

УДК 550.34

## СВЯЗЬ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ С АКТИВИЗАЦИЕЙ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ (УЗБЕКИСТАН): ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВАРИАЦИЙ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ

© 2021 г. И. У. Атабеков<sup>1</sup>, \*, Т. У. Артиков<sup>1</sup>, Р. С. Ибрагимов<sup>1</sup>,  
Т. Л. Ибрагимова<sup>1</sup>, М. А. Мирзаев<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт сейсмологии им. Г. Мавлянова, Академия наук Республики Узбекистан,  
д. 3 ул. Зульфияханум, 100028 Ташкент, Узбекистан

\*e-mail: atabekovi@mail.ru

Поступила в редакцию 05.10.2020 г.

После доработки 11.04.2021 г.

Принята к публикации 15.05.2021 г.

В статье приведены результаты анализа данных по сильным  $M \geq 5$  землетрясениям в Центральной Азии за период с 1901 г. по 2013 г. Мы использовали статистический метод для изучения влияния сильнейших землетрясений региона на возможность возникновения сейсмической активизации в определенной сейсмоактивной зоне территории Узбекистана. Применение метода позволило провести оценку статистической значимости различия между долей сильнейших землетрясений региона, попадающих в интервалы тревог исследуемой сейсмоактивной зоны, и долей общего времени тревог в этой зоне. Установлено, в какой из сейсмоактивных зон территории Узбекистана наиболее вероятно проявление сейсмической активизации в случае возникновения сильного землетрясения в Центрально-Азиатском регионе. Разработана математическая модель деформации литосферы Центральной Азии, боковые края которой подвергаются латеральному сжатию. Предлагаемая модель была использована нами для анализа изменений фоновых напряжений в земной коре Центральной Азии, вызванных сильными землетрясениями на территории, ограниченной географическими координатами с  $36^\circ$  по  $46^\circ$  с.ш. и с  $56^\circ$  по  $76^\circ$  в.д. Для установления фонового напряжения литосферы проведен численный эксперимент решением обратной задачи теории упругости. Последовательным выбором граничных напряжений, вариацией физических параметров упругости поэтапно сконструированы напряжения в земной коре, которые согласуются с их эмпирически известными значениями. Очаг землетрясения моделирован в рамках кинематической дислокации, с подразделением на типы: сосредоточенный диполь с моментом (тип I), сосредоточенный двойной диполь без момента (тип II) и сингулярный объем. Численные результаты модели показали, что вариации напряжений, вызванные возникновением сильного землетрясения, во многом определяются близостью ориентации направления подвижки в очаге сильного землетрясения и осей структур земной коры, на которые распространяется волновое возмущение. В областях, где значения напряжения в земной коре близки к критическим, возрастание напряжений может быть триггером возникновения сейсмической активизации.

*Ключевые слова:* Центральная Азия, глубинные разломы, численная модель, напряжение земной коры, механизм землетрясений, активизация сейсмичности, взаимосвязь периодов активизации

DOI: 10.31857/S0016853X21030036

### ВВЕДЕНИЕ

Возможность влияния сильных землетрясений на активизацию сейсмичности районов, расположенных на значительном удалении от очага произошедшего землетрясения, обсуждалась отечественными и зарубежными геологами. Исследователями зачастую высказываются диаметрально противоположные точки зрения — от несомненно доказанных фактов уменьшения времени подготовки землетрясения, вызванного даже небольшими возмущениями [14, 26], до ка-

тегорического отрицания такой возможности. Новый импульс был придан исследованиям в связи с землетрясением Ландерс магнитудой  $M = 7.3$ , произошедшим 28 июня 1992 г. в 4 ч 57 мин местного времени (эпицентр землетрясения был расположен рядом с г. Ландерс, шт. Калифорния, США), после которого в течение десяти часов на расстоянии до 1250 км от эпицентра регистрировались сейсмические события, их происхождение, предположительно, относилось триггерному эффекту землетрясения [27]. Было проведено ис-

следование инициирования глубокофокусными землетрясениями зоны Памир–Гиндукуш активизации сейсмичности на уровне землетрясений умеренной силы территории Кавказа и Центральной Азии [14]. Анализировались землетрясения с магнитудами  $M > 5$ , которые произошли в период с 1961 г. по 1985 г., по данным Бюллетеня Международного сейсмологического центра [29]. На основе обработки большого объема статистических данных предполагалось, что процесс подготовки землетрясения не ограничен областью накопления упругой энергии, и удаленные сильные землетрясения оказывают иногда решающее влияние на заключительной стадии развития очага. На основе статистического анализа сильных землетрясений, произошедших в период с 1901 по 2005 гг., установлено, что сейсмическая активизация на уровне землетрясений с магнитудой  $M \geq 5$  для некоторых сейсмоактивных зон территории Узбекистана проявляется практически синхронно ( $\pm 1$  год) с периодами возникновения сильных магнитудой  $M \geq 7$  землетрясений в Центрально-Азиатском регионе [23].

Вместе с тем, в работе [12] на основе статистического анализа землетрясений 1950–2005 гг. утверждается обратное – изменение поля напряжений, обусловленное нарушением структуры земной коры в очаговой области, возникает только вблизи эпицентральной области и возникает поле напряжений очень быстро уменьшается с удалением от очага. Так, рассчитанные значения вариаций напряжений от очага землетрясения Ландерс, на расстоянии более 200 км становятся ниже, чем ежедневные вариации напряжений, вызванные лунно-солнечными приливами.

В разломных зонах, когда статическая нагрузка близка к пределу прочности, даже небольшие перемещения могут приводить к потере устойчивости. В работе [9] даны результаты экспериментов по инициированию межблоковых перемещений однократным динамическим воздействием. При отсутствии постоянной сдвигающей нагрузки прохождение колебаний не вызывает возникновения таких перемещений, но при наличии даже небольшого касательного усилия, отчетливо наблюдается процесс формирования относительных смещений блоков.

Механизм инициирующего действия землетрясения и как далеко распространяется вызванное им возмущение, является актуальным.

Целью данной работы является выявление статистически значимой связи между моментами сильных землетрясений Центральной Азии и периодами сейсмической активизации сейсмоактивных зон территории Узбекистана, и, основываясь на построенной математической модели процесса, оценить величину вариаций напряже-

ний, вызванных возникновением сильных землетрясений в пределах тектонических структур.

### Сейсмоактивные зоны Узбекистана и их связь с активными тектоническими структурами Центральной Азии

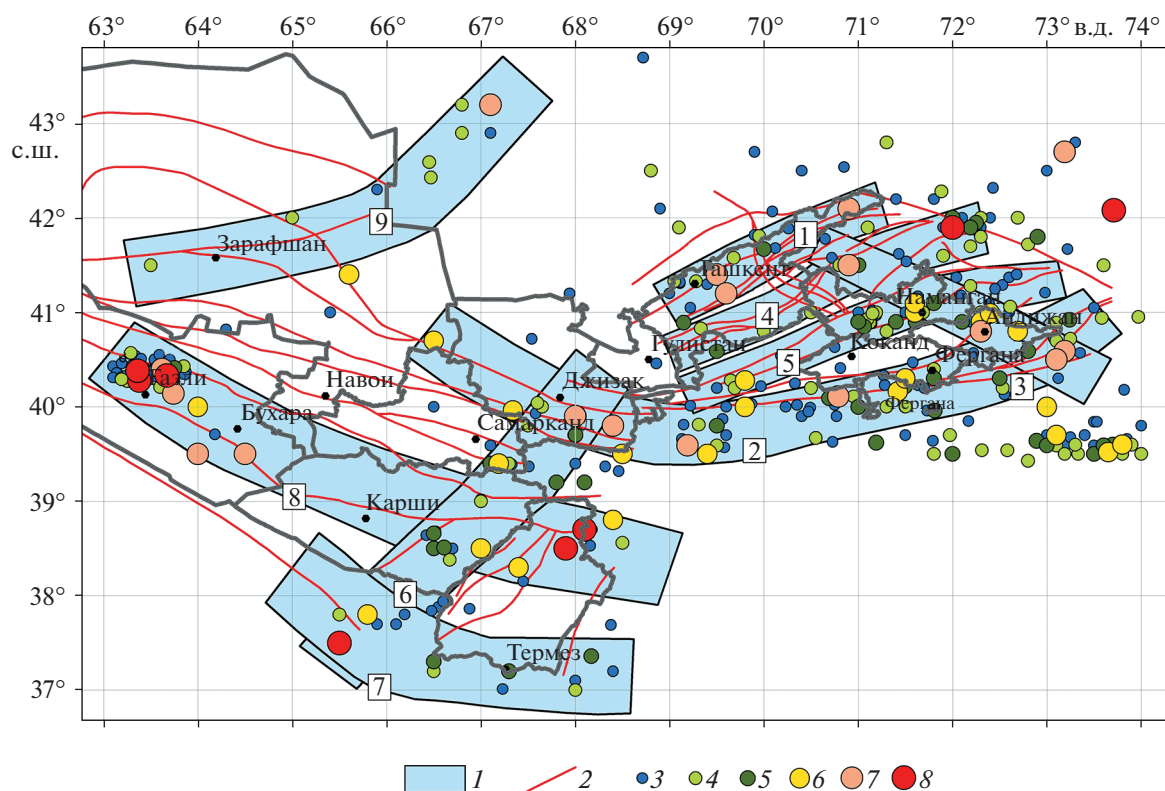
На основе сейсмических и сеймотектонических данных на территории Узбекистана выделено девять сейсмоактивных зон, связанных с крупными тектоническими структурами и способных генерировать землетрясения с магнитудой  $M \geq 5$  [3, 8, 24] (рис. 1):

- Ташкентская (1);
- Южно-Ферганская (2);
- Восточно-Ферганская (3);
- Нурекатино-Ангренская (4);
- Северо-Ферганская (5);
- Южно-Узбекистанская (6);
- Амударьинская (7);
- Южно-Тянь-Шаньская (Газли-Каратагский фрагмент) (8);
- Северо-Тамдынская (9).

Все выделенные сейсмоактивные зоны территории Узбекистана расположены восточнее  $63^\circ$  восточной долготы. К западу от этого меридиана (район Приаралья) территория считается практически асейсмичной, хотя по историческим данным здесь также происходили сильные землетрясения, наиболее известным из которых является разрушительное землетрясение 1208 г. магнитудой  $M = 6.1$  в окрестностях г. Ургенч [16].

**Основные тектонические нарушения сейсмоактивных зон.** Мы приводим описание сейсмоактивных зон территории Узбекистана, включающее название основных тектонических нарушений, с которыми они ассоциированы, перечислены сильнейшие землетрясения, произошедшие в их пределах с указанием средних периодов повторения сильных  $M \geq 5.0$  землетрясений по графикам повторяемости, построенным для каждой сейсмоактивной зоны.

**Ташкентская зона.** Ташкентская (1) сейсмоактивная зона протяженностью  $\sim 240$  км и шириной 30–40 км вытянута с северо-востока на юго-запад. Сейсмические проявления в ее пределах определяются современной геодинамической активностью Каржантауского разлома в северо-восточной части и Ташкентской флексурно-разрывной зоны в юго-западной части [8]. Наиболее сильными из известных землетрясений в данной зоне считаются исторические землетрясения 1868 и 1886 годов, произошедшие на расстоянии  $\sim 30$ –40 км от г. Ташкент, а также Пскемское землетрясение 1937 г. ранне-инструментального периода [16], эпицентр которого располагался в отрогах Пскемского хребта. Магнитуда каждого из этих



**Рис. 1.** Сейсмоактивные зоны территории Узбекистана и эпицентры ощутимых и сильных землетрясений, произошедших от 1901 по 2013 г. (по данным регионального каталога ЕМСА [26]).

*I* – сейсмоактивные зоны и фрагмент Газли-Каратагский фрагмент Южно-Тянь-Шаньской зоны (цифры в рамках): 1 – Ташкентская, 2 – Южно-Ферганская, 3 – Восточно-Ферганская, 4 – Нурекатино-Ангренская, 5 – Северо-Ферганская, 6 – Южно-Узбекистанская, 7 – Амударьинская, 8 – Газли-Каратагский фрагмент Южно-Тянь-Шаньской зоны, 9 – Северо-Тамдынская; 2 – активные разломы земной коры; 3–8 – эпицентры землетрясений (магнитуды): 3 –  $4.30 \leq M \leq 4.79$ , 4 –  $4.80 \leq M \leq 5.29$ , 5 –  $5.30 \leq M \leq 5.79$ , 6 –  $5.80 \leq M \leq 6.29$ , 7 –  $6.30 \leq M \leq 6.79$ , 8 –  $6.80 \leq M \leq 7.80$

событий была выше 6.5 и интенсивность сотрясений в эпицентре достигала  $I = 8$  баллов по шкале MSK-64. За инструментальный период наблюдений в пределах этой зоны был также отмечен ряд сильных землетрясений:

- Бурчмулинское 1959 г.,  $M = 5.9$ ;
- Ташкентское 1966 г.,  $M = 5.3$ ;
- Таваксайское 1977 г.,  $M = 5.3$ ;
- Назарбекские 1980 г.,  $M = 5.1$ ;
- Алтынтюбинское 1987 г.,  $M = 5.1$ .

За последние десять лет в пределах сейсмоактивной зоны произошло три землетрясения с магнитудой  $M = 4.6$ – $4.8$  в 2008, 2010 и 2019 гг. Эпицентры этих трех сейсмических событий располагались вблизи г. Ташкент. Средний период повторяемости сильных землетрясений магнитудой  $M \geq 5.0$  в Ташкентской сейсмоактивной зоне составляет 12–15 лет [24].

**Южно-Ферганская зона.** Южно-Ферганская сейсмоактивная зона (2) в восточной части объединяет систему южно-ферганских разломов и южно-ферганскую флексурно-разрывную зону, в

западной части она охватывает область динамического влияния Бесопасного разлома [8]. На востоке эта зона протягивается в субширотном направлении по северным склонам Алайского и Туркестанского хребтов. Длина зоны ~700 км, ширина составляет 20–30 км. В пределах Южно-Ферганской сейсмоактивной зоны произошло множество землетрясений магнитудой  $M \geq 6.0$ :

- Ура-Тюбинские землетрясения 1897 г.,
- Кырккольское 1907 г.,
- Хайдарканское 1977 г.,
- Исфара-Баткенское 1977 г.,
- Чимионское 1982 г.,
- Канское 2011 г.

Согласно графику повторяемости землетрясений, сейсмические события магнитудой  $M \geq 5.0$  здесь происходят каждые 2–3 года.

**Восточно-Ферганская зона.** Восточно-Ферганская сейсмоактивная зона (3) уверенно выделяется по эпицентрам сильных землетрясений и охватывает область динамического влияния Восточно-Ферганского разлома, который впервые выделен

А.И. Суворовым [20]. За пределами Узбекистана эта зона протягивается далее на северо-запад, отделяя Чаткальский мегаблок от Кураминского блока вдоль Кумбельской зоны разломов. Наиболее сильные землетрясения Восточно-Ферганской сейсмоактивной зоны [8, 24]:

– Андижанское землетрясение, произошедшее 16 декабря 1902 г., магнитудой  $M = 6.4$ ;

– Куршабские землетрясения магнитудой  $M = 6.4$  и  $M = 6.5$ , произошедшие 6 и 12 июля 1924 г.;

– Избаскентское землетрясение, произошедшее 19 мая 1992 г., магнитудой  $M = 5.9$ .

По макросейсмическим данным большая ось изосейст Андижанского землетрясения располагалась ортогонально к простиранию Восточно-Ферганской зоны и совпадала с простиранием Южно-Ферганской флексурно-разрывной зоны [8]. Период повторяемости землетрясений магнитудой более  $M \geq 5$  в Восточно-Ферганской сейсмоактивной зоне составляет 5–6 лет.

**Нурекатино-Ангренская зона.** Нурекатино-Ангренская зона (4) имеет протяженность ~300 км и простирается с северо-востока на юго-запад. Сейсмические проявления данной зоны обусловлены динамическим влиянием Нурекатинского разлома в западной части и Северо- и Южно-Ангренских разломов в южной своей части [8]. В пределах данной зоны известны землетрясения:

– Коштепинское землетрясение 1965 г.,  $M = 5.5$ ;

– Букинское 1967 г.,  $M = 5.0$ ;

– Пскентское 1970 г.,  $M = 5.0$ .

Последняя активизация в данной зоне проявилась Туябугузским землетрясением 2013 г. магнитудой  $M = 5.6$ . Период повторяемости сильных землетрясений в данной зоне составляет 12 лет.

**Северо-Ферганская зона.** Северо-Ферганская сейсмоактивная зона (5) представляет собой область, охваченную активным динамическим влиянием Северо-Ферганского разлома и северо-ферганской флексурно-разрывной зоны, а также оперяющих их разрывных нарушений более низкого ранга [8]. Длина зоны ~350 км, ширина 15–20 км. Зона характеризуется высокой сейсмической активностью. Как за исторический период времени, так и в период инструментальных наблюдений, здесь произошло множество землетрясений магнитудой  $M \geq 5.0$ , вызвавших на поверхности сотрясения с интенсивностью  $I \geq 7$ –8 баллов. Наиболее известными из землетрясений данной зоны, которые произошли за последние 50 лет, являются следующие сейсмические события [8, 24]:

– Ленинабадское землетрясение 1972 г.,  $M = 5.2$ ;

– Папское землетрясение 1984 г.,  $M = 5.5$ ;

– Кайраккумское землетрясение 1985 г.,  $M = 5.9$ ;

– Шамолдысайское землетрясение 1088 г.,  $M = 5.1$ ;

– Избаскентское (Кочкоратинское) землетрясение 1992 г.,  $M = 5.9$ ;

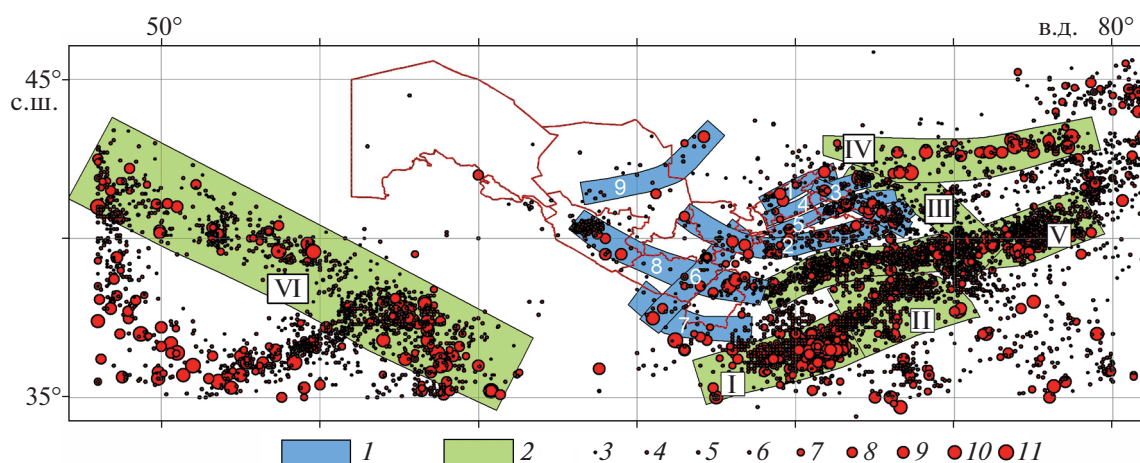
– Уйчинское землетрясение 1995 г.,  $M = 5.3$ .

Избаскентское землетрясение отнесено нами к выделенной группе несколько условно, т.к. оно произошло на незначительном удалении от рассматриваемой системы разломов и простирание изосейст этого землетрясения существенно отличалось от направления выделенной структуры. Сильные землетрясения в пределах данной зоны происходят каждые 2–3 года.

**Южно-Узбекистанская зона.** Южно-Узбекистанская сейсмоактивная зона юго-западного простирания выделена как по сильным, так и по умеренным землетрясениям. По сейсмотектоническим данным юго-западная часть Южно-Узбекистанской зоны соответствует простиранию Кызылдарьинской и Лянгар-Караильской систем разломов [8]. В северо-восточной части своего простирания она пересекает Южно-Тянь-Шаньскую и Южно-Ферганскую сейсмоактивные зоны, практически примыкая к Ташкентской сейсмоактивной зоне. Протяженность зоны ~400 км, ширина зоны составляет ~50 км.

Наиболее сильным из известных землетрясений этой зоны считается историческое Керкинское землетрясение 1175 г. магнитудой  $M = 7.1$ . Четыре землетрясения вблизи г. Ургут ( $M = 5.0$ – $6.0$ ) датируются 1490, 1799, 1817–18 и 1880 гг. По летописным данным, их макросейсмический эффект в эпицентре оценивается от 7 до 9 баллов. К югу от них в 1902, 1907 гг. произошли землетрясения, ощущавшиеся на поверхности интенсивностью сотрясений 6–7 баллов. Средний период повторяемости землетрясений магнитудой  $M \geq 5.0$  в данной зоне составляет 13–15 лет.

**Амударьинская зона.** Положение Амударьинской сейсмоактивной зоны (7) совпадает с восточным окончанием глубинного Амударьинского разлома, который прослеживается в направлении с северо-запада на юго-восток вдоль р. Амударья через города Чарджоу, Фароб, Ургенч. Протяженность зоны на территории Узбекистана составляет ~350 км. За исторический период времени в пределах Амударьинской сейсмоактивной зоны происходили сильные ( $M \geq 6.0$ ) землетрясения. Они датируются 1175 и 1907 гг. Известны также инструментальные землетрясения умеренной силы ( $M \geq 4.5$ ), произошедшие в 1959, 1977 и 1980 гг. Сейсмическая активность по слабым землетрясениям в зоне очень низкая, распределена по площади неравномерно и уменьшается с продвижением с востока на запад. Период повторяемости сильных ( $M \geq 5.0$ ) землетрясений в зоне составляет 25–30 лет.



**Рис. 2.** Взаимное расположение внешних и внутренних сейсмоактивных зон и эпицентры ощутимых и сильных землетрясений территории Центральной Азии с исторических времен по 2013 г. (по данным регионального каталога ЕМСА [26]).

1 – внутренние сейсмоактивные зоны и Газли-Каратагский фрагмент Южно-Тянь-Шаньской зоны: 1 – Ташкентская зона, 2 – Южно-Ферганская, 3 – Восточно-Ферганская, 4 – Нурекатино-Ангренская, 5 – Северо-Ферганская, 6 – Южно-Узбекистанская, 7 – Амударьинская, 8 – Газли-Каратагский фрагмент Южно-Тянь-Шаньской зоны, 9 – Северо-Тамдынская; 2 – внешние сейсмоактивные зоны: I – Гиндукуш, II – Памир, III – Таласо-Ферганская, IV – Северо-Тянь-Шаньская, V – Южно-Тянь-Шаньская, VI – Копетдаг; 3–11 – эпицентры землетрясений (магнитуды): 3 –  $3.2 \leq M < 3.8$ , 4 –  $3.8 \leq M < 4.3$ , 5 –  $4.3 \leq M < 4.8$ , 6 –  $4.8 \leq M < 5.3$ , 7 –  $5.3 \leq M < 5.8$ , 8 –  $5.8 \leq M < 6.3$ , 9 –  $6.3 \leq M < 6.8$ , 10 –  $6.8 \leq M < 7.3$ , 11 –  $7.3 \leq M < 8.3$

### **Южно-Тянь-Шаньская зона (Газли-Каратагский фрагмент).**

Наибольшую сейсмическую опасность в Западном Узбекистане представляет Газли-Каратагский фрагмент Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны (8) протяженностью ~550 км и шириной 50–60 км, линейно связывающий очаги сильнейших ( $M \geq 7.0$ ) Каратагских землетрясений 1907 г. и Газлийских землетрясений 1976 и 1984 гг. Сейсмическая активность в пределах этой зоны распределена крайне неравномерно. В пределах ее западного участка, кроме сильнейших платформенных Газлийских землетрясений, известны разрушительные исторические землетрясения в районе г. Бухара, где последняя сейсмическая активизация на уровне землетрясений магнитудой  $M \geq 5.0$  отмечалась в 2005 г. В восточной части, кроме сильнейших Каратагских землетрясений 1907 г., произошло Лянгарское землетрясение 1971 г., а также рой Камашинских землетрясений 1999–2003 гг. магнитудой  $M \geq 5.0$ . Средний период повторяемости сильных землетрясений в пределах Газли-Каратагского фрагмента Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны составляет ~10 лет. По данным инструментальных наблюдений сейсмическая активность центральной части зоны на порядок ниже, чем западной и восточной части [24].

**Северо-Тамдынская зона.** Северо-Тамдынская (9) сейсмоактивная зона соответствует простираению Северо-Тамдынской системы разломов [8]. Зона имеет протяженность ~400 км и вытянута в северо-восточном направлении. Наиболее сильным

из землетрясений, произошедших в пределах Северо-Тамдынской сейсмоактивной зоны, является Чилийское землетрясение 1929 г. магнитудой  $M = 6.4$ . В 1969 г. в восточной части данной зоны произошел рой Кызылкумских землетрясений магнитудой  $M = 5–5.5$ . Сейсмическая активность по слабым землетрясениям в зоне очень низкая. Период повторяемости сильных землетрясений в данной зоне составляет 40–50 лет.

В качестве внешних сейсмоактивных зон, влияние которых на сейсмичность территории Узбекистана исследуется в данной работе, рассматривались следующие сейсмоактивные зоны и сейсмоактивный район Центральной Азии:

- сейсмоактивная зона глубокофокусных землетрясений Гиндукуша;
- сейсмоактивная зона Памира;
- Таласо-Ферганская сейсмоактивная зона;
- Северо-Тянь-Шаньская сейсмоактивная зона;
- Южно-Тянь-Шаньская сейсмоактивная зона;
- сейсмоактивный район Копетдаг.

Приведена карта эпицентров сильных землетрясений территории Центральной Азии от исторических времен и до наших дней, где показано взаимное расположение внутренних и внешних по отношению к Узбекистану сейсмоактивных зон (рис. 2).

Наше исследование показало, что выявленные связи между возникновением сильного землетрясения в одной из внешних сейсмоактивных зон с

активизацией сейсмичности в пределах внутренней сейсмоактивной зоны является актуальным и имеет очевидную практическую составляющую.

## ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

### Параметризация геодинамического режима

При выполнении данной работы, наряду с данными Регионального каталога исторических и инструментальных землетрясений территории Узбекистана и прилегающих областей (Институт сейсмологии АН РУз, г. Ташкент, Узбекистан [31]), мы использовали сейсмические данные по сильным землетрясениям всего Центрально-Азиатского региона от 1901 по 2013 г. (каталог ЕМСА [28]) и каталога Казахстанского национального Центра данных (г. Алматы, Казахстан) [30].

В качестве основной характеристики для классификации землетрясений по величине (Региональный каталог [31]) используется энергетический класс землетрясений  $K$ . Переход от энергетического класса  $K$  ( $K = \lg E$ ), где  $E$  – выделившаяся в очаге энергия (Дж), к магнитуде  $M_S$ , к которой приведены все сейсмические события по каталогу ЕМСА, осуществлялся по зависимости, приведенным в [13, 28].

Ограничение данных 2013 г. (включительно) имевшегося в распоряжении авторов каталога сильных землетрясений Центральной Азии, определило верхний временной срок, для которого проводились все построения [28]. Датой начала построений принят 1901 год, поскольку землетрясения с  $K \geq 13$  ( $M \geq 5.0$ ), начиная от этого периода являются представительными для территории Узбекистана.

Для каждой из исследуемых сейсмоактивных зон рассматривались временные изменения различных параметров сейсмического режима в годичном временном окне без перекрытия во времени. Анализировались следующие параметры [19]:

- суммарное число представительных землетрясений;
- сейсмическая активность;
- угол наклона графика повторяемости в распределении числа землетрясений по энергетическим классам;
- величина высвобожденных условных деформаций (графики Бенъоффа);
- сейсмическая энергия.

Из совокупности перечисленных параметров для оценки влияния активизации в одной из сейсмоактивных зон на активизацию в других зонах был выбран логарифм выделенной сейсмической энергии  $\lg E$  как интегральный показатель сейсмических проявлений в пределах каждой сейсмоактивной зоны. Временные изменения сейсмической энергии каждой зоны характеризуются

колебательной структурой, т.к. простая корреляция временных рядов выделенной сейсмической энергии  $\lg E(t)$  для каждой пары сейсмоактивных зон малоэффективна. Нами приведено сопоставление временных изменений выделенной сейсмической энергии в пределах Южно-Тянь-Шаньской и Южно-Ферганской сейсмоактивных зон (рис. 3). Коэффициент корреляции между этими временными рядами,  $r = 0.07$  и не является значимым, поэтому для каждой зоны были определены пороговые значения  $\Pi$  выделенной сейсмической энергии, превышения которых могут интерпретироваться как проявление сейсмической активизации.

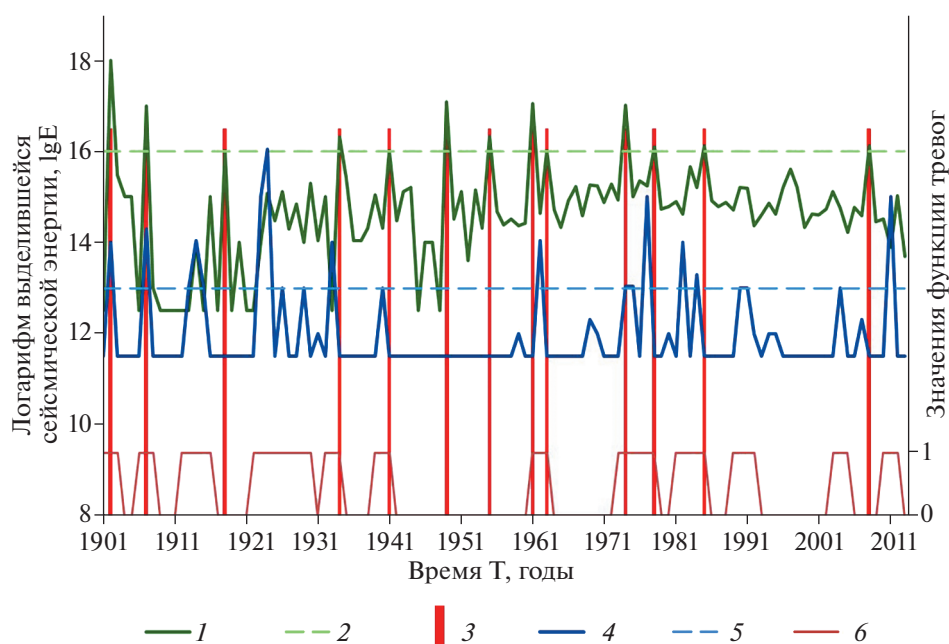
Выбор пороговых значений  $\Pi$  параметра  $\lg E$  для каждой сейсмоактивной зоны сопряжен с двумя противоречивыми требованиями:

- Число землетрясений, с энергетическим уровнем выше выбранного порога  $\Pi$ , не должно быть слишком большим, т.к. исследуются связи между наиболее сильными для каждой зоны сейсмическими событиями, энергетический уровень которых существенно превышает уровень фоновых землетрясений в данной зоне. Так, например, землетрясения  $K = 13$  ( $M = 5$ ) являются фоновыми для зоны Гиндукуша, где таких землетрясений происходит десятки в год, и то же землетрясение  $K = 13$  ( $M = 5$ ) является редким для Приташкентской сейсмоактивной зоны, где такие землетрясения, согласно графику повторяемости землетрясений различного энергетического уровня, происходят в среднем один раз в 10–12 лет (см. рис. 3).

- Малое количество землетрясений, с энергетическим уровнем выше выбранного порога, не позволяет делать статистически обоснованные выводы о наличии взаимосвязей между периодами активизации в различных сейсмоактивных зонах.

Для большинства сейсмоактивных зон территории Узбекистана величина порога  $\Pi$  колеблется в пределах значений  $\Pi = \lg E = 13$ , т.е. возникновение землетрясений  $K \geq 13$  ( $M \geq 5$ ) может считаться проявлением сейсмической активизации зон. Для Северо-Тамдынской и Амударьинской сейсмоактивных зон, ввиду их более низкой сейсмической активности, в качестве порогового было принято значение  $\Pi = \lg E = 12$ .

Пороговые значения для внешних сейсмоактивных зон Центральной Азии оказались существенно различными. Для зоны Гиндукуша было принято значение порога  $\Pi = \lg E = 17$ . Однако даже при таком высоком уровне порога доля времени тревог (отношение суммарного времени тревог  $\tau$  к общему периоду наблюдений  $T$ ) оказалась очень большой и ее значение составило  $\tau/T = 0.478$ . Повышение порогового значения до величины  $\Pi = 18$  могло быть некорректным, т.к. за рассматриваемый интервал времени с 1901 по



**Рис. 3.** Временные изменения логарифма выделившейся сейсмической энергии и сопоставление функции тревог для Южно-Ферганской сейсмоактивной зоны с моментами сильных землетрясений Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны.

1–3 – Южно-Тянь-Шаньская сейсмоактивная зона: 1 – логарифм выделившейся сейсмической энергии, 2 – пороговое значение (принимаемое за активизацию), 3 – моменты землетрясений с энергетическим классом  $K > 16$ ; 4–6 – Южно-Ферганская сейсмоактивная зона: 4 – логарифм выделившейся сейсмической энергии, 5 – пороговое значение (принимаемое за активизацию), 6 – функция тревог

2013 гг., землетрясений  $K = 18$  в данной зоне было не более двух. Для зоны Памира пороговым значением, при котором считалось, что эта зона активизирована, мы приняли значение  $\Pi = 16$ . Доля времени тревог в этом случае составила  $\tau/T = 0.115$ . Снижение порогового значения для данной зоны до уровня  $\Pi = 15$  могло существенно увеличить долю времени тревог до значения  $\tau/T = 0.51$ . Для сейсмоактивной зоны Северного Тянь-Шаня, несмотря на то, что в ней происходили землетрясения  $M > 8$ ,  $K > 18$  (Кеминское землетрясение 1911 г.), мы были вынуждены ограничиться порогом  $\Pi = \lg E = 15$ , т.к. таких землетрясений  $K \geq 15$  в пределах этой зоны за исследуемый промежуток времени было всего девять и доля времени тревог для данной зоны составила  $\tau/T = 0.23$ . По тем же соображениям, несмотря на высокий энергетический потенциал Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны и возникновение в ней землетрясений магнитудой  $M = \sim 8$  и  $K > 18$  (Кашгарское землетрясение 1902 г.), мы

ограничились пороговым значением  $\Pi = 16$ , т.к. землетрясений с энергетическим классом  $K \geq 17$  в этой зоне за исследуемый промежуток времени было очень мало. Доля времени тревог для Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны составила значение  $\tau/T = 0.336$ . Для Таласо-Ферганской сейсмоактивной зоны, несмотря на то, что в ней также происходили землетрясения  $K > 18$ ,  $M = 7.8$  (Чаткальское землетрясение 1946 г.), значение порога было принято  $\Pi = 15$ . Малое число землетрясений выше данного энергетического уровня  $n = 8$  обусловило относительно небольшой период доли времени тревог  $\tau/T = 0.23$ . Для района Копетдага в качестве порога было взято значение  $\Pi = 16$ . Доля времени тревог при выборе такого порога составила  $\tau/T = 0.212$ .

Далее для каждой внутренней сейсмоактивной зоны рассматривались не сами временные ряды сейсмической энергии, а функция тревог, рассчитанная по формуле:

$$F(t) = \begin{cases} 1, & \text{если } \lg E(t) \text{ или } \lg E(t-1) \text{ или } \lg E(t+1) \geq \Pi \\ 0, & \text{если } \lg E(t) \text{ и } \lg E(t-1) \text{ и } \lg E(t+1) < \Pi, \end{cases} \quad (1)$$

где  $t$  – интервал времени, измеряемый в годах. Активной фазой в каждой сейсмоактивной зоне

считался трехгодичный период, включающий год возникновения сильного землетрясения, год до

него и год после него. Выбор такого интервала определялся нами, исходя из прогнозной целесообразности выявляемых связей.

### Проявления сеймотектонической активизации

Проявление сейсмической активизации, как в сейсмоактивных зонах Узбекистана, так и во внешних сейсмоактивных зонах всего Центрально-Азиатского региона, является, прежде всего, следствием длительного накопления в структурах земной коры упругих напряжений в процессе деформирования блоков при тектонических движениях. Резкое нарастание внешних сил в направлениях, близких к ориентации главных осей напряжений, действующих в структурах земной коры, может выступать только триггером возникновения сильных землетрясений, если накоплен значительный запас упругой энергии. Поэтому последовательность возникновения землетрясений во внешних и внутренних зонах может быть самой различной, т.е. не всегда вслед за сильным землетрясением в регионе происходит череда более слабых толчков в пределах близкорасположенных сейсмоактивных зон. Очень часто отмечается противоположная картина, когда возникновению сильного ( $M \geq 7.0$ ) землетрясения предшествует активизация зон на уровне умеренных ( $M \geq 5.0$ ) землетрясений на значительном удалении от эпицентра землетрясения. В мае 1992 г. в пределах Восточно-Ферганской сейсмоактивной зоны Узбекистана произошло Избаскентское землетрясение магнитудой  $M = 5.6$ . В августе 1992 г. в зоне сочленения Таласо-Ферганского разлома и Северо-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны произошло Суусамырское землетрясение магнитудой  $M = 7.3$ . Восточно-Ферганская и Таласо-Ферганская зоны имеют одинаковое северо-западное простирание. Близость произошедших землетрясений во времени и в пространстве позволяет предположить, что они явились следствием единой причины, – это может быть рост тектонических напряжений в определенном направлении. Газлийскому землетрясению магнитудой  $M = 7.3$ , произошедшему 19 марта 1984 г., предшествовала серия сильных землетрясений магнитудой  $M \geq 5$  в пределах других сейсмоактивных зон:

– Галяаральские землетрясения  $M = 5.1$  в пределах Южно-Ферганской сейсмоактивной зоны (15 и 23 февраля 1984 г.);

– рой Папских землетрясений в Северо-Ферганской сейсмоактивной зоне магнитудой  $M \geq 5.0$ , наиболее сильное из которых произошло 17 февраля 1984 г. магнитудой  $M = 5.6$ .

Таким образом, последовательность возникновения землетрясений связана с соответствующей сеймотектонической структурой.

### Решение статистической задачи связи между моментами сильных землетрясений

Для установления связи между моментами сильных землетрясений каждой из внешних сейсмоактивных зон с периодами сейсмической активизации одной из внутренних зон территории Узбекистана временная функция тревог  $F(t)$  каждой из внутренних сейсмоактивных зон поочередно сопоставлялась с моментами сильных ( $K \geq \Pi$ ) землетрясений одной из внешних сейсмоактивных зон. Сравнивались два параметра:

$m/n$  и  $\tau/T$ , где  $n$  – общее число сильных ( $K \geq \Pi$ ) землетрясений, произошедших за исследуемый период во внешней сейсмоактивной зоне;

$m$  – число землетрясений этой внешней зоны, попадающих в интервалы тревог внутренней сейсмоактивной зоны.

Параметр  $m/n$  показывает долю землетрясений внешней сейсмоактивной зоны, реально попавших в интервалы тревог внутренней сейсмоактивной зоны, а параметр  $\tau/T$  (доля времени тревог во внутренней сейсмоактивной зоне) характеризует долю землетрясений при их случайном попадании в выделенные интервалы. Приведено сопоставление периодов сейсмической активизации внутренней Южно-Ферганской сейсмоактивной зоны с сильными землетрясениями внешней Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны (см. рис. 3).

Оценка статистической значимости и информативности выявляемых связей проводилась по методике, описанной в [17]. В случае, если доля времени тревог превышала долю землетрясений, попавших в интервалы тревог ( $\tau/T > m/n$ ), считалось, что связь отсутствует. В случае, если доля числа землетрясений, попавших в интервалы тревог, превосходила долю времени тревог ( $m/n > \tau/T$ ), оценивалась статистическая значимость  $\Phi(\xi)$  различия этих чисел и степень информативности  $q$  выявленных связей по формуле [17]:

$$\xi = \frac{m/n - \tau/T}{\left[ \frac{1}{n} \tau/T (1 - \tau/T) \right]^{1/2}}, \quad (2)$$

где

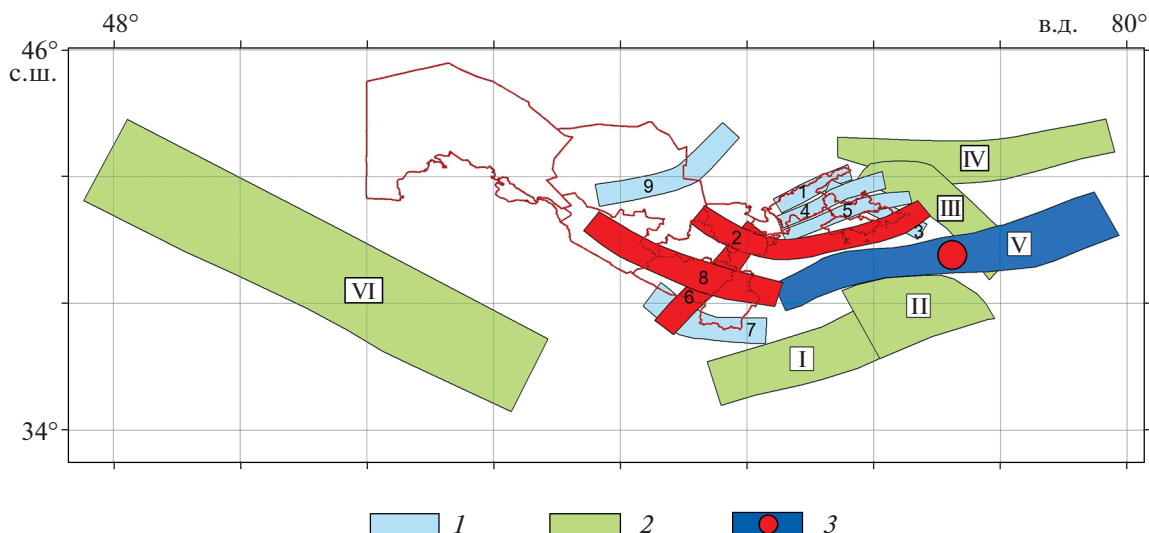
$$q = \frac{1}{4} \ln \left[ \delta \frac{m/n (1 - \tau/T)}{\tau/T (1 - m/n)} \right],$$

где  $\delta = \frac{1 - \mu}{1 + 1/n}$ ,  $\mu = \frac{1 - m/n}{1/2 + \sqrt{1/4 + m(1 - m/n)}}$ .

При оценке статистической значимости связи моментов сильных землетрясений одной из сейсмоактивных зон с периодами активизации в других зонах рассматривались следующие три градации:

$\Phi(\xi) < 0.8$  – связь отсутствует;





**Рис. 4.** Сопоставление сильных землетрясений Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны с периодами сейсмической активизации основных сейсмоактивных зон территории Узбекистана.

Показано (цвет): зона исследования (синий), зоны наибольшего влияния  $\Phi(\xi) > 0.95$  (красный).

1 – внутренние сейсмоактивные зоны и Газли-Каратагский фрагмент Южно-Тянь-Шаньской зоны: 1 – Ташкентская зона, 2 – Южно-Ферганская, 3 – Восточно-Ферганская, 4 – Нурекатино-Ангренская, 5 – Северо-Ферганская, 6 – Южно-Узбекистанская, 7 – Амударьинская, 8 – Газли-Каратагский фрагмент Южно-Тянь-Шаньской зоны, 9 – Северо-Тамдынская; 2 – внешние сейсмоактивные зоны: I – Гиндукуш, II – Памир, III – Таласо-Ферганская, IV – Северо-Тянь-Шаньская, V – Южно-Тянь-Шаньская, VI – Копетдаг; 3 – Южно-Тянь-Шаньская зона, в пределах которой произошло сильное землетрясение

$0.8 \leq \Phi(\xi) < 0.95$  – связь недостаточно значимая;  
 $\Phi(\xi) \geq 0.95$  – связь значимая.

Следуя [17], считалось, что связь при значении функционала:

- $q > 0.5$  – информативна;
- $0.3 < q < 0.5$  – весьма полезна;
- $0.1 < q < 0.3$  – полезна;
- $q < 0.1$  – неинформативна.

Приведено соотношение между долями землетрясений из различных внешних сейсмоактивных зон Центральной Азии, попавших в интервалы тревог внутренних сейсмоактивных зон территории Узбекистана ( $m/n$ ), и долями времени тревог ( $\tau/T$ ) этих внутренних сейсмоактивных зон, с указанием статистической значимости  $\Phi(\xi)$  различия чисел  $m/n$  и  $\tau/T$  (табл. 1). Показано влияние сейсмической активизации, возникшей в пределах Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны, на возможность возникновения сейсмической активизации в каждой из сейсмоактивных зон территории Узбекистана (рис. 4, см. табл. 1).

Схематически показано, в каких сейсмоактивных зонах территории Узбекистана наиболее вероятно сейсмическая активизация в случае, если произошло сильное землетрясение в одной из внешних сейсмоактивных зон (рис. 5). Также показаны связи с уровнем статистической значимо-

сти – высоким ( $\Phi(\xi) \geq 0.95$ ), низким – ( $0.8 \leq \Phi(\xi) < 0.95$ ) (см. рис. 5).

Активизация на уровне землетрясений выше 17-го энергетического класса в пределах Гиндукушской сейсмоактивной зоны существенно влияет на возможность возникновения сейсмической активизации в сейсмоактивных зонах Западного Узбекистана, причем для Северо-Тамдынской и Южно-Узбекистанской сейсмоактивных зон это – связь с высоким уровнем значимости, для Газли-Каратагского фрагмента Южно-Тянь-Шаньской зоны это – связь с меньшим уровнем значимости. Активизация в районе Копетдага влияет на возможность возникновения активизации в пределах Южно-Узбекистанской и Амударьинской сейсмоактивных зон.

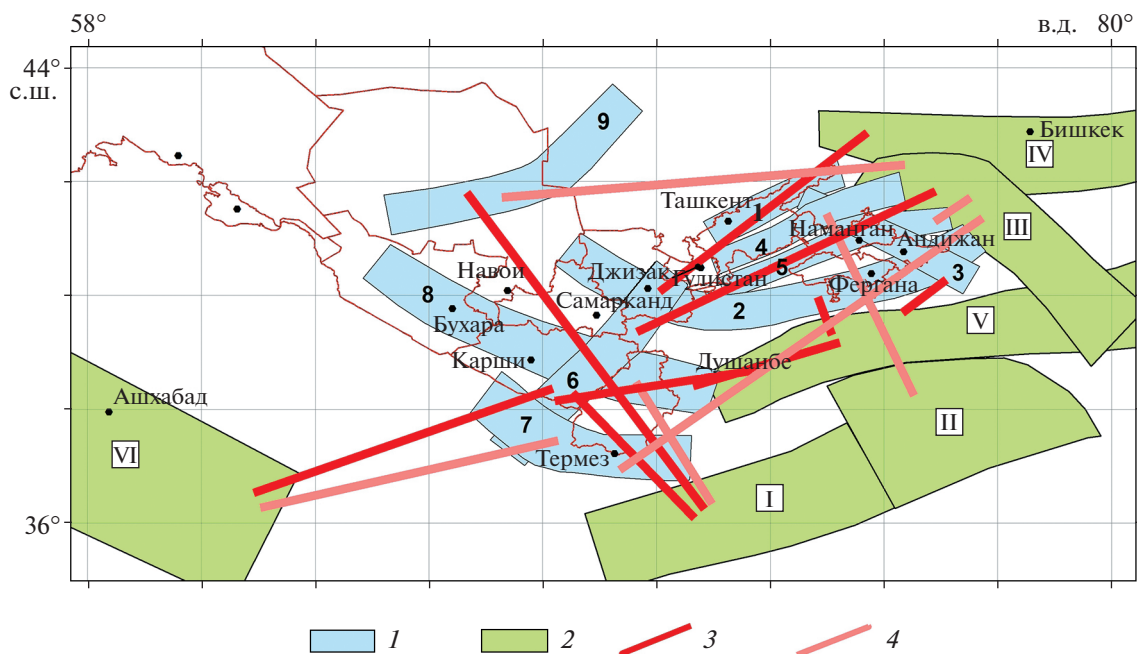
Возникновение сильных землетрясений в пределах Таласо-Ферганской сейсмоактивной зоны максимально влияет на возможность активизации в Восточно-Ферганской и Южно-Узбекистанской сейсмоактивных зонах. Связь между активизацией в пределах Таласо-Ферганской сейсмоактивной зоны и сильными землетрясениями Северо-Тамдынской и Амударьинской сейсмоактивных зон характеризуется меньшим уровнем значимости.

Проявление сильных землетрясений в пределах Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зо-

Таблица 1. Соотношение между долей землетрясений из различных внешних сейсмоактивных зон Центральной Азии.

| Наименование зоны    | Восточно-Ферганская зона |             | Южно-Ферганская зона  |             | Северо-Ферганская зона |             | Ангренская зона      |             | Ташкентская зона      |             | Газли-Карагагский фрагмент Южно-Тянь-Шаньской зоны |             | Южно-Узбекистанская зона |             | Северо-Тамльнская зона |             | Амударь-инская зона   |             |                       |
|----------------------|--------------------------|-------------|-----------------------|-------------|------------------------|-------------|----------------------|-------------|-----------------------|-------------|--|-------------|--------------------------|-------------|------------------------|-------------|-----------------------|-------------|-----------------------|
|                      | $\frac{m/n}{\tau/T}$     | $\Phi(\xi)$ | $\frac{m/n}{\tau/T}$  | $\Phi(\xi)$ | $\frac{m/n}{\tau/T}$   | $\Phi(\xi)$ | $\frac{m/n}{\tau/T}$ | $\Phi(\xi)$ | $\frac{m/n}{\tau/T}$  | $\Phi(\xi)$ | $\frac{m/n}{\tau/T}$                               | $\Phi(\xi)$ | $\frac{m/n}{\tau/T}$     | $\Phi(\xi)$ | $\frac{m/n}{\tau/T}$   | $\Phi(\xi)$ | $\frac{m/n}{\tau/T}$  | $\Phi(\xi)$ | $\frac{m/n}{\tau/T}$  |
| Копетдаг             | $\frac{0.25}{0.301}$     | –           | $\frac{0.5}{0.442}$   | 0.629       | $\frac{0}{0.381}$      | –           | $\frac{0.125}{0.23}$ | –           | $\frac{0.125}{0.212}$ | –           | $\frac{0.25}{0.23}$                                | 0.552       | $\frac{0.5}{0.204}$      | 0.981       | $\frac{0}{0.124}$      | –           | $\frac{0.375}{0.194}$ | 0.902       | $\frac{0.375}{0.194}$ |
| Северо-Тянь-Шаньская | $\frac{0.222}{0.301}$    | –           | $\frac{0.556}{0.442}$ | 0.752       | $\frac{0.333}{0.381}$  | –           | $\frac{0.333}{0.23}$ | 0.77        | $\frac{0.222}{0.212}$ | 0.779       | $\frac{0.111}{0.23}$                               | –           | $\frac{0.556}{0.204}$    | 0.996       | $\frac{0.111}{0.124}$  | –           | $\frac{0.222}{0.194}$ | 0.583       | $\frac{0.222}{0.194}$ |
| Таласо-Ферганская    | $\frac{0.556}{0.301}$    | 0.952       | $\frac{0.444}{0.442}$ | 0.504       | $\frac{0.556}{0.381}$  | 0.86        | $\frac{0.222}{0.23}$ | –           | $\frac{0.222}{0.212}$ | 0.528       | $\frac{0.333}{0.23}$                               | 0.77        | $\frac{0.444}{0.204}$    | 0.963       | $\frac{0.222}{0.124}$  | 0.843       | $\frac{0.333}{0.194}$ | 0.855       | $\frac{0.333}{0.194}$ |
| Южно-Тянь-Шаньская   | $\frac{0.154}{0.301}$    | –           | $\frac{0.692}{0.442}$ | 0.965       | $\frac{0.231}{0.381}$  | –           | $\frac{0.077}{0.23}$ | –           | $\frac{0.154}{0.212}$ | –           | $\frac{0.462}{0.23}$                               | 0.976       | $\frac{0.692}{0.204}$    | 0.999       | $\frac{0.077}{0.124}$  | –           | $\frac{0.154}{0.194}$ | –           | $\frac{0.154}{0.194}$ |
| Памир                | $\frac{0.4}{0.301}$      | 0.684       | $\frac{0.2}{0.442}$   | –           | $\frac{0.2}{0.381}$    | –           | $\frac{0.4}{0.23}$   | 0.816       | $\frac{0}{0.212}$     | –           | $\frac{0}{0.23}$                                   | –           | $\frac{0.2}{0.204}$      | –           | $\frac{0}{0.124}$      | –           | $\frac{0.2}{0.194}$   | 0.512       | $\frac{0.2}{0.194}$   |
| Гиндукуш             | $\frac{0.368}{0.301}$    | 0.739       | $\frac{0.474}{0.442}$ | 0.61        | $\frac{0.474}{0.381}$  | 0.797       | $\frac{0.158}{0.23}$ | –           | $\frac{0.105}{0.212}$ | –           | $\frac{0.316}{0.23}$                               | 0.843       | $\frac{0.474}{0.204}$    | 0.998       | $\frac{0.263}{0.124}$  | 0.967       | $\frac{0.158}{0.194}$ | –           | $\frac{0.158}{0.194}$ |

Примечание. Интервалы тревог в сейсмоактивных зонах территории Узбекистана ( $m/n$ ), доля времени тревог ( $\tau/T$ ) при случайном попадании землетрясений в выделенные интервалы, с указанием статистической значимости  $\Phi(\xi)$  различия чисел  $m/n$  и  $\tau/T$ .



**Рис. 5.** Схема сейсмоактивных зон территории Узбекистана, где по статистическим данным наиболее вероятна сейсмическая активизация при возникновении сильных землетрясений в различных частях Центрально-Азиатского региона.

Показана связь с уровнем статистической значимости (цвет): высокий уровень –  $\Phi(\xi) \geq 0.95$  (красным), низкий уровень –  $0.8 \leq \Phi(\xi) < 0.95$  (розовым).

1 – внутренние сейсмоактивные зоны и Газли-Каратагский фрагмент Южно-Тянь-Шаньской зоны: 1 – Ташкентская зона, 2 – Южно-Ферганская, 3 – Восточно-Ферганская, 4 – Нурекатино-Ангренская, 5 – Северо-Ферганская, 6 – Южно-Узбекистанская, 7 – Амударьинская, 8 – Газли-Каратагский фрагмент Южно-Тянь-Шаньской зоны, 9 – Северо-Тамдынская; 2 – внешние сейсмоактивные зоны: I – Гиндукуш, II – Памир, III – Таласо-Ферганская, IV – Северо-Тянь-Шаньская, V – Южно-Тянь-Шаньская, VI – Копетдаг; 3 – связь с уровнем значимости  $\Phi(\xi) \geq 0.95$ ; 4 – связь с уровнем значимости  $0.8 \leq \Phi(\xi) < 0.95$

ны существенным образом может влиять на возможность возникновения активизации в пределах Южно-Ферганской, Южно-Узбекистанской и Газли-Каратагского фрагмента Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивных зон.

Сильнейшие землетрясения в Северо-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоне могут влиять на возможность возникновения землетрясений в пределах Южно-Узбекистанской зоны. Значимых связей между сильными землетрясениями Памира и периодами сейсмической активизации в сейсмоактивных зонах Узбекистана по полученным статистическим данным не выявлено.

Значения функционала  $q$ , выражающего информативность взаимосвязи между периодами сейсмической активизации в различных сейсмоактивных зонах, практически во всех случаях оказались невысокими ( $q \leq 0.2$ ) – это подтверждает, что, хотя выявленные связи и важны для понимания природы взаимодействия различных сейсмотектонических структур, они не могут быть использованы как решающий фактор при прогнозе конкретных землетрясений.

## ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

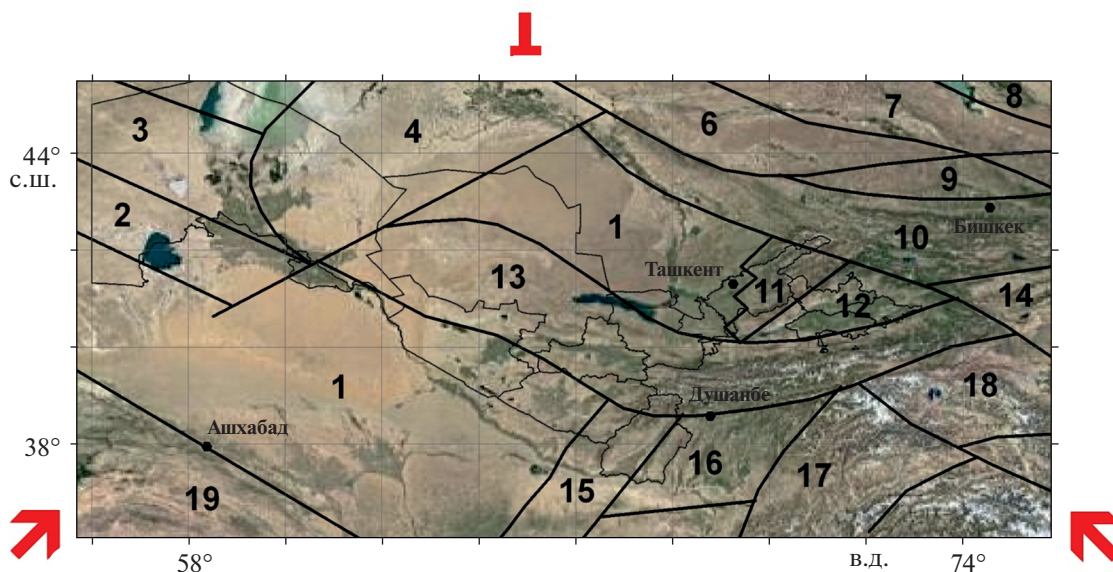
### Математическая модель вариаций поля напряжений, вызванных сильными землетрясениями

С целью анализа изменения фоновых напряжений в земной коре Центральной Азии, вызванных происходящими сильными землетрясениями, была построена математическая модель напряжений земной коры. Очаг землетрясения моделировался следующим образом:

- сосредоточенный диполь с моментом (тип I);
- сосредоточенный двойной диполь без момента (тип II);
- в виде сингулярного объема, по [18], (тип III).

Расчеты проводились в пределах участка, ограниченного координатами  $36^{\circ}00' - 46^{\circ}00'$  с.ш.,  $56^{\circ}00' - 76^{\circ}00'$  в.д.

Земная кора ведет себя как упругое тело по отношению к кратковременно действующим силам, но в течение геологического времени она деформируется пластически и проявляет свойства текучести. Преобладающим числом исследовате-



**Рис. 6.** Литосферные блоки Центральной Азии (по данным [1], с изменениями и дополнениями). Обозначены (арабские цифры от 1 до 19) зонально однородные по физическим параметрам блоки земной коры, выделенные только для численного решения задачи; показаны (стрелки красным) направления движения Евразийской, Индийской и Аравийских плит; обозначена (Т-образный символ) условная неподвижность Евразийской плиты при численной реализации модели.

лей деформация земной коры Центральной Азии рассматривается как результат раздавливания коры Центрально-Азиатского пояса в поле латерального сжатия, порожденного коллизией Евразийской плиты с одной стороны и Индийской и Аравийской литосферных плит с другой. В качестве напряжений в земной коре, на фоне которых происходят землетрясения, были приняты статические напряжения земной коры. Предварительная задача сводилась к численному эксперименту отыскания таких напряжений призматического упругого тела, состоящего из зонально-однородных частей, которые соответствуют очертанию современного рельефа исследуемого региона [4] (рис. 6)

**Решение**

Рассмотрим задачу деформации тяжелого упругого тела, лежащего на жидком основании, боковые края которого подвергаются латеральному сжатию.

**Тип I.** Напряженное состояние такой среды, имеющей сосредоточенные моменты во внутренних точках (для задачи с ординарным диполем – тип I), определяется следующими уравнениями равновесия сил и моментов:

$$\sigma_{ij,j} + F_i = 0, \tag{3}$$

$$\mu_{ij,j} + \epsilon_{ijk}\sigma_{kj} + M_i = 0, \quad i, j = 1, 2, 3, \tag{4}$$

где  $\sigma_{ij}$ ,  $\mu_{ij}$  – компоненты силового и моментного тензора напряжений, индекс  $j$  после запятой означает дифференцирование по декартовым координатам  $x_j$ ,  $F(0, 0, \rho g)$  – массовая сила,  $\epsilon_{ijk}$  – тензор Леви–Чивита,  $M_i$  – составляющие удельного момента, имеющие размерность момента, деленного на объем. Основная сложность в применении моментной теории заключается в трудностях, возникающих при определении констант, связывающих обобщенные напряжения с кинематическими параметрами. Известно небольшое количество экспериментов, позволяющих идентифицировать шесть упругих констант Коссера для простейших материалов. Учитывая эту неопределенность, грубо можно вектор вращения выразить по-прежнему, как в безмоментной теории,  $\omega_k = \epsilon_{ijk}u_{i,j}$ . Тогда  $\mu_{ij} = 0$  и формула (4) принимает следующий вид:

$$\epsilon_{ijk}\sigma_{kj} = -M_i. \tag{5}$$

Формула (5) выражает асимметричность тензора напряжения. В случае одного очага землетрясения с координатами  $(x_{10}, x_{20}, x_{30})$ , сосредоточенный момент выражается через дельта функцию:

$$M_i(x_1, x_2, x_3) = M_{i0}\delta(x_1 - x_{10})\delta(x_2 - x_{20})\delta(x_3 - x_{30}). \tag{6}$$

**Тип II.** При моделировании механизма землетрясения двойным диполем без момента (тип II) система (4) отпадает, а соответствующие функции  $F_i$  в системе (3) модифицируются согласно [2]. Применительно к случаю вертикальной подвиж-

ки эквивалентные объемные силы имеют следующие выражения:

$$\begin{aligned} f_1(x, y, z) &= M_0 \delta(x - x_0) \delta'(y - y_0) \delta(z - z_0), \\ f_2(x, y, z) &= M_0 \delta'(x - x_0) \delta(y - y_0) \delta(z - z_0), \\ f_3(x, y, z) &= 0, \quad M_0 = GuA, \end{aligned} \quad (7)$$

где  $G$  – модуль сдвига,  $u$  – средняя подвижка,  $A$  – площадь разрыва.

Однако  $M_0$  в формуле (7) выражает сброшенное напряжение при землетрясении, поэтому можем привести уравнения равновесия для полного тензора напряжения, учитывая  $M_{ij} = (\Delta\sigma)_{ij}$ , в следующем виде:

$$(\sigma_{ij,j} - M_{ij,j}) + F_i = 0, \quad i, j = 1, 2, 3 \quad (8)$$

с граничными условиями на поверхности Земли  $x_3 = H(x_1, x_2)$  и на нижней границе литосферы  $x_3 = h(x_1, x_2)$ :

$$\begin{aligned} \sigma_{13}|_H &= 0, \quad \sigma_{23}|_H = 0, \quad \sigma_{33}|_H = 0, \\ \sigma_{13}|_h &= -k_a \rho g (h - H), \quad \sigma_{23}|_h = -k_a \rho g (h - H), \\ \sigma_{33}|_h &= -\rho g (h - H). \end{aligned} \quad (9)$$

Решение полных систем трехмерных уравнений (8) является непростой задачей. В работе [4] предложен способ упрощения этих систем с учетом специфики геодинамических задач с помощью усреднения по глубине по следующей формуле:

$$\bar{w}(x_1, x_2) = \frac{1}{(h - H)} \int_{H(x_1, x_2)}^{h(x_1, x_2)} w(x_1, x_2, x_3) dx_3. \quad (10)$$

Здесь черта указывает усреднение по  $x_3$ . В декартовых координатах ( $x_1$  – на север,  $x_2$  – на восток,  $x_3$  – вертикально вниз) после усреднения уравнение упругого равновесия (8) в конечном безразмерном (напряжения, объемный момент относительно модуля сдвига  $G$ , длины относительно  $h = \text{const}$ ) виде принимает следующий вид:

$$\Delta \bar{u} + \frac{1}{1 - 2\nu} \text{grad div } \bar{u} = \bar{F}, \quad (11)$$

где  $u$  – вектор усредненных перемещений, вектор  $F$  имеет следующие составляющие:

$$\begin{aligned} F_1 &= \frac{\partial \bar{M}_{11}}{\partial x_1} + \frac{\partial \bar{M}_{12}}{\partial x_2} + \frac{\partial \bar{M}_{13}}{\partial x_3} - \frac{1}{(h - H)} \frac{\partial H}{\partial x_1} \bar{\sigma}_{11} - \\ &\quad - \frac{1}{(h - H)} \frac{\partial H}{\partial x_2} \bar{\sigma}_{12} + \frac{1}{(1 - 2\nu)} \frac{\partial (u_3^h - u_3^H)}{\partial x_1}, \\ F_2 &= \frac{\partial \bar{M}_{21}}{\partial x_1} + \frac{\partial \bar{M}_{22}}{\partial x_2} + \frac{\partial \bar{M}_{23}}{\partial x_3} - \frac{1}{(h - H)} \frac{\partial H}{\partial x_2} \bar{\sigma}_{12} - \\ &\quad - \frac{1}{(h - H)} \frac{\partial H}{\partial x_2} \bar{\sigma}_{22} + \frac{\nu}{(1 + \nu)(1 + 2\nu)} \frac{\partial (u_3^h - u_3^H)}{\partial x_2}. \end{aligned} \quad (12)$$

При таком усреднении, если принимать источник очага землетрясения в виде (7), зависимость

от глубины нивелируется. Поэтому решения задачи для типов I и II не позволяют проанализировать поле напряжений, вызванное землетрясением, в зависимости от глубины источника. Для подобной ситуации источник можно выразить в виде концентрированного фокуса в небольшом сферическом объеме аналогично энергетической модели, рассмотренной в [18]. Безразмерная величина  $M_0$  выражается следующим образом:

$$M_0 = \frac{\Delta\sigma}{G} \left( \frac{r_0}{\sqrt{\sum_{i=1}^3 (x_i - x_{i0})^2}} \right)^{n_{\text{eff}}}. \quad (13)$$

Здесь  $r_0$  – относительный радиус референтной сферы,  $n_{\text{eff}}$  – коэффициент расхождения,  $\Delta\sigma$  – сброшенное напряжение.

В географической системе координат  $M_{ij}$  в формуле (8) выражается через параметры плоскости разрушения (угол простираения  $\varphi$ , наклона  $\lambda$ , падения  $\delta$ ) следующим образом [2]:

$$\begin{aligned} M_{11} &= -M_0 (\sin\delta \cos\lambda \sin 2\varphi + \sin 2\delta \sin\lambda \sin^2\varphi), \\ M_{12} &= M_0 (\sin\delta \cos\lambda \cos 2\varphi + \\ &\quad + 1/2 \sin 2\delta \sin\lambda \sin 2\varphi) = M_{21}, \\ M_{13} &= -M_0 (\cos\delta \cos\lambda \cos\varphi + \\ &\quad + \cos 2\delta \sin\lambda \sin\varphi) = M_{31}, \\ M_{22} &= M_0 (\cos\delta \cos\lambda \sin 2\varphi - \sin 2\delta \sin\lambda \cos^2\varphi), \\ M_{23} &= -M_0 (\cos\delta \cos\lambda \sin\varphi - \cos 2\delta \sin\lambda \cos\varphi) = M_{32}, \\ M_{33} &= M_0 \sin 2\delta \sin\lambda. \end{aligned} \quad (14)$$

В предположении известного блокового строения литосферы рассматриваемого региона (см. рис. 6), решение системы уравнений (11)–(12) проводилось методом граничных интегральных уравнений [5] и описано в работах [4, 25], в которых также обсуждены методы регуляризации соответствующих алгебраических уравнений, полученных при дискретизации, и другие вопросы, касающиеся особенностей метода.

Между максимальными касательными напряжениями  $\sigma_{\text{max}}$  и интенсивностью касательных напряжений  $\sigma_{\text{int}}$  имеется следующее соотношение [9]:

$$\begin{aligned} 0.816 &< \sigma_{\text{int}} / \sigma_{\text{max}} < 0.941, \\ \sigma_{\text{int}} &= \frac{1}{3} \sqrt{(\sigma_{xx} - \sigma_{yy})^2 + \sigma_{xx}^2 + \sigma_{yy}^2 + 6\sigma_{xy}^2}, \\ \sigma_{\text{max}} &= \frac{1}{2} (\sigma_1 - \sigma_2). \end{aligned} \quad (15)$$

Здесь  $\sigma_1$  – главное наибольшее, и  $\sigma_2$  – главное наименьшее напряжения. Учитывая это соотношение, мы проанализировали вариацию напряжений по интенсивности касательных напряжений, которая является инвариантом тензора напряжений.

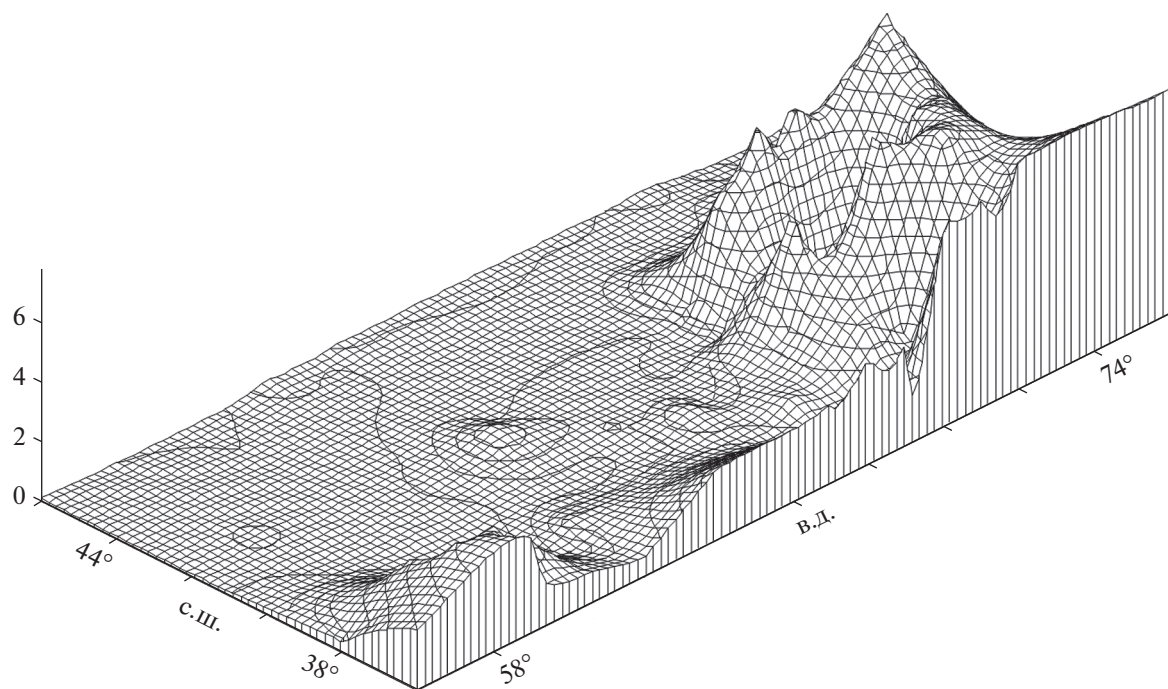


Рис. 7. Рельеф Центральной Азии (по данным [6]).

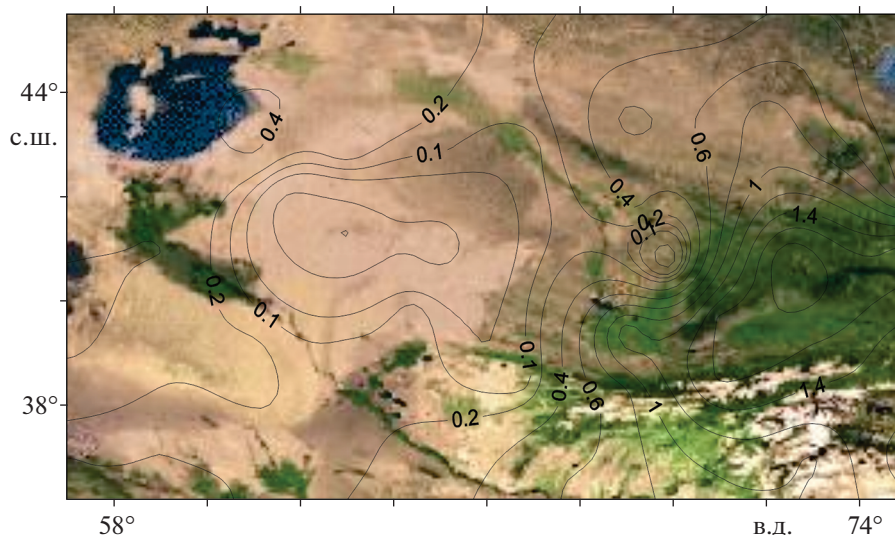
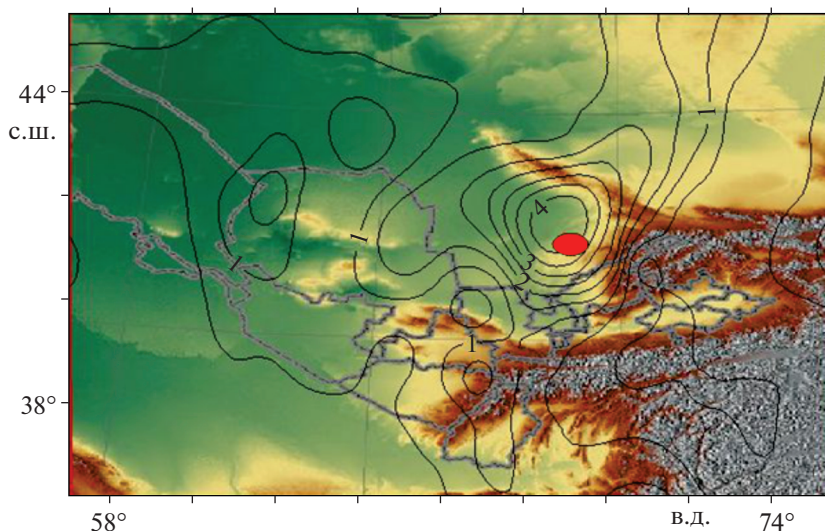


Рис. 8. Интенсивность касательных напряжений ( $10^2$  МПа) на глубине 20 км, рассчитанная по формулам (11)–(15).

В работе [4, 25] расчет фоновых напряжений проводился на основе численных экспериментов решением обратной задачи теории упругости. В качестве  $H(x_1, x_2)$  в формуле (11) использован рельеф, построенный по геологическим картам Средней Азии и Казахстана (рис. 7). Предварительной легендой напряжений во внутренней области  $\bar{\sigma}_{ij}$ , в формуле (11) служили результаты, полученные из решения плоской задачи упругости. Выбором упругих параметров и последователь-

ным изменением граничных значений напряжений, большей частью интуитивно, сконструированы напряжения, которые дают напряжения в земной коре, удовлетворительно согласовывающиеся с известными их значениями, рассчитанными геофизическими методами [7, 15].

Изолинии интенсивности касательных напряжений в земной коре на глубине 20 км, соответствующие решению этой задачи, приведены в [25] (рис. 8).



**Рис. 9.** Изменение интенсивности касательных напряжений после землетрясения в Ташкенте 1966 г. ( $h = 8$  км), рассчитанное по формулам (11)–(15). Соотношение фоновых значений, %.

При конкретных значениях  $M_0$ , полученные напряжения для моделей очага типов I и II практически совпадают, за исключением небольшой области вблизи очага. Вне большой окрестности очага, напряжения для модели типа II приблизительно в два раза превышают соответствующие их значения для типа I. Это вполне согласуется с выводами работы [10], где проанализированы перемещения однородной сферы для случаев механизма очага I и II типов.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

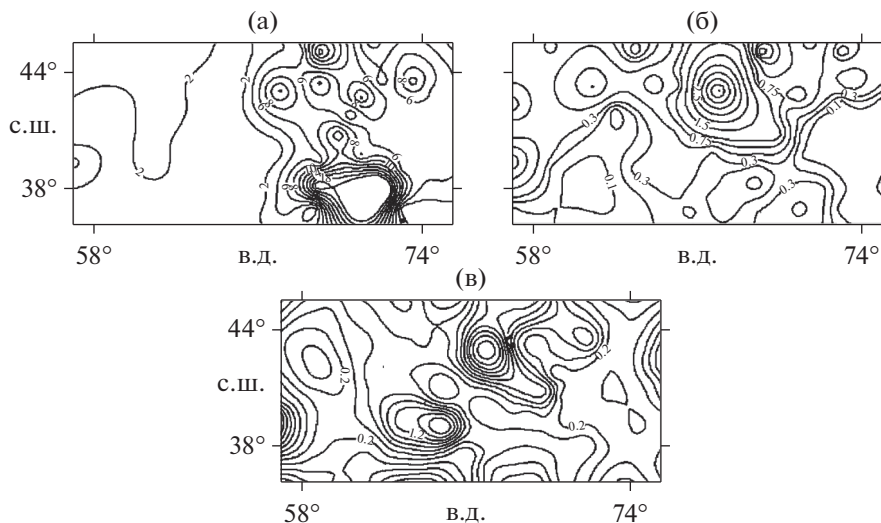
Анализ результатов решения модельной задачи показал, что вариации напряжений в пределах исследуемой территории существенно зависят от параметров плоскости разрыва: от простирания  $\phi$ , наклона  $\lambda$  и падения  $\delta$ . Максимальные изменения напряжения наблюдаются при взбросе, когда плоскость разлома расположена вертикально, с вектором простирания, направленным вверх ( $\delta = \lambda = \pi/2$ ). Неглубокий очаг вызывает заметные изменения напряжений только вблизи эпицентра и, при тех же значениях остальных параметров землетрясения, возмущения напряжений от глубокого источника распространяются много дальше.

Вариации напряжений рассчитывались во внутренних точках как разница напряжений до и после землетрясения по формуле Кулона  $\Delta\sigma_f = \Delta\sigma_\tau - k\Delta\sigma_n$ , где индексы  $n$ ,  $\tau$  указывают на нормальную и касательную составляющие,  $k$  – коэффициент трения. На рисунках изолиний, приводимых ниже, местоположение очага выделяется красным кружком. Поскольку сопоставляемые фоновые напряжения оценивались на глубинах

20 км, все относительные изменения напряжений тоже даются для этих глубин. Исключение составляет Ташкентское землетрясение 1966 г. ( $42^\circ 20'$  с.ш.;  $69^\circ 20'$  в.д.,  $M = 5.2$ ,  $h = 8$  км), где  $\Delta\sigma_f$  (рис. 9) приводится для  $h = 8$  км с целью сравнения с данными других авторов. При изменении  $k$  в интервале 0.1–0.5 изолинии остаются почти неизменными. Максимальное значение  $\Delta\sigma_f = 4.5$  МПа при  $k = 0.1$ –0.3 находится непосредственно вблизи гипоцентра и в дальнейшем при изменении  $k$  до 0.5 растет до  $\Delta\sigma_f = 7.0$  МПа. Полученные значения  $\Delta\sigma_f$  согласуются со значением  $\Delta\sigma_f = 6.0$  МПа, полученным в работе [21], и  $\Delta\sigma_f = 5.5$  МПа, полученным в работе [22] для Ташкентского землетрясения 1966 г.

Сдвиговое землетрясение вызывает заметные изменения напряжений вдоль направления разломной плоскости, в то время как в перпендикулярном направлении изменение напряжений на порядок меньше. Показаны изолинии относительных изменений напряжений в земной коре Центральной Азии при землетрясениях в районе Памира и Гиндукуша ( $36^\circ 20'$  с.ш.;  $73^\circ 00'$  в.д.,  $M = 7$ –7.5,  $h = 40$  км) с различными параметрами плоскости разрыва ( $\delta$ ,  $\lambda$ ,  $\phi$ ) (рис. 10, а, б, в).

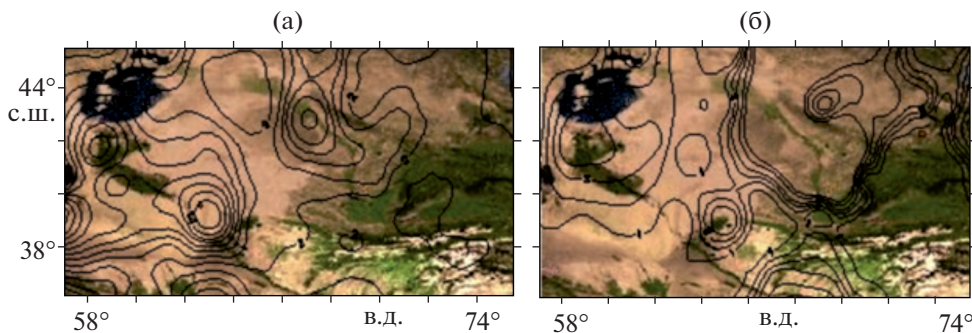
По вариациям интенсивности касательных напряжений можно отметить (см. рис. 10, а–в), что землетрясения в Гиндукуше с плоскостью разрыва, ориентированной к северу, сильно влияют на изменения напряженного состояния земной коры Ферганской впадины и на северо-западе Узбекистана в районе Северо-Тамдынской зоны. В случае, когда плоскость разрыва направлена вдоль параллели, вариация напряжений на севере заметно ослабляется (см. рис. 10, б, в).



**Рис. 10.** Изменение интенсивности касательных напряжений землетрясения с очагом в Гиндукуше по результатам численного решения, рассчитанное по формулам (11)–(15).

Соотношение фоновых значений, %.

(а) –  $\delta = 90^\circ, \lambda = 90^\circ, \varphi = 0^\circ$ ; (б) –  $\delta = 30^\circ, \lambda = 45^\circ, \varphi = 0^\circ$ ; (в) –  $\delta = 90^\circ, \lambda = 0^\circ, \varphi = 0^\circ$ .



**Рис. 11.** Изменение интенсивности касательных напряжений после: (а) – Газлийского землетрясения ( $\delta = 45^\circ, \lambda = 90^\circ, \varphi = 45^\circ$ ); (б) – Сусамырского землетрясения ( $\delta = 45^\circ, \lambda = 90^\circ, \varphi = 45^\circ$ ), рассчитанное по формулам (11)–(15). Соотношение фоновых значений, %.

Землетрясение 17 мая 1976 г. ( $40^\circ 28'$  с.ш.;  $63^\circ 38'$  в.д.,  $M = 7.3, h = 30$  км) в районе Газли, полностью уничтожившее близлежащий поселок, находящийся в 40 км от очага, достаточно интенсивно ощущалось в Ташкенте, находящемся на расстоянии более 500 км от эпицентра. Надо отметить, что используемый численный метод содержит сингулярные ядра, и результаты решения задач, особенно на границах между блоками, где задавались условия скольжения, слишком чувствительны к небольшим вычислительным погрешностям (рис. 11, а). Чрезмерное большое изменение в процентном отношении фонового напряжения в данном примере объясняется тем, что очаг землетрясения Газли, как сингулярная точка лежит на границе условных блоков № 1 и № 19 (см. рис. 11, а).

Сусамырское землетрясение 1992 г. ( $42^\circ 07'$  с.ш.;  $73^\circ 63'$  в.д.,  $h = 25$  км,  $M = 7.4$ ), произошедшее во внешней по отношению к территории Узбекистана Таласо-Ферганской зоне, очень сильно повлияло на изменение напряжений во всех зонах Ферганской долины (см. рис. 11, б).

Сопоставляя относительные изменения фоновых напряжений, в результате возникающих землетрясений можно сказать, что вариации напряжений в ближней к очагу зоне могут быть меньше, чем на значительном удалении от нее, когда это связано с различием самих фоновых напряжений вблизи очаговой области и на периферии.

Таким образом, результаты численного моделирования изменения напряжений в земной коре, вызванных возникновением сильных зем-



летрясений в Центрально-Азиатском регионе, согласуются с экспериментальными данными о наличии взаимосвязи между периодами сейсмической активизации в различных сейсмоактивных зонах.

## ВЫВОДЫ

По результатам проведенного исследования мы пришли к следующим выводам.

1. Рассмотрен и предложен к использованию статистический метод исследования взаимосвязи между моментами сильных землетрясений Центральной Азии и периодами сейсмической активизации сейсмоактивных зон территории Узбекистана.

2. На основе статистического метода установлены сейсмоактивные зоны на территории Узбекистана, где наиболее вероятно проявление сейсмической активизации в случае возникновения сильного землетрясения в различных частях Центрально-Азиатского региона.

3. Предложена численная модель механизма очага землетрясения в приближении кинематической дислокации в виде сосредоточенного диполя с моментом (тип I) и сосредоточенного двойного диполя без момента (тип II), а также в виде сингулярного объема (тип III).

4. В рамках разработанной численной модели проведен анализ влияния сильного землетрясения в Центральной Азии на активизацию сейсмичности в сейсмоактивных зонах Узбекистана и сопоставление с результатами статистического метода.

**Благодарности.** Авторы выражают благодарность рецензентам Л.П. Имаевой (ИЗК СО РАН, г. Иркутск, Россия) и В. Заалишвили (Геофизический институт – филиал ВНИИ РАН, Северо-Осетинский государственный университет им. К.Л. Хетагурова, г. Владикавказ, Россия) за комментарии, которые позволили улучшить статью.

**Финансирование.** Работа выполнена при поддержке Министерства инновационного развития Республики Узбекистан (гранты № 8-007, № 20170918111).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абидов А.А.* Современные основы прогноза и поисков нефти и газа. – Ташкент: Фан, 2012. 814 с.
2. *Аки К., Ричардс П.* Количественная сейсмология. – М.: Мир, 1983. Т. 1. 520 с.
3. *Артиков Т.У., Ибрагимов Р.С., Ибрагимова Т.Л., Мирзаев М.А.* Синоптический долгосрочный прогноз мест ожидаемой сейсмической активизации на территории Узбекистана // Геориск. 2017. № 2. С. 20–28.
4. *Атабеков И.У.* Напряжения земной коры Центральной Азии // Проблемы вычислительной и прикладной математики. 2017. № 5. С. 20–26.
5. *Бреббия К., Телес Ж., Вробел Л.* Методы граничных элементов. – М.: Мир, 1987. 524 с.
6. Геологическая карта Казахстана и Средней Азии. 1981. 1500000 – Сост. Л.В. Булыго. – Н.А. Афоничев, Н.Г. Власов (ред.). Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 8 л.
7. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1964. 536 с.
8. *Ибрагимов Р.Н., Нурматов У.О., Ибрагимов О.Р.* Сейсмотектонический метод оценки сейсмической опасности и вопросы сейсмического районирования. – В кн.: *Сейсмическое районирование и прогноз землетрясений в Узбекистане.* – К.Н. Абдуллабеков (отв. ред.). – Ташкент: Гидроингео, 2002. С. 59–74.
9. *Ильюшин А.А.* Пластичность. – М.: Логос, 2004. 376 с. (репринт – М.–Л.: ОГИЗ, 1948).
10. *Касахара К.* Механика землетрясений. – М.: Мир, 1985. 264 с.
11. *Кочарян Г.Г., Костюченко В.Н., Павлов Д.В.* Иницирование деформационных процессов в земной коре слабыми возмущениями // Физическая мезомеханика. 2004. Т. 7. № 1. С. 5–22.
12. *Люкс Е.И., Кондратьев О.К.* Наведенная сейсмичность и проблема прогноза землетрясений // Геофизика. 2007. № 5. С. 6–21.
13. *Мукамбаев А.С., Михайлова Н.Н.* Решение проблемы неоднородности магнитуд в работах по сейсмическому зондированию территории республики Казахстан // Вестн. НЯЦ РК. 2014. Вып. 4. С. 86–92.
14. *Николаев А.В., Верещагина Г.М.* Об иницировании землетрясений землетрясениями // ДАН СССР. 1991. Т. 218. № 2. С. 320–324.
15. *Николаев Н.И., Шенкарева Г.А.* Карта градиентов скоростей новейших тектонических движений территории СССР. – В кн.: *Тектонические движения и новейшие структуры земной коры.* – Н.И. Николаев (ред.). – М.: Недра, 1967. С. 37–43.
16. Новый каталог сильных землетрясений СССР с древнейших времен до 1975 года. – Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин (ред.). – М.: Наука, 506 с.
17. Прогноз землетрясений. – М.А. Садовский (ред.). – Душанбе–Москва: Дониш, 1983–1984. Ежегодник. № 3. 216 с.
18. *Ризниченко Ю.В.* Энергетика макросейсмике // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 8. С. 3–10.
19. *Ризниченко Ю.В.* Проблемы сейсмологии. (Избранные труды). – М.: Наука, 1985. 408 с.
20. *Суворов А.И.* Закономерности строения и формирования глубинных разломов. – М.: Наука, 1968. 316 с.
21. *Уломов В.И.* Деформация горных пород в области очага Ташкентского землетрясения 26 апреля 1966 г. // Физика Земли. 1970. № 9. С. 22–30.
22. *Хамидов Л.А.* Изучение полей напряжения Чаткальской горной зоны западного Тянь-Шаня // Геодинамика. Т. IX. № 1. 2010. С. 57–66. (на украинск. яз.)
23. *Artikov T.U., Ibragimov R.S., Ibragimova T.L., Mirzaev M.A., Artikov M.T.,* Revealing the seismicity in-

- crease in interrelationships in various seismic zones in Uzbekistan as a case study // *Geodes. Geodynam.* 2015. Vol. 6. № 5. P. 351–360.
24. *Artikov T.U., Ibragimov R.S., Ibragimova T.L., Mirzaev M.A.* Identification of expected seismic activity areas by forecasting complex seismic-mode parameters in Uzbekistan // *Geodes. Geodynam.* 2018. Vol. 9. № 2. P. 121–130.
  25. *Atabekov I.*, Earth Crust's stresses variation in Central Asian earthquake's region // *Geodes. Geodynam.* 2020. Vol. 11. Is. 4. P. 293–299.  
<https://doi.org/10.1016/j.geog.2019.12.005>
  26. *Gomberg J., Beeler N.M., Blanpied M.L., Bodin P.* Earthquake triggering by transient and static deformations // *J. Geophys. Res.* 1998. Vol. 103. № B10. P. 24411–24426.
  27. *Hill D.P., Reasenber P.A., Michael A.* Seismicity remotely triggered by the magnitude 7.3 Landers, California, Earthquake // *Science.* 1993. Vol. 260. P. 1617–1623.
  28. *Mikhailova N., Mukambayev A., Aristova I., Kulikova G., Ullah Sh., Pilz M., Bindi D.*, Central Asia earthquake catalogue from ancient time to 2009 // *Ann. Geophys. Spec. Issue.* 2015. Vol. 58. № 1. S0102.  
<https://doi.org/10.4401/ag-6681>
  29. International Seismological Centre, (Int. Seism. Center, Thatcham, UK, 2012), *On-line Bulletin*, <http://www.isc.ac.uk> (Accessed July 20, 2020).
  30. Казахстанский национальный центр данных, <https://www.kndc.kz/> (Accessed October 27, 2020).
  31. Каталог землетрясений Узбекистана и прилегающих территорий, [https://rcsm.fvv.uz/ru/catalog\\_col](https://rcsm.fvv.uz/ru/catalog_col) (Accessed October 17, 2020).

## Relationship between Strong Earthquakes and Activation of Deep Faults in Central Asia (Uzbekistan): Numerical Modeling of Stress Field Variations

I. U. Atabekov<sup>a,\*</sup>, T. U. Artikov<sup>a</sup>, R. S. Ibragimov<sup>a</sup>, T. L. Ibragimova<sup>a</sup>, M. A. Mirzaev<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Seismology, bld. 3 st. Zulfiyakhanum, 100028 Tashkent, Uzbekistan*

<sup>\*</sup>*e-mail: atabekovi@mail.ru*

Using the methods of statistical analysis of the sequence of earthquakes with magnitude of  $M \geq 5$ , which occurred in the period from 1901 to 2013 in Central Asia, it was established in which of the seismically active zones of the territory of Uzbekistan the manifestation of seismic activation is most likely in the event of a strong earthquake in various parts of the Central Asian region. Interpretation of the revealed connections is based on the analysis of the solution of the numerical model of changing the background stresses in the earth's crust in Central Asia as a result of occurring strong earthquakes. The deformation of a heavy prismatic body, consisting of zonally homogeneous parts containing concentrated mass moments, the lateral edges of which are subjected to lateral compression, is investigated. A numerical experiment was carried out by solving the inverse problem of the theory of elasticity. By sequential selection of stresses in the inner region, variation of vertical displacements and physical parameters of the medium, stresses at conventionally identified boundaries are constructed in stages. The earthquake source was modeled as a concentrated dipole with a moment (type I), a concentrated double dipole without a moment (type II), in the form of a singular volume. Variations of additional stresses in the earth's crust as a result of the strongest earthquakes in various parts of the Central Asian region are analyzed using the constructed numerical model. It is shown that the variations in the stresses caused by the occurrence of a strong earthquake are largely determined by the proximity of the orientation of the direction of displacement in the source of this earthquake and the axes of the crustal structures to which this disturbance is propagated. In areas where stresses in the earth's crust are close to critical, these stress increments can act as a trigger for the occurrence of seismic activation.

*Keywords:* Central Asia, deep faults, numerical model, stress of the earth's crust, earthquake mechanism, seismicity activation