

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

УДК 551.24 (571.53/55)

ПРОЯВЛЕНИЯ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ
НА ЮГЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А.В. Аржанникова, С.Г. Аржанников

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Получены новые данные о проявлении кайнозойской тектоники в пределах юго-западной окраины Сибирской платформы. Выявлены постмиоценовые взброснадвиговые деформации в зоне Аларь-Бельского разлома. В разрезах позднелейстоцен-голоценовых отложений в нижнем течении р. Белая и на левобережье р. Ангара обнаружены сейсмогенные трещины со смещением слоев, связанные как с местными сейсмическими очагами, так и с сотрясениями от удаленных землетрясений.

Кайнозойская тектоника, тектонические деформации, юг Сибирской платформы.

NEOTECTONIC DEFORMATION IN THE SOUTHWESTERN SIBERIAN CRATON

A.V. Arzhannikova and S.G. Arzhannikov

New neotectonic data from the southwestern periphery of the Siberian craton reveal post-Miocene thrusting with a reverse component in the zone of the Alar'-Belaya fault. Traces of activity were found in Late Pleistocene-Holocene sections in the lower reaches of the Belaya River and on the left bank of the Angara as seismic rupture in sediments produced by local and remote shocks.

Cenozoic tectonics, deformation, southwestern Siberian craton

ВВЕДЕНИЕ

Существующие представления о преобладающих источниках тектонических напряжений в земной коре связаны с глобальной тектоникой плит. Горизонтальное перемещение тектонических плит создает на их границах колоссальные напряжения, которые приводят к крупномасштабному короблению коры как в зоне соприкосновения, так и глубоко внутри континентов. Степень внутриконтинентальных деформаций связана с прочностными свойствами пород, мощностью коры и литосферы, а также с ее возрастом. Естественно, при всех прочих условиях, наиболее устойчивыми оказываются стабильные жесткие платформы. Анализ рельефа свидетельствует, что значительной переработке подвержены территории, расположенные по периферии платформ (орогены), и краевые части последних (периорогены). Картируемые послонные срывы даже в приповерхностных частях свидетельствуют о значительных горизонтальных перемещениях крупных пластин в пределах краевых частей Сибирской платформы [1]. Деформации позднечетвертичных отложений этой территории являются следствием как собственных (внутриплатформенных) тектонических событий, так и событий, происходящих в пределах орогена.

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Районом исследований является юго-западная часть активизированной окраины древней Сибирской платформы. До середины 60-х годов, во времена преобладания в отечественной геотектонике идей фиксизма, господствующим типом тектонических движений считались вертикальные. Только с развитием идей мобилизма о крупномасштабных горизонтальных перемещениях литосферных плит ученые по-другому взглянули на тектонические процессы, развивающиеся в земной коре. С тех пор тектоника юга Сибирской платформы рассматривается в тесной связи с эволюцией Центрально-Азиатского подвижного пояса. В работах последних лет [2, 3 и др.] широко представлен материал, доказывающий, что на юге Сибирской платформы более распространены надвиговые дислокации с зональным строением, представляющие собой ряд покровно-складчатых поясов. Картируемые послонные срывы, даже в приповерхностных частях, свидетельствуют о значительных горизонтальных перемещениях крупных пластин, размеры которых для юга Сибирской платформы достигают десятков квадратных километров. Согласно

изложенному в работе [2], механизм формирования шарьяжно-надвиговых дислокаций связан с коллизионными процессами. Выделяются следующие рубежи коллизионных обстановок, которые являются основными возрастными реперами надвиговых структур юга Сибирской платформы и складчатого обрамления. Конец рифея—венд: заложение надвигов и шарьяжей; ранний палеозой (силур—девон): главная фаза покровообразования в краевых структурах юга Сибирской платформы; поздний палеозой—ранний мезозой: активизация покровообразования; поздний мезозой (конец юры—мел): завершающие коллизионные процессы. По данным А.С. Гладкова [4], разрывные нарушения (в том числе и пологие) в осадочном чехле юга платформы активизировались и в позднем кайнозое. Результаты наших исследований также свидетельствуют о развитии позднекайнозойского разрывообразования на юге Сибирской платформы.

Неотектоническое развитие территории юга Сибирской платформы, во время которого формировались основные структуры современного рельефа, началось в олигоцене. Автор работы [5] неотектонический этап подразделяет на несколько подэтапов: олигоценовый, неогеновый, эоплейстоценовый и плейстоцен-голоценовый. Предшествующий ему позднемезозойско-раннекайнозойский этап развития рельефа характеризуется медленным денудационным выравниванием, приведшим к образованию поверхности с мягкими холмисто-увалистыми возвышенностями, формированию мел-палеогеновой коры выветривания и накоплению продуктов ее переотложения. Олигоценовый подэтап развития территории характеризуется интенсивными поднятиями и бурным оживлением эрозионных процессов, расчленивших мел-палеогеновую поверхность выравнивания. Тектонические движения были дифференцированы, в результате чего холмисто-увалистый рельеф приобрел ярусное строение. Неогеновый подэтап был временем относительного покоя или слабых поднятий, при котором формировались поверхности выравнивания и развивалась заложившаяся в олигоцене речная сеть. Главный подэтап неотектонической активизации района относится к эоплейстоцену. Он проявился в виде отдельных тектонических импульсов, которые чередовались с кратковременными периодами относительного покоя. Во время плейстоцен-голоценового подэтапа продолжалось дальнейшее развитие тектонических движений [5].

КИНЕМАТИКА АКТИВНЫХ В КАЙНОЗОЕ РАЗЛОМОВ

Граница между Сибирской платформой и ее юго-западным горным обрамлением имеет взбросо-сдвиговый и надвиговый характер [6]. Основным разрывным нарушением, ограничивающим с юго-запада Сибирскую платформу, является Главный Саянский разлом (рис. 1 (1)), имеющий в кайнозое левостороннюю взбрососдвиговую кинематику [7]. Наиболее крупными разрывными нарушениями, заложеными в фундаменте и чехле южной части платформы, являются Передовой (см. рис. 1 (2)) и Ангарский (см. рис. 1 (3)) разломы северо-западного простирания. Передовой — это взбросонадвиг [6], в зоне которого закартирован и детально изучен рядом исследователей Ангарский надвиг [1, 2, 8 и др.]. Ангарский разлом предположительно определяется как правосторонний сдвиговзброс [9]. С юго-востока платформу ограничивают Обручевский (см. рис. 1 (4)) и Приморский (см. рис. 1 (5)) рифтогенные разломы. Обручевский является сбросом, а кинематический тип Приморского разлома в кайнозое рядом исследователей [10, 11 и др.] определяется как правосторонний сдвиго-сброс.

Разломы более высоких порядков, менее изученные и описанные в литературе, также играют существенную роль в неотектоническом развитии южной окраины Сибирской платформы. Большой интерес среди них представляет Аларь-Бельский разлом северо-западного простирания, расположенный между Передовым и Ангарским (см. рис. 1 (6)), в зоне которого в 1786 г. произошло Бельское землетрясение (5—6 баллов) [12]. Его кинематика на кайнозойском этапе развития будет рассматриваться далее.

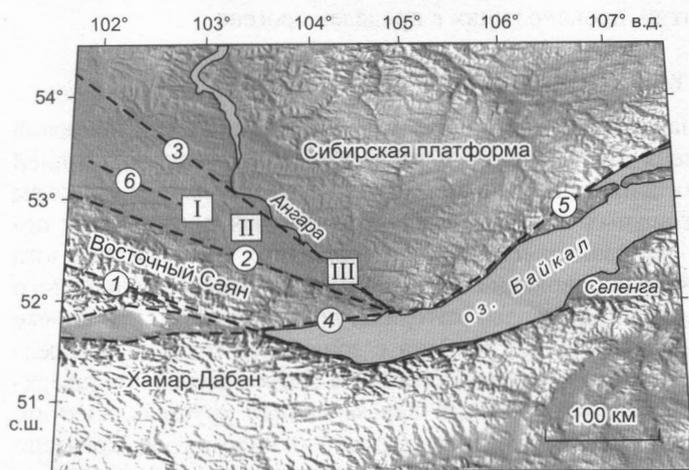


Рис. 1. Главные активные разломы юга Сибирской платформы:

1 — Главный Саянский, 2 — Передовой, 3 — Ангарский, 4 — Обручевский, 5 — Приморский, 6 — Аларь-Бельский. Римскими цифрами обозначены районы исследований (пояснения в тексте).

КАЙНОЗОЙСКИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В ЗОНЕ АЛАРЬ-БЕЛЬСКОГО РАЗЛОМА

Аларь-Бельский разлом выражен в рельефе прямолинейным уступом длиной 80 км с простираем 320° (рис. 2). Северо-восточное его крыло поднято относительно юго-западного (без учета рыхлых отложений) в среднем на 100 м, что в значительной степени повлияло на гидрологический режим притоков р. Белая (Аларь, Бол. и Мал. Белая). В настоящее время реки имеют широкие заболоченные поймы — озеровидные расширения со множеством меандр и стариц. Однако после впадения притоков в р. Бол. Белая (на простираении Аларь-Бельского разлома) характер потока меняется — пропадают меандры, и река начинает врезаться в поднятое северо-восточное крыло разлома. Вероятно, вертикальные движения по Аларь-Бельскому разлому приводили к подпруживанию долин притоков р. Белая (Аларь, Бол. и Мал. Белая), в результате чего образовывались подпорные палеозера, возможно, возникавшие неоднократно. По данным [13], подобные явления имели место в районе озеровидных расширений долин Ангары и Оки в районе Братских порогов и Илима в районе Нижнеилимска. Накопление озерных осадков в расширениях происходило за счет образования подпорных озер при импульсных вертикальных тектонических движениях.

Во время полевых работ были обследованы несколько участков юго-восточного окончания Аларь-Бельского разлома (см. рис. 1, район I). Один из них (в районе д. Мотово) представлен береговым уступом в левом борту р. Бол. Белая с очень крутым, до вертикального, падением склона. В разрезе берегового обнажения на разных гипсометрических уровнях выделяются горизонтальные зоны тектонических нарушений. Представлены они раздробленными, рассланцованными, сильно перемятыми юрскими отложениями и приурочены, как правило, к прослоям глин или углей, поскольку по пластичным породам легче происходит перемещение блоков. В этих прослоях наблюдаются закатанные фрагменты грубообломочного материала, попавшего в эти слои при подвижках. В зоны дробления также вовлекаются и вмещающие песчаники, мощности зон варьируют от нескольких сантиметров до 2 м. Азимут падения плоскостей разрывов $10 - 15^\circ$, угол от 20 до 40° . По одной из плоскостей ($15^\circ < 40^\circ$) обнаружены штрихи скольжения взбросового характера по падению трещины в глинке трения. Поскольку последняя легко поддается разрушению, хорошая сохранность штрихов скольжения свидетельствует о молодости последнего движения.

К одному из сегментов Аларь-Бельского разлома приурочены мощные тектонические деформации, обнаруженные в карьере возле пос. Бельск. В обнажениях зафиксированы отложения кембрийских доломитов, мел-палеогеновой коры выветривания по юрским песчаникам, залегающая на коре палеопочва (самые древние палеопочвы в этом районе миоценового возраста; устное сообщение к.б.н. Г.А. Воробьевой) и верхний слой современных делювиальных отложений. В одной из зачисток карьера обнаружен тектонический контакт: кембрийские доломиты залегают на мел-палеогеновой коре выветривания (рис. 3). В зоне контакта доломиты передроблены, перетерты и перемешаны с корой выветривания. Мощность зоны интенсивного дробления около 20 см. Слой доломитов на коре выветривания не сохранил первоначальную структуру, обломки породы разнонаправленно ориентированы, и их можно принять за делювиальные отложения. Однако зафиксированные деформации находятся в самой верхней части разреза на преобладающих высотах рельефа, где отсутствует источник делювиального сноса. Еще одним

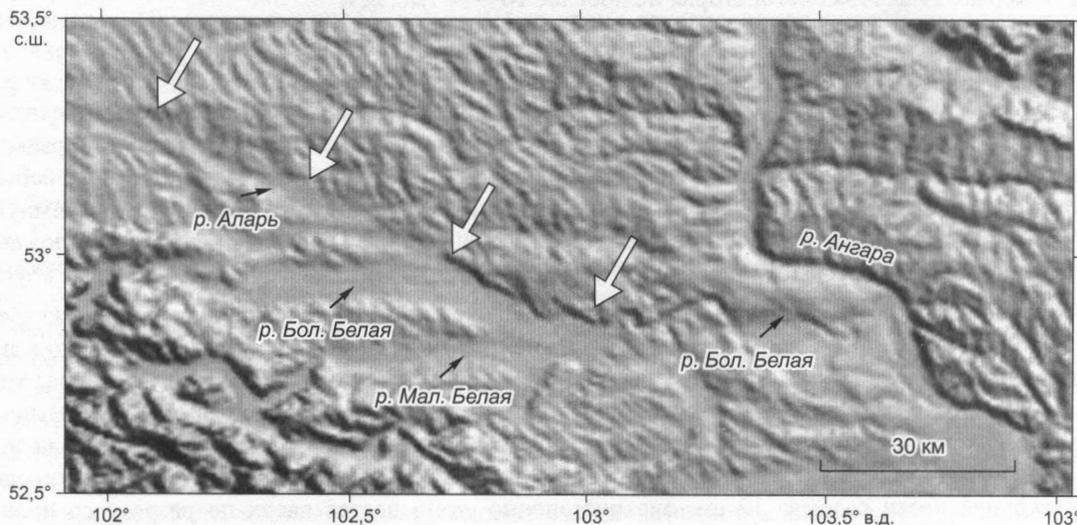


Рис. 2. Уступ Аларь-Бельского разлома (обозначен стрелками) на цифровой модели рельефа.

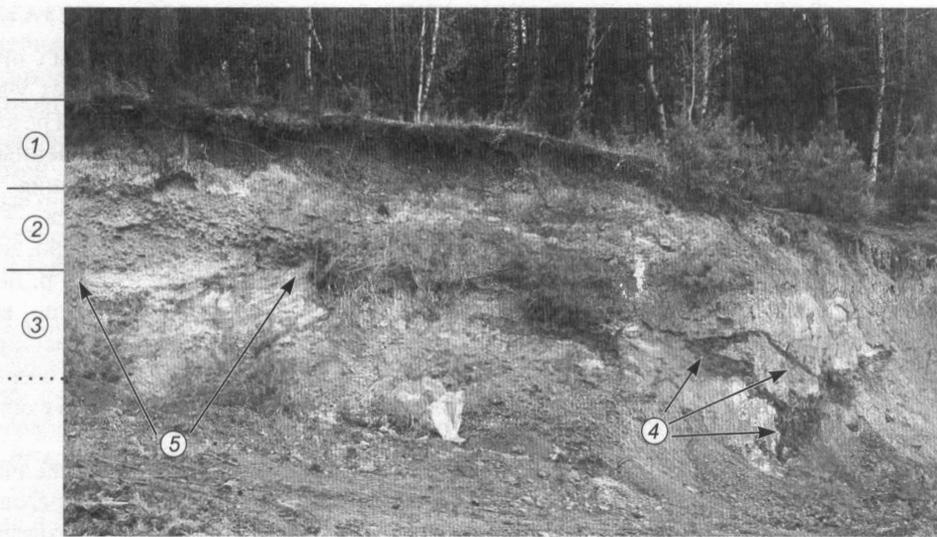


Рис. 3. Тектонический контакт кембрийских доломитов и мел-палеогеновой коры выветривания.

1 — современные делювиальные отложения, 2 — кембрийские доломиты, 3 — мел-палеогеновая кора выветривания по юрским песчаникам, 4 — перемещенный и деформированный слой палеопочвы, 5 — зона контакта в зачистке.

признаком тектонического контакта является деформированная палеопочва, залегающая в нормальном стратиграфическом положении на коре выветривания. На одних участках в зоне контакта слой палеопочвы „содран“, на других — он наблюдается фрагментами (смятый и перемешанный с отложениями коры выветривания и обломками доломитов). В этом слое по трещинам с азимутом падения $0^\circ \angle 25\text{--}40^\circ$ наблюдаются отчетливые штрихи и борозды скольжения, склоняющиеся на $90^\circ \angle 40\text{--}45^\circ$, которые могли образоваться при взбросонадвиговых подвижках по Аларь-Бельскому разлому.

Время формирования данной структуры можно определить относительно возраста деформированного субстрата. Поскольку в деформации вовлечена мел-палеогеновая кора выветривания, развитая по юрским песчаникам, и перекрывающая ее миоценовая(?) палеопочва, то движения происходили, как минимум, в постмиоценовое время. Более точно определить возраст взбросонадвиговых тектонических движений по зоне Аларь-Бельского разлома позволят детальные палеостратиграфические исследования осадочных отложений подпорных палеозер.

О тектонических импульсах позднеплейстоцен-голоценового времени в зоне Аларь-Бельского разлома свидетельствуют данные археологических исследований [14]. В пределах геoarхеологического объекта Бельск—Залог авторы указанной работы выделяют две генерации сейсмотектонической трещиноватости — первая 19 ± 2 тыс. лет и вторая не древнее 10—14 тыс. лет.

СЛЕДЫ ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕКИ БЕЛАЯ

Погребенные дислокации позднеплейстоценовых отложений возле пос. Сосновка (см. рис. 1, район II), впервые обнаруженные археологом Н.Е. Бердниковой [15], были вскрыты зачистками в стенке карьера. Они представлены системой субпараллельных разветвляющихся трещин, образовавшихся при импульсных тектонических подвижках взбросового характера, и смещающих горизонты песчаных отложений. Последние представлены переслаиванием средне- и мелкозернистых песков и супесей. Наиболее крупная трещина смещает большую часть стенки разреза, имеющей субширотное простирание, и прослеживается в шести зачистках, пройденных вдоль разрыва. В нижней части разреза (рис. 4) зафиксировано максимальное смещение по плоскостям с азимутом падения $150\text{--}165^\circ$ и углом падения $65\text{--}70^\circ$, которое уходит и ниже за пределы разреза. Общая амплитуда смещения в нижних зачистках достигает 25 см. Выше по разрезу также фиксируются несколько ветвей разрыва, основные из которых имеют азимут падения $140\text{--}145^\circ$, при этом угол падения выполаживается до 40° . Максимальная амплитуда смещения по одной из трещин верхней части разрыва 12 см, она постепенно уменьшается вверх по разрезу до полного затухания. Выше разрыв запечатан недеформированными раннесартанскими отложениями [15]. Таким образом, возраст дислокаций — предсартанский.

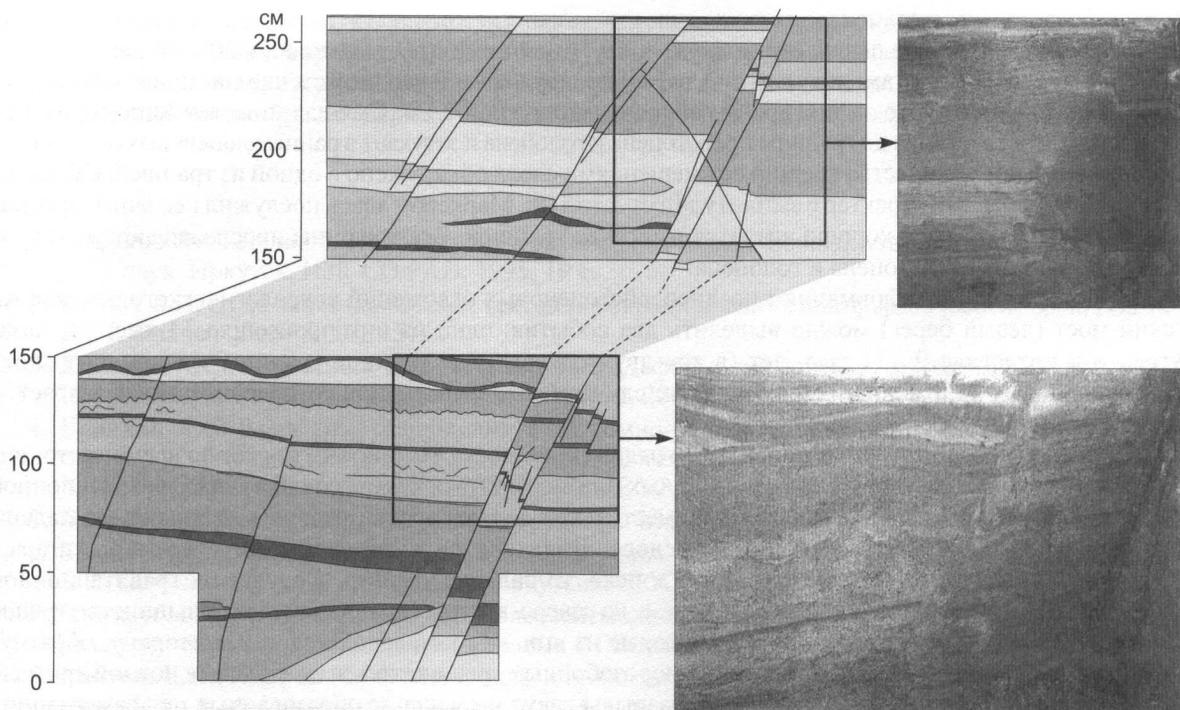


Рис. 4. Нижняя часть разреза погребенной позднеплейстоценовой сейсмодислокации в Усольском районе.

В зачистках на нижних гипсометрических уровнях обнаружены субвертикальные дайкообразные слои разуплотненных песков с простираем 150° . Они имеют сероватую окраску по сравнению с рыжевато-желтыми вмещающими песками. Простираение таких „даек“ перпендикулярно простираению вышеописанных трещин. Вероятно, это зоны растяжения, сопровождающие взбросовые подвижки по разлому.

Система выявленных взбросовых трещин с увеличением амплитуд смещения с глубиной могла образоваться только при импульсных тектонических движениях, возможно, неоднократных. Рассчитанная А.В. Чипизубовым [15] по амплитуде смещений магнитуда палеоземлетрясений достигала 6,1.

ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ НА ЛЕВОБЕРЕЖЬЕ АНГАРЫ

Деформации позднеплейстоцен-голоценового возраста были зафиксированы в рыхлых отложениях на территории Иркутска (см. рис. 1, район III) во время рекогносцировочных и спасательных работ на комплексе археологических объектов „Ангарский мост (левый берег)“. В ряде шурфов и траншей были обнаружены трещины тектонического происхождения, смещающие различные датированные горизонты. Стратиграфию отложений, их возраст и условия формирования определяли к.б.н. Г.А. Воробьева и группа археологов во главе с И.Л. Леженко при детальном изучении разрезов.

В северной стенке одного из шурфов наблюдается система микробросов, смещающих толщу, проработанную раннесартанским солифлюксом (здесь и ниже описание отложений приведено по данным к.б.н. Г.А. Воробьевой), на 8 см и уходящих вверх по разрезу в позднедриасовый мерзлотный клин. Верхнюю границу трещин определить не удастся, поэтому возраст тектонического события, образовавшего систему микробросов, был определен относительно — после образования мерзлотного клина, т. е. моложе 11 тыс. лет. К этому же событию относится еще один разрыв, вскрытый в восточной стенке этого же шурфа. Он также смещает нижнюю границу позднедриасового клина и выше по разрезу затухает.

Следы еще нескольких тектонических событий наблюдаются в стенках другого шурфа. В северной стенке трещина смещает на 5 см рыжеватые суглинки среднесартанского возраста (смещение сбросового характера). Выше она перекрывается серым недеформированным позднесартанским горизонтом. Возраст события, в результате которого образовалось это смещение, определяется началом позднего сартана, т. е. около 14 тыс. лет. Более мощные тектонические смещения зафиксированы в южной, западной и восточной стенках этого же шурфа. Одна из трещин смещает песчаную линзу с амплитудой 40 см. Вышележащие отложения не деформированы. Возраст тектонического события определяется возрастом песчаной линзы,

которая образовалась, предположительно, в позднем сартане (после 11 тыс. лет). Еще две сбросовые трещины, деформирующие позднесартанскую линзу, имеют амплитуду смещения 20 и 30 см.

Серия микросбросов с амплитудой от 2 до 5 см обнаружена в восточной стенке еще одного из шурфов, в северной стенке которого зафиксирован сброс с амплитудой 7 см. Смещая нижележащие горизонты, этот разрыв прослеживается до границы плейстоцена и голоцена и затухает в раннеголоценовых отложениях.

Максимальное количество трещин со смещениями слоев обнаружено в одной из траншей. Смещения также имеют сбросовый характер с амплитудой от 3 до 8 см. Маркером здесь послужил песчаный прослой, раздробленность которого хорошо читается в стенках траншей. Все трещины прослеживаются вверх по разрезу до границы плейстоцена и голоцена.

Таким образом, по деформациям позднплейстоценовых отложений археологического объекта Ангарский мост (левый берег) можно выделить два события: одно из них произошло 14 тыс. лет назад, другое — в интервале 9—11 тыс. лет (в тех двух случаях, где верхние границы трещин затухают в раннеголоценовых отложениях). В остальных случаях можно дать только относительный возраст — моложе 11 тыс. лет.

Трещины сбросового характера в рыхлых отложениях могут формироваться как во время тектонических событий, так и в результате гравитационных или мерзлотных процессов. В случае гравитационного происхождения азимут падения плоскостей сместителей должен соответствовать направлению падения естественного склона. Поскольку район исследований находится на террасе левого берега р. Ангара, и естественный склон в этом месте спускается к реке, то падение трещин, в случае их гравитационного происхождения, должно быть в сторону реки, т. е. на северо-восток. В нашем случае большинство трещин падает в юго-восточном направлении, а некоторые из них — в юго-западном, т. е. в сторону, обратную падению естественного склона. Что касается морозобойных трещин, то в этом случае основной критерий оценки заключается в том, что выявленные разрывы секут и смещают образованные при замерзании и оттаивании структуры, такие как проработанные солифлюксиями слои и ледяные клинья. Таким образом, образование трещин произошло позднее и не связано с активно происходящими в позднем плейстоцене мерзлотными процессами. Мы предполагаем, что зафиксированные разрывные нарушения, смещающие осадочные слои с амплитудой до 40 см, могли быть результатом как местных, так и крупных транзитных землетрясений, произошедших около 14 и 9—11 тыс. лет назад. По палеосейсмогеологическим данным [16], в раннем голоцене имело место мощное землетрясение с разрывообразованием в зоне Тункинского (Торская палеосейсмодислокация (ПСД), событие с возрастом 8720—9902 лет, магнитуда 7,9; Аршанская ПСД, событие с возрастом 9214—10074 лет, магнитуда 8 [16]) и Главного Саянского (Восточно-Саянская ПСД, событие с возрастом 9800 лет, магнитуда 8 [7]) разломов. Очевидно, что событие такой мощности вызвало сильные сотрясения на прилегающей территории. Согласно шкале сейсмической интенсивности (MSK 1964), трещины в грунтах начинают возникать уже при шестибалльном сотрясении. Расчет интенсивности сейсмических колебаний на данном расстоянии от эпицентра землетрясения при помощи макросейсмического уравнения Н.В. Шебалина [17] и с учетом региональных коэффициентов, вычисленных С.И. Голенецким [18], показал, что на территории современного Иркутска сила сотрясения могла быть от 7 до 8,5 балла. Таким образом, разрывы с возрастом около 10 тыс. лет, зафиксированные на этой территории, могли явиться результатом этого события. Также не исключено, что движения по Главному Саянскому разлому могли спровоцировать подвижки по Ангарскому разлому и привести к деформации толщи рыхлых отложений. Что касается деформаций с возрастом 14 тыс. лет, то в связи с отсутствием палеосейсмогеологических данных о событии этого возраста в данном регионе мы не можем привязать их к какому-то определенному землетрясению, но идентичность деформациям с возрастом 9—11 тыс. лет позволяет считать одинаковой природу их формирования.

ВЫВОДЫ

Выявленные постмиоценовые тектонические деформации в зоне Аларь-Бельского разлома свидетельствуют о резонансно-тектонической активизации, наведенной со стороны Восточного Саяна, и релаксации напряжений в виде взброснадвигов в пределах юго-западной окраины Сибирской платформы. Существование в зоне Аларь-Бельского разлома эпицентра сильного исторического землетрясения (Бельское землетрясение, 1786 г. [12]) говорит о продолжающейся сейсмической активности разлома и в настоящее время.

Обнаруженные на изучаемой территории позднплейстоцен-голоценовые сейсмогенные деформации связаны как с местными сейсмическими очагами, так и с сотрясениями от удаленных землетрясений. Среди последних выявлены две генерации трещин со смещением рыхлых отложений, свидетельствующие о том, что на территории современного Иркутска на границе плейстоцена и голоцена произошли два крупных землетрясения — 14 и 9—10 тыс. лет назад. Последнее согласуется с палеосейсмогеологическими данными [7, 16].

Следы выявленных палеоземлетрясений наряду с данными о сильных исторических землетрясениях на юге Сибирской платформы с $M = 5-6,5$ [12] свидетельствуют о сейсмической активности этой территории и возможности проявления подобных землетрясений в будущем.

Работа выполнена при поддержке Фонда содействия отечественной науке и РФФИ (проект 04-05-64460).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Гладков А.С.** Надвиги Прибайкалья (тектонифизический анализ): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, ИЗК СО РАН, 1995, 19 с.
2. **Сизых В.И.** Шарьяжно-надвиговая тектоника окраин древних платформ. Новосибирск, Изд-во СО РАН, Филиал „Гео“, 2001, 154 с.
3. **Гладков А.С., Черемных А.В., Лунина О.В.** Деформации юрских отложений южной окраины Иркутского амфитеатра // Геология и геофизика, 2000, т. 41, № 2, с. 220—226.
4. **Гладков А.С.** Разрывные нарушения и разломно-блоковое строение осадочного чехла южной окраины Сибирской платформы // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты (Материалы XXXIV тектонического совещания, Т. 1). М., ГЕОС, 2001, с. 145—147.
5. **Вдовин В.В.** Основные этапы развития рельефа. М., Наука, 1976, 270 с.
6. **Карта неотектоники Прибайкалья и Забайкалья, М-б 1:2 500 000 / К.Г. Леви, С.И. Шерман, Л.В. Плюснина (Ред. Н.А. Логачев).** Иркутск, ИЗК СО АН СССР, 1984.
7. **Чипизубов А.В., Смекалин О.П.** Палеосейсмодислокации и связанные с ними палеоземлетрясения по зоне Главного Саянского разлома // Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 6, с. 936—947.
8. **Маслов В.П., Лавров М.М.** Материалы к геологии истока р. Ангара, Вып. 298. Л., 1933, 38 с.
9. **Леви К.Г., Бабушкин С.М., Бадардинов А.А. и др.** Активная тектоника Байкала // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 10, с. 154—163.
10. **Шерман С.И., Днепровский Ю.И.** Поля напряжения земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск, Наука, 1989, 155 с.
11. **Лунина О.В., Гладков А.С., Черемных А.В.** Разрывная структура и трещиноватость зоны Приморского разлома (Байкальская рифтовая система) // Геология и геофизика, 2002, т. 43, № 5, с. 446—455.
12. **Чипизубов А.В.** Сильные исторические землетрясения юга Сибирской платформы // Геологическая среда и сейсмический процесс (Материалы Всероссийской межрегиональной конференции). Иркутск, ИЗК СО РАН, 1997, с. 168—169.
13. **Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М.** Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М., Наука, 1964, 195 с.
14. **Лежненко И.Л., Воробьева Г.А.** Бельск—Залог — новый геоархеологический объект среднесарматского возраста в верхнем течении р. Белая // Археологическое наследие Байкальской Сибири: изучение, охрана и использование, Вып. 2. Иркутск, Ин-т географии СО РАН, 2002, с. 46—61.
15. **Чипизубов А.В., Аржанникова А.В., Воробьева Г.А., Бердникова Н.Е.** Погребенные палеосейсмодислокации на юге Сибирской платформы // Докл. РАН, 2001, т. 379, № 1, с. 101—103.
16. **Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Семенов Р.М.** Палеосейсмодислокации и связанные с ними палеоземлетрясения в зоне Тункинского разлома (Юго-Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 6, с. 587—602.
17. **Шебалин Н.В.** Методы использования инженерно-сейсмологических данных при сейсмическом районировании // Сейсмическое районирование СССР. М., Наука, 1968, с. 95—111.
18. **Голенецкий С.И.** Сейсмичность Байкальской рифтовой области // Континентальный рифтогенез. М., Сов. радио, 1977.

Рекомендуется к печати 18 июня 2004 г.
В.А. Верниковским

Поступила в редакцию 5 января 2004 г.,
после доработки — 14 апреля 2004 г.