**Активные в реальном времени разломы БСЗ как концентраторы очагов современных землетрясений**

В работе [5] на основе обработки многотысячных данных эпицентров землетрясений определены стабильные во времени участки их высокой плотности, которые в комплексном анализе с геолого-структурными данными позволили выделить в Байкальской рифтовой системе зону современной деструкции литосферы (рис. 1). В зоне локализованы все крупнейшие землетрясения БСЗ за последние 200 лет. В геотектоническом отношении зона современной деструкции литосферы отражает развивающуюся в кайнозое межплитную границу между Сибирской и Забайкальской литосферными плитами [6].

D:\18НАУЧНАЯ РАБОТА\01СТАТЬИ\2017\ТРУДЫ\Шерман Рукописи по темам\ТЕМА 4\[401] ДАН, 2010, Т.435, №5\Шерман, Горбунова Рис 1.tif

Рис.1 Зона современной деструкции литосферы и очаги сильных землетрясений Байкальской сейсмической зоны [5]: 1 – изолинии плотностей землетрясений; 2 – ось зоны современной деструкции литосферы.

Таким образом, локализация за исторический период времени крупнейших землетрясений БСЗ контролируется зоной современной деструкции литосферы. Зона четко подразделяется на несколько крупных сегментов, пространственно разделенных на местности небольшими слабо сейсмичными перемычками. В первом приближении сегменты соответствуют флангам и центральной части Байкальской рифтовой системы [7].

В работе [8] предложено оценивать степень активности разломов в реальном времени количественным индексом сейсмической активности ξn, позволяющим «выявить» только те разломы, которые концентрируют землетрясения в короткие интервалы реального времени (месяцы, годы, десятилетия). На этой основе составлена новая карта активных в реальное время разломов с эпицентрами землетрясений с *K* ≥12 за 1950-2008 гг. Она позволила уточнить активные в реальном времени сегменты зоны современной деструкции литосферы и выделить сопряженные с ними другие разломы, контролирующие землетрясения с *K* ≥12 (рис.2).

Зона современной деструкции литосферы, не смотря на относительно короткий интервал реального времени и уменьшение общего количества сильных землетрясений за последние 50 лет, сохраняет за собой фактор контроля их локализации. Ее сегментация на несколько отдельных отрезков находит генетическое обоснование в геолого-структурной специфике флангов Байкальской рифтовой системы по отношению к ее центру и различиям в типах напряженного состояния литосферы этих же фрагментов [9]. Эпицентры происходящих в текущее время в БСЗ относительно сильных землетрясений с *М*≥5 не выходят за границы динамического влияния зоны деструкции. События с *K*≥12 дополнительно контролируются отдельными разломами (см. рис.2), а более слабые – многочисленными другими разрывами. В целом структура эпицентрального поля отражает распределение очагов землетрясений разной силы по отношению к оси деструктивной зоны и разломам различных иерархических рангов, на частных примерах подтверждая тектонофизическую модель БСЗ [1] – локализация землетрясений контролируется разломной тектоникой при закономерной селективной активизации разломов в короткопериодные интервалы реального времени.

D:\18НАУЧНАЯ РАБОТА\01СТАТЬИ\2017\ТРУДЫ\Шерман Рукописи по темам\ТЕМА 4\[401] ДАН, 2010, Т.435, №5\Шерман, Горбунова Рис 2.tif

Рис. 2. Карта разломов Байкальской рифтовой системы и эпицентры очагов землетрясений с *K*≥12 за 1950-2008 гг.: 1 – ось зоны современной деструкции литосферы, 2 – разломы, использованные в анализе и приведенные в табл. 1 и 2; 3 – другие разломы Байкальской рифтовой системы; 4 - 6 − эпицентры очагов землетрясений с *K* ≥ 14 (4), 13 (5), 12 (6); 7 – номер разлома по каталогу.

**Временны́е закономерности локализации землетрясений в зоне современной деструкции литосферы и конкретных активных разломах**

Создана ГИС Digital faults и разработаны алгоритмы для работы с базами данных по разломной тектонике и эпицентральным полям землетрясений. Они позволили получить новую характеристику активных разломов − векторную скорость активизации. Под ней понимается направление и скорость движения вдоль разломов деформационной волны, вызывающей их активизацию и последовательную по движению фронта волны реализацию очагов землетрясений [10, 11]. Деформационная волна рассматривается как триггерный механизм возникновения очагов землетрясений вдоль простирания активных разломов. По разработанной методике изучена временна́я закономерность возникновения очагов землетрясений в различных сегментах БСЗ, характеризующихся различными полями региональных напряжений, отражающимися и на сейсмическом процессе [12]. По этой причине каждый из крупных сегментов БСЗ рассматривается автономно. Охватываемая ими площадь зафиксированных эпицентров землетрясений, ограничивается 15-ти километровой по ширине полосой в каждую из сторон от осевой линии зоны деструкции.

На графиках рис. 3 показано время и место локализации эпицентров в сегментах зоны современной деструкции. Выборка содержит 242 наблюдения, которые сгруппированы в четыре скопления, три из которых соответствуют сегментам деструктивной зоны, одно – небольшой пограничной территории по 1090 в.д. со сложным строением разломных сочленений между первым и третьим сегментами. Линии регрессии, кроме тесноты связи между событиями, характеризуют два дополнительных параметра: наклон линий воспроизводит вектор пространственно-временной последовательности «движения» очагов землетрясений вдоль сегмента (с левого его конца на правый или наоборот), а тангенс угла наклона линии к оси ординат характеризует среднюю скорость изменения мест локализации, «движения», очагов. Она соответствует фазовой скорости деформационной плоской волны, в качестве триггерного механизма возбуждающей активизацию разрывов в сегментах или вне них, и последовательному возникновению очагов землетрясений [1,10]. Количественные характеристики деформационных волн как триггерных механизмов возникновения очагов землетрясений в БСЗ приведены в табл. 1 и 2. При наличии нескольких периодов фиксируется увеличение коэффициентов корреляции функций *t*(*l*) для «средних» линий регрессий.

D:\18НАУЧНАЯ РАБОТА\01СТАТЬИ\2017\ТРУДЫ\Шерман Рукописи по темам\ТЕМА 4\[401] ДАН, 2010, Т.435, №5\Шерман, Горбунова Рис 3.tif

Рис. 3. Графики временных трендов сейсмических событий в сегментах БСЗ и краткосрочный прогноз локализации землетрясений с *K*≥12. Ось абсцисс – расстояние от западного конца сегментов, км; ось ординат – годы возникновения землетрясений. Cегменты: I - центральный; II – юго-западный; III – северо-восточный; 1-3 землетрясения с *K* ≥14 (1); 13 (2); 12 (3); 4 – сильнейшие события с *K* ≥15.

Таблица 1

Коэффициенты корреляций и уравнения регрессий время-место землетрясений, произошедших в различных сегментах и разломах БСЗ за 1950-2008 гг.

|  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Сегменты и разломы | Классы и количество сейсмических событий, используемых в анализе | | Кол-во  времен-ных совокуп-ностей (пери-одов) | Коэф.  корреляции в соответствии с совокупностями группировок землетрясений по годам | Уравнения регрессии t(ℓ)\* |
| К≥12 | К≥11 |
| ЮЗ сегмент | 51 |  | 3 | R1 =0,77  R2=0,90  R3=0,86 | t = (0,0598·ℓ + 1950,3) ± 3,4  t = (0,0511·ℓ + 1981,3) ± 0,8  t = (0,0195·ℓ + 2001,8) ± 0,7 |
| Центральный сегмент | 123 |  | 4 | R1= 0,74  R2=0,90  R3 =0,87  R4 =0,64 | t = (0,0587·ℓ + 1932,3) ± 1,5  t = (0,0799·ℓ + 1938,2) ± 1,3  t = (0,0796·ℓ + 1956) ± 1,3  t = (0,074·ℓ + 1973,6) ± 0,7 |
| СВ сегмент | 68 |  | 3 | R1 =0,71  R2=0,97  R3=0,68 | t = (-0,0922·ℓ + 2083,2) ± 3,4  t = (-0,0897·ℓ + 2108,2) ± 1,4  t = (-0,0595·ℓ + 2093,3) ± 4,4 |
| Разлом №2 |  | 9 | 1 | R=0,94 | t = (1,6343·ℓ + 1941,9) ± 2,6 |
| Разлом №3 |  | 10 | 1 | R=0,72 | t = (1,284·ℓ + 1911,6) ± 5,8 |
| Разлом №92 |  | 10 | 2 | R1 =0,99  R2=0,97 | t = (0,4591·ℓ + 1916,7) ± 2,8  t = (0,3104·ℓ + 1961,3) ± 1,9 |
| Разлом №191 |  | 6 | 1 | R=0,99 | t = (-0,8592·ℓ + 2032,3) ± 1,7 |
| Разлом №21 |  | 5 | 1 | R=0,94 | t = (0,4017·ℓ + 1935,4) ± 4,3 |
| Разлом №140 |  | 8 | 2 | R1 =0,99  R2=0,96 | t = (0,0483·ℓ + 1966,6) ± 1,0  t = (0,1105·ℓ + 1979,2) ± 2,9 |
| Разлом №205 |  | 25 | 3 | R1 =0,54  R2=0,73  R3=0,97 | t = (0,162·ℓ + 1948,6) ± 1,5  t = (0,3412·ℓ + 1953,1) ± 3,8  t = (0,4323·ℓ + 1973,4) ± 3,8 |
| Разлом №12900 |  | 18 | 2 | R1 =0,90  R2=0,86 | t = (0,5685·ℓ + 1948) ± 2,4  t = (0,6788·ℓ + 1972,6) ± 3,2 |
| Разлом №100 |  | 28 | 3 | R1 =0,91  R2=0,93  R3=0,88 | t = (-0,279·ℓ + 1990,9) ± 3,9  t = (-0,1628·ℓ + 2000,3) ± 2,1  t = (-0,1643·ℓ + 2014,9) ± 2,5 |
| Разлом №152 |  | 10 | 2 | R1 =0,37  R2=0,70 | t = (-0,046·ℓ + 1984) ± 4,5  t = (-0,0396·ℓ + 2002,4) ± 4,6 |
| Разлом №269 |  | 19 | 2 | R1 =0,75  R2=0,72 | t = (-0,7555·ℓ + 1995,1) ± 2,3  t = (-0,4445·ℓ + 2005,3) ± 1,3 |
| Разлом №561 |  | 11 | 3 | R1 =0,99  R2=0,82  R3=0,99 | t = (-0,0858·ℓ + 1971,3) ± 1,3  t = (-0,211·ℓ + 1994,3) ± 3,4  t = (-0,2341·ℓ + 2019,2) ± 1,5 |

\* t – время фиксации землетрясения, годы; ℓ - место землетрясения, как расстояние от западного окончания сегмента или разлома, км

Таблица 2

Характеристика параметров деформационных волн – триггерных механизмов сейсмических событий с K≥12 в БСЗ

|  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- |
| Сегменты и разломы БСЗ | Направление движения волны | Средняя фазовая скорость волны, км/год | Длина волны, км | Период, год |
|
| ЮЗ сегмент | Запад-восток | 29 | 640 | 22 |
| Центральный сегмент | Запад-восток | 17 | 340 | 20 |
| СВ сегмент | Восток-запад | 13 | 360 | 28 |
| Разлом № 2 | Запад-восток | 1 | – | – |
| Разлом № 3 | Запад-восток | 1 | – | – |
| Разлом № 92 | Запад-восток | 3 | 70 | 23 |
| Разлом № 191 | Восток-запад | 1 | – | – |
| Разлом № 21 | Запад-восток | 2 | – | – |
| Разлом № 140 | Запад-восток | 15 | 300 | 20 |
| Разлом № 205 | Запад-восток | 5 | 100 | 20 |
| Разлом № 12900 | Запад-восток | 2 | 50 | 25 |
| Разлом № 100 | Восток-запад | 5 | 50 | 10 |
| Разлом № 152 | Восток-запад | 23 | 460 | 20 |
| Разлом № 269 | Восток-запад | 2 | 20 | 10 |
| Разлом № 561 | Восток-запад | 7 | 140 | 20 |

Для уточнения выводов о направленности деформационных волн отдельно проанализированы временны́е тендеции локализации землетрясений в некоторых разломах, территориально расположенных в различных частях БСЗ (см. рис. 2). В анализ включены более слабые землетрясения с *K*≥11. Результаты подтверждают тенденцию во временной последовательности расположения очагов землетрясений с запада на восток или наоборот в соответствующих местах БСЗ (табл. 1 и 2) и дополняют аргументацию о волновых триггерных механизмах, способствующих активизации разрывов и временной последовательности по их простиранию возбуждения очагов землетрясений. Устанавливаемая закономерность нарушается в случаях, когда появляются очаги, вызванные наведенной сейсмичностью или суперинтенсивными деформациями активных разломов в понимании Ю.О. Кузьмина [13]. Вариации векторной направленности в активизации разрывов вплоть до противоположной, оцененные по сейсмическому мониторингу при включении в анализ слабых землетрясений, нельзя считать отклонением от общего правила. Это лишь подтверждение того, что в группе слабых могут быть и наведенные или вызванные другими причинами сейсмические события. Общий анализ последовательности возникновения очагов землетрясений по простиранию БСЗ с ЮЗ фланга в центральную часть и далее на СВ фланг позволяет сделать следующие выводы и краткосрочные прогнозы сейсмичности.

1. Регистрируются два генеральных направления в последовательности активизаций сегментов БСЗ и ее отдельных разрывов: в западной части территории – с запада на восток, в восточной – с востока на запад. Граница смены направлений проходит около 109°в.д., где намечается осложнение разломной тектоники и развитие поперечных к генеральному простиранию БСЗ систем разрывов северо-западного направления.

2. Вариации коэффициентов корреляции для линий регрессий время-место характеризуются повышением значений для годов, соответствующих полным периодам деформационных волн. Это вызвано различием во времени начала инструментальных наблюдений и наступлением фронтов волн, а также незавершенностью периода их продвижения к прекращению наблюдений. Иными словами, из-за продолжительности периодов не во всех случаях охвачены полные циклы волновых процессов. Тем не менее, зафиксированные за 53-хлетний цикл наблюдений редкие сильные события хорошо вписываются в вычисленные регрессионные зависимости.

3. Триггерным механизмом активизации разрывов служат деформационные волны, характеризующиеся устойчивыми векторами фазовых скоростей, периодами и длинами. Они же предопределяют временну́ю последовательность возникновения очагов землетрясений, а также наиболее вероятные места их локализации. Обсуждаемая концептуальная основа позволяет прогнозировать место и время сейсмических событий и осуществлять кратковременный прогноз вероятности возникновения землетрясений в сегментах БСЗ и ее отдельных разломах на периоды уверенной экстраполяции установленных регрессионных зависимостей время-место.

Исследования выполнены по гранту РФФИ (09-05-12023-офи\_м), Госконтракту 02.740.11.0446, Интеграционному проекту СО РАН № 61, проекту ОНЗ РАН 16.8.

**ЛИТЕРАТУРА**

1. Шерман С.И. // Физика Земли. 2009. № 11. С. 8-21.

2. Соболев Г.А. В кн. Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 67-78.

3. Scholz C.H. The Mechanics of Earthguakes and faulting. 2nd ed. N.Y.: Cambridge Univ. Press, 2002.

4. Завьялов А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. М.: Наука, 2006. – 254 с.

5. Sherman S.I., Dem’yanovich V.M., Lysak S.V. // Tectonophysics. 2004. V. 380, №3/4. P. 261-272.

6. Шерман С.И., Леви К.Г. // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. C.7-18.

7. Логачев Н.А. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 391 – 406.

8. Шерман С.И., Сорокин А.П., Савитский В.А. // ДАН. 2005. Т. 401. № 3. 2005. С. 395-398.

9. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 158 с.

10. Шерман С.И. // ДАН. 2007. Т. 415. № 1. С. 110-114.

11. Shreman S.I., Gorbunova E.A. // Earth Sci. Frontiers. 2008. V. 15. №3. P. 337-347.

12. Sherman S.I., Gladkov A.S. // Tectonophysics. 1999. V.308. P.133-142.

13. Кузьмин Ю.О. // Физика Земли. 2004. № 10. C. 95-111.