УДК 550.372 + 551.24

О СВЯЗИ ПОЛЯ СОВРЕМЕННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ И ГЛУБИННОЙ СТРУКТУРЫ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ ПО ДАННЫМ GPS И МТЗ

А. К. Рыбин, А. Д. Костюк

Учреждение Российской академии наук Научная станция Российской академии наук (г. Бишкек, Киргизстан)

Поступила в редакцию 10 октября 2008 г.

Аннотация: *в работе рассмотрены деформации земной коры Центрального Тянь-Шаня методом расчета двумерного регионального поля деформации по результатам наблюдений средствами глобальной космической геодезии (GPS). Представлены и обсуждаются новые данные о геоэлектрическом строении литосферы региона, полученные на основе количественной интерпретации материалов детальных магнитотеллурических зондирований (МТЗ) по геотраверсу (профилю) «Нарын», секущему Тяньшанский ороген вдоль линии меридиана 76° в.д. Осуществлен совместный анализ рассчитанного поля деформации с параметрами глубинного геоэлектрического разреза Центрального Тянь-Шаня вдоль профиля. В северной половине профиля получен коэффициент корреляции 0,84 между значениями 2D деформации на поверхности и интегральной проводимостью литосферы в интервале глубин 10–60 км. Такая корреляция свидетельствует о том, что деформация, наблюдаемая на земной поверхности с помощью GPS, несет в себе информацию о горизонтальной структуре пластического течения вещества в нижней коре региона.*

Ключевые слова: *Тянь-Шань, GPS, МТЗ, вектор скорости, поле деформации, распределение электропроводности, течение нижнекорового вещества.*

Abstract: *the paper examines deformations of the Earth's crust of the Central Tien Shan using the method of calculation of the two-dimensional deformation field according to the results of observations by means of the Global Positioning System (GSP). Presented and discussed are the new data on geoelectric structure of the regional lithosphere obtained on the base of the quantitative interpretation of the results of detailed magnetotellutic soundings along the Naryn profile that cuts the Tien Shan orogen along the 76° E meridian. The obtained deformation field and the parameters of deep geoelectric cross-section of the Central Tien Shan along the profile were jointly analyzed. In the northern part of the profile we received the correlation coefficient 0,84 between the values of 2D deformation on the surface and the integral conductivity of the lithosphere in the depths interval 10–60 km. This correlation shows that deformation observed on the Earth's surface using GPS carries information about horizontal structure of the plastic flow of substance in the lower crust of the region.*

Key words: *Tien Shan, GPS, magnetotelluric sounding, motion velocity vector, deformation field, distribution of electric conductivity, flow of substance in the lower crust.*

Введение

Современные движения и деформации на поверхности Земли, наблюдаемые с помощью GPS, являются одним из проявлений сложных геодинамических процессов, происходящих внутри нее. Характер деформаций земной коры в условиях современных тектонических напряжений зависит от многих факторов, таких как физические свойства пород, глубинное строение земной коры, степень ее расслоенности и др. Установлено, что в Центральном Тянь-Шане широко развит расслоенный тип земной коры, характеризующийся наличием волноводов и электропроводящих горизонтов [1, 2].

Существенный вклад в понимание глубинной структуры и расслоенности земной коры и верхней мантии Тянь-Шаня дали результаты магнитотеллурических исследований в регионе, осуществляемые силами Научной станции РАН [3, 4, 5]. Построенные геоэлектрические образы строения глубинных горизонтов позволили проследить разломные зоны, диагностировать области повышенной пористости и флюидонасыщенности (в том числе частичного плавления) и тем самым получить дополнительные ограничения на диапазон предлагаемых другими методами геодинамических гипотез.

© Рыбин А. К., Костюк А. Д., 2008

В связи с этим особый интерес представляет совместный анализ поля деформации, рассчитанного по данным GPS, с параметрами геоэлектрических моделей Центрального Тянь-Шаня. Первый цикл подобных исследований для этой территории, ориентированных на комплексный анализ данных GPS наблюдений, результатов локальных электромагнитных зондирований и распределения сейсмичности, был выполнен группой авторов под руководством академика А. М. Фридмана [6, 7].

В данной работе предпринята попытка сопоставить результаты региональных наблюдений двух инструментальных методов (GPS и МТЗ), полученные сотрудниками Научной станции РАН (НС РАН) на территории Центрального Тянь-Шаня и сопредельных областей (рис. 1). Аналогичные исследования уже проводились для территории Тянь-Шаня, в итоге была выявлена значимая корреляция между интенсивностью горизонтальных деформаций на земной поверхности и углом наклона электропроводящего слоя в земной коре региона [8]. В данной работе выполнен сравнительный анализ результатов GPS и МТЗ наблюдений с использованием отличной от прежних методики расчета деформаций и рассмотрением более детальных геоэлектрических построений. Существенно увеличился и объем исходных данных, включенных в расчеты.

Двумерное поле скорости современных деформаций Центрального Тянь-Шаня

В настоящей работе для определения поля скорости горизонтальной деформации Центрального Тянь-Шаня, по данным GPS наблюдений, использовался программный пакет GRID_STRAIN [9], реализующий подход модифицированного метода наименьших квадратов [10].

Рассмотрим более подробно методику расчета двумерного поля деформации (скорости деформации), реализованную в данной программе. В качестве исходных данных мы имеем оценки величин смещений (скоростей смещений) и погрешности их определения для серии распределенных точек на поверхности Земли, полученные в результате обработки данных GPS измерений.

В рамках модели непрерывной деформации введем в рассмотрение двумерный тензор градиента смещения L ($L_{ij} = \dfrac{\partial u_i}{\partial x_j}$); $i, j = x, y$ и выберем соответствующую систему отсчета, тогда в первом приближении, используя линейную часть разложения Тейлора, плоское движение в окрестности произвольной точки земной поверхности в условиях малой деформации можно описать с помощью уравнения:

$$u_i = \frac{\partial u_i}{\partial x_j}\Delta x_i + t_i = L_{ij}\Delta x_i + t_i, \qquad (1)$$

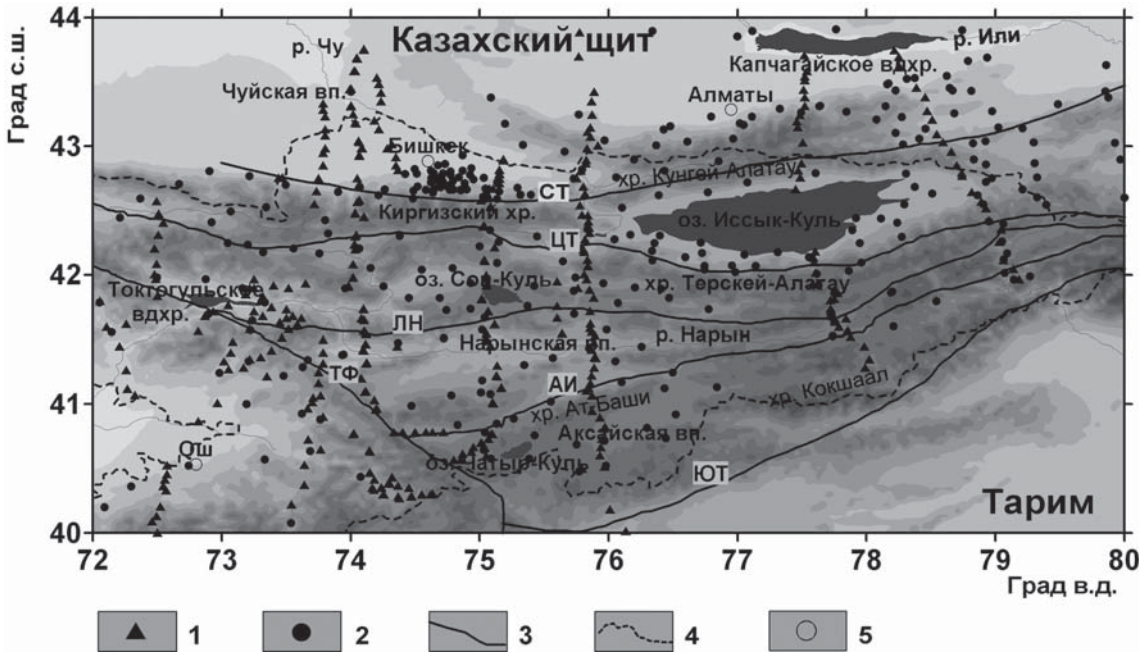

Рис. 1. Схема расположения пунктов сети геофизических наблюдений Научной станции РАН (GPS и МТЗ пункты) на фоне карты рельефа Центрального Тянь-Шаня и сопредельных территорий: 1 – пункты МТЗ; 2 – пункты GPS; 3 – основные разломы: СТ – Северо-Тяньшаньский, ЦТ – Центрально-Терскейский, ЛН – Линия Николаева, АИ – Атбаши-Инильчекский, ТФ – Таласо-Ферганский, ЮТ – Южно-Тяньшаньский; 4 – граница Киргизстана; 5 – крупные города

где u_i – горизонтальная компонента смещения в точке GPS наблюдения, t_i – константа, соответствующая смещению начала системы отсчета, Δx_i – бесконечно малые приращения вдоль осей *x, y*, L_{ij} – тензор градиента смещения.

В системе XY-координат для произвольной пары (точка расчета – точка GPS наблюдения) мы имеем 2 уравнения и 6 неизвестных в правой части уравнений:

$$u_x = L_{xx}\Delta x + L_{xy}\Delta y + t_x$$

$$u_y = L_{xy}\Delta x + L_{yy}\Delta y + t_y$$

Таким образом, для нахождения элементов двумерного тензора градиента скорости необходимо использовать данные n ≥ 3 пунктов GPS наблюдений. Решение этих уравнений – это классическая обратная задача, и для ее решения можно эффективно использовать модифицированный метод наименьших квадратов.

В матричном виде функциональную модель метода наименьших квадратов можно представить линейным уравнением:

$$\bar{u} = A\bar{l}\ , \qquad (2)$$

где

$$\bar{u} = \begin{bmatrix} u_{(1)} \\ u_{(2)} \\ \cdots \\ u_{(n)} \end{bmatrix}$$

– вектор горизонтальных компонент смещений в точках GPS наблюдений

$$A = \begin{bmatrix} 1 & 0 & \Delta x_{1(1)} & \Delta x_{2(1)} & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & \Delta x_{1(1)} & \Delta x_{2(1)} \\ 1 & 0 & \Delta x_{1(2)} & \Delta x_{2(2)} & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & \Delta x_{1(2)} & \Delta x_{2(2)} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ 1 & 0 & \Delta x_{1(N)} & \Delta x_{2(N)} & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & \Delta x_{1(N)} & \Delta x_{2(N)} \end{bmatrix}$$

– матрица модели содержит информацию о положении точек расчета

$$\bar{l} = \begin{bmatrix} t_1 \\ t_2 \\ L_{11} \\ L_{12} \\ L_{21} \\ L_{22} \end{bmatrix}$$

– вектор параметров, содержащий компоненты тензора градиента смещения L_{ij}, которые необходимо оценить

Будем рассматривать только ошибки вектора наблюдений $\bar{u}$, предполагая, что матрица *A* имеет незначительные ошибки, которыми можно пренебречь. Применяя подход с использованием метода наименьших квадратов и рассматривая вектор невязки получаем линейную модель

$$\bar{u} = A\bar{l} + \bar{e} \qquad (3)$$

Вектор параметров определяется в результате минимизации невязок [9].

Двумерный тензор градиента скорости аддитивно можно разделить на две части:

$$L = E + \Omega,$$

$$L_{ij} = \varepsilon_{ij} + \omega_{ij} = \left(\frac{L_{ij} + L_{ji}}{2}\right) + \left(\frac{L_{ij} - L_{ji}}{2}\right), \qquad (4)$$

отражающие эффекты деформации и вращения, соответственно.

Диагонализация тензора деформации приводит к собственным векторам (направлениям) и собственным значениям, которые удовлетворяют отношению $E\,\bar{v}_k = \lambda_k \bar{v}_k \quad (k = 1,2)$. Собственные значения $\lambda_1\ \lambda_2$ представляют собой главные значения тензора скорости деформации и в соответствии с традиционными обозначениями определим их как e_{min} и e_{max}. Соответствующие собственные векторы задают главные направления тензора деформации. В полученной новой системе отсчета с началом в точке расчета отсутствует сдвиговая деформация и вариации происходят только вдоль главных осей.

Принимая во внимание временную зависимость, а также используя данные о скорости смещения вместо данных о смещении и тензор градиента скорости вместо градиента смещения, рассмотренные выше формулы можно применить для определения скорости деформации (то есть деформации в единицу времени).

Перейдем от непрерывной модели деформации к дискретному распределению, которое мы имеем на практике, используя оценки смещения, полученные в каждой точке сети GPS наблюдений. В этом случае уравнения приобретают вид:

$$u_{i(n)} = e_{ij}\,\Delta x_{i(n)} + t_i\,, \qquad (5)$$

где $\Delta x_{j(n)} = (x_{j(n)} - x_{j0})$ – координата реперной точки (например, центра масс), а *n* – индекс единичного наблюдения (смещение или скорость) из общего массива, содержащего N точек наблюдений.

В случае однородного поля деформации решение избыточной системы уравнений с помощью стандартного метода наименьших квадратов дает нам величину компонент тензора градиента смещения (скорости) и погрешности их определения.

При таком допущении мы получаем единственное значение, характеризующее горизонтальное поле деформации во всей исследуемой области.

В случае существования достаточно плотной сети наблюдений применим данный подход для аппроксимации непрерывного распределения деформации исследуемой области. Для этого формируется регулярная сетка точек, в каждом узле которой будет определена локальная деформация с использованием подходящей стратегии взвешивания каждого наблюдения, включаемого в решаемую методом наименьших квадратов систему избыточных уравнений. При этом все доступные наблюдения включаются в вычислительную процедуру, но их ошибки масштабируются с помощью специальной весовой функции, которая не расходится в окрестности узла расчета и возрастает при увеличении расстояния между точкой наблюдения и узлом сети. Таким образом, автоматически уменьшается вклад точек наблюдения по мере их удаления от узла расчета. В качестве такой весовой функции используется $f = e^{-d/d0}$, где d – расстояние узел-точка наблюдения, d0 – коэффициент, контролирующий степень сглаживания вокруг заданной точки и зависящий от среднего шага между пунктами сети GPS наблюдений.

На основе полученных главных значений тензора деформации в каждой точке расчетной сетки вычисляются скорость плоской деформации (2D дилатация) Δ и нормализованная скорость максимальной деформации сдвига Σ:

$$\Delta = e_{\max} + e_{\min} \qquad (6)$$

$$\Sigma = \frac{e_{\max} - e_{\min}}{e_{\max} + e_{\min}} \qquad (7)$$

Используемая в настоящей работе методика позволяет получить более детальное поле деформаций за счет ведения расчетов для отдельной точки, а не для всей ячейки. Это является существенным преимуществом при изучении деформационного состояния малых локальных структур. Другими исследователями [11] для вычисления компонент тензора деформации в ячейке использовались данные только по трем пунктам GPS наблюдений. В нашем случае практически используются все векторы, попадающие в радиус 2d0 км от точки расчета. Это позволяет уменьшить влияние на результат расчета наличие возможных больших ошибок измерений в наборе данных.

При расчете поля горизонтальной деформации Центрального Тянь-Шаня регион был покрыт виртуальной сеткой точек с шагом $\Delta x = \Delta y = 10$ км. Практически при вычислении компонент скорости деформации в *i*-й точке расчетной сетки использовались данные о скоростях движения всех соседних точек GPS наблюдений, расположенных в радиусе 2D от нее. В нашем случае параметр d0 составлял 30 км. Масштабированные с помощью показательной функции $f = e^{-d/d0}$ ошибки наблюдений играли роль весовых коэффициентов при решении системы уравнений, построенной согласно (3). Чем дальше от текущей точки расчета находится пункт GPS измерения и чем больше ошибка измерения скорости в нем, тем меньшее влияние он оказывает на решении системы уравнений для данной точки. Введение масштабного коэффициента снижает требование к однородности распределения деформации, которое рассматривалось выше. Необходимым условием является только локальная однородность деформации в некоторой окрестности расчетной точки.

Исходные данные для расчета двумерного поля деформации представляют собой поле векторов скоростей движения земной поверхности Тяньшанского региона (рис. 2), полученное по результатам GPS измерений в период 1995–2005 гг. [12]. Обработка GPS-данных осуществлялась в Научной станции РАН с помощью комплекса программ GAMIT\GLOBK Массачусетского технологического института США [13, 14] в несколько этапов. В результате многоступенчатой процедуры вычислений для каждого пункта была определена усредненная за общий интервал наблюдений скорость покомпонентного смещения. В расчетах, кроме пунктов GPS наблюдений, измеряемых периодически (один раз в год), использовались также постоянно действующие станции НС РАН, работающие в непрерывном круглосуточном режиме, и ряд станций мировой IGS сети [15]. Все векторы скоростей вычислены относительно стабильной части Евразийской плиты, которую для Тянь-Шаня можно считать недеформируемым регионом. Для определения такой системы отсчета использовались опорные станции IGS сети, распределенные по всему Евразийскому континенту и имеющие наиболее длительную историю и наименьшие погрешности измерений.

На рис. 2 представлена карта векторного поля скоростей пунктов GPS наблюдений Тяньшанского региона, используемого для расчета двумерной деформации. Стрелки на рисунке показывают направление векторов скорости, а значения скоростей характеризуются длиной стрелок согласно с мас-

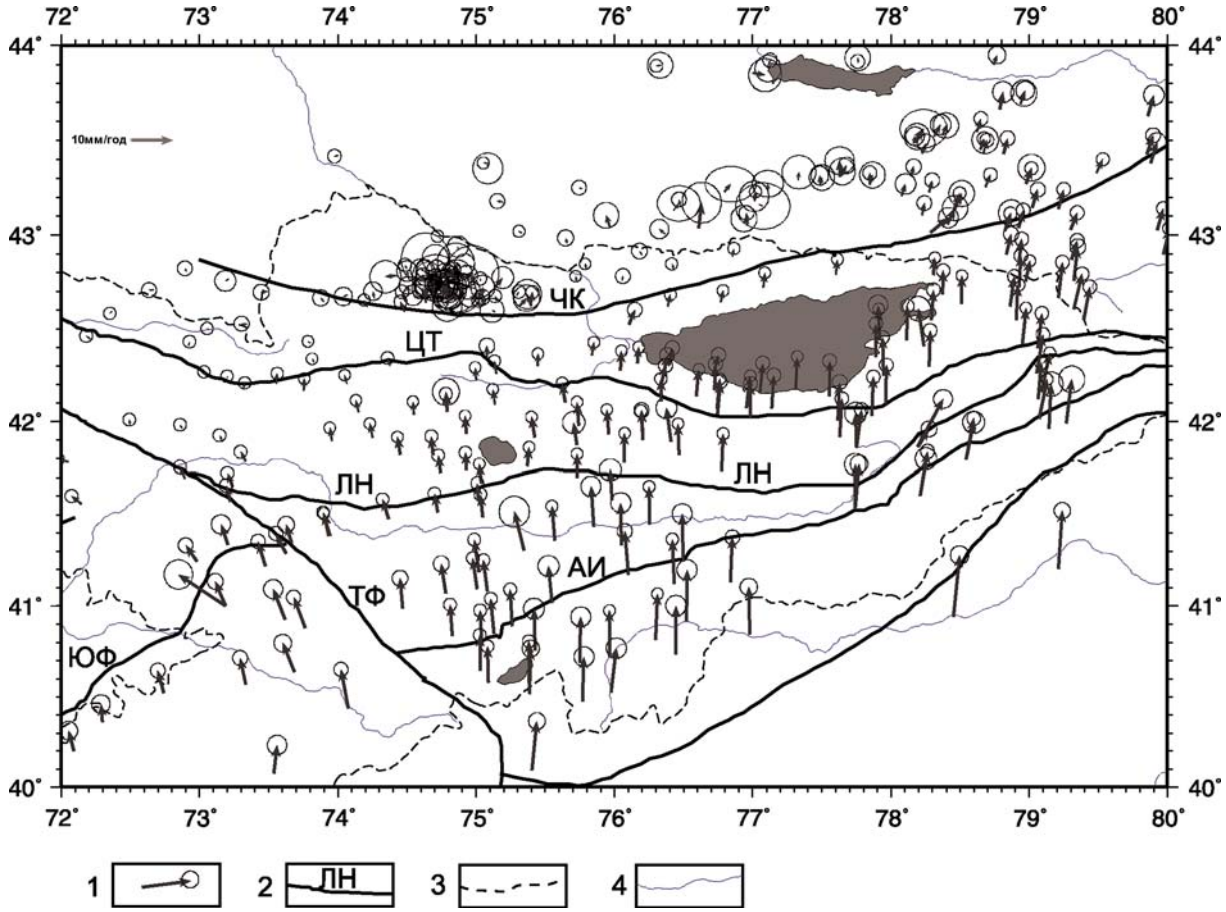

Рис. 2. Двумерное векторное поле скоростей движения земной поверхности, определенное станциями GPS и используемое для расчета деформаций: 1 – вектор скорости с 95 %-ным доверительным интервалом; 2 – основные разломы: СТ – Северо-Тяньшаньский, ЦТ – Центрально-Терскейский, ЛН – Линия Николаева, АИ – Атбаши-Инильчекский, ТФ – Таласо-Ферганский, ЮФ – Южно-Ферганский; 3 – государственная граница Киргизстана; 4 – реки

штабом, который приведен в верхнем левом углу карты. Эллипсы в конце стрелок соответствуют 95 %-ным доверительным интервалам.

Благодаря плотной сети GPS наблюдений полученное поле двумерной деформации показывает детальную картину, отражающую как региональные, так и локальные особенности деформационного процесса, действующего в период инструментальных наблюдений на территории Центрального Тянь-Шаня. В каждом узле расчетной сетки с шагом 10 км были вычислены значения скорости 2D дилатации, определяемые суммой главных значений тензора скорости деформации. Полученное деформационное поле показано на рис. 3. Из анализа рисунка следует, что хотя доминирующим режимом является меридиональное сжатие, деформации земной коры Центрального Тянь-Шаня распределены неравномерно.

Наибольшее сжатие происходит в области Иссыккульской, Чуйской и Сусамырской впадин, при этом значения скорости 2D дилатации меняются от $-40\cdot10^{-9}$ до $-60\cdot10^{-9}$год$^{-1}$. Из рис. 3 видно, что в деформационном поле наряду с областями сжатия проявились зоны, где деформации практически отсутствуют (величина скорости дилатации меньше $5\cdot10^{-9}$год$^{-1}$). Отметим также, что отсутствует визуальная корреляция структурного рисунка изолиний поля деформаций с расположением региональных разломных зон.

Региональная геоэлектрическая модель Центрального Тянь-Шаня

В качестве опорного геоэлектрического разреза Центрального Тянь-Шаня будем рассматривать двумерную модель распределения электропроводности литосферы, восстановленную по результатам интерпретации всей совокупности данных разведочных и глубинных МТ зондирований (несколько десятков широкополосных и 19 длиннопериодных постановок) [16], накопленных Научной станцией РАН на геотраверсе (профиле) «Нарын» длиной 700 км (рис. 4). Данный профиль сечет в крест регион Цен-

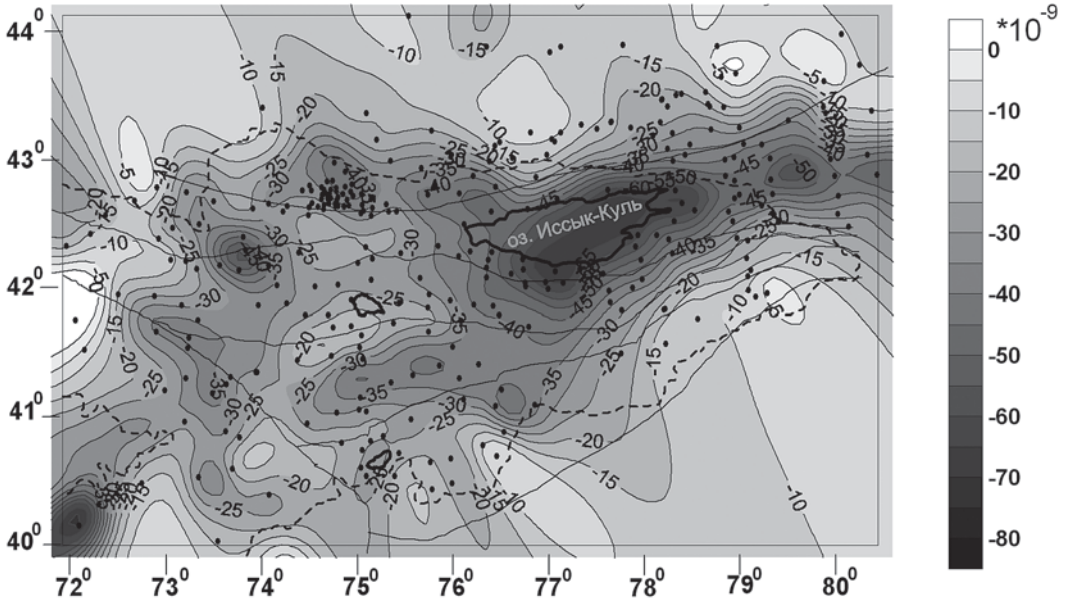

Рис. 3. Поле среднегодовых горизонтальных деформаций поверхности земной коры. Изолинии и цветовая шкала – скорость 2D дилатации в относительных единицах $n \cdot 10^{-9}$год$^{-1}$. Отрицательные значения говорят о сжатии. Пункты GPS измерений отмечены точками. Сплошной линией показаны основные разломы. Пунктирная линия – государственная граница Киргизстана

трального Тянь-Шаня вдоль линии меридиана 76° в.д., протягиваясь от Прибалхашья (Казахский щит) через горные хребты (Киргизский, Терскей-Алатау, Ат-Баши) и межгорные впадины (Чуйскую, Нарынскую и Аксайскую) и имеет наиболее плотную и протяженную сеть МТ наблюдений по сравнению с другими профилями МТЗ, показанными на рис. 1.

Для получения более полной информации о глубинном распределении электропроводности базовый профиль «Нарын» с рядовыми зондированиями был дополнен 19 пунктами длиннопериодных наблюдений с канадской аппаратурой LIMS, поставленными на территории Киргизского Тянь-Шаня и в приграничном Китае (северный борт Таримского бассейна) [17]. Также были выполнены широкополосные зондирования со станциями Phoenix MTU-5 для детализации центрального участка профиля в районе разломной зоны Линии Николаева и Нарынской впадины [18].

Для построения надежного геоэлектрического разреза по профилю «Нарын» был сформирован оригинальный комплекс методов обработки, анализа и инверсии МТ данных, нацеленный на преодоление трудностей геоэлектрики в горных условиях и повышение ее разрешающей способности без потери стабильности результатов [18].

На основе результатов инвариантного анализа передаточных функций, проведенного по схемам, устойчивым к гальваническим приповерхностным

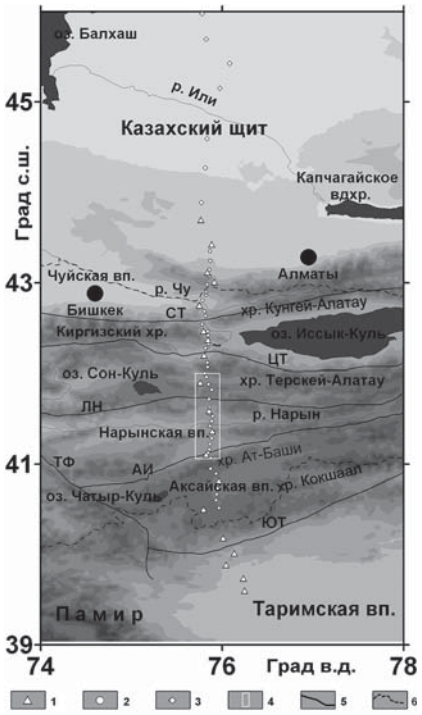

Рис. 4. Схема расположения пунктов МТ/МВ зондирований вдоль геотраверса «Нарын» на фоне карты рельефа Центрального Тянь-Шаня и сопредельных территорий: 1 – пункты длиннопериодных зондирований LIMS; 2 – пункты зондирований ЦЭС-2; 3 – пункты зондирований МТ-ПИК; 4 – участок детализационных зондирований Phoenix MTU-5D; 5 – основные разломы: СТ – Северо-Тяньшаньский, ЦТ – Центрально-Терскейский, ЛН – Линия Николаева, АИ – Атбаши-Инильчекский, ТФ – Таласо-Ферганский, ЮТ – Южно-Тяньшаньский; 6 – государственная граница Киргизстана

искажениям [19, 20, 21], показана приемлемость двумерного подхода при интерпретации МТ наблюдений на геотраверсе. По критериям величины выделенных локальных трехмерных искажений сформированы квази-двумерные ансамбли данных в МТ и ГМТ диапазонах для проведения профильной инверсии.

Инверсия осуществлялась с помощью программы INV2D [22] с возможностью детальной кусочно-непрерывной аппроксимации разреза электропроводности. Реализованная стратегия бимодальной многокомпонентной инверсии предполагала рациональный выбор стартовой модели, учет рельефа, приоритет фазовых и геомагнитных данных. Проводился итерационный цикл последовательных инверсий различных рядовых и длиннопериодных подмножеств полного набора МТ данных и сведение их результатов в единую модель, оптимизированную на финальном этапе с помощью робастного осреднения результатов успешных частичных инверсий [16]. Полученная итоговая геоэлектрическая модель по профилю «Нарын» показана на рис. 5. На ее основе с помощью моделирования проведены тесты чувствительности данных к выявленным аномальным структурам и проверены конкурирующие гипотезы.

В качестве существенных элементов профильного разреза электропроводности определяются: нижне-коровый слой пониженного сопротивления на глубинах 40–50 км и субвертикальные проводящие зоны в верхней и средней коре, контролируемые региональными разломами, а также спорадически проявленный верхне-коровый проводник на глубинах около 10 км.

Сравнительный анализ и обсуждение

Для совместного анализа поля деформации с параметрами опорного геоэлектрического разреза будем рассматривать профильное сечение регионального распределения горизонтальной деформации, представленного на рис. 3. Выборка для построения такого сечения, пространственно сов-

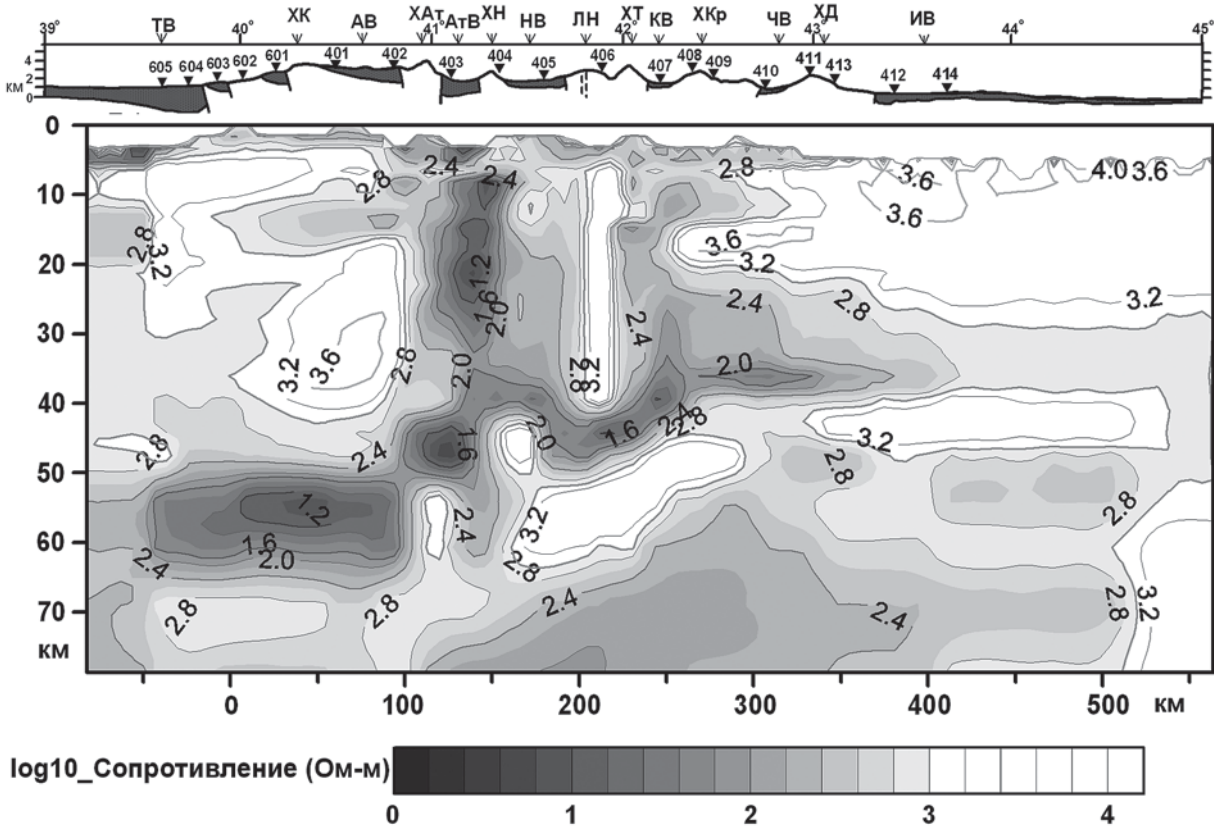

Рис. 5. Геоэлектрический разрез вдоль профиля «Нарын», построенный с помощью программы двумерной инверсии INV2D [22]. Вертикальный, горизонтальный масштабы – км. Цветовая шкала – Log10 удельного электрического сопротивления в Ом·м. В верхней части рисунка показаны профиль рельефа с осадочными отложениями и обозначением геоморфологических структур, а также расположение и номера пунктов ГМТЗ: ТВ – Таримская впадина; ХК – хребет Кокшаал; АВ – Аксайская впадина; ХАт – хребет Атбаши; АтВ – Атбашинская впадина; ХН – хребет Нарын; НВ – Нарынская впадина; ЛН – зона Линии Николаева; ХТ – хребет Терскей; КВ – Кочкорская впадина; ХКр – хребет Киргизский; ЧВ – Чуйская впадина; ХД – хребет Джетыжол; ИВ – Илийская впадина

падающего с профильным геоэлектрическим разрезом, сделана из общего массива значений деформационного поля вдоль линии меридиана 76° в.д. и показана в верхней части рис. 6 в виде графика значений деформации по профилю сравнения.

В качестве геоэлектрического параметра для сопоставления с профильным распределением деформаций выбрана наиболее устойчиво определяемая характеристика геоэлектрических построений – суммарная продольная проводимость земной коры *S(z),* вычисляемая по формуле

$$S(z)=\int_0^z \frac{1}{\rho(z)}dz,$$

где $\rho(z)$ – удельное электрическое сопротивление, измеряемое в Ом·м; z – вертикальная координата. При расчете проводимости исключены из рассмотрения геоэлектрические неоднородности верхней 10 км толщи разреза вдоль линии профиля, создаваемые, в первую очередь, проводящими структурами осадочного комплекса межгорных впадин.

Полученное распределение интегральной продольной проводимости земной коры в интервале глубин 10–60 км по профилю «Нарын» показано в нижней части рис. 6.

Наблюдаемая на рис. 6 визуальная пространственная корреляция экстремумов этих распределений может свидетельствовать о взаимосвязи поверхностных деформаций с параметрами проводящего слоя в нижней коре (удельное сопротивление и мощность слоя) в рассматриваемом сечении вдоль линии профиля. Однако рассчитанный

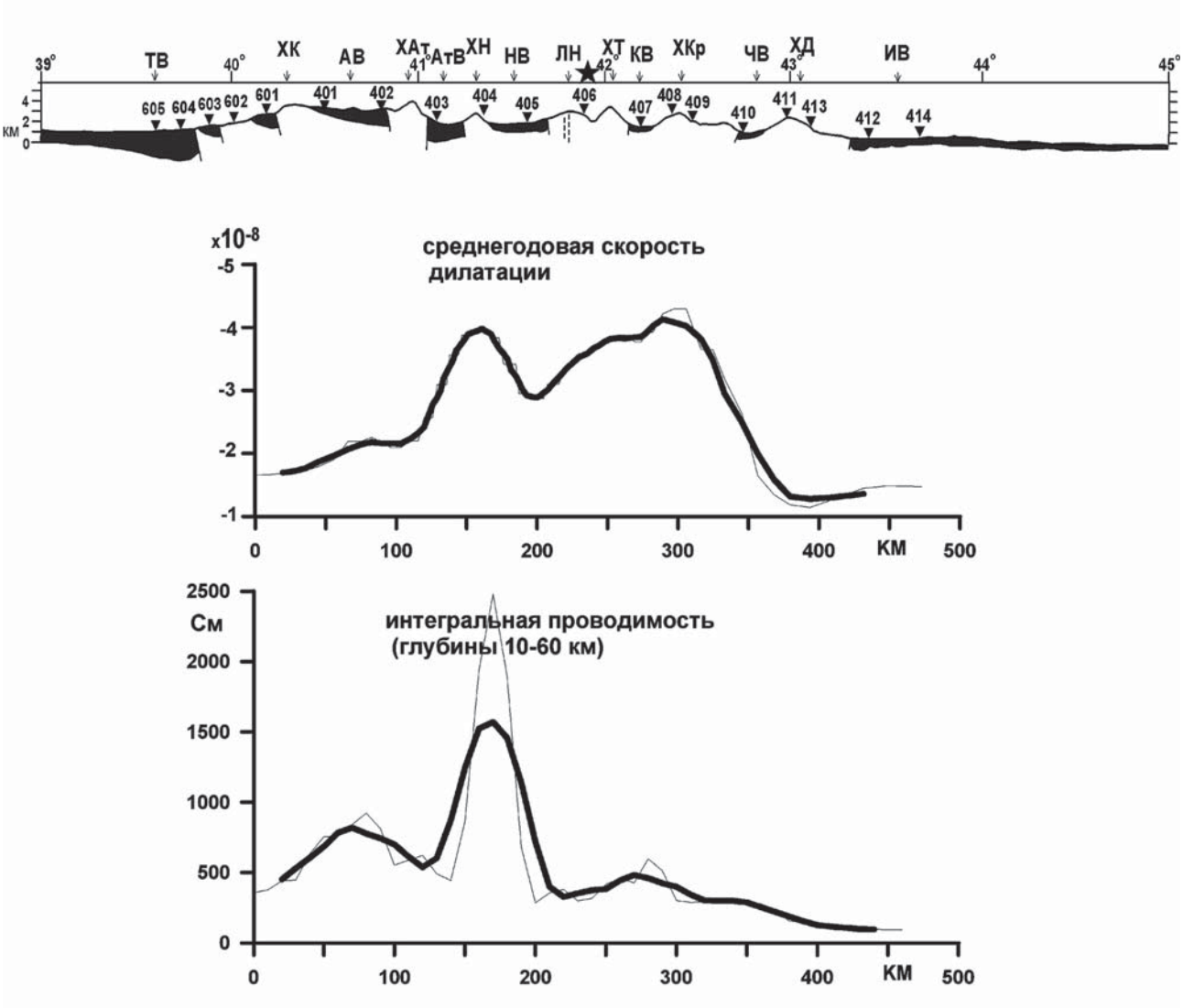

Рис. 6. Сопоставление интенсивности среднегодовых горизонтальных деформаций на дневной поверхности (n·10^{-8}год$^{-1}$) по данным GPS (1995–2005 гг.) вдоль профиля «Нарын» с распределением интегральной продольной проводимости земной коры *S(z)* в интервале глубин 10–60 км по профилю (пояснения и обозначения верхней части рисунка приведены на рис. 5)

Таблица 1

Корреляция значений деформационного поля Центрального Тянь-Шаня с интегральной проводимостью литосферы в интервале глубин 10–60 км

Координаты профиля (в градусах северной широты и восточной долготы)	Коэффициент корреляции	Границы доверительного интервала		Размер выборки
		нижняя	верхняя	
Весь профиль (40;76/44;76)	0.38	0.15	0.57	47
Северная половина профиля (42;76/44;76)	0.84	0.70	0.91	24
Южная часть профиля (40;76/42;76)	0.48	0.16	0.71	23

коэффициент корреляции этих двух анализируемых зависимостей для профиля имеет низкое значение (см. табл. 1).

Следовательно, необходимо предположить более сложную связь сопоставляемых параметров. С точки зрения тектонической активности и степени неоднородности средней–нижней коры наш профиль условно можно разделить на два приблизительно одинаковых по длине участка: северный и южный. К северному участку будем относить часть профиля, которая расположена к северу от разломной зоны Линия Николаева, пересекает геологические структуры Северного Тянь-Шаня и выходит на юго-восточную окраину Казахского щита. Южный участок профиля находится в пределах Срединного и Южного Тянь-Шаня. Маркер, разделяющий профиль на две части, показан на рис. 6 звездочкой. Для дальнейшего анализа рассмотрим корреляцию деформационных и геоэлектрических параметров отдельно для северной и южной частей профиля.

В табл. 1 приведены коэффициенты корреляции между анализируемыми величинами для трех вариантов их пространственного распределения, а также границы доверительных интервалов коэффициентов корреляции при 95 % уровне доверия и размер выборки.

Отметим высокую степень корреляции между интенсивностью горизонтальной деформации на поверхности земной коры и интегральной проводимостью нижнекорового электропроводящего слоя в северной половине профиля. Попытаемся объяснить этот факт.

Ранее в работах [1, 2, 3] были обоснованы флюидонасыщенность регионального электропроводящего слоя и возможность тектонического течения в виде пластической деформации в средней-нижней коре Центрального Тянь-Шаня. При этом изменения параметров проводящего слоя (мощность и сопротивление) могут реализовать градиент скорости латерального потока пластичного нижнекорового материала. Например, увеличение мощности (толщины) пластичного слоя будет сопровождаться соответствующим уменьшением скорости потока пластичного материала в нем, а уменьшение мощности – увеличением скорости потока. Уменьшение скорости потока в коровом слое приводит к уменьшению скорости поверхности Земли, что проявляется на деформационном графике в виде ниспадающих участков.

Высокие значения коэффициента корреляции в северной части профиля указывают на тесную взаимосвязь деформационного процесса дневной поверхности Северного Тянь-Шаня и юго-восточной окраины Казахского щита с параметрами глубинной геоэлектрической структуры земной коры региона. Таким образом, можно говорить о доминирующем вкладе тектонического течения пластичного вещества нижней коры региона в характеристики поля деформаций, наблюдаемого на поверхности, в северной части профиля.

По-видимому, более сложные связи между деформационными и геоэлектрическими параметрами присутствуют в южной части профиля, расположенной в пределах Срединного и Южного Тянь-Шаня. В силу тектонической активности земной коры этой части региона распределение деформационного процесса по глубине и соотношение между хрупкой и пластичной деформациями носят здесь более неоднозначный характер. Соответственно, усложняется картина регионального деформационного поля, наблюдаемого на поверхности, и отражающая суммарную хрупко-пластичную деформацию земной коры. В данном

случае можно предсказывать присутствие жестких слоев в средней-нижней коре Срединного и Южного Тянь-Шаня, подверженных хрупким деформациям, в сочетании с пластическими слоями и такое строение коры отличается от северной половины профиля, где нижняя кора оказывается пластичной. В геоэлектрическом разрезе земной коры на южном участке также выявлено более неоднородное распределение электропроводности, чем в северной части профиля (см. рис. 5). По-видимому, сочетание всех рассмотренных факторов может объяснить отсутствие значимой корреляции между деформационными и геоэлектрическими параметрами вдоль линии профиля в пределах Срединного и Южного Тянь-Шаня.

Выводы

В работе сделана попытка оценить «глубинность» двумерного регионального поля деформации Центрального Тянь-Шаня, построенного для земной поверхности по результатам GPS наблюдений. Проведенный анализ рассчитанного поля деформации показал, что эти данные слабо коррелируют с основными элементами приповерхностной тектонической структуры региона и, по-видимому, отражают деформационные процессы в литосфере на разных глубинных уровнях. Для корреляции поля деформации с особенностями глубинной структуры региона использовались параметры двумерной геоэлектрической модели по геотраверсу «Нарын», секущему Тяньшанский ороген вдоль линии меридиана 76° в.д. В северной половине профиля (в пределах территории Северного Тянь-Шаня и юго-восточной окраины Казахского щита) получен коэффициент корреляции 0,84 между интенсивностью деформации на поверхности и интегральной проводимостью литосферы в интервале глубин 10–60 км. С учетом физической природы коровой проводимости такая высокая корреляция может свидетельствовать о том, что деформация, наблюдаемая на земной поверхности с помощью GPS, несет в себе информацию о горизонтальной структуре пластического течения вещества в нижней коре региона. В южной части геотраверса (южнее Линии Николаева) отсутствует значимая корреляция между сопоставляемыми деформационными и геоэлектрическими характеристиками. Здесь следует предположить, что для реальной геосреды анализируемые распределения параметров и их взаимоотношения носят более сложный характер, чем рассмотренные модельные представления в данном исследовании.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Брагин В. Д.* О качественных связях современных движений с геоэлектрическим разрезом земной коры Центрального Тянь-Шаня и распределением сейсмичности / В. Д. Брагин, В. Ю. Баталев, А. В. Зубович [и др.] // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 10. – С. 1610–1621.

2. *Рыбин А. К.* Структура земной коры по данным магнитотеллурических зондирований / А. К. Рыбин, В. Ю. Баталев, Е. А. Баталева [и др.] // Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). – М. : Науч. мир, 2005. – С. 79–96.

3. *Трапезников Ю. А.* Магнитотеллурические зондирования в горах Киргизского Тянь-Шаня / Ю. А. Трапезников, Е. В. Андреева, В. Ю. Баталев [и др.] // Физика Земли. – 1997. – № 1. – С. 3–20.

4. *Рыбин А. К.* Магнитотеллурические и магнитовариационные исследования Киргизского Тянь-Шаня / А. К. Рыбин, В. Ю. Баталев, П. В. Ильичев, Г. Г. Щелочков // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 10. – С. 1566–1173.

5. *Рыбин А. К.* Площадные магнитотеллурические зондирования в сейсмоактивной зоне Северного Тянь-Шаня / А. К. Рыбин, В. В. Спичак, В. Ю. Баталев [и др.] // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49. – № 5. – С. 445–460.

6. *Fridman A.* On the Correlation between Regions of Seismic Activity and Crustal Strains Rates Inferred from GPS Measurements of a Velocity Field on the Territory of the Central Tien Shan / A. Fridman, A. Zubovich, V. Bragin [et al.] // Geophysical Research Abstracts, v.7, 10748, 2005, Sref-1D: 1607-7962/gra/EGU05-A-10748.

7. *Bogomolov L.* Comparative analysis of GPS, seismic and electromagnetic data on the central Tien Shan Territory / L. Bogomolov, V. Bragin, A. Fridman [et al.] // Tectonophysics. – 2007. – Vol. 431. – Issues 1–4. – P. 143–151.

8. *Зубович А. В.* Поле деформации, глубинное строение земной коры и пространственное распределение сейсмичности Тянь-Шаня / А. В. Зубович, Ю. А. Трапезников, В. Д. Брагин // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 10. – С. 1634–1640.

9. *Teza G.,* 2008. Grid_strain and grid_strain3: software packages for strain field computation in 2D and 3D environment // G. Teza, A. Pesci, A. Galgaro // Computers & Geosciences, doi:10.1016/j.cageo.2007.07.006.

10. *Shen Z.-K.,* 1996. Crustal deformation across and beyond the Los Angeles basin from geodetic measurements / Z.-K. Shen, D. D. Jackson, B. X. Ge // Journal of Geophysical Research. – 101. – P. 27957–27980.

11. *Tychkov S.* Cenozoic deformation of the north Tien Shan lithosphere from GPS and seismological data /

S. Tychkov, O. Kuchai, V. Bragin [et al.] // Геодинамические и геоэкологические проблемы высокогорных регионов в XXI веке : тезисы докл. – Бишкек, 2005.

12. *Зубович А. В.* Данные спутниковой геодезии о современных движениях земной коры / А. В. Зубович // Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). – М. : Науч. мир, 2005. – С. 201–219.

13. *Herring T. A., King B. W., McClusky S. C.* GAMIT. Reference manual. GPS analysis at MIT.Release 10.3 / – EAPS. MIT, 2006. – 182 p.

14. *Herring T. A., King B. W., McClusky S. C.* GLOBK: Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program. Release 10.3 / – EAPS. MIT, 2006. – 87 p.

15. *Костюк А. Д.* Деформационные изменения земной коры Северного Тянь-Шаня по данным космической геодезии / А. Д. Костюк // Вестник КРСУ. – Бишкек, 2008. – Т. 8. – № 3. – С. 140–144.

16. *Соколова Е. Ю.* Геоэлектрический разрез Центрального Тянь-Шаня / Е. Ю. Соколова, В. Ю. Баталев, Н. В. Баглаенко [и др.] // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы : матлы 4-го Междунар. симпозиума, г. Бишкек, 15–20 июня 2008 г. – Бишкек : НС РАН, 2008. – С. 217.

17. *Рыбин А. К.* Глубинные электромагнитные зондирования в центральной части Киргизского Тянь-Шаня: автореф. дис. … канд. физ.-мат. наук / А. К. Рыбин. – М. : МГУ, 2001.

18. *Sokolova E, Batalev V., Baglaenko N., Berdichevsky M., Golubtsova N., Pushkarev P., Rybin A., Safronov I., Varentsov Iv.* The Kyrgyz Tian Shan geoelectric model constrained by extended MT+LMT ensemble at the «Naryn» transect. Proc. 18-th International Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth, El Vendrel-Spain, 2006.

19. *Caldwell G. T.* The magnetotelluric phase tensor / G. T. Caldwell, H. M. Bibby, C. Brown // Geophysic Journal International. – 2004. – V. 158. – P. 457–469.

20. *Варенцов И. М.* Массивы синхронных ЭМ зондирований: методы построения и анализа / И. М. Варенцов // Электромагнитные исследования земных недр. – М. : Науч. мир. 2005. – С. 143–156.

21. *Berdichevsky M. N., Dmitriev V. I.* Models and methods of magnetotellurics. Springer-Verlag. – Berlin, 2008. – 558 p.

22. *Варенцов И. М.* Общий подход к решению обратных задач магнитотеллурики в кусочно-непрерывных средах / И. М. Варенцов // Физика Земли. – 2002. – № 11 – С. 11–33.

Рыбин Анатолий Кузьмич – кандидат физико-математических наук, заведующий лабораторией глубинных магнитотеллурических исследований, Учреждение Российской академии наук Научная станция Российской академии наук, г. Бишкек, e-mail: rybin@gdirc.ru

Костюк Александр Дмитриевич – младший научный сотрудник лаборатории космической геодезии (GPS), Учреждение Российской академии наук Научная станция Российской академии наук, г. Бишкек, e-mail: a_d_kostuk@mail.ru

Rybin Anatolii Kuzmich, Institution of the Russian Academy of Sciences – Candidate of Physico-Mathematical Sciences, head of the Laboratory for deep magnetotelluric research, Research Station of the Russian Academy of Sciences in Bishkek city (RS RAS), e-mail: rybin@gdirc.ru

Kostuk Alexander Dmitrievich, Institution of the Russian Academy of Sciences – Researcher of GPS Laboratory, Research Station of the Russian Academy of Sciences in Bishkek city (RS RAS), e-mail: a_d_kostuk@mail.ru