РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

# ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ФЕНОМЕНЫ

Труды, вып. 505

Основаны в 1932 году

К 80-летию со дня рождения академика Юрия Михайловича Пущаровского



МОСКВА́ "НАУКА" 1997

#### **Russian Academy of Sciences**

**Geological Institute** 

#### Tectonic and geodynamic phenomena

Transactions, vol. 505

Тектонические и геодинамические феномены. – М.: Наука, 1997. – 254 с. (Тр. ГИН; Вып. 505) ISBN 5-02-003693-5

Сборник включает статьи, в которых рассмотрены тектоническое строение, история формирования и генезис современных океанов, пассивных и активных континентальных окраин, а также их палеоаналоги в палеозойских складчатых структурах. Для тектонистов и геологов широкого профиля.

Редакционная коллегия:

академик Ю.Г. Леонов (главный редактор), Ю.О. Гаврилов, Ю.В. Карякин, С.А. Куренков, академик М.А. Семихатов

#### Ответственные редакторы: А.С. Перфильев, Ю.Н. Разницин

Рецензенты:

академик АЛ. Книппер, член-корреспондент РАН Н.А. Богданов

The issue includes the papers concerning tectonics, formation history and genesis of modern oceans, its passive and active continental margins and also its paleoanalogs in Paleozoic folded belts. For the specialists of tectonics and different branches of geology.

#### Editorial Board:

academician of Russian Academy of Sciences Yu.G. Leonov (Editor-in-Chief), Yu.O. Gavrilov, Yu.V. Kariakin, S.A. Kurenkov, academician of Russian Academy of Sciences M.A. Semikhatov

**Responsible editors:** 

A.S.Perfil'ev, Yu.N. Raznitsin

#### Reviewers:

Academician of Russian Academy of Sciences A.L. Knipper, Corresponding member of Russian Academy of Sciences N.A. Bogdanov

ТП-97-II-113 ISBN 5-02-003693-5 © Российская академия наук и издательство "Наука", серия "Труды ГИН" (разработка, составление, художественное оформление), 1932 (год основания), 1997

## УДК 551.2 +551.24 + 550.341

#### В.Г. Трифонов, Г.А. Востриков, Р.В. Трифонов, О.В. Соболева

# АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ ЕВРАЗИИ: ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

Термины-синонимы "активный разлом" и "живой разлом" появились в 40-х годах нынешнего столетия в американских и европейских публикациях соответственно для обозначения тектонических нарушений, по которым подвижки происходят сейчас или могут произойти в ближайшейм будущем. Поскольку тектонические движения по разломам осуществляются неравномерно, необходимо было определить понятие "сейчас", т.е. интервал времени, в течение которого находят выражение современная активность разлома и ее параметры, такие как направление, средняя многолетняя скорость, режим движений и сопровождающие их природные явления. Таким интервалом для подвижных поясов оказался поздний плейстоцен и голоцен, т.е. примерно последние 100 000 лет [16, 17]. Но этого интервала недостаточно, чтобы оценить активность разломов платформ, отличающихся вялостью движений и редкостью землетрясений. Там для оценки активности приходится прибегать к изучению поведения разлома и в среднем плейстоцене, т.е. в течение последних 700 000 лет [26].

Важность изучения активных разломов, прежде всего, для оценки сейсмической опасности побудила Международную программу "Литосфера" учредить в 1989 г. по инициативе советских ученых Проект II-2 "Карта крупных активных разломов Мира" под председательством В.Г. Трифонова [28]. В рамках этого проекта собрана уникальная база данных об активных разломах. Особенно большой прогресс достигнут в изучении активных разломов Евразии, для которой составлен предварительный макет карты активных разломов масштаба 1 : 5 000 000. Для многих регионов континента составлены более детальные карты и описания.

Предлагаемая статья посвящена анализу карты активных разломов Евразии в геодинамическом аспекте. Предметом исследования явились общие закономерности пространственного расположения активных разломов и перемещений по ним, структурные связи с молодым вулканизмом и расчеты современной геодинамики подвижных поясов по данным об активных разломах.

### СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ПО АКТИВНЫМ РАЗЛОМАМ ЕВРАЗИИ

Анализ смещений по активным разломам Евразии показывает, что их вертикальная компонента чаще определяется надвиговыми и взбросовыми подвижками, чем сбросовыми. Это справедливо для разломов не только подвижных поясов, но также областей умеренной и слабой подвижности. Таким образом, большая часть континента развивается сейчас в условиях дополнительного латерального сжатия, что соответствует оценкам напряженного состояния другими методами [4].

Больше половины активных разломов подвижных поясов Евразии имеют сдви-

<sup>©</sup> В.Г. Трифонов, Г.А. Востриков, Р.В. Трифонов, О.В. Соболева, 1997

говую компоненту смещений, которая существенно больше или соизмерима с вертикальной компонентой. Именно в сдвиговых зонах обнаруживаются чаще всего наибольшие скорости внутриконтинентальных перемещений. Это определяется энергетической экономичностью сдвиговых перемещений по разломам, выявленной сопоставлением магнитуд многих сильных коровых землетрясений последних десятилетий с производимой ими работой, регистрируемой такими параметрами сейсмогенного разрыва, как длина или длина, помноженная на амплитуду подвижки [19]. У сдвиговых землетрясений значения этих параметров, как правило, выше, чем у землетрясений надвиговых, взбросовых и даже сбросовых.

На карте крупнейших активных разломов Евразии со скоростями перемещений не менее 1 мм/год (рис. 1) видно, что наиболее протяженные разломы очерчивают границы современных плит и микроплит. Нередко их границы представлены не единой линией, а поясом нарушений. Такие пояса, к которым тяготеют большинство разломов, более отчетливо видны на карте, где представлены и более мелкие активные нарушения (рис. 2). В пределах поясов выделяются подвижные зоны, более насыщенные активными разломами, чем соседние блоки.

В современных орогенических поясах, например, Альпийско-Азиатском, подвижные зоны чаще всего образуют горные хребты или системы хребтов, тогда как разделяющие их стабильные области характеризуются обычно пониженными гипсометрическими отметками и являются областями более или менее интенсивной современной аккумуляции. Сужаясь в местах сближения подвижных зон, стабильные блоки становятся межгорными впадинами. Именно такова природа расположенных на западном продолжении Таримской микроплиты межгорных впадин на границе Памира и Тянь-Шаня.

Внутри подвижных зон активные разломы нередко разделяют поднятые и опущенные формы, выраженные хребтами и впадинами более высокого порядка. Такие впадины нередко соответствуют участкам, сложенным более плотными породами, чем соседние хребты. Например, офиолитовые пояса, насыщенные гипербазитовыми телами и их фрагментами, обычно образуют впадины в новейшей структуре орогенов. Поверхность подобных впадин пусть слабо, но была изостатически опущена уже к началу неотектонического этапа. Таким образом, многие, если не все, новейшие межгорные впадины сжатых орогенических поясов не являются синклинальными складками основания [21], подобными складкам в осадочном чехле. Будучи обусловлены неоднородностями строения основания, они представляют собой либо реликты разделявших подвижные зоны стабильных блоков, либо участки утяжеленной коры внутри подвижных зон.

Контраст между горами и межгорными впадинами усугублялся в ходе новейшего орогенеза. С хребтов сносился обломочный материал и частично накапливался во впадинах. В результате хребты становились легче, а впадины тяжелее. Их изостатическая неуравновешенность компенсировалась латеральным перемещением глубинного материала, который из-за реологической расслоенности литосферы осуществлялся в слоях, более раздробленных или пластичных и потому обычно менее плотных, чем соседние слои [9]. В итоге кристаллическое основание впадин независимо от их происхождения обогащалось тяжелыми компонентами.

#### СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ

Большинство выявленных на земной поверхности активных разломов пронизывает лишь верхнекоровый слой и не фиксируется на более глубоких уровнях литосферы, деформируемых иначе. Подобные и другие обоснования современной тектонической расслоенности литосферы приводились нами ранее [11, 20]. Специфика современной тектонической расслоенности состоит в том, что ее проявления,



в отличие от более древних, вскрытых эрозией, недоступны непосредственному наблюдению. Они регистрируются по косвенным признакам: появлению субгоризонтальных зон концентрации деформации, выраженных скоплением гипоцентров землетрясений, и различиями структурного плана и стиля активных нарушений на разных глубинах литосферы. При этом глубинные активные элементы реконструируются по связанным с ними геофизическим и геохимическим аномалиям и иногда их проявлениям на поверхности в виде структурных аномалий, дискордантных относительно собственно приповерхностных активных структур. Смещения в глубинных горизонтах чаще всего являются проявлением в иной реологической обстановке той же ориентировки главных нормальных напряжений, что и в приповерхностных структурах, но могут в отдельных случаях указывать на существенные различия напряженного состояния и связанных с ним перемещений на разных уровнях литосферы.

С наибольшей полнотой и разнообразием современная тектоническая расслоенность выражена в подвижных поясах сжатия. В зависимости от структурной обстановки ее проявления различны.

Субдукция присуща лишь океанической или субокеанической литосфере и на проанализированных нами восточных окраинах Азии обычно сопровождается более или менее значительным пологим пододвиганием фрагментов или перемещением переработанного материала субдуцируемой плиты под кору аллохтонной плиты [2]. Особое место занимают дуги Крито-Малоантильского типа, где наряду с субдукцией важную роль играет встречное надвигание аллохтонной плиты, вероятно, на коровом уровне. В Эгейском регионе оно обусловлено боковым сжатием движущейся на запад Анатолийской малой плиты, которое дополняется растяжением региона в результате воздымания аномальной мантии, инициированного тектоническим разрушением литосферы [26]. Этот механизм, выявленный при анализе рисунка и смещений по активным разломам, подтверждается результатами космогеодезических измерений [22]. Возможно, подобное встречное надвигание коровых масс имеет место и в Притихоокеанских островных дугах [5], но там оно подавлено субдукцией и глубинным субгоризонтальным перемещением масс в сторону континента.

Весьма распространенный тип коллизионного взаимодействия в областях наибольшего сближения и сжатия континентальных плит – отслоение и в значительной мере независимая деформация коры и мантии, местами дополняемая

Fig. 1. Preliminary map of major (rates of motion not less, than 1 mm/year) active faults of Eurasia, compiled by V.G. Trifonov, Ding Guoyu, A.I. Kozhurin, R.V. Trifonov by using the database of active faults of the Project II-2 "World Map of Major Active Faults" of the International Lithosphere Program

 $\overline{1-9}$  - active faults (proved on the left and inferred on the right): 1 - normal faults, 2 - thrusts and reverse faults, 3 - extension faults, 4 - strike-slip faults, 5 - flexures, 6 - faults with unknown sense of motion, 7 - surface terminations of deep-seated seismic zones, 8 - oceanic transform faults, 9 - deep-seated active continental zones, manifested indirectly on the land surface; 10, 11 - age of last manifestations of fault activity; 10 - Middle Pleistocene, 11 - Late Pleistocene and Holocene including historical and contemporary epochs; 12, 13 - rates of fault motions (mm/year):  $12 - V \ge 5$ ,  $13 - 1 \le V < 5$ 

Рис. 1. Карта крупных (со скоростями движений не менее 1 мм/год) активных разломов Евразии. Составили В.Г. Трифонов, Динг Гуою, А.И. Кожурин и Р.В. Трифонов по базе данных Проекта II-2 Международной программы "Литосфера"

<sup>1-9</sup> – активные разломы (слева – достоверные, справа предполагаемые): 1 – сбросы, 2 – надвиги и взбросы, 3 – раздвиги, 4 – сдвиги, 5 – флексуры, 6 – разломы с невыясненным направлением смещений, 7 – выходы на поверхность глубинных сейсмофокальных зон, 8 – трансформные разломы океанов, 9 – глубинные зоны, выраженные на поверхности лишь косвенными признаками; 10, 11 – возраст последних проявлений активности разлома: 10 – средний плейстоцен, 11 – поздний плейстоцен и голоцен, включая историческую эпоху и современность; 12, 13 – скорость движений по разлому, мм/год: 12 - V > 5, 13 - 1 < V < 5



расслоением коры на несколько литопластин. Этот тип взаимодействия наиболее полно проявлен в областях Пенджабско-Памирского и Аравийско-Малокавказского синтаксисов Альпийско-Азиатского орогенического пояса. Активная тектоника верхней части коры в принципе тождественна в обоих синтаксисах. Здесь формируются покровно-складчатые структуры, причем в Аравийско-Кавказском сечении орогенического пояса более отчетливо проступает дисгармония между структурами осадочного чехла и фундамента. Большую роль играют сдвиги. Они представлены не только сдвигами и взбросо-сдвигами перемещения типа тех, что ограничивают Аравийскую и Индийскую плиты с запада и северо-востока (см. рис. 1, 2), но также сдвигами вращения и отжимания горных масс в стороны от области наибольшего сближения указанных южных плит с Евразийской плитой [19]. Два последних типа сдвигов обеспечивают поперечное укорочение орогенического пояса, подобное эффекту надвигания, и, вместе с тем, перераспределение горных масс вдоль пояса.

Поведение низов коры и мантийной части литосферы в двух рассматриваемых синтаксисах различно. В Памиро-Гималайском регионе лишенная легкого корового покрова, деплетированная и, возможно, местами обогащенная эклогитами, относительно холодная и по всем указанным причинам более тяжелая, чем подстилающие образования, мантийная часть литосферы погружается в глубь мантии. При этом она испытывает значительные деформации [24]. С ней связана мантийная сейсмофокальная зона, фиксируемая до глубины 270 км. Нижняя часть коры, будучи границей по-разному деформируемой верхней части коры и литосферной мантии, характеризуется наиболее контрастными движениями и интенсивными деформациями.

В Аравийско-Малокавказском синтаксисе и его обрамлениях мантийная часть литосферы аномально разогрета и, вероятно, обогащена глубинными дифференциатами. Область наибольшего разогрева фиксируется в виде молодого поперечного вулканического пояса, северная часть которого уже давно была выделена как Транскавказское поперечное поднятие [6]. Пояс позднечетвертичного вулканизма наложен на разнородные структуры орогенического пояса от докембрийской Аравийской плиты на юге до поднятия Большого Кавказа на севере. На Аравийской плите, где мощность земной коры около 35 км, имел место базальтовый вулканизм рифтового типа, среди продуктов которого присутствуют фации малых глубин (до 40 км). Севернее пояс пересекает область интенсивных альпийских смещений и деформаций, мошность коры переменна (30-40 км) и под ней можно допустить существование эклогитизированных фрагментов субдуцированной в мезозое океанической коры Тетиса. Здесь позднечетвертичный вулканизм принадлежит нормальному известковощелочному ряду и в значительной мере представлен андезитовыми породами. Наконец, на Большом Кавказе, где благодаря поддвигу по Главному Кавказскому разлому мощность коры достигает 45 км, существенную роль играли кислые вулканические извержения [7].

Рис. 2. Карта активных разломов Евразии. Составил Р.В. Трифонов по тем же источникам, что и рис. 1

Условные обозначения I-II см. на рис. 1; I2-I4 – скорость движений по разлому, мм/год: I2 - V > 5, I3 - 1 < V < 5, I4 - V < 1

Fig. 2. Preliminary map of active faults of Eurasia, compiled by R.V. Trifonov by using the database of active faults of the Project II-2" 'World Map of Major Active Faults" of the International Lithosphere Program

<sup>1-9</sup> - active faults (proved on the left and inferred on the right): 1 - normal faults, 2 - thrusts and reverse faults, 3 - extension faults, 4 - strike-slip faults, 5 - flexures, 6 - faults with unknown sense of motion, 7 - surface terminations of deep-seated seismic zones, 8 - occanic transform faults, 9 - deep-seated active continental zones, manifested indirectly in the land surtace; 10, 11 - age of last manifestations of fault activity: 10 - Middle Pleistocene, 11 - Late Pleistocene and Holocene including historical and contemporary epochs, 12-14 - rates of fault motions (mm/year):  $12 - V \ge 5$ ,  $13 - 1 \le V < 5$ , 14 - V < 1

Исходя из представленных данных, можно предположить, что кровля глубинной разогретой зоны находится на глубинах 30-40 км, захватывая в северной части не только мантию, но и низы коры. Наличие такой зоны облегчало отслоение вышележащей части коры и ее движение к северу, приведшее к полному перекрытию в районе Кавказа существовавшей здесь до нижнего миоцена включительно системы впадин Паратетиса. Западнее и восточнее Кавказа, где литосфера оставалась относительно холодной, преобразованные фрагменты указанной системы впадин сохраняются в виде Черного моря и Южного Каспия. Разогретая, насыщенная глубинными дифференциатами и потому относительно легкая мантия литосферы Аравийско-Кавказского региона не испытала погружения, тогда как непосредственно к востоку, в области Апшеронского порога, гипоцентрами мантийных землетрясений фиксируется до глубины 100 км наклоненная на север зона погружения литосферы.

К северу от рассмотренных областей максимальной современной коллизии главным механизмом распределения деформаций и смещений становится "бульдозинг", особенно эффективно проявившийся в Центральной Азии. Его смысл состоит в том, что северный дрейф южных плит вызывает деформацию и перемещение соседних микроплит и коровых блоков, которые приводят в движение следующие за ними тектонические зоны и т.д. Деформации и смещения концентрируются в подвижных зонах между перемещающимися микроплитами и блоками и в значительной мере зависят от их конфигурации. В северном направлении ослабевает напряженность молодого складкообразования в подвижных зонах, все более уступая место чисто разломным структурам с ведущей ролью сдвиговых перемещений. На периферии области развиваются структуры растяжения типа Байкальской рифтовой системы и грабена Шаньси. В том же направлении ослабевают проявления тектонической расслоенности, хотя ее признаки фиксируются даже в Байкальском рифте.

В области Альпийской Европы и Средиземноморья процессы современного отслоения коры и мантии и "бульдозинга" фиксируются, но выражены слабее, чем в рассмотренных регионах и сочетаются с проявлениями растяжения литосферы. Последнее представлено как рифтовыми зонами, так и разнообразными по морфологии впадинами. Широкое распространение подобных структур может быть связано с мантийным диапиризмом, инициированным взаимодействием плит и блоков в условиях существенно менее мощной коры и более прогретой литосферы по сравнению с Центральной Азией.

#### АКТИВНАЯ ТЕКТОНИКА И МОЛОДОЙ ВУЛКАНИЗМ

Как отмечено выше, поперечный Аравийско-Кавказский пояс молодого вулканизма дискордантен по отношению к крупнейшим коровым структурам региона (рис. 3). Однако в областях ареального вулканизма выявлена приуроченность центров позднечетвертичных извержений к определенным элементам коровых структур, характеризующимся условиями локального относительно растяжения. Появление таких участков в сжатом коллизионном поясе достаточно интересно, чтобы стать предметом специального рассмотрения.

На юге пояса наибольшие объемы продуктов позднечетвертичного базальтового

Остальные условные обозначения см. на рис. 1, 2

Рис. 3. Карта активных разломов области взаимодействия Аравийской и Евразийской плит [27] с контурами областей четвертичного вулканизма

Точками показаны области четвертичного вулканизма. Цифры на карте: *1* – Друзский массив, 2 – Сюникская структура типа pull-apart (см. рис. 4), *3* – Гегамская структура типа pull-apart, *4* – Джавахетское нагорье



Fig. 3. Map of active faults of the region of collision of the Arabian and Eurasian plates [Trifonov et al., 1994] with areas of the Late Quaternary volcanism

The latter are shown by dots. Numerals on the map show: 1 - the Druze massif; 2 - the Syunik pull-apart structure; 3 - the Ghegam pull-apart structure; 4 - the Djavakhet upland

The other symbols are the same as in the fig. 1 and 2



#### Рис. 4. Сюникская структура типа pull-apart [23]

1-5 – голоценовые образования: 1 – лавы III генерации, 2 – лавы II генерации, 3 – лавы I генерации, 4 – вулканы, 5 – разломы (разделены на морфологические типы подобно рис. 1); 6, 7 – позднеплейстоценовые образования: 6 – вулканы, 7 – разломы (разделены на морфологические типы подобно рис. 1); 8 – контуры геотермальных аномалий

Fig. 4. Syunik pull-apart structure

1-5 - The Holocene formations: 1 - lavas of the III generation, 2 - lavas of the II generation, 3 - lavas of the I generation, 4 - volcanoes, 5 - faults (differentiated by the same way as in the fig. 1); 6, 7 - the Late Pleistocene formations: 6 - volcanoes, 7 - faults (differentiated by the same way as in the fig. 1); 8- contours of the geothermal anomalies

ареального вулканизма приурочены к району Друзского массива на юге Сирии и в соседней части Иордании (см. рис. 3). Мелкие лавовые вулканы группируются в цепи северо-западного простирания, оперяющие с востока субмеридиональный Левантский левый сдвиг, который является современной западной границей Аравийской плиты. Между вулканами цепи или на ее продолжении местами выявлены активные нарушения сбросового типа. Севернее, вблизи фронтальной части Малокавказского синтаксиса позднеплейстоценовые и голоценовые вулканы обнаружены во впадине типа pull-apart, приуроченной к участку кулисного подставления двух сегментов Памбак-Севан-Ханарасарского правого сдвига (рис. 4). Обычно этот разлом имеет небольшую взбросовую компоненту перемещений, но на соседних окончаниях кулисно расположенных сегментов сдвига, образующих западный и восточный борта впадины, взбросовая компонента сменяется сбросовой. Молодые вулканы и цепочки вулканов расположены вдоль восточного ограничения впадины и мелких субмеридиональных сбросов и сбросо-сдвигов внутри нее. Более крупное подобие структуры типа pullарагt обнаружено А.С. Караханяном и В.Г. Трифоновым на Гегамском нагорье Армении (см. рис. 3). Пояс позднеплейстоценовых вулканов протягивается вдоль западного борта структуры.

Перед фронтом Североармянской дуги активных взбросо-сдвигов, представляющих собой главное современное структурное выражение Малокавказского синтаксиса, находится Джавахетское вулканическое нагорье (см. рис. 3). Здесь условия локального растяжения, необходимого для проявления позднечетвертичного вулканизма, возникли в результате северного дрейфа Малого Кавказа. Он привел к оттоку в стороны горных масс, располагавшихся перед фронтом дуги в области наибольшего сжатия и поперечного укорочения. В результате там возникли короткие меридионально ориентированные зоны растяжения, к которым и приурочились позднечетвертичные вулканы и вулканические цепи.

Три приведенных примера демонстрируют разные типы прямой связи молодого лавового вулканизма и активного разломообразования в сжатой коллизионной области. Молодые лавовые вулканы и их небольшие скопления известны и вне подобных участков, но там они отличаются существенно меньшими объемами извергнутого материала. Что же касается крупных, длительно развивающихся полигенных стратовулканов, таких, как Арарат, то мы не обнаружили каких-либо признаков их приуроченности к определенным активным коровым структурам. Характерно, что вулканы типа Арарата отличаются дифференцированным характером извержений, тогда как контролируемые коровыми структурами мелкие вулканы областей ареального вулканизма извергали недифференцированный материал. Вероятно, структурный контроль, облегчавший поступление магматического материала на поверхность, не способствовал дифференциации исходной магмы.

### СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ОРОГЕНИЧЕСКОГО ПОЯСА ПО ДАННЫМ ОБ АКТИВНЫХ РАЗЛОМАХ

#### Исходные данные

Для расчета параметров современной геодинамики был выбран Памиро-Гималайский регион с его структурными обрамлениями между 26° и 56° с.ш. и 64° и 104° в.д. (рис. 5). Регион охватывает Тянь-Шань, Алтай, Саяны, Памир, Гиндукуш, Куньлунь, Западные и Центральные Гималаи, горные области Афганистана, Пакистана, Западной Монголии и Западного Китая, включая Тибет. Наш выбор обусловили сложность и гетерогенность неотектоники региона, обилие и относительно хорошая изученность активных разломов, контрастность и разнонаправленность позднечетвертичных горизонтальных и вертикальных движений. Признаки неотектонического отслоения верхней части коры позволили рассматривать верхнекоровые деформации и смещения изолированно от нижележащих горизонтов литосферы.

Определялись и картировались компоненты тензора скорости позднеплейстоценголоценовых деформаций. Для этого использовалась с необходимыми дополнениями и изменениями база данных об активных разломах региона, составленная в ходе



Рис. 5. Активные разломы Памиро-Гималайского региона

Fig. 5. Active faults of the Pamir-Himalayan region

реализации Проекта II-2 "Карта крупных активных разломов Мира" Международной программы "Литосфера". В основу базы данных положены материалы полевого изучения активных разломов, содержащиеся в публикациях Динг Гуою, Н.В. Лукиной, П. Молнара, Т. Накаты, А.А. Никонова, В.П. Солоненко, П. Таппонье, В.Г. Трифонова, К.Е. Абдрахматова, В.С. Буртмана, Р.С. Йетса, К.Г. Леви, В.И. Макарова, А. Сина, А.В. Тимуша, С.Д. Хилько, С.И. Шермана и других исследователей. Подготавливая эти материалы для расчетов, В.Г. Трифонов и Д.С. Зыков проанализировали содержащиеся в базе данных сведения, оценили их достоверность, сопоставили их с другими данными, в частности, с данными неотектоники и определениями параметров очагов коровых землетрясений. Это позволило оценить экспертным путем необходимые параметры активных разломов, для которых результаты прямых геолого-геоморфологических наблюдений отсутствовали. Такие экспертные оценки, в отличие от результатов прямых измерений, давались в широком интервале допустимых значений.

В итоге была составлена специально для расчетов новая база данных об активных разломах региона, включающая в себя следующие параметры каждого разлома: номер и название (если последнее имеется); источник информации; географические координаты точек разлома, достаточных, чтобы воспроизвести его линию в масштабе 1 : 1 000 000–1 : 2 000 000; направление падения разлома, северное (для северо-восточных, северных, северо-западных и западных румбов) или южное (для юго-западных, южных, юго-восточных и восточных румбов); углы наклона поверхности разлома; направление компоненты сдвиговых перемещений (правое или левое); присутствие растягивающей компоненты перемещений; смысл вертикального перемещения по разлому (надвиго-взбросовое или сбросовое); средняя скорость сдвиговой компоненты перемещения; средняя скорость раздвигания поперек разлома; средняя скорость вертикальной компоненты перемещения.

Если значение какого-либо параметра равнялось 0, он в базе данных не приводился. Для углов наклона и средних скоростей перемещения давались минимальные, наиболее вероятные и максимальные значения. Указывались средние скорости позднеплейстоцен-голоценовых перемещений (в мм/год). При наличии для какого-либо разлома различающихся геолого-геоморфологических и геодезических оценок средних скоростей движения предпочтение отдавалось первым, поскольку геодезические наблюдения охватывают слишком малый интервал жизни разлома. Если любой из приводимых в базе данных параметров варьировал вдоль разлома, он разделялся на однородные сегменты.

При расчетах не учитывался вклад молодых складчатых деформаций в общее перемещение. Выполненные предварительные оценки показали, что этот вклад обычно невелик по сравнению с вкладом активных разломов. Тем не менее мы предполагаем учесть его на следующей стадии исследования.

Для того же региона были рассчитаны компоненты тензора сейсмотектонической деформации по данным о механизмах очагов землетрясений с M > 3,5. Для этого использовался каталог механизмов очагов, любезно предоставленный нам О.И. Гущенко, А.А. Майстрюковым и В.Н. Петровым (около 500 событий). Он был дополнен для территории Памира, Тянь-Шаня и Афгано-Таджикской депрессии каталогом, составленным О.В. Соболевой по данным ТИССС Академии наук Таджикистана (около 30 событий).

#### Методика и результаты расчетов

Тектонические перемещения образуются за счет непрерывной деформации и перемещений по активным разломам. Непрерывная деформация связана с механизмами пластического и псевдопластического течения. Механизм псевдопластического течения (перемещения по мелким трещинам и микротрещинам) превалирует в нижней части земной коры [8]. Мы рассматриваем только верхний слой земной коры (мощностью 15 км) и полагаем, что тектонические перемещения здесь определяются подвижками по активным разломам. Величины этих подвижек колеблются в широких пределах: от микроподвижек (ползучесть, крип) до смещений в очагах больших землетрясений.

В больших пространственно-временных объемах перемещения по активным разломам можно формально рассматривать как элементы процесса течения вязкой жидкости. Одним из макроскопических параметров процесса является тензор скорости деформации. При стационарном течении он связан с тензором напряжений коэффициентом вязкости.

Позднеплейстоцен-голоценовое время (100 000 лет) заведомо много больше периода повторяемости самых больших землетрясений (условие по времени выполняется). Пространственный объем в нашем случае характеризуется площадью окна, в котором рассматриваются активные разломы. Характерный размер окна должен быть много большим максимальных длин линейных участков разломов. Вместе с тем окно должно быть по возможности меньшим: во-первых, поскольку оно рассматривается как элементарное; во-вторых, чтобы обеспечить наибольшую детальность. В этом противоречии приходится довольствоваться каким-то компромиссом. Размеры окон, выбранные для расчета, приведены ниже. Значения компонент тензора скорости деформации определяются как эффективные, средние для окна (объема) и позднеплейстоцен-голоценового времени.

Прежде всего, все зарегистрированные активные разломы разделялись на эле-

ментарные фрагменты длиной  $L = 10 \div 20$  км с постоянными простиранием и падением. Краевые участки разломов, на которых амплитуда смещения затухает, не учитывались; длина таких участков выбрана равной 5% от общей длины разлома. Второй линейный размер полученных элементарных площадок (фрагментов) – глубина проникновения разлома. Для коротких разломов (общая длина L < 50 км) она определялась из следующего корреляционного соотношения [13]:

lg 
$$L_3(\kappa M) = 0.75$$
lg  $L - 0.07$ , (1)

для фрагментов длинных (L > 50 км) разломов –  $L_3 = 15$  км.

Введем величину

$$M = S \cdot L_1 \cdot L_3, \tag{2}$$

где S – амплитуда вектора смещения по фрагменту, и будем называть ее геометрическим моментом. Будучи домноженной на коэффициент трения, она дает момент силы, действующей на фрагмент и в этом смысле аналогична сейсмическому моменту очага землетрясения. Кривизной земной поверхности в пределах окна можно пренебречь и использовать декартову систему координат X, Y, Z (положительные направления на восток, на север и в зенит соответственно). Тогда компоненты тензора геометрического момента выражаются следующим образом [3]:

$$M_{lm} = M(l_s m_n + l_n m_s), \tag{3}$$

где  $l, m = x, y, z, a l_n, l_s и m_n, m_s - направляющие косинусы локальной системы координат (фрагмента): <math>n$  – нормаль к плоскости фрагмента, s – направление вектора смещения. Величины  $M_{lm}$  подсчитывались для каждого фрагмента. Согласно Б.В. Кострову [3], средний для элементарного окна тензор скорости деформации определяется выражением:

$$\dot{\varepsilon}_{lm} = \frac{1}{2} \frac{\sum_{n} M_{lm}^{(n)}}{\Delta V \cdot \Delta T},\tag{4}$$

где *n* – количество фрагментов в пределах окна, *V* – площадь окна, домноженная на мощность исследуемого слоя, *T* – интервал времени (поздний плейстоцен и голоцен).

На элементарные окна исследуемый район разделялся вдоль географических параллелей и меридианов двумя способами: окнами размером  $1^{\circ} \times 1,25^{\circ}$  без перекрытия и скользящим окном  $3^{\circ} \times 3,75^{\circ}$  с шагами  $1^{\circ}$  и  $1,25^{\circ}$  соответственно. В маленьких окнах вычислялись направления главных осей (рис. 6,7), а в больших – главные значения тензоров скорости деформации –  $M_1, M_2, M_3$  (рис. 8, 9).

Аналогичным образом рассчитывались компоненты тензора сейсмотектонической деформации. Формула (3) в этом случае описывает тензор сейсмического момента землетрясения, где M – величина сейсмического момента, вычисляемая из корреляционной зависимости с магнитудой, а выражение в скобках – направленность единичного тензора сейсмического момента землетрясения, т.е. механизм его очага. Тензор сейсмотектонической деформации вычисляется как сумма тензоров механизмов очагов землетрясений, возникших в пределах некоторого объема V за период времени T (формула 4). Детально процедура расчета изложена в работах Ю.В. Ризниченко [12] и О.В. Соболевой [14]. В нашем случае в качестве элементарных объемов выбраны скользящие окна размером  $3^\circ \times 3^\circ$  с шагом  $1^\circ$  вдоль параллелей и меридианов.

С применением изложенной методики анализа активных разломов была составлена серия карт, характеризующих поле тензора скоростей позднечетвертичной деформации региона и частично представленных на рис. 6–9. Эти рисунки представляют результаты расчетов для наиболее вероятных значений параметров.



Рис. 6. Проекции направлений наибольшего укорочения на горизонтальную поверхность в Памиро-Гималайском регионе

Рассчитаны при размерах окна 1° ×1 ,25°

Fig. 6. Orientation of principal shortening in the Pamir-Himalayan region calculated by "windows"  $1^{\circ} \times 1,25^{\circ}$ . Lengths of lines are proportional to their angle with a vertical





Рассчитаны при размерах окна 1° × 1,25°

Fig. 7. Orientation of principal lengthening in the Pamir-Himalayan region calculated by "windows"  $1^{\circ} \times 1,25^{\circ}$ . Lengths of lines are proportional to their angle with a vertical



Рис. 8. Величины скоростей наибольшего укорочения (М<sub>3</sub> · 10<sup>9</sup>) в Памиро-Гималайском регионе

Рассчитаны при размерах окна 3° × 3,75°

Fig. 8. Magnitudes of principal shortening rates  $(M_3 \cdot 10^9)$  in the Pamir-Himalayan region calculated by "windows"  $3^\circ \times 3,75^\circ$ 



Рис. 9. Величины скоростей наибольшего удлинения (M<sub>1</sub> · 10<sup>9</sup>) в Памиро-Гималайском регионе

Рассчитаны при размерах окна 3° × 3,75°

Fig. 9. Magnitudes of principal lengthening rates  $(M_1 \cdot 10^9)$  in the Pamir-Himalayan region calculated by "windows"  $3^\circ \times 3,75^\circ$ 

Оси наибольшего укорочения (см. рис. 6) субгоризонтальны по всему региону и ориентированы субмеридионально на большей его части. Отклонения от генеральной тенденции имеют место на обеих сторонах Пенджабско-Памирского синтаксиса: к западу от него – в восточной части Таджикской депрессии, Белуджистане и частично Северо-Восточном Афганистане, и особенно к востоку от него – в сдвиговых зонах Алтынтагской, Северо-Тибетской, Гоби-Алтайской, Хангайской (Северная Монголия) и Северо-Восточных Саянах. На восточном обрамлении Тибета и Цайдама оси наибольшего укорочения имеют почти восточное простирание.

Оси наибольшего удлинения (см. рис. 7) также субгоризонтальны в этих "аномальных" областях, что указывает на преобладание сдвигового типа перемещений. Более сложная картина наблюдается в восточной части Таджикской депрессии и Белуджистане, где оси наибольшего удлинения субвертикальны. Это соответствует надвиговому типу движений.

Оси и наибольшего укорочения, и наибольшего удлинения субгоризонтальны в большинстве областей с приблизительно меридиональной ориентировкой наибольшего укорочения. Это указывает на преобладание сдвиговых перемещений, которые, таким образом, превалируют в рассматриваемом регионе. Но в некоторых его частях направление наибольшего удлинения становится почти вертикальным. Таковы большая часть Гималаев, Западный и Юго-Восточный Тянь-Шань, Юго-Восточный Алтай и Саяны. Очевидно, там преобладает надвигание. Интересно, что субвертикальная ориентировка наибольшего удлинения получена для многих блоков, слабо нарушенных активными разломами: северной части Тибета, Восточного Цайдама, центральной и восточной части Джунгарской впадины. Внутренней (Китайской) Монголии. Большинство этих областей, кроме Тибета, представляют собой большие и слабо деформированные межгорные впадины. Сочетание вертикального удлинения и погружения поверхности впадин непонятно. Может быть, существенно то, что подошва земной коры и верхней части коры во впадинах выше, чем в соседних хребтах. Проблема требует дополнительного исследования.

Сопоставление величин скоростей наибольшего укорочения  $M_3$  и удлинения  $M_1$ (см. рис. 8, 9) показывает, что на большей части региона они мало различаются в одних и тех же пунктах. Это означает, что деформация является двуосной и соответствует чистому сдвигу в терминологии механики горных пород. Выделяются, однако, области, где указанные величины существенно различаются, причем, как правило,  $M_3 > M_1$ . Наибольшие значения промежуточной деформации  $M_2$ , т.е. наибольшие различия между  $M_3$  и  $M_1$  имеют место на северном окончании Кобдинской зоны разломов в Монгольском Алтае (т.е. вблизи Телецкого грабена растяжения), вдоль зоны Таласо-Ферганского разлома и в соседних частях Южного и Центрального Тянь-Шаня, на севере Памира (хребет Петра Первого), в зоне сочленения Чаманского и Гератского разломов южнее г. Файзабад в Афганистане, в эпицентральных областях Ассамского и Бихарского землетрясений в Гималаях. Меньшие, но также существенные величины  $M_2$  выявляются на северо-восточном краю Тибета.

При анализе величин скоростей деформации обнаруживается, что наибольшие скорости имеют место на современной северной границе Индийской плиты: в Гималаях, зоне Памиро-Каракорумского разлома, на северном фланге Памира и в соседней части Южного Тянь-Шаня, включая центральные сегменты Таласо-Ферганского разлома, а также вдоль Дарвазского и Чаманского разломов. Меньшие, но достаточно существенные значения скоростей выявляются на восточной границе Тибета (Северный Юннань), в центральной части Алтынтагской и в Хайюаньской сдвиговых зонах (т.е. на северо-западном и северо-восточном флангах Цайдама), на



Рис. 8. Величины скоростей наибольшего укорочения (M<sub>3</sub> · 10<sup>9</sup>) в Памиро-Гималайском регионе

Рассчитаны при размерах окна 3° × 3,75°

Fig. 8. Magnitudes of principal shortening rates  $(M_3 \cdot 10^9)$  in the Pamir-Himalayan region calculated by "windows"  $3^\circ \times 3,75^\circ$ 



Рис. 9. Величины скоростей наибольшего удлинения (M<sub>1</sub> · 10<sup>9</sup>) в Памиро-Гималайском регионе

Рассчитаны при размерах окна 3° × 3,75°

Fig. 9. Magnitudes of principal lengthening rates  $(M_1 \cdot 10^9)$  in the Pamir-Himalayan region calculated by "windows"  $3^\circ \times 3,75^\circ$ 

Оси наибольшего укорочения (см. рис. 6) субгоризонтальны по всему региону и ориентированы субмеридионально на большей его части. Отклонения от генеральной тенденции имеют место на обеих сторонах Пенджабско-Памирского синтаксиса: к западу от него – в восточной части Таджикской депрессии, Белуджистане и частично Северо-Восточном Афганистане, и особенно к востоку от него – в сдвиговых зонах Алтынтагской, Северо-Тибетской, Гоби-Алтайской, Хангайской (Северная Монголия) и Северо-Восточных Саянах. На восточном обрамлении Тибета и Цайдама оси наибольшего укорочения имеют почти восточное простирание.

Оси наибольшего удлинения (см. рис. 7) также субгоризонтальны в этих "аномальных" областях, что указывает на преобладание сдвигового типа перемещений. Более сложная картина наблюдается в восточной части Таджикской депрессии и Белуджистане, где оси наибольшего удлинения субвертикальны. Это соответствует надвиговому типу движений.

Оси и наибольшего укорочения, и наибольшего удлинения субгоризонтальны в большинстве областей с приблизительно меридиональной ориентировкой наибольшего укорочения. Это указывает на преобладание сдвиговых перемещений, которые, таким образом, превалируют в рассматриваемом регионе. Но в некоторых его частях направление наибольшего удлинения становится почти вертикальным. Таковы большая часть Гималаев, Западный и Юго-Восточный Тянь-Шань, Юго-Восточный Алтай и Саяны. Очевидно, там преобладает надвигание. Интересно, что субвертикальная ориентировка наибольшего удлинения получена для многих блоков, слабо нарушенных активными разломами: северной части Тибета, Восточного Цайдама, центральной и восточной части Джунгарской впадины, Внутренней (Китайской) Монголии. Большинство этих областей, кроме Тибета, представляют собой большие и слабо деформированные межгорные впадины. Сочетание вертикального удлинения и погружения поверхности впадин непонятно. Может быть, существенно то, что подошва земной коры и верхней части коры во впадинах выше, чем в соседних хребтах. Проблема требует дополнительного исслепования.

Сопоставление величин скоростей наибольшего укорочения  $M_3$  и удлинения  $M_1$ (см. рис. 8, 9) показывает, что на большей части региона они мало различаются в одних и тех же пунктах. Это означает, что деформация является двуосной и соответствует чистому сдвигу в терминологии механики горных пород. Выделяются, однако, области, где указанные величины существенно различаются, причем, как правило,  $M_3 > M_1$ . Наибольшие значения промежуточной деформации  $M_2$ , т.е. наибольшие различия между  $M_3$  и  $M_1$  имеют место на северном окончании Кобдинской зоны разломов в Монгольском Алтае (т.е. вблизи Телецкого грабена растяжения), вдоль зоны Таласо-Ферганского разлома и в соседних частях Южного и Центрального Тянь-Шаня, на севере Памира (хребет Петра Первого), в зоне сочленения Чаманского и Гератского разломов южнее г. Файзабад в Афганистане, в эпицентральных областях Ассамского и Бихарского землетрясений в Гималаях. Меньшие, но также существенные величины  $M_2$  выявляются на северо-восточном краю Тибета.

При анализе величин скоростей деформации обнаруживается, что наибольшие скорости имеют место на современной северной границе Индийской плиты: в Гималаях, зоне Памиро-Каракорумского разлома, на северном фланге Памира и в соседней части Южного Тянь-Шаня, включая центральные сегменты Таласо-Ферганского разлома, а также вдоль Дарвазского и Чаманского разломов. Меньшие, но достаточно существенные значения скоростей выявляются на восточной границе Тибета (Северный Юннань), в центральной части Алтынтагской и в Хайюаньской сдвиговых зонах (т.е. на северо-западном и северо-восточном флангах Цайдама), на северо-западном окончании Джунгарского разлома и в Монгольском Алтае. Эти области представляют собой современные подвижные зоны на границах микроплит внутри орогенического пояса. В целом изменения направлений и скоростей деформации отражают сложную современную динамическую обстановку, при которой деформация распределена крайне неравномерно, и происходит перераспределение горных масс как поперек, так и вдоль орогенического пояса.

Задавшись целью сопоставить изложенные результаты с определениями компонент тензора сейсмотектонической деформации по данным о механизмах очагов коровых землетрясений (рис. 10–12), мы отдаем себе отчет в весьма ограниченной статистике учтенных землетрясений и поэтому рассматриваем эти определения как сугубо предварительные. Более того, эпицентры землетрясений с учтенными механизмами распределены на территории региона весьма неравномерно (см. рис. 10). Они крайне немногочисленны или отсутствуют в таких областях интенсивной активной тектоники, как большая часть Афганистана, восток Тибета, Алтае-Саянская область, запад Монголии, значительная часть Тянь-Шаня и Монгольского Алтая на территории Китая. Поэтому мы исключаем эти области из сопоставления, ограничивая его пограничными зонами Индийской плиты на территории Пакистана, Памира, Каракорума и Гималаев, а также Афгано-Таджикской депрессией, Тянь-Шанем в пределах бывшего СССР и смежных областей Китая, Тибетом и Цайдамом, включая активные зоны на их северных обрамлениях.

Оси наибольшего сейсмотектонического укорочения (см. рис. 11), так же как и на рис. 5, ориентированы преимущественно субгоризонтально в близмеридиональном направлении, хотя отклонения от меридиана более многочисленны, чем по данным об активных разломах. Вместе с тем близвертикальная ориентировка наибольшего удлинения по сейсмологическим данным встречается реже, что свидетельствует о более существенной роли сдвиговых перемещений в сейсмогенерирующем слое, чем близ земной поверхности. Подобную тенденцию мы отмечали ранее [16, 20] для Юго-Восточного Кавказа.

Рассмотрим наиболее существенные различия результатов обработки данных об активных разломах и механизмах очагов землетрясений.

В пределах Афгано-Таджикской депрессии и Юго-Западного Тянь-Шаня оси наибольшего сейсмотектонического укорочения простираются на северо-запад, тогда как по данным об активных разломах подобная ориентировка отмечалась там лишь местами на фоне преобладания субмеридиональных простираний. Поскольку на севере депрессии, в Гиссаре и на западном обрамлении Ферганской впадины оси сейсмотектонического удлинения, будучи наклонными, нередко также ориентированы на северо-запад, можно предположить, что часть сильных землетрясений отражает скольжение по субгоризонтальным плоскостям. Западнее при той же ориентировке укорочения оси сейсмотектонического удлинения приобретают северо-восточное простирание, что можно рассматривать как свидетельство субширотных правых сдвигов. Более детальные сейсмотектонические исследования области сочленения Памира, Тянь-Шаня и Афгано-Таджикской депрессии показывают картину, более дифференцированную как в пространстве, так и на разных глубинах сейсмогенерирующего слоя [14].

В Ладаке и центральном сегменте зоны Каракорумского разлома оси сейсмотектонического укорочения близвертикальны, а оси удлинения субгоризонтальны и близширотны. Это можно интерпретировать как проявление субмеридиональных сбросов, возможно, оперяющих Каракорумский сдвиг, но слабо выраженных на поверхности. Северо-западнее, в Южном Куньлуне, оси сейсмотектонического укорочения имеют северо-западное простирание, а оси удлинения – северо-восточное. Это свидетельствует о правосдвиговых перемещениях по субширотным нарушениям вблизи или внутри западного сегмента зоны Алтынтагского разлома, опре-



Рис. 10. Эпицентры сильных (M > 5) землетрясений с учтенными определениями механизмов очагов в Памиро-Гималайском регионе

Fig. 10. Epicentres of strong (M > 5) earthquakes in the Pamir-Himalayan region with focal mechanisms used for the calculations

деленного по геологическим данным как левый сдвиг. На востоке Тибета оси сейсмотектонического укорочения простираются на северо-восток, а оси удлинения – на северо-запад. Это указывает на левосдвиговые перемещения по субширотным разломам, тогда как геологически выявленные левые сдвиги простираются на юговосток. Последнее различие, возможно, связано с тем, что учтенные определения механизмов здесь единичны и могут носить случайный характер.

Выявленные различия, вероятно, обусловлены разными причинами. Это и неполнота использованного материала, и особенности сглаживания при его компьютерной обработке, и существенно меньший срок проявления сейсмотектонической деформации (десятки лет) по сравнению с голоцен-позднеплейстоценовыми движениями по разломам, и тот факт, что некоторые учтенные землетрясения происходили не в зонах главных разломов, а между ними, где динамическая обстановка была иной. Вместе с тем в ряде случаев можно с достаточной уверенностью предполагать, что различия тензора скоростей деформации в сейсмогенерирующем слое и близ земной



Рис. 11. Проекции направлений наибольшего сейсмотектонического укорочения в Памиро-Гималайском регионе

Fig. 11. Orientation of principal seismotectonic shortening in the Pamir-Himalayan region



Рис. 12. Проекции направлений наибольшего сейсмотектонического удлинения в Памиро-Гималайском регионе

Fig. 12. Orientation of principal seismotectonic lengthening in the Pamir-Himalayan region

поверхности определяются современной тектонической расслоенностью земной коры, что представляется особенно убедительным для Западного Тянь-Шаня и Афгано-Таджикской депрессии.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ранее было показано [9], что современные и новейшие тектонические явления и образования представляют собой результаты взаимодействия открытых тектонических систем, под которыми понимаются совокупности природных процессов, взаимосвязанных в определенном объеме геологической среды и прямо или косвенно приводящих к движению литосферы и развитию в ней структурных форм. Вместе с тем это системы структурных напряжений, возникающих на разных уровнях организации геологической среды при нарушении равновесного состояния по любому из параметров, характеризующих ее как термодинамическую систему. Мерой ранга тектонической системы служит размер области, в которой замыкаются структурные связи между элементами системы. В этом смысле можно говорить о системах глобальной и локальных разных рангов.

Глобальная система может быть представлена как модифицированный вариант тектоники плит, учитывающий их тектоническую расслоенность и ее геодинамические последствия [18]. Локальные системы весьма разнообразны по размерам и структурным проявлениям. Внешними факторами, приводящими их в действие, выступают элементы глобальной системы или локальной системы большего масштаба. Так, подъем аномальной мантии вызывает деформацию верхнекорового слоя и земной поверхности. В свою очередь разрушение литосферы в результате тектонического взаимодействия коровых блоков может привести к разуплотнению и разогреву подстилающей мантии с соответствующими вулканическими и структурными последствиями.

Выше отмечалось наложение процесса компенсации нарушения изостатического равновесия на развитие молодых прогибов и поднятий орогенической области. Более сложное взаимодействие тектонических систем проявляется в течение голоцена в активном разломообразовании Фенноскандии, где на проявление поперечного (северо-запад-юго-восточного) сжатия как реакции мощной континентальной литосферы континента на спрединг в Северной Атлантике накладывается неравномерное изостатическое поднятие после снятия нагрузки последнего оледенения. Своеобразная особенность проявлений сильной коровой сейсмичности обнаружена нами в области взаимодействия Аравийской и Евразийской плит [1]. При очевидной связи очагов землетрясений с зонами активных разломов и их предпочтительном расположении в определенных участках таких зон имеет место приуроченность большинства очагов к офиолитовым зонам с гипербазитами, обнажающимся или скрытым на сравнительно небольшой глубине. Вероятно, механическое взаимодействие плит и блоков дополняется как источник энергии землетрясений напряжениями, возникающими при преобразовании гипербазита в серпентинит с соответствующим изменением объема породы.

Существенно и еще одно обстоятельство. П. Тейар де Шарден [15] образно и точно назвал современность "мгновенным сечением безграничных временных волокон". Особенности геологического строения, созданные предшествующей историей, предопределяют многие особенности активной тектоники. Сходные, но находящиеся на разных стадиях развития структуры различаются современными тектоническими проявлениями. Так, Адриатический синтаксис Альпийского пояса во многих отношениях походил в олигоцене на современные Аравийско-Малокавказский и Пенджабско-Памирский синтаксисы, но в дальнейшем подвергся преобразованиям. Активное разломообразование в регионе отражает сочетание новообразованных элементов с продолжающими развиваться фрагментами синтаксиса. Сложное взаимодействие тектонических систем предполагает интерференцию механических воздействий, создаваемых разнообразными и неравномерно проявляющимися во времени и пространстве источниками энергии, а также последствиями минеральных и фазовых преобразований. Эта сложность определяет нелинейный характер современных геодинамических процессов [10].

## ЛИТЕРАТУРА

- 1. Иванова Т.П., Трифонов В.Г. Новые аспекты соотношений тектоники и сейсмичности // Докл. РАН. 1993. Т. 331, № 5. С. 587-589.
- 2. Кожурин А.И., Востриков Г.А. Курило-Камчатская островодужная система // Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов / Ред. П.Н. Кропоткин. М.: Наука, 1988. С. 67–135.
- 3. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 176 с.
- 4. Кропоткин П.Н. Тектонические напряжения в земной коре // Геотектоника. 1996. № 2. С. 3-15.
- 5. Мелекесцев И.В. Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 212 с.
- 6. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
- 7. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 280 с.
- Николаевский В.Н. Обзор: Земная кора, дилатансия и землетрясения: Послесловие // Райс Дж. Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982. С. 133-215.
- 9. Пономарев В.С., Трифонов В.Г. Факторы тектогенеза // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 81–94.
- 10. Пущаровский Ю.М. Нелинейная геодинамика: (Кредо автора) // Геотектоника. 1993. № 1. С. 3-6.
- Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования / Ред. Ю.М. Пущаровский, В.Г. Трифонов. М.: Наука, 1990. 294 с.
- 12. Ризниченко Ю.В. Расчет скорости деформаций при сейсмическом течении горных масс // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. Т. 10. С. 34-47.
- 13 Карта разломов территории СССР и соседних областей / Ред. А.В. Сидоренко. М.: Недра, 1978.
- 14. Соболева О.В. Деформации земной коры Таджикистана по данным о механизмах очагов землетрясений: Дис. ... д-ра физ.-мат. наук. М., 1988. 290 с.
- 15. Тейар де Шарден П. Феномен человека. М.: Наука, 1987. 240 с.
- 16. Трифонов В.Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
- 17. Трифонов В.Г. Особенности развития активных разломов // Геотектоника. 1985. № 2. С. 16-26.
- Трифонов В.Г. Неотектоника и современные тектонические концепции // Там же. 1987. № 1. С. 25– 38.
- 19. Трифонов В.Г. Общие черты и особенности современной геодинамики континентов // Геодинамика и эволюция тектоносферы / Ред. Р.Г. Гарецкий. М.: Наука, 1991. С. 144–160.
- Трифонов В.Г., Макаров В.И., Востриков Г.А. Структурно-динамическая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов // ХХVII МГК: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1984. Т. 3: Четвертичная геология и геоморфология. С. 105–117.
- 21. Argand E. La tectonique de l'Asie // 13<sup>e</sup> Congr. Geol. Intern. Liege: Vaillant-Carmanne, 1924. P. 171-372.
- 22. Drewes H., Geiss E. Modellirung geodynamischer Deformation in Mittelmeerraum // Satellitengeodasie. Weihelm: VCH Verl. S. 335-349.
- 23. Karakhanian A.S., Trifonov V.G., Azizbekian O.G., Hondkarian D.G. Relationship of Late Quaternary tectonics and volcanism in the Khanarassar active fault zone, the Armenian Upland // Terra Nova. 1997. Vol. 9.
- 24. Nikolaev A.V., Sanina I.A., Trifonov V.G., Vostrikov G.A. Structure and evolution of the Pamir-Hindu Kush region lithosphere // Phys. Earth and Planet. Inter. 1985. Vol. 41. P. 199-203.
- 25. Geologocal map of Syria / Ed. V.P. Ponikarov. Damascus: Min. of petrol. and mineral resources, 1964.
- Trifonov V.G. World map of active faults: (Preliminary results of studies) // Quatern. Intern. 1995. Vol. 25. P. 3-12.
- Trifanov V.G., Karakhanian A.S., Kozhurin A.I. Major active faults of the collision area between the Arabian and the Eurasian plates // Continental collision zone earthquakes and seismic hazard reduction / Ed. B.A. Bolt, R. Amirbekian. Yerevan: IASPEI/IDNDR Publ., 1994. P. 56-78.
- Trifonov V.G., Machette M.N. The world map of major active faults project // Ann. Geophys. 1993. Vol. 36. P. 225-236.

V.G. Trifonov, G.A. Vostrikov, R.V. Trifonov, and O.V. Soboleva

# ACTIVE FAULTS OF EURASIA: GEODYNAMIC ASPECTS

#### ABSTRACT

Results of the analysis of the Map of active faults of Eurasia, compiled in the scale of 1:5,000,000 by the large team of scientists for the Project II-2 "World Map of Major Active Faults" of the International Lithosphere Program are discussed. The analysis of the active fault data shows the following: the major part of the continent is under compression now, and the strike-slip fault motion is predominant; a majority of the faults shown in the Map rupture only the Upper crust, and the style of the active tectonics in the lower horizons differs from that in the Upper crust depending on local properties of the lithosphere. The Late Quaternary volcanism is controlled by the processes in the Lower crust and the Upper mantle, but detailed structure of the areal volcanism zones is governed by the Upper crust active tectonics. The field of tensor of rates of the Late Pleistocene and Holocene deformation in the collision region between the Indian and Eurasian plates for the first time calculated by using the active fault data is represented. It shows that the deformation varies strongly and that the redistribution of the rocks within the region is taking place. A comparison of the recent tectonic deformation calculated by using active fault parameters and the seismotectonic deformation calculated by using focal mechanisms of crustal earthquakes shows a general similarity of their patterns, but also local differences that may manifest the detachment and independent deformation in different layers of the crust. The complicated interaction of the tectonic systems of different order dictates the nonlinear character of recent geodynamic processes.