

УДК 550.348

А. СЫДЫКОВ¹, А.Б. САДЫКОВА²,
Н.Н. ПОЛЕШКО³, А.Ж. ЖУНУСОВА⁴, Г.Г. СТИХАРНАЯ⁵

МОДЕЛИ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВЫСОКОСЕЙСМИЧНЫХ РЕГИОНОВ КАЗАХСТАНА (Часть 1. Нормальные компоненты тензора сейсмостектонической деформации)

Қазақстанның сілкінгіштігі жоғары аймақтарындағы жер қыртысының сейсмостектоникалық өзгерісі зерттелген. Жер қыртысының сейсмостектоникалық өзгерісін үлгілеудің алгоритмдерінің талдаулары жүргізіліп, ұзақ уақыттық орташа сілкінгіштік пен жерсілкіністер ошақтарының механизмдік параметрлерінің картографиялық және сандық үлгілері жасалды және солардың негізінде зерттеліп отырған аймақтың сейсмостектоникалық өзгерістерінің жылдамдықтар тензорының үлгілері құрылды.

Исследованы сейсмостектонические деформации земной коры высокосейсмичных регионов Казахстана. Проведен анализ алгоритмов моделирования сейсмостектонической деформации земной коры, разработаны картографические и цифровые модели параметров долговременной средней сейсмичности и параметров механизмов очагов землетрясений, на основе которых созданы модели скоростей тензора сейсмостектонических деформаций исследуемой территории.

This work is dedicated to research of seismotectonic deformations of Earth crust of high seismicity regions of Kazakhstan. The analysis of algorithms of modelling of seismotectonic deformation of Earth crust is carried out, cartographical and digital models of parameters of long-term average seismicity and parameters of mechanisms of the centers of earthquakes on which basis models of speeds tensor seismotectonic deformations of investigated territory are created.

По определению, данному в работах [1, 2], под сейсмическим течением горных масс подразумевается та часть тектонических деформаций земной коры и верхней мантии, которая связана с остаточными смещениями в очагах землетрясений. Отдельные очаги представляются микроструктурными деталями в общем процессе разрывно-непрерывного деформирования, и вклад каждого очага в этот процесс считается пропорциональным его сейсмическому моменту M_0 . Общая постановка задачи, физические представления и теоретические предпосылки расчета скорости деформаций при сейсмическом течении горных масс разработаны Ю.В. Ризниченко [1, 2].

Отметим, что при некоторых ограничениях, налагаемых на масштабы пространственно-временных объемов, можно отвлечься от единичных событий и рассматривать деформацию объе-

ма на макроуровне как течение сплошной среды. Эти ограничения: $l/L \ll 1$, где l – длина разрыва в очаге максимального землетрясения, L – характерный линейный размер объема, и $t/T \ll 1$, где t – период повторения максимальных землетрясений, T – время наблюдения. Таким образом, прерывный, дискретный процесс на микроуровне (отдельные землетрясения) превращается, в непрерывный на макроуровне (деформация объема в целом) – сейсмическое течение.

При изучении сейсмического течения используется множество различно ориентированных очагов, рассматриваемых в каждом случае в своей локальной системе координат. Для исследования их совокупности осуществляется переход от локальной к общей географической системе координат, где оси x, y, z ориентированы следующим образом: x – по параллели на восток, y – по меридиану на север, z – вверх, в зе-

¹⁻⁵ 050060, г. Алматы, пр. Аль-Фараби, 75а, Институт сейсмологии МОН РК, тел. 269-45-56, E-mail aludadin@mail.ru; факс (7272) 69-46-23.

нит. Таким образом, компоненты единичного направляющего тензора сейсмического момента представляются в географической системе координат x, y, z .

Преобразование компонент тензора деформации при переходе из одной системы координат в другую здесь опущено; весьма подробно это сделано Ю.В. Ризниченко в работе [2]. Были использованы конечные формулы, необходимые для определения компонент скоростей деформации при сейсмическом течении горных масс. Переход к общей системе координат проводился в ТИССС АН Таджикской ССР О.В. Соболевой по программе С.Л. Юнги [3].

Числовые данные для расчета приняты следующие: модуль сдвига $\mu = 3 \cdot 10^{11}$ дин/см², $M_0(10) = 10^{20,73}$ [19], $\gamma = -0.45$ [1, 4]. Сейсмическая активность A_{10} определяется числом землетрясений с $K=10 \pm 0,5$, отнесенным к площади $S=10^3$ км² и времени в 1 год. Толщина сейсмоактивного слоя h определяется в соответствии с распределением глубин очагов землетрясений на рассматриваемой территории. Следовательно, $V=Sh$ км³. Учет весов отдельных землетрясений проведен в соответствии с работой [2]. Очевидно, что если в рассматриваемый объем осреднения попадают два землетрясения M_0' и M_0'' таких, что $M_0' \gg M_0''$, то средняя скорость деформации этой области будет почти полностью определяться большим землетрясением.

Таким образом, формула, по которой проведен расчет компонент скорости деформаций, имеет вид
$$v = \frac{P}{T} \cdot \frac{1}{\sqrt{2}}$$
, где v – модуль скорости деформации горных масс вдоль осей максимального растяжения T и максимального сжатия P в очагах, а $\frac{1}{\sqrt{2}}$ – средневзвешенный механизм очага в некотором объеме.

В настоящее время по указанной методике расчеты сейсмотектонической деформации проведены в регионах Кавказа, Вранча, в Байкальской рифовой зоне, на юге Средней Азии и на Северном Тянь-Шане [2, 5-7]. При этом необходимо отметить, что в подавляющем большинстве случаев при расчете сейсмотектонической деформации величина K_{max} считалась скорректированной с сейсмической активностью A_{10} в соответствии с представлениями, развитыми в работе [1]. Значение угла наклона графика повторяе-

мости было принято равным $\gamma = 0,45$, а толщина сейсмоактивного слоя считалась постоянной. Таким образом, при расчете сейсмотектонической деформации фактически использовались только лишь карта A_{10} и данные по механизмам очагов землетрясений.

В настоящей работе для расчета сейсмотектонической деформации использовались независимые карты K_{max} , A_{10} , γ , h , Q_{xx} , Q_{yy} и Q_{zz} . На первом этапе рассматривались нормальные компоненты (вертикальная, широтная и меридиональная) тензора скорости сейсмотектонической деформации. Район работ охватывает территорию юга и юго-востока Казахстана, ограниченную координатами $41^\circ 00' - 46^\circ 00'$ с.ш. и $66^\circ 00' - 81^\circ 20'$ в.д.

Картографические и цифровые модели параметров долговременной средней сейсмичности для целей расчета сейсмотектонических деформаций. Для целей расчета сейсмотектонической деформации изучалось пространственное распределение карт комплекса показателей долговременной средней сейсмичности. В качестве последних, привлекались сейсмическая активность, коэффициент дробности (угол наклона графика повторяемости), глубина (мощность) сейсмоактивного слоя и величина $K_{max}(M_{max})$ земной коры.

Сейсмическая активность. При анализе карт сейсмической активности (рис. 1) было принято во внимание то, что целью их построения в первую очередь является отображение долговременной средней сейсмичности. Поэтому размер площадки осреднения (при постоянной детальности) или количество землетрясений на площадке осреднения (при постоянной точности) должны обеспечить получение достаточно устойчивых значений активности. Пространственное распределение землетрясений является устойчивым, если функции плотности эпицентров, построенные за различные непересекающиеся интервалы времени, с увеличением последних коррелируются все лучше и лучше. Данное положение проверено для землетрясений с очагами разных энергий. Исследование зависимости коэффициента корреляции от среднего количества землетрясений на одну площадку ($\bar{N}$) показало, что с увеличением $\bar{N}$ значение коэффициента корреляции (r)

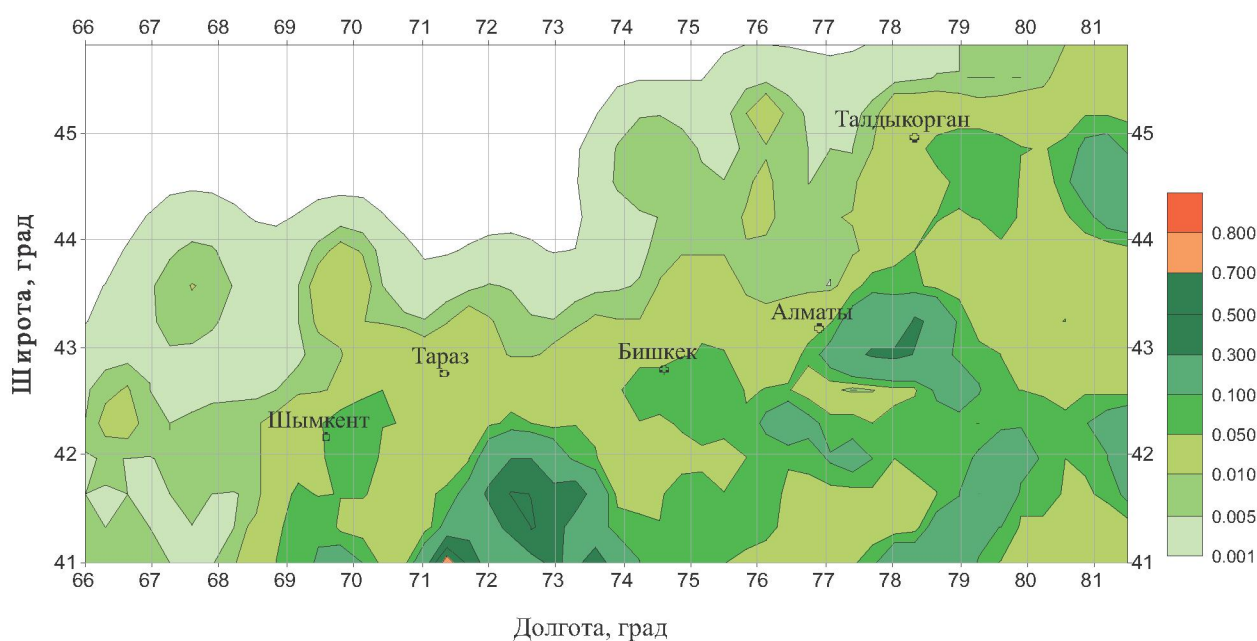


Рис. 1. Карта сейсмической активности

действительно увеличивается, достигая уровня $r=0,7$ при $\bar{N}=7-10$, что позволяет говорить об устойчивости пространственных распределений действительных сейсмических полей.

Карта сейсмической активности построена по землетрясениям с $K \geq 9$ методом постоянной точности при $N_z=9$ и $\gamma=0,46$. Продолжительность периода наблюдения для Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона составила 53, а для остальной части территории – 48 лет. Подсчет числа землетрясений на площадях осреднения осуществлялся способом суммирования. Карта плотности эпицентров построена при $\Delta S=625 \text{ км}^2$. Значение активности (плотности) определялось в узлах сетки с размерами $10 \times 10 \text{ км}$.

Угол наклона графика повторяемости (коэффициент дробности). Результаты картирования параметра дробности γ , проведенного ранее на примере Северного Тянь-Шаня [8, 9] показали, что в целом этот параметр варьирует в диапазоне $0,3-0,7$. Достаточно четко прослеживается определенная зональность в его распределении. Выявлено, что поле параметра γ представлено чередующимися зонами повышенных и пониженных значений меридионального направления, причем поперечные размеры зон примерно одинаковы и колеблются от 50 до 80 км. В северной части района эти зоны граничат с довольно протяженными участками широтного про-

стирания. Такое блочное распределение, состоящее из звеньев юго-восточного простирания, для исследуемой территории отмечено и в поле сейсмичности.

Характерной особенностью положения сильных землетрясений в структуре поля параметра γ является их приуроченность к границам разнородных блоков, чаще всего к местам высокого градиентного поля, а также к местам пониженных его значений. Аналогичные закономерности отмечались для различных регионов земного шара [8, 9].

Для проверки отмеченных закономерностей авторами проведены картирование и анализ распределения параметра γ на территории юго-востока Казахстана и сопредельных районов. Использовались землетрясения с $K=9-13,5$ за 1955-2008 гг. Значения γ определялись по формуле Кулдорфа [10] в узлах сетки с размерами $15' \times 15'$. Размер элементарной площадки составил $30' \times 30'$. Если число землетрясений на площадке осреднения было менее 15, то такие данные исключались из дальнейшего анализа. В результате составлена карта γ , на которой выделены зоны с повышенными ($\gamma \geq 0,60$), пониженными ($\gamma \leq 0,45$) и промежуточными ($\gamma=0,46-0,59$) значениями коэффициента дробности (рис. 2). Подтвердилась особенность распределения параметра γ , заключающаяся в чередовании зон повышенных и пони-

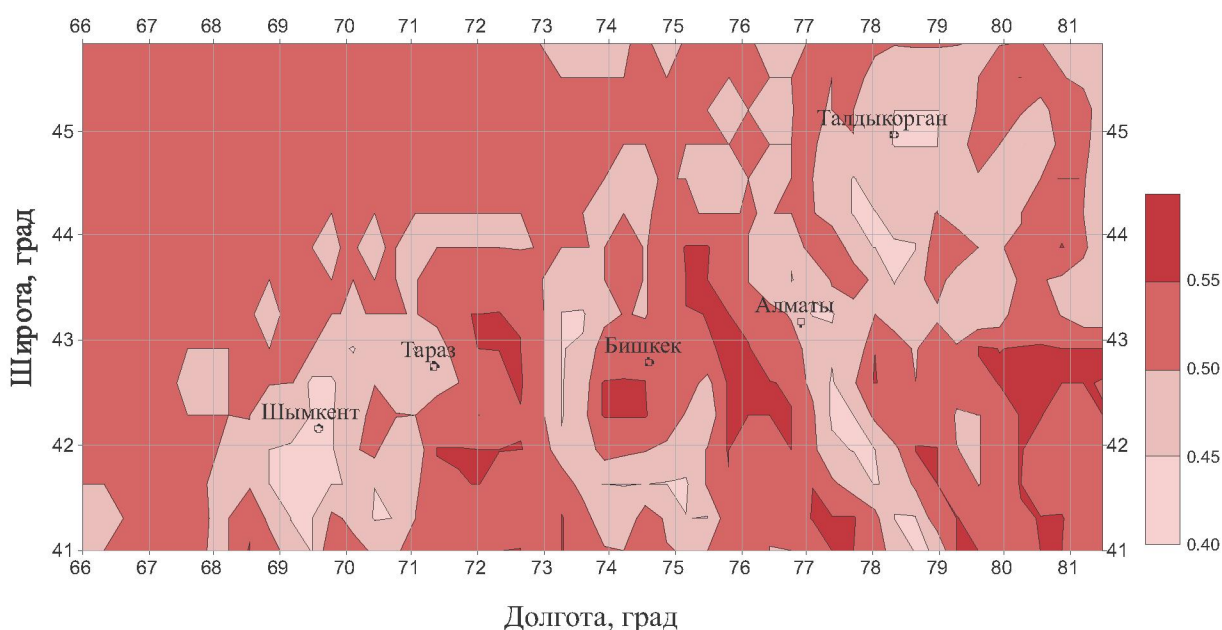


Рис. 2. Карта угла наклона графика повторяемости

женных его значений север-северо-западного простирания. Причем, некоторые из них, при ширине до 70-80 км, имеют длину до 500 км и пересекают все известные геологические структуры близширотного направления.

Отмеченные в поле параметра γ закономерности, возможно, являются следствием существования линейamentных зон, вытягивающихся поперечно или диагонально к основным структурам Северного и Центрального Тянь-Шаня [11], которые связаны с перестройкой структуры земной коры в четвертичное время.

Мощность сейсмоактивного слоя. При изучении сейсмического режима важное значение имеют сведения о глубинах залегания очагов землетрясений. Главным для определения глубин классическими способами является наличие близкой станции. Поэтому из-за недостаточного числа сейсмических станции глубина очага определяется не для всех землетрясений. Результаты наших ранних исследований свидетельствуют, что, во-первых, очаги всех рассматриваемых землетрясений расположены в пределах земной коры и, во-вторых, с увеличением энергетического класса землетрясений возрастает и глубина залегания их очагов [4; 12]. Более детальные исследования закономерностей распределения очагов землетрясений по глубине проведены для территории Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньского и

Каратау-Таласского регионов с учетом данных последних лет [13].

Построена карта глубины залегания подошвы сейсмоактивного слоя (рис. 3). Для этого весь район был разбит на ячейки с размерами 15×15 км, и центрам их приписывались максимальные значения глубин очагов землетрясений, попадающих в пределы этой ячейки. Изолинии глубин проведены по значениям 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35 и 40 км. Картина пространственного распределения сейсмоактивного слоя в пределах Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньского и Каратау-Таласского регионов являются довольно простой. На этой территории четко выделяются две области повышенной мощности сейсмоактивного слоя ($h=21-30$ км) с линейными размерами 200-250 км. Первая из них территориально приурочена к хребтам Заилийский и Кунгей Алатау. Она также захватывает восточную и западную части хребта Терской Алатау. Вторая область располагается в пределах Ферганского и Атойнакского хребтов и широкой полосой прослеживается на юг в сторону Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны. В их пределах, в виде отдельных островков, отмечаются районы с глубинами очагов $h=31-40$ км. Изолинии 11-20, 0-10 км оконтуривают отмеченные выше области [12]. Сопоставление карты мощности сейсмоактивного слоя с распределением сильных землетрясений показы-

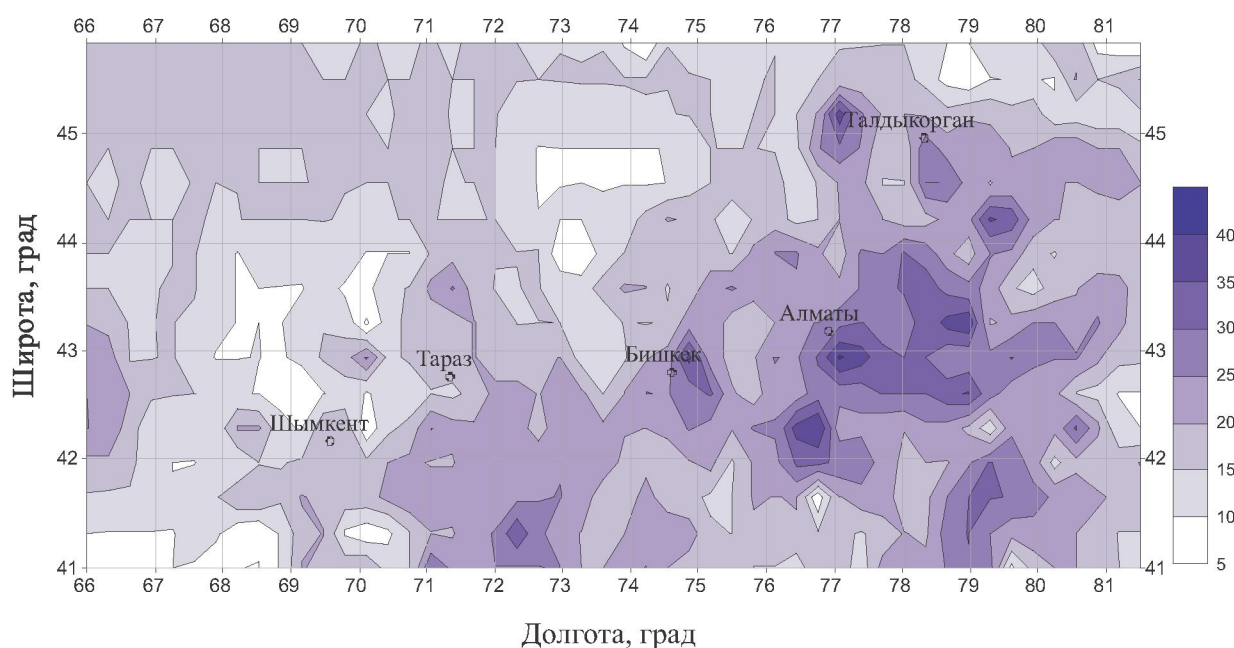


Рис. 3. Карта мощности сейсмоактивного слоя

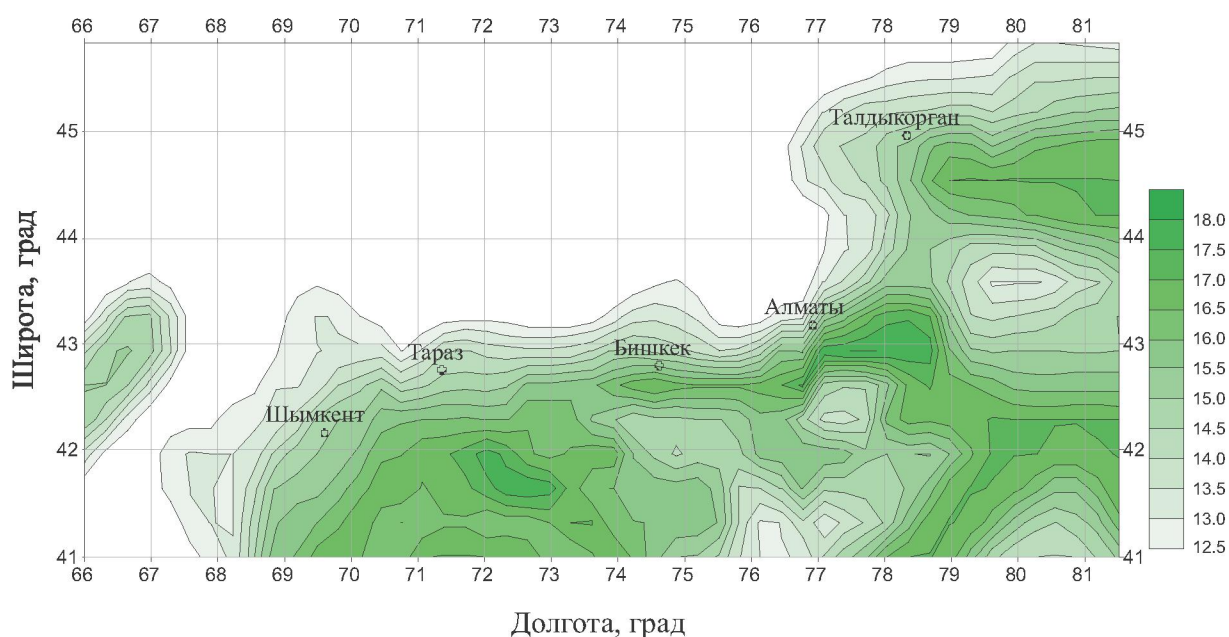
вает, что в подавляющем большинстве случаев очаги землетрясений с $M \geq 7,0$ приурочены к областям, где сейсмоактивный слой достигает глубин 21-30 км и более.

Зоны возникновения очагов землетрясений (карта K_{max}). Одной из важных задач при оценке сейсмической опасности территории является выделение зон возникновения очагов землетрясений, с оценкой ожидаемого максимального по энергии землетрясения в их пределах. Из экспериментальных данных известно, что угол наклона графика повторяемости по K везде меньше 1 и, что уровень сейсмической активности A_{10} – величина конечная. При этих условиях, как показано в [2], удельная мощность сейсмической энергии W – величина конечная лишь в том случае, если конечна величина K_{max} . Это свидетельствует о том, что в каждой точке сейсмоактивной территории существует некоторое значение K_{max} (M_{max}).

Результаты проведенных нами исследований по этой проблеме показывают, что в основу выделения потенциальных зон возникновения очагов землетрясений с оценкой величины K_{max} могут быть положены данные о сейсмичности и методы, разработанные применительно к рассматриваемой территории, такие как, определение K_{max} (M_{max}) по: распределению сейсмичности; уровню сейсмической активности и плотнос-

ти эпицентров по слабым землетрясениям; методу Ю.В. Ризниченко; теории экстремальных величин; графикам Беньоффа; глубинному распределению землетрясений и мощности сейсмоактивного слоя; пространственному распределению удельной мощности источников сейсмической энергии (ω); по параметрам γ и μ ; методике комплексного анализа сейсмологических и геолого-геофизических данных [4-16].

Большинство из указанных методов оценки K_{max} в разные годы использовались в процессе изучения сейсмичности Северного Тянь-Шаня и Джунгарии. С тех пор накоплен большой объем материалов по сейсмичности, совместный анализ которых с данными предыдущих лет позволил пересмотреть и уточнить выводы о сейсмическом потенциале сейсмоактивных зон территории Казахстана [16, 17]. Совместное использование приведенных выше методов позволило выделить зоны возникновения очагов сильных землетрясений по сейсмологическим данным (рис. 4) для исследуемой территории, в пределах которой наибольшую сейсмическую опасность представляют районы хребтов Заилийский и Кунгей Алатау, где $K_{max}=18$ ($M_{max}=8,5$), а в Джунгарии и восточной части Киргизского хребта величина $K_{max}=17-18$ ($M_{max}=7,5-8,0$). Западная часть Киргизского хребта и хребет Каржантау характеризуются величинами $K_{max}=16$ ($M_{max}=7,0$). На

Рис. 4. Карта зон возникновения очагов землетрясений (Карта K_{max})

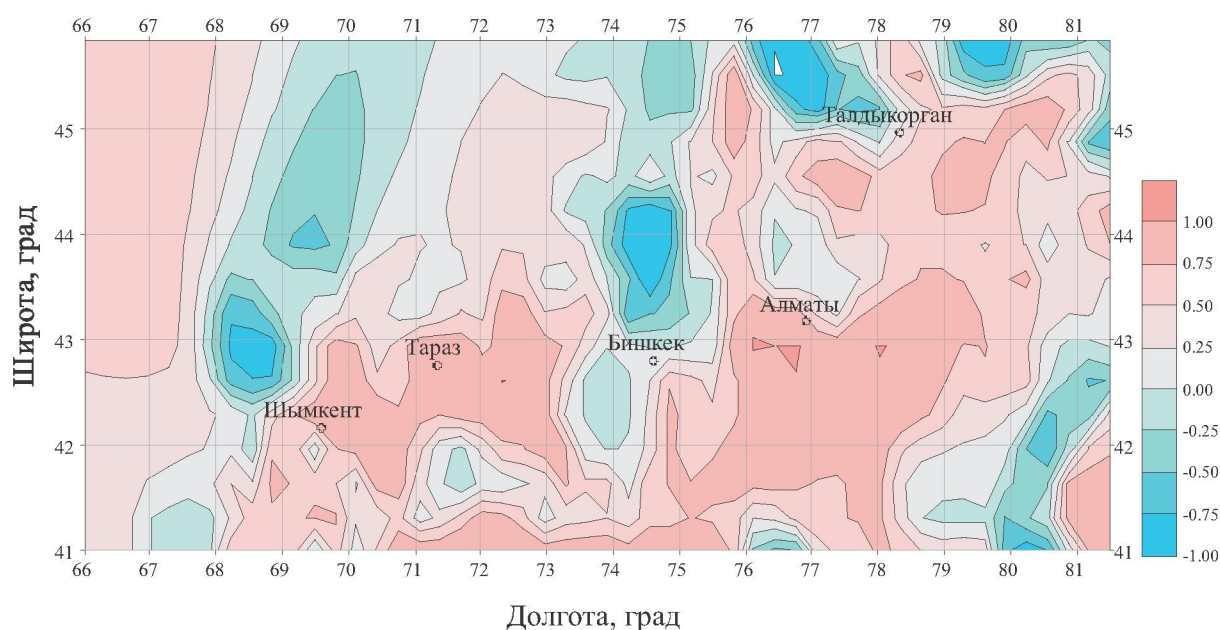
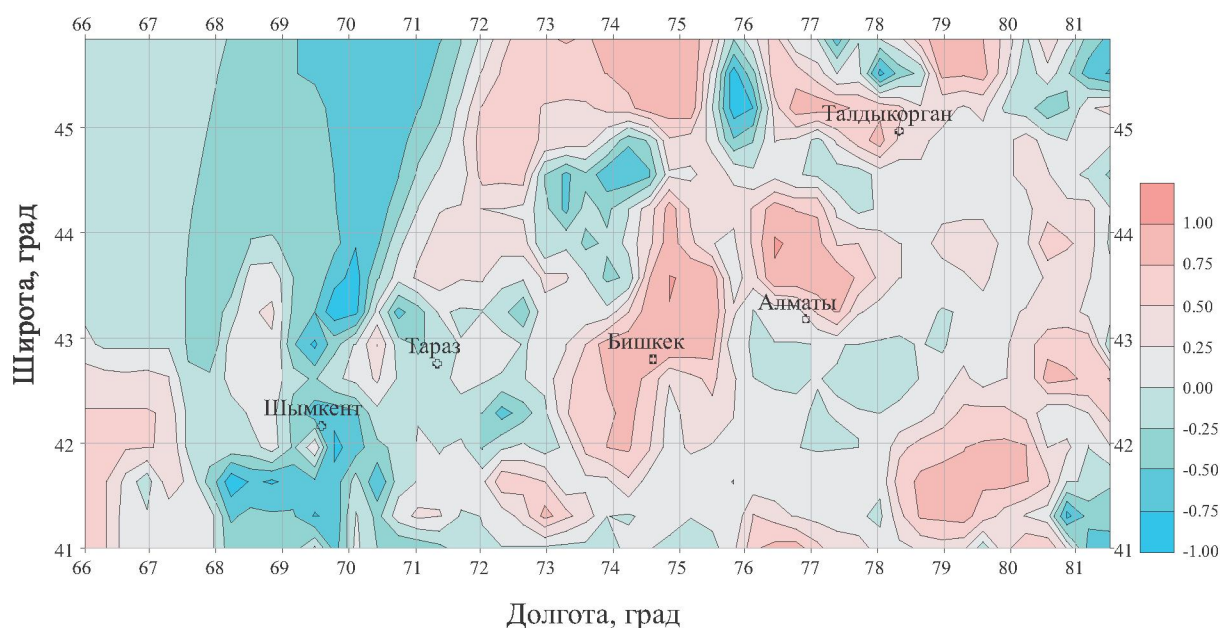
остальной части территории значения K_{max} находятся в пределах 13-15.

Картографические и цифровые модели параметров механизмов очагов землетрясений для целей расчета сеймотектонических деформаций (СТД). В настоящее время для исследуемой территории банк данных фокальных механизмов содержит информацию более чем о 11000 землетрясений в диапазоне энергетических классов 6-17, начиная с 1969 г. Слабые землетрясения ($K < 9$) составляют 75% всего каталога, землетрясения средней силы ($K = 9-11$) всего 22%, и только 3% – события с $K > 12$. Для подробного описания тектонического процесса, применен сеймостатистический подход [7] с использованием всех накопленных данных о фокальных механизмах. Основанием для использования землетрясений широкого диапазона энергий является развитие представлений о самоподобии свойств геофизической среды на разных масштабных уровнях, подтверждением которых является выявленное подобие подвижек в совокупности очагов сильных землетрясений с одной стороны и слабых – с другой. Все выводы проведенного анализа относятся к верхней части литосферы, к диапазону глубин 0-30 км, которому соответствуют гипоцентры практически всех очагов землетрясений рассматриваемой территории.

В качестве исходного материала для определения механизмов очагов землетрясений ис-

пользуются данные сейсмических станций сетей Сейсмологической опытно-методической экспедиции (СОМЭ) МОН РК, Института геофизических исследований НЯЦ РК, Киргизских сейсмологических сетей: опытно-методической сейсмологической экспедиции (ОМСЭ) ИС НАН КР и KNET. Для сильных землетрясений привлекаются данные Алтае-Саянского филиала ГС СО РАН, Сейсмологического бюро СУАР КНР, IRIS, бюллетеней ГС РАН (г.Обнинск), ISC.

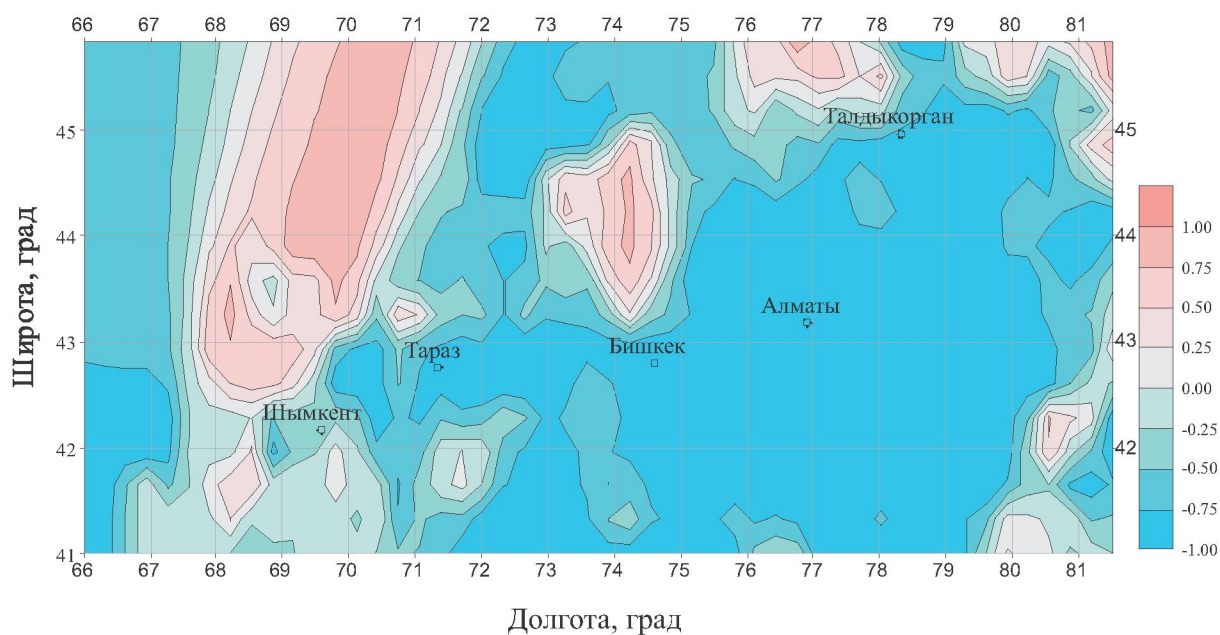
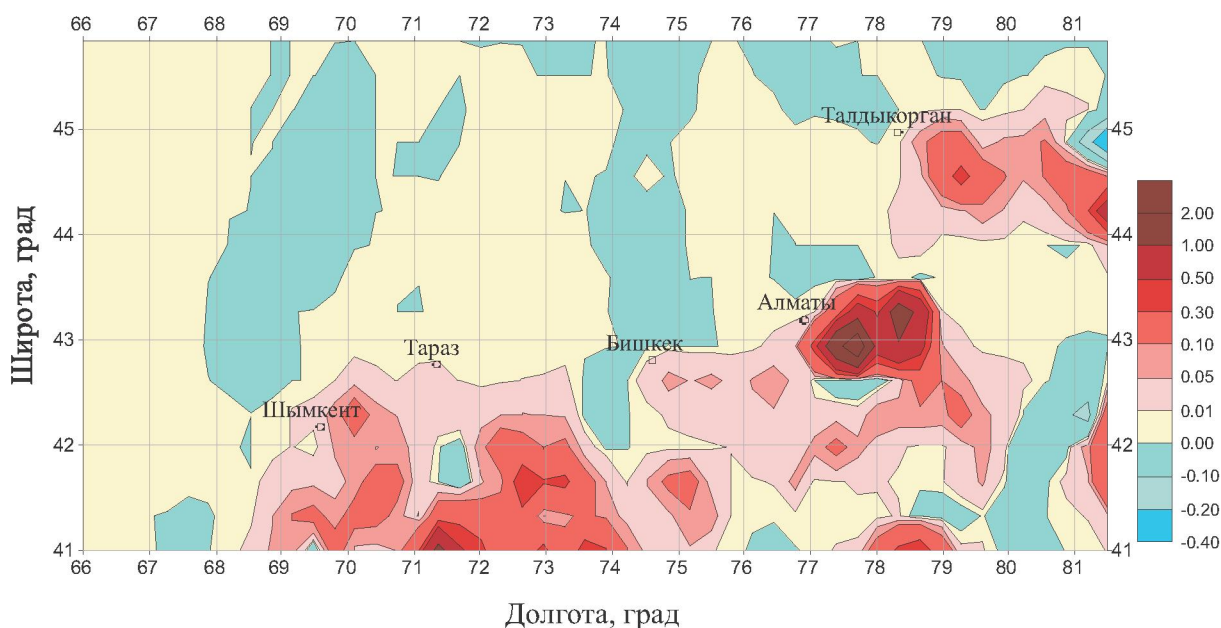
Составленный каталог механизмов очагов позволил изучить закономерности распределения по площади различных параметров СТД. В результате проведенных исследований [7, 12] установлено, что в распределении параметров всех главных осей напряжений отчетливо выявляются преимущественные направления. Оси напряжения сжатия землетрясений с $K \geq 12$ концентрируются в довольно компактной области как по азимутам простирания, так и по углам выхода. По азимуту отчетливо выделяются два максимума: «прямой» 350-360° и «обратный» 170-180° (68% значений). Наиболее вероятные значения угла наклона оси к горизонту составляют 10-20° (87% значений). Азимуты осей напряжения растяжения в основном характеризуется субширотным направлением. Большинство их распределено в диапазонах от 90° до 100° и от 270° до 280°. В распределении оси растяжения по углам погружения отмечается значительный разброс

Рис. 5. Вертикальная компонента (Q_{zz}) тензора СТДРис. 6. Широтная компонента (Q_{xx}) тензора СТД

значений, от близвертикальных до близгоризонтальных. Для землетрясений с $K \geq 12$ преобладают значения углов 40° , а в диапазоне $6 \leq K < 12$ наиболее вероятны значения $50-60^\circ$. Для промежуточных напряжений преимущественные азимутальные направления практически те же, что и для напряжения растяжения. В целом, преобладает близгоризонтальная ориентация оси промежуточного напряжения в субширотном направлении. Таким образом, по данным механизмов

очагов землетрясений система напряжений в регионе характеризуется близгоризонтальным сжатием в субмеридиональном направлении.

Данные по механизмам очагов землетрясений использовались для расчета и создания карт компонент сеймотектонической деформации, которые показывают относительное увеличение (положительные значения) или уменьшение (отрицательные значения) линейных размеров элементарного объема в соответствующем направ-

Рис. 7. Меридиональная компонента (Q_{yy}) тензора СТДРис. 8. Карта вертикальной компоненты (V_{zz}) скоростей деформации при сейсмическом течении горных масс (цифры показывают значения скоростей в ед. 10^{-8} год^{-1})

лении. Площадка осреднения выбрана равной $20' \times 30'$, что обеспечивает оптимальную точность и детальность результатов в нашем случае. Если в пределы такой элементарной площадки попало меньше трех эпицентров, площадка увеличивалась в 4 раза (до $40' \times 60'$). Расчет компонент СТД проводился по всей площади планшета в узлах сетки с размерами $10' \times 15'$. На рис. 5-7 пред-

ставлены компоненты сейсмостектонической деформации (СТД). Вертикальная компонента (Q_{zz}) тензора СТД положительна практически во всем районе исследований, т.е. земная кора, в целом испытывает воздымание, за исключением нескольких субмеридиональных зон. Вместе с тем широтная компонента (Q_{xx}) отличается наибольшей контрастностью. Неоднократная

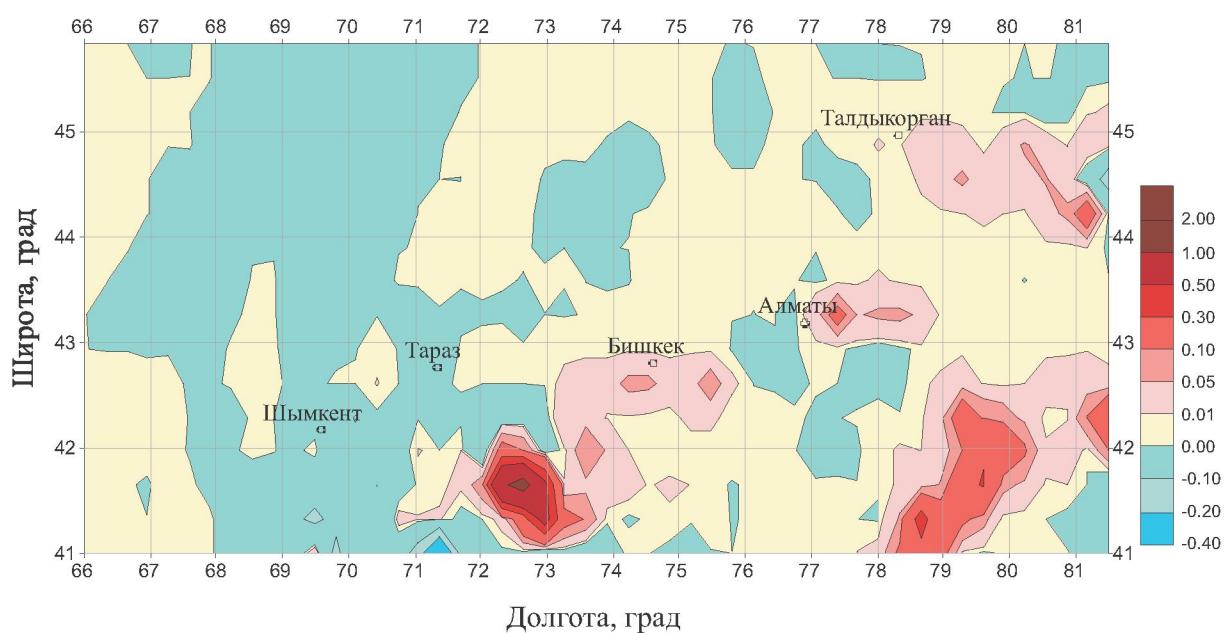


Рис. 9. Карта широтной компоненты (V_{xx}) скоростей деформации при сейсмическом течении горных масс (цифры показывают значения скоростей в ед. 10^{-8} год $^{-1}$)

смена знака деформации наблюдается на всей территории. Можно отметить, что восточнее 71° меридиана, в целом, преобладают положительные значения (удлинения) деформации. Меридиональная компонента тензора сейсмотектонической деформации (Q_{yy}), описывающая относительные изменения элементарного объема в меридиональном направлении, имеет, за исключением нескольких районов, только отрицательные значения. Это говорит о том, что породы земной коры на исследуемой территории испытывают укорочения в меридиональном направлении.

Модели сейсмотектонических деформаций на основе параметров долговременной средней сейсмичности и механизмов очагов землетрясений для территории высокосейсмических регионов Казахстана. На основе картографических моделей долговременной средней сейсмичности и механизмов очагов землетрясений по всей рассматриваемой территории, с использованием ГИС-технологии, создана специализированная электронная база сейсмологических данных. Определение значений параметров проводилось по единой методике в узлах сетки с заданными размерами в масштабе 1:2 500 000.

Методика оцифровки карт состояла в следующем: для векторизации применена равнопро-

межуточная цилиндрическая проекция, использующая координаты широты и долготы. В результате, по программам MapINFO, ArcINFO при помощи модуля Geospatial Analyst получены векторные слои, содержащие точечные данные. По этим данным методом Natural Neighbor Interpolation с заранее выбранным пространственным шагом проведена растеризация точечных данных. В нашем случае использован размер ячейки $10' \times 15'$. В случае необходимости, по программе ERDAS Imagine можно вырезать растры одинакового пространственного размера, а также преобразовать полученные данные в любую географическую проекцию. По завершению, все растры экспортируются в текстовой формат GRID для дальнейшей обработки.

На рис. 8-10 представлены карты компонент скоростей деформаций, характеризующих относительное удлинение (положительные значения) или укорочение (отрицательные значения) элементарного объема в соответствующем направлении. На картах изображены изолинии скоростей деформаций вертикальной V_{zz} (рис. 8), широтной V_{xx} (рис. 9) и меридиональной V_{yy} (рис. 10) компонент при сейсмическом течении горных масс (в единицах 10^{-8} год $^{-1}$). Карты скоростей деформаций, характеризующие деформацию сдвига, в настоящей работе не рассмотрены.

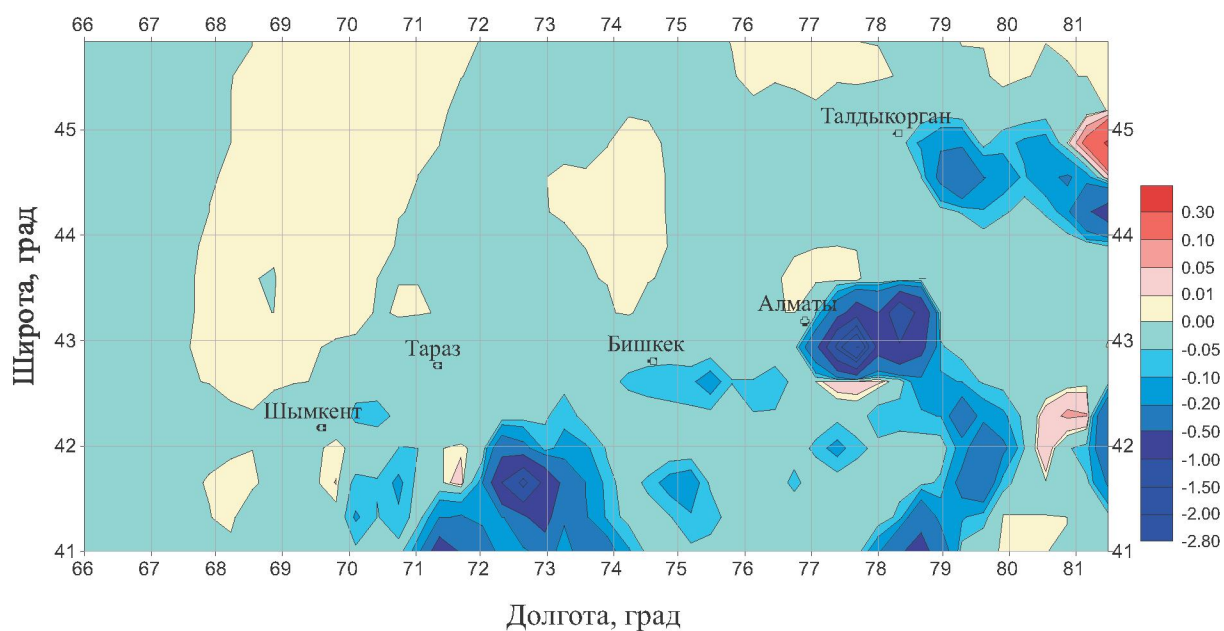


Рис. 10. Карта меридиональной компоненты (V_{yy}) скоростей деформации при сейсмическом течении горных масс (цифры показывают значения скоростей в ед. 10^{-8} год^{-1})

Скорости вертикальных деформаций V_{zz} (рис. 8) на большей части рассматриваемой территории характеризуется положительными значениями, т.е., в целом, земная поверхность испытывает относительное воздымание. Исключением является несколько субмеридиональных зон, которые с юга на север пересекают значительную часть рассматриваемой территории и в пределах которых наблюдаются слабые отрицательные значения деформаций ($-0,1 \cdot 10^{-8}$). Положительные значения деформаций достигают значительных величин в пределах Заилийско-Кунгейской (до $2 \cdot 10^{-8}$), Джунгарской (до $0,5 \cdot 10^{-8}$) и Таласо-Ферганской (до $0,3 \cdot 10^{-8}$) сейсмоактивных зон. На карте широтной компоненты скорости деформаций (рис. 9) на большей части территории восточнее 71° меридиана скорости V_{xx} имеют положительные значения. Наибольшие их значения наблюдаются в пределах Таласо-Ферганской, Кокшаальской, а средние – в Заилийско-Кунгейской и Джунгарской сейсмоактивных зонах. Значительная часть территории западнее 71° меридиана характеризуется незначительными отрицательными значениями скорости деформаций. Меридиональная компонента скорости сейсмотектонической деформации (рис. 10) на преобладающей части территории характеризуется отрицательными значениями, указывая на то, что породы земной коры здесь испытывают укорочения в меридиональ-

ном направлении. Наибольшие значения укорочения наблюдаются в пределах Заилийско-Кунгейской, Таласо-Ферганской, Кокшаальской и Джунгарской зон. Анализируя карты широтной и меридиональной компонент скоростей сейсмотектонических деформаций, можно отметить, что в отдельных районах положительной величине скорости широтной компоненты соответствует отрицательная величина меридиональной компоненты.

Таким образом, разработаны модели скоростей сейсмотектонических деформаций. Установлено, что скорости вертикальных деформаций на большей части рассматриваемой территории характеризуются положительными значениями, т.е. в целом земная поверхность испытывает относительное воздымание. Меридиональная компонента скорости деформаций на преобладающей части исследуемой территории имеет отрицательные значения, что говорит об укорочении земной коры в этом направлении.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. Избранные труды. М: Наука, 1985. 406 с.
2. Ризниченко Ю.В. О сейсмическом течении горных масс. В кн.: Динамика земной коры, М.: Наука, 1965. С.56-63.
3. Соболева О.В., Бибарсова Д.Г., Вахидова З.Н. Расчет параметров сейсмотектонической деформации / Институт Физики Земли. М. 1981. 25 с. Деп. в ВИНТИ. №5402-81.