ГЕОТЕКТОНИКА

Сентябрь — Октябрь

УДК 551.242.052(235.216)

(С) 1990 г.

ТРИФОНОВ В. Г., МАКАРОВ В. И., СКОБЕЛЕВ В. Ф.

ТАЛАСО-ФЕРГАНСКИЙ АКТИВНЫЙ ПРАВЫЙ СДВИГ

развитие 500-километрового Таласо-Ферганского Рассматривается разлома Тянь-Шаня в плейстоцене и подробнее в голоцене. На основе анализа смещения форм рельефа и определения радиоуглеродного возраста молодых отложений доказывается существенный вклад СИЛЬНЫХ землетрясений в движения по разлому, преобладание правосдвиговых перемещений и возрастание их средней скорости в голоцене от 5 мм/год на юго-востоке разлома до 7 мм/год в долине р. Пычан и примерно 15 мм/год в верховьях р. Чаткал. Северо-западнее скорость быстро падает. Подобные изменения характерны для позднего плейстоцена и в меньшей степени для более раннего плейстоцена. Суммарный правый сдвиг по разлому за последние 0,7—1,8 млн. лет достиг 12—14 км. На более ранних стадиях новейшего этапа сдвиговые перемещения не происходили. Они начались из-за вовлечения региона в структурообразующие процессы, связанные с северным относительным дрейфом Индостана.

введение

Таласо-Ферганский разлом северо-западного простирания относится к числу крупнейших разрывных нарушений Средней Азии (рис. 1). По смещению структурно-фациальных зон среднего палеозоя вдоль разлома определен правый сдвиг амплитудой до 200 км [2]. Это смещение подчеркивается Z-образным приразломным изгибом синформных и антиформных складок палеозойского комплекса пород. Основные смещения В. С. Буртман относит к пермскому периоду, а также к началу триаса, допуская и относительно небольшие позднейшие подвижки. Вместе с тем уже достаточно давно описаны примеры четвертичных [12] и даже голоценовых [2] правосдвиговых смещений по разлому.

Новейший Таласо-Ферганский разлом, выраженный специфическими формами современного рельефа [5—7, 10], в значительной мере совпадает с позднепалеозойским сдвигом и прослеживается непрерывно от советско-китайской границы вдоль северо-восточных склонов Ферганского и Атойнокского хребтов, пересекая далее Таласский хребет и достигая юго-западного борта Верхнеталасской впадины. Судя по результатам интерпретации космических снимков, северо-западнее простирание разлома становится ближе к меридиональному. Он продолжается вдоль северо-восточного склона хр. Боралдайтау, пересекает наискось хр. Каратау и причленяется к 135-километровой ветви разлома, следующей вдоль северо-восточного склона этого хребта. Протяженность Таласо-Ферганского разлома от границы до указанного причленения 500 км.

Юго-восточнее советско-китайской границы новейший разлом разделяется на несколько ветвей, следящихся на космических снимках фрагментарно. Одна из них продолжается на юго-восток вдоль долины р. Ушмурвансу и теряется в молодых наносах северного борта Кашгарской впадины. Две ветви, подставляющие одна другую, прослеживаются вдоль восточного края меридионально ориентированного правого кулисного ряда новейших антиклиналей-хребтов, протягивающегося до северного борта долины р. Кызылсу-восточной. Здесь разрывы теряются, но южнее, в системе хребтов Куньлуня распознается еще несколько субмеридиональных разрывов, полоса которых смыкается на юге с Памиро-Каракорумским новейшим правым сдвигом северо-западного простирания [11, 13]. Вместе с южным гипотетическим продолжением длина новейшего Таласо-Ферганского разлома достигает 900 км.

1990



Рис. 1. Карта активных разломов Средней Азии [4] 1-4 — разломы, активные в голоцене и самом конце плейстоцена, достоверные (a) и предполагаемые (б): 1 — сдвиги, 2 — сбросы, 3 — надвиги и взбросы, 4 — разломы с неустановленным направлением смещений, 5 — активные линейные зоны глубинных дислокаций, 6 — землетрясения (1900—1976 гг.) с магнитудами $6 \le M < 7$ (a), $7 \le M < 8$ (б), $M \ge 8$ (е). Разломы: ТФ — Таласо-Ферганский, ПК — Памиро-Каракорумский. Прямоугольный контур соответствует рис. 2, 5

Цель предлагаемой статьи — описать и систематизировать новейшие и прежде всего позднечетвертичные смещения по Таласо-Ферганскому разлому, оценить скорости движений и возможную их связь с сильными землетрясениями, а также роль разлома в новейшей структуре Средней Азии. Достаточно обоснованно это можно сделать для советской части разлома, лучше выраженной и изученной.

голоценовые сдвиговые смещения

Надежные признаки голоценовых смещений по разлому появляются примерно в 40 км от границы на юго-западном борту долины р. Арпа и северо-западнее перевала Коккия (рис. 2) регистрируются систематически. Вертикальная составляющая смещений выражена приразломными трогами и уступами. Чаще, но не повсеместно поднято юго-западное крыло. Борта трогов нередко имеют разную высоту, и такие троги являются лишь осложнением уступов. Горизонтальная составляющая смещений регистрируется разобщением или резким изгибом долин, террас, водоразделов. При деформации долин сдвигом возникают осложнения, которые следует учитывать при определении истинных направления и величины перемещений. Во-первых, обособленные смещением верховья долин могут найти сток в другие долины, а обезглавленные низовья принять иные водотоки или перестать функционировать. Поэтому для определения истинного смещения за какой-то отрезок времени необходимо реконструировать эрозионную сеть, существовавшую в начале этого этапа. Во-вторых, даже небольшие встречные вертикальные смещения могут также вызвать приразломные изгибы долин. На первый взгляд они сходны со сдвиговыми, но отличаются от них несистемати-



Рис. 2. Структурно-орографическая схема Тянь-Шаня в районе Таласо-Ферганского разлома 1—обобщенные контуры зон продольных неотектонических поднятий-мегантиклиналей, сложенных преимущественно палеозойскими породами; 2 — обобщенные контуры зон продольных неотектонических впадин-мегасинклиналей, частично заполненных отложениями новейшего орогенического комплекса; 3 — Таласо-Ферганский разлом (а), некоторые новейшие взбросы и надвиги (б); 4—9 речные долины, показанные различными знаками для лучшего их сопоставления по разные стороны разлома. Цифрами 1—10 на схеме обозначены реки: 1 — Арпа, 2 — Бирузы, 3 — Джанарыксай, 4— Джиндису, 5 — Калдама, 6 — Карасу-восточная, 7 — Конгуртобе, 8 — Моласу, 9 — Пычан, 10 — Устасай; 11—13 — перевалы: 11 — Джилангач, 12 — Кокбель, 13 — Коккия ческим направлением изгиба. В-третьих, сдвиговое смещение долины, особенно быстрое, может подпрудить ее, создав видимость вертикального смещения. Присутствие вертикальной компоненты проверяется, однако, в соседних долинах и на водоразделах. Эти и другие вопросы методики изучения молодых смещений по разломам подробно описаны в специальных публикациях [13—15].

Исследование голоценовых смещений на 360-километровом отрезке Таласо-Ферганского разлома между перевалом Коккия (60 км от границы) и северо-западным окончанием Таласского хребта показало, что обычно разлом вертикален. Реже он круто наклонен в сторону поднятого крыла. Это видно, например, в верховьях р. Пычан (угол наклона 65—70°). В верховьях р. Чаткал В. С. Буртман и С. Ф. Скобелев [3] описали изменения угла наклона сместителя снизу вверх от 80° на глубине 20 м до 45° на глубине около 10 м и 65° на последних метрах от поверхности. Вертикальная компонента смещений переменна, уступает сдвиговой в 10 раз и более, а местами отсутствует.

Правосдвиговые смещения отмечаются на всем протяжении разлома. Для их описания удобно разделить его зону на шесть участков (см. рис. 2): от перевала Коккия до долины р. Бирузы (20 км); долины рек Пычан и Кылдоу (30 км); от долины р. Конгуртобе до р. Куровес (35 км); бассейны рек Куровес и Кекликбель (25 км); р. Карасу-восточная и район перевала Кокбель до Токтогульского водохранилища (60 км); от Токтогульского водохранилища до северо-западных предгорий Таласского хребта (180 км).

Между перевалом Коккия и долиной р. Бирузы (правый приток р. Пычан) обнаружено 75 водотоков и других форм рельефа, смещенных вправо на расстояния до 50 м. Обращает внимание различная представительность смещений разной амплитуды: выделяются 11 или 12 максимумов, тогда как промежуточные значения либо отсутствуют, либо представлены единичными смещенными формами (рис. 3, а). На подобную неравномерность впервые обратил внимание Р. Уоллес [15] при изучении позднеголоценовых смещений по разлому Сан-Андреас в Калифорнии. Мы подробно рассмотрели ее на примерах Хангайского, Кобдинского и Долиноозерского активных сдвигов Монголии [14], где морфологическое выражение смещений и характер выявленной неравномерности близки к обнаруженным на рассматриваемом участке Таласо-Ферганского разлома. По-видимому, здесь, как и там, неравномерность указывает на решающий вклад импульсных сейсмогенных подвижек в суммарное перемещение. Различия амплитуд соседних максимумов, т. е. смещения при отдельных импульсах движения, варьируют от 3 до 6 м, составляя в среднем 4-4,5 м.

На втором участке — в долинах рек Пычан и Кылдоу (см. рис. 3, б) выявлена 41 форма рельефа, смещенная вправо на расстояние до 45 м. Выявленные максимумы сопоставимы с максимумами на первом участке, но, за исключением двух, отличаются от них на 10—20% бо́льшими амплитудами смещений. Это отражает увеличение интенсивности движений от первого участка ко второму при сходстве режимов развития — преобладании сейсмогенных подвижек.

Для определения скоростей движений на обоих участках были исследованы разрезы приразломных котловин, созданных подпруживанием долин сдвинутыми склонами оврагов или встречными уступами, возникшими одновременно со сдвиговыми смещениями. Ближе всего к моменту подвижки осадки в основании разрезов котловин (рис. 4). Они дали скорость сдвига на первом участке около 0,5 см/год (возраст осадка 3970±40 лет¹ при сдвиге на 19 м) и на втором участке около 0,7 см/ /год (3740±600 лет при сдвиге оврага на 27±1 м) [1]. Этому не противоречат другие определения возраста осадков на первом и втором участках разрыва (см. рис. 4). Так, в разрезе 2 возраст осадков в осно-

¹ Приводимые здесь и дальше радиоуглеродные определения возраста осадков из зоны Таласо-Ферганского разлома сделаны в Геологическом институте АН СССР Л. Д. Сулержицким, которому авторы выражают глубокую признательность.

Рис. З. Гистограммы распределения амплитуд голоценовых правосдвиговых смещений водотоков и других мелких форм рельефа по Таласо-Ферганскому разлому: а — от пере-вала Коккия до р. Бирузы (точки соответствуют возможным сильным землетрясениям); б — в долинах рек Пычан и Кылдоу; в — в бассейнах рек Куровес и Кекликбель.

По горизонтальной оси — амплитуды смещений, по вертикальной количество смещенных форм





Рис. 4. Разрезы отложений приразломных западин и радиоуглеродные определения их

возраста в зоне Таласо-Ферганского разлома 1—3—первый участок разлома: 1—3970±40 лет, левобережье р. Болсуи северо-западнее перевала Коккия, 2 — 15800±1300 лет, 3 — 4590±100 лет, обе даты из разреза на правобережье р. Читты-северной северо-западнее перевала Джилангач; 4-7 второй участок разлома: 4 — 3740 \pm 600 лет, междуречье Бирузы и Пычана северо-западнее перевала между ними, 5 — 3150 \pm 40 лет, там же в 1 км северо-западнее, 6 — 2640±600 лет, верховья р. Пычан южнее перевала Читынды, 7 — 2320±40 лет, вер-ховья долины Кылдоу; 8 — третий участок разлома: 1510±60 лет, междуречье Урум-Ковы донны и куровеса; 9 — четвертый участок разлома: 1240 ± 60 лет, правобережье р. Кекликбель; 10-14 — шестой участок разлома [3]: 10 — 1220 ± 50 лет, верховья р. Чаткал, $11-2020\pm50$ лет, $12-1150\pm40$ лет и $13-1350\pm60$ лет, там же в 1 км северо-западнее, 14 — 1450 ± 40 лет, там же в 1,5 км северо-западнее.

1 — щебень; 2 — песок; 3 — глина, суглинок, супесь; 4 — те же породы, насыщенные органическим веществом, и торфяники; 5 — коренные породы

вании 1,5-метрового уступа, синхронного 40-метровому сдвигу по северной ветви разлома, определен в 15800±1300 лет, что дает скорость сдвига по этой ветви 0,25 см/год. В разрезах 5-7 возраст осадков из более высоких горизонтов разрезов котловин составил: 3150 ± 40 лет при сдвиге на 90 ± 3 ; 2640 ± 600 лет при сдвиге на 25 ± 1 м; 2320 ± 40 лет при сдвиге на 23—24 м. Первое из этих трех определений интересно тем, что в том же овраге измерено сдвиговое смещение современного русла на 7—8 м, возникшее после заполнения приразломной котловины. Оно дает нижний возможный предел скорости сдвига — 0,24 см/год.

На третьем участке признаки голоценового сдвига немногочисленны, поскольку на значительном протяжении разлом следует вдоль речных русел. Обнаружены правые смещения мелких водотоков на 17-20, 34-37, 60—66 м. Радиоуглеродная проба из суглинка террасы оврага, склон которого смещен на 17-20 м(?), дала возраст 1510±60 лет (разрез 8 на рис. 4). Это означает, что средняя скорость сдвига меньше 1,1-1,3 см/год.

На четвертом участке, в бассейнах рек Куровес и Кекликбель, определены 32 формы, смещенные вправо на расстояния до 36 м (см. рис. 3, в). Намечающиеся максимумы смещений не столь контрастны, как максимумы на первом и втором участках, и не коррелируются с ними. Либо здесь имели место другие импульсы движений, либо большую роль приобрел крип. Обилие пластичных глинисто-сланцевых пород на четвертом и отчасти пятом участках разлома делает более вероятным второе предположение.

На правобережье р. Кекликбель на поверхности морены небольшого позднеплейстоценового долинного ледника из-за подвижек по разлому и вызванного ими подпруживания возникли небольшие западины с торфяниками. Радиоуглеродная проба из нижней части разреза одной из западин дала возраст 1240 ± 60 лет (9 на рис. 4). Непосредственно возле нее регистрируется лишь общее смещение позднеплейстоценовой морены, относящееся к заведомо большему интервалу времени. Однако северо-западнее позднеголоценовые смещения часты, и среди них преобладают амплитуды 10-12 м. Если возраст указанной западины характеризует именно такое смещение, средняя скорость сдвига не превышает 0.8-1 см/год, т. е. близка или чуть больше скорости движений на втором участке разлома.

На пятом участке, охватывающем долину р. Карасу и район перевала Кокбель до Токтогульского водохранилища, наиболее впечатляющими голоценовыми образованиями являются два обвала, возможно сейсмогенные, запрудившие долину реки и создавшие озера, вытянутые вдоль разлома. Северо-западнее озер систематически исследовать голоценовые подвижки невозможно, так как на значительном протяжении разлом совпадает с современным руслом реки. В редких местах, где река отступает в сторону, обнаруживаются правые смещения и резкие изгибы притоков реки на десятки метров. Зона разлома доступна для изучения в районе перевала Кокбель и к северо-западу от него. Здесь на протяжении 5 км определены 34 смещенных водостока и водораздела. Измерены правосдвиговые смещения на 11-12 м (два случая), 17-18 (4), 20-21 (2), 35-38 (5), 40 (3), 55-56 (4), 60-65 (3), около 75 (2), 80-85 (2), 100-105 (6) и 130-135 м (один случай).

На правобережье р. Джанарыксай (шестой участок) выявлены правые смещения голоценовых оврагов и мелких водоразделов на 6, 8—9 и 14—17 м. Формы рельефа конца позднего плейстоцена смещены на 150 м. Северо-западнее разлом местами состоит из нескольких ветвей. Так, в долине р. Устасай имеются две параллельные ветви. Северо-восточная ветвь моложе. Вдоль нее отмечены правые смещения позднеголоценовых русел на 10 м. По юго-западной ветви склоны оврагов, врезанные в позднеплейстоценовую террасу, смещены вправо на 150 м. Далее на северо-запад, в долине р. Каракульджа определение смещений затруднено тем, что река на значительном протяжении непосредственно совпадает с разломом. Систематическое изучение позднеголоценовых смещений выполнено В. С. Буртманом и его соавторами [3] на 16-километровом отрезке разлома от истоков р. Атойнок до верховий р. Чаткал. Обнаружены правые смещения мелких водотоков на 17— 20 м (3 случая), 23-24 (4), 30 (5), 35 (4), 40-45 (6) и 50-60 м (4). Обращает внимание значительное сходство определенных амплитуд с теми, которые были измерены в районе перевала Кокбель на пятом участке разлома. Это может быть связано с общностью режимов развития обоих участков, т. е. существенно сейсмогенной природой движений при близкой их скорости. Показательно, что в юго-западном крыле описываемого отрезка разлома находится эпицентр Чаткальского землетрясения 1946 г. с магнитудой 7,5.

Для определения возраста смещений В. С. Буртман и его соавторы использовали торфяники и почвы в заболоченных приразломных ложбинах, возникших из-за подпруживания склонового стока приразломным валом (см. рис. 4). К сожалению, лишь одна из определенных проб (10) взята из разреза, расположенного в непосредственной близости от двух водотоков, смещенных на 17 и 20 м. Радиоуглеродный возраст пробы 1220±50 лет, причем взята она из средней части разреза ложбины. Следовательно, скорость сдвига здесь меньше 1,4—1,6 см/год.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ СДВИГОВЫЕ СМЕЩЕНИЯ

Кроме описанных заведомо голоценовых смещений на тех же участках разлома наблюдались правосдвиговые смещения большей амплитуды. Они относятся к долинам, террасам и другим элементам рельефа позднеплейстоценового и местами более древнего заложения. Так, на первом участке выявлены смещения крупных долин на 60—65 м (5 случаев), 75—85 (6), 95—105 (2), 160—180 (2), 200 (1) и 250—265 м (2). На втором участке обнаружены смещения на 60—65 м (3), 80—85 (3), 115—130 (2), 190 м (1) и около 350 м (1 случай). Сравнение амплитуд смещений обоих участков позволяет их предположительно синхронизировать. В одних случаях они тождественны (60—65, 75—85 м), но в других амплитуды смещений на втором участке больше (115—130 по сравнению с 95—105 м; 190 — с 160—180; 350 — с 250—265 м). Возможно, это отражает ту же тенденцию, какая выявлена для голоценовых подвижек: возрастание средней скорости сдвига от первого участка ко второму.

На правобережье р. Кекликбель, четвертый участок, обнаружены правые смещения долин на 60, 70-80, 135, 230, 300, 450-500 и 700-800 м. Наибольший интерес представляют смещения троговых долин и выполняющих их моренных отложений. Морена позднеплейстоценового долинного ледника смещена вправо на 135 м. Неясно, охватывало время ее смещения только голоцен или также самый конец плейстоцена. Более определенный результат дает смещение конечной морены среднеплейстоценового ледника относительно ее троговой долины на 700-800 м. Эта морена мощностью около 10 м покрывает ниже разлома долинообразное понижение, врезанное в поверхность начала среднего плейстоцена на 40-50 м, т. е. относится к концу среднего плейстоцена. Такое же смещение морены конца среднего плейстоцена на 750 м описано в верховьях р. Карасу-восточной [12]. Очевидно, в обоих случаях смещение морен может быть отнесено к позднему плейстоцену и голоцену, т. е. последним 100 000 лет, что дает среднюю скорость сдвига 0,7—0,8 см/год, близкую к приведенной выше скорости позднеголоценового сдвига на втором участке разлома. Остается добавить, что указанные амплитуды сдвиговых смещений сопровождаются поднятием югозападного крыла. При сдвиге на 135 м оно составляет 5-6 м, при сдвиге на 300 м — 8—10 м, а при сдвиговых смещениях на 450—500 и 700— 800 м — несколько десятков метров. Таким образом, вертикальная компонента уступает сдвиговой в 10-30 раз.

Иные скорости четвертичного сдвига получаются северо-западнее Токтогульского водохранилища. На правобережье р. Джанарыксай определены смещения разной амплитуды. Сама долина реки, в верховьях которой сохранились признаки трогового строения и остатки боковой морены конца среднего плейстоцена, смещена относительно своих ныне оторванных низовий на 1,5 км. Сейчас верховья реки нашли сток в новую долину прорыва, где присутствует терраса конца позднего плейстоцена. Иначе говоря, перемещение прежней долины р. Джанарыксай началось в начале позднего плейстоцена, что дает среднюю скорость движений около 1,5 см/год. На правобережье р. Джанарыксай терраса начала позднего плейстоцена и притоки реки, возникшие в то же время, смещены вправо на 0,55-0,65 км. Террасы и долины конца позднего плейстоцена смещены на 150 м. На ту же величину они сдвинуты и северо-западнее, в долине р. Устасай. Последнее смещение, по-видимому, характеризует сдвиг за весь голоцен, скорость которого в таком случае также близка к 1,5 см/год. Таким образом, на участке разлома к северо-западу от Токтогульского водохранилища средние скорости голоценовых и голоцен-позднеплейстоценовых сдвиговых перемещений обнаруживают ту же тенденцию, что и скорости сдвига за поздний голоцен: они возрастают в 1,5-2 раза по сравнению со скоростями на юго-восточных участках разлома.

На третьем участке описаны правые изгибы крупных речных долин Кугарта, Калдамы, Кызылсу, Урумбаша, Куровеса и др., позволяющие предполагать их правосдвиговые смещения до 3—4 км [13, 16]. Т. П. Иванова и В. Г. Трифонов изучили некоторые такие изогнутые долины и реконструировали их прежнее положение. Минимальная величина правого сдвига составила: для р. Конгуртобе 2,8 км, р. Калдама 1,8, р. Моласу 1,8, р. Джиндису 2 и р. Урумбаш 1,5 км. Поскольку указанные долины заложились в раннем плейстоцене [5, 7], длительность их перемещений исчисляется сотнями тысяч лет.

СУММАРНОЕ НОВЕЙШЕЕ СДВИГОВОЕ СМЕЩЕНИЕ

Ферганский хребет и продолжающие его на северо-запад Атойнокский хребет и часть Таласского хребта представляют собой систему асимметричных новейших поднятий — флексурную зону, с которой генетически связан Таласо-Ферганский разлом [5, 7, 9, 10]. Этот структурный элемент осложняет главную особенность новейшей структуры региона — чередование выраженных хребтами и впадинами мегантиклинальных и мегасинклинальных зон общетянь-шанского, т. е. восток северо-восточного простирания (см. рис. 2). Однако зоны продольных хребтов и впадин по обе стороны Таласо-Ферганского разлома не находятся точно на продолжении друг друга.

Между реками Қарасу и Нарын Таласо-Ферганский разлом прямолинейным уступом срезает свод мегантиклинали Кочкортобе, сложенной палеозойскими породами. Этот тектонический уступ является естественной плотиной Токтогульского водохранилища, заполнившего нижнюю часть одноименной впадины. Последняя выполнена мощными отложениями новейшего орогенического комплекса, а палеозойское ее основание находится на большой глубине. Вертикальная амплитуда этого тектонического уступа может быть оценена в 1500 м, хотя уже в долине р. Каракульджа она минимальна, и палеозойский цоколь впадины выведен на поверхность. В целом же здесь имеет место резко аномальное, почти торцовое сочленение положительной и отрицательной тектонической форм.

Аналогичным образом, слепо, заканчивается и расположенная южнее Тахталыкская синклинальная впадина. В зоне Таласо-Ферганского разлома она утыкается в высокоподнятый массив хр. Исфанджайляу. Различие высотных положений противостоящих крыльев разлома здесь превышает 1000 м.

Зеркально симметричной, но пространственно несколько смещенной относительно Тахталыкской впадины является долинообразная эрозионно-тектоническая впадина р. Карасу, расположенная в другом крыле разлома. На западе, в районе г. Ташкумыр, она раскрывается в Ферганскую межгорную впадину, а на востоке, в зоне разлома, слепо утыкается в северный выступ хр. Тахталык. Вертикальная амплитуда этого тектонического уступа превышает 500 м, причем более высоким является восточное крыло разлома.

Полуизолированный северный выступ хр. Тахталык представляет не самостоятельное антиклинальное поднятие, а восточную периклинальную часть мегантиклинали Кочкортобе, смещенную вдоль Таласо-Ферганского разлома на юго-восток. Именно при этом движении оказалась разорванной Карасу-Тахталыкская синклинальная зона, а впадина Карасу обезглавлена и заперта указанным выступом. Это подтверждается, если разрезать рис. 2 вдоль разлома и осуществить возвратное (против часовой стрелки) смещение его крыльев до полного совмещения Кочкортобе и Тахталыка.

На рис. 5 представлена эта реконструированная (со снятым сдвигом) структура. В ней нашли полное соответствие и обрели единство расположенные по разные стороны разлома элементы продольной неотектонической зональности. Одновременно нашло объяснение существование значительных по вертикальной амплитуде тектонических уступов, а так-



Рис. 5. Структурно-орографическая схема Тянь-Шаня в районе Таласо-Ферганского разлома для конца плиоцена — начала плейстоцена Условные обозначения см. на рис. 2

же их прерывистость и приуроченность то к одному, то к другому крылу разлома. Все они оказались следствием не вертикальных, а горизонтальных перемещений.

Неожиданной и заслуживающей внимания оказалась та трансформация, которую претерпевают при снятии сдвига структура и морфология эрозионной сети в зоне разлома. На всем рассматриваемом его отрезке верховья многих эрозионных бассейнов, расположенных в юго-западном крыле, при снятии сдвига получили иные, чем ныне, продолжения в северо-восточном крыле разлома (см. рис. 5). Совмещения получились поразительно точными.

В других случаях после реконструкции верховья продолжаются теми же долинами (например, р. Пычан). Но при этом происходят заметные изменения длины и морфологии, плана эрозионного рисунка. Сравните правильное симметричное «древо» р. Пычан с неправильным, резко асимметричным его современным рисунком (см. рис. 2, 5). Такая же асимметрия, растянутость и односторонняя смещенность ветвей эрозионных систем характерна для рисунка и других речных бассейнов, стекающих в сторону северо-восточного крыла разлома. Крайним случаем этого является р. Қаракульджа, резко удлинившаяся в результате смещения и причленившая к себе верховья еще двух речных долин, ранее бывших самостоятельными притоками Узунахмата (см. рис. 5).

Все эти особенности современной речной сети генетически связаны с правым сдвигом по разлому. Мы видим яркий пример тектонически деформированных эрозионных систем. Масштабы сдвига оказались достаточно большими, чтобы вызвать не только искривление и разобщение речных долин и их водоразделов, но и значительное пространственное перераспределение, перестройку речного стока. В результате многие речные долины оказались составленными из генетически разнородных участков, и это обстоятельство должно быть учтено при минералогическом анализе аллювия речных террас и поисковых работах.

Реконструкция досдвиговой структуры позволила оценить общую величину сдвига — на рассмотренном участке разлома она составляет 12— 14 км. На рис. 5 показано досдвиговое положение современного меридиана 74° в. д. и современной широты 40°51′ с. ш. в разных крыльях разлома. Полученная величина близка к ранее предложенной Е. Я. Ранцман и Г. Н. Пшениным оценке амплитуды новейшего сдвига по Таласо-Ферганскому разлому [12].

При снятии сдвига абсолютного совпадения всех русел не получается. Если, например, принять в качестве исходного репера верховья р. Алабуги в юго-восточной части анализируемого участка разлома, как это сделано на рис. 5, остается нескомпенсированность по р. Каракульдже и другим притокам Узунахмата. Она составляет около 1,75 км. Это может быть связано отчасти с разной историей развития эрозионных процессов, и в частности с разным возрастом заложения смещенных долин. Но важно подчеркнуть и другое: некоторое возрастание амплитуд сдвиговых смещений к северо-западу отражает, хотя и в ослабленной мере, ту же закономерность, какая отмечалась выше для позднечетвертичных смещений. Возможно, она также связана с увеличением скорости перемещений в северо-западном направлении.

Важно выяснить, к какому интервалу времени относится сдвиг по-Таласо-Ферганскому разлому на 12-14 км. На этот счет существуют следующие свидетельства. На северо-западном фланге рассматриваемого участка разлома со стороны Токтогульской впадины к нему непосредственно подходит круто наклоненный обширный шлейф аллювиальнопролювиального материала позднеплиоценового и, возможно, раннеплейстоценового возраста. Поток обломочного материала, сформировавшего шлейф, шел с поднятия хр. Узунахмат, т. е. с юго-западного крыла разлома. Долина Каракульджи, заложенная вдоль разлома, подрезала. этот поток и прекратила его формирование. Каракульджа, как и другие расположенные ниже по течению правые притоки р. Узунахмат, расчленили шлейф и начали формировать долины, которые к настоящему времени испытали правое смещение по разлому на расстояния до 14 км и отмеченные выше перестройки. Судя по максимально возможному возрасту эрозионных врезов, расчленение шлейфа началось не раньше начала раннего плейстоцена.

Сходная геологическая ситуация характерна для речных бассейнов запада Казарманской и Алабуга-Нарынской впадин. Здесь к Таласо-Ферганскому разлому также подходят отложения предгорных шлейфов обломочного материала, верхние горизонты которого относятся к позднему плиоцену. Соответственно расчленяющие их эрозионные врезы, в том числе показанные на рис. 2 и 5 речные долины и приразломный трог, не древнее самого конца плиоцена — раннего плейстоцена.

Все перечисленное позволяет сделать достаточно уверенный вывод, что новейшие сдвиговые перемещения по Таласо-Ферганскому разлому начались в начале плейстоцена или, возможно, самом конце плиоцена и достигли к настоящему времени 12—14 км. В предшествовавшие этапы неотектонической истории в зоне разлома происходили преимущественно складчатые деформации (коробление) основания с развитием структур общетянь-шанского (восток — северо-восточного и субширотного) простирания, а также формирование Таласо-Ферганской диагональной зоны новейших поднятий такого же рода.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные исследования показывают, что на всем рассмотренном 360-километровом отрезке Таласо-Ферганский разлом развивается в четвертичное время как правый сдвиг. Амплитуда смещений по нему с начала плейстоцена или, возможно, самого конца плиоцена достигает 12—14 км. Признаки подобных смещений, хотя и не столь очевидные, обнаружены также на северо-западном и юго-восточном продолжении рассмотренного отрезка разлома.

Движения по разлому продолжаются в голоцене. Выявлены признаки импульсных, сейсмогенных подвижек. Они наиболее обоснованы для юго-восточных участков разлома, но могут предполагаться также для районов перевала Кокбель и верховий р. Чаткал. Судя по амплитудам смещений, связанных с отдельными импульсами (3—6 м), они могли быть результатами землетрясений с магнитудами не меньше 7,5, и возможность таких событий в зоне разлома подтверждает Чаткальское землетрясение 1946 г. По количеству и амплитудам максимумов смещений (см. рис. 3) и подсчитанной средней скорости сдвига можно приблизительно оценить повторяемость катастрофических землетрясений, обеспечивающих такую скорость. Для юго-восточных участков разлома повторяемость составляет 600—800 лет. Интересно, что скорости сдвига за разные отрезки времени находятся в одном интервале величин. Для позднего голоцена это 0,5—1,4 см/ /год, а для позднего плейстоцена и голоцена — 0,7—1,5 см/год. Неопределенность в оценке времени начала новейших сдвиговых перемещений не позволяет датировать возраст суммарного смещения на 12—14 км точнее, чем последние 0,7—1,8 млн. лет. И в этом случае получается средняя скорость сдвига 0,8—1,7 см/год, близкая к скоростям позднечетвертичных перемещений.

Вместе с тем обнаруживается тенденция нарастания скоростей сдвига в северо-западном направлении. Наиболее отчетлива она для позднеголоценовых перемещений, скорость которых на первом участке 0,5 см/ /год, на втором 0,7, а на шестом приближается к 1,2—1,4 см/год. Сходное изменение намечается для голоцен-позднеплейстоценового сдвига: на четвертом участке его скорость 0,7—0,8 см/год, а непосредственно к северо-западу от Токтогульского водохранилища — 1,5 см/год. Та же тенденция, хотя и в ослабленной мере (всего на 15%), намечается для суммарного новейшего сдвига. Что же касается северо-западного окончания разлома, то здесь, северо-западнее Таласского хребта, амплитуды и соответственно скорости четвертичных сдвиговых смещений, по-видимому, резко уменьшаются. Как это объяснить и как связать с общим неотектоническим развитием Тянь-Шаня?

Само по себе возрастание скорости перемещений от флангов к центру разлома вполне естественно, если не учитывать того обстоятельства, что в данном случае возрастание скорости позднечетвертичного сдвига происходит на сравнительно коротких отрезках разлома. Действительно, 750-метровое смещение морены конца среднего плейстоцена на четвертом участке разлома не позволяет увеличить здесь скорость позднечетвертичного сдвига выше 0,8 см/год. В то же время сходные максимумы голоценовых смещений в районе перевала Кокбель и верховьях р. Чаткал косвенно свидетельствуют в пользу близких скоростей движений на этих участках и не позволяют уменьшить скорость позднечетвертичного сдвига ниже 1-1,5 см/год. Иначе говоря, имеет место скачок скоростей где-то на южном борту Токтогульской впадины. Возможно, он связан тем, что здесь к Таласо-Ферганскому разлому приближается с востока Принарынская субширотная зона молодых разрывов, которая как бы берет на себя часть амплитуды смещений, уменьшая ее на более юговосточных участках разлома.

Обнаруженное на том же отрезке разлома небольшое изменение амплитуды суммарного новейшего сдвигового смещения по разлому также может быть связано со складчатыми деформациями или короблением основания и взбросо-надвиговыми подвижками по разломам общетяньшанского простирания. Интересно отметить в связи с этим, что при реконструкции досдвиговой новейшей структуры путем возвратного перемещения крыльев вдоль разлома в его зоне образовались зияющие участки шириной 1,5—2 км (см. рис. 5). Отчасти они могут быть результатом того, что реконструкция выполнена на плоскости, а не на сферической поверхности, но в какой-то мере, вероятно, определяются происходившими одновременно со сдвигом складчатыми деформациями ч взбросо-надвиговыми подвижками основания.

Сложнее определить структурную обусловленность резкого уменьшения скорости сдвига на северо-западном окончании Таласо-Ферганского разлома. Оно происходит на северо-западном окончании Таласского хребта, непосредственно к юго-востоку от которого скорость позднеголоценового сдвига достигает максимальной измеренной величины, прибли жаясь к 1,2—1,4 см/год. Скачок скорости совпадает с северо-западной границей примыкающей к Таласо-Ферганскому разлому Чаткало-Кураминской системы новейших поднятий северо-восточного простирания, т. е. границей Тянь-Шаня как новейшего горного сооружения. Ей примерно соответствует цепочка эпицентров сильных землетрясений XX в. (см. рис. 1), достигающая на юге западного края Афгано-Таджикской депрессии. Вдоль того же рубежа резко уменьшается к западу и общая сейсмическая активность [8].

Новейшая тектоническая активизация Тянь-Шаня связана с общим развитием области взаимодействия литосферных масс Индостана и более северных районов Евразии. Как было показано нами ранее [13], в процессе движения Индостана к северу происходило вовлечение в интенсивные новейшие деформации и смещения все более северных тектонических зон, которые затем последовательно ограничивались с запада и востока сдвигами, причленялись к Индостану и начинали двигаться вместе с ним, вовлекая в интенсивные деформации новые зоны. Новейшие структуры Тянь-Шаня были охвачены этим процессом в плиоцене, когда фронт движущихся масс вплотную к ним приблизился. А Таласо-Ферганский разлом активизировался как сдвиг в самом концеплиоцена или скорее лишь в начале плейстоцена. И правомочно поставить вопрос, не является ли он вместе с сейсмически активной зоной северо-западного края Тянь-Шаня новым, самым молодым и еще не доконца проработанным фронтом горных масс, которые вовлекаются сейчас в северный дрейф Индостана. Тот факт, что Таласо-Ферганский разлом структурно выражен гораздо отчетливее северо-западного фланга этого движущегося клина, объясняется унаследованностью разлома от аналогичного палеозойского нарушения.

Список литературы

- 1. Аэрокосмическое изучение сейсмоопасных зон. М.: Наука, 1988. 134 с.
- Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). М.: Наука, 1964. 143 с.
 Буртман В. С., Скобелев С. Ф., Сулержицкий Л. Д. Таласо-Ферганский разлом: современные смещения в Чаткальском районе Тянь-Шаня//Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 5. С. 1173—1176.
- 4. Карта активных разломов СССР и сопредельных территорий. Масштаб 1:8 000 000/
- Карта активных разломов СССР и сопредельных территории. Масштаб 1:8 000 000/ Ред. В. Г. Трифонов. М., Иркутск: ГУГК, 1986.
 Костенко Н. П., Макаров В. И., Соловьева Л. И. Новейшая тектоника (Киргизская ССР)//Геология СССР. Т. ХХУ. Ч. 1. Кн. 2. М.: Недра, 1972. С. 249—271.
 Крестников В. Н., Белоусов Т. П., Ермилин В. И., Чигарев Н. В., Штанге Д. В. Четвертичная тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1979. 116 с.
 Макаров В. И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня//Тр. ГИН АН СССР. Вып. 307. М.: Наука, 1977. 171 с.
 Макаров В. И., Скобелев С. Ф., Трифонов В. Г. и др. Глубинная структура земной корь на космических изображениях/Исспелование природной среды космически.

- коры на космических изображениях//Исследование природной среды космически-ми средствами: Геология и геоморфология. М: ВИНИТИ, 1974. Т. 2. С. 9—42. 9. Макаров В. И., Соловьева Л. И. Неотектонические поперечные структуры Тянь-
- Шаня и их выражение на космических снимках//Изв. вузов. Геология и развед-
- Шаня и их выражение на космических сплакая,/год. 2,002 год. 1975. № 2. С. 10—18. 10. Мальцев Б. Д. К характеристике новейшего строения Таласо-Ферганского разлома: и Таласо-Ферганской зоны поднятий//Геофиз. бюл. 1973. № 2. С. 62—69. 11. Пейве А. В., Руженцев С. В., Буртман В. С., Суворов А. И. Тектоника Памиро-Ги-малайского сектора Азии/22-я сессия МГК: Докл. советских геологов. Гималай-ский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964. С. 156—172.
- 12. Ранцман Е. Я., Пшенин Г. Н. Новейшие горизонтальные движения земной коры в зоне Таласо-Ферганского разлома по данным геоморфологического анализа//Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967. C.155-159.
- 13. Трифонов В. Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983, 224 с.
- 14. Трифонов В. Г. Особенности развития активных разломов//Геотектоника. 1985.
- № 2. C. 16-26.
 15. Wallace R. E. Notes on stream channels offset by the San Andreas fault, southern Coast Ranges. California//Proc. of Conf. on Geol. Probl. of San Andreas Fault Systematic Structure and San Andreas Fault Systematic Structure and San Andreas Fault Systematic Structure St tem. Stanford Univ. Publ., Geol. Sci. 1968. V. 11. P. 6-20.

Геологический институт АН СССР, Москва, 109017

Поступила в редакцию 23.VI.1989