

ОПЫТ МОДЕЛИРОВАНИЯ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

© 2021 г. И. У. Атабеков*

Институт сейсмологии АН РУЗ, г. Ташкент, Узбекистан

**E-mail: atabekovi@mail.ru*

Поступила в редакцию 19.11.2019 г.

После доработки 18.04.2020 г.

Принята к публикации 01.08.2020 г.

Численно смоделировано тектоническое течение горных масс земной коры Центральной Азии (ограниченной географическими координатами 36:46 с.ш., 56:76 в.д.) с помощью уравнений Стокса (ползущее течение). В настоящей работе под термином тектонического и сейсмодектонического течения горных масс подразумевается скорость деформации и ее вариация вследствие землетрясения. Механизм очага землетрясения моделирован двумя способами: сосредоточенным внутренним моментом и двойным диполем без момента. Трехмерные уравнения сплошной среды усреднены по толщине литосферы, с использованием свойств геодинамической постановки задачи. Правые части усредненных уравнений ползущего течения содержат тектонические напряжения и современный рельеф, в качестве начальных данных. Для их определения решается обратная задача упругости. Разыскиваются возможные граничные условия, при которых создается современный рельеф земной поверхности Центральной Азии при взаимодействии Индийской, Аравийской и Евразийской плит. Полученные числовые результаты неплохо согласуются с фактическими данными GPS.

Ключевые слова: Центральная Азия, тектоническое напряжение, сейсмодектоническое течение, численные методы.

DOI: 10.31857/S0002333721010014

ВВЕДЕНИЕ

Универсальные методы для выделения областей готовящихся будущих землетрясений еще не найдены. Однако, вероятней всего, эти области окажутся там, где происходят интенсивные изменения деформационных процессов за реальный промежуток времени. Одним из важных параметров при сейсмическом районировании является сейсмодектоническое течение. Рассматриваемый регион, ограниченный географическими координатами 36:46 с.ш., 56:76 в.д., по известной гипотезе находится в тисках платформенных массивов и интерпретируется как результат раздавливания коры этого пояса в поле латерального сжатия, порожденного коллизией Евразийской с одной стороны, Индийской и Аравийской литосферных плит с другой. Для решения поставленных задач используются уравнения равновесия моментной теории. Механизм очага землетрясения моделируется двумя способами: сосредоточенным внутренним моментом и двойным диполем без момента. Трехмерные уравнения сплошных сред усредняются по толщине литосферы с использованием свойств геодинамической постановки задачи. Правые части усредненных уравнений сей-

смодектонического течения содержат тектонические напряжения литосферы и рельеф земной коры. В качестве таковых используются напряжения и рельеф, получаемые решением обратной задачи упругости. С этой целью разыскиваются возможные граничные условия для упругой задачи, создающие современный рельеф земной коры. Полученные результаты сравниваются с полями скоростей, построенными на основе данных GPS.

МЕТОДЫ РЕШЕНИЯ

Рассмотрим задачу ползущего движения тяжелой сплошной среды (в качестве модели литосферы) на жидком основании, боковые края которой подвергаются латеральным сжатиям. Напряженное состояние такой среды, имеющей сосредоточенные моменты во внутренних точках, определяется уравнениями равновесия сил и моментов:

$$\sigma_{ij,j} + F_i = 0, \quad (1)$$

$$\mu_{ij,j} + \epsilon_{ijk}\sigma_{jk} + M_i = 0, \quad ij, k = 1, 2, 3, \quad (2)$$

где: σ_{ij} , μ_{ij} – компоненты силового и моментного тензора напряжений; индекс j после запятой означает дифференцирование по декартовым ко-

ординатам x_j ; $F(0, 0, \rho g)$ – массовая сила; ϵ_{ijk} – тензор Леви-Чивита; M_i – удельный момент, имеющий размерность момент, деленный 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 лишь для простейших материалов. Учитывая эту неопределенность относительно констант, можно выразить вектор вращения как и в безмоментной теории $\omega_k = \epsilon_{ijk}u_{i,j}$. Тогда $\mu_{ij} = 0$ и формула (2) выражает асимметричность тензора напряжения. В случае точечного очага, смоделированного внутренним моментом, с координатами $(x_{i0} \ i=1, 2, 3)$ M_i выражается через дельта функций:

$$M_i(x_1, x_2, x_3) = M_i^0 \delta(x_1 - x_{10}) \delta(x_2 - x_{20}) \delta(x_3 - x_{30}). \quad (3)$$

Здесь $M_i^0 = \text{const}$ – значение удельного момента. Однако в случае моделирования точечного очага двойной диполью без момента, в уравнение (2) в точке x_{i0} приходится ввести два момента, равные по величине, но противоположные по направлению, которые в сумме дают нуль, что затрудняет использование уравнения (2). В этом случае применение теории дислокации дает возможность [Ландау и др., 1965; Аки и др., 1983; Касахара, 1985] введения дополнительных членов в объемные силы F_i в уравнениях (1), эквивалентных действиям диполя. Эти силы по-разному выражаются в зависимости от вида подвижки в очаге землетрясения (сдвиги, сбросы и т.д.). В нашу модель вводили соответствующие члены, исходя из конкретного вида землетрясения.

Решение трехмерных уравнений довольно сложно, поэтому предлагаем один способ упрощения системы (1)–(2) с учетом специфики геодинамической постановки задач, а именно: размеры рассматриваемой территории в плане намного больше по сравнению с толщиной литосферы; поверхность земли свободна от напряжений; на контакте плит с астеносферой касательные напряжения отсутствуют. Эти особенности задачи дают возможность усреднять уравнения (1)–(2) по формуле:

$$\bar{w}(x_1, x_2) = \frac{1}{(h-H)} \int_H^h w(x_1, x_2, x_3) dx_3, \quad (4)$$

где: черта означает усреднение по x_3 (принята географическая система координат с вертикальной осью, направленной вниз); $h(x_1, x_2)$ – глубина по-

дошвы литосферы, $H(x_1, x_2)$ – высота поверхности Земли.

Усредним систему (1)–(2), принимая $\sigma_{ij} = \sigma_{ji} + \epsilon_{ijk}M_k$ (i, j, k – круговое индексирование) и безразмерная напряжение и удельный момент относительно модуля сдвига G , а линейные переменные относительно h :

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{\sigma}_{11}}{\partial x_1} + \frac{\partial \bar{\sigma}_{12}}{\partial x_2} &= \frac{\partial \bar{M}_2}{\partial x_3} - \frac{1}{(1-H/h)} \frac{\partial H}{\partial x_1} \bar{\sigma}_{12} - \\ &- \frac{1}{(1-H/h)} \frac{\partial H}{\partial x_2} \bar{\sigma}_{22}, \quad \frac{\partial \bar{\sigma}_{12}}{\partial x_1} + \frac{\partial \bar{\sigma}_{22}}{\partial x_2} = \\ &= \frac{\partial \bar{M}_3}{\partial x_1} - \frac{\partial \bar{M}_1}{\partial x_3} - \frac{1}{(1-H/h)} \times \\ &\times \frac{\partial H}{\partial x_1} \bar{\sigma}_{12} - \frac{1}{(1-H/h)} \frac{\partial H}{\partial x_2} \bar{\sigma}_{22}, \\ \sigma_{33}(x, y, h) &= \left(-\rho g h / G + \frac{\partial \bar{\sigma}_{31}}{\partial x_1} + \frac{\partial \bar{\sigma}_{32}}{\partial x_2} \right) (1-H/h). \end{aligned} \quad (5)$$

При выводе уравнений (5) учтены условия на поверхности Земли и на подошве астеносферы:

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

а также результаты усреднения дельта-функций:

$$\bar{M}_i(x_1, x_2) = \frac{M_i^0}{(1-H/h)} \delta(x_1 - x_{10}) \delta(x_2 - x_{20}), \quad (6)$$

$$\frac{\partial \bar{M}_i}{\partial x_j} = \frac{\partial \bar{M}_j}{\partial x_i}, \quad i = 1, 2, 3; \quad j = 1, 2.$$

Согласно правилам интегрирования дельта-функций, при $i = 1, 2$ имеем

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{M}_i}{\partial x_3} &= \frac{M_i^0}{(1-H/h)} \delta(x_1 - x_{10}) \delta(x_2 - x_{20}) \times \\ &\times \int_{H/h}^1 \delta'(x_3 - x_{30}) dx_3 = 0, \end{aligned} \quad (7)$$

Интеграл в (7) обращается в нуль благодаря антисимметричности производной δ -функции при $H/h < x_{30} < 1$.

Система в напряжениях (5) является общей для задач упругости и линейно-вязкой жидкости. Для вязкой жидкости система преобразуется в уравнения Стокса, которые относительно усредненных скоростей перемещения $\bar{v}_i(x_1, x_2)$ имеют следующий вид:

$$\begin{aligned}
& -\text{grad}\bar{p} + \mu\Delta\bar{v} = \bar{F}, \\
F_1 = & -\frac{\partial M_2}{\partial x_3} - \frac{1}{(1-H/h)} \frac{\partial H}{\partial x_1} \bar{\sigma}_{11} - \\
& -\frac{1}{(1-H/h)} \frac{\partial H}{\partial x_2} \bar{\sigma}_{12} - \frac{\mu}{(1-H/h)} \times \\
& \times \left(\frac{\partial H}{\partial x_1} + \frac{1}{2} \frac{\partial H}{\partial x_2} \right) \bar{v}_1 - \frac{\mu}{2(1-H/h)} \frac{\partial H}{\partial x_1} \bar{v}_2, \\
F_2 = & \frac{\partial M_3}{\partial x_1} + \frac{\partial M_1}{\partial x_3} - \\
& -\frac{1}{(1-H/h)} \frac{\partial H}{\partial x_1} \bar{\sigma}_{12} - \frac{1}{(1-H/h)} \frac{\partial H}{\partial x_2} \bar{\sigma}_{22} - \\
& -\frac{\mu}{2(1-H/h)} \frac{\partial H}{\partial x_2} \bar{v}_1 - \frac{\mu}{(1-H/h)} \left(\frac{1}{2} \frac{\partial H}{\partial x_1} + \frac{\partial H}{\partial x_2} \right) \bar{v}_2.
\end{aligned} \quad (8)$$

Усредненное уравнение несжимаемости в предположении $v_3(x_1, x_2, h) = 0$ принимает вид:

$$\begin{aligned}
v_3(x_1, x_2, H) = & (1-H/h) \left(\frac{\partial \bar{v}_1}{\partial x_1} + \frac{\partial \bar{v}_2}{\partial x_2} \right) - \\
& - \frac{\partial(h-H)}{\partial x_1} \bar{v}_1 - \frac{\partial(h-H)}{\partial x_2} \bar{v}_2
\end{aligned} \quad (9)$$

и выражает вертикальную скорость поверхности Земли.

Правые части уравнений (8)–(9) содержат усредненные тектонические напряжения $\bar{\sigma}_{ij}$ и рельеф поверхности $H(x_1, x_2)$. Вообще-то говоря, для их определения нужно решать задачу пластичности с учетом особенностей всего тектонического периода, что невозможно из-за сложности процесса и неизвестности физических параметров. Вместо этого в качестве тектонических напряжений мы использовали обычное решение упругой литосферы, деформация которой создает вертикальные перемещения, соответствующие современному рельефу.

В упругой постановке система (1)–(2) с $M_i = 0$ преобразуется в уравнения Ламе для усредненных перемещений:

$$\Delta \bar{U} + \frac{1}{1-2\nu} \text{graddiv} \bar{U} = \bar{F}, \quad (10)$$

где правая часть имеет следующие компоненты:

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

Здесь: Δ – оператор Лапласа; ν – коэффициент Пуассона; \bar{U} – двумерный вектор с компонентами усредненных горизонтальных перемещений; u_3^h , u_3^H – вертикальные перемещения на подошве астеносферы и на поверхности земной коры.

При выводе уравнений (10) использованы следующие соотношения для $i = 1, 2$:

$$\bar{\sigma}_{i3} = \frac{1}{2} (\sigma_{i3}|_h + \sigma_{i3}|_H) = 0. \quad (12)$$

Система уравнений (10) решается методом итерации. За первое приближение средние напряжения и разность $u_3^h - u_3^H$ приняты нулевыми. В последующих итерациях эта разность находится по следующей формуле, полученной усреднением напряжения $\bar{\sigma}_{33}$ через перемещения (λ, μ – упругие константы):

$$\begin{aligned}
\bar{\sigma}_{33}(x_1, x_2) = & \frac{\rho g(1-H/h)}{2} = \lambda \left(\frac{\partial \bar{u}_1}{\partial x_1} + \frac{\partial \bar{u}_2}{\partial x_2} \right) + \\
& + (\lambda + 2\mu) [u_3(x_1, x_2, h) - u_3(x_1, x_2, H)].
\end{aligned} \quad (13)$$

Отметим некоторые особенности литосферы исследуемого региона. В работе [Абидов, 1997], где обобщены труды коллектива Института геологии и разведки нефтегазовых месторождений (г. Ташкент), в том числе и автора данной статьи, приведены параметры литосферы Центральной Азии. При анализе имеющейся геолого-геофизической и сейсмологической информации для данного региона установлено, в частности, что литосфера состоит из 19-ти блоков первого ранга (рис. 1). Рассчитаны скорости Индийской и Аравийской плит относительно Евразийской, которые оказались равными соответственно 46 и 25 км в 1 млн лет. Поэтому для решения рассматриваемых задач в качестве литосферы принято призматическое тело, состоящее из 19-ти зонально однородных частей. Скорости Индийской и Аравийской плит для первого приближения выбирались согласно вычисленным нами значениям, а направления действующих сил $p_j = \sigma_{ij} n_i$ (n_i – компоненты нормали к границе) такими, как указаны стрелками на рис. 1 (последующими приближениями мы их корректировали). В каждой итерации уравнения (10) решались методом граничных интегральных уравнений относительно компонентов перемещения и вектора напряжений.

Соотношения метода граничных интегральных уравнений имеют стандартный вид [Бреббия и др., 1987]:

$$\begin{aligned}
c_{ij}(x) u_j(x) + \int_S p_{ij}^*(x, \xi) u_j(\xi) dS_\xi = \\
= \int_S u_{ij}^*(x, \xi) p_j(\xi) dS_\xi + \int_\Omega u_{ij}^*(x, \xi) b_j(\xi) d\Omega,
\end{aligned} \quad (14)$$

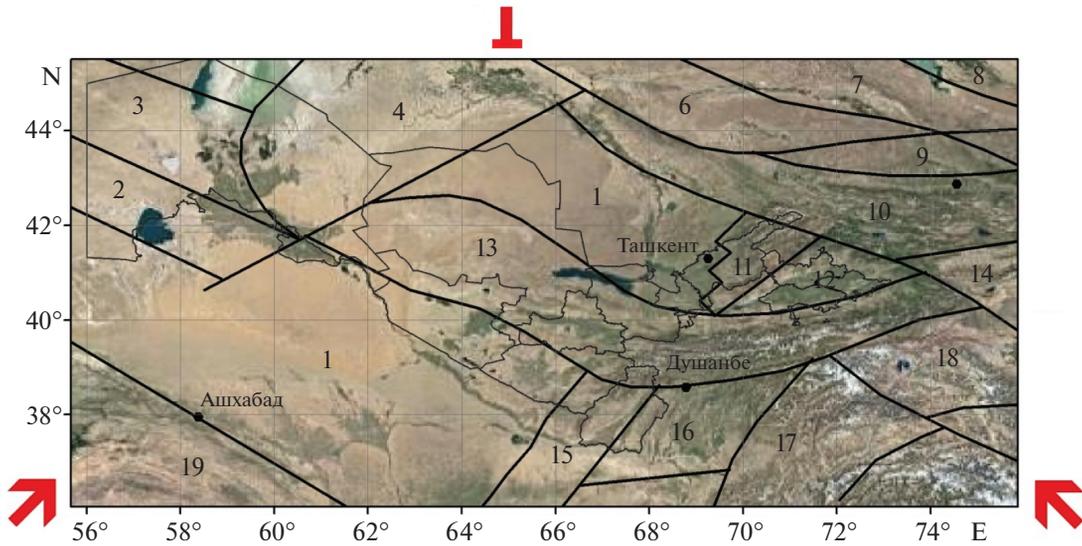


Рис. 1. Литосферные блоки Центральной Азии [Абидов, 1997]. Жирные стрелки указывают направления вектора напряжений от действия Евразийской, Индийской и Аравийских плит, принятые для первого приближения. Т-образный символ означает, что Евразийская плита считается неподвижной. Цифрами отмечены блоки литосферы, которые отличаются между собой физическими характеристиками.

где: b_j – компонента вектора, представляющая собой правую часть (10); p_{ij}^*, u_j^* есть фундаментальное решение уравнения Ламе (черта над усредненными переменными опущена):

$$\sigma_{jk,j}^* + \Delta(\xi, x)e_k = 0, \quad \langle k = 1, 2 \rangle, \quad (j = 1, 2), \quad (15)$$

$$u_{ij}^* = \frac{1}{8\pi G(1-\nu)} \left\{ (3-4\nu) \ln \frac{1}{r} \delta_{ij} + r_i r_j \right\},$$

$$p_{ij}^* = -\frac{1}{4\pi(1-\nu)} \times$$

$$\times \left\{ \frac{\partial r}{\partial n} [(1-2\nu) \delta_{ij} + 2r_i r_j] - (1-2\nu)(r_i n_j - r_j n_i) \right\},$$

$$\langle i, j = 1, 2 \rangle. \quad (16)$$

Здесь: $S = \bigcup_{i=1}^n S_i$; $\Omega = \bigcup_{i=1}^n \Omega_i$; S_i – граница двумерной области Ω_i ; $r_j = x_j - \xi_j$.

S_i разбиты на линейные элементы, Ω_i на треугольники, вершинами которых являются внутренние и граничные точки. Дискретизация уравнения (14) с учетом специфики рассматриваемой задачи приводит к линейной алгебраической системе относительно неизвестных значений u_j и p_j . В объемных интегралах с сингулярной особенностью интегрирование проводится полуаналитически, с переходом на полярную систему координат с началом в особой точке. Решение обратной задачи, как правило, некорректно и соответствующая матрица плохо обусловлена. Она регуляризована известным методом А.Н. Тихонова [Тихонов и др., 1979]. Исходную систему с матрицей

H и правой частью F можно переписать в эквивалентной форме:

$$(HY - F, HY - F) = 0.$$

Регуляризованная задача формулируется следующим образом:

$$(HY - F, HY - F) + \alpha(Y, Y) = \min, \quad \alpha > 0,$$

где: α – малый положительный параметр. Варьируя α , получаем следующее уравнение:

$$(H^H H + \alpha E)Y = H^H F,$$

где E – единичная матрица, H^H – эрмитова сопряженная матрица. Решая его методом исключения Гаусса, найдем регуляризованное решение Y_α , зависящее от параметра α . Если $\alpha = 0$, то система переходит в плохо обусловленную систему. Если же велико, то регуляризованная система будет хорошо обусловленной благодаря присутствию в левой части хорошо обусловленной матрицы αE ; но преобразованная система при большом α сильно отличается от исходной, и регуляризованное решение Y_α не будет близким к искомому решению. Оптимальным будет наименьшее значение α , при котором обусловленность системы еще удовлетворительна.

Для нахождения оптимального значения α вычисляли невязку $r_\alpha = HY_\alpha - F$ и сравнивали ее по норме с известной погрешностью правых частей δF и с влиянием погрешности коэффициентов матрицы $\delta H \cdot Y$. Оптимальным считали тот, в котором выполнялось условие $\|r_\alpha\| \approx \|\delta F\| + \|\delta H \cdot Y\|$.

По значениям u_j вычисляются σ_{ij} , и по ним наибольшие и наименьшие напряжения во внутренних точках. На границах блоков касательное σ_τ и нормальное σ_n напряжения находятся по формулам $\sigma_n = p_1 n_1 + p_2 n_2$, $\sigma_\tau = -p_1 n_2 + p_2 n_1$. Численный эксперимент заключался в следующем. Граничные перемещения, соответствующие Евразийской плите на рис. 1, принимались нулевыми (Г-образный символ). В первом приближении компоненты вектора напряжений на нижних углах четырехугольника выбирались пропорционально скоростям Индийской и Аравийской плит, а между ними равномерно распределялись с левого до правого угла. На боковых границах компоненты плавно уменьшались с приближением к верхней границе. Вектор напряжений \mathbf{p} на верхней границе и перемещения \mathbf{u} на остальных границах считались искомыми.

После нахождения недостающих граничных переменных, перемещения \mathbf{u} во внутренних точках определяются опять по уравнениям (11). Для следующего шага вычислительного эксперимента, предполагая $u_3(x_1, x_2, h) = 0$ находится $u_3(x_1, x_2, 0) = H(x_1, x_2)$ из (10) и сравнивается со значением рельефа физической карты. Далее интуитивно варьируются напряжения на границах и упругие константы блоков до достижения приемлемой формы реальных высот рельефа. Найденные окончательные значения $\bar{\sigma}_{ij}$ и $H(x_1, x_2)$ использовались для решения сейсмостектонического ($M_i = 0$) и сейсмического ($M_i \neq 0$) течения. Уравнения (8) также решаются вышеописанным способом. В данном случае фундаментальные решения задачи Стокса (относительно усредненных v_j и $f_j = \sigma_{ijn}$) имеют следующий вид [Ладыженская, 1970]:

$$v_{ij}^* = -\frac{1}{4\pi\mu} [\delta_{ij} \ln r - r_i r_j], \quad f_{ij}^* = -\frac{r_i r_j}{\pi r} \frac{\partial r}{\partial n}. \quad (17)$$

После нахождения усредненных скоростей перемещения усредненные напряжения строятся по формулам:

$$\bar{\sigma}_{ij} = -\delta_{ij} \bar{p} + \mu \left(\frac{\partial \bar{v}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \bar{v}_j}{\partial x_i} \right), \quad (18)$$

$$\bar{p}(x) = \int_{\Omega} q^k(x, \xi) b_k(\xi) d\Omega_\xi - \int_S q^k(x, \xi) \bar{\sigma}_{kj} n_j dS_\xi - 2\mu \int_S \frac{\partial q^k}{\partial x_j} \bar{v}_k n_j dS_\xi, \quad (19)$$

$$q^k(x, \xi) = \frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial x_k} \ln \frac{1}{r(x, \xi)}. \quad (20)$$

Для проведения расчетов составлена авторская программа в среде *Delphi*. Изолинии построены с помощью пакета *Surfer*.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

На рис. 2 приводятся окончательный вариант рельефа (рис. 2а) из множества решений, полученных в ходе вычислительного эксперимента упругой задачи. Рисунок 2б соответствует современному рельефу, построенному по физической карте, которая служила для верификации решения математической задачи. Для получения окончательного варианта задачи, которая наиболее близко соответствует верифицируемой, приходилось последовательно корректировать значения граничных напряжений и упругих констант каждого из 19-ти блоков со средними значениями $G = 0.31 \times 10^5$ МПа и $\nu = 0.25$. Максимальная высота, равная 7500–8000 м, получилась при значениях безразмерных компонент вектора напряжения в правом нижнем углу, равных $0.0005G$, $0.035G$ и угол $\alpha = \arctg(f_2/f_1) = 89.1^\circ$, отсчитываемый от параллели против часовой стрелки, который вполне соответствует направлению движения Индийской плиты, установленному по данным GPS в работе [Зубович и др., 2007].

В работах [Гзовский, 1964; Николаев и др., 1967] проведены оценки максимальных касательных напряжений на глубине 15–20 км для Центральной Азии 400–1500 бар. Учитывая [Ильюшин, 1948] известные соотношения $0.816 < \sigma_{int}/\sigma_{max} < 0.941$ между максимальными касательными напряжениями σ_{max} и интенсивностью напряжений σ_{int} можно утверждать, что приведенные на рис. 3 величины интенсивности напряжений, рассчитанные по нашей модели, неплохо коррелируются с их оценками.

Для анализа результатов тектонического ($M_i = 0$) и сейсмостектонического ($M_i \neq 0$) течения горных масс значение вязкости варьировалось около 10^{22} Н с/м². Масштаб времени выбирался из равенства безразмерных касательных напряжений в уравнении Ламе и Стокса:

$$\frac{\bar{\sigma}_{ij}^{\text{вязкий}}}{\mu} = \frac{\bar{\sigma}_{ij}^{\text{упругий}}}{G}. \quad (21)$$

Полученное значение, равное 10^4 лет, вполне согласуется с тем фактом, что максимальное время релаксации напряжений горных пород измеряется отрезком не более 10^4 лет [Тёркот, 1985].

Скорости перемещений при $M_i = 0$, рассчитанные по нашей модели (рис. 4–рис. 5, в см/год), по направлениям и по значениям удовлетворительно совпадают с результатами других авторов.

Здесь надо оговорить, что наши расчеты отражают скорости по отношению 46° с.ш. (на этой широте скорости модели принимались нулевыми), когда в большинстве построений по данным

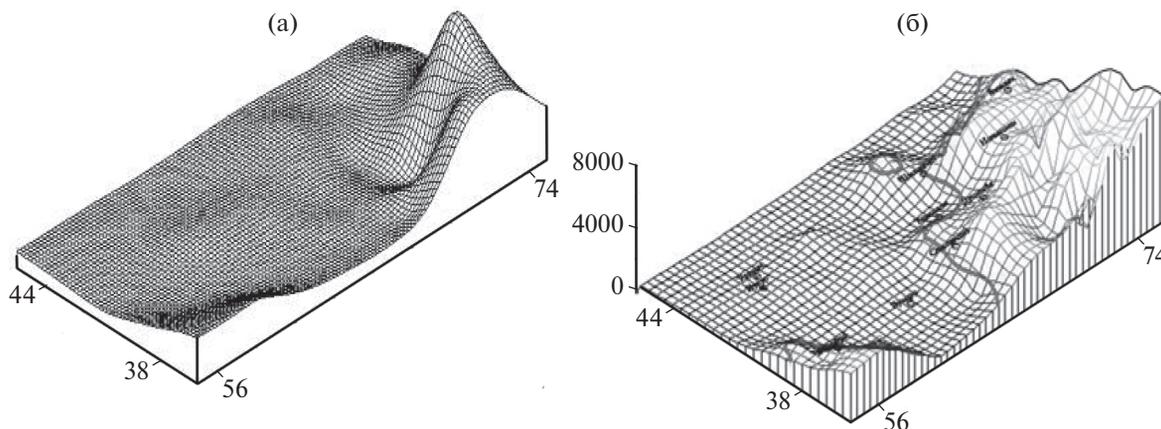


Рис. 2. Рельеф Центральной Азии: (а) – по результатам численного решения упругой задачи; (б) – по физической карте.

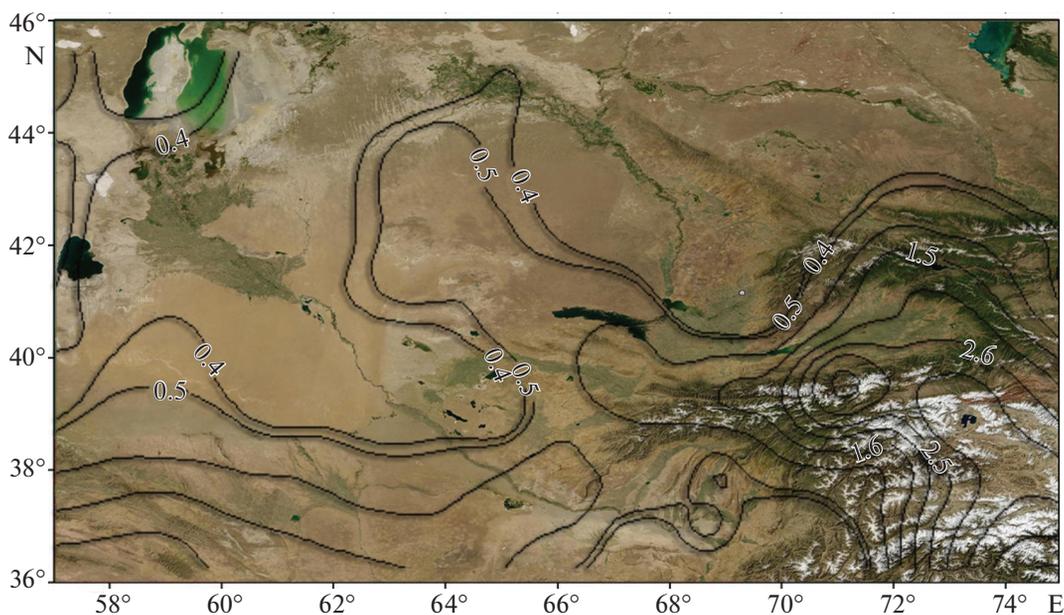


Рис. 3. Интенсивность напряжений в Центральной Азии (в килобарах) на глубине 20 км.

GPS на этой параллели имеются еще скорости, направленные на север. Только, в работе [Современная..., 2005] представлен случай, где данные для Ферганской впадины пересчитаны относительно центра впадины. Поэтому наши картины неплохо соответствуют построениям этой работы. При учете реальных скоростей, направленных на север на параллели 46° с. ш., векторы скоростей также стали приблизительно совпадать с результатами остальных работ [Зубович и др., 2007; Кузиков и др., 2010; Костюк и др., 2010].

Интенсивность тектонического течения и скорости вращения определялись следующими формулами:

$$\overline{e_{int}} = \frac{\sqrt{2}}{\sqrt{3}} \times \sqrt{(e_{11} - e_{22})^2 + (e_{22} - e_{33})^2 + (e_{33} - e_{11})^2 + \frac{3}{2}e_{12}^2}, \quad (22)$$

$$\overline{rotv_{12}} = \frac{\partial \overline{v}_1}{\partial x_2} - \frac{\partial \overline{v}_2}{\partial x_1}. \quad (23)$$

Интенсивность (22) выбрана аналогично интенсивности сдвига в теории упругости, которая равна с точностью до множителя второму инварианту тензора деформации. Такой выбор коэффициента в упругом случае обусловлен тем, что интенсивность деформации должна равняться удвоенному углу сдвига площадки результирующих сдвигов.

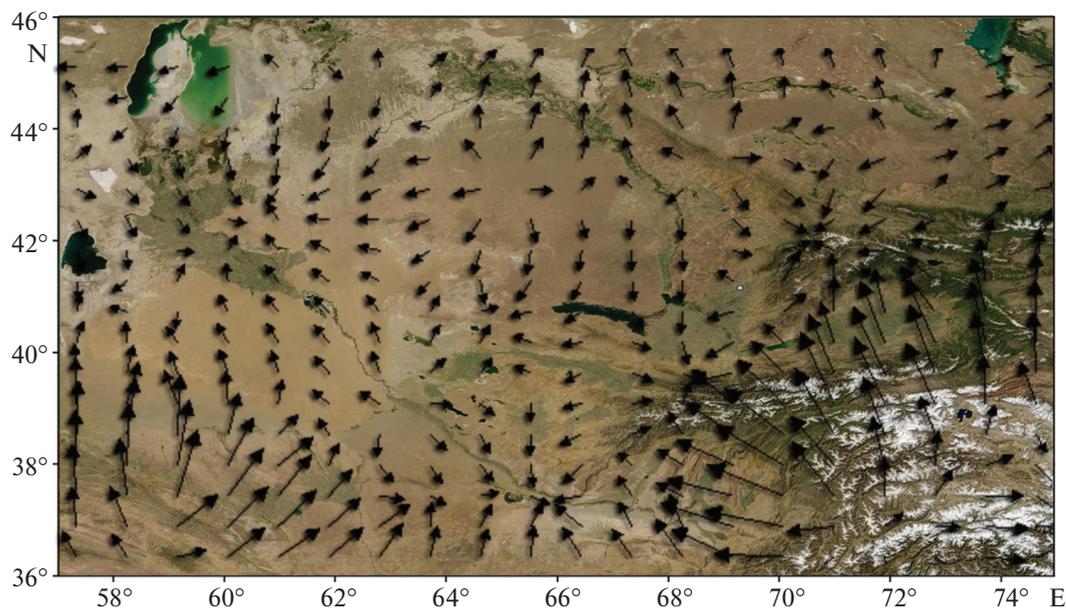


Рис. 4. Горизонтальные скорости Центральной Азии по отношению к 46-й параллели. Размеры стрелок соответствуют их абсолютной величине.

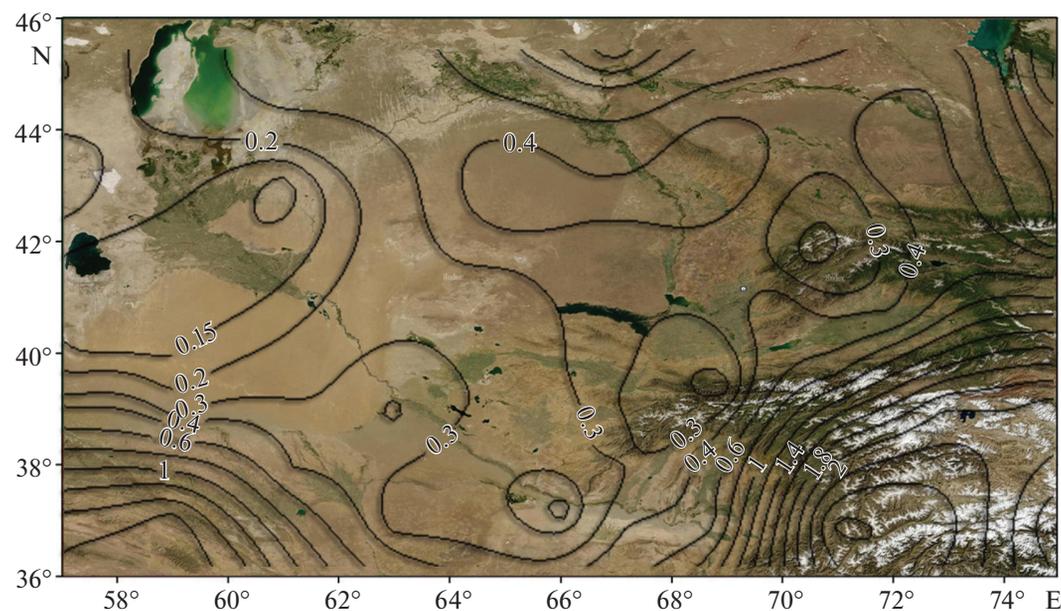


Рис. 5. Модуль горизонтальных скоростей (в см/год) Центральной Азии.

Такая площадка наклонена равным образом к главным осям деформации. В нашем случае под e_{ij} подразумеваются средние скорости деформации, определенные по средним скоростям (рис. 6), при этом учитываются формулы (12)–(13).

Наибольшие значения интенсивности ($\sim 1.6 \times 10^{-7}$ 1/год) отчетливо наблюдаются (рис. 6) в Ферганской впадине вдоль Восточно-Ферганской и Южно-Ферганской зон тектонических наруше-

ний (границ блока № 12), которые отличаются высокой сейсмичностью. Наименьшие значения $\sim 10^{-8}$ 1/год свойственны Центрально-Казахстанскому щиту. В Центральных Кызылкумах величина интенсивности скоростей деформаций возрастает до 2×10^{-8} 1/год.

Изолинии вращения (10^{-7} радиан/год) на рис. 7 показывают, что территория Ферганской впадины вращается против часовой стрелки вокруг цен-

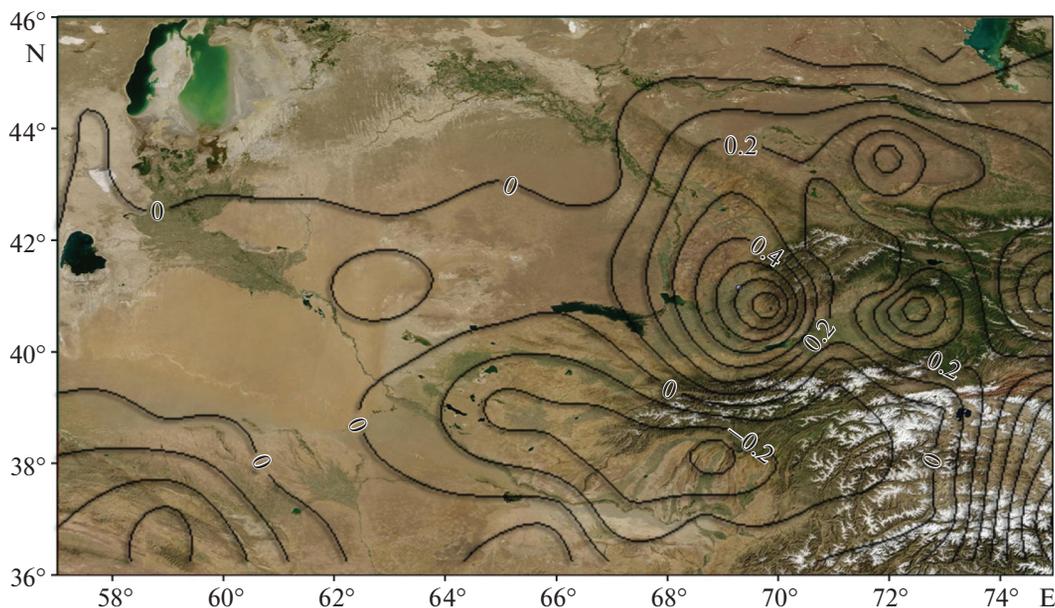


Рис. 6. Интенсивность тектонических течений (10^{-7} 1/год) Центральной Азии.

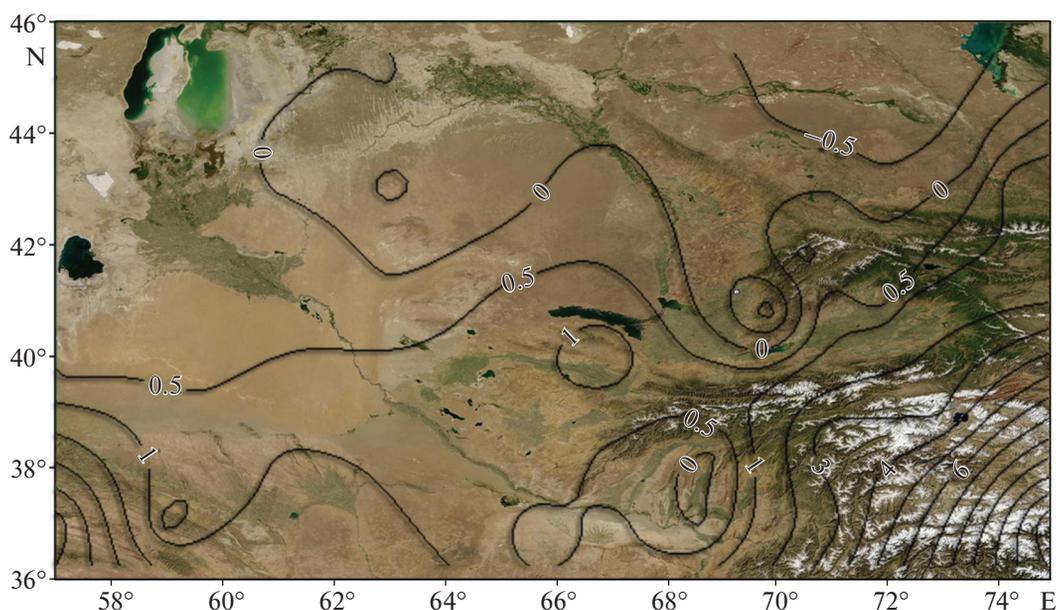


Рис. 7. Изолинии вращений (в 10^{-7} радиан/год) Центральной Азии относительно 46-й параллели (при вязкости 10^{22} Н с/м²). Ферганская впадина вращается против часовой стрелки вокруг географических координат (40.6° с.ш., 69.9° в.д.). Сравнение результатов модели и данных GPS позволило внести коррективы в численную модель (объяснения в тексте).

тра с географическими координатами 40.6° с.ш., 69.9° в.д. со скоростью угла вращения, равном 4 нанорadian/год. Незначительное вращение наблюдается и на части Таджикской депрессии, только в обратном направлении. Полученные нами числовые значения угловой скорости сравнивались с аналогичными значениями, построен-

ными по данным GPS для Ферганской впадины в работе [Зубович и др., 2010]. В этой работе угловая скорость получена около 12–13 нанорadian/год. Такая заметная разница при сравнении результатов нашей модели и фактических данных GPS заставила нас скорректировать нашу модель. При уменьшении вязкости для Ферганского блока

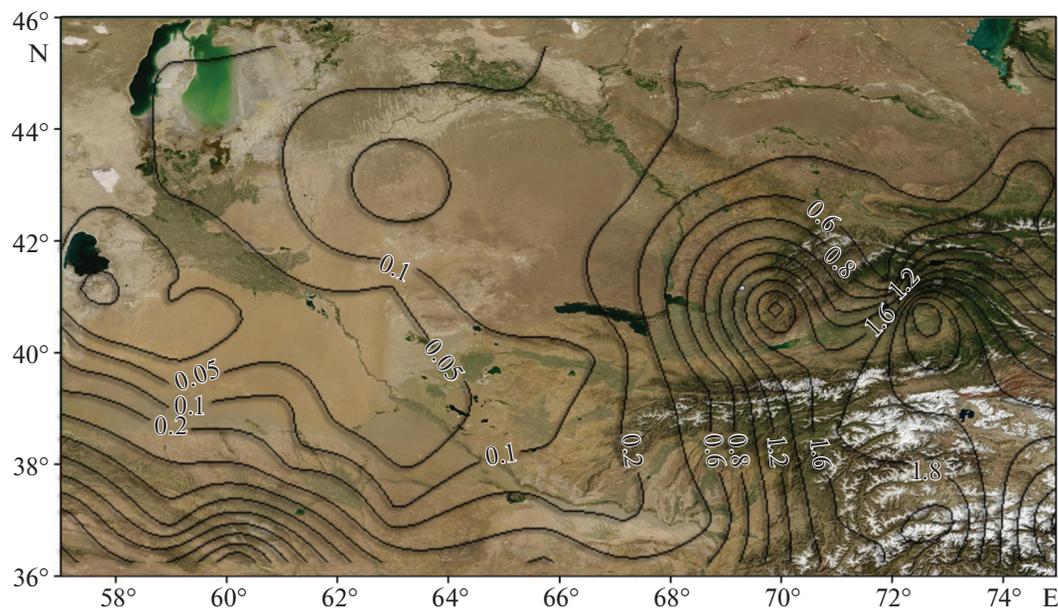


Рис. 8. Вертикальная скорость (мм/год) поверхности земной коры Центральной Азии.

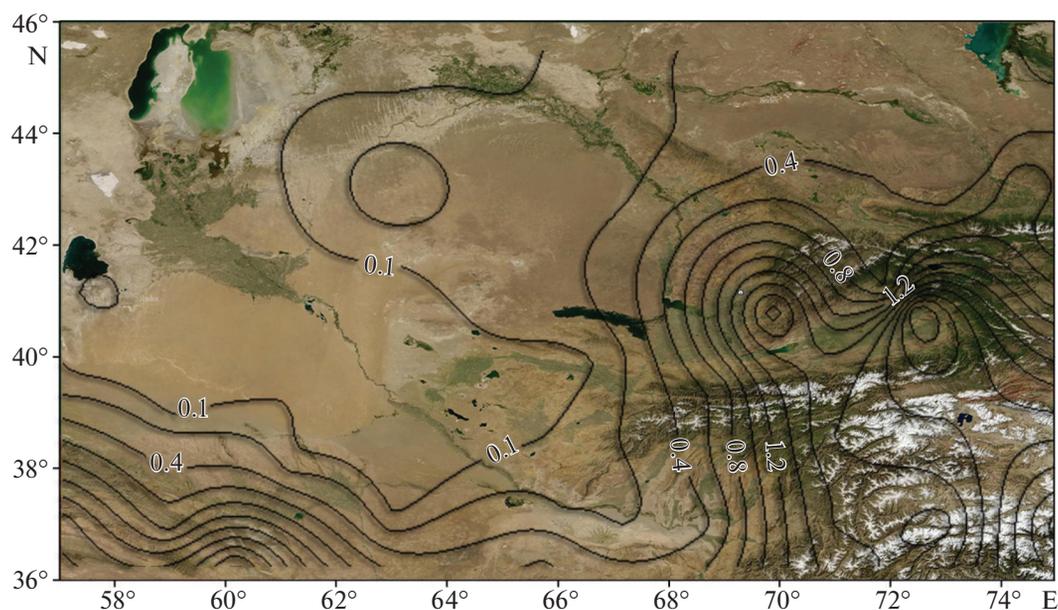


Рис. 9. Интенсивность сеймотектонических течений (в % по отношению к тектоническим) в связи с Ташкентским землетрясением.

(№ 12 в рис. 1) на один порядок получились вращения, вполне сопоставимые с данными упомянутой работы.

Вертикальные скорости на поверхности Земли в масштабе мм/год, построенные по формуле (9), приведены на рис. 8. Они почти везде восходящие. Незначительные нисходящие движения (0.1–0.5 мм/год) имеются в пределах Таджикской депрессии и на северной территории, начиная от

Чуйской долины. Области резкого изменения градиента скорости могут дать ценную информацию для выявления опасных зон при составлении карт районирования. Для этой цели можно использовать горизонтальную компоненту средней скорости по формулам (14) для задачи Стокса и вертикальную скорость на поверхности Земли по формуле (9). На рис. 9 приводится сеймотектоническое течение, т.е. относительное изменение ин-

тенсивности скоростей деформации (в %) вследствие Ташкентского землетрясения (26.04.1966, $M = 5.25$, $h = 8$ км, $\varphi = 41.35^\circ$ N, $\lambda = 69.27^\circ$ E; nodальные плоскости: I – азимут – $Az = 215^\circ$, угол падения – $e = 28^\circ$; II – $Az = 40^\circ$, $e = 61^\circ$; объем очага землетрясения $V = 62$ км³; амплитуда смещения 50 см [Ташкентское..., 2071]). После землетрясения картина тектонического течения немного (менее 2%) изменилась поблизости небольшой территории рядом с очагом землетрясения, почти не меняясь на остальных территориях, что является результатом небольшой глубины гипоцентра.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сделана попытка построить численную модель тектонических течений Центральной Азии, опираясь на известные положения тектоники плит. Используются известные оценки поля напряжений и деформационные построения, основанные на данных GPS. С их помощью скорректированы физические параметры модели, в результате чего достигнуты соответствия численных результатов модели к фактическим данным. С помощью разработанной модели можно провести оценку тектонической обстановки тех территорий, для которых нет данных GPS. Результаты позволяют внести коррективы в существующие карты районирования городов Узбекистана. Они также могут быть полезными при решении задач поиска источников нефти и газа на территории Центральной Азии с учетом имеющихся локальных разрывных нарушений меньшего порядка.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена по программе землетрясения № 8-007 и № 20170918111 Министерства инновации РУз.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарит анонимных рецензентов журнала за критические их замечания, которые позволили внести существенные поправки в численную модель.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абидов А.А.* Современные основы прогноза и поисков нефти и газа. Ташкент: изд-во “Фан”. 2012. 816 с.
- Аки К., Ричардс П.* Количественная сейсмология. М.: Мир. 1983. Т. 1. 519 с.
- Бреббия К., Телес Ж., Вробел Л.* Методы граничных элементов. М.: Мир. 1987. 524 с.
- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука. 1964. 536 с.
- Зубович А.В., Макаров В.И., Кузиков С.И., Моисенко О.И., Щелочков Г.Г.* Внутриконтинентальное горообразование в Центральной Азии по данным спутниковой геодезии // Геотектоника. 2007. № 41(1). С. 13–25.
- Зубович А.В., Мухамедиев Ш.А.* Метод наложенных триангуляций для вычисления градиента скорости горизонтальных движений: приложение к Центрально-Азиатской GPS сети // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 2. С. 169–185.
- Ильюшин А.А.* Пластичность. М.-Л.: ОГИЗ. 1948. 376 с.
- Касахара К.* Механика землетрясений. М.: Мир. 1985. 264 с.
- Костюк А.Д., Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Яги Ю.* Деформация земной коры северного Тянь-Шаня по данным очагов землетрясений и космической геодезии // Физика Земли. 2010. № 3. С. 52–65.
- Кузиков С.И., Мухамедиев Ш.А.* Структура поля современных скоростей земной коры в районе Центрально-Азиатской GPS-сети // Физика Земли. 2010. № 7. С. 33–51
- Ладыженская О.А.* Математические вопросы динамики вязкой несжимаемой жидкости. М.: Наука. 1970. 288 с.
- Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М.* Теория упругости. М.: Наука. 1965. 203 с.
- Николаев Н.И., Шенкарева Г.А.* Карта градиентов скоростей новейших тектонических движений территории СССР. “Тектонические движения и новейшие структуры земной коры” / Под. ред. Николаева Н.И. М.: Недра. 1967. С. 37–43.
- Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный мир. 2005. 400 с.
- Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г. Ташкент: изд-во “Фан”. 1971. 672 с.
- Тёркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика. Ч. 2. М.: Мир. 1985. 360 с.
- Тихонов А.Н., Арсенин В.Я.* Методы решения некорректных задач. М.: Наука. 1979. 285 с.

Experience of Modeling the Seismotectonic Flow of the Earth's Crust in Central Asia

I. U. Atabekov*

Institute of Seismology, Academy of Sciences of the Republic of Uzbekistan, Tashkent, 100128 Uzbekistan
*e-mail: atabekovi@mail.ru

Tectonic flow of the crustal rock masses in Central Asia within a region limited by 36° and 46° N, 56° and 76° E is numerically modeled using the Stokes equations (creep flow). In this work, tectonic and seismotectonic flow of a rock mass is understood as a strain rate and its variation induced by an earthquake. The focal

mechanism of an earthquake is modeled in two ways: by a lumped internal moment and by a double couple with no net torque. Three-dimensional continuum equations are averaged over the thickness of the lithosphere using the properties of the geodynamic statement of the problem. The right-hand sides of the averaged creep flow equations contain tectonic stresses and modern topography as the initial data. These quantities are determined by solving the inverse problem of elasticity. The possible boundary conditions that provide the formation of the modern surface topography of Central Asia through the interaction between the Indian, Arabian and Eurasian plates are sought. The obtained numerical results fairly well agree with the real GPS data.

Keywords: Central Asia, tectonic stress, seismotectonic flow, numerical methods