении отдельных породообразующих минералов изучены еще недостаточно, но уже показано, что связи металл – кислород более чувствительны к действию полярных жидких сред по сравнению с кремний-кислородными связями. Поэтому восприимчивость силикатов разных структурных типов возрастает в ряду: каркасные – цепочечные – островные, и, соответственно, основные горные породы разрушаются в присутствии таких сред легче, чем кислые породы.

Несмотря на трудности, с которыми сопряжена теоретическая и экспериментальная оценка величины свободной поверхностной энергии твердых

силикатов, корреляцию между поверхностной активностью жидкостей и их действием на прочность пород также можно считать доказанной. Наибольшее снижение поверхностной энергии вызывают самые родственные им по составу жидкости – силикатные расплавы. Эти среды могут служить весьма эффективными понизителями прочности, если их вязкость понижена либо вследствие достаточно высокой температуры, либо за счет присутствия летучих компонентов. Крайне активны также расплавы сульфидов, но только в том случае, если они содержат растворенные оксиды (железа и др.). Однако наиболее важным компонентом природных флюидов, часто определяющим поведение горных пород литосферы, является вода.

Сейчас не вызывает сомнений недостаточность чисто механических представлений о роли воды в природе (концепция эффективных напряжений и т.п.) без учета физико-химической специфики взаимодействия породы с водой. Если принять во внимание поверхностную активность воды (корреляция которой с понижением прочности пород была подтверждена нами количественно), то становится понятным усиление ее деструктивного действия с повышением температуры, так как при этом снижается межфазная энергия на границе твердой и жидкой фаз. По данным лабораторного моделирования, уже в области сравнительно невысоких температур (начиная с 150°C или ниже при наличии небольших напряжений) наблюдается постепенное внедрение гидротермальных растворов по межзеренным границам амфиболитов, гранито-гнейсов и, по-видимому, большинства других пород. Образующийся при этом гетерофазный материал, помимо пониженной прочности, отличается от исходного многими другими петрофизическими параметрами (скорости и затухание упругих волн, электропроводность и т. д.). Весьма продуктивным оказалось использование теории перколяции для описания ансамблей смоченных межзеренных границ в поликристаллических материалах. Зная стереологические характеристики зерен – число соседей, форму граней, – можно оценить пороговое значение доли смоченных границ, начиная с которой они образуют связную сетку – бесконечный кластер, а также топологические и транспортные свойства этого кластера. В сочетании с информацией о средней межзеренной и межфазной энергии и о распределении этих величин в поликристаллическом ансамбле это позволяет ответить на вопрос, выше или ниже порога перколяции находится данная система, и оценить таким образом ее реакцию на механические воздействия (степень падения прочности, способность к ползучести по механизму растворения-перееосаждения), проницаемость, электропроводность и ряд других свойств.

Одним из прямых доказательств возможности проявления эффекта Ребиндера на горных породах явились результаты следующих лабораторных экспериментов. Образцы амфиболита и гранита выдерживались в термобарокамере в водных и неводных средах в течение нескольких часов при различных температурах, гидростатических и девиаторных напряжениях. До и после выдержки с образцов снимались отпечатки микротрещин по методу

Баумана. Измерялись также некоторые петрофизические параметры пород до и после испытаний.

После выдержки пород в водных средах при температурах выше 100°C можно заметить по отпечаткам раскрытие межзеренных границ. Границы раскрываются тем сильнее, чем выше температура, причем приложение к образцам осевой нагрузки приводит к усилению эффекта. Наиболее значительные изменения трещиноватости и пористости пород, сопровождающиеся уменьшением скоростей продольных и поперечных волн, происходят при совместном воздействии повышенных температур, дифференциальных напряжений и воды. Ни один из факторов по отдельности не вызывает раскрытия межзеренных границ. Комбинированные воздействия повышенной температуры и дифференциальных напряжений в том же диапазоне значений в отсутствие воды также не приводит к заметным структурным изменениям. Воздействие воды и нагревания без внешней нагрузки вызывает в некоторых случаях частичную межзеренную деструкцию уже начиная со 100°C .

Таким образом, можно утверждать, что начиная с глубин в несколько (порядка 10) километров горные породы находятся в том диапазоне условий, для которых характерно образование и устойчивое существование разветвленной сети прослоек жидких фаз вдоль межзеренных границ, резко понижающих прочность и электросопротивление образующихся гетерофазных дисперсных систем. Для более точных оценок состояния горных пород необходима информация о РТХ-условиях в каждом конкретном случае.

Генезис разрывов разного ранга, ориентированных по нормали к оси максимального сжатия

Н.С. Фролова

Геологический факультет МГУ, г. Москва, frolova@dynamo.geol.msu.ru

По кинематическому признаку и ориентировке относительно осей напряжений разрывы обычно подразделяются на 2 типа. (1) Разрывы, у которых крылья раздвигаются перпендикулярно поверхности раздела; как правило, это трещины отрыва, формирующиеся по нормали к оси максимального растяжения σ_1 . (2) Разрывы со смещением крыльев вдоль поверхности разрыва; при зарождении они параллельны двум сопряженным плоскостям максимальных касательных напряжений, т.е. располагаются под углом $\pm 45^\circ$ к оси максимального сжатия σ_3 (в горных породах этот угол, как правило, меньше). Могут ли существовать разрывы, крылья которых сближаются (соответственно, они должны быть расположены перпендикулярно σ_3)? Давно показано теоретически и подтверждено экспериментами над однородными и изотропными материалами и горными породами, что существуют только три перечисленные выше плоскости, в которых могут формироваться разрывы. Четвертое направление (по нормали к σ_3) является «запрещенным» для образования собственно разрывов, как зон дезинтеграции (по этому признаку они обычно противопоставляются «связной» пластической деформации). Однако в целом ряде работ, например [1, 3, 4], убедительно показано, что четкой границы между разрывной и пластической деформациями не существует. В связи с этим разрывы стали определять как *узкие протяженные зоны резкой локализации (концентрации) деформаций* [1, 2, 3]. В геологической среде всегда имеются неоднородности разных рангов, которые являются причиной концентрации деформаций, следовательно, могут возникнуть и локальные зоны резкой концентрации деформации укорочения по нормали к σ_3 , т.е. «разрывы» со сближением крыльев. Некоторые способы образования таких структур рассмотрены Л.М. Расцветаевым [3], который относит их к классу содвигов. Но следует отметить, что роль одного из механизмов – *компрессионной ползучести или растворения под давлением* – до сих пор недооценена. Сейчас уже полностью доказано, что с его помощью формируются кливажные швы, которые являются узкими зонами концентрации деформации укорочения, при своем зарождении перпендикулярны σ_3 и обусловлены существованием неоднородностей масштаба зерен. Существуют и более крупные структуры подобного типа.

Муллион-структуры представляют собой поперечные линзы в слоях карбонатного, реже существенно кварцевого состава, разделенные зонами, напоминающими кливажные швы. Эти зоны, которые пронизывают и смежные метapelиты, отличаются от последних по составу и сложены химически

инертными компонентами исходного слоя. Такие швы развиваются в той же обстановке, что и кливаж, но их образование вызвано неоднородностями следующего масштабного уровня. При укорочении слоистой пачки деформация в ней распределена неравномерно: в вязких слоях она концентрируется на участках, обогащенных пелитовым материалом, в местах пониженной мощности таких слоев и, особенно, на границах обломков сингенетично нарушенных слоев, которые очень характерны для карбонатного флиша. Реже концентрация деформации связана с предшествующими структурными неоднородностями. В зонах концентрации происходит растворение под давлением и вынос таких подвижных минералов, как кварц и кальцит. Процесс начинается с образования кливажа, а затем кливажные швы, сгущаясь и сливаясь, формируют муллионный шов. При дальнейшем развитии такие швы могут полностью разделить слой на поперечные к нему линзы.

Дизъюнктивами сжатия (ДС) были названы [2] плоские тела (зоны, швы), имеющие протяженность от первых десятков сантиметров до сотен метров, напоминающие муллионные швы, но являющиеся более крупными и сложными. Эти зоны лишены следов каких-либо брекчий или иных тектонитов и выглядят как зоны рассланцевания; в них доминируют слюдястые минералы, они обеднены кварцем и кальцитом; однако местами наблюдаются новообразованные тела, сложенные этими минералами; иногда присутствуют реликты слоистости. Швы приурочены либо к смыкающим крыльям набегающих складочек, либо расположены прямо вдоль осевых поверхностей складок («косевые швы»); таким образом, они обязаны своим появлением структурным неоднородностям уровня пачек слоев. Расположение, ориентировка, а также параллельность кливажным и муллионным швам свидетельствуют о том, что шовные зоны развиваются перпендикулярно оси максимального укорочения на участках концентрации деформации. Вещественный состав и реликты слоистости указывают на то, что из швов происходил вынос и частичное переотложение растворимых минералов, т.е. эти структуры образовались в результате компрессионной ползучести. Механизм их формирования представляется следующим. В зонах концентрации деформации (сначала на микроуровне) начинается растворение под давлением и формируются кливажные швы; затем они сгущаются, растворение и вынос в такой среде идут с нарастающей интенсивностью, а процесс переходит на все более и более высокие уровни. Масштабы химической дифференциации при формировании крупных швов могут быть на несколько порядков выше, чем при образовании кливажных и муллионных. Часть растворенного материала (кварц и кальцит) откладывается на участках пониженного давления в этой же сложно построенной зоне в форме жильных тел. В результате состав и структура этих зон меняется, однако в них могут быть еще видны реликты слоистости. В дальнейшем интенсивность процессов растворения под давлением возрастает еще больше, происходит лавинообразный процесс флюидной переработки, который приводит к формированию механически

ослабленных зон, отличающихся по составу и структуре от вмещающих пород, но при этом без признаков дробления. На этом этапе происходит лишь сближение блоков, разделенных швами, отчего последние были названы «дизъюнктивами сжатия» [2]. Одним из следствий этого процесса является кажущееся смещение слоев на противоположных крыльях, а другим – преобразование дуговидных антиклиналей в гребневидные. Роль ДС в складчатых областях может быть весьма значительной, хотя их не всегда легко диагностировать. Интенсивное развитие ДС приводит к эффекту ложного моноклиального залегания, когда замки складок полностью перерабатываются в зонах «осевых швов».

Таким образом, кливажные, муллионные и крупные швы ДС представляют собой узкие зоны резкой локализации деформации, сформированные с помощью механизма растворения под давлением *перпендикулярно оси максимального сжатия*. Их образование вызвано неоднородным строением геологической среды на разных уровнях. На первом этапе своего существования они не представляют собой поверхностей раздела и по ним не происходит разобщения частей или их скольжения друг относительно друга. Таким образом, разрывами их можно назвать лишь условно. Однако, даже при небольшом относительном изменении ориентировки осей деформации, по этим зонам легко происходит смещение и они превращаются в собственно разрывы.

Литература

1. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: КДУ. 2005. 496 с.
2. Малюжинец А.Г., Фролова Н.С. Механизм образования дизъюнктивов сжатия // Механизмы структурообразования в литосфере и сейсмичность. М.: Изд. ИФЗ АН СССР. 1991. С. 175-176.
3. Расцветаев Л.М. О некоторых актуальных проблемах структурной геологии и тектонофизики // Тектонофизика сегодня. М.: Изд. ОИФЗ РАН. 2002. С. 333-373.
4. Griggs D.T., Handin J., Observations on fracture and a hypothesis of earthquakes // Geol. Soc. Am. Mem. 1960. V. 79. P. 347-373.

Очаг землетрясения как деформационно-метаморфическая структура земной коры

Б.М. Чиков

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

В геологическом отношении очаговые области землетрясений фиксируют положение характерных эндогенных сейсмотектонических зон земной коры (независимо от пространственного распределения, масштаба и условий формирования очагов). К числу закономерностей пространственной концентрации относится «полосовое» (линейно-ориентированное) распределение эпицентров, соответствующее положению региональных сдвигов на поверхности. Концентрации гипоцентров образуют прерывисто-пластовые или линзовидные «тела» с крутым залеганием осевой поверхности, определяя положение глубинных деформаций верхней литосферы. Другой общей закономерностью является высокая частота повторяемости событий, разбросанных во времени, но пространственно концентрированных в сдвиговых системах.

Концентрированное и устойчиво унаследованное распределение сейсмических событий в регионах горообразования указывает, что их физическая природа закономерно связана с высокоэнергетическими литосферными явлениями. Логично предположить, что это результат увеличения мощности и фрагментации объемов коры в области конвергенции крупных литосферных масс, а также следствие периодических взаимодействий фрагментов по типу механической коллизии. А очаги землетрясений фиксируют временную локализацию механизмов экстремального проявления коллизионной деструкции коры. В таком смысле очаг землетрясения – *это локальный объем земной коры, в котором разрядка внешнего механического нагружения сопровождается фиксированным разрушением и преобразованием геологической среды.* Природной геодинамической моделью таких сейсмотектонических (деформационно-метаморфических) структур может служить система главных и афтершоковых очагов Алтайских землетрясений 2004–2005 годов [3], экспериментальной техногенной моделью – очаги подземных атомных взрывов [2, 13], а лабораторными экспериментальными моделями – системы взрывного нагружения минеральных сред [4, 12].

Современные представления о деформационно-метаморфических системах земной коры включают характеристики энергетики их структурирования, типы механизмов преобразования минеральных масс в условиях ориентированного (стрессового) поля напряжений, механохимические и другие эффекты минералообразования [9]. Учитывая параметры поля напряжения и механизмы динамометаморфизма породного субстрата энергетику очаговой

области (E_{SS}) в сдвиговых системах коры можно представить в формализованном виде:

$$E_{SS} = E_1(e_s + e_p) + E_2(e_D + e_v + e_K) + E_3,$$

где:

E_1 – энергия внешнего поля напряжения, включающая энергии регионально-го стресса (e_s), а также литостатического давления и «всестороннего обжатия» (e_p);

E_2 – энергия разрушения и пластической деформации породных масс, включающая собственно энергию деструкции (e_D), а также поверхностную энергию частиц (e_v) и энергию трения и сцепления (e_K), возникающую за счет работы по фронту разрушения.

E_3 – энергия минеральных преобразований (химические взаимодействия, рекристаллизация и перекристаллизация минеральных масс очаговой области).

По-видимому, в очаге землетрясения характер и степень преобразования породных масс зависят от энергии разгрузки напряжений, а также от неоднородности и типа упорядоченности строения геологического субстрата. В частности установлено, что эффективность такой разгрузки уменьшается по мере увеличения интенсивности напряженного состояния и максимальна для разрывов в очаге, близких по ориентации к плоскостям скалывания горных пород [8].

Теоретической моделью единичного сейсмического события может служить идея формирования очаговой области как системы структурных форм и аккомодационных механизмов в участках концентрации энергии [1]. Распределение напряжений вокруг зацепа (барьера, стопора и т.п.) может иметь весьма сложный характер, а упругая разгрузка очаговой области – сопровождаться формированием деформационно-метаморфических систем с глубокими структурно-вещественными преобразованиями минеральных масс, образованием множества ориентированных структур течения в ламинарных и турбулентных формах, а также появлением регулярно упорядоченных структур типа субпараллельной полосчатости мелкоблочных тектонитов за счет вибромеханического сепарирования и упорядоченной блочности (на основе физических параметров частиц динамокластитов).

В очаге или очаговой области (как сейсмотектонической макроструктуры земной коры), ее внутренние масштабные неоднородности определяются понятием мезоструктуры. Принципиальной предпосылкой разработки мезоструктурных моделей служат условия разрушения твердых сред под нагрузкой, сформулированные В.Е. Паниным [6]: а) на стадиях, предшествующих разрушению, возникают взаимодействующие участки (полосы) пластического течения и относительно устойчивые (жесткие) домены; б) движение вещества в разрушающихся средах – это комбинация деформаций сдвига (в зонах течения) и вращения доменов, т.е. своего рода проявление турбулентности в твердом теле. В свою очередь, эти мезострук-

турные элементы будут включать локальные формы и множество иерархических уровней микроструктур деформации [7].

К другой группе предпосылок относится возможность решения обратной задачи на основе изучения структуры сеймотектонических зон геологического прошлого [10, 11]. Их формирование обеспечивали процессы конвергенции и коллизии геологического прошлого (см. выше), а выход на поверхность – механизмы денудации, средние скорости которой на поверхности материков варьируют от 5 до 23 см/10³ лет [5]. Поэтому на денудационном срезе поверхности земной коры часть древних очагов доступна геологическому исследованию. И, прежде всего, это возможно в региональных деформационно-метаморфических структурах сдвиговой природы (shear zones).

Литература

1. Гольдин С.В. Макро- и мезоструктуры очаговой области землетрясения // Физическая мезомеханика. 2005. № 1. С. 5-14.
2. Гохберг М.Б., Рогожин Е.А., Гусева Т.В. и др. Реакция геологических структур на импульсное воздействие крупных взрывов // Геотектоника. 1988. № 5. С. 3-14.
3. Еманов А.Ф., Еманов А.А., Филина А. и др. Общее и индивидуальное в развитии афтершоковых процессов крупнейших землетрясений Алтае-Саянской горной области // Физическая мезомеханика. 2006. Т. 9, № 1. С. 33-43
4. Жмодик С.М., Верховцева Н.В., Нестеренко В.Ф., Чиков Б.М. и др. Экспериментальное исследование перераспределения золота в процессе ударно-волновой нагрузки пирит-кварцевой смеси (с использованием радионуклеида ¹⁹⁵Au) // Геохимия. 2004. № 12. С. 1285-1300.
5. Кукал З. Скорость геологических процессов. М.: Мир. 1987. 246 с.
6. Панин В.Е. Основы физической мезомеханики // Физическая мезомеханика. 1998. Т. 1, № 1. С. 5-22.
7. Панин В.Е., Лихачев В.А., Гриняев Ю.Б. Структурные уровни деформации твердых тел. Новосибирск: Наука. 1985. 229 с.
8. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. М.: ИКЦ «Академкнига». 2007. 406 с.
9. Чиков Б.М. Об основах теоретической концепции стресс-метаморфизма (применительно к линейным зонам земной коры) // Структура линейных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск: Наука. 1990. С. 6-31.
10. Чиков Б.М. Сдвиговое стресс-структурообразование в литосфере: разновидности, механизмы, условия (обзор проблемы) // Геология и геофизика, 1992. № 9. С. 3-39.
11. Чиков Б.М., Зиновьев С.В., Деев Е.В. Эпигерцинские коллизионные структуры Большого Алтая // Геология и геофизика. 2008. № 5. С. 426-438.
12. Чиков Б.М., Пятин С.А., Соловьев А.Н. Импульсное компактирование гранитного катаклазита. Препринт (рус. и англ. яз). Новосибирск: Изд. ОИГТМ СО РАН. 1991. 18 с.
13. Bukhnam R.G. Geologic effects of the BENHAM of the underground nuclear explosion, Nevada Test Site // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1969. V. 59, № 6. P. 2209-2220.