

УДК 551.243

ТРИФОНОВ В. Г.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ

Рассматриваются способы и результаты изучения молодых (позднеплейстоцен-голоценовых) тектонических движений в зонах активных разломов. Импульсный режим характеризуют повторяющиеся через сотни лет быстрые сейсмогенные подвижки, разделенные эпохами покоя. Криповый режим отличается непрерывными медленными движениями, сочетающимися со сравнительно слабыми землетрясениями. Импульсно-криповый режим сочетает черты двух первых типов. Некоторые разломы характеризуются синхронностью движений на всем протяжении, другие — асинхронностью подвижек и изменчивостью режимов от одного участка к другому. Приводится классификация активных разломов по режимам молодых и современных движений. Режимы тектонических движений зависят от физических свойств пород земной коры в зоне разлома и могут служить средством изучения этих свойств. Вместе с тем выявляемые на примерах голоценовых подвижек зависимости помогут понять режимы тектонических движений геологического прошлого.

Существующие методы регистрации тектонических смещений геологического прошлого, опирающиеся на анализ изменений фаций и мощностей отложений, позволяют определять лишь усредненные скорости движений за продолжительные интервалы времени. Однако известны геологические образования, возникающие при переменной скорости тектонических движений, причем скорость изменяется быстро и неоднократно. Таковы, по-видимому, флишевые толщи и дайкоподобные жерловые тела вулканов. Для понимания условий их образования нужно знать режим тектонических движений. С особенностями режима движений связано и своеобразие некоторых парагенезисов структур.

Не имея пока возможности определять режимы движений геологического прошлого, тектонисты проявляют все больший интерес к режимам современных движений, изучаемых инструментальными методами — геодезическими и сейсмологическими. Но для многих активных зон периоды проведения таких инструментальных наблюдений недостаточны, чтобы создать истинное представление о режиме движений. Необходимо изучить более продолжительный интервал времени — голоцен, а иногда и конец плейстоцена. Это удастся сделать геолого-геоморфологическими методами [4].

В предлагаемой статье излагаются результаты исследования режимов молодых, голоценовых, тектонических движений по активным разломам. Основное внимание уделяется сдвигам, поскольку в них минимально проявляется действие локальных факторов, вызывающих нерегулярные колебания величин смещений вкост направления движений, и поэтому более отчетливо проступают общие закономерности.

Геолого-геоморфологическое изучение голоценовых и современных перемещений по разломам показало (насколько позволяет судить точность метода), что в течение тысяч и десятков тысяч лет перемещения происходят однонаправленно, но их интенсивность изменяется со временем. По особенностям таких изменений различаются три режима движений — импульсный, импульсно-криповый и криповый.

Импульсный режим характеризуется редкими перемещениями при катастрофических ($M \geq 7,5$) землетрясениях, когда в зоне разлома протяженностью в сотни километров практически мгновенно возникает смещение в несколько метров. Такому импульсу предшествует период покоя продолжительностью от первых сотен до тысячи и более лет, в течение которого заметных перемещений не происходит.

Суммарное смещение при импульсно-криповом режиме движений также складывается главным образом из подвижек при сильных ($M \geq 7,5$) землетрясениях, но более или менее значительная доля перемещений приходится на более слабые толчки и местами медленные движения (крип). Периоды относительного покоя между сильными сейсмическими импульсами обычно не столь велики, как в структурах с импульсным режимом. В островных дугах Тихого океана, для которых характерен импульсно-криповый режим современного тектонического развития, эти периоды, как правило, не превышают 200 лет [5].

При криповом режиме ведущая роль в суммарном смещении принадлежит непрерывным медленным движениям. Так развивается, например, Сурхоб-Илякская зона активных нарушений на северо-западном обрамлении Памира [4]. Здесь по Сурхобскому надвигу скорость современного крипа достигает 2 см/год, испытывая значительные временные колебания [17]. Подобные колебания отмечены и в зоне правого сдвига Калаверас в Калифорнии: в 1910—1929 гг. там скорость крипа была мала, затем возросла до 0,8 см/год, а после 1961 г. достигла 1,7 см/год [21]. Слабые землетрясения в структурах с криповым режимом происходят очень часто, а землетрясения средней силы повторяются через десятки лет. На участке разлома Сан-Андреас в Калифорнии между Лос-Гатосом и пос. Чолам, для которого характерен именно такой режим движений, выявлено ускорение крипа в течение нескольких лет перед и после землетрясений средней силы ($M=5-5,5$) в июле — августе 1966 г. [9] и после землетрясений средней силы ($M=4-5$) в 1971—1973 гг. [19].

Активные разломы разнообразны не только по режимам голоценовых движений, но и по особенностям распределения смещений в зоне разлома. Различаются разломы с единообразным режимом синхронных движений на всем протяжении и разломы, разные участки которых развиваются по-разному. Развитие разломов и систем разломов первого типа названо синхронным, а второго типа — асинхронным.

Типичный пример синхронного развития представляет субширотный Хангайский разлом Северной Монголии (рис. 1, а; таблица), вдоль которого на протяжении 450 км зарегистрированы позднечетвертичные левосдвиговые смещения. 23 июля 1905 г. произошло Хангайское землетрясение магнитудой 8,7, при котором на 370-километровом участке разлома имел место левый сдвиг амплитудой до 5,5 м (рис. 1, б). Смещение охватило, таким образом, более 80% длины активного разлома. Никаких проявлений активности разлома после 1905 г. не обнаружено.

Чтобы выяснить, насколько подобные сейсмические катастрофы характерны для зоны Хангайского разлома, на его 15-километровом отрезке по северному склону хребта Даган-Дэл были определены амплитуды голоценовых смещений всех ложбин, оврагов и других форм рельефа, пересеченных разломом. Построенная на основе этих определений гистограмма (рис. 1, в) показала, что для рассматриваемого отрезка разлома характерны смещения (м) на $5,5 \pm 0,5$; 11 ± 1 ; $16,5 \pm 1,5$; $22 \pm 0,5$; $28,5 \pm 1,5$; 33 ± 1 ; 40 ± 1 ; 45 ± 1 , тогда как промежуточные величины смещений малочисленны или отсутствуют. Первый из указанных максимумов соответствует подвижке при землетрясении 23 июля 1905 г. Очевидно, остальные максимумы характеризуют суммы этой подвижки и предшествовавших импульсов движений, связанных с такими же сейсмическими событиями и отразившихся в смещениях форм рельефа, которые уже существовали во время тех событий. Показательно, что подвижка при каждом более раннем импульсе наращивала суммарное смещение по разлому на примерно одинаковую величину — около 5,5 м, т. е. геологический эффект и, вероятно, энергетические параметры древних землетрясений были сходны с катастрофой 1905 г. Для проверки полученных результатов был изучен другой 10-километровый отрезок разлома юго-восточнее пос. Дзун-Хангай. Большинство максимумов голоценовых смещений подтвердилось.

На отдельных участках Хангайский разлом отклоняется от генерального направления, и в таких местах появляется растягивающая компо-

Тип	Примеры, характеризующие отдельные группы	Характеристика групп	Режим движений
Синхронно развивающаяся зона	Зона Хангайского разлома (Северная Монголия)	Зона разломов, в которой импульс движения, связанный с катастрофическим землетрясением, распространяется на всю длину зоны практически одновременно; импульсу предшествует длительная (сотни лет) эпоха, в течение которой движения почти или совсем не ощутимы	Импульсный
	Зона Северо-Анатолийского разлома (Малая Азия)	Зона разломов, в которой импульсы движений при сильных землетрясениях последовательно охватывают разные участки зоны в течение исторически короткого (десятки лет) времени; этому предшествует длительная (сотни лет) эпоха, в течение которой на всех участках движения почти или совсем не ощутимы	Импульсный или импульсно-криповый
Асинхронно развивающаяся зона	Курило-Камчатская сейсмофокальная зона (северо-восток Азии)	Система разломов, состоящая из отдельных участков протяженностью 100—300 км, в каждом из которых импульсы интенсивных движений при катастрофических землетрясениях чередуются с эпохами относительного покоя; импульсы и эпохи ослабления движений асинхронны на разных участках, но продолжительность цикла всюду примерно одинакова (140±60 лет)	Импульсно-криповый
	Зона разлома Сан-Андреас (запад Северной Америки)	Зона разломов, состоящая из протяженных (200—300 км) участков, систематически различающихся режимами позднеголоценовых и современных движений	На двух участках импульсных, на двух других криповый или импульсно-криповый
	Зона Кобдинского разлома (Западная Монголия)	Зона разломов, состоящая из протяженных (200—300 км) участков двух типов: первый тип характеризуется интенсивными позднеголоценовыми движениями, но, вероятно, более слабыми движениями на предыдущей стадии позднечетвертичного развития, а второй тип — почти неощутимыми позднеголоценовыми движениями, но интенсивными движениями в раннем голоцене или позднем плейстоцене	Импульсный на всех участках

нента смещений. Образуются грабены и сбросовые уступы, с которыми связаны замкнутые котловины и подпруживания ручьев и оврагов. В периоды покоя уступы-запруды промываются ручьями, а впадины заполняются аллювиально-пролювиальными отложениями. Замкнутые грабенообразные котловины также заполняются обломочным материалом со склонов. После очередного импульса движений подпруживающие уступы возобновляются, а замкнутые котловины углубляются. И те, и другие нередко становятся маленькими озерами, в которых осаждается тонкообломочный, насыщенный органикой материал. Его возраст, который в ряде случаев удалось определить радиоуглеродным методом, близок к возрасту сейсмического импульса. Так, на берегах небольшого озера Уртын-Нур, возникшего в восточной части Хангайского разлома из-за грабенообразного проседания и подпруживания ручья системой сбросов, помимо следов землетрясения 1905 г. сохранились озерно-болотные отложения, связанные с четырьмя предшествовавшими импульсами движений. Их радиоуглеродный возраст, определенный Л. Д. Сулержицким в Геологическом институте АН СССР: 920 ± 60 — 1090 ± 50 ; 2380 ± 80 ; 2690 ± 110 — 2990 ± 90 и 3720 ± 160 лет. Сопоставление разрезов оз. Уртын-Нур с разрезами других грабенообразных и подпрудных котловин

зоны разлома (рис. 2) позволило предположить, что сейсмические импульсы, подобные землетрясению 1905 г., имели место в зоне Хангайского разлома примерно 1050, 1400, 1800, 2400, 3000, 3800 и 4300 лет назад. Отсюда средняя повторяемость таких землетрясений около 600 лет.

Такой же режим голоценовых движений выявлен в зоне субширотного Долиноозерского левого сдвига в Гобийском Алтае (см. рис. 1, а). Последнее катастрофическое землетрясение ($M=8,3$) произошло здесь 4 декабря 1957 г. При этом на 270-километровом отрезке разлома возникло левое сдвиговое и взбросо-сдвиговое смещение амплитудой до 5 м [2]. На 12-километровом участке разлома восточнее родника Улан-

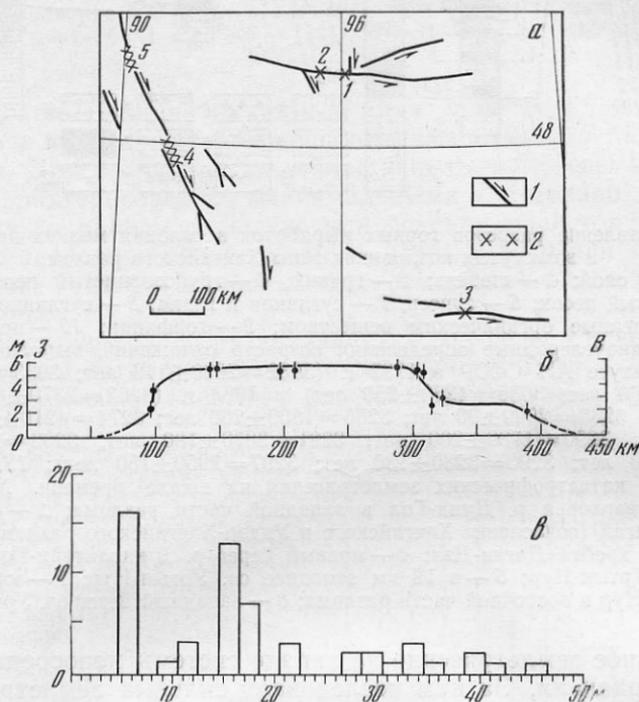


Рис. 1. Характеристики активности Хангайского разлома, Северо-Западная Монголия а — разломы Западной и Северо-Западной Монголии, активные в позднем плейстоцене и голоцене, по [4, 6] с дополнениями (1 — активные разломы, стрелками показано направление сдвиговых смещений; 2 — участки детальных наблюдений (цифры на схеме): 1 — Хангайский разлом, северный склон хребта Даган-Дэл, 2 — Хангайский разлом юго-восточнее пос. Дзун-Хангай, 3 — Долиноозерский разлом восточнее родника Улан-Булак, 4 — Кобдинский разлом между долинами Дунд-Ус и Цаган-Бургас-Гол, 5 — Кобдинский разлом в районе долины Хавцалын-Гол и родника Чихтэйн-Булак); б — распределение смещения при землетрясении 1905 г. вдоль Хангайского разлома (по оси абсцисс — протяженность разлома с запада на восток, по оси ординат — амплитуда левосдвигового смещения 1905 г. в м); в — гистограмма распределения амплитуд позднего голоценовых левосдвиговых смещений мелких форм рельефа на 15-километровом отрезке Хангайского разлома по северному склону хребта Даган-Дэл (по оси абсцисс — амплитуды смещений в м, по оси ординат — количество смещенных водотоков и других мелких форм рельефа)

Булак, где амплитуда смещения 1957 г. возрастает с запада на восток от 2,7 до 3,3 м, были измерены все сдвиговые смещения оврагов и других молодых форм рельефа, пересеченных разломом. Обнаружены четкие максимумы смещений, отличающиеся один от другого на $3,0 \pm 0,5$ м (рис. 3). Морфологические особенности смещенных оврагов дают основание полагать, что катастрофические землетрясения происходили здесь чаще, чем в зоне Хангайского разлома.

Несколько иной, но в принципе похожий режим голоценовых движений характерен для 1400-километровой системы субширотных Северо-Анатолийских правых сдвигов. Хотя на многих участках системы обнаружены позднечетвертичные правые смещения [8, 26], признаки движений с античных времен до конца XIX в. отсутствуют [10]. В 1912 г. про-

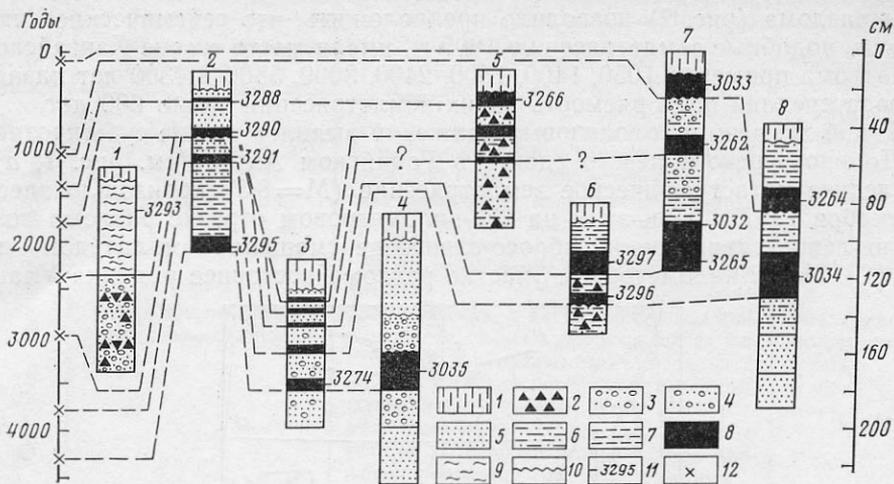


Рис. 2. Сопоставление разрезов горных выработок в склонах мелких подпружных озер и замкнутых котловинах зоны Хангайского разлома

1 — почвенный слой; 2 — щебень; 3 — гравий; 4 — грубозернистый песок; 5 — средне- и мелкозернистый песок; 6 — супесь; 7 — суглинок и глина; 8 — суглинки и глины, реже супеси, обогащенные органическим веществом; 9 — торфяник; 10 — поверхности размыва, 11 — радиоуглеродные определения возраста отложений, выполненные в Геологическом институте АН СССР в 1982 г. (3032=2690±110 лет; 3033=1090±50 лет; 3034=3720±160 лет; 3035=4280±250 лет) и 1983 г. (3262=2370±80 лет; 3264=920±60 лет; 3265=2990±90 лет; 3266=1300±250 лет; 3274=4210±80 лет; 3288=1400±100 лет; 3290=1780±200 лет; 3291=3870±180 лет; 3293=2360±100 лет; 3295=4340±20 лет; 3296=3280±180 лет; 3297=2950±150 лет); 12 — предположительные места катастрофических землетрясений на шкале времени. Местоположение разрезов: 1 — верховья р. Дунд-Гол в западной части разлома; 2 — северо-западнее пос. Ундэр-Хангай (сочленение Хангайского и Ундэр-Хангайского разломов); 3 — западное окончание хребта Даган-Дэл; 4 — правый берег р. Джарантайн-Гол; 5 — в 20 км западнее оз. Уртын-Нур; 6 — в 12 км западнее оз. Уртын-Нур; 7 — южный берег оз. Уртын-Нур в восточной части разлома; 8 — западный берег оз. Уртын-Нур

изошло сильное землетрясение на западе системы непосредственно к северу от Дарданелл. За ним последовали сильные землетрясения 1939, 1942, 1943, 1946, 1953, 1966 и 1976 гг. При землетрясениях возникли разрывы протяженностью от 15 до 280 км (рис. 4), и в итоге движений по ним произошел суммарный правый сдвиг до 4 м при поднятии южного крыла системы разломов амплитудой до 1 м [16, 25, 26]. По геологическим последствиям эта серия землетрясений представляет собой импульс движений, аналогичный импульсу 1905 г. в зоне Хангайского разлома, но растянутый во времени на 64 года.

В отличие от активных зон типа Хангайской и Северо-Анатолийской разные участки асинхронно развивающихся активных зон испытывают ускорения движений в разное время и иногда с разной периодичностью. В зависимости от соотношений времени и характера подвижек на таких участках среди изученных асинхронно развивающихся зон намечаются три группы. Участки активной зоны, относимой к первой группе, различаются лишь временем главного импульса движений при сходном, импульсно-криповом режиме развития на всем протяжении зоны. Во второй группе участки активной зоны различаются режимами движений. Если в обеих группах активных зон

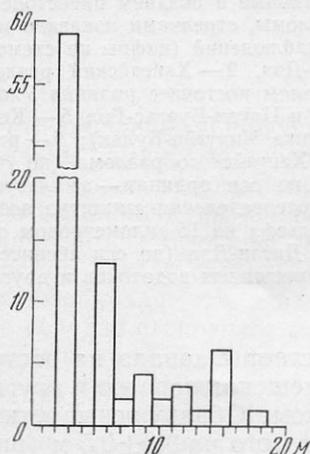


Рис. 3. Гистограмма распределения амплитуд позднеплейстоценовых левосдвиговых смещений мелких форм рельефа на 12-километровом отрезке Долиноозерского разлома восточнее родника Улан-Булак, Юго-Западная Монголия (см. пояснения к рис. 1, в)



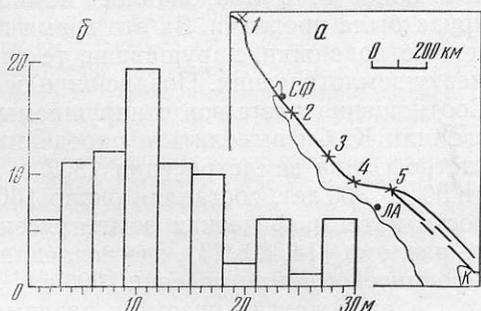
Рис. 4. Участки зоны Северо-Анатолийского разлома, по которым произошли подвижки при землетрясениях: 1 — 21 ноября 1939 г., 2 — 26 декабря 1939 г.; 3 — 20 декабря 1942 г.; 4 — 20 июня 1943 г., 5 — 27 ноября 1943 г., 6 — 1 февраля 1944 г., 7 — 31 мая 1946 г., 8 — 18 марта 1953 г. (1—8 — [16]), 9 — 19 августа 1966 г. [26], 10 — 1912 г. [8]

позднеголоценовые подвижки так или иначе происходят на всем их протяжении, то в третьей — такими движениями охвачена лишь часть активной зоны. Другие ее участки сейчас испытывают весьма слабые смещения, но характеризовались максимальными для данной зоны подвижками прежде, в раннем голоцене или позднем плейстоцене. Поэтому можно предполагать длиннопериодную, через тысячи или десятки тысяч лет, миграцию участков наибольших перемещений вдоль активных зон третьей группы.

Примерами асинхронно развивающихся зон первой группы являются островные дуги и активные материковые окраины Тихого океана. Основная часть сейсмической энергии в каждом участке таких зон выделяется

Рис. 5. Схема разлома Сан-Андреас в Калифорнии (а) и гистограмма распределения амплитуд позднеголоценовых праводвиговых смещений мелких водотоков на 110-километровом отрезке разлома между пос. Чолам и пунктом Камп Дикс [27] (б; см. пояснения к рис. 1, в)

1 — мыс Мендосино, 2 — Лос-Гатос, 3 — пос. Чолам, 4 — Камп Дикс, 5 — перевал Кахон; СФ — г. Сан-Франциско, ЛА — г. Лос-Анджелес, К — Калифорнийский залив



при катастрофических землетрясениях с магнитудами $\geq 7,5$. Тогда же происходят и наиболее значительные, до нескольких метров, перемещения земной поверхности. Участок активной зоны, охваченный смещением при катастрофическом землетрясении, обычно имеет протяженность 100—300 км¹. Повторяемость катастрофических землетрясений в каждом таком участке Курило-Камчатской и Японской островных дуг С. А. Федотов [5] оценивает в 140 ± 60 лет. Примерно такую же (100—200 лет) величину она имеет в других активных структурах Тихоокеанского обрамления. В периоды между катастрофами происходят более слабые землетрясения и, возможно, крип. Катастрофические землетрясения последовательно охватывают разные участки островной дуги или активной материковой окраины. Успешные попытки прогнозирования мест будущих катастрофических землетрясений, исходя из последовательности их возникновения на разных участках активной зоны, свидетельствуют об однородности условий современного тектогенеза. По-существу такие участки различаются лишь фазами сеймотектонического цикла. Не вполне ясно, устойчивы ли эти участки в течение длительного времени, например голоцена. Данные об исторических землетрясениях Японии, охватывающие промежуток времени почти полторы тысячи лет [5], как будто указывают на стабильное положение участков.

¹ При Чилийском землетрясении 1960 г. ($M=8,5$) и Аляскинском землетрясении 1964 г. ($M=8,4$) движения охватывали участки активных зон протяженностью в 800—1000 км, а подвижки достигали 20 м [18]. Но такие события исключительны.

Примером асинхронно развивающейся активной зоны второй группы является простирающийся на северо-запад 1000-километровый правый сдвиг Сан-Андреас (рис. 5, *a*). Голоценовые и даже исторические подвижки известны на всем протяжении разлома, но его участки различаются их величинами и распределением во времени [7]. Два участка зоны разлома: северный — от мыса Мендосино до Гос-Гатоса (400 км) и южный — от пос. Чолам до перевала Кахон (308 км) характеризуются редкими катастрофическими землетрясениями с магнитудами не менее 8. На южном участке такой катастрофой было Калифорнийское (Форт-Техонское) землетрясение 1857 г., при котором вдоль разлома произошел правый сдвиг на расстояние до 9—12 м [27]. После землетрясения наступил период покоя, в течение которого 30-летние наблюдения с помощью триангуляционных сетей не обнаружили признаков крипа [15], а измерения 1959—1973 гг. с помощью деформографов показали крайне низкую скорость деформаций, а местами их полное отсутствие [22]. Очень низка и современная сейсмичность участка [12].

На гистограмме правосдвиговых смещений оврагов между пос. Чолам и пунктом Камп Дикс (110 км) помимо максимума 9—12 м, связанного с землетрясением 1857 г., намечаются максимумы 15—18, 21—24 и 27—30 м (рис. 5, *b*), вероятно, связанные с более ранними катастрофическими землетрясениями [27]. Каждое из них приводило к правому сдвигу примерно на 6 м. К. Си [24] детально изучил терригенные осадки с торфяниками в верхней части разреза 1 террасы долины Паллет, возникшие в результате подпруживания долины приразломным обвалом. Согласно радиоуглеродным определениям, формирование осадков началось более 1400 и закончилось немногим более 100 лет назад, когда запруда была прорвана. За это время происходили неоднократные сейсмогенные подвижки, нарушавшие те слои, которые были накоплены к моменту землетрясения. Позднейшие осадки перекрывали смещенные слои. Соотношения разрывов с нарушаемыми и перекрывающими слоями позволили К. Си выделить и определить возраст девяти сейсмических катастроф типа землетрясения 1857 г. Периоды между ними варьировали от 50 до 300 лет, составляя около 160 лет в среднем. Близкая периодичность катастрофических землетрясений намечается на северном участке разлома [14, 20, 23], где последним событием такого рода было Сан-Францисское землетрясение 1906 г.

На двух других участках разлома Сан-Андреас (от Лос-Гатоса до пос. Чолам и юго-восточнее перевала Кахон) происходит правосдвиговой крип, сопровождающийся землетрясениями разной силы. Скорость крипа на первом, северо-западном участке варьирует от 2 до 4 см/год. Магнитуды сильнейших землетрясений участка не превышают 6. При землетрясениях в июле — августе 1966 г. магнитудой до 5,5 вдоль разлома произошла подвижка амплитудой до 18 см [13]. При установленной повторяемости подобных событий (первые десятки лет) суммарное сейсмогенное смещение уступает тектоническому эффекту крипа. Второй, юго-восточный участок построен сложнее. Здесь зона разлома состоит из нескольких ветвей, сейсмические проявления вдоль которых различны. Зарегистрированы землетрясения магнитудой до 7,1, вызывавшие подвижки в десятки сантиметров, а в единичных случаях и первые метры. Охватываемые такими подвижками отрезки разлома существенно меньше, чем у разломов хангайского типа. Так, наибольшее зарегистрированное сдвиговое смещение до 5,5 м при вертикальной компоненте до 1,2 м, возникшее при землетрясении 18 мая 1940 г. вдоль разлома Империял, охватило его отрезок лишь в 70 км [3]. После землетрясения движение продолжается в форме крипа со скоростью 3 см/год [15].

К числу асинхронно развивающихся активных зон третьей группы относится 450-километровый Кобдинский правый взбросо-сдвиг Монгольского Алтая (см. рис. 1, *a*). Последнее катастрофическое землетрясение вызвало правосдвиговое смещение до 5 м вдоль южной половины разлома (рис. 6, *a*). Время землетрясения определяется тем, что в районе перевала Ар-Хутэл разлом смещает на 4 м (рис. 6, *b*) тюркский (?) мо-

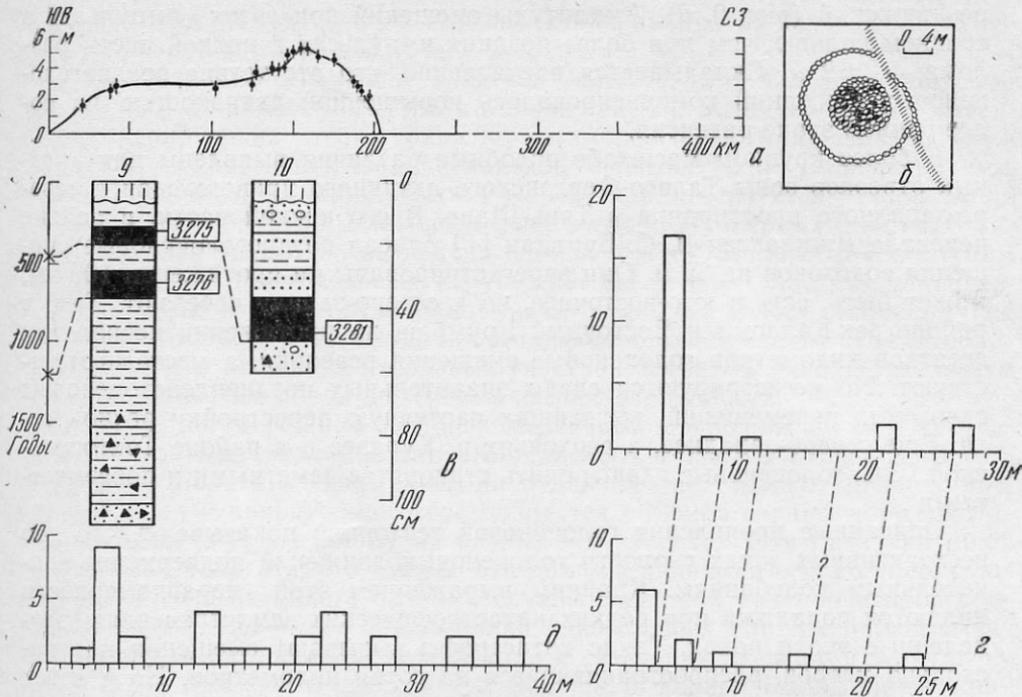


Рис. 6. Характеристики активности Кобдинского разлома, Монгольский Алтай
 а — распределение смещения при землетрясении начала XVI в. (?) вдоль Кобдинского разлома (см. пояснения к рис. 1, б); б — смещение тюркского (?) могильника непосредственно к югу от перевала Ар-Хутэл; в — сопоставление разрезов шурфов в долинах рек Буянту-Гол (№ 9) и Цаган-Бургас-Гол (№ 10). Радиоуглеродные определения возраста отложений, выполненные в Геологическом институте АН СССР в 1983 г.: 3275 = 460 ± 140 лет, 3276 = 1190 ± 80 лет, 3281 = 460 ± 100 лет. Остальные обозначения см. на рис. 2; г — гистограммы распределения амплитуд голоценовых праводвиговых смещений мелких водотоков и других форм рельефа между долинами Дунс-Ус и Цаган-Бургас-Гол. Несовпадение максимумов на гистограммах объясняется тем, что нижняя из них сделана для отрезка разлома севернее р. Буянту-Гол, где сейсмогенная подвижка начала XVI в. (?) постепенно уменьшается к северо-западу от 3,5 до 2 м; д — гистограмма распределения амплитуд раннеголоценовых праводвиговых смещений мелких форм рельефа в районе долины Хавцальи-Гол и родника Чихтэйн-Булак (см. пояснения к рис. 1, в)

гильник VI—VIII вв. [6], но не нарушает расположенные на нем и вблизи него поздние монгольские могильники и не смещает современные русла оврагов. В долинах рек Буянту-Гол и Цаган-Бургас-Гол шурфами были вскрыты аллювиальные и озерно-болотные отложения. Последние образовывались при подпруживании долин сейсмогенными движениями по Кобдинскому разлому и представлены суглинками, насыщенными органическим материалом (рис. 6, в). В обоих разрезах верхний прослой суглинка имеет возраст 460 ± 100 лет. По-видимому, он связан с последней сейсмогенной подвижкой, которая, таким образом, произошла приблизительно в начале XVI в. Предыдущий импульс движений оказался на 700—750 лет древнее. Вероятно, катастрофические землетрясения случались здесь реже, чем в зонах Хангайского и, тем более, Долино-озерского разломов. Тот факт, что в относительно крупных долинах древние русла, первые террасы, конуса выноса смещены на одинаковое расстояние до 5 м, т. е. смешались единым импульсом движений, также свидетельствует об относительной редкости таких катастроф. Тем не менее на гистограммах голоценовых сдвиговых смещений в южной части разлома (рис. 6, г) видно, что такие импульсы имели место неоднократно и были главной формой движений по разлому. Амплитуды отдельных смещений варьировали от 3 до 6 м, составляя в среднем 4,5 м.

В северной части Кобдинского разлома следов позднеголоценовых подвижек нет. Более ранние смещения группируются на гистограмме в максимумы, свидетельствующие об импульсном, сейсмогенном характере

ре движений (рис. 6, д). Амплитуды смещений при этих импульсах в среднем больше, чем при более поздних импульсах в южной части разлома: $5,2 \pm 2$ м. Складывается впечатление, что отсутствие позднеголоценовых движений компенсировалось повышенной активностью на более раннем этапе развития.

В более крупном масштабе подобные различия выявлены для разных отрезков зоны Таласо-Ферганского активного правого сдвига северо-западного простирания в Тянь-Шане. В его южной части, в районе перевала Джилангач В. С. Буртман [1] описал позднеголоценовые смещения водотоков на 35 м. Они зарегистрированы на протяжении 100 км, может быть, есть и юго-восточнее, но к северо-западу исчезают. Там, в районе рек Калдома и Восточный Урумбаш на протяжении нескольких десятков километров голоценовые смещения невелики, а местами отсутствуют. Но регистрируются следы значительных позднеплейстоценовых сдвиговых перемещений, вызвавших частичную перестройку речной сети. Еще северо-западнее, в верховьях р. Куравес и в районе Токтогульской ГЭС, голоценовые сдвиги опять становятся заметными и повсеместными.

Описанные проявления голоценовой тектоники показывают, что во всех активных зонах скорости голоценовых движений подвержены значительным колебаниям. Крайним выражением этой неравномерности являются подвижки при редких катастрофических землетрясениях, разделенные эпохи покоя. Такие катастрофы вызывают смещения на несколько метров, распространяющиеся на сотни километров. Но и в тех местах, где ведущей формой движений является крип, его скорость может меняться в 3 раза и более, нарастая перед землетрясениями и после них. Землетрясения здесь слабее и происходят чаще, чем в структурах с импульсным режимом, и существенно варьируют по магнитуде. Смещения при наиболее сильных землетрясениях измеряются десятками сантиметров, а в единичных случаях достигают первых метров, но охватывают участки активных зон протяженностью не более десятков километров.

Особенности проявлений голоценовых тектонических движений в разных зонах определяют скорость накопления напряжений в активной области и физическими свойствами горных пород, испытывающих напряжения. При высокой скорости накопления напряжений значительные объемы горных пород скорее приобретут однородно-высокое напряженное состояние, при котором происходит их сейсмическое разрушение. Поэтому на участках разлома Сан-Андреас с импульсным режимом движений (как и на других активных окраинах Тихого океана) катастрофические землетрясения происходят в несколько раз чаще, чем в аналогичных зонах активных разломов Азии.

Зависимость формы движений от прочностных свойств горных пород выявляется при сравнении состава и геологической структуры тех объемов литосферы, которые слагают и окружают активные зоны разного типа. Все зоны активных разломов Азии с импульсным режимом движений находятся в областях с мощной континентальной корой. Очаги катастрофических землетрясений приурочены к гранитно-метаморфическому слою, способному выдержать без разрушения значительные концентрации и выравнивание напряжений в большом объеме горных пород. Переменный режим движений наиболее характерен для тех активных окраин Тихого океана, где распространена кора океанического и переходного типов. При высокой скорости накопления напряжений эти активные зоны в отличие от структур с импульсным режимом движений сохраняют заметную активность и в периоды относительного покоя. Примерно равные промежутки времени между катастрофическими землетрясениями на разных участках указывают на прочностную однородность разрушаемой среды. Но при такой однородности длина разрушаемого участка, как правило, не превышает 300 км, т. е. значительно меньше длины всей активной зоны. Иначе говоря, литосфера активных окраин Тихого океана обычно не достигает однородно-высокого напря-

женного состояния на всем или значительном протяжении активной зоны, а разрушается раньше.

Показательно сравнение участков зоны разлома Сан-Андреас с импульсным и криповым режимами движений [7]. Первые сложены до сейсмогенерирующих глубин гранитно-метаморфическими образованиями, а вторые — пластичной францисканской формацией и серпентинитами, причем южный из «криповых» участков характеризуется пониженной мощностью гранитно-метаморфического слоя. На первых участках активная зона узка. Она выражена единой линией разлома с минимумом оперяющих и параллельных нарушений. На вторых участках такие нарушения многочисленны и охватывают широкую полосу, особенно на южном участке, примыкающем к Калифорнийскому заливу. Таким образом, режимы движений на разных участках активной зоны определяется компетентностью пород и степенью их раздробленности.

Особенности режима позднечетвертичных движений на разных участках активных разломов типа Кобдинского и Таласо-Ферганского заставляют обратить внимание на различия не только прочностных свойств, но и напряженного состояния тех объемов горных пород, которые примыкают к разлому на разных его участках. Эти различия дают основание полагать, что именно эти объемы являются сейсмогенерирующими, а зона активного разлома служит лишь той разупрочненной средой, где периодическое сбрасывание накопленных напряжений вызывает наиболее интенсивные деформации и смещения. В связи с этим интересно, что при землетрясении гор Боррего в Южной Калифорнии 9 апреля 1968 г. ($M=6,4-6,5$) в эпицентральной зоне по разлому Кайот-Крик на протяжении 31 км возникло правое смещение до 38 см, и одновременно произошли правые подвижки на 1—2,5 см по разломам холмов Саперстишн (на отрезке 23 км), Сан-Андреас (30 км) и Империял (22 км), удаленных от эпицентра на 45—70 км [11]. Очевидно, что в этом случае сейсмогенерирующая область не ограничивалась зоной разлома Кайот-Крик.

Приведенные факты показывают, что изучение режимов и пространственная корреляция проявлений молодых тектонических движений в активных зонах может служить важным инструментом познания современной геодинамики и физических свойств литосферы. Знание режимов тектонических движений и их соотношений со строением земной коры поможет понять некоторые особенности тектогенеза, осадконакопления и магматизма геологического прошлого.

Литература

1. Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). М.: Наука, 1964, 143 с.
2. Лукьянов А. В. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях.— В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 34—112.
3. Рихтер Ч. Ф. Элементарная сейсмология. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 670 с.
4. Трифионов В. Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
5. Федотов С. А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе.— В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., Наука, 1968, с. 121—150.
6. Хилько С. Д., Флоренсов Н. А., Курушин Р. А. и др. Сейсмотектонические линейменты и палеосейсмодислокации Монгольского Алтая.— В кн.: Сейсмотектоника южных районов СССР. М.: Наука, 1978, с. 75—88.
7. Allen C. R. The tectonic environments of seismically active and unactive areas along the San Andreas fault system.— In: Proc. of Conf. on Geol. Probl. of San Andreas Fault System. Stanford Univ. Publ., Geol. Sci. Stanford, 1968, v. 11, p. 70—82.
8. Allen C. R. Geological criteria for evaluating seismicity.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, v. 86, № 8, p. 1041—1057.
9. Allen C. R., Smith S. W. Pre-earthquake and post-earthquake surficial displacements.— Parkfield earthquakes of June 27—29, 1966, Monterey and San Obispo Counties, California: Prelim. rep.— Bull. Seismol. Soc. Amer., 1966, v. 56, № 4, p. 966—967.
10. Ambraseys N. N. Value of historical records of earthquakes.— Nature, 1971, v. 232, p. 375—379.
11. Borrego Mountain Earthquake of April 9, 1968.— US Geol. Surv. Prof. Pap., 1972, N 787. 208 p.
12. Brune J. N., Allen C. R. A low-stress-drop, low-magnitude earthquake with surface

- faulting.—The Imperial, California, earthquake of March, 4, 1966.—Seismol. Soc. Amer. Bull., 1967, v. 57, № 3, p. 501—514.
13. *Brown R. D., Jr., Vedder J. G., Wallace R. E. et al.* The Park-field-Cholame, California, earthquakes of June-August 1966—surface geologic effects, water resources aspects, and preliminary seismic data.—US Geol. Surv. Prof. Pap., 1967, № 579, 66 p.
 14. *La Marche V. C., Jr., Wallace R. E.* Evolution of effects on strres of past movements on the San Andreas Fault, Northern California.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, v. 83, № 9, p. 2665—2676.
 15. *Meade B. K.* Horizontal crustal movements in the United States.—In: Rep. to the Com. on Recent Crustal Movements. Intern. Union Geodesy and Geophys., Gen. Assembly, Berkeley, Calif., 1963, Wash.: Coast and Geodet. Surv., 1963, 25 p.
 16. *Pavoni N.* Die nordanatolische Horisontalverschiebung.—Geol. Rundschau, 1961, B. 51, H. 1, S. 122—139.
 17. *Pevnev A. K., Guseva T. V., Odinöv N. N., Saprykin G. V.* Regulaties of the deformations of the Earth's crust at the joint of the Pamirs and Tien Shan.—Tectonophysics, 1975, v. 29, № 1/4, p. 429—438.
 18. *Plafker G.* Alaskan Earthquake of 1964 and Chilean Earthquake of 1960: Implications for Arc Tectonics.—J. Geophys. Res., 1972, v. 77, № 5, p. 901—925.
 19. Proceedings of Conference on tectonic problems of San Andreas fault system.—Stanford Univ. Publ., Geol. Sci. Stanford, 1973, v. 13, p. 268—285.
 20. *Reid H. F.* The California earthquake of April, 18, 1906: Rep. of the State Invest. Com. Wash.: Carnegie Inst. Publ., 1910, 87, v. 2, 192 p.
 21. *Roger T. H., Nason R. D.* Active faulting in the Hollister area.—In: Proc. of Conf. on Geol. Probl. of San Andreas Fault System. Stanford Univ. Publ., Geol. Sci. Stanford, 1968, v. 11, p. 42—45.
 22. *Savage J. C., Prescott W. H., Kinoshita W. T.* Geodimeter Measurements along the San Andreas Fault.—In: Proc. of Conf. on Tecton. Probl. of San Andreas Fault System. Stanford Univ. Publ., Geol. Sci. Stanford, 1973, v. 13, p. 44—53.
 23. *Scholz C. H., Fitch T. J.* Strain and creep in central California.—J. Geophys. Res., 1970, v. 75, p. 4447.
 24. *Sieh K. E.* Prehistoric large earthquakes by slip on the San Andreas Fault at Pallett Creek, California.—J. Geophys. Res., 1978, v. 83, № 8, p. 3907—3939.
 25. *Toksöz M. N., Arpat E., Saroglu F.* East Anatolian earthquake of 24 November 1976.—Nature, 1977, v. 270, N 5636, p. 423—425.
 26. *Wallace R. E.* Earthquake of August 19, 1966. Varto area, Eastern Turkey.—Bull. Seismol. Soc. Amer., 1968, v. 58, № 1, p. 11—45.
 27. *Wallace R. E.* Notes on stream channels offset by the San Andreas fault, southern Coast Ranges, California.—In: Proc. of Conf. on Geol. Probl. of San Andreas Fault System. Stanford Univ. Publ. Geol. Sci. Stanford, 1968, vol. 11, p. 6—20.