**СЕЙСМИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС КАК ОТРАЖЕНИЕ СОВРЕМЕННОЙ ДЕСТРУКЦИИ ЛИТОСФЕРЫ[[1]](#footnote-1)\***

В последние годы детально анализируются различные варианты общности процессов разломообразования и сейсмичности [Белоусов и др., 1997; Гзовский, 1963, 1975; Жалковский, Мучная, 2000; Ружич, 1997; Садовский, Писаренко, 1991; Соболев, 1993; Соболев, Тюнкин, 2000; Уломов, 1991, 1999; и мн. др.], в совокупнос­ти определяющие современную деструкцию литосферы. Рассмотрим некоторые физические закономерности тектонической и сейсмической деструкции литосферы.

Исследования распределения разломов по степени количественной распространенности и рангам длин, проведенные в регионах с различными режимами геодинамического развития [Шерман, 1977; Шерман, Семинский, Борняков и др., 1991, 1992, 1994; Ружич, 1997], показывают, что между обсуждаемыми параметра­ми существует тесная количественная связь, описываемая уравнениями:

 (1), и (2)

где *L* - длина разломов, *N* - их количество; *А*, *А'* - коэффициенты пропорци­ональности, зависящие от масштаба исследований; *b* - коэффициент, определяе­мый физическими свойствами коры (или литосферы) и численно равный ≈ 0.4. Степень тектонической активизации и предшествующая геологическая история раз­вития регионов отражаются лишь на общей фоновой плотности разломов и совер­шенно не влияют на закономерности связей *N*(*L*) или *L*(*N*).

Регулярность сетки разломов находит логическое продолжение и в формировании разломно-блоковой структуры литосферы, на что обратил внимание М.А. Садовский [1979]. Исследования в регионах с различными режимами геодинамического развития [Шерман, Семинский, Черемных, 1998] показали, что структур­ная организация их блоковой тектоники описывается уравнением:

 (3),

где - средний размер блока, численно равный; - площадь блока; - количество блоков; с ≈ 0.22 - 0.35.

Разломно-блоковая тектоника определяет тектоническую деструкцию литосферы. Из уравнений 1 и 3 следует, что деструкция литосферы при разных геодина­мических режимах и полях напряжений описывается общим математическим вы­ражением:

 (4)

где *L* - размер разрывных или блоковых структур; *N* - их количество; *А* - свободный член, зависящий от размеров структур; *с* - степенной показатель, изме­няющийся от 0,4 до 0,22 при переходе от разломов к блокам.

Параметры в уравнении 4, отражающие общую закономерность тектоничес­кой деструкции литосферы, можно сопоставлять с другими параметрами деструктивного сейсмического процесса - энергией землетрясений и их количеством. Связь между этими параметрами характеризуется графиком повторяемости зем­летрясений:

 (5) или  (5а),

где *Е* - энергия землетрясений; - их количество; *γ* - коэффициент пропорциональности, незначительно изменяющийся в разных сейсмически активных регионах.

Известно, что угловой коэффициент графика повторяемости землетрясений достаточно хорошо отражает сейсмическую характеристику любого района и пред­ставляет собой относительно постоянную величину. То же следует и для отноше­ния количества разрывов и их длины. Можно качественно сопоставить уравнения 2 и 5а, приняв, что *N* - количество разломов и сейсмических событий, а *L* - разме­ры разломов и в то же время величина, пропорциональная энергии сейсмического события *Е*. Коэффициент *γ* в уравнении 5а для большинства сейсмоактивных рай­онов мира независимо от типа напряженного состояния литосферы определяется величиной = 0.5. Коэффициент *b* в уравнении 2 определяется величиной = 0.4 и не зависит от режимов геодинамического развития территорий. Из подобного сопоставления вытекает, что *L* ≈ *Е* (6). Соотношение 6 получено вне связи с конкрет­ным сейсмическим регионом. Это означает, что процессы разломообразования и сейсмичности отражают общие закономерности деструкции литосферы и харак­теризуются парагенетической связью. Первичным можно считать первый или вто­рой процесс. Иными словами, землетрясения могут происходит в результате под­вижек по имеющимся разрывам в литосфере или в результате образования разры­вов в относительно ненарушенной среде. Сейсмологические данные свидетельству­ют о том, что для сильных землетрясений первичен разлом, подвижка по которо­му провоцирует сейсмическое событие. Слабые землетрясения генерируются ко­роткими разрывами, с которым синхронен сейсмический эффект.

На базе совершенно других материалов М.В. Гзовский [1963] показал, что энергия землетрясений *Е* пропорциональна третьей степени длины разлома *L*3 и квадрату величины градиента средней скорости *V* тектонических движений:

 (7),

где - коэффициент пропорциональности, зависящий от физических свойств горных пород и типа деформаций земной коры. Разломы, как призматические геологические тела, имеют линейные размеры по простиранию и глубине проникно­вения во много сотен и даже тысяч раз большие, чем по ширине зоны дробления. Отсюда объем разлома как "разрушенного тела" пропорционален главным обра­зом его длине, и во вторую очередь - глубине *Н*, максимальный размер которой *Н* ≤ *L* [Шерман и др., 1992]. То есть *Е* ≈ *L*2. Таким образом, исследования М.В. Гзовского не противоречат представлениям, что различия в энергии землетрясений, возникающих в одном и том же районе, определяются в основном длиной разло­мов. Соответственно, наличие связи между числом и энергией землетрясений М.В. Гзовским [1963] было предложено считать результатом того, что существует связь между числом и величиной разломов, вызывающих землетрясения.

С.Д. Виноградов [1962] установил, что при разрушении образца горной по­роды в лабораторных условиях логарифм числа упругих импульсов, возникаю­щих при образовании отдельных трещин, связан той же линейной зависимостью с логарифмом энергии импульсов. Коэффициент пропорциональности в этом слу­чае близок к 0.4. Изложенные разные способы подхода к одним и тем же зависи­мостям и идентичность результатов указывают на общность процессов разломообразования и сейсмичности как факторов деструкции литосферы.

Деструкция литосферы может быть выражена размерами разрушаемых про­странств. На примере хорошо изученной Байкальской рифтовой зоны проведено сопоставление фрактальной размерности разломов и эпицентрального поля зем­летрясений [Шерман, Гладков, 1998, 1999; Sherman, Gladkov, 1999]. Степень дест­рукции литосферы, связанная с областями динамического влияния разломов, оце­нивалась по фрактальной размерности *D*f рассчитываемой по уравнению:

 (8),

где *M*i и *R*i - соответственно число разрушенных клеток и размер системы в единицах размера пикселов, используемых при *i*-итерации. Принимая во внима­ние, что разломы имеют нелинейно-пропорциональную длине область динами­ческого влияния, в пределах которой происходит разрушение среды [Шерман и др., 1983], разрушенным считался пиксел, один или более процентов площади ко­торого занимали области активного динамического влияния разломов - наиболее интенсивно разрушенные околоразломные пространства. Область активного ди­намического влияния разломов определялась как 0.006 длины разлома *L* [Шер­ман, Борняков, Буддо, 1983]. Таким образом, была получена фрактальность раз­рушенных разломами площадей, что при нашем способе вычисления соответству­ет и фрактальности собственно разломов. Для Байкальской рифтовой зоны она оценивается величиной *D*f = 1.68.

Несколько сложнее представляется фрактальный анализ сейсмичности. Для корректного сопоставления с разломной тектоникой пространственная структура сейсмичности, согласованная с площадями деструкции, может быть описана фрак­тальной размерностью, если использовать размеры очаговой зоны эпицентров, попадающих в границы пикселов. При этом разрушенным пикселом следует счи­тать тот, у которого более 1% площади заняты разрушенными круговыми очаго­выми пространствами, радиусы которых *R*km в зависимости от магнитуды *М* рас­считываются по Ю.В. Ризниченко [1985]:

, (9)

Площади проекций очагов землетрясений *S* на земной поверхности опреде­лялись по уравнению:

(9а).

 Фрактальная размерность эпицентрального поля, выраженная через площа­ди очагов землетрясений, оценивается величиной *D*s = 1.68. В пределах размеров пикселов от 5 км до 150 км сохраняется подобие в размерах разрушаемых сейсми­ческими событиями площадей и, следовательно, сохраняется определенный поря­док в сейсмической деструкции. Расчет площадей деструкции, связанных с одной стороны с разломной тектоникой, с другой - с очагами землетрясении, позволяет сопоставлять эти два условно независимых процесса [Шерман, Гладков. 1998; Sherman, Gladkov,1999].

Фрактальные размерности деструкции земной коры в областях активного динамического влияния разломов и в границах очагов землетрясений в пределах точности расчетов сопоставимы по значениям. Это означает, что пространствен­ные структуры сетки разломов и эпицентрального поля землетрясений идентич­ны. Сейсмический процесс в Байкальской рифтовой зоне во всем объеме выборки от слабых до сильных (редкие события) землетрясений пространственно контро­лируется разломной тектоникой. Оба процесса, связанные причинно-следственной связью, находятся в целом в сбалансированном и, следуя терминологиигии А.В. Солоненко и др. [Solonenko and el., 1996], сформировавшемся состоянии. Для со­временного геодинамического режима БРЗ известная сеть разломов и ее активи­зированная часть с одной стороны и сейсмический процесс с другой сбалансиро­ваны и находятся в относительном динамическом равновесии. Это равновесие ус­тойчиво для пределов, внутри которых каждый из процессов характеризуется от­носительно закономерным течением событий.

Таким образом, процессы разломообразования и сейсмичности фрактальны и это их обоюдное качество отражает более общие свойства геодинамических про­цессов - их автомодельность [Садовский, 1986]. Формы взаимосвязи количества разломов и их длин, длины разломов и энергии землетрясений, энергии землетря­сений и их количества, идентичная фрактальность в распределении площадей тек­тонической н сейсмической деструкции свидетельствуют о единой физической сути общего процесса современной деструкции литосферы, определяющего формиро­вание ее разломно-блоковой структуры и сейсмичности.

**ЛИТЕРАТУРА**

1. Белоусов Т.П., Куртасов С.В., Мухамедиев Ш.А. Делимость земной коры и палеонапряжения в сейсмоактивных и нефтегазоносных регионах Земли. Москва, ОИФЗРАН, 1997, 324 с.

2. Виноградов С.Д. Акустический метод в исследованиях по физике землетря­сений. Москва, "Наука", 1989, 177 с.

3. Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Банджансайского антиклинория. Часть 3 и 4. Изд. АН СССР, Москва, 1963. 544 с.

4. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. Москва, "Наука", 1975,536 с.

5. Жолковский Н.Д., Мучная В.И. О природе афтершоков и физический про­цесс в очагах землетрясений. "Геология и геофизика", 2000, т.41, №2, с.255-267.

6. Ризниченко Ю.B. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. Москва. "Наука". 1976. С.9 - 27.

7. Ружич В.В. Сейсмотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд. СО РАН, 1997, 144 с.

8. Садовский М.А. Автомодельность геодинамических процессов // Вестн. АН СССР. 1986, №8, с. 3-11.

9. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. Москва, "Наука",1987, 100 с.

10. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. Москва. "Наука". 1991. 96с.

11. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993, 314с.

12. Соболев Г.А., Тюнкин Ю.С. Анализ процесса выделения энергии при формировании магистрального разрыва в лабораторных исследованиях горных по­род перед сильным землетрясением. // "Физика Земли",2000, №2, с.44-55.

13. Уломов В.И. Районирование сейсмической опасности //Маскан. Ташкент, 1991, №9, с.5-8.

14. Уломов В.И. Сейсмогеодинамика и сейсмическое районирование Северной Евразии // "Вулканология и сейсмология", 1999, №4-5, с.6-12.

15. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск, "Наука" Сиб. отд., 1977, 102 с.

16. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влия­ния разломов. Новосибирск, "Наука СО", 1983, 94 с.

17. Шерман С.И., Гладков А.С. Новые данные о фрактальных размерностях разломов и сейсмичности в Байкальской рифтовой зоне //Докл. РАН, 1998, т.361, №5 с.685-688.

18. Шерман С.И., Гладков А.С. Анализ фрактальных размерностей разломов и сейсмичности в Байкальской рифтовой зоне // Геология и геофизика, 1999, т.40, №1 с.28-35.

19. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск, "Наука" Сиб. отд. 1991, 262 с.

20. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения. Новосибирск, "Наука" Сиб. отд., 1992, 227 с.

21. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борияков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Зоны сжатия. Новосибирск, "Наука" Сиб. отд., 1994, 262 с.

22. Шерман С.И., Ceминский К.Ж., Черемных А.В. Деструктивные зоны и разломно-блоковые структуры Центральной Азии. "Тихоокеанская геология", 1999, том 18, №2, с.41-53.

23. Mandelbrot В.В. The fractal Geometry of Nature. New York, 1982, 121 p.

24. Sherman S.I., Gladkov A.S. Fractals in studies of faulting and seismicity in the Baikal rift zone. Tectonophysics, 1999 (in press).

25. Solonenko A.V., Solonenko N.V., Melnikova V.I. and Shteiman E.A. The analysis of the spatial-temporal structure of seismicity in the Baikal rift zone // V.Shenk (ed.). Earthquake Hazard and Risk. Kluwer Academic Publisher. Netherlands, 1996, p. 49-62.

1. \* Сейсмология в Сибири на рубеже тысячелетий: Материалы международной геофизической конференции. – Новосибирск, 2000. – С. 236–241. [↑](#footnote-ref-1)