Март — Апрель

УДК 551.248.2(571.53)

ЛУКИНА Н.В.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ПО РАЗЛОМАМ ЮГО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Рассматривается кинематика и скорости четвертичных горизонтальных и вертикальных движений по генеральным разломам юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны. Предложен метод (в связи с отсутствием геологических критериев выявления горизонтальных смещений по разломам, расположенным вдоль границ структурно-фациальных зон) анализа этих движений по смещению датированных форм рельефа. Выявлена тесная зависимость соотношения горизонтальных и вертикальных движений от простирания разломов и преобладание в несколько раз левосдвиговых горизонтальных смещений по субширотным швам над вертикальными перемещениями. Это позволило установить характер современной геодинамической обстановки и поля напряжений рассматриваемого региона.

введение

Выявление горизонтальных смещений по разломам, расположенным вдоль границ структурно-фациальных зон, пока не получило четких геологических критериев. Поэтому масштабы этих явлений не могут быть оценены для геологического прошлого в должной мере даже теперь, когда превалирующая роль горизонтальных движений на Земле стала общепризнанной. Тем не менее о величинах горизонтальных движений, их соотношении с вертикальными подвижками можно судить по смещению форм рельефа в зонах крупных разломов, т. е. выяснить кинематику и даже скорости перемещений крыльев разломов на последнем новейшем этапе их развития. Это возможно при установлении возраста смещенных форм рельефа. Последнее базируется на изучении эволюции рельефа В комплексе со стратиграфией новейших отложений при привлечении всех возможных средств их абсолютного и относительного датирования. Понятно, что чем более древние формы рельефа окажутся смещенными разломами, тем за больший геологический интервал времени могут быть установлены горизонтальные и вертикальные смещения по ним. И затем, чем более точно и дробно осуществлено датирование форм рельефа, тем вероятнее возможность выявления поэтапных подвижек по разломам.

В настоящей статье подобная методика применена для выяснения кинематики и количественных оценок четвертичных горизонтальных и вертикальных движений по генеральным разломам юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны, что позволило установить современную геодинамическую обстановку и поле напряжений этого региона.

РАЗЛОМЫ ЮГО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Крупнейшими дизъюнктивными структурами юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны являются Тункинский и Байкало-Мондинский разломы (рис. 1). Первый располагается в зоне чрезвычайно крутого перехода южного склона хребта Тункинские гольцы в северный борт Тункинской впадины и протягивается с востока на запад более чем на 200 км, образуя в плане изогнутую к северу дугу [10, 11, 22]; суммарный размах вертикальных неотектонических движений в системе Тункинская впадина — горное обрамление составляет 5000—5600 м [16, 21]. Байкало-Мондинский разлом [14] длиной более 500 м имеет субширотное простирание и располагается вдоль южного борта Тункинской впадины у подножия хр. Хамар-Дабан, протягиваясь от оз. Байкал на востоке к северным окончаниям Хубсугульской и Дархатской котловин на западе.

Тункинский разлом описан в литературе как каледонский тектонический контакт, по которому архейские породы слюдянской серии надвинуты с юга на верхнепротерозойские отложения тункинской свиты [23]. – Туботский надвиг. В новейшее время древний тектонический контакт омоложен и приобрел иную морфологическую и кинематическую характеристику. Он представляет собой сложно построенную дизъюнктивную зону с несколькими уступами, описанную как левосторонний сбросо-сдвиг [28]. С. И. Шерман и К. Г. Леви [25-27] трактуют его



Рис. 1. Фрагмент отдешифрированного космического снимка юго-западного фланга

Байкальской рифтовой зоны Цифры в кружках — разломы: 1 — Тункинский, 2 — Байкало-Мондинский, 3 — Главный Саянский; I — Тункинская впадина. Черный цвет — оз. Байкал (на востоке) и оз. Хубсугул (на западе)

как трансформный разлом Байкальской рифтовой зоны. Байкало-Мондинский разлом также представляет собой обновленный тектонический шов древнего заложения, расположенный вдоль границы структурнофациальных зон. Он хорошо дешифрируется на космических снимках (см. рис. 1) и изображен на некоторых геологических и специальных картах [8, 9], хотя на поверхность «выходит» только в своей западной части, так как на востоке скрыт чехлом рыхлых осадков. На западе, в районе Мондинской котловины, разлом классифицируется как левосторонний сбросо-сдвиг [28 и др.].

Для выяснения кинематики, амплитуд, направлений и скоростей движений по этим разломам в четвертичное время нами применен метод геоморфологического анализа характера и степени деформаций форм рельефа в зонах разломов: речных террас нескольких возрастных генераций долины Иркута и его притоков, русел разновозрастных долин постоянных и временных водотоков и т. п. Для этого сначала был установлен возраст этих форм.

Датирование форм рельефа. В Тункинской впадине по долине Иркута (выше Зыркузунской петли) прослеживаются семь цикловых террас, кроме низкой и высокой пойм высотой соответственно 1,5-2 и 3 м. Последняя имеет раннеголоценовый возраст, сопоставимый с возрастом высокой поймы крупных рек Южной Сибири, для которой имеются следующие абсолютные датировки: 5730±200, 5900±130, 6290±100 [6] и 7400±140 лет [4]. Для кровли отложений высокой поймы Иркута в Тункинской впадине радиоуглеродным методом определена дата в 4480±25 лет [16].

I, II и III террасы Иркута высотой соответственно 6, 12-14 и 20 м относятся к позднему плейстоцену, который может быть подразделен на три этапа: ранний, средний и поздний. По аналогии с террасами других долин Южной Сибири [13] их формирование логично связать: I с позднезырянским (сартанским) оледенением, II - с каргинским похолоданием и золотомысским потеплением и III - с раннезырянским

(ермаковским) оледенением и шурышкарским потеплением каргинского интерстадиала. По термолюминесцентным и радиоуглеродным оценкам возраста оледенений и межледниковий [2] этап формирования I террасы попадает в интервал от 10 до 22-23 тыс. лет назад, II — от 22-23 до 46±7-55 тыс. лет назад и III-от 55-58±7 до 100-110 тыс. лет назад. Это не противоречит многочисленным абсолютным датировкам отложений многих рек Сибири и Северной Монголии: 11400±500, 11860± 11950 ± 50 , 12600 ± 150 , 12750 ± 120 , 13600 ± 120 , $\pm 28,$ 14540 ± 365 , 15850±680, 17500±100 и 20240±840 лет для 1 террасы, от 26900±340 до 47000 ± 1000 лет для II террасы [6] и 66000 ± 9 и 93000 ± 16 лет для, видимо, сопоставимой с III 20-25-метровой террасы р. Халхин-Гол [5]. Тем более, что для аллювия I террасы Иркута получены радиоуглеродные даты 9800±1300 и 10380±80 лет, а для аллювия II — 31860±37, 37000±500 и 40060±820 лет [17], а также Н. В. Кинд, В. Д. Сулержицким, С. Н. Виноградовым и др. — более 51 тыс. лет назад.

Тогда IV и V террасы Иркута, высотой соответственно 40 и 60 м, можно отнести к среднему плейстоцену. Это подтверждается находкой зуба трогонтериевого слона в отложениях IV террас Ангары и Енисея, к бассейну которых относится Иркут, остатков прогрессивной формы *Equus sanmeniensis* в отложениях более высокой 50—60-метровой террасы Ангары, соответствующей V террасе Иркута [4], а также термолюминесцентными датировками аллювия 45-метровой террасы р. Халхин-Гол, возможно, аналогичной IV или V террасе Иркута: 120 ± 18 , 180 ± 26 и 260 ± 36 тыс. лет [5]. Как показали наши исследования, IV и V террасы Иркута хорошо увязываются с развитыми в районе пос. Монды конечными моренами двух среднеплейстоценовых оледенений, по-видимому, самаровского и тазовского. Тогда, по оценке времени оледенений [1], период формирования IV террасы Иркута будет определен интервалом примерно от 100—110 до 180 ± 40 тыс. лет назад, а V — от 180 ± 40 до 290 ± 59 тыс. лет назад.

VI терраса Иркута высотой 80 м окажется скорее всего связанной с шайтанским оледенением раннего плейстоцена и тобольским межледниковьем начала среднего плейстоцена, т. е. временем от 290±59 до 500(?) тыс. лет назад, так как отложения VII 100—110-метровой террасы, представленные крупновалунным галечником, вскрытые карьером у дер. Быстрой, оценены как эоплейстоценовые [17], т.е. имеют возраст ориентировочно от 800 тыс. до 1,8 млн. лет.

Более древние конгломераты и песчаные отложения, относимые на основе сопоставимой с хапровским комплексом Восточной Европы фауны мелких млекопитающих ко второй половине позднего плиоцена, как правило, деформированы и наклонены под углом 10—15° (разрез Ильча) или 60—70° (разрез Анчук) и служат цоколем более молодых четвертичных террас [12]. По времени образования, порядка 1,8—3,5 млн. лет назад, этим отложениям, видимо, соответствуют останцы наиболее низкой денудационной поверхности, располагающейся на бортах Тункинской впадины на относительных высотах 130—140 м над руслом Иркута и на абсолютных отметках 780—800 м. Аналогичным образом были продатированы русла и террасы притоков Иркута и приуроченных к ним временных водотоков.

Анализ смещений форм рельефа в зонах разломов. Перейдем теперь к характеристике морфологии и кинематики движений по Тункинскому и Байкало-Мондинскому разломам.

Наиболее восточный отрезок Тункинского разлома длиной около 20 км, названный Тибельтинским, — близкий к вертикальному разрыву северо-западного простирания (аз. 310—315°) (рис. 2). Почти на всем его протяжении зона разлома шириной до 2—2,5 км разрабатывается современным руслом р. Иркут или разрабатывалась им в четвертичное время, так как к ней приурочены тыловые швы I, IV и V его террас. Размах рельефа на этом участке равен 500—700 м, так что скорости новейших, в основном позднеплиоцен-плейстоценовых [11, 21, 23], вертикальных движений могут быть оценены минимум в 0,17—0,2 мм/год (без



Рис. 2. Схема четвертичных разломов юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны I-7 — разломы (a — достоверные, б — предполагаемые): I — сбросы (бергштрих направлен в сторону опущенного крыла), 2 — взбросы (бергштрих направлен в сторону приподнятого крыла), 3 — сдвиги (стрелкой показано направление смещения крыльев), 4 — раздвиги, 5 — разломы неустановленного типа (бергштрих направлен в сторону опущенного крыла), 6 — предполагаемые разломы под чехлом кайнозойских осадков; 7 — минеральные источники (1, 2 — Аршан, 3 — Амиань, 4 — Папий Аршан, 5 — Кунтенский, 6 — Новый Жемчуг, 7 — Хонгор Ула, 8 — Жемчуг, 9 — Нилова Пустынь); 8 — четвертичные вулканы; 9 — палеосейсмодислокации (1 — Торская, II — Аршанская, III — Буготой, IV — Талта [10]). Цифры в кружках — разломы: 1 — Тункинский, 2 — Байкало-Мондинский, 5 — Туботский, B — Аршанский, Γ — Хубыты-Ихэгерский и Байкало-Мондинскор разлома: \mathcal{A} — тосчий, \mathcal{B} тосчий, \mathcal{E} — центральный, \mathcal{K} — Харадабан-Мондинский, B 1 см — 2 км

учета глубины прогибания впадины). Вертикальная амплитуда смещения по разлому не менее 250-300 м. Изгибы русел крупных ручьев, впадающих в Иркут, свидетельствуют о проявлении в это же время также и левосдвигового смещения на этом отрезке Тункинского разлома амплитудой порядка 400-600 м. Таким образом, средние скорости горизонтальных движений по разлому в плейстоцене достигают 0,4— 0,7 мм/год. К северо-западному окончанию Тибельтинского отрезка Тункинского разлома приурочена Торская сейсмогенная структура (см. рис. 2), выраженная взбросо-сдвигом с приподнятым на 15 м юго-западным крылом [19, 20, 24]. По-видимому, неоднократные левосторонние подвижки по разрыву вызвали подновление уступа и, как следствие — крутой поворот русла р. Подкукой на восток с формированием подпрудного озера, которое получило сток в период отсутствия движений. В дальнейшем в результате продолжающихся левосдвиговых смещений р. Подкукой изменила направление стока, использовав русло более западного водотока.

Туботский отрезок Тункинского разлома (см. рис. 2) протягивается в запад-северо-западном направлении (аз. 280—290°) на 40—45 км и представляет собой серию кулисно расположенных сбросовых уступов с падением плоскостей сместителей на юго-запад под углом 60-70°. С торцов кулисы ограничены небольшими разрывами северо-восточного простирания, возможно, с левосторонними смещениями, разрабатываемые руслами временных голоценовых потоков. Ширина разломной зоны достигает 2 км. Сбросовые смещения, сочетающиеся с изгибом, дают суммарный размах рельефа от 700-800 до 1400-1600 м, т. е. средняя скорость позднеплиоцен-плейстоценовых вертикальных движений может быть оценена в 0,2 мм/год (без учета величины прогибания впадины). По искривлению русел рек Цаган-Узун, Тубота, Улунтуй, Белух, Большая и Малая Харимта и других, заложившихся, по-видимому, еще в эоплейстоцене, фиксируется левосдвиговое смещение по этому отрезку Тункинского разлома амплитудой до 700 м, т. е. со скоростью около 1 мм/год, что на полпорядка больше скоростей минимальных вертикальных движений.

Возле курорта Аршан (см. рис. 2) Тункинский разлом через 4-километровый субширотный отрезок резко меняет простирание с запад-северо-западного на северо-восточное и восток-северо-восточное. Субширотный участок наиболее хорошо изучен благодаря доступности и обнаженности. Вертикальную амплитуду разлома оценивают здесь от 300—400 [28] до 1000 м при 5-километровом размахе новейших движений в ре-

зультате пластического изгиба кристаллического основания, которым, по мнению Н. А. Флоренсова [22, 23] и В. В. Ружича [18], сопровождалось сбросовое опускание дна Тункинской впадины. Ширина зоны разлома равна 1200 м. Она выражена сильно раздробленными, перетертыми и местами превращенными в муку милонитизированными породами с трещинами, заполненными графитизированными образованиями, по которым, как правило, фиксируются широтные сбросовые смещения и левосторонние горизонтальные подвижки. Как показала проведенная нами глазомерная съемка, насчитывается шесть сбросо-сдвиговых уступов, вертикальная и горизонтальная амплитуда которых (кроме самого южного) по деформациям III, IV и V средне- и позднеплейстоценовых террас р. Кынгарги может быть оценена соответственно в несколько метров и первые десятки метров (рис. 3). Два самых южных уступа описаны в литературе как Аршанская сейсмогенная структура [20]. На левом берегу р. Кынгарги это два сброса, имеющие южное падение под углом 75-80° и вертикальную амплитуду 20 и 11 м. Сбросы смещают поверхность III позднеплейстоценовой террасы высотой 16 м, при этом приподняты их северные лежачие крылья и III терраса выше уступов имеет относительную высоту над руслом 47 м. По изгибу в плане тылового шва I надпойменной террасы устанавливается левостороннее горизонтальное смещение по указанным сбросам: по первому 30 и по второму 15 м.

На правом берегу р. Кынгарги Аршанская сейсмогенная структура выражена несколькими сбросовыми уступами и параллельным им тектоническим рвом шириной 8 и глубиной 2,8—3,3 м. Сбросы с южным падением под углом 75-80° смещают поверхность той же III 16-метровой речной террасы на относительную высоту до 25 м, т. е. на 9 м вверх (обратный взброс) при горизонтальной левосторонней подвижке до 15 м. Поверхность I террасы нарушена уступом высотой 1,3 м. Отсюда следует, что поднятие III террасы р. Кынгарги на 20-22 м на ее левом берегу (до 47 м относительной высоты по сравнению с 25-метровой на правобережье) произошло как по описанному субширотному сбросу, так и по субмеридиональному разрыву, разрабатываемому руслом реки. На его существование уже указывали некоторые исследователи, в том числе В. В. Ружич [18], характеризуя его как раздвиг. Южное продолжение Кынгарского разрыва фиксируется также по геофизическим данным [7]. К нему приурочены проявившиеся в зоне растяжения вытянутые субмеридиональной цепочкой плейстоценовые вулканы Тункинской впадины, Кунтенский минеральный источник на горе Священной и др. Именно в месте пересечения Кынгарского раздвига с Тункинским сбросом выходят на поверхность термальные минеральные воды курорта Аршан (см. рис. 2). Отношение ³Не/⁴Не здесь равно 950.10-⁸ [12], что несомненно свидетельствует о глубинности и современной активности Тункинского разлома.

На основании вышеизложенного, а также анализа деформаций террас различных возрастных генераций долины р. Кынгарги формирование Аршанской сейсмогенной структуры можно представить себе как серию подвижек. В интервале от 55 до 10 тыс. лет назад (т. е. после образования III террасы) произошел подъем на 20 м прямоугольного блока левобережья р. Кынгарги по субмеридиональному разрыву и субширотному сбросу, а затем осуществилось обновление Тункинского сброса на обоих берегах реки на протяжении 3-4 км с подъемом лежачего крыла на 9м. В интервале от 10 до 4,5 тыс. лет назад обновилась восточная часть Тункинского сброса до западной ветви Кынгарского раздвига с опусканием висячего крыла на 1,3 м. Вместе с тем в интервале от 10 тыс. лет назад до настоящего времени, т. е. в течение голоцена, проявились левосдвиговые смещения по 20- и 10-11-метровым уступам соответственно на 30 и 15 м, т. е. в сумме на 45 м. По этим данным могут быть рассчитаны средние позднеплейстоцен-голоценовые скорости тектонических движений на этом участке Тункинского разлома: вертикальные, равные 0,5 мм/год, и горизонтальные — 4,5 мм/год, т. е. почти на порядок более высокие.



Рис. 3. Схема сбросо-сдвиговых уступов Тункинского разлома в районе курорта Аршан (по результатам глазомерной съемки автора. В 1 см — 100 м) л — тектонические рвы; 2 — склоны сбросовых уступов, близкие к плоскостям смести-телей разрывов; 3 — вертикальная амплитуда сбросов, м; 4 — углы падения плоскостей сместителей; 5 — номера сбросовых уступов; 6 — минеральные термальные источники; - скважины на минеральную воду; 8 — условные номера террас р. Кынгарги, НП низкая пойма, ВП — высокая пойма; 9 — относительная высота пойм и террас над руслом, м; 10 — водопад. Остальные условные обозначения см. на рис. 2

Более западный участок Тункинского разлома северо-восточного простирания (аз. 50°) длиной примерно 10 км (см. рис. 2) также демонстрирует признаки высокой активности. К нему приурочены выходы минеральных вод ключей Амиань, Субурга, Папий Аршан и др., а также сейсмогенные структуры. Здесь описаны 30-50-метровые сбросовые уступы конусов выноса рек Буготой, Талта, Малый Буготой и Зун-Хандаган, сопровождаемые тектоническими рвами шириной до 70 и глубиной 5-6 м, а также оползнями и обвалами [20]. Как можно судить по анализу рельефа, смещениями задет уровень III позднеплейстоценовой террасы, формирование которой завершилось около 55-58 тыс. лет назад. Отсюда рассчитывается скорость позднеплейстоцен-голоценовых вертикальных движений по разрыву, достигающая 0,8 мм/год. Судя по изгибу русел указанных долин, заложившихся, по-видимому, в начале плейстоцена, в зоне разлома на этом участке проявились и левосдвиговые смещения амплитудой до 200-300 м, т. е. со средними скоростями не более 0,3-0,4 мм/год, что примерно вдвое меньше скоростей вертикальных перемещений. Голоценовые врезы временных водотоков на этом участке разлома разрабатывают, как правило, трещины северо-западного простирания, по которым можно предположить правосдвиговые смещения.

Расположенный западнее участок Тункинского разлома восток-северо-восточного простирания (аз. 60—65°) длиной 12 км по анализу рельефа и изгибу русел пересекающих его речных долин может быть классифицирован как левый сбросо-сдвиг.

Далее на запад на протяжении более чем 30 км Тункинский разлом приобретает субширотное простирание (см. рис. 2). Здесь он был детально изучен нами по долинам рек Хубыты и Ихэгер. При выходе их с гор насчитывается шесть сбросовых уступов, обрывающих среднеплейстоценовый трог долин: первый и второй (считая сверху) высотой по 40 Μ; третий, четвертый и пятый — по 10—12 м и шестой — 80 м, т. е. в сумме более 200 м. Таким образом, средняя скорость вертикальных смещений на этом участке Тункинского разлома за позднеплейстоцен-голоценовое время может быть определена в 1 мм/год при средних скоростях вертикальных неотектонических движений, установленных по размаху рельефа и мощности отложений, 0,16 мм/год. По изгибу русел ручьев Хубыты, Ихэгер, Харым, Булык и др., заложенных, вероятно, в начале плейстоцена, выявляется также левосдвиговая составляющая движений по разлому со средними скоростями за плейстоцен порядка 3-4 мм/год и 3a голоцен до 10 мм/год, т. е. в несколько раз большими, чем скорости вертикальных перемещений.

Западнее, на протяжении 8 км, Тункинский разлом имеет северо-восточное простирание (аз. 40°), которое сменяется снова субширотной ориентировкой на участке в 7 км и еще раз северо-восточной (аз. 50°) на участке в 15—16 км (см. рис. 2). На каждом из этих отрезков разлома проявляются морфологические черты, которые присущи уже описанным его участкам тех же структурных направлений: несколько уступов и преобладание левосдвиговых перемещений над сбросовыми вертикальными смещениями при субширотной ориентировке и, наоборот, единая плоскость сместителя и бо́льшая сбросовая составляющая движений по сравнению с левосдвиговой при северо-восточном простирании.

О современной активности Тункинского разлома свидетельствуют приуроченные к нему эпицентры крупных землетрясений: 3 сентября 1914 г., 8 марта 1920 г. и др. [19, 20].

Дугообразно изогнутый Тункинский разлом «упирается» в более южный субширотный Байкало-Мондинский тектонический шов (см. рис. 1 и 2). Последний на востоке проявлен геоморфологически [14] в виде спрямленной долины р. Ильчи, покинутой древней долины р. Иркут (ныне сквозной из бассейна р. Малая Быстрая в бассейн р. Нижняя Тибельти), субширотных участков верховьев русел р. Верхняя Тибельти и р. Хар-Горхон, флексурообразных перегибов позднеплиоценовой поверхности выравнивания в низовях р. Зун-Мурин и т. д. В центральной и западной частях Тункинской впадины зону разлома разрабатывает р. Иркут, что подчеркнуто различным характером новейших деформаций III позднеплейстоценовой террасы на его берегах — крыльях разлома и разницей в их геологическом строении. На пересечении Байкало-Мондинского тектонического шва с Кынгарским субмеридиональным раздвигом выходят на поверхность термальные воды крупнейшего минерального источника Тункинской впадины — Новый Жемчуг. Отношение ³Не/⁴Не здесь очень высоко — 1120 · 10⁻⁸ [12] (см. рис. 2).

У пос. Шимки, Туран и Могойты зоны Байкало-Мондинского разлома трижды кулисно смещается к югу на 1—3 км. Кулисы соединяются разрывами северо-восточной ориентировки, разрабатываемыми руслом Иркута. В 1,5 км к северу от пос. Могойты такой разрыв обрывает среднеллейстоценовые моренные образования урочища Нуркутул. Высота уступа равна 35—40 м, что свидетельствует о средних скоростях вертикальных движений по нему в позднеплейстоцен-голоценовое время порядка 0,4 мм/год. Можно предположить, что на продолжении Шимкинского разрыва 8 января 1963 г. произошло семибалльное Хамар-Дабанское землетрясение (M=4,5), имевшее изосейсты, вытянутые в северо-восточном направлении. Зона сейсмического затишья этого землетрясения [20] располагалась как раз к северу от Байкало-Мондинского разлома, т. е. на другом его крыле.

Одновременно к западу от пос. Шимки, по-видимому, протягивается более северная прямолинейно уходящая на запад ветвь Байкало-Мондинского разлома (см. рис. 2), дробящая архейский массив Ниловского отрога и ставшая каналом для излияния неогеновых базальтов в этом районе. Именно к ней приурочены выходы серных и радоновых термальных вод курорта Нилова Пустынь с отношением ³He/⁴He=280·10⁻⁸ [12].

У пос. Харадабан обе ветви Байкало-Мондинского разлома смыкаются. Здесь они пересекаются двумя разрывами северо-западного простирания, разрабатываемыми верховьями р. Бурухтуй и руслом Иркута и р. Харадабан, имеющих на берегах прекрасно обнаженные практически вертикальные обширные зеркала скольжения. Эти разрывы являются фрагментом протяженного линеамента, дешифрируемого на космическом снимке «Метеор-31» (от 11 ноября 1981 г.) от вулканических построек Кропоткина и Перетолчина в Восточном Саяне параллельно Главному Саянскому разлому к верховьям р. Снежной в хр. Хамар-Дабан (см. рис. 1).

К западу от этих разрывов Байкало-Мондинский разлом протягивается уже в виде одной зоны, смещенной на 1—3 км к северу (см. рис. 2). Здесь он получил название Харадабан-Мондинского. Благодаря хорошей обнаженности разлом доступен непосредственному изучению на протяжении примерно 25—30 км. Здесь он представлен субширотной системой параллельных и кулисообразных подставляющих одна другую зон дробления, рассланцевания, милонитизации, а иногда и графитизации пород мощностью в несколько десятков или сотен метров, выраженных в рельефе тектоническими сбросовыми уступами, открывающими в ряде мест фрагменты плоскостей сместителей с великолепными зеркалами скольжения (рис. 4). Число таких уступов по одному профилю может достигать 8-10 и даже 12; всего же нами их было выявлено 16. Ширина всей зоны дробления колеблется от 3 до 5 км. Очевидно, что это древний омоложенный в новейшее время разлом. Таким образом, на западе приподнятым является северное крыло Байкало-Мондинского разлома (что особенно хорошо видно в Мондинской котловине), а на востоке - южное. То есть Байкало-Мондинский разлом — шарнирный, и шарнир его располагается в зоне пересечения с разрывами северо-западного простирания у пос. Харадабан 14.

Суммарная амплитуда перемещений по системе сбросовых уступов западного участка Байкало-Мондинского разлома в новейшее время может быть оценена не менее чем в 1400 м, что дает скорость вертикальных смещений, видимо, с позднего плиоцена порядка 0,4 мм/год. Кроме того, по изгибу русел левых притоков р. Иркут по каждому из сбросовых уступов разлома фиксируются горизонтальные левосторонние подвижки величиной от 50 до 300 м, что в сумме, как показали наши подсчеты, составляет 2,2 км. Если считать, что долины этих притоков образовались после эоплейстоцена, то средняя скорость плейстоцен-голоценовых горизонтальных движений по Байкало-Мондинскому разлому составит 2,8 мм/год. Коленообразные изгибы русла Иркута, совпадающие с плоскостями смещения тектонических уступов, появились, по-видимому также в результате левосторонних подвижек по ним. Поскольку долина Иркута формировалась скорее всего с конца плиоцена, горизонтальные смещения по всем плоскостям зоны разлома, составляющие в сумме, по нашим замерам, 7,6 км, осуществились с той же скоростью, т. е. около 3,0 мм/год. Таким образом, горизонтальная составляющая новейших движений по Байкало-Мондинскому разлому в отдельные отрезки времени могла более чем в 7-8 раз превышать вертикальную.

О позднеплейстоцен-голоценовой тектонической активности Байкало-Мондинского разлома свидетельствует расположенный в его зоне вулкан в долине р. Хулугайша, который прорывает, по нашим данным, морену максимального среднеплейстоценового (самаровского) оледенения. К



Рис. 4. Сбросовые уступы Харадабан-Мондинского отрезка Байкало-Мондинского разлома (к западу от пос. Монды) (фото автора)

продуктам извержения вулкана прислонены моренные образования более позднего и менее мощного (тазовского) оледенения второй половины среднего плейстоцена, что позволяет определить время извержения вулкана около 180 тыс. лет назад.

Современная активность Байкало-Мондинского шва подтверждается приуроченными к нему эпицентрами крупных землетрясений: 22 августа 1814 г. у пос. Шимки (9 баллов), 24 февраля 1820 г. в Туране (9 баллов), 8 марта 1829 г. в Туране и пос. Шимки (9 баллов, M=7,0), 10 августа и 22 октября 1958 г. Кырене (5—6 баллов) и т. д. Мондинское 9-балльное землетрясение 5 апреля 1950 г. (M=6,75) было результатом тектонического смещения по нескольким сбросовым уступам разлома с азимутом простирания 280° и углом падения 90°. Изучение возникших при землетрясении трещин длиной до 600 м и шириной до 1—2 м на протяжении 2—2,5 км показало преимущественно сбросовый характер подвижек, достигающих вертикальной амплитуды 0,8 м, с признаками левосторонних смещений в 10—15 см [20].

Западнее (см. рис. 1) Байкало-Мондинский разлом разветвляется и прослеживается в виде малоамплитудных 200- и 500-метровых разрывов с приподнятыми южными крыльями по долине Белого Иркута и вдоль северного подножия массива Мунку-Сардык и примерно 700-метрового разрыва с приподнятым северным крылом вдоль его южного подножия. Последний разрыв, как видно на космическом снимке, протягивается в субширотном направлении к северным окончаниям Хубсугульской и Дархатской котловин [14].

Кинематика разломов. Таким образом, Тункинский и Байкало-Мондинский разломы представляют собой дизъюнктивные структуры древнего заложения, омоложенные на новейшем этапе развития и в настоящее время глубоко проникающие в земную кору. Об этом свидетельствуют приуроченные к ним многочисленные термальные минеральные источники с мантийными отношениями изотопов гелия, молодые и современные вулканы, а также землетрясения с гипоцентрами на глубине 20—25 км. Разломы могут быть охарактеризованы как левосторонние сбросо-сдвиги, у которых в целом суммарная горизонтальная составляющая движений в несколько раз превосходит вертикальную. Однако в зависимости от простирания отдельных отрезков разломов меняется не только их морфология (ширина зоны, угол падения плоскости сместителя, наличие одного или нескольких уступов), но и кинематическая характеристика (соотношение вертикальной и горизонтальной составляющих движений по амплитуде и скоростям). Причем это соотношение меняется вполне закономерно. Так, на Тибельтинском участке Тункинского разлома северо-западного простирания (аз. 310—315°) с одной крутой плоскостью сместителя скорости позднеплиоцен-плейстоценовых горизонтальных левосторонних перемещений превышают вертикальные подвижки за тот же отрезок времени примерно в 2 раза, на Туботском участке запад-северо-западной ориентировки (аз. 280—290°) с несколькими более пологими сбросовыми ступенями — в 5 раз. На субширотных многоступенчатых Аршанском и Хубытинском участках позднеплейстоценголоценовые скорости левосторонних горизонтальных движений в 9—10 раз превышают скорости вертикальных смещений (за тот же временной интервал).

Таким образом, чем ближе к широтному направлению простирание разлома, тем больше отношение левосторонней сдвиговой составляющей движений к вертикальной. Это подтверждается и позднеплейстоцен-голоценовыми горизонтальными левосдвиговыми смещениями по субширотному Байкало-Мондинскому разлому, в 7—8 раз превышающими по амплитуде и скоростям вертикальные движения по нему. В то же время на участке Тункинского разлома северо-восточного простирания (аз. 50°) развит наиболее пологий сбросовый уступ и вертикальные позднеплейстоцен-голоценовые скорости движений в 2 раза больше горизонтальных левосдвиговых, т. е. там сформировались прежде всего сбросы с незначительной горизонтальной составляющей движений.

Новейшее поле напряжений. Все вышеизложенное позволяет прийти к выводу о диагональном расположении осей главных нормальных напряжений в новейшем поле: северо-запад — юго-восточном растяжении и юго-запад — северо-восточном сжатии. Только в этих условиях и могли сформироваться преимущественно сбросы северо-восточного простирания, субширотные левые сдвиги с преобладающим горизонтальным (по отношению к вертикальному) смещением и крутые, близкие к вертикальным, разломы (с незначительной горизонтальной составляющей движений) северо-западной ориентировки.

По механизмам очагов землетрясений непосредственно в Тункинской впадине констатируются близкогоризонтальные растягивающие усилия, ориентированные в северо-запад — юго-восточном направлении (аз. 320—324°), и субвертикальные или наклоненные под углом 50° к горизонту сжимающие напряжения [19, 20]. В горном же обрамлении Тункинской впадины, в хр. Тункинские гольцы и Хамар-Дабан, сжатие, по тем же данным, близгоризонтально (аз. 31—42°), а растяжение — субвертикально [там же]. Аналогичное поле напряжений характерно и для окружающих территорий.

Это свидетельствует о наличии в новейшем поле напряжений регионального сжатия, ориентированного в северо-восточных румбах (повторим: аз. 31—42°) [14, 15], которое обусловило формирование структур растяжения (сбросов, например), вытянутых в этом же направлении, а также перпендикулярных к нему структур сжатия (например, взбросов и надвигов с простиранием 290—320°, описанных В. В. Ружичем [18, 22]).

Рифтогенный же процесс (подъем разуплотненных мантийных веществ непосредственно к подошве земной коры под днищем рифтовых впадин, одной из которых является Тункинская депрессия [7]) усиливает растягивающие напряжения северо-запад — юго-восточного простирания, предопределенные региональным сжатием.

Эта интеграция усилий на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны — регионального сжатия, направленного с юго-запада на северо-восток, и локального рифтогенного растяжения, ориентированного в северо-запад — юго-восточном направлении, — определяет образование такого крупного широтного левого сдвига, каким является Байкало-Мондинский разлом [14, 15]. Новейшие, преимущественно позднеплиоцен-четвертичные, горизонтальные смещения по нему привели к фор-



Рис. 5. Принципиальная схема расположения структур сжатия и растяжения у концов сдвига по А. В. Лукьянову [3] 1 — структуры сжатия; 2 — структуры растяжения; 3 — сдвиг (стрелкой показано на-

правление смещения крыльев)

Рис. 6. Локальное поле напряжений и ожидаемые вторичные нарушения вблизи концов разрыва для случая одноосного горизонтально ориентированного под углом сжатия, по Д. Н. Осокиной и Н. Ю. Цветковой [16]

1 — а — разрыв; б — направление смещения его крыльев; 2, 3 — пары сопряженных поверхностей скалывания: 2 — первая система трещин, 3 — вторая система трещин; 4 ожидаемые отрывные нарушения у концов разрыва

мированию специфических структур сжатия и растяжения на его крыльях.

Впервые вопрос о закономерностях расположения таких структур в условиях сдвига был рассмотрен А. В. Лукьяновым [3]. Эти закономерности понятны из рис. 5: во фронтальной части сдвига формируются структуры сжатия, в тыловой — растяжения и отрыва. Экспериментально такие же пространственные взаимоотношения структур в зонах сдвигов были подтверждены работами Д. Н. Осокиной и Н. Ю. Цветковой [16] (рис. 6), а впоследствии П. М. Бондаренко и И. В. Лучицкого.

Для Байкало-Мондинского разлома выделяются следующие структуры такого типа. На северном его крыле, во фронтальной части этого левого сдвига, к структурам сжатия и скучивания могут быть отнесены молодые дислокации хребта Большой (Пограничный) Саян с максимальными в этом районе высотами; в тыловой части структурой растяжения, по-видимому, субмеридионально ориентированная северная половина Южно-Байкальской впадины. На южном крыле сдвига во фронтальной части область сжатия представлена структурами наиболее высокогорного района хр. Хамар-Дабан, примыкающего к южной оконечности оз. Байкал; в тыловой части сдвига располагаются структуры растяжения — меридионально вытянутые, с просевшими блоками днищ ограниченные сбросами Хубсугульская и Дархатская котловины. Наряду со структурами сжатия и растяжения на крыльях сдвигов экспериментально доказано [16] существование диагональных правосторонних и левосторонних сколов (см. рис. 6). С этих позиций наиболее молодые разломы северо-западного и северо-восточного простираний Тункинской впадины (см. рис. 2) получают логическое объяснение.

Выявленное современное поле напряжений и геодинамическая обстановка в условиях левого сдвига на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны являются результатом новейших тектонических движений большого сегмента Азиатского континента и поэтому имеют большое значение для понимания процессов новейшего тектогенеза как Байкальской рифтовой зоны в целом, так и окружающих ее орогенических областей.

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют о том, что анализ смещений датированных форм рельефа в зонах разломов является мощным средством выявления их морфологии и кинематики, а также соотношения горизонтальных и вертикальных движений по этим зонам на новейшем этапе тектогенеза. Морфолого-кинематическая характеристика разломов в зависимости от их простирания позволяет выяснить современную геодинамическию обстановку и новейшее поле напряжений.

99

Литература

- 1. Алексеев М. Н., Девяткин Е. В., Архипов С. А. и др. Проблемы четвертичной геологии Сибири//Четвертичная геология и геоморфология. МГК. 27-я сес. Доклады. Т. З. М.: Наука, 1984. С. 3-12.
- 2. Архипов С. А., Девяткин Е. В., Шелкопляс В. Н. Корреляция четвертичных оледенений Западной Сибири, Горного и Монгольского Алтая, Восточной и Западной Монголии (по термолюминесцентным данным)//Проблемы стратиграфии и палеогео-графии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 149—162, 3. Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцев С. В. Горизонтальные пере-
- мещения по разломам и некоторые методы их изучения//Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 5—33. 4. Геохронология СССР. Т. III. Новейший этап (поздний плиоцен четвертичный пе-
- риод). Л.: Недра, 1974. 360 с.
- 5. Девяткин Е. В. Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция)//Совместная Советско-Монгольская научно-исследовательская геологическая экспедиция. Труды. Вып. 27. М.: Наука, 1981. 196 с. 6. Ендрихинский А. С. Последовательность основных геологических событий на тер-
- ритории Южной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене//Поздний плейстоцен и голоцен Юга Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 6-35.
- 7. Зорин Ю. А. Структура рифтовых впадин и глубинное строение Прибайкалья по гравиметрическим данным//Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М.: Наука, 1968. С. 90-107.
- 8. Карта активных разломов СССР и сопредельных территорий. Масштаб 1:8 000 000/ Под ред. В. Г. Трифонова. М.: ГУГК СССР, 1987.
- Карта неотектоники Прибайкалья и Забайкалья. Масштаб 1:2500 000/Под ред. Н. А. Логачева. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1982.
- 10. Логачев Н. А. Саяно-Байкальское Становое нагорье//Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. С. 7—163. 11. Логачев Н. А., Флоренсов Н. А. Байкальская система рифтовых долин//Роль риф-
- тогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 19-29.
- 12. Ломоносов В. С., Пампура В. Д. Геохимические критерии ювенильности современных гидротерм Байкальского рифта и Восточно-Камчатской вулканической зоны//
- Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 71.
 Лукина Н. В. О скоростях эрозии в низовьях Бии//Современные геоморфологические процессы на территории Алтайского края (тезисы докладов). Бийск: Алт. отд. ГО СССР, 1984. С. 31—32.
 Лукина Н. В. Использование аэрокосмических средств при изучении морфологии и
- кинематики новейших движений по некоторым разломам Байкальской рифтовой зо-ны//Аэрокосмическое изучение современных и новейших тектонических процессов. М.: Наука, 1988. С. 45-52.
- 15. Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов (Трифонов В. Г., Востриков Г. А., Кожурин А. И., Лукина Н. В., Макаров В. И., Скобелев С. Ф.). М.: Наука, 1988. 366 с. 16. Осокина Д. Н., Цветкова Н. Ю. Изучение локального поля напряжений и прогноз
- вторичных нарушений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений с учетом третьего главного напряжения//Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 163—184. 17. Путеводитель экскурсий А-13 и С-13. XI конгресс ИНКВА. М.: ВИНИТИ, 1981. 43 с.
- 18. Ружич В. В. Разломы юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны и некоторые вопросы динамики их формирования: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1972. 23 с.
- 19. Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М.: Наука, 1968.
- 20. Сейсмотектоника и сейсмичность юго-восточной части Восточного Саяна. Новоси-бирск: Наука, 1975. 134 с.
- Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука, 1979. 125 с.
- 22. Флоренсов Н. А. О роли разломов и прогибов в структуре впадин байкальского ти-па//Вопросы геологии Азии. Т. І. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 670—685.
- 23. Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.; Л.: Изд-во AH CCCP, 1960. 260 c.
- 24. Хромовских В. С. Сейсмогеология Южного Прибайкалья. М.: Наука, 1965. 121 с. 25. Шерман С. И. Сдвиги и трансформные разломы литосферы//Проблемы разломной
- тектоники. Новосибирск: Наука, 1981. С. 5—26. 26. Шерман С. И., Леви К. Г. Горизонтальные движения земной коры на флангах Байкальской рифтовой зоны и современная гидротермальная деятельность//Геодинами-
- ка и полезные ископаемые. М.: Изд-во ГКНТ Совмина СССР, 1976. С. 100—101. 27. Шерман С. И., Леви К. Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов//Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 7-18.
- 28. Шерман С. И., Медведев М. Е., Ружич В. В. и др. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1973. 136 с.

Геологический институт АН СССР Москва, 109017

Поступила в редакцию 23.IX.1985