

УДК 550.34+539.3 +551.24

**ОБНОВЛЕННЫЕ ОЦЕНКИ ИНТЕНСИВНОСТИ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ
ДЕФОРМАЦИИ И ВЕСОВОЙ ФУНКЦИИ ДЛЯ РАСЧЕТА СТД БИШКЕКСКОГО
ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА**

Н.А. Сычева

Представлены результаты расчета интенсивности сейсмодектонических деформаций территории Бишкекского геодинамического полигона на основе анализа землетрясений за 1994–2015 гг. Уточнена весовая функция, используемая при расчете средневзвешенного механизма (тензора деформации).

Ключевые слова: землетрясение; магнитуда; сейсмический момент; интенсивность деформации; усредненный тензор деформации; весовая функция.

**THE UPDATED ESTIMATES OF SEISMOTECTONIC DEFORMATION
INTENSITY AND WEIGHT FUNCTION FOR CALCULATION THE BISHKEK
GEODYNAMIC GROUND'S STD**

N.A. Sycheva

The work presents results of computation seismotectonic deformations intensity for the territory of Bishkek geodynamic ground based on analysis earthquakes for a period from 1994 to 2015. The weighting function used for computation averaged mechanism (deformation tensor) is specified.

Keywords: earthquake; magnitude; seismic moment; intensity of deformation; weight function.

Введение. Каждое землетрясение – это разрыв в неоднородном материале (земной коре). Деформации в коре накапливаются постепенно, приводя к локальному развитию разрывов. Изучение современных движений земной коры среди прочего связано с исследованием интенсивности сейсмодектонических деформаций, определяемой аналитически по данным о сейсмическом режиме.

Результаты исследования интенсивности деформации Тянь-Шаньского региона опубликованы в работах [1, 2]. В работе [1] рассматривалась территория, ограниченная координатами краевых станций сейсмологической сети *KNET*, анализ проводился на основе землетрясений, которые произошли на этой территории в 1994–2003 гг. (1315 событий). В работе [2] интенсивность деформации была определена для территории Центрального Тянь-Шаня и отдельных его зон на основе землетрясений, которые произошли на этой территории в 1994–2007 гг. (6370 событий). На данный момент сейсмологической сетью *KNET* зарегистрировано около 9000 сейсмических событий, и это дает возможность уточнить результаты, которые были получены ранее.

В данной работе рассматривается территория Бишкекского геодинамического полигона (БГП), которая ограничена координатами: 41.5° – 43.5° с.ш. и 73° – 77° в.д. и находится в пределах центрального сегмента Северо-Тянь-Шаньской сейсмогенерирующей зоны и представляет собой зону сочленения Тянь-Шаньского орогена и Казахской плиты. Для этой территории представительная выборка (линейный участок графика повторяемости) каталога землетрясений, составленного по данным сети *KNET*, включает события 7–11.5 класса. В дальнейшем результаты об интенсивности деформации БГП могут быть привлечены для сравнения со значениями скорости деформации по данным *GPS*-наблюдений.

В работе [3] отмечено, что при расчёте средневзвешенного среднего механизма (тензора деформации) предпочтительнее использовать весовую функцию (вес, определяемый для каждого события), полученную для территории исследования. Ранее такая функция для территории Северного Тянь-Шаня была получена в работе [1] на основе немногочисленных данных (870 землетря-

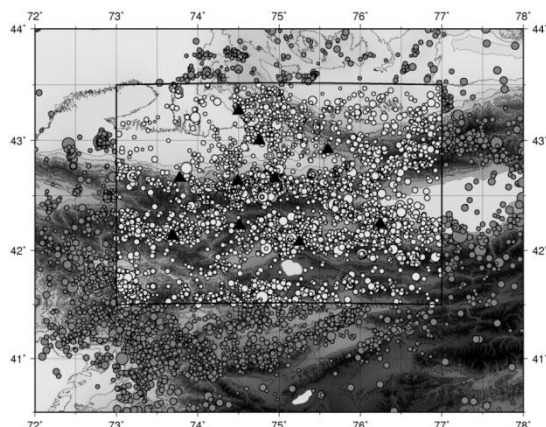


Рисунок 1 – Эпицентральное положение землетрясений из каталога землетрясений по данным сети KNET. Прямоугольная область – территория БГП; треугольники – положение станций сети KNET

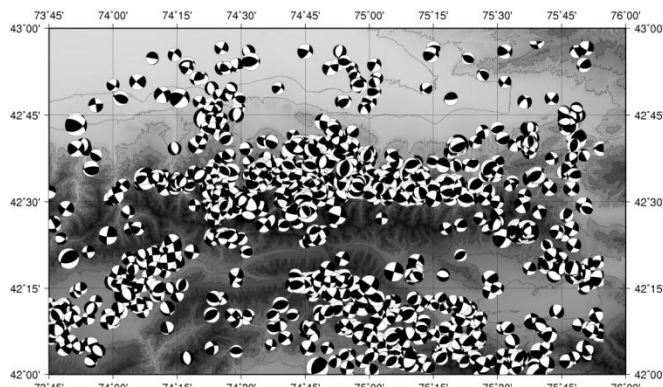


Рисунок 2 – Фокальные механизмы очагов 1287 землетрясений

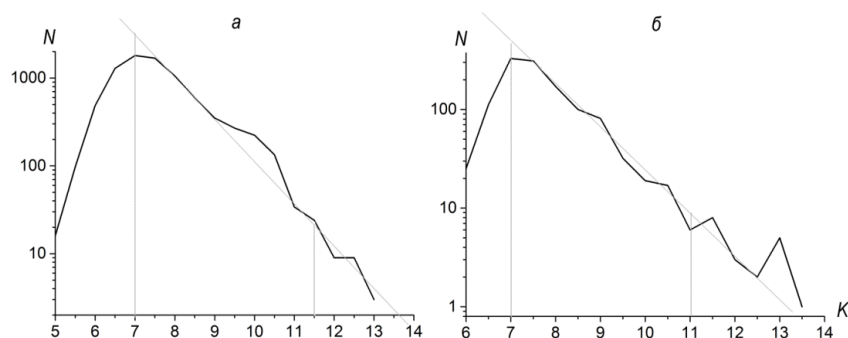


Рисунок 3 – График повторяемости каталогов: а – землетрясений; б – фокальных механизмов

сений). Получение новых данных по фокальным механизмам (1220 событий) позволяет уточнить ранее полученную зависимость.

Цель данной работы – оценка интенсивности сейсмотектонической деформации (СТД) и весовой функции расчета СТД для территории Бишкекского геодинамического полигона. Несмотря на тензорный характер сейсмотектонических деформаций, основное внимание фокусируется на скалярной характеристике – интенсивности и весовой функции.

Исходные данные и методика. Для расчета интенсивности деформации были использованы данные сейсмичности БГП за 1994–2014 гг. На рисунке 1 представлено эпицентральное положение землетрясений из каталога землетрясений по данным сети KNET, прямоугольником обозначена территория БГП, треугольниками – расположение

станций сети. Количество землетрясений, расположенных внутри БГП, составляет 5784.

Для расчета весовой функции используются данные о фокальных механизмах 1220 землетрясений, произошедших на территории, ограниченной координатами станций сети KNET, в 1994–2014 гг. Фокальные механизмы представлены на рисунке 2.

На рисунке 3 представлены графики повторяемости землетрясений по двум каталогам: землетрясений и фокальных механизмов, построенные с шагом усреднения 0.5 класса. Для каталога землетрясений представительной выборкой являются события с 7 по 11.5 классы. По эмпирической зависимости класса и магнитуды из работы [4] это соответствует событиям $1.6 \leq M \leq 4.2$ (рисунк 3, а). Представительная выборка каталога фокальных механизмов включает события с 7 по 11 классы ($1.6 \leq M \leq 3.8$, рисунок 3, б).

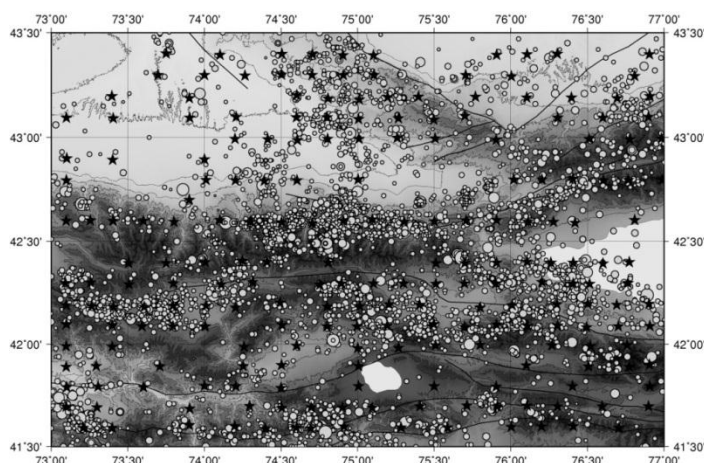


Рисунок 4 – Распределение сейсмичности и расположение 215 узловых точек. Эпицентры землетрясений обозначены окружностями, узловые точки звездочками

Расчет интенсивности. Согласно [5], интенсивность скорости СТД можно оценить с помощью выражения:

$$I_{\Sigma} = \frac{I}{GVT} \sum_{\alpha=1}^N M_0^{(\alpha)}, \quad (1)$$

где N , по которому ведется суммирование, – число землетрясений, происходящих в исследуемом объеме V за время T ; G – модуль сдвига; $M_0^{(\alpha)}$ – сейсмический момент землетрясения (α). Выражение (1) получено из следующих рассуждений. Согласно [6], скорость сеймотектонических деформаций в некотором элементарном объеме описывается выражением:

$$\langle e_{ij} \rangle^{STD} = \frac{I}{GVT} \sum_{\alpha=1}^N M_0^{(\alpha)} m_{ij}^{(\alpha)}, \quad (2)$$

где $m_{ij}^{(\alpha)}$ – направляющий тензор механизма землетрясения (α), индексы $i, j = 1, 2, 3$ (или x, y, z в географической системе координат). Далее выражение (2) модифицируется с учетом гипотезы о самоподобии СТД на разных масштабных уровнях и преобразуется к виду:

$$\langle e_{ij} \rangle^{STD} = \langle m_{ij}^{(\alpha)} \rangle \frac{I}{GVT} \sum_{\alpha=1}^N M_0^{(\alpha)}. \quad (3)$$

Скалярный множитель выражения (3) и принимается за интенсивность деформации.

С физических позиций M_0 в выражениях (1)–(3) представляет собой произведение площади подвижки от поверхности земли до фокальной области (S) на величину дислокации (D) и модуля сдвига (G), т. е.:

$$M_0 = G \cdot S \cdot D. \quad (4)$$

Модуль сдвига (G) – физическая величина, характеризующая способность материала сопротивляться сдвиговой деформации. Согласно [4], значение этого модуля для земной коры может быть принято $G = 3 \cdot 10^{11}$ дин/см². Важно отметить, что сейсмический момент рассматривается как мера потенциальной энергии, необходимой для осуществления разрыва и перемещения масс по его поверхности [7]. Обработка экспериментальных данных показала, что сейсмический момент корреляционно связан с магнитудой очага следующей зависимостью [4]:

$$\lg(M_0) = 15.4 + 1.6M, \quad (5)$$

где $[M_0]$ в дин·см. Согласно (5), зная значение M , можно вычислить значение скалярного сейсмического момента.

В данной работе при расчете интенсивности геоструктурная область подразделяется на элементарные подобласти с радиусом $R = 0.35^\circ$, центры которых размещаются в узлах (узловые точки) специально выбранной сетки, при этом толщина исследуемого слоя принимается равной 30 км (согласно [8], землетрясения Северного Тянь-Шаня располагаются не ниже 30 км). На рисунке 4 представлено положение узловых точек, которые являются центрами рассматриваемых элементарных областей. Выбор положения узловых точек определялся в областях концентрации землетрясений. На этом же рисунке представлено эпицентральное положение событий, анализируемых при расчете интенсивности. Суммирование значений скалярного сейсмического момента, согласно выражению (1), производится для каждой элементарной

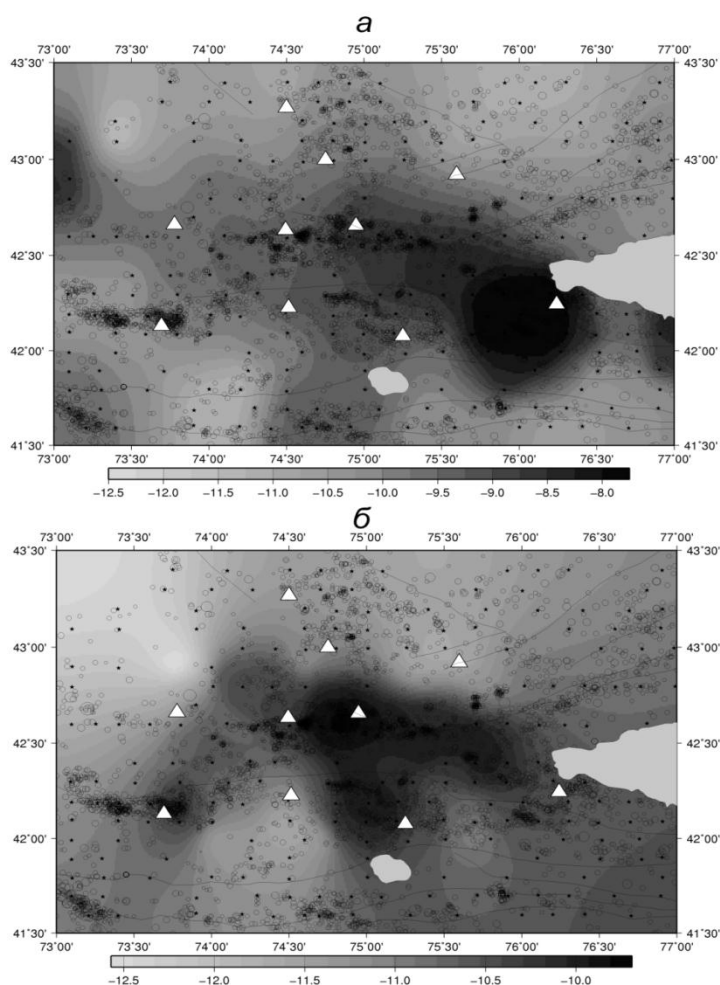


Рисунок 5 – Распределение логарифма интенсивности деформации на территории БГП: а – по всему каталогу; б – по представительной выборке. Треугольниками отмечено положение станций сети KNET, окружностями сейсмические события

области с центром в узловой точке, обозначенной звёздочкой на рисунке 4.

Расчет весовой функции для территории БГП. Методика расчета весовой функции для расчета среднего механизма (тензор деформации) была предложена С.Л. Юнга и подробно представлена в работе [3]. В основе этой методики – нахождение весовой функции Хэвисайда $H(M)$, принимающей значение 0 при отрицательных значениях аргумента M и значение 1 при положительных. Для определения параметра M_c для каждого события вычисляется коэффициент K_M соответствия индивидуальной матрицы m_{ij} усредненному тензору деформации $\langle m_{ij} \rangle$. Результаты расчета коэффициентов соответствия [3] по каждому

событию группируются по магнитудным интервалам, и для каждого интервала рассчитывается среднее значение K_M . Аппроксимация полученного распределения линейной функцией позволяет получить точку пересечения с осью абсцисс, значение которой соответствует магнитуде события, при которой процесс можно считать хаотичным. В качестве максимального значения принимается магнитуда сильнейшего события, произошедшего на исследуемой территории. С учетом полученных значений можно найти параметры линейной весовой функции.

Результаты. Расчет интенсивности деформации осуществлен на основе двух выборок: полного каталога землетрясений и представительной части каталога – линейная часть графика повторяемости

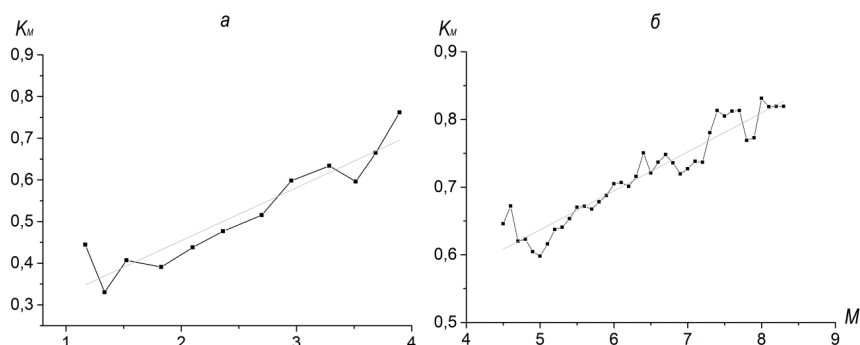


Рисунок 6 – Зависимости K_M : *а* – для БГП по данным каталога механизмов 1287 событий; *б* – мировая, полученная по данным каталога CMT [3]

(рисунок 3, *а*). На рисунке 5 представлено распределение интенсивности деформации на территории БГП, а в таблице 1 приведены некоторые статистические характеристики расчетов для обеих выборок (таблица 1).

Таблица 1 – Статистические характеристики интенсивности деформации БГП по полному каталогу и представительной выборке

Класс землетрясений	Интенсивность деформации БГП		
	среднее значение год ⁻¹	минимальное значение год ⁻¹	максимальное значение год ⁻¹
5.5<K<14.8	1.05E-9	3.22E-13	1.60E-8
7<K<11.5	2.52E-11	3.16E-13	1.06E-10

Рассмотрим результаты, полученные по каждой выборке.

Все события. Повышенное значение интенсивности (1.60E-8 год⁻¹) относительно среднего (1.05E-9 год⁻¹) проявляется в области, расположенной в юго-западной части побережья озера Иссык-Куль; центр этой области попадает в район Кочкорской впадины (рисунок 5, *а*) и связан с землетрясением ($K = 14.8$), которое там произошло 25.12.2006. Ранее в работе [2] для Кочкорской зоны значение интенсивности составляло 3.25E-09 год⁻¹, а для БГП – 4.59E-10 год⁻¹. Полученные результаты позволяют отметить некоторый рост интенсивности как для Кочкорской зоны, так и для всего БГП.

Представительная выборка. Повышенными значениями интенсивности (1.06E-10 год⁻¹) относительно среднего уровня (2.52E-11 год⁻¹) характеризуются: центральная часть Киргизского хребта, западная часть побережья озера Иссык-Куль и район Таласо-Ферганского разлома, ча-

стично представленного на рисунке 3, *б*. Выделенные зоны повышенных значений интенсивности совпадают с зонами повышенных значений поля дилатансии (скорость изменения площади), полученного по GPS-данным [9], а значения интенсивности деформации по сейсмическим данным, на два порядка ниже скорости деформации, полученной по GPS-данным.

Весовая функция. При расчете весовой функции рассматривалась только представительная выборка каталога фокальных механизмов. На рисунке 6, *а* представлена зависимость K_M от магнитуды, построенная для рассматриваемого класса событий. Аппроксимация полученной зависимости линейной функцией (рисунок 6, *а*) позволила определить точку ее пересечения с осью абсцисс (M). Эта точка соответствует магнитуде события, при которой процесс является хаотичным ($M_c = -1,58$). На рисунке 6, *б* для сравнения приведена зависимость, полученная по мировым данным на основе анализа каталога CMT [3]. По мировым данным, точка пересечения с осью M равна $M_c = -6$.

Для определения значения магнитуды, при которой функция Хэвисайда принимает максимальное значение (1), необходимо знать максимальную магнитуду M_{max} , которая может быть определена из исследуемого каталога, но для нашего случая (данные сети KNET) в качестве M_{max} была принята магнитуда Суусамырского землетрясения (19.08.1992, $M = 7,3$). В результате чего функция вычисления весового коэффициента приняла вид:

$$w = (M+1,58)/(7,3+1,58) = 0,11 \cdot (M+1,58). \quad (6)$$

Таким образом, согласно этой формуле, события с магнитудой $M = -1,58$ имеют нулевой вес, и при $M = 7,3$ вес принимает значение, равное единице.

Заключение. В результате выполненной работы получено распределение интенсивности деформации для территории БГП. Выделены зоны, где интенсивность деформации превышает средний уровень интенсивности для исследуемой территории ($2.52E-11$ год⁻¹) – восточная часть Киргизского хребта, западная часть побережья озера Иссык-Куль и исследуемая часть Таласо-Ферганского разлома ($1.06E-10$ год⁻¹). Проведено сравнение скорости деформации по сейсмическим данным со скоростями, полученными по данным *GPS*. Наблюдается корреляция поля интенсивности деформации, полученного по сейсмологическим данным, с полем дилатансии по *GPS*-данным. Полученная весовая функция может быть использована для определения веса события при расчете усредненного тензора деформации на основе тензоров деформации единичных событий.

Исследование частично поддержано по гранту РФФИ 15-05-06857.

Литература

1. Сычева Н.А. Исследование особенностей механизмов очагов землетрясений и сейсмотектонических деформаций Северного Тянь-Шаня по данным цифровой сейсмической сети KNET: дис. канд. физ.-мат. наук / Н.А. Сычева. М.: Ин-т физики Земли, 2005. 189 с.
2. Сычева Н.А. Интенсивность сейсмотектонических деформаций как показатель динамических процессов в земной коре (на примере Тянь-Шаня) / Н.А. Сычева, Л.М. Богомолов, В.Н. Сычев, А.Д. Костюк // Геофизические исследования. 2009. Т. 10. № 2. С. 37–46.
3. Юнга С.Л. Изучение движений поверхности и деформаций земной коры на территории Центрального Тянь-Шаня, Казахской платформы и Алтая; создание программ обработки сейсмологических данных, проведение обработки // Отчет о научно-исследовательской работе. Обнинск. 2002. 41 с.
4. Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии / Ю.В. Ризниченко. М.: Наука, 1985. 408 с.
5. Лукк А.А. Сейсмотектоническая деформация Гармского района / А.А. Лукк, С.Л. Юнга // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 10. С. 24–43.
6. Ризниченко Ю.В. Сейсмотектоническая деформация земной коры юга Средней Азии / Ю.В. Ризниченко, О.В. Соболева, О.А. Кучай, Р.А. Михайлова, О.Н. Васильева // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 10. С. 90–104.
7. Пузырев Н.Н. Методы и объекты сейсмических исследований / Н.Н. Пузырев. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦОИГТМ, 1997. 300 с.
8. Юдахин Ф.Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня / Ф.Н. Юдахин. Фрунзе: Илим, 1983. 246 с.
9. Сычева Н.А. Сравнение оценок деформации земной коры Северного и Центрального Тянь-Шаня, полученных на основе сейсмических и *GPS* данных / Н.А. Сычева, А.Н. Мансуров // Вестник КPCY. 2016. Т. 16. № 1. С. 178–182.