

УДК 550.34

Фролова А.Г.¹, Шукурова Ы.²¹МНИЦ «Плотина», Бишкек, Кыргызстан²Институт сейсмологии НАН КР,
г.Бишкек, Кыргызстан

К ВОПРОСУ КЛАССИФИКАЦИИ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ ПО УРОВНЮ СЕЙСМИЧНОСТИ

Аннотация: Выполнен анализ публикаций, посвящённых новым методам оценки сейсмической опасности с учётом особенностей тектоники района наблюдений. Метод количественной и энергетической индексации активных разломов (С.И. Шерман и др.) опробован на примере Таласо-Ферганского и Кемино-Чиликского разломов

Ключевые слова: сейсмичность, количественный и энергетический индексы сейсмичности, активные разломы, зона динамического влияния разлома

СЕЙСМИКАЛУУЛУК ДЕЦГЭЭЛИ БОЮНЧА АРАКЕТТЕГИ ЖАРЫЛГАН ЖЕРЛЕРДИ КЛАССИФИКАЦИЯЛОО МАСЕЛЕСИНЕ КАРАТА

Кыскача мазмуну: Байкоо жүргүзүлгөн райондун тектоникасынын өзгөчөлүктөрүн эске алуу менен сейсмикалык коркунучка баа берүүнүн жаңы ыкмаларына арналган илимий иштерге талдоо жүргүзүлгөн. Аракеттеги жарылган жерлерди сандык жана энергетикалык индексациялоо ыкмасы колдонулуп (С.И. Шерман ж.б.лар) Талас-Фергана жана Кемин-Чилик жаранкаларынын мисалында сыналган.

Негизги сөздөр: сейсмикалуулук, сейсмикалуулуктун сандык жана энергетикалык индекстери, активдүү жараңкалар, жараңканын динамикалуу таасиринин зонасы.

TO THE PROBLEM OF ACTIVE FAULTS CLASSIFICATION ACCORDING TO THE SEISMICITY LEVEL

Abstract: An analysis of the publications devoted to new methods of seismic hazard assessment considering the features of observational area tectonics is made. The method of quantitative and energy indexation of active faults (S.I. Sherman, et. al) is tested on an example of the Talas-Fergana and Kemin - Chilik faults.

Keywords: seismicity, quantitative and energy indexes of seismicity, active faults, zone of dynamic influence of fault.

Краткое литературное обозрение по теме

Разные исследователи вкладывают в понятие «активный разлом» разный временной смысл. Будем солидарны с авторами, считающими активными разломы, по которым в настоящее время происходят смещения, при этом они зафиксированы документально [1, 2].

Как связана современная активность разломов с сейсмичностью? Для характеристики современной активности разломов И.Н. Литовченко предлагает построение растровых карт по плотности эпицентров землетрясений вдоль морфоструктур [3]. В качестве параметра сейсмичности вводится количественная мера mu , определённая на множестве всех сейсмических событий каталога на определённом промежутке времени, и анализируются электронные каталоги разломов. Мера mu определяется по формуле:

$$mu = 1 - L_{min} / L_{max} \quad (1),$$

где L_{min} - минимальное расстояние события до разлома, величина L_{max} принята равной 20 км (принадлежность землетрясения к тектонической структуре по обе стороны от неё).

Произведённые расчёты мер сейсмической активности для основных элементов тектонических структур Тянь-Шаня дали возможность выделить соотношения сейсмичности с основными морфоструктурами Тянь-Шаня.

На наш взгляд, более детальный анализ связи сейсмичности с тектоникой предложен в работах С.И.Шермана и его последователей, в которых для оценки степени сейсмической опасности были введены количественный и энергетический индексы сейсмичности. Введение этих параметров даёт возможность классифицировать разломы по степени современной сейсмической активности [1,2,4-8 и др.].

Под количественным индексом сейсмичности ξ_n понимается число сейсмических событий n , определённых энергетических классов K , приходящихся на единицу длины разлома L (км) при принятой ширине области его динамического влияния D (км) за заданный промежуток времени t (годы):

$$\xi_n = \Sigma n(D, K, t) / L \quad (2).$$

Количественный индекс сейсмичности показывает долю участия конкретного разлома в сейсмическом процессе. В цифровом значении он позволяет отделить активные разломы от неактивных на современном этапе [1].

Для определения энергетического потенциала разломов предлагается применять магнитудный (энергетический) индекс сейсмической активности ξ_k , который представляет собой максимальный энергетический класс K_{max} (или максимальную магнитуду), приходящийся на длину разлома L при принятой ширине его динамического влияния D за заданный промежуток времени:

$$\xi_k = K_{max(t)}(D, K, t) \quad (3).$$

Индексация разломов по степени активности была выполнена для Северной Якутии [2], Приамурья [4], Центральной Азии [5], Байкальской рифтовой системы [7,8]. Территория Центральной Азии была ограничена координатами: $\varphi = 420 - 580$, $\lambda = 880 - 1220$, т.е. территория Тянь-Шаня не вошла в эти исследования. Рассмотрение вариаций количественного и энергетического индексов сейсмической активности на примере Центральной Азии не выявило каких-либо пространственных закономерностей в активизации разломов в короткие интервалы реального времени. Сделан вывод о том, что такие закономерности надо искать в энергетически слабых, но достаточных для нарушения стабильного состояния разломно-блоковой среды литосферы триггерных механизмах. Генераторами активизации разломов могут быть медленные деформационные волны (замедленная реакция среды на упругое возмущение) разных длин, чувствительность к которым различна у разноранговых разломов [9]. Источником таких волн могут быть межплитные и межблоковые подвижки хрупкой литосферы [4]. Векторная скорость активизации разломов даёт представление о направлении и скорости движения деформационной волны.

В работе Е.А. Рогожина и Н.И. Овсяченко [10] излагается подход, основанный на экспертных оценках активности разломов, но ограничивается набором только геолого-геоморфологических параметров. Этот подход использовался при строительстве нефтепровода на Северо-Западном Кавказе.

О.В. Лунина, А.С. Гладков и др.[11], не отрицая достоинств этих методов, считают, что однобоко рассматривать только сейсмичность или только геоморфологию и предлагают комплексный подход к проблеме с учётом всех возможных сведений об активности разломов.

Нами была сделана попытка оценить современную активность двух Тянь-Шаньских разломов, используя методику С.И. Шермана [1], и сразу же на начальном этапе возник вопрос: что такое – зона динамического влияния разлома и как её определить? По Шерману под зоной динамического влияния разлома понимается «окружающее во всех трёх измерениях геологическое пространство, в котором проявляются остаточные (пластические или разрывные) и упругие следы деформаций, вызванные формированием разлома или подвижками по нему» [1]. Согласно этой методике ширина области динамического влияния разлома D определяется по уравнению:

$$D=bL \quad (4),$$

где L – длина разлома (км), b – коэффициент пропорциональности, который зависит от L . По эмпирическим данным величина b изменяется от 0.03 до 0.09 соответственно для трансорогенных и локальных разломов [6].

В работе [12] в качестве «сейсмологического» критерия определения зоны динамического влияния разлома предлагается зона, в которой сосредоточена основная часть землетрясений, приуроченных к нему. При этом сложная, разветвлённая структура крупных разломных зон предполагает, что часть землетрясений происходит на оперяющих нарушениях более мелкого масштаба. В качестве объекта исследований рассматривается сейсмогенная структура нескольких разломных зон, расположенных в системеразломов Сан-Андреас. Высокая плотность расположения современных цифровых сейсмических станций в этом регионе и использование современных методов обработки позволяют определять относительные координаты микроземлетрясений с ошибкой до первых десятков метров. Это даёт возможность с высокой точностью установить границы области, в которой происходят активные деформационные процессы, и выявить пространственные особенности расположения сейсмических событий. Судя по полученным результатам, область, в которой происходит активное деформирование при подготовке землетрясений с $M \leq 6.5 \div 7.0$, представляет из себя совокупность локальных «полос», каждая из которых имеет характерный размер порядка 100 м. Обнаружена высокая степень локализации землетрясений: большинство очагов приурочено к разломным зонам, при этом свыше 75% очагов расположены в зоне шириной порядка нескольких десятков – первых сотен метров. Величина ширины зоны, в которой сосредоточены 75% землетрясений в диапазоне длин разломов 10-100 км составляет 0.5% от длины разлома.

В [13] приведён способ определения зоны динамического влияния неотектонического разлома, основанный на том, что новейшие структуры, поднятия и впадины по ходу их формирования становятся асимметричными, на их крутых крыльях образуются разломы. Мы использовали приведённые там данные о ширине зоны влияния Таласо-Ферганского разлома и «взяли» этот разлом для апробации методики С.И. Шермана.

Временные изменения сейсмической активности Таласо-Ферганской зоны

Согласно [13] полную ширину зоны динамического влияния Таласо-Ферганского разлома приняли в 50 км (по 25 км по обе стороны от осевой линии). Длина разлома от северо-

западной до юго-восточной границы Кыргызстана – 415 км. Для такой зоны сделали выборку землетрясений за период с 1951 по 2011 год с энергетическим классом $K \geq 8.6$ (рисунок 1). Начиная с 1951 года, девятый энергетический класс можно считать представительным для этой зоны.

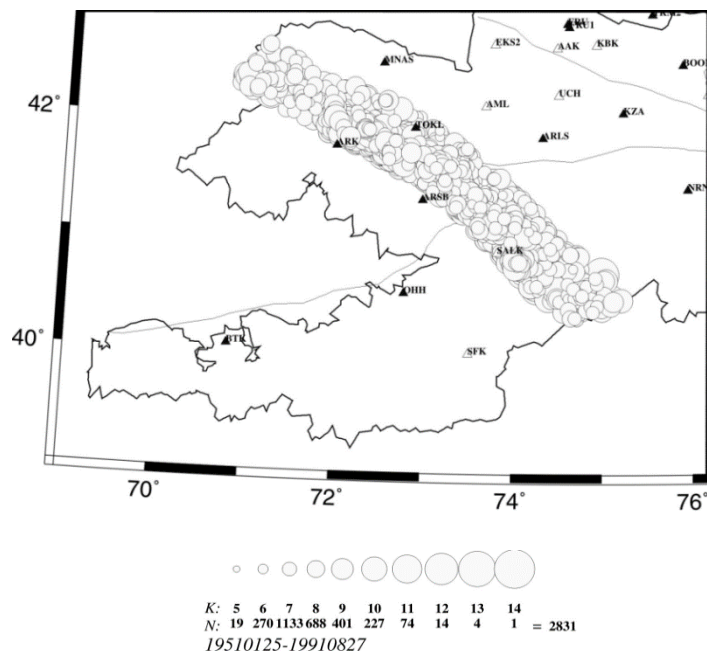


Рисунок 1. Карта эпицентров землетрясений в зоне Таласо-Ферганского разлома.

На рисунке 2 показано изменение количественного индекса, а на рисунке 3 – энергетического индекса сейсмической активности этой зоны во времени.

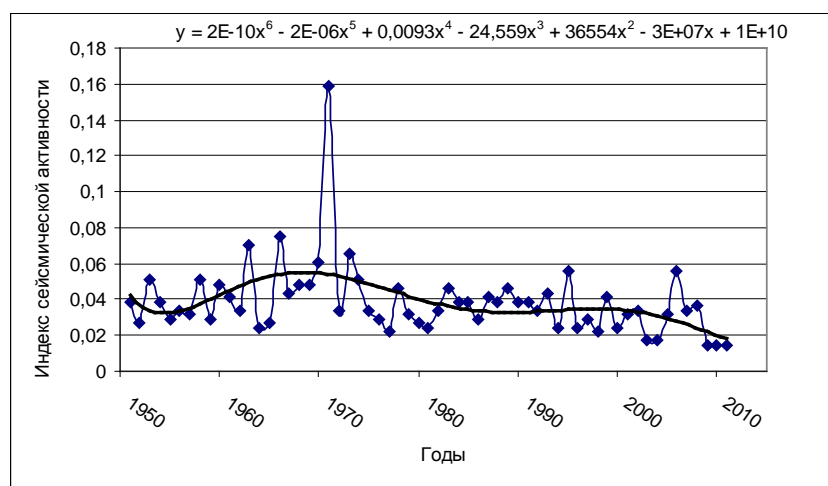


Рисунок 2. Временное изменение количественного индекса сейсмичности зоны динамического влияния Таласо-Ферганского разлома.

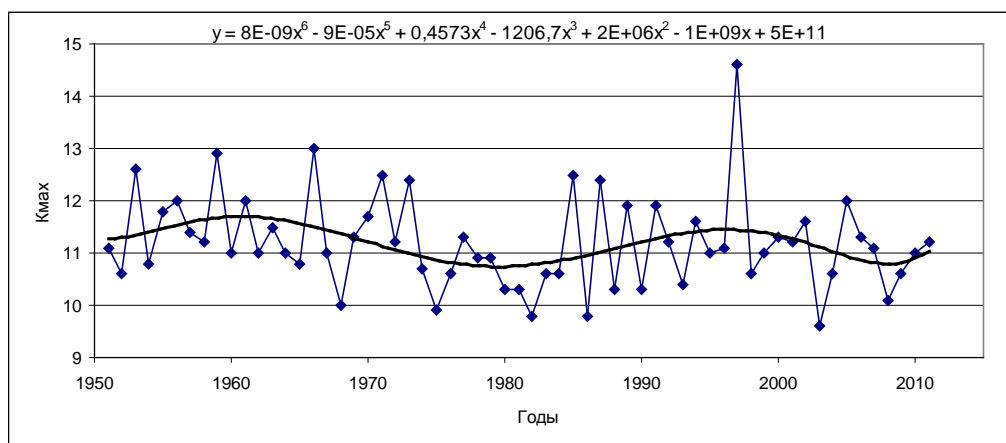


Рисунок 3. Временное изменение энергетического индекса зоны динамического влияния Таласо-Ферганского разлома.

Максимум сейсмической активности наблюдался в 1971 году, но за счёт несильных землетрясений. Это видно при сравнении рисунков 2 и 3. Землетрясение с максимальным энергетическим классом $K=14.7$ в этой зоне за рассматриваемый промежуток времени произошло в 1997 году. Аппроксимация экспериментальных точек полиномом 6-ой степени показывает цикличность изменения сейсмической активности с периодом порядка 30 лет (рисунок 3).

За последние два года в связи с установкой цифровых сейсмических станций снизилась представительность землетрясений до 6-го энергетического класса (рисунок 4).

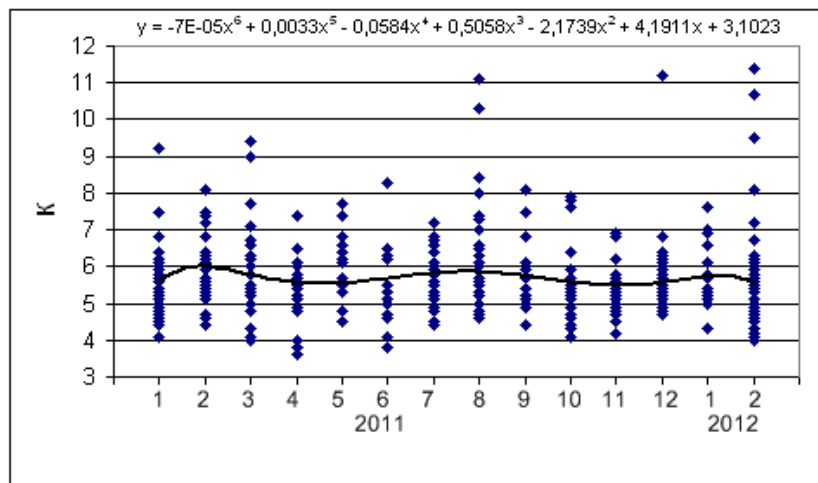


Рисунок 4. Изменение сейсмичности Таласо-Ферганской зоны в 2011 г. и в начале 2012 г.

Выше мы рассмотрели сейсмичность Таласо-Ферганской зоны в целом. В монографии Э.М. Мамырова и др. [14] отмечено, что по глубинному строению Таласо-Ферганский разлом разделяется на три крупных сегмента, отличающиеся по геофизическим характеристикам, в частности, и по параметрам сейсмичности. Поскольку мы изучали разломную зону только в пределах Кыргызстана, то рассмотрели два сегмента: северо-западный (в диапазоне долготы $71^{\circ} - 73^{\circ}$) и центральный ($73^{\circ} - 75^{\circ}$). Для двух этих сегментов рассчитали количественные и энергетические индексы сейсмичности (рисунки 5,6).

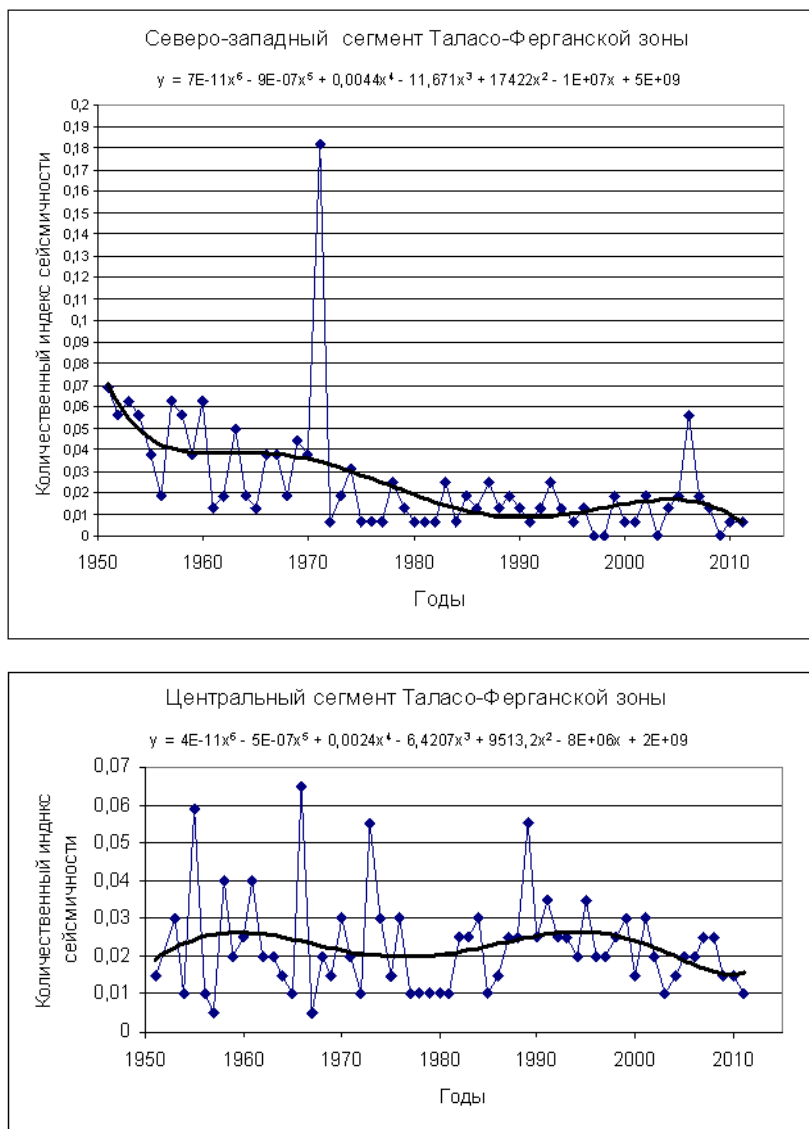


Рисунок 5. Изменение количественных индексов сейсмичности для северо-западного и центрального сегментов Таласо-Ферганской зоны.

При общем спаде сейсмичности количественный индекс в северо-западном сегменте в среднем был выше, чем в центральном сегменте до 1971 г. В 1971 году он достиг 0.16. С 1971 по 2005 год количественный индекс в северо-западном сегменте стал ниже, чем в центральном. В 2005 году там произошел всплеск до 0.056, а далее снова опустился до 0.02 и ниже. Энергетический индекс (рисунок 6) вплоть до 1971 года также был немного выше на северо-западном сегменте, далее произошёл спад и там вплоть до 1995 г. не произошло ни одного землетрясения выше 11 класса. В центральном сегменте после землетрясения 1997 года с $K=14.7$ энергетический уровень сейсмичности упал и с 2002 по 2009 год там не было землетрясений выше 11 класса. При годовых колебаниях, в общем-то, эти различия в проявлении сейсмичности обоих сегментов невелики. До 1971 года включительно более активен северо-западный сегмент, с середины 80-х до 1997 – более активен центральный сегмент. С 1998 г. и по настоящее время активность этих сегментов почти одинакова.

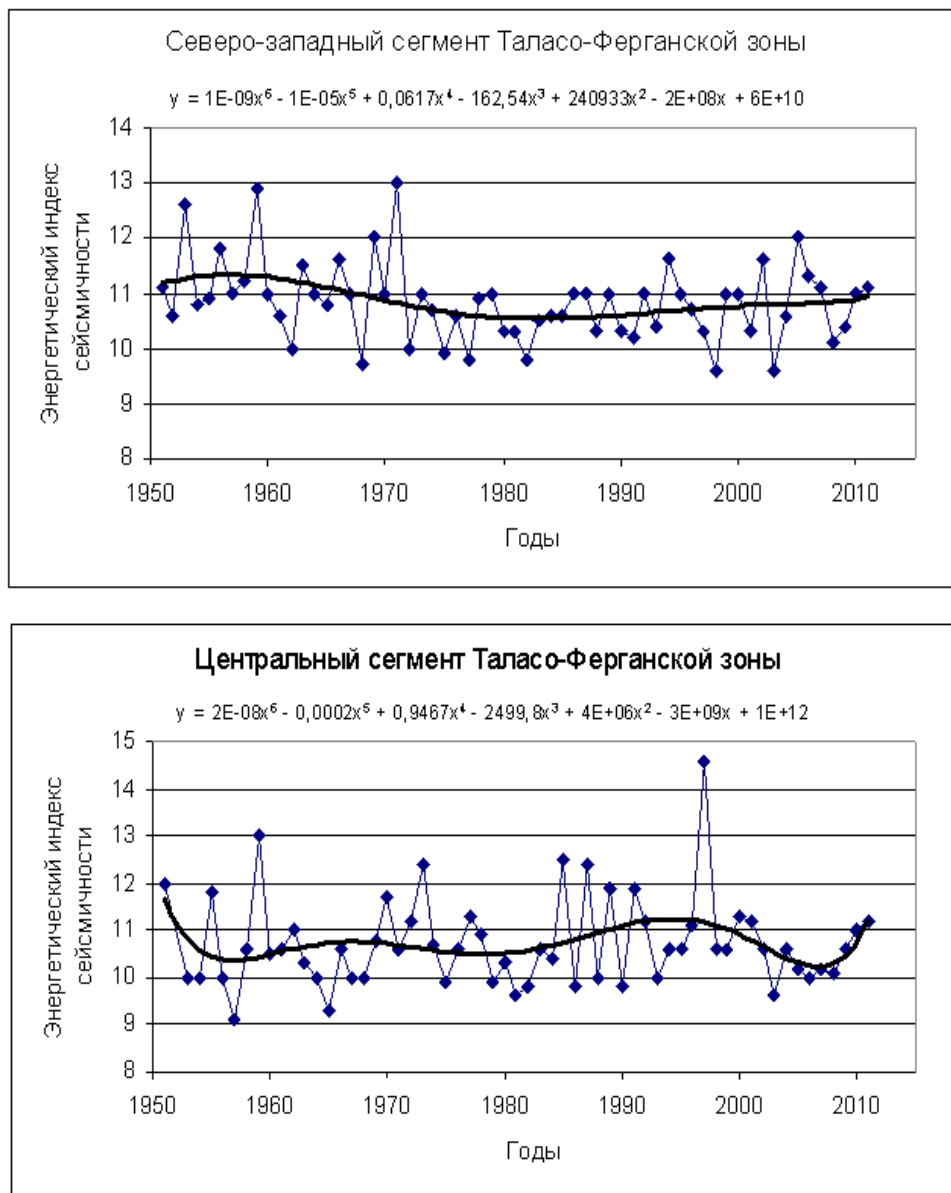


Рисунок 6. Изменение энергетических индексов сейсмичности для северо-западного и центрального сегментов Таласо-Ферганской зоны.

Временные изменения сейсмической активности Кемино-Чиликского разлома

Ширина зоны динамического влияния Кемино-Чиликского разлома неизвестна. В качестве этого параметра приняли ширину очага произошедшего там самого сильного десятибалльного Кеминского землетрясения 1911 года. Общая ширина зоны по обе стороны от осевой линии разлома принята равной 24 км, длина разлома - 250 км.

Выборка землетрясений из каталога для этой зоны, как и для Таласо-Ферганской, сделана с 1951 г. по 2011 г., начиная с энергетического класса $K \geq 8.6$. Кроме того была сделана выборка сильных землетрясений с $K \geq 13.5$ с 1870 по 2011 гг. (рисунок 7).

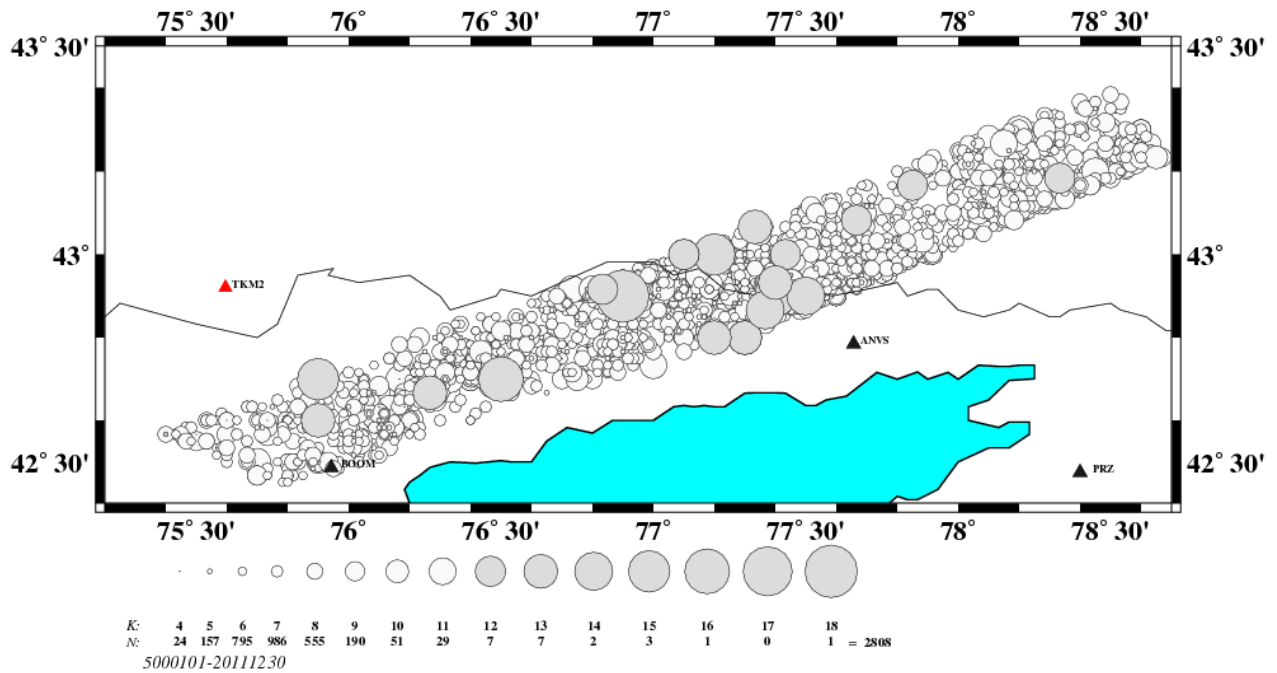


Рисунок 7. Карта эпицентров землетрясений зоны Кемино-Чиликского разлома.

По формулам (2) и (3) были рассчитаны количественный и энергетический индексы сейсмической активности.

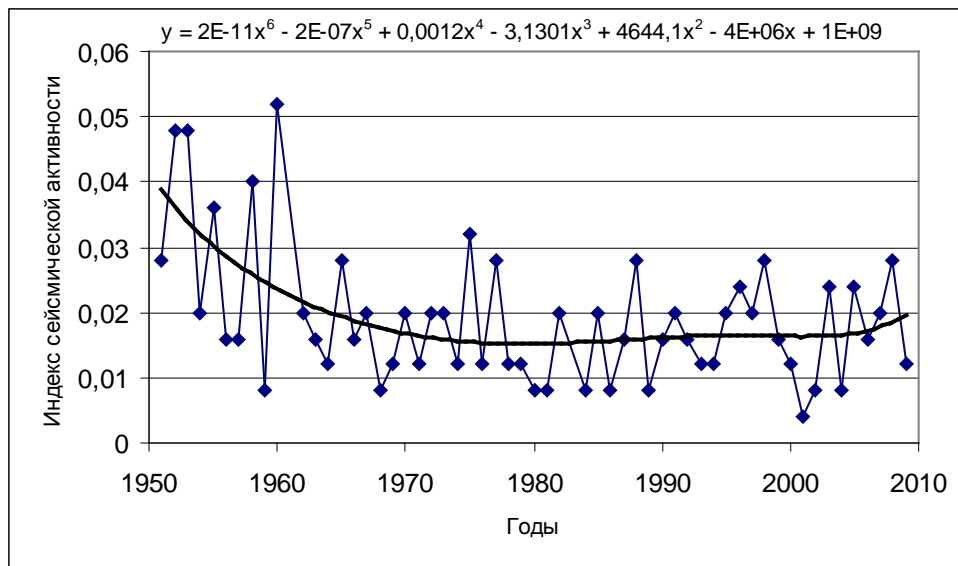


Рисунок 8. Изменение количественного индекса сейсмической активности зоны Кемино-Чиликского разлома во времени.

Количество землетрясений, начиная с 1960 года, постепенно падает, достигая минимума в конце 70-х, в начале 80-х годов. Изменение энергетического индекса активности с 1951 по 2011 год показано на рисунке 9.

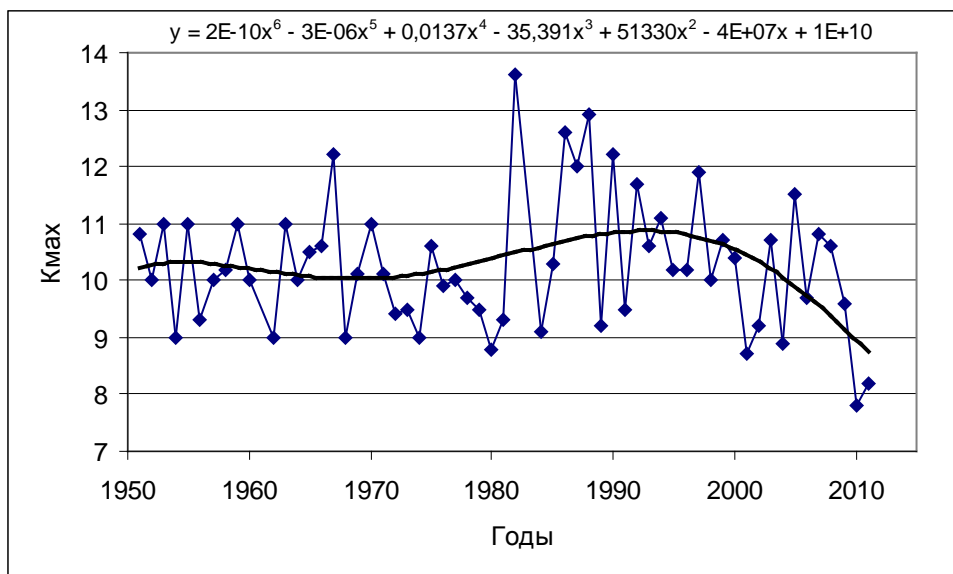


Рисунок 9. Изменение во времени энергетического уровня сейсмической активности зоны Кемино-Чиликского разлома.

Сопоставление изменений количественного и энергетического индексов показывает, что при общем спаде сейсмичности с 1951 года и отдельных вариациях, землетрясения в этой зоне вплоть до 1982 года не превышали 11-й класс (за исключением 1967 года, когда произошло событие с $K=12.2$). В 1980 году максимальный энергетический класс снизился до 8.8. И далее активность реализовывалась уже более сильными событиями – $K_{max}=13.6$ в 1982 году, $K_{max}=12.9$ в 1988 году. После 1998 года энергетический уровень активности пошёл на спад и в 2010 году максимальный класс землетрясения был 7.8, а в 2011 г – $K_{max}=8.2$. Особенно наглядно видно падение энергетического уровня активности этой зоны при использовании более длинного ряда наблюдений для землетрясений с $K \geq 13.5$ (рисунок 12).

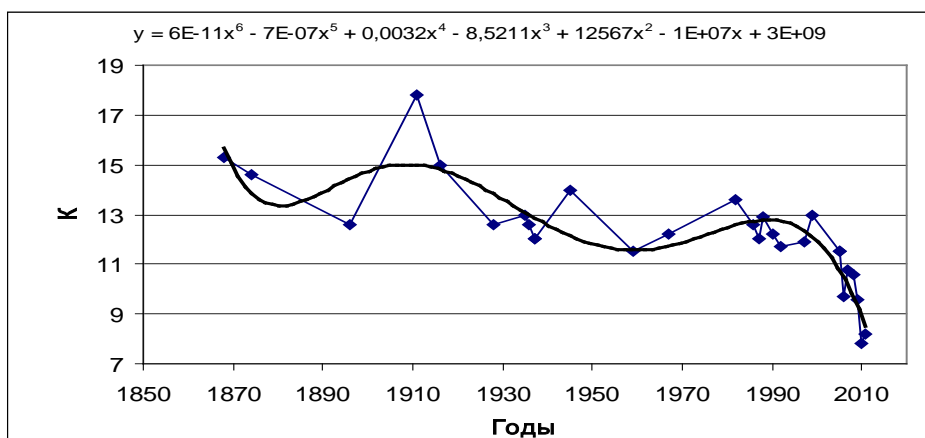


Рисунок 10. Изменение энергетического индекса сейсмической активности зоны Кемино-Чиликского разлома с 1870 по 2011 гг.

По количественному индексу современной сейсмической активности Кемино-Чиликской зоны ниже Таласо-Ферганской. Годовые колебания ξ_n для Кемино-Чиликской структуры (после 1962 г.) происходили в пределах от 0.032 -0.004, для Таласо-Ферганской – от 0.075 до 0.014. Энергетический уровень проявления сейсмичности в зоне Таласо-

Ферганского разлома также выше по сравнению с Кемино-Чиликской – периодически там происходят землетрясения с $K \geq 12$, в то время как в Кемино-Чиликской зоне после 1998 года произошло только одно землетрясение с $K=11.6$, остальные не достигали и 11-го класса. В последние 2010 и 2011 годы там происходили только слабые землетрясения. Кто знает, может это затишье перед «бурей»?

Выводы

Метод количественной и энергетической индексации активных разломов опробован на примере Таласо-Ферганского и Кемино-Чиликского разломов. По количественному и энергетическому индексам сейсмичности зона динамического влияния Чилико-Кеминского разлома ниже зоны Таласо-Ферганского разлома. Начиная с 2010 года, эту зону можно считать слабоактивной.

Отдельно рассмотрены два сегмента Таласо-Ферганского разлома – северо-западный и центральный, отличающиеся по геофизическим характеристикам [14]. До 1971 года включительно более активен северо-западный сегмент, с середины 80-х до 1997 года – более активен центральный сегмент. С 1998 г. и по настоящее время сейсмическая активность этих сегментов практически одинакова.

Открытым остаётся вопрос о ширине зоны динамического влияния разломов - одной из важнейших параметров методики. В частности, для Кемино - Чиликского разлома в качестве ширины зоны динамического влияния взята ширина очага, приуроченного к нему самого сильного землетрясения – Кеминского, что, в принципе, равносильно ширине первой изосейсты.

Считаем перспективным продолжение этих исследований, но, в связи с неопределённостью ширины зоны динамического влияния, предлагаем выполнить индексацию не разломов, а зон ВОЗ, при построении которых уже учитывался весь комплекс геолого-геофизических данных.

Авторы благодарны С.И. Шерману за ценные советы и замечания.

Литература

1. Шерман С. И., Сорокин А.П., Савитский В.А. Новые методы классификации активных разломов литосферы по индексу сейсмичности.// Доклады РАН.- 2005. т.401- №3. Стр.395-398.
2. Имаев В.С, Имаева Л.П, Козьмин В.М. Активные разломы и сеймотектоника северо-восточной Якутии. Якутск. НЦ СО РАН, 1990, стр. 148.
3. Литовченко И.Н. Соотношение сейсмичности с новейшими морфоструктурами Тянь-Шаня. URL: http://rusnauka.narod.ru/lib/author/litovchenko_i_n/1/index.html
4. Шерман С.И. Новые данные об активных разломах и зонах современной деструкции литосферы Приамурья. Доклады РАН, 2011, т.439, №5, стр.685-691.
5. Шерман С.И., Горбунова Е.А.. Волновая природа активизации разломов Центральной Азии на базе сейсмического мониторинга. Физическая мезомеханика, 11, 2008, стр. 115-122.
6. Шерман С.И., Борняков С.А.. Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов. – Новосибирск: Наука, 1983, стр. 101.
7. Шерман С.И. Тектонофизическая модель сейсмической зоны: опыт разработки на примере Байкальской рифтовой системы. Физика Земли, 2009, №11. Стр.8-21.
8. Шерман С.И., Горбунова Е.А. Новые данные о закономерностях проявления землетрясений в Байкальской сейсмической зоне и их прогноз. Доклады РАН, 2010, т.435, №5, стр.686-691.

9. Гольдин С.В. Деструкция литосферы и физическая мезомеханика. Физическая мезомеханика, 5, 5. Стр. 5-22.
10. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н. Способ оценки современной активности тектонических нарушений. Патент на изобретение. (19) RU, 11(239510), (13) C1.
11. Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н. Рифтовые впадины Прибайкалья: неотектоническое строение и история развития. – Новосибирск. Академическое изд-во «Гео», 2009, стр. 316.
12. Кочарян Г.Г., Кишкина С.Б., Остапчук А.А. Сейсмический портрет разломной зоны. Что может дать анализ тонкой структуры пространственного расположения очагов слабых землетрясений. Геодинамика и геофизика, 2010, 1, №4, стр. 419-440.
13. Омуралиев М., Садыбакасов И. Способ определения зоны динамического влияния неотектонического разлома. Предварительный патент № 0251 G 01 V 9/00, Бюл.№2, 1998 (KG).
14. Мамыров Э.М., Корженков А.М. Геодинамика Таласо-Ферганского разлома и стихийные бедствия на территории Центральной Азии. Бишкек: «Арашан Дом Печати», 2009, стр. 230.