

УДК 551.24,551.243,550.342

## ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА КОПЕТДАГСКОГО РЕГИОНА (ТУРКМЕНИСТАН)

© 2021 г. Ю. О. Кузьмин\*

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия*

*\*E-mail: kuzmin@ifz.ru*

Поступила в редакцию 13.07.2020 г.

После доработки 02.09.2020 г.

Принята к публикации 02.09.2020 г.

Обсуждаются актуальные проблемы сочетания результатов математического моделирования геодинамической эволюции земной коры Центральной Азии и данных инструментальных наблюдений за современными деформациями земной поверхности, полученными системами геодезического мониторинга, расположенными на территории Северного Ирана и Южного Туркменистана. Проведены оценки среднегодовой скорости относительных деформаций по комплексному анализу данных, полученных в Северном Иране и Южном Туркменистане, и показано, что их амплитуды заключены в интервале ( $10^{-8}$ – $10^{-9}$ )/год. Сделан вывод, что за последние 55 лет область взаимодействия Иранской и Туранской плит в пределах Передового разлома Копетдага (Ашхабадского разлома) находится в режиме квазистатического (мягкого) регионального нагружения. Проведены сравнительные оценки полученных скоростей относительных деформаций и наклонов с эталонным геодинамическим процессом – земным приливом. Оказалось, что средняя скорость относительных деформаций в сейсмоактивном регионе равна или меньше 1–2 амплитуд земноприливных деформаций в год. Обосновывается вывод о том, что результаты моделирования геодинамических процессов не могут подменять инструментальные наблюдения за вертикальными и горизонтальными смещениями земной поверхности, проводимыми в реальном масштабе времени.

*Ключевые слова:* современная геодинамика, литосферные плиты, Копетдагский регион, вертикальные и горизонтальные смещения земной поверхности, скорость деформаций.

**DOI:** 10.31857/S0002333721010051

### ВВЕДЕНИЕ

Как известно, проблема сопряжения результатов исследования геодинамической эволюции литосферы и, в частности земной коры, с данными инструментальных наблюдений современных деформаций земной поверхности является исключительно актуальной. Изучение глобальной и региональной геодинамики осуществляется путем построения геомеханических (тектонифизических) моделей, где фактические данные о строении, динамике и свойствах среды используются в качестве исходных параметров. Эти модели описывают процессы, развивающиеся в “геологическом времени”, которое измеряется сотнями и десятками миллионов и тысяч лет.

Исследования современных геодинамических (деформационных) процессов происходит посредством повторных и/или непрерывных наблюдений в реальном масштабе времени. Этот интервал времени, как правило ограничивается несколькими десятками лет. В отдельных, редких

случаях длительность наблюдений составляет более 50 лет.

При анализе пространственно-временной структуры современных геодинамических процессов обычно считается, что они подразделяются на 4 масштабных уровня: глобальные, региональные, зональные и локальные [Кузьмин, 2019а; 2020]. Под глобальными процессами понимается кинематика основных литосферных плит, лунно-солнечные приливные деформации и кинематические следствия неравномерности вращения Земли. Региональные деформации происходят в местах взаимодействия (коллизии, субдукции и др.) плит. Под зональными понимаются области подготовки сильных землетрясений и активизации вулканов. Локальные процессы, в первую очередь, обусловлены современной деформационной активностью разломов. Важно отметить, что перечисленные деформационные явления относятся к природным процессам. Однако зональные и локальные деформации могут быть индуцированы техногенными факторами, например,

разработкой месторождений полезных ископаемых [Кузьмин, 2018; 2019б].

Одной из фундаментальных проблем геодинамики является исследование степени унаследованности (соответствия) измеренных амплитуд и скоростей современных движений земной поверхности тем процессам, которые изучаются (вычисляются) на основе моделей глобальной и региональной геодинамики литосферы.

В самое последнее время появились теоретические исследования [Atabekov, 2019] по геодинамической эволюции земной коры Центральной Азии, в пределах которой имеются длительные (30 и более лет) ряды наблюдений за вертикальными и горизонтальными смещениями земной поверхности, полученные методами спутниковой и наземной геодезии. Наиболее детально результаты этих исследований изложены в статье И.У. Атабекова “Опыт моделирования сейсмостектонического течения земной коры центральной Азии”, которая публикуется в этом номере журнала. В этой работе проведено математическое моделирование области взаимодействия трех литосферных плит: Евразийской, Индийской, Аравийской. При этом все вычисления производились относительно неподвижной Евразийской плиты. В результате численных расчетов получены величины скоростей вертикальных и горизонтальных смещений земной поверхности в регионе, ограниченном географическими координатами 36:46 с.ш., 56:76 в.д. Учитывая, что эволюция геодинамического состояния на финальной стадии сопоставлялась с современным рельефом земной поверхности, то полученные величины смещений и скоростей должны полностью соответствовать измеряемому в настоящее время. Более того, автор утверждает, что полученные решения позволяют “оценивать тектоническую обстановку тех территорий, для которых нет данных GPS”.

Это, безусловно, дискуссионное утверждение. Для его доказательства необходимо сопоставить результаты расчетных и измеренных величин скоростей смещений земной поверхности по всей совокупности имеющихся наблюдений. В пределах рассматриваемого сегмента земной коры расположены несколько региональных систем деформационных наблюдений (геодинамических полигонов), на которых с различной длительностью и пространственной детальностью проводятся геодезические измерения (спутниковые и наземные). В рассматриваемых статьях для верификации параметров модели и получаемых решений использовались результаты измерения горизонтальных смещений земной поверхности, полученные Центрально-Азиатской сетью ГНСС наблюдений [Кузиков, Мухамедиев, 2010]. Результаты измерения смещений земной поверхно-

сти для Туркмено-Иранского сегмента земной коры в этих статьях не рассматривались.

Ниже приведено сопоставление вычисленных и измеренных скоростей смещений и деформаций земной поверхности на примере Копетдагского геодинамического полигона (Туркменистан), который имеет длительную историю (более 50 лет) детальных геодезических наблюдений и находится в границах исследуемого теоретическими методами области взаимодействия блока № 19 и блока № 1 модели И.У. Атабекова. Размеры полигона ограничены географическими координатами 37.7:38.7 с.ш. и 57.6:58.9 в.д. Эти результаты дополнены данными Иранской сети ГНСС-наблюдений.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В ТУРКМЕНО-ИРАНСКОЙ ОБЛАСТИ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ЕВРАЗИЙСКОЙ И АРАВИЙСКОЙ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Как известно, наиболее контрастной областью взаимодействия Евразийской и Аравийской плит в Туркмено-Иранской области является Капетдагский мегаантиклинорий, который является обширной частью Туркмено-Хорасанской сейсмостектонической зоны [Калугин, 1977; Trifonov, 1978]. Эта зона, представляющая собой систему горных хребтов и межгорных впадин, отделяющих северную часть Иранской микролиты от южной части Туранской микролиты. Практически все исследователи отмечают, что современная геодинамика Туркмено-Иранского сегмента Альпийского складчатого пояса формируется конвергенцией (коллизией) Туранской и Иранской плит. Северной границей области этого взаимодействия является Передовой Копетдагский (Ашхабадский) разлом. Он же является северной границей Копетдага. Поэтому в данной статье используется название – Передовой разлом Копетдага. Необходимо отметить, что наибольшая часть Копетдага находится на территории Северного Ирана.

Копетдаг надвигается на Предгорный прогиб, и Передовой разлом наклонно уходит под Копетдаг. Угол наклона в вертикальной плоскости (угол падения) Передового разлома составляет примерно в среднем от 50° до 70° (угол с вертикалью, опущенной вниз – от 20° до 40°) в разных местах пересечений Передового разлома. Амплитуда вертикальных смещений по Передовому разлому достигает 5–7 км. Кроме того, по Передовому разлому наблюдаются правосторонние горизонтальные смещения, достигающие величины 30 км за неотектонический этап развития [Калугин, 1977; Trifonov, 1978; Allen et al., 2008].

В этом случае кинематика горизонтальных смещений тектонических структур Туркмено-Иранского сегмента земной коры вдоль меридионального направления должна происходить, на современном этапе, следующим образом. Северо-северо-восточное движение Аравийской плиты приводит к формированию зоны коллизии Иранской и Туранской плит, надвигу Копетдага на Туранскую плиту и правому сдвиговому смещению вдоль Передового разлома.

В настоящее время ГНСС-наблюдения в режиме мониторинга в Туркменистане не проводятся. Однако имеются длительные (более 50 лет) нивелирные и светодальномерные наблюдения, которые контролируют зону Передового разлома Копетдага. В Северном Иране, наоборот, имеется сеть GPS-станций, на которых были проведены повторные измерения горизонтальных смещений земной поверхности. Система наблюдений в Иране состоит из 25 пунктов, которые измерялись в сентябре 1999 г. и повторялись в октябре 2001 г. Детали построения сети, характеристика наблюдательных пунктов, аппаратура и методика обработки данных подробно изложены в работе [Nilforoushan et al., 2003].

В работе [Vernant et al., 2004] проведен геодинимический анализ этих данных для определения современной кинематики зоны коллизии Аравийской и Евразийской плит и выявления зон аномальных деформаций (укорочения, удлинения, сдвиги) с привлечением данных о сейсмичности (рис. 1).

Из этой работы следует, что в области Ирано-Туркменского сегмента взаимодействия плит существует устойчивое сокращение земной поверхности со средней скоростью  $7 \pm 2 \text{ мм} \cdot \text{год}^{-1}$ . В статьях [Nilforoushan et al., 2003; Vernant et al., 2004] это сокращение отнесено ко всему Копетдагу и, следовательно, к его Туркменской части. Тогда можно провести совместный анализ и сопоставление скоростей этого сокращения по данным спутниковой (Северный Иран) и наземной (Южный Туркменистан) геодезии. Это обосновано не только тем, что изучается деформация единого тектонического элемента (Копетдаг), но и тем, что северный пункт Иранской геодезической сети (Ширван) находится на расстоянии около 50 км от южного пункта Туркменской геодезической сети (Гаудан).

В работе [Vernant et al., 2004] приведено два варианта построения векторов скоростей горизонтальных движений. В первом случае неподвижным считается Евразийская плита, во втором — Аравийская. Естественно, что ориентация векторов в первом и во втором случае является противоположной, а амплитуда смещений отличается. Этот факт требует учета относительного характера

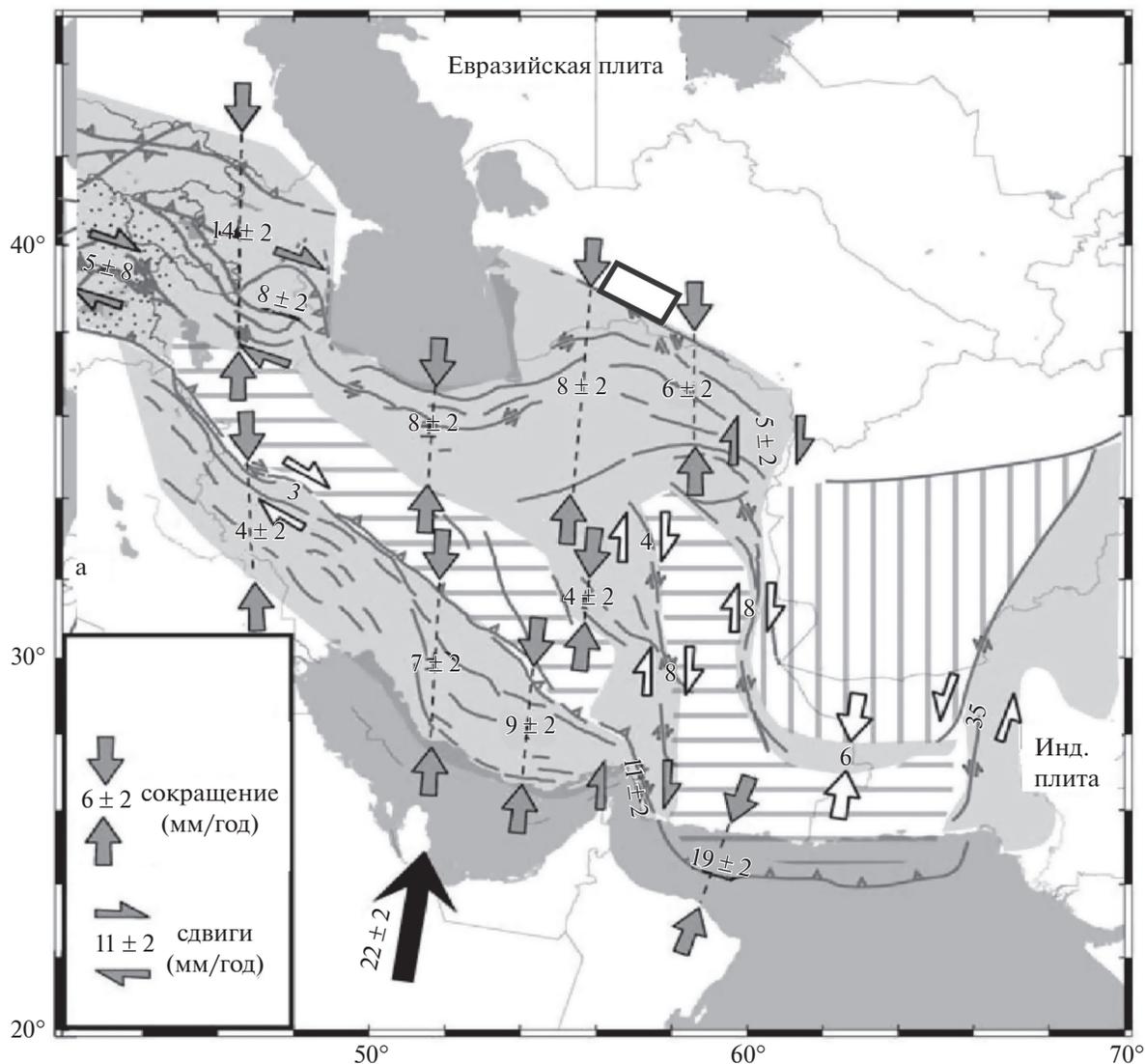
векторов смещений и оценку абсолютного типа деформаций.

Для демонстрации этого положения можно рассмотреть следующий мысленный эксперимент. Пусть на земной поверхности имеются два (А и Б) прочно закрепленных пункта наблюдений, которые ориентированы по азимуту “Север—Юг” таким образом, что пункт А расположен южнее пункта Б. Можно показать, что абсолютному понятию “укорочение” будет соответствовать пять различных кинематических ситуаций с относительными горизонтальными смещениями поверхности и, следовательно, различными геодинимическими обстановками (рис. 2.1). Аналогично, абсолютному понятию “наклон на юг” будут соответствовать пять различных геодинимических ситуаций с относительными вертикальными смещениями земной поверхности (рис. 2.2).

Если учесть эти представления, то для сравнения результатов измерений горизонтальных смещений, полученных по Иранской и Ашхабадской системе геодезических измерений, необходимо использовать абсолютную величину — значение деформации укорочения. В данном случае горизонтальное укорочение Копетдага в субмеридиональном направлении формируется под воздействием большей скорости смещений южных пунктов наблюдений Иранской сети по сравнению с северными пунктами. В этом случае реализуется кинематический вариант 5 (рис. 2 (1)). Это полностью соответствует существующим представлениям о геодинимике региона. В противном случае трудно объяснить образование таких крупных горных поясов, как Загрос и Копетдаг с позиции тектоники плит.

Естественно, что подобная кинематика плит должна приводить к систематическому (с юга на север) надвигу Копетдага на Туранскую плиту вдоль зоны Передового разлома Копетдага, а также к постоянному правостороннему сдвиговому перемещению вдоль этого разлома. Если следовать этой схеме и предполагать полную унаследованность современных движений земной коры от прошлых геологических эпох, то существующая система геодеформационных наблюдений, развернутая в центральной части Копетдагского региона и имеющая многолетнюю (более 50 лет) историю наблюдений, должна уверенно фиксировать систематический наклон предгорных участков земной поверхности на Север—Северо-Восток по нивелирным данным и постоянное увеличение длин линий, пересекающих Передовую разлом Копетдага под углом  $45^\circ$  и менее [Изюмов, Кузьмин, 2014; Кузьмин, 2013; 2017; 2019a].

Исследования проводились в пределах активных разломов и, в первую очередь, в зоне Передового разлома Копетдага. Нивелирные и светодальномерные наблюдения проводились на специаль-



**Рис. 1.** Схема векторов горизонтальных движений земной поверхности территории Ирана относительно неподвижной Евразии. Прямоугольник – расположение Ашхабадского геодинимического полигона. Области с вертикальными линиями – жесткие блоки и микроплиты. Серые области – зоны деформаций. Серые стрелки – данные GPS. Белые стрелки – по данным геодезии, геологии и сейсмологии.

но организованных тестовых деформационных площадках. Длины нивелирных профилей и светодальномерных линий на этих площадках варьировались в пределах 1–10 км. Частота опроса, в среднем, составляет от 1 раза в месяц до 4 раз в год для нивелирных наблюдений и порядка 1–2 раза в неделю для светодальномерных измерений.

На рис. 3 показана схема светодальномерной деформационной площадки “Гаудан” и приведены временные ряды горизонтальных смещений по двум тестовым линиям. Как отмечалось выше, опорный пункт системы находится к северу от GPS-пункта Ширван на расстоянии около 50 км, что позволяет провести совместный анализ величин скоростей горизонтальных смещений, полу-

ченных различными методами. Измерения горизонтальных смещений на площадке “Гаудан” проводятся в течение более, чем 45 лет и в настоящее время. Средняя повторяемость наблюдений составляет 1 раз в сутки. Точность измерения горизонтальных смещений оценивается на уровне 2–3 мм, а относительных деформаций  $\approx 10^{-6}$ . Всего имеется 8 измерительных линий. Для целей данной работы на рис. 2 показаны две линии. Одна линия пересекает зону разлома (№ 3330). Вторая (№ 1532) находится на северном склоне Копетдага и ориентирована ортогонально его простиранию. Номера линий соответствуют длине этих линий в метрах. Таким образом, результаты, полученные при такой конфигурация измери-

тельной сети, могут решать тестовые кинематические задачи. Линия № 1532 позволяет оценивать укорочение Копетдага, которое было выявлено GPS-измерениями в Северном Иране. Линия № 3330 может измерять сдвиговое скольжение по Передовому разлому.

Эти уникальные по длительности данные позволяют с очень большой достоверностью определять скорости и знаки накопленных смещений и, самое важное, определять долговременную стабильность характеристик деформационного процесса. Из рисунка видно, что кривые носят сложный характер. Видны периоды направленных смещений как положительные (удлинение), так и отрицательные (укорочение).

Для выявления среднегодовой скорости смещений была проведена интервальная оценка средней скорости смещений  $\Delta\dot{U}_i$  за период линейного тренда внутри интервала времени  $\Delta T_i$ . Затем значения трендов суммировались с учетом знака изменений длин линий (удлинения, укорочения) и производилось деление на величину всего периода наблюдений  $\Delta T$ . По существу, это соответствует известной интегральной теореме о среднем, где интегрирование заменено суммированием. Далее определялось значение средней скорости горизонтальных смещений  $\Delta\bar{U}$ , накопленной за период проведения наблюдений  $\Delta T = \Delta T_1 + \Delta T_2 + \dots + \Delta T_n$  по формуле:

$$\Delta\bar{U} = \frac{1}{\Delta T} \sum_1^n \Delta\dot{U}_i \Delta T_i. \quad (1)$$

Вдоль линии № 3330 отмечается укорочение на величину – 3.3 мм за время 46 лет. Среднегодовая скорость деформации укорочения составляет величину – 0.07 мм/год. Укорочение вдоль линии № 1532, которая направлена ортогонально простиранию Копетдага и линии Передового разлома, за период 43 года составило – 2.7 мм. Среднегодовая скорость этого укорочения – 0.06 мм/год. Таким образом, линия, пересекающая Передовой разлом, сокращается, что противоречит правому сдвигу, который установлен по геологическим данным. При реализации правого сдвига линия № 3330 должна монотонно удлиняться, а этого не происходит. Ситуация скорее соответствует левому сдвигу. По геологическим данным скорость правого скольжения по Передовому разлому [Trifonov, 1978] составляет 2 мм/год. По данным многолетних геодезических наблюдений скорость скольжения в 133 раза меньше! Данные GPS-наблюдений дают величину среднегодовой скорости сокращения –  $(8-6) \pm 2$  мм/год в направлении ортогонально простиранию Копетдага, т.е. коллинарно линии 1532. Если использовать средние значения из минимальных величин скоростей, то скорость сокращения будет – 5 мм/год.

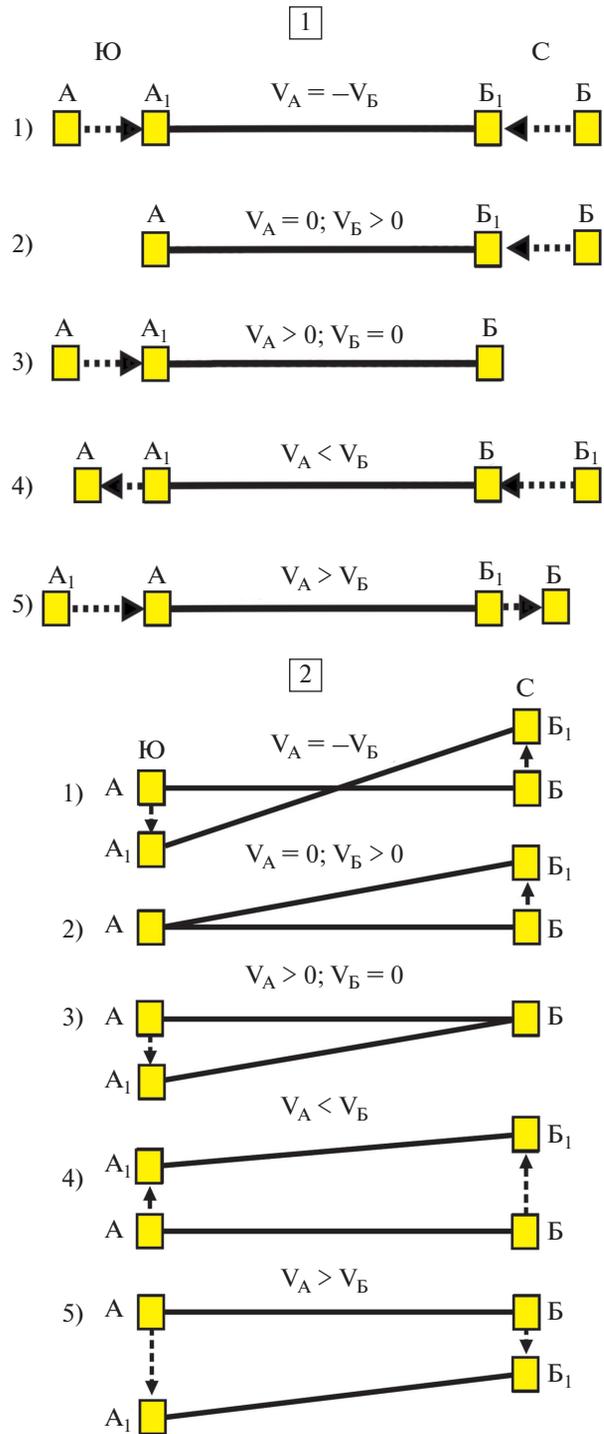


Рис. 2. Относительный характер горизонтальных (1) и вертикальных (2) смещений реперов при абсолютном укорочении и абсолютном наклоне на Юг участка земной поверхности.

Сравнивая скорость сокращения Копетдага по различным данным видно, что скорости сокращения Копетдага по наземным геодезическим измерениям почти в 100 раз меньше, чем по GPS-наблюдениям.

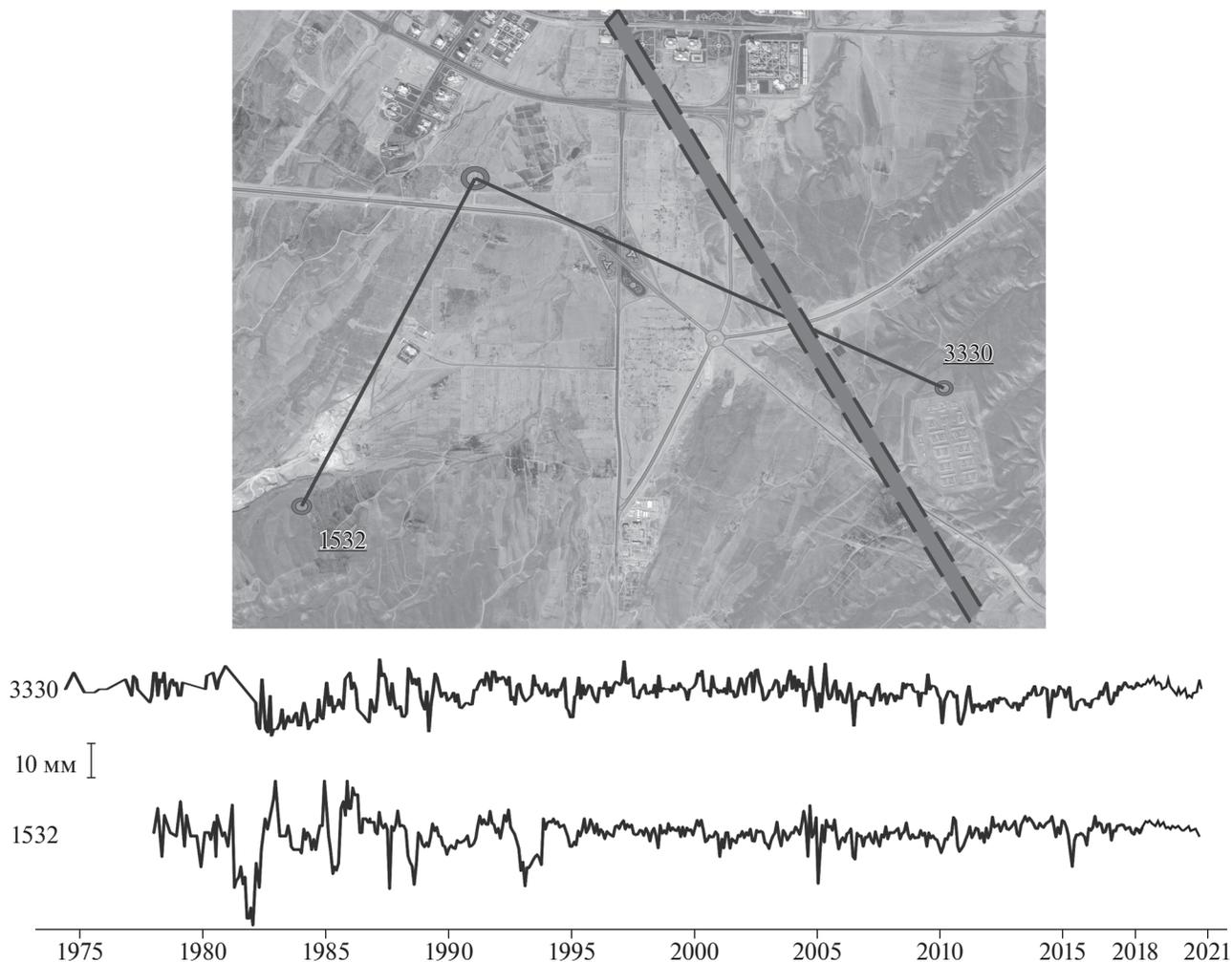


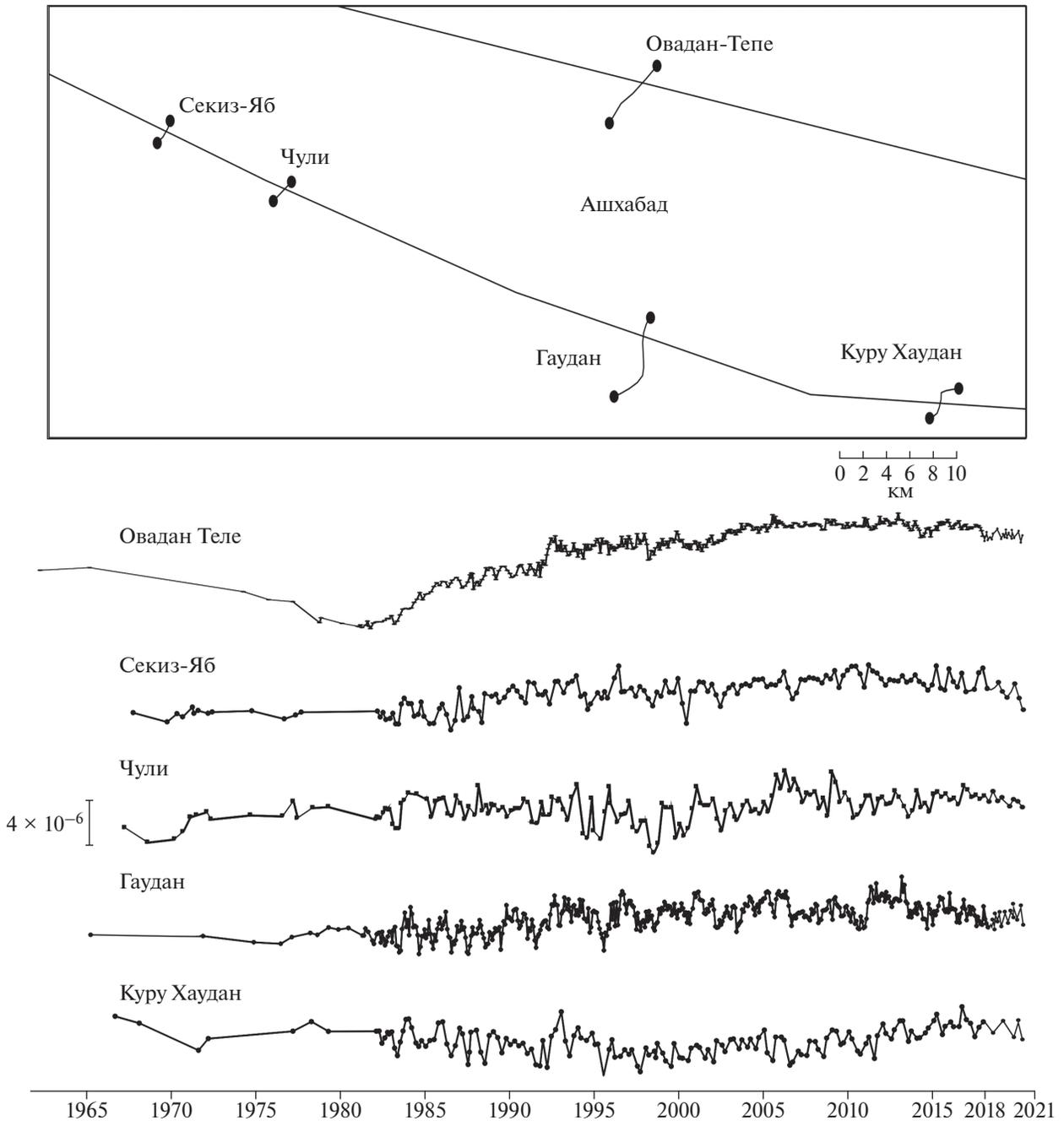
Рис. 3. Схема измерительной сети (сверху) и изменения горизонтальных смещений во времени вдоль линий № 3330 и № 1532.

дениям. Среднегодовая скорость относительных горизонтальных деформаций определяется путем деления амплитуд смещений на длину измеряемых линий. Тогда для линии № 1532 скорость относительной деформаций будет равна  $-4 \times 10^{-8}$ /год, а для линии № 3330 —  $2 \times 10^{-8}$ /год.

При сопоставлении данных необходимо учитывать ту часть общего смещения, которая диссипируется в смещениях по разлому и, конечно, уменьшает общую скорость укорочения Копетдага как квазиоднородного тела. Угол между линией Передового разлома и направлением укорочения Копетдага составляет почти  $60^\circ$ . Вычисляя скорость проекции горизонтальных смещений в зоне разлома (линия № 3330) на направление укорочения, получим  $\approx 0.0065$  мм/год, что почти в 10 раз меньше скорости укорочения, полученного по линии № 1532. Поэтому основной вклад в горизонтальные движения Копетдага вносит деформация укорочения. Важно отметить, что если сравнить

измеренные скорости смещений линии № 1532 и скорости укорочения по спутниковым данным за одинаковый период времени (1999–2001 гг.), то получается, что скорости, измеренные наземными методами, будут почти в 30 раз меньше.

Учитывая, что по Передовому разлому происходит надвиг Копетдага на Туранскую плиту, то необходимо рассмотреть скорость вертикальных движений земной поверхности в разломной зоне. Как уже отмечалось, в пределах фронтальной части Копетдагского надвига в течение 56 лет проводятся повторные нивелирные наблюдения с интервалом повторения 6–12 раз в год. Система наблюдений контролирует Передовой разлом (4 нивелирных профиля) и Северо-Ашхабадский разлом (1 профиль), который является осевой частью Предкопетдагского прогиба и расположен на 30 км севернее Передового разлома (рис. 4). Длины профилей составляют величины от 10 до 4 км. Двойная среднеквадратическая погреш-



**Рис. 4.** Результаты многолетних нивелирных наблюдений вдоль локальных профилей, пересекающих зоны разломов. Верхняя и нижняя линия – Северо-Ашхабадский и Передовой разлом Копетдага, соответственно.

ность случайных ошибок стандартных нивелирных наблюдений составляет величину 0.5–1.0 мм на 1 км.

На рис. 4 представлены профили, пересекающие разломы с начальными и конечными реперами, которые находятся на различных бортах. Для удобства сопоставительного анализа результаты вертикальных превышений реперов построены в едином масштабе путем деления их значений на

расстояние между реперами. Для этого используется определение, что наклон – это горизонтальный градиент вертикальных смещений земной поверхности. Среднегодовую скорость наклона  $\bar{\alpha}$  за период наблюдений можно оценить аналогично формуле (1).

$$\bar{\alpha} = \frac{1}{\Delta TL} \sum_{i=1}^n \Delta h_i \Delta T_i, \quad (2)$$

где:  $\Delta h_i$  – скорость превышения южного репера профиля над неподвижным северным репером, накопленная на линейном участке тренда за интервал времени  $\Delta T_i$ ;  $L$  – длина профиля;  $\Delta T$  – длительность всего периода наблюдений.

На рисунке видно, что верхняя кривая, которая относится к Северо-Ашхабадскому разлому, содержит длиннопериодные, знакопеременные колебания наклона земной поверхности. Четыре нижние кривые наклонов соответствуют Передовому разлому. Они характеризуются короткопериодическими знакопеременными изменениями. Эти кривые, в отличие от верхнего графика, практически подобны. Визуальный анализ указывает на отсутствие интенсивных трендовых изменений.

Очевидно, что деформационный процесс в зоне Северо-Ашхабадского разлома развивается автономно и не зависит от движений в зоне Передового разлома [Кузьмин, 2015; 2018; 2019б]. Это обусловлено наличием там знакопеременного валлообразного поднятия земной поверхности с вершиной в зоне Северо-Ашхабадского разлома, которое связано с особенностями взаимосвязи деформационных и сейсмических процессов в этом районе [Изюмов, Кузьмин, 2014; Кузьмин; 2013; 2015; 2020]. Наклон поверхности между двумя реперами, когда они расположены на южном и северном бортах Передового разлома, соответственно, будет направлен однозначно на юг (от неподвижной платформенной части к горной). Это аналогично случаю однозначного (абсолютного) укорочения (рис. 2.1). В данном случае абсолютным будет “наклон на юг”, а равновероятны пять различных кинематических ситуаций (рис. 2.2). Для выбора оптимального кинематического варианта необходимо привлечение дополнительных сведений о геодинамике региона. Если считать, что надвиг Копетдага на Туранскую плиту сохраняется в течение последних 55 лет, то кинематическая схема, которая формирует наклон на север, соответствует случаю 3 на рис. 2.2.

Анализ среднегодовых скоростей наклонов, который проведен аналогично выше изложенному, показал наличие в зоне Северо-Ашхабадского разлома (Овадан-Тепе) среднегодовой скорости наклона величиной  $1.8 \times 10^{-7}$ /год. В зоне Передового разлома скорости наклонов оказались намного меньше: Секиз–Яб –  $(3 \times 10^{-8})$ /год, Чули –  $(2 \times 10^{-8})$ /год, Гаудан –  $(2 \times 10^{-8})$ /год, Куру-Хаудан –  $(10^{-8})$ /год. Средняя скорость наклона в пределах Передового разлома равна –  $(2.5 \times 10^{-8})$ /год.

Используя формулу (2), можно оценить скорости надвига Копетдага по четырем профилям, пересекающим зону Передового разлома. Для этого необходимо умножить скорость наклона на длину каждого профиля  $L$ . Тогда скорости вертикальных смещений по Передовому разлому будут рав-

ны: Секиз–Яб – 0.14 мм/год, Чули – 0.04 мм/год, Гаудан – 0.1 мм/год, Куру-Хаудан – 0.01 мм/год. Средняя скорость вертикальных смещений (надвига Копетдага) по Передовому разлому Копетдага равна – 0.07 мм/год.

Учитывая, что средний угол падения Передового разлома под Копетдаг составляет приблизительно  $60^\circ$ , то горизонтальные смещения, которые обусловлены надвигом, составят величину около 0.01 мм/год, что почти в 10 раз меньше скорости деформации укорочения Копетдага по наземным данным, и их можно не учитывать. Если сравнивать только измеренные значения, то скорость горизонтальных смещений укорочения Копетдага по многолетним (45–55 лет) наземным геодезическим данным составляет величину  $\approx 0.07$  мм/год. Это почти в 100 раз меньше скорости укорочения, которая получена по GPS-данным.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные данные указывают на очень низкую скорость смещений и деформаций земной поверхности в северной части Копетдагского региона. Данные по сети GPS Северного Ирана показывают, что среднегодовые скорости горизонтальных смещений имеют величины намного большие, чем полученные на Туркменской территории Копетдага. Однако если учесть расстояния между пунктами измерений Иранской ГНСС-сети, то среднегодовая скорость относительных деформаций будет иметь практически те же диапазоны величин, что и по данным Туркменской наземной сети –  $2-4 \times 10^{-8}$  в год. Столь низкая скорость деформаций ( $10^{-8}$  в год) свидетельствует о том, что среднегодовая скорость изменения региональных напряжений крайне мала. Если полагать, что скорость деформаций линейно пропорциональна скорости приложенных напряжений, то при типичных значениях жесткости среды скорости изменения во времени региональных напряжений будут составлять величины порядка 100 Па/год. Это удивительный результат, если учесть, что оценки скоростей деформаций получены по результатам геодезических наблюдений в сейсмоактивном регионе, в котором за исследуемый период времени неоднократно происходили сильные землетрясения.

Интересно сопоставить полученные скорости относительных деформаций и наклонов с таким эталонным геодинамическим процессом, как земной прилив. Для географических координат, например Ашхабада, амплитуда лунной полусуточной волны  $M_2$ , которая является доминирующей из всего спектра приливных волн, равна  $\approx 2.3 \times 10^{-8}$  для приливных наклонов и  $1.6 \times 10^{-8}$  для приливных горизонтальных деформаций, соответственно.

В этом случае, средняя скорость относительных деформаций в сейсмоактивном регионе, будет равна или меньше 1–2 амплитуд земноприливных деформаций в год!!! Это означает, что зона Ирано-Туранского сегмента коллизии Аравийской и Евразийской плит находится в состоянии квазистатического (мягкого) нагружения в течение последних 50 лет. При этом в зонах разломов неоднократно фиксировались локальные асейсмичные деформационные аномалии со скоростями  $10^{-5}$  в год и в Северном Иране [Saberi et al., 2017] и в Южном Туркменистане [Кузьмин, 2013; 2018; 2019б].

Эти данные указывают на то, что модель кинематики жестких (недеформируемых) плит и блоков в данном регионе не применима, по крайней мере, последние полвека. В этом случае необходимо использовать модель кинематики блоков, которые деформируются под воздействием монотонного движения жестких литосферных плит с постоянной скоростью.

Именно такая модель была рассмотрена в работах И.У. Атабекова. Согласно этой модели, блок № 19 соответствует местоположению Копетдага, а в пределах блока № 1 расположен южный склон Туранской плиты (южная граница Евразийской плиты). Именно в области взаимодействия этих модельных блоков расположена система геодинимических наблюдений Туркменской части Копетдагского региона. Согласно этой модели модуль полного вектора скорости горизонтальных смещений в пределах блока № 19 имеет величину 1 см/год и более. По данным инструментальных наблюдений скорость модуля полного вектора горизонтальных смещений, вычисленного по данным двух линий (рис. 3), имеет значение 0.02 мм/год, что почти на 3 порядка меньше. В блоке № 1 в период 1986 – 2007 гг. были проведены светодальномерные наблюдения [Изюмов, Кузьмин, 2014] на больших длинах линий (10–15 км). По этим данным среднегодовая скорость горизонтальных смещений составляет величину – 0.01 мм/год, а по модельным оценкам – 0.8 см/год.

В рассматриваемой теоретической модели приведены оценки абсолютных вертикальных смещений земной поверхности. Нивелирные наблюдения измеряют разность вертикальных смещений между двумя или более пунктами наблюдений. Поэтому необходимо вычислить разности теоретических смещений и сопоставить с данными нивелирования. Численная модель показала, что разница в скорости вертикальных смещений между блоками № 19 и № 1 равна – 1 мм/год. По результатам многолетних инструментальных нивелирных наблюдений эта разность скоростей равна – 0.07 мм/год.

В этой же работе приведены результаты расчетов среднегодовой скорости интенсивности сдвиговых деформаций, которую автор называет “интенсивность тектонического течения”. Теоретические оценки показали, что скорость интенсивности сдвиговых деформаций в блоке № 19 (в месте установки системы наблюдений) равна –  $0.8 \times 10^{-7}$  /год. Используя результаты длительных светодальномерных наблюдений, можно оценить этот параметр экспериментально. Он оказался равен –  $0.07 \times 10^{-7}$  /год.

Таким образом, сравнение теоретических и эмпирических данных показало, что теоретические оценки скоростей вертикальных и горизонтальных смещений земной поверхности имеют значения практически на 2–3 порядка больше, чем измеренные по данным многолетних высокоточных геодезических наблюдений. Сопоставление скоростей интенсивности сдвиговой деформации указывает на то, что теоретические величины на порядок превышают значения, полученные по данным измерений. Выявленное серьезное противоречие между модельными экспериментальными результатами на примере Копетдагского региона может быть связано с двумя фундаментальными причинами.

1. Геодезические ограничения на кинематические характеристики численной модели обоснованы результатами, полученными по материалам Центрально-Азиатской сети ГНСС с большими расстояниями между наблюдательными пунктами и длительными интервалами времени между повторными измерениями. Кроме того, повторные ГНСС-наблюдения, в отличие от перманентных, имеют значительные погрешности измерений. Этих недостатков в значительной мере лишены длительные наземные геодезические наблюдения с густой сетью измерительных пунктов. Этот фактор, безусловно, может повлиять на установленное несоответствие результатов.

2. Геодинимическими ограничениями модели являются, с одной стороны, заданные, общепринятые скорости движения Аравийской и Индийской плит, а с другой – накопленная к настоящему времени конфигурация рельефа земной поверхности. В этом случае совершенно непонятно, как такие малые скорости среднегодовых относительных деформаций, измеренные геодезическими методами, могут участвовать в формировании существующего высоко контрастного рельефа земной поверхности. И тогда возникает естественный вопрос: а движутся ли литосферные плиты в настоящее время с известными нам постоянными скоростями в современное нам время, равное периоду проведения геодезических наблюдений?

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Изюмов С.Ф., Кузьмин Ю.О.* Исследование современных геодинамических процессов в Копетдагском регионе // *Физика Земли*. 2014. № 6. С. 3–16.
- Калугин П.И.* Южный Копетдаг (геологическое описание). Ашхабад: Ылым. 1977. 215 с.
- 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.
- Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика разломов и парадоксы скоростей деформаций // *Физика Земли*. 2013. № 5. С. 28–46.
- Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика системы разломов // *Физика Земли*. 2015. № 4. С. 25–30.
- Кузьмин Ю.О.* Парадоксы сопоставительного анализа измерений методами наземной и спутниковой геодезии в современной геодинамике // *Физика Земли*. 2017. № 6. С. 24–39.
- Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика раздвиговых разломов // *Физика Земли*. 2018. № 6. С. 87–105.
- Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика: от движений земной коры до мониторинга ответственных объектов // *Физика Земли*. 2019а. № 1. С. 78–103.
- Кузьмин Ю.О.* Индуцированные деформации разломных зон // *Физика Земли*. 2019б. № 5. С. 61–75.
- Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика и медленные деформационные волны // *Физика Земли*. 2020. № 4. С. 172–182.
- Allen M., Jacson J., Walker R.* Late Cenozoic reorganization of the Arabia – Eurasia collision and the comparison of short – term and long – term deformations rates // *Tectonics*. 2004. V. 23. P. 1–16.
- Atabekov I.U.* Earth Core's stresses variation in Central Asian earthquakes region // *Geodesy and Geodynamics*. 2020. V. 11. № 4. P. 293–299.  
<https://doi.org/10.1016/j.geog.2019.12.005>
- Nilforoushan F., Masson F., Vernant P. et al.* GPS network monitors the Arabia–Eurasia collision deformation in Iran // *J. Geodesy*. 2003. V. 77. P. 411–422.
- Trifonov V.G.* Late Quaternary tectonic movements of western and central Asia // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1978. V. 89. P. 1059–1072.
- Saberi E, Yassaghi A., Djamour Y.* Application of geodetic leveling data on recent fault activity in Central Alborz Iran // *Geophys. J. Int.* 2017. V. 211. P. 773–787.
- Vernant P., Nilforoushan F., Hartzfeld D. et al.* Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman // *Geophysical Journal International*. 2004. V. 157. P. 381–398.

## Geodynamical Evolution of the Earth's Crust of Central Asia and Recent Geodynamics of the Kopet Dag Region, Turkmenistan

Yu. O. Kuzmin\*

*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

*\*e-mail: kuzmin@ifz.ru*

Current problems of combining the results of mathematical modeling for geodynamical evolution of the Earth's crust in Central Asia with the instrumental data on recent surface deformations of the Earth obtained by the geodetic monitoring systems in the Northern Iran and South Turkmenistan are discussed. Based on the integrated analysis of the data obtained in the Northern Iran and Southern Turkmenistan, the annual average strain rates are estimated. Their amplitudes are found to range within  $(10^{-8} - 10^{-9}) \text{ yr}^{-1}$ . It is concluded that over the past 55 years, the interaction region between the Iranian and Turanian plates within the Perekopet Dag fault (Ashkhabad fault) has been in the state of quasi static (soft) regional loading. The obtained strain rate and tilt estimates are analyzed in comparison against the reference geodynamical process—the Earth's tide. It is established that the average strain rate in a seismically active region is equal to or less than 1–2 amplitudes of Earth's tidal strains per year. It is demonstrated that the results of modeling the geodynamical processes cannot serve as a substitute for the real-time instrumental observations of the vertical and horizontal surface displacements of the Earth.

**Keywords:** recent geodynamics, lithospheric plates, Kopet Dag region, vertical and horizontal surface displacements, strain rate