

*Абдрахматов К.Е., Осмонбаева Ч.А., Джумабаева А.Б., Ормуков Ч.А.,  
Оскин М., Селандер Дж.*

**ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИИССЫКУЛЬЯ  
НА ОСНОВЕ ДАННЫХ ОБ АКТИВНЫХ РАЗЛОМАХ**

*Abdrakhmatov K.E., Osmonbaeva Ch.A., Dzhumabaeva A.B., Ormukov Ch.A.,  
Oskin M., Zh. Selander*

**THE ESTIMATION OF SEISMIC HAZARD OF NORTH-WEST ISSYK-KUL  
BASIN ON THE BASIS OF ACTIVE FAULTS**

УДК: 551.78: 551.24

*Изучены активные разломы Северо-Западного Прииссыкулья и определены скорости смещений крыльев активных разломов. Делается вывод о том, что в этом районе накопилось достаточно напряжений, чтобы реализоваться в виде сильного землетрясения.*

*The estimation of seismic hazard of North-West Issyk-Kul basin on the basis of active faults.*

*An investigation on active faults at North-West side of Issyk-Kul basin is made. The conclusion is strong earthquakes can realize the accumulation of stress here.*

Северный Тянь-Шань - один из многих сейсмически активных регионов Средней Азии. В конце XIX и начало XX столетий (в 1885, 1887, 1889 и 1911) здесь произошло несколько сильных землетрясений (M более 3-8.3), которые причинили серьезные повреждения в населенных областях Южного Казахстана и Северного Кыргызстана. В настоящее время, из-за увеличения населения, сейсмический риск в этих областях значительно возрос. Области, окружающие г. Алматы, (более 1 миллиона жителей), и г. Бишкек (около 1 миллиона жителей) являются экономическими центрами Казахстана и Кыргызстана. Хорошо обоснованная сейсмическая опасность и оценка риска в этих регионах невозможны без надежных данных о долгосрочной сейсмической истории. Исторические данные относительно сильных землетрясений в этих областях, которые до XIX столетия были населены кочевыми народами, редки. Эти материалы могут быть получены на основе палеосейсмологических исследований.

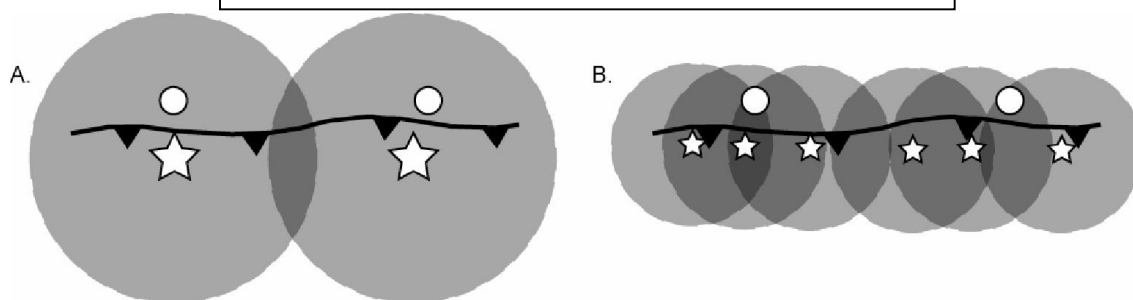
Многочисленные активные разломы, со сложной кинематикой, известны в пределах Северного Тянь-Шаня. Некоторые из них были активизированы во время вышеупомянутых сильных землетрясений, другие были активны в голоценовое время. К сожалению, большинство геоморфологических особенностей, которые в целом рассматриваются как следы прошлых сильных землетрясений, описаны до сих пор недостаточно и имеется незначительное количество

траншей, пройденных для палеосейсмологических целей. До сих пор было получено весьма ограниченное число радиоуглеродных и других абсолютных датировок недавних сейсмических событий.

Карта сейсмического районирования Кыргызской Республики (Карта..., 1995) была составлена на историко-структурной основе с учетом особенностей распределения исторической сейсмичности, включая несколько исторических крупных землетрясений. Хотя этот подход позволяет оценить степень сейсмической опасности региона, он имеет тенденцию недооценивать опасность больших сейсмических колебаний от определенных источников землетрясения. Геологически основанная опасность колебаний была рассчитана для столицы Республики – г. Бишкек, который располагается около активных разломов, ограничивающих Киргизский хребет, способных породить землетрясение большой интенсивности (M = 7.5+) [2]. Эти исследования показали, что для города Бишкек возможны разрушительные ускорения грунтов, превышающих ускорение силы тяжести (1g).

Цель нашей статьи состоит в том, чтобы показать, как на основе геологических данных оценить сейсмическую опасность Северо-Западного Прииссыкулья и получить более реалистичную оценку сейсмического потенциала этой области.

Имеются определенные соотношения между размером землетрясения и частотой повторения таких землетрясений, которые могут быть использованы при определении сейсмической опасности, возникающей от определенных разломов, порождающих землетрясения. Большие землетрясения производят более интенсивные колебания в большей области. Однако большие землетрясения также реализуют больше накопленной энергии напряжений и таким образом, повторяются менее часто, чем землетрясения с меньшей магнитудой. Таким образом, возникновение больших событий может фактически уменьшать степень сейсмической опасности в определенном районе на определенное время (рис.1).



**Рис. 1.** Иллюстрация эффекта частоты проявления землетрясений на сейсмическую опасность.

*А. Разлом с двумя протяженными сегментами. Область сильных сотрясений показана серыми кругами со звездочками в центре. Одно большое, но редкое событие может влиять на каждый промышленный район (маленькие белые кружки) и кумулятивная вероятность является функцией интервала повторяемости таких землетрясений. В. Разлом, имеющий несколько сегментов, которые могут породить маленькие, но частые и пока еще разрушительные землетрясения. Кумулятивная вероятность разрушительных колебаний увеличивается, так как 2-3 сегмента могут влиять на каждый промышленный район.*

Следовательно, для того, чтобы определить степень сейсмической опасности нужно знать размеры потенциальных источников землетрясения, скорость накопления напряжений и, соответственно, частоту возникновения землетрясений. В целом, для того чтобы определить опасность возникновения сильных землетрясений в определенной области необходимо ответить на следующие вопросы:

(1) Какова наиболее вероятная магнитуда возможного землетрясения? Какие землетрясения могут возникать в определенной области: частые, но ограниченные в пространстве события с магнитудой 6.5 - 7, или нечастые, но мощные события с магнитудой от 7 до 8, которые затрагивают обширные регионы?

(2) Какова величина напряжений (или, например, какая часть сокращения земной коры поперек Тянь-Шаня) сосредоточена на разломах в пределах Северо-Западного Присыкуля, и, таким образом, может быть реализована в виде периодически возникающих землетрясений в ближайших к этой области районах?

(3) Каковы вероятные границы разрывов землетрясений, которые определяются сегментами разломов? Будут ли сильные землетрясения затрагивать всю Чуйскую, Иссык-Кульскую впадины, или - разломы, сегментированы таким образом, что только часть этих областей испытывает интенсивные колебания во время землетрясения.

Мы произвели детальное геолого-геоморфологическое картирование в северо-восточном Присыкуле, включая долину р. Дюресу на востоке и долину р. Кыямат-Куркол на западе. Отметим, что район долины р. Торуйгыр (включая долину р. Дюресу) детально изучен предшествующими исследователями [3,4,5,6]. При этом были довольно детально описаны новейшая структура района, палеосейсмодислокации этого района, некоторые активные разломы и складки.

Наши исследования показали (рис.2), что Тогузбулакский разлом, ограничивающий новейшее поднятие Кунгейского хребта от Иссык-Кульской впадины не является активным на всем своем протяжении. Отметим, что под термином активный, мы понимаем разломы, имеющие прямые свидетельства голоценовых и позднечетвертичных смещений за последние 140,000 лет, которые говорят об относительно высокой скорости смещений. Весьма отчетливые свидетельства активности этого разлома имеются в его западной части, в районе долины р. Тогузбулак. Здесь в зоне разлома смещены поверхности голоценовых террас, причем отмечается ясная левосдвиговая компонента, величиной до 120м. Вправо от линии сдвига отходят сосдвиговые надвиги, которые ограничивают небольшой выход коренных отложений с востока. К востоку величина сдвига уменьшается.

В средней части описываемого отрезка Тогузбулакского разлома, в междуречье Кочку-Булак – Ийри-Талдыбулак активный сегмент разлома ограничивает выходы неогеновых отложений с юга и имеет надвиговой характер. Затем, вплоть до верховьев р. Торуйгыр Тогузбулакский разлом не активен. Это, по-видимому, связано с тем, что активность переходит к разрывам, находящимся ближе к центру впадины, например Актекинскому разлому.

Имеются ясные признаки активности Тогузбулакского разлома в междуречье Дюресу и Торуйгыр. Здесь выделяется пологий надвиг, по которому катаклазированные и перемятые палеозойские отложения почти горизонтально перекрывают кайнозойские отложения. Об активности разлома свидетельствуют многочисленные оползни, приуроченные к фронту надвигающейся пластины. В пределах локальной впадины, заключенной между антиклинальями гор. Кызыл-Кельтор и хребтом Кунгей Алатао нами закартировано несколько активных складок, деформирующих молодые террасы и надвигов.

Определенными признаками активности обладает Кызылкельторский разлом, ограничивающий одноименную антиклиналь с юга, однако, по-видимому, активность разлома имела место до позднего плейстоцена.

Особое внимание было уделено Актекинскому разлому, ограничивающему одноименную антиклиналь, сложенную деформированными неогеновыми отложениями. А.М.Корженков [6], основываясь на данных детального картирования и нивелирования, показал, что средняя скорость смещения, начиная со среднего плейстоцена, составляет здесь 0,2 мм/год, а в позднем голоцене скорость смещения составляла более 3 мм/год. Указанный автор считает, что средняя повторяемость сильных землетрясений вдоль Актекинского разлома составляет одно событие в 9515 лет.

Для того, чтобы оценить скорость смещений по активным разломам изученной нами территории, мы отобрали образцы пород с поверхности четвертичных террас в долине р. Торуайгыр, с тем чтобы определить абсолютный возраст их поверхности методом  $Be^{10}$ .

Оказалось, что возраст террас составляет:  $Q_{II}^1 - 139,9 \pm 6,5$ ;  $Q_{II}^2 - 126 \pm 10,8$ ;  $Q_{III}^2 - 85,6 \pm 7,6$ . Эти данные близки к данным [6].

Используя свои данные и данные С.Томпсона и других [7] о возрасте позднплейстоценовых террас в межгорных впадинах Тянь-Шаня мы рассчитали скорость смещений активных крыльев разломов на изученной территории (рис.3). Выявилась интересная закономерность – скорость смещений крыльев разломов уменьшается к востоку. При этом в западной части преобладают разрывы со сдвиговой компонентой (скорость  $1,8 \pm 0,2 - 1,4 \pm 0,2$  мм/год), а в восточной части – надвиги (скорость смещений  $0,45 \pm 0,06 - 0,43 \pm 0,05$  мм/год).

Мы произвели предварительную оценку сейсмической опасности, основываясь на геологических данных. Некоторые из наиболее протяженных разломов были разделены на сегменты, основанные на геометрических признаках, как-то: резкие изменения простирания разлома, кулисное замещение отдельных частей и др. Каждому сегменту было дано значение скорости, полученное как на основании собственных оценок, так и из литературных источников (например, [7]).

Магнитуда палеоземлетрясений часто оценивается путем сравнения параметров поверхностных деформаций, возникающих при исторических землетрясениях с известной магнитудой с дислокациями, которые, как предполагается, возникли при событиях прошлого [8]. Приложение таких эмпирических зависимостей к данным, полученным нами в Тянь-Шане проблематично по ряду причин. Во-первых, хотя данные представленные выше могут оценивать смещение при

палеоземлетрясениях, регрессионные зависимости магнитуда - смещение обычно используемые для взбросов [8] не являются достоверными (значимыми) на 95% доверительном уровне [9,10]. Во-вторых, замеры обычно делаются только в одном месте. Однако, как показано ранее [11], величина смещения обычно варьирует вдоль разрывов и требуется несколько измерений, для того чтобы иметь хорошую точность эмпирических зависимостей. Поэтому, хотя зависимости между длиной поверхностного разрыва и магнитудой могут быть значимыми, ощущается недостаток данных по длине поверхностных разрывов палеособытий. Хотя перерывы в трассе разлома, изменения в ориентации разлома и пересечения активных складок и разломов могут быть потенциальными барьерами, препятствующими распространению разрывов, практика показывает, что оценки величины палеоземлетрясений, основанные на геологических или геометрических сегментах плохо обоснованы. Предварительные данные показывают, что при палеосейсмических исследованиях обычно отбираются места, где смещение близко к среднему или максимальному и где основные особенности и параметры событий сохранились [9].

Учитывая приведенные замечания, отметим, что из эмпирических регрессий [10] следует, что среднее смещение 2-4 м происходит при землетрясении с  $M=7,2-7,4$ , а максимальное смещение 2-4 м - при землетрясении с  $M=6,9-7,1$ . К сожалению, вдоль сегментов активных разломов западного Прииссык-куля определить, является ли смещение в 2,12 м, определенное в траншее, пройденной в зоне Актекинского разлома (долина р. Торуайгыр) средним или максимальным не удалось. Эмпирическая зависимость между длиной разлома и моментной магнитудой предполагает, что землетрясение с  $M = 6,9-7,4$  продуцирует поверхностный разрыв длиной 49-65 км. Указанная зависимость показывает, что землетрясение с  $M = 7,3$  продуцирует разрыв протяженностью в 61 км, что близко к размерам очага Сусамырского землетрясения 1992 [12]. Принимая во внимание, что средняя длина поверхностных разрывов в Торуайгырском районе составляет 15-20 км, мы предполагаем, что наиболее вероятная магнитуда возможных землетрясений здесь составляет около 7,0, что примерно равно по силе Беловодскому землетрясению 1885 года, при котором длина поверхностного разрыва составляла 21 км [13].

Попробуем оценить вероятность возникновения очагов сильных землетрясений и их возможную магнитуду в пределах указанных сегментов, используя для этого имеющиеся данные о скорости смещений. При этом можно использовать концепцию “характерного” землетрясения [9], согласно которой данный сегмент разлома может вспарываться эпизодически на одинаковую величину при землетрясениях одинако-

вой силы. Границы сегментов контролируются определенными барьерами в плоскости разлома, которые не позволяют ему распространяться дальше. Имея соотношение между магнитудой землетрясения и длиной вспарывания, полученное из известных исторических событий [13]

$$M = 6,03 + 0,97 \lg L \max$$

получим, что для Тогузбулакского сегмента, имеющего протяженность 13 км, максимальная магнитуда возможного землетрясения равна 7,1, а для Актекинского сегмента с протяженностью до 16 км – 7,2.

Согласно исследованиям В.И.Уломова [13] имеется определенная зависимость между периодами повторяемости максимальных возможных землетрясений от скорости перемещения крыльев сейсмоактивных разломов. Согласно этой зависимости, при скорости смещений равной 1,8 мм/год повторяемость сильных землетрясений (M более 8) может достигать 630-800 лет. При этом землетрясения с магнитудой 5 могут повторяться через 5-7 лет, с M=6 с периодичностью 20-26 лет, с M=7 с периодичностью 80-100 лет. При скорости смещений в 0,4-0,3 мм/год землетрясения с магнитудой 5 могут повторяться через 20-30 лет, с M=6 с периодичностью 80-150 лет, с M=7 с периодичностью 320-500 лет. Отметим, что период повторяемости означает продолжительность прекращения на определенное время тектонических движений в узлах и сегментах разломов и накопления в них

критических деформаций, необходимых для провоцирования разрушения барьеров между сегментами и вспарывания участков, соответствующих размеру очагов землетрясений с Mmax. [13].

Согласно данным А.М.Корженкова [6] последнее по возрасту смещение голоценовой террасы в долине р. Торуайгыр произошло 1320±210- лет тому назад, т.е. это смещение могло быть косейсмическим, если исключить возможность криповых движений. Если магнитуда последнего землетрясения достигала 7, как следует из вышеизложенного, то повторяемость таких землетрясений в пределах Актекинского поднятия составляет 320-500 лет.

Рис.4 показывает четыре основных модели повторяемости сильных землетрясений в зонах активных разломов [9]. Имеется две модели, описывающие накопление напряжений, связанных с криповыми смещениями в зонах разломов (decelerating and accelerating). При этом в модели "accelerating" имеется в виду, что скорость смещений крыльев разлома все время возрастает, а в модели "decelerating" наоборот - скорость смещений уменьшается. Однако нам представляется, что указанные модели неприменимы в наших условиях, поскольку таких разломов на территории Тянь-Шаня не обнаружено [2].

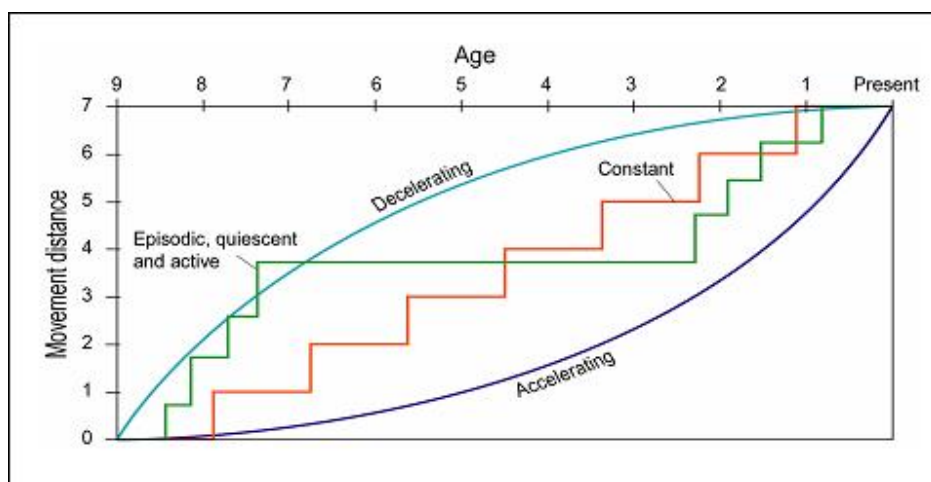


Рис. 4. Модели поведения активных разломов во времени

Подсчет повторяемости сильных событий путем простого деления возраста террасы на величину единичного смещения (см., например [6]) подразумевает, что скорость накопления деформаций в зоне разлома происходит равномерно, и реализуется в виде землетрясений, происходящих через равные промежутки времени (модель "constant"). Однако такой подход

представляется нам слишком упрощенным. Примером может служить Северо-Тяньшаньская зона, где в последний период активизации в течение 30 лет произошло Беловодское (1885), Верненское (1887), Чиликское (1889), Кебинское (1911) землетрясения, но после этого наступил период затишья, когда землетрясений такой силы не происходило. Исследования в

Чуйской впадине показали [2], что в пределах одного из сегментов Иссык-Атинского разлома два землетрясения с одинаковым смещением в 3.5 м имело место в течение последних 2300-2700 лет. Вертикальное смещение террасы  $Q_{III}^2$  и террасы  $Q_{IV}^1$  свидетельствуют о четырех событиях с одинаковой величиной смещения в течение последних 15 - 21 тыс. лет. При этом интервал повторяемости между предпоследним событием и землетрясением 1885 года составляет около 2.5 тыс. лет, но средний интервал для четырех событий составляет 3.8-5.2 тыс. лет.

Таким образом, анализ сеймотектонической ситуации в Тянь-Шане показывает, что здесь поведение активных разломов укладывается в рамки эпизодической модели ("episodic"), согласно которой продолжительный период затишья сменяется периодами сейсмической активизации, в течение которого происходят несколько сильных землетрясений большой магнитуды.

Учитывая вышесказанное, можно предположить, что в рассматриваемом нами районе накопилось достаточно напряжений, чтобы реализоваться в виде сильного землетрясения.

#### Литература:

1. Карта сейсмического районирования территории Кыргызской Республики в масштабе 1:1000000. Джанузаков К.Д., Чедия О.К., Абдрахматов К.Е., Турдукулов А.Т. 1995, Бишкек, Илим, 25 с.
2. Абдрахматов К.Е., С.Томпсон, Р.Уилдон. Активная тектоника Тянь-Шаня. Бишкек, Илим, 2007.
3. Утиров Ч.У. Сейсмодислокации и палеосейсмодислокации. // Детальное сейсмическое районирование Иссык-Кульской впадины, Бишкек, Илим, 1998, с.111-123.
4. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня Фрунзе, Илим, 1986, 313 с.
5. Миколайчук А.В. Структурная позиция надвигов в новейшем орогене Центрального Тянь-Шаня // Геология и Геофизика, 2000, т. 41, № 7, с.961-970
6. Корженков А.М. Сейсмогеология Тянь-Шаня. Бишкек, Илим, 2006, 289с.
7. S.C.Tompson, R.J.Weldon, C.M.Rubin, K.Abdрахmatov, P.Molnar. Late Quarternary slip rates across Tien Shan, Kyrgyz Republic, Central Asia // Journal of Geophysical Research, vol.107, no. B9, 2203, 2002
8. Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры М., Наука, 1977, 240с.
9. Paleoseismology. Edited by J. P. McCalpin, Academic press. 1996. 587pp.
10. Wells D.L. and Coppersmith K. J, 1994, New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement: Bulletin of the Seismological Society of America, v.84, no.4. p. 974-1002.
11. Стром А.А. Сопоставление параметров современных и палеосейсмических дислокаций. Физика Земли, 1993, №9 с. 38-42
12. Mellors, R.J., Vernon, F.L., Pavlis, G.L., Abers, G.A., Hamburger, M.W., Ghose, S., and Iliassov, B., 1997, The M (sub s) = 7.3 1992 Suusamyр, Kyrgyzstan, earthquake: 1. Constraints on fault geometry and source parameters based on aftershocks and body-wave modeling: Bulletin of the Seismological Society of America, v. 87, no. 1, p. 11-22.
13. Игнатъев И.В. Землетрясение в токмакском уезде в 1885 году // Изв. РГО, 1886, т. XXII, вып. 2.