

ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ПО ЗОНЕ ГЛАВНОГО САЯНСКОГО РАЗЛОМА

А. В. Чипизубов, О. П. Смекалин

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

Рассматриваются результаты детальных палеосейсмологических исследований, проводившихся со вскрытием зон сейсмодислокаций траншеями (9 на трех участках). Приводится детальная структура, морфология и параметры деформаций. Левосдвиговые смещения голоценового возраста составляют 4—10 м (одноактные), 18—22, 30—37 и, возможно, 60—70 м. Выделено шесть разрывообразующих палеособытий, которые происходили: менее 400; ~600; ~1800; ~4700; ~7600; ~9800 лет назад. Сейсмодеформации, имеющие возраст 9800, 7600 и 4700 лет, прослеживаются на протяжении всех обследованных 60 км. Палеособытия с возрастом 1800 и 600 лет запечатлены в сейсмодеформациях на протяжении 46 км, а самое молодое палеоземлетрясение оставило следы в двух фрагментах длиной 3 и 19 км на протяжении 40 км. Рассчитаны магнитуды (M) палеособытий по протяженности (L), амплитуде смещения (D) и параметру LD связанных с ними сейсмодислокаций. Максимальные значения M составляют 7,6—8,0. Повторные периоды таких землетрясений изменяются от 1200 до 2900 лет, составляя в среднем 2300 лет.

Палеосейсмодислокация, палеоземлетрясение, повторный период разрывообразующих землетрясений.

PALEOSEISMODISLOCATIONS AND RELATED PALEOEARTHQUAKES ALONG THE MAJOR SAYAN FAULT ZONE

A. V. Chipizubov and O. P. Smekalin

Detailed paleoseismological investigations were carried out by cutting seismodislocation zones with trenches (nine at three sites) to estimate the number of paleoearthquakes and their absolute age. The detailed structure, morphology, and parameters of deformations are given. The Holocene left-lateral strike-slip displacements are 4—10 (one act), 18—22, 30—37, and, possibly, 60—70 m. Six faulting paleoevents have been distinguished, which occurred less than 400, ~600, ~1800, ~4700, ~7600, and ~9800 years ago. Seismodeformations dated at 9800, 7600, and 4700 years are traceable over a distance of 60 km. Paleoevents that occurred 1800 and 600 years ago are imprinted in seismodeformations over a length of 46 km, and the youngest paleoearthquake is fixed at two segments, 3 and 19 km long, over a distance of 40 km. Magnitudes (M) of paleoevents are determined by the length (L), displacement (D), and parameter (LD) of related seismodislocations. The maximum M values vary from 7.6 to 8.0. The recurrence periods of earthquakes are 1200—2900 years, averaging 2300 years.

Paleoseismodislocation, paleoearthquake, recurrence period of faulting earthquakes

ВВЕДЕНИЕ

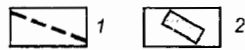
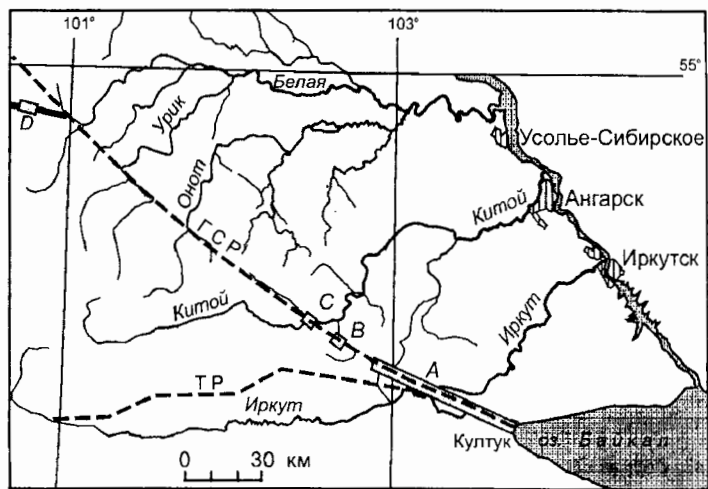
В зоне Главного Саянского разлома (ГСР) до недавнего времени была известна только одна Китой-Кинская палеосейсмодислокация (ПСД) [1]. После обнаружения в 1990 г. одним из авторов статьи Восточно-Саянской ПСД [2], взбросо-сдвиговые (левосторонние) деформации различного возраста, составляющие указанную ПСД, в 1991—1993 гг. были прослежены, изучены и закартированы на протяжении 60 км. Детальные сейсмогеологические исследования проводились со вскрытием зон сейсмодеформаций горными выработками для изучения внутренней структуры дислокаций в разрезе и определения возраста связанных с ними разрывообразующих палеособытий. Кроме того, применялось широкомасштабное морфологическое профилирование сеймотектонических микроформ рельефа с целью определения относительного возраста таких микроформ по их крутизне. На основании изменения крутизны откоса устанавливалось количество палеособытий в каждом конкретном месте. Краткая информация о результатах этих работ опубликована в 1993—1994 гг. [2—4]. В данной статье мы подробнее рассмотрим результаты полевых сейсмогеологических исследований по юго-восточному флангу ГСР.

ДЕТАЛЬНАЯ СТРУКТУРА, МОРФОЛОГИЯ И ПАРАМЕТРЫ СЕЙСМОДЕФОРМАЦИЙ ВОСТОЧНО-САЯНСКОЙ ПСД

Сейсмодислокации на протяжении вышеуказанных 60 км прослеживаются с перерывами в местах как неблагоприятных, так и нормальных условий для сохранения видимых на дневной поверхности остаточных деформаций (рис. 1, 2). В последнем случае мы имеем дело с изначальным

Рис. 1. Обзорная схема.

1 — основные активные разломы: ГСР — Главный Саянский, ТР — Тункинский; 2 — отрезки активных разломов, рассматриваемые в статье: А — Восточно-Саянская ПСД, В — дешифрируемые на аэрофотоснимках деформации в левом борту р. Архут, С — Китой-Кинская ПСД, D — деформации в зоне Окино-Жомболокского разлома, выявленные при аэровизуальном облете.



отсутствием дислокаций, что часто наблюдалось при современных разрывообразующих событиях [5]. Сейсмотектонические деформации сохранились на склонах различной крутизны, на водораздельных участках, в тальвегах суходолов и даже в долинах временных водотоков. Однако они отсутствуют в пределах пойм ручьев и рек, не говоря уже об их руслах. В условиях пойм и русел выраженные в рельефе деформации не могли просуществовать несколько лет и даже дней. Густая тайга в пределах юго-восточного фланга зоны ГСР способствовала сохранению сейсмогенных микроформ рельефа на крутых (до 30°) склонах, так как корневая система деревьев законсервировала образовавшиеся дислокации в малоизмененном виде. Поэтому крутизна сейсмогенных уступов достигает 30—48°. Сейсмотектонические деформации представлены взбросовыми уступами высотой до 5—6 м, которые можно считать одноактными или в которых выделяются одноактные составляющие, многоактными 8—20-метровыми уступами, валообразными вздутиями шириной по основанию до 10 м и высотой до 2 м, закономерным сочетанием трещин растяжения и кротовин сжатия, составляющих сдвиговую структуру в плане. Сдвиговая структура часто осложняет взбросовые уступы и валообразные вздутия. Последние формы иногда осложнены взбросовыми уступами. Различные типы деформаций чередуются между собой чаще, чем это отражено на рис. 1. Переход взбросовых уступов в кулисообразные сдвиговые трещины происходит постепенно. На взброшенном крыле появляются неглубокие (до 0,5 м) трещины растяжения, постепенно увеличивающие свои размеры, затем одна из них ограничивает уступ, после чего проявляется только плановая сдвиговая структура. Она представлена двумя разновидностями. В одном случае это только трещины растяжения, выраженные в виде рвов длиной до 30—40 м, шириной 1—3 м и глубиной до 1 м, кулисообразно подставляющие друг друга, а в другом — трещины растяжения и соединяющие их структуры сжатия в виде валов, бугров и уступов (см. рис. 2, врезки 2 и 7). Трещины растяжения первой разновидности левоступенчато подставляют друг друга под углом 30—35° к общему простиранию (290—300°) вскрывшегося разлома. Трещины растяжения со структурами сжатия короче (до 20 м) и эшелонированно идут под углом (15—25°) к простиранию разлома. У выявленных сейсмогенных взбросов поднятыми в основном являются подгорные крылья, что объясняется благоприятной для их сохранности экспозицией склонов. Подобная ситуация характерна для сейсмогенных валов и уступов по зоне Таласо-Ферганского разлома [6]. В случае, когда взброшенными были крутые нагорные склоны, уступы не имели яркого выражения из-за сопоставимых углов наклона склонов и новообразованных уступов. Поэтому их в таких условиях мы и не встречали. Однако иногда наблюдаются непротяженные уступы высотой 3—4 м с опущенным подгорным крылом. Вместе с уступами, у которых поднято подгорное крыло, они создают грабенообразные формы рельефа шириной до 20 м.

Как уже указывалось выше, сейсмотектонические деформации сохранились даже в тальвегах, пересекаемых разрывом суходолов и временных водотоков. Здесь они выглядят в виде дамб (часто совершенно не размывтых), перегораживающих долины и ложбины поперек или по диагонали (рис. 3, 4). Наиболее эффектно выражены дамбы, перегораживающие небольшие эрозионные промоины временных водотоков. Дамбы образовались, как за счет поднятия активного крыла сейсморазрыва (см. рис. 4, В), так и в результате исключительно сдвиговых смещений (см. рис. 3, А, 4, В). В таких местах отчетливо видна величина левосдвиговых подвижек, в том числе и разноэтапных. К юго-востоку от отметки 934,3 (см. рис. 2. II; 3, А) на протяжении 2,5 км взбрососдвиговые деформации прослеживаются вблизи основания макроуступов. Валы и реже уступы подпруживали и до сих пор подпруживают временные водотоки. Многоактные амплитуды левого сдвига составляют 30 и 60—70 м, а амплитуды вертикального поднятия — до 4,6—5,7 м. По изменению крутизны взбросо-

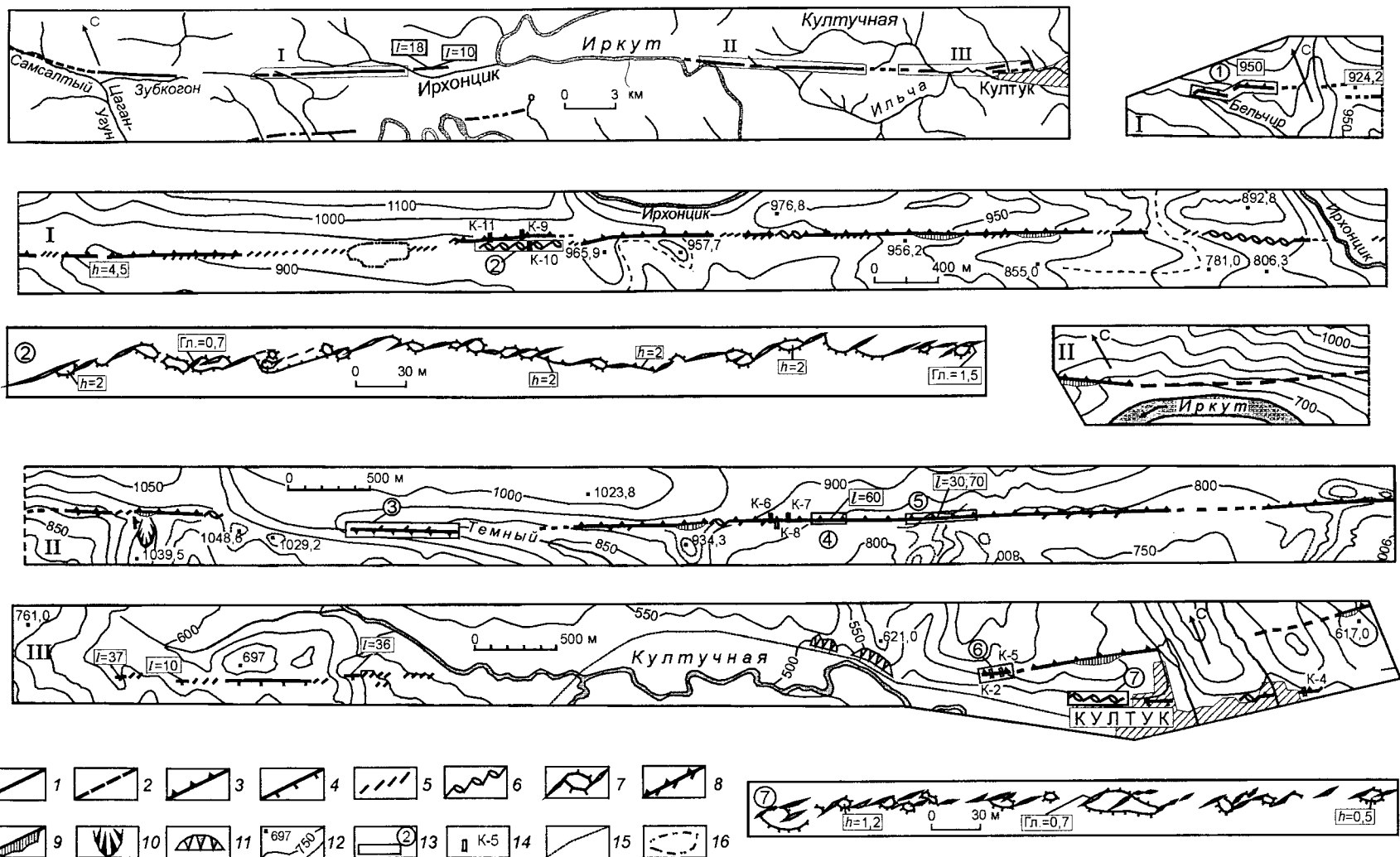


Рис. 2. Схема сейсмогенных деформаций Восточно-Саянской ПСД.

1, 2 — сейсмоструктурные разрывы: 1 — установленные, 2 — предполагаемые; 3—8 — морфология, кинематика сейсмодислокаций и их параметры, м (h — высота уступов и валов, l — амплитуда сдвига, Гл. — глубина трещин растяжения): 3 — взбросовые уступы (бергштрихи на опущенном крыле), 4 — уступы, обусловленные сдвигом (бергштрихи у основания уступов), 5 — кулисообразные трещины растяжения, 6, 7 — трещины растяжения и кротовины сжатия, 8 — взбросовые уступы, осложненные трещинами растяжения; 9 — многоактные уступы; 10 — обвално-оползневые образования; 11 — карьеры; 12 — горизонтали рельефа и отметки высот; 13 — врезки и их номера; 14 — траншеи (канавы) и их номера; 15 — автодорога; 16 — площадка верхнего лесосклада.

вых уступов выделяется до 2—3 палеособытий. Амплитуда вертикального поднятия последнего палеособытия изменяется от 1 до 2,2 м (см. рис. 4,Б, профили 1, 2, 4—6). Наиболее ярко выраженный уступ высотой 9,5 м (см. рис. 3,Б, профиль 4) образовался в результате левосдвиговой подвижки на 60 м. Заметного изменения его крутизны по простиранию не наблюдается, что может свидетельствовать о сближенных во времени разрывообразующих событиях, обусловивших смещение на 60 м. На северо-западной окраине пос. Култук амплитуда сдвига, по одной из оперяющих, составляет 4 м (см. рис. 4,В). Наиболее эффектно левосдвиговые смещения выглядят в левом борту р. Бельчир (см. рис. 3,А). Здесь две эрозионные ложбины блокированы сеймотектоническими дамбами, сформировавшимися за счет исключительно левосдвиговых смещений с амплитудой до 12 м. Интересен и отрезок по левому борту р. Ирхончик, где сейсморазрыв смещает две соседние разнопорядковые ложбины временных водотоков. Ложбина более высокого порядка смещена на 18 м, но не осталась блокированной, тогда как небольшая промоина смещена на 10 м и до настоящего времени остается блокированной взбросовым уступом. В последнем случае мы имеем дело, очевидно, с одноактной подвижкой. Амплитуды левого сдвига, в зависимости от порядка водотоков пересекаемых сейсмогенным разрывом, изменяются от 4—7 до 18—30 м в ложбинах временных водотоков и от 40 до 70 м в ручьях различной величины. Многоактные уступы уверенно распознаются по резкому увеличению своей высоты на границах рельефа с различным возрастом. Иногда в них удастся выделить до нескольких этапов разрывообразования по изменению их крутизны или другим признакам. Например, по правому борту долины руч. Темный взбросовый уступ состоит как бы из двух уровней, верхний из которых представлен остатками уступа в виде изолированных продолговатых гребневидных холмов высотой 5—6 м, а нижний — сплошным неразмытым (на рассматриваемом отрезке) уступом сопоставимой высоты (см. рис. 3,А). Уступ, образовавшийся при первой подвижке (сейчас верхний уровень), до наращивания его при следующей подвижке подвергнулся размыву водами ручья и поэтому сохранился только в виде останцов.

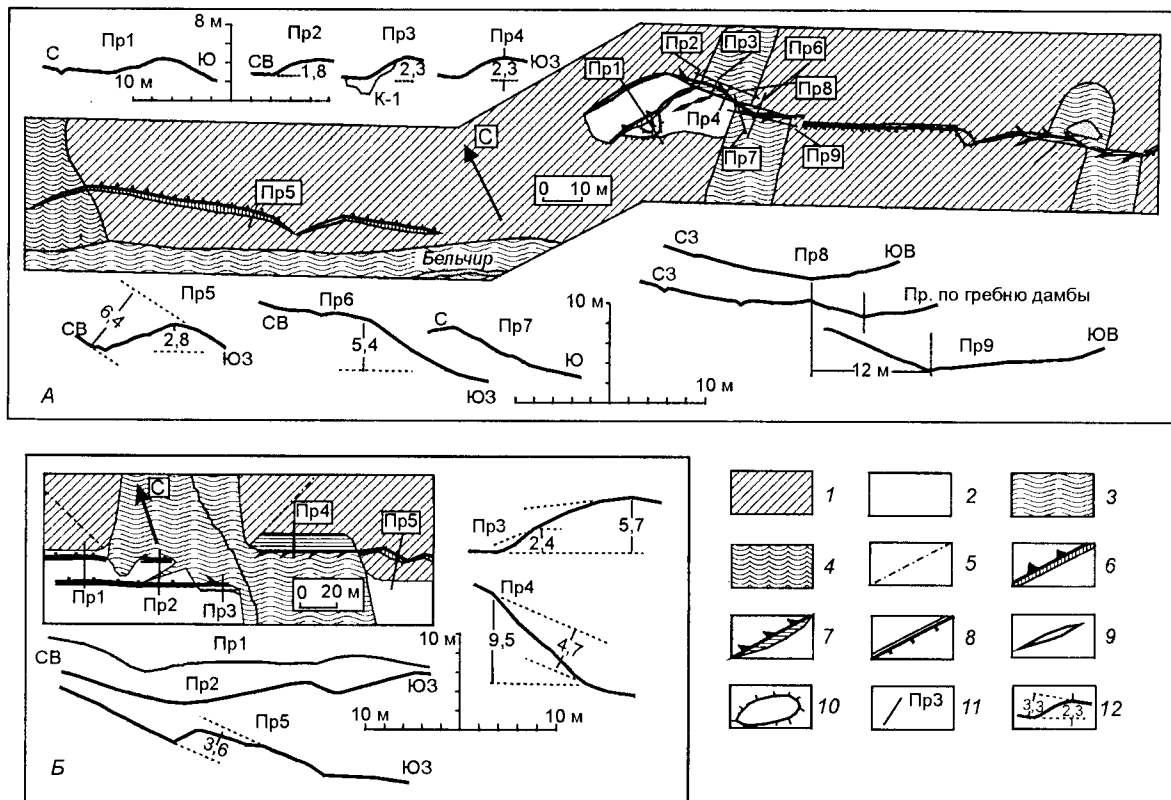


Рис. 3. Детальная структура отдельных участков (А — врезка 1, Б — врезка 4 к схеме на рис. 2).
 1 — склоны бортов долин; 2 — субгоризонтальные поверхности; 3 — долины ручьев и временных водотоков; 4 — конусы выноса ручьев и временных водотоков; 5 — водораздельные гребни; 6 — ярковыраженные взбросовые уступы (берштрихи на опущенном крыле); 7 — уступы, обусловленные сдвигом; 8 — слабовыраженные сейсμοдеформации; 9 — трещины растяжения; 10 — кротовины сжатия; 11 — местоположение профилей и их номера; 12 — высота сейсмогенных уступов и амплитуды поднятия или опускания.

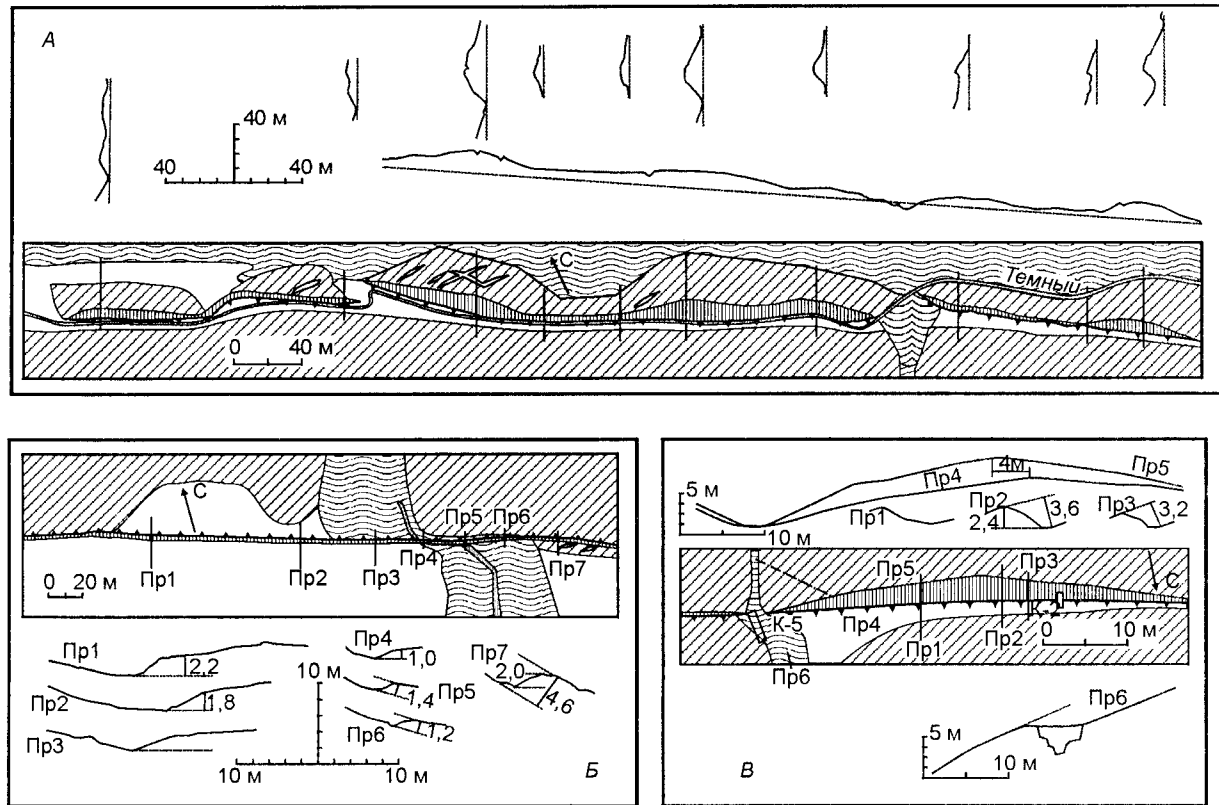


Рис. 4. Детальная структура отдельных участков.

А — врезка 3, Б — врезка 5, В — врезка 6 к схеме на рис. 2. Усл. обозн. см. на рис. 3.

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В РАЗРЕЗАХ И ИХ ВОЗРАСТ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ВСКРЫТИЯ ЗОН ДИСЛОКАЦИЙ ГОРНЫМИ ВЫРАБОТКАМИ

При изучении Восточно-Саянской ПСД пройдены 11 траншей, из которых завершены и задокументированы только восемь. Две канавы недо пройдены из-за мерзлоты и одна — из-за грунтовых вод, заполнивших канаву в считанные минуты. Упрощенные разрезы траншей представлены на рис. 5, а их местоположение указано на рис. 2. Краткая характеристика полученных разрезов приводится ниже.

К-2. Пройдена ручным способом у основания взбрососдвигового уступа. Канавой вскрыты делювиальные отложения, куски или блоки погребенного почвенно-растительного покрова и дезинтегрированные коренные породы довольно круто (до 55°) падающие на СВ. Взята одна проба на радиоуглеродный анализ. Возраст погребенной почвы, которая формировалась, вероятно, не одну тысячу лет, составляет 7660 ± 80 лет (лаб. номер ЛУ 3047). Сейсмогенная подвижка моложе этой датировки. Радиоуглеродные датировки (некалиброванные) этой и других проб получены в НИИГ-СПБУ (руководитель С. Б. Чернов).

К-4. Пройдена вручную по откосу валоподобного уступа (возможно кротовина сжатия). В разрезе выделяются погребенные почвы умеренно и сильно гумусированные в виде пакетов, часто отделенных друг от друга дресвяно-суглинистыми образованиями. Наиболее интересен горизонт, состоящий в основном из древесных углей (кострище?). Отдельные части этого слоя находятся одна над другой, что может свидетельствовать о сдвиговой подвижке с нахлестом. Возраст кострища составляет 1170 ± 30 лет (ЛУ 3000). Возраст разорванного почвенно-растительного слоя, погребенного культурными отложениями (свалка мусора), оценивается в 400 ± 20 лет (ЛУ 3001). В рассматриваемом случае можно выделить, по крайней мере, три палеособытия. Первое — наиболее древнее, имеет возраст 1170 лет, так как этот слой начал формироваться в уже существовавшей ложбине. Второе — моложе 1170 лет, но древнее 400 лет. Третье — моложе 400 лет. Не исключено, что последним событием было историческое землетрясение 1742 г.

К-5. Горная выработка пройдена вручную и вскрывает оперяющую дислокацию основного разрыва в тальвеге временного водотока. Траншея заложена у основания полузамытой сейсмостек-

назад, а моложе его — событие 600 лет назад. Последний иловатый горизонт в К-5 деформировался, вероятно, при событии моложе 400 лет. Амплитуда вертикального смещения при последнем палеособытии по единичной трещине составляла 30–50 см. Амплитуда горизонтального смещения в 4 м, измеренная по смещению борта эрозионной ложбины, вероятнее всего, относится к событию 600 лет назад.

К-6. Данная выработка пройдена экскаватором поперек сеймотектонической микроформы рельефа в виде рва (склон макроуступа с СВ и взбросовый уступ с ЮЗ). В разрезе присутствуют разновозрастные погребенные почвы, делювиальные образования и коренные дезинтегрированные породы, превращенные, в зависимости от первичного состава, в глины линейной коры выветривания или в сыпучий материал. Среди погребенных почв выделяются генерации с возрастом 8920 ± 60 (ЛУ 3025), 5110 ± 60 (ЛУ 3029) и 1760 ± 50 (ЛУ 3026), 2000 ± 40 (ЛУ 3027) лет. Почва самой молодой генерации погребена делювием, на который, в свою очередь, надвинуты глины темного цвета линейной коры выветривания, сохранившей текстуру первичной породы (амфиболитовый гнейс?). Плоскость сместителя, полая вблизи поверхности, с глубиной становится круче. Угол наклона сейсмогенного уступа достигает 31° . Следовательно, уступ, сформированный (подновленный) в последний раз ~1800 лет назад, имеет сейчас такую крутизну. На северо-восточном фланге канавы почвенный горизонт такого возраста (2000 ± 40) выдавлен и разорван пластичной глиноподобной массой выветрелой коренной породы. В центре канавы угадываются две трещины со сдвиговым смещением. Первое известное разрывообразующее событие произошло более ~8900 лет тому назад, второе — между 8900 и 5100 лет тому назад, что вполне соответствует событию с возрастом 7600 лет. Третье событие моложе 5100 лет, но древнее 2000—1760 лет, что сопоставимо с палеособытием 4700-летнего возраста. Четвертое произошло после формирования почвы с возрастом 2000—1760 лет.

К-8. Пройдена экскаватором по менее выраженному в рельефе уступу (крутизна до 21°), который кулисообразно в 15 м ниже по склону подставляет предыдущий. Здесь датируется только одно палеособытие, случившееся после формирования почвенно-растительного покрова с возрастом 8490 ± 100 лет (ЛУ 3050). Это, по-видимому, палеоземлетрясение 7600-летнего возраста. После этого события кулиса, вскрытая канавой 8, не обновлялась. Данный разрез интересен в структурном отношении. Отчетливая плоскость сместителя круто падает на СВ. Если бы не смятые слои, то этот разрыв можно было бы принять за сброс.

К-9. Канавка пройдена экскаватором по едва заметному взбросовому уступу. В разрезе отчетливо проявляются изгибовые деформации, причем, чем древнее прослой, тем в более крутые складки они смяты. Было несколько актов деформирования, но выделяется только один, который произошел до формирования почвы с возрастом 4330 ± 100 лет (ЛУ 3051). Очевидно, палеособытие имело место ~4700 лет назад.

К-10. Траншея пройдена экскаватором по плохо выраженной в рельефе трещине растяжения в месте ее выклинивания. Можно выделить два сейсмических события — ранее и позднее 2580 ± 60 лет (ЛУ 3052). Возможно, это палеособытия ~4700- и ~1800-летнего возраста.

К-11. Горная выработка пройдена вручную по основанию наиболее ярко выраженного взбросового уступа высотой 4,7 м. Погребенные почвы как бы затянута вниз по сместителю. Отдельные куски почв с возрастом 9340 ± 60 (ЛУ 3044), 9460 ± 90 (ЛУ 3046), 9540 ± 70 (ЛУ 3002) и 9760 ± 110 (ЛУ 3043), скорее всего, представляют один и тот же почвенный горизонт, так как в противном случае мы имели бы четыре палеособытия за 420 лет, что кажется пока маловероятным. Этот горизонт стал формироваться, когда создались условия замкнутой котловины, возникшей при сейсмогенной подвижке ~9800 лет назад. Следующий почвенный горизонт с возрастом 7070 ± 100 лет (ЛУ 3045) начал формироваться, вероятно, после акта разрывообразования, случившегося ~7600 лет назад, а при событии ~4700-летнего возраста он был деформирован и частично затянута по сместителю. На юго-западном окончании канавы по упорядоченно ориентированным обломкам пород угадываются более молодые разрывные нарушения, но их невозможно датировать. Амплитуда вертикального смещения при событии 7600-летнего возраста могла составлять более 2,5 м, а события 4700-летнего возраста — около 1 м.

Изучение сейсмодформаций Восточно-Саянской ПСД показало, что за последние 10 тыс. лет происходили палеособытия ~9800, ~7600, ~4700, ~1800, ~600 и менее 400 лет назад. Возможные расхождения в возрастных оценках одного и того же акта разрывообразования на различных фрагментах ПСД могут достигать 500 лет, так как такие расхождения наблюдаются даже в датировках проб одного почвенного слоя, взятых в разных его частях. Так, в К-11 почва с возрастом 7070 ± 100 лет на противоположной стенке траншеи имеет возраст 8870 ± 70 лет (ЛУ 3024).

Сейсмодформации, вскрытые горными выработками, представляют собой структуры сжатия. В случаях высоких (до 5—6 м) и крутых (до 40°) уступов это разрывные дислокации со взброшенным подгорным (чаще юго-западным) крылом и нормальным падением сместителя в сторону поднятого крыла (см. рис. 5, К-6 и К-11). В случае невысоких (до 2,5 м) уступов это разрывные дислокации

взбросового же типа, но с обратным (в сторону опущенного крыла) наклоном сместителя, по крайней мере, вблизи дневной поверхности (см. рис. 5, К-8). При вскрытии слабовыраженных валобразных дислокаций проявляются только изгибовые деформации (см. рис. 5, К-9).

ВЫДЕЛЕНИЕ ОДНОВОЗРАСТНЫХ ПСД НА ЮГО-ВОСТОЧНОМ ФЛАНГЕ ГСР И ОЦЕНКА МАГНИТУД СВЯЗАННЫХ С НИМИ ПАЛЕОСОБЫТИЙ

Для выделения сейсмодислокаций одновозрастных палеособытий имеющих абсолютных датировок явно не достаточно. В настоящее время широко используется метод датировки палеособытий по величине диффузии (выполаживания со временем) уступов [7—13]. При этом важно знать скорость диффузии для датированных уступов любого генезиса. Для условий, характерных для Прибайкалья, таких данных практически нет. Поэтому необходимо использовать относительные датировки по крутизне сейсмогенных уступов, полагая, что одинаковая крутизна равновысотных уступов соответствует одинаковому возрасту. Анализ 80 поперечных профилей сейсмогенных уступов Восточно-Саянской ПСД показал, что наиболее часто встречаются углы наклона по профилям уступов в 6° (5—7), 12° (10—13), 23° (20—24), 30° (28—32), 37° (36—37) и более 40° . Поскольку крутизна уступов со временем уменьшается, характерные углы наклонов отражают стадии их формирования. Такие для сейсмогенных уступов оперяющего разрыва, по которому пройдены каналы 2 и 5, составляют 37° , 30° , 23° , 12° и 5° . Их сопоставление с возрастом палеособытий по этому разрыву неоднозначно, но наиболее вероятно, что крутизна в 37° соответствует 600-летнему возрасту, в 30° — 4700-летнему, в 23° — 7600-летнему, а в 12° — более древнему событию. Характерные углы наклона сейсмогенных уступов в районе каналов 6 и 8 составляют 30° , 21° и 12° . Их можно сопоставить с возрастными соответственно в 1800, 7600 и более 8900 лет. Характерные углы наклонов уступа, вскрытого каналом 11, составляют 37° , 20° и 12° , что можно сопоставить с возрастом соответственно моложе 4700, 7600 и 9800 лет. Так как в каждом конкретном месте по изменению крутизны уступов устанавливается не более 3 импульсных подвижек, вышеприведенные углы наклонов трудно сопоставить с тем или иным возрастом. Однако как уже отмечалось выше, уступ ~7600-летнего возраста имеет крутизну 21° , а уступ крутизной 31° датируется ~1800-летним возрастом. Поэтому условно можно принять следующие сопоставления: 37° — 600 ; 30° — 1800; 23° — 4700; 20° — 7600; 12° — 9800 лет.

Деформации, имеющие возраст 9800, 7600, 4700 лет и соответствующие им углы наклонов отмечаются на протяжении всего прослеженного фрагмента (60 км) Восточно-Саянской ПСД. Протяженность дислокаций с возрастом 1800 и 600 лет (крутизна уступов 30° и 37°) составляет 46 км. Наиболее крутые ($\geq 40^\circ$) сейсмогенные уступы с возрастом менее 400 лет представлены двумя фрагментами длиной 3 и 19 км на протяжении 40 км. С продвижением на северо-запад крутизна уступов уменьшается, а их возраст, соответственно, увеличивается. Несомненно одно, в мощных (высота до 17 м) уступах Китай-Кинской ПСД, находящейся в 35 км от северо-западного флага Восточно-Саянской ПСД, имеются составляющие одной или нескольких подвижек, возникших при каком-то или каких-то палеособытиях с возрастом 4700, 7600 и 9800 лет. Дислокации с возрастом, вероятно, 1800 или 4700 лет присутствуют и в необследованном отрезке зоны ГСР по левому борту р. Архут, где при дешифрировании аэрофотоснимков выявлен взбросовой? уступ с поднятым подгорным СВ бортом. Деформации взбросового типа (вброшено подгорное ЮЗ крыло) были обнаружены А. В. Чипизубовым в 1987 г. при аэровизуальном облете в месте сочленения Окино-Жомболокского разлома с ГСР. Судя по яркой выраженности уступов, их возраст не старше 4700 лет. Благоприятные условия для сохранения остаточных деформаций и, соответственно, для их обнаружения при наземном обследовании существуют в междуречье Урик—Бол. Белая.

Для определения магнитуд палеоземлетрясений необходимы амплитуды смещений одноактных сейсмотектонических подвижек, которые достовернее характеризуют величину палеособытия [5]. Пока нам известны амплитуды вертикального смещения для событий <400 лет (30—50 см), ~4700 лет (около 1 м) и ~7600 лет (>2,5 м), а также амплитуда левого сдвига для события ~600-летнего возраста (4 м).

Амплитуды поднятия по взбросам во всех случаях значительно превосходят высоту видимых уступов (см. рис. 2—4, профили). Уступ, у основания которого заложена канава 11, имеет высоту 4,7 м, тогда как амплитуда поднятия вброшенного крыла в данном месте составляет 9,8 м, а амплитуда вертикального смещения за несколько подвижек и того больше (~14 м). От верхнего гребня к основанию уступа прослеживаются отрезки с крутизной в 12° , 20° , 37° и, возможно, 30° . Соответственно можно говорить о событиях 9800, 7600, 1800 и 600 лет. По погребенным же почвам события с возрастом 4700 лет и моложе не выделяется. Амплитуда вертикального смещения последнего события (~600 лет), судя по профилю, не должна превышать 1 м. Амплитуды смещения по единичным сместителям для событий 4700- и 7600-летнего возраста оцениваются соответственно в 1 и 2,5 м. На события с возрастом 1800 и 9800 лет остается амплитуда смещения менее 9,5 м.

Последовательная реконструкция профиля уступа на время 4700 и 1800 лет назад дает амплитуды поднятия в 3-4 м, что составит амплитуды смещения по сместителю под углом в 45° около 5 м. Для события 4700-летнего возраста имеются две оценки амплитуд вертикального смещения (1 и 5 м). Можно считать, что все подвижки, начиная с 4700-летнего возраста и древнее, имели амплитуды смещений в 3-4 м.

Максимальные амплитуды горизонтального смещения, которые можно отнести к одноактным, составляют 10—12 м. Амплитуда смещения в 10 м установлена по левому борту долины р. Ирхончик, где смещена и блокирована небольшая промоина в пролювиальном шлейфе. Рядом с ней ложбина временного водотока смещена уже на 18 м, но не блокирована. Крутизна сейсмогенного уступа в этом месте достигает 30°. Следовательно, 10-метровая амплитуда сдвига относится к палеособытию 1800-летней, а 8-метровая, скорее всего, — к 4700-летней давности, следы которого на дневной поверхности в условиях пролювиального шлейфа вряд ли могли сохраниться. К 4700-летнему событию относится и 7-метровое смещение ложбины небольшого ручейка по правому борту р. Зубкогон. Амплитуда левого сдвига в 12 м замерена по смещению ложбин временных водотоков по левому борту р. Бельчир, которые так и остались блокированными сейсмотектонической дамбой, обусловленной сдвигом. Крутизна дамбы изменятся от 36° у основания до 29° в гребневой части. Судя по этому, смещение на такую величину могло произойти при двух палеособытиях, а амплитуды сдвиговых подвижек для событий 1800-летней и 600-летней давности могли составлять по 6 м. В канаве (К-1), пройденной здесь, но оставшейся незадокументированной, погребенные почвы датируются возрастом 1870 ± 50 (ЛУ 3033) и 8410 ± 80 (ЛУ 3034) лет. Отсутствие почвы с возрастом в 600 лет в уже блокированной ложбине объяснимо. Исходя из вышеизложенного, 12-метровая амплитуда левого сдвига могла образоваться как при одном событии (1800 лет), так и при двух (600 и 1800 лет). Как уже отмечалось выше, многоактные амплитуды сдвига составляют 18—22, 30—37 и 60—70 м, причем амплитуды порядка 30—37 м, несомненно, произошли за период голоцена. Исходя из этого, на события с возрастом 7600 и 9800 приходится 15-метровая амплитуда смещения, что составляет в среднем по 7,5 м на каждое событие.

В таблице приведены параметры разновозрастных сейсмодислокаций, по которым можно оценивать магнитуды палеособытий. Последние определялись по соотношениям, выведенным в [5]:

$$M_L = 1,07 \cdot \log L + 5,65 \quad s = 0,11, \quad n = 11, \quad r = 0,95, \quad (1)$$

$$M_D = 1,10 \cdot \log D + 7,0 \quad s = 0,23, \quad n = 11, \quad r = 0,84, \quad (2)$$

$$M_{LD} = 0,61 \cdot \log LD + 6,16 \quad s = 0,07, \quad n = 11, \quad r = 0,95. \quad (3)$$

При расчетах использовалась интегральная амплитуда смещения.

Параметры разновозрастных палеосейсмодислокаций и магнитуды палеоземлетрясений

| № п/п | Возраст события, лет | Длина (L), км | Амплитуда смещения (D), м | | | Магнитуда | | |
|-------|----------------------|---------------|---------------------------|---------|---------|-----------|------------|------------|
| | | | вертик. | гориз. | интегр. | M_L | M_D | M_{LD} |
| 1 | ~9800 | ≥ 60(95) | — (3—4) | — (7—8) | 8,3 | 7,6(7,8) | 8,0 | 7,9 |
| 2 | ~7600 | ≥ 60(95) | >2,5(3—4) | — (7—8) | 8,3 | 7,6(7,8) | 8,0 | 7,9 |
| 3 | ~4700 | ≥ 60 | 1—5(3—4) | 7—8 | 8,3 | 7,6 | 8,0 | 7,8 |
| 4 | ~1800 | 46 | 5(3—4) | 6—10(8) | 8,6 | 7,4 | 8,0 | 7,7 |
| 5 | ~600 | 46 | 1 | 4—6(5) | 5,1 | 7,4 | 7,7 | 7,6 |
| 6 | <400 | 40 | 03—05 | — (1) | 1,1 | 7,4 | 6,7 | 7,1 |

Примечание. В скобках предполагаемые средние значения амплитуд смещения; полужирным выделены наиболее достоверные оценки магнитуд.

Как видно из таблицы, не для всех событий имеются замеренные амплитуды смещения. Для одновозрастного события таковые от места к месту значительно различаются, как и должно быть. В случае единичных замеров неизвестно максимальное или минимальное это значение. Наиболее определенно, по всем параметрам палеосейсмодислокаций, характеризуются палеоземлетрясения 1800- и 600-летней давности. Наиболее реальные оценки магнитуд этих палеоземлетрясений по параметру LD составляют 7,7 и 7,6 соответственно. Более или менее надежны оценки амплитуд смещения для палеосейсмодислокации, образовавшейся при палеособытии 4700 лет назад ($M_D = 8,0$).

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

В настоящей работе затронуты основные вопросы палеосейсмогеологии, которые еще далеки от окончательного решения. Это определение возраста палеособытий, установление параметров палео-

сейсмодислокаций, которые искажаются или маскируются более поздними импульсными подвижками, и, наконец, определение магнитуд палеоземлетрясений по параметрам палеосейсмодислокаций.

Погребенные почвы в одних случаях сформировались до палеособытия (обвалившиеся куски почвенно-растительного покрова), а в других — формируются только после события в течение короткого промежутка времени (гумусированные отложения в блокированных ложбинах) или за длительный период (новый почвенно-растительный покров, перекрывающий коллювий). Следует отметить, что классических коллювиальных клиньев [13] по зоне ГСР мы не встречали. Наиболее точная датировка палеособытий может быть получена по гумусированным образованиям в блокированных ложбинах временных водотоков. К таким случаям относятся датировки в 600, 1800, 4700 и 7600 лет, которые и стали опорными для выделения палеособытий. Расхождения принятых дат палеособытий с менее определенными датировками составляют в основном сотни лет (200—890). Только в двух случаях (К-6 и К-10) датировки 5100 и 2580 лет, как ограничения возраста палеособытий сверху (ближе к нашему времени), расходятся с принятым возрастом палеоземлетрясений на 2500 (возраст 7600 лет) и на 2120 (возраст 4700 лет) лет. Мала вероятность того, что датировки 5100 и 2580 лет характеризуют возраст самостоятельных локальных палеособытий, так как расхождения с палеоземлетрясениями возраста 4700 и 1800 лет составляют 400—780 лет. Будущие палеосейсмогеологические исследования с применением новейших технологий и методик на основе более совершенной аналитической базы дадут большую определенность в данном вопросе. При этом может измениться как количество выделяемых событий, так и их возраст. Вполне вероятно, что менее сильные древние разрывообразующие землетрясения с $M = 7-7,5$ мы пропустили. Объясняется это тем, что в Прибайкалье и Монголии поверхностное разломообразование начинает проявляться при землетрясениях с $M \approx 7$ [5], а смещения до 50 см у палеособытий, кроме последнего, трудно устанавливаются [15].

Проблема определения амплитуд смещения разновозрастных событий в каждом конкретном месте тесно связана с вопросом оценки возраста палеосейсмодислокаций. В условиях активного долгоживущего разлома, каким является ГСР, палеосейсмодислокации, возникшие при одном палеособытии, видоизменяются деформациями последующих палеоземлетрясений, создавая трудности в выделении амплитуд смещений для различных событий. Все это в полной мере относится и к современным сейсмодислокациям. Амплитуды смещения, определенные нами у некоторых палеособытий, позволяют с большей надежностью оценить их средние значения для оставшихся палеособытий. Обычно в мировой практике решается обратная задача — по известной амплитуде смещения современной сейсмодислокации определяется количество палеособытий, сформировавших многоактные уступы [16].

Исходя из голоценовых амплитуд сдвиговых смещений по юго-восточному флангу ГСР, достигающих 30—37 м, а возможно, и 60—70 м, средняя скорость за этот период составит 3—7 мм/год. Значения амплитуд голоценовых смещений и их максимумы в распределении сопоставимы с таковыми для Таласо-Ферганского разлома [17], Кобдинского разлома в Монголии [18] и для других линеаментов. Характерные амплитуды (1,5, 3,5—4, 7,5—8 и 15 км) наблюдаются в зоне ГСР и при смещении речных систем более высокого порядка. Левосдвиговое смещение до 15 км, скорее всего, произошло за период позднего кайнозоя (5—10 млн лет), что соответствует средней скорости в 1,5—3 мм/год. Для сравнения, скорости смещения составляют: 7 мм/год за кайнозой по разлому Алтынтаг в Китае при амплитуде сдвига в 55 км [19]; 0,5—1,7 мм/год по разлому Дагиншан во Внутренней Монголии за голоцен [21]; 24—31 мм/год за поздний голоцен и 10 мм/год за кайнозой по зоне Таласо-Ферганского сдвига [20]. Не исключено, что значения скорости смещения до 24—31 мм/год в последнем случае завышены из-за отнесения многоактных амплитуд смещения в 30—40 м к последнему разрывообразующему событию, случившемуся, по данным работы [6], около 2000 лет назад. Более правдоподобные оценки (5—15 мм/год) приводятся авторами публикации [17], при голоценовых амплитудах до 40 м.

При сегментации активных разломов по протяженности большое значение имеет относительное датирование сейсмодиформаций по степени их сохранности на дневной поверхности. Конечно же, это относится к зонам с одинаковыми инженерно-геологическими и ландшафтными условиями. Такими условиями характеризуется рассматриваемый 60-километровый отрезок зоны ГСР. Выделение количества палеособытий по заметным перегибам в поперечных профилях сейсмогенных уступов теоретически известно давно [7, 13], но в практических целях стало применяться недавно [22]. Широкое использование перегибов при сегментации разрывов осуществлено нами, по-видимому, впервые. Следует отметить, что при выделении перегибов возможны ошибки субъективного характера, так как в природе откосы уступов не всегда представлены хотя и изменяющейся, но гладкой поверхностью. Сомнение может вызывать сопоставление относительно разновозрастных фрагментов ПСД с той или иной абсолютной датировкой.

Судя по соотношениям (1)—(3), магнитуды дислокаций сейсмических событий со взброссдвиговыми дислокациями теснее связаны с такими параметрами сейсмодислокаций как L и LD . В случае же палеоземлетрясений, их магнитуды надежнее будут характеризовать уже D или LD , так как протяженность палеосейсмодислокаций определенно и значительно меньше возникших при палеособытии. Например, дислокации Восточноаянской ПСД могут протягиваться на 95 и даже на 225 км. В последнем случае по соотношению (1) магнитуда палеоземлетрясения составит 8,2.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные палеосейсмогеологические исследования по зоне ГСР со вскрытием зон сейсмодетекции горными выработками позволили выделить несколько разрывообразующих событий (палеоземлетрясения с M от 7,1 до 8,0) произошедших за последние 10 тыс. лет. Повторные интервалы (периоды) землетрясений с $M=7,6-8,0$ на юго-восточном фланге ГСР изменяются от 1200 до 2900 лет, составляя в среднем 2300 лет. Установленные амплитуды левосдвиговых смещений за голоцен составляют 4—12, 18—22, 30—37 и, возможно, 60—70 м.

Последующее палеосейсмогеологическое изучение зоны ГСР далее к северо-западу, несмотря на труднодоступность горно-таежного района, имеет большое значение как в теоретическом, так и в практическом аспектах. Для продолжения летописи досейсмостатистических событий как можно дальше в глубь тысячелетий необходимо пройти глубокую (10 м) и протяженную (50 м) траншею с помощью бульдозера на одном из легкодоступных участков зоны ГСР.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 97-05-96359).

ЛИТЕРАТУРА

1. Сеймотектоника и сейсмичность юго-восточной части Восточного Саяна / Ред. В. П. Солоненко. Новосибирск, Наука, 1975, 134 с.
2. Чипизубов А. В., Смекалин О. П., Белоусов О. В. и др. Взброссдвиговые палеосейсмодислокации по зоне Главного Саянского разлома // Докл. РАН, 1994, т. 338, № 6, с. 672—675.
3. Хромовских В. С., Чипизубов А. В., Курушин Р. А. и др. Новые данные о палеосейсмодислокациях Байкальской рифтовой зоны // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии, вып. 1. М., Наука, 1993, с. 256—264.
4. Чипизубов А. В., Смекалин О. П. Периодичность сейсмогенного вскрытия Главного Саянского разлома по палеосейсмогеологическим данным // Тезисы докладов Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. М., 1994, с. 254.
5. Чипизубов А. В. Выделение одноактных и одновозрастных палеосейсмодислокаций и определение по их масштабам магнитуд палеоземлетрясений // Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 3, с. 386—398.
6. Буртман В. С., Скобелев С. В., Сулержицкий Л. Д. Современные сдвиговые смещения по Таласо-Ферганскому разлому в Чаткальском районе Тянь-Шаня // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании полезных ископаемых. М., Наука, 1991, с. 133—137.
7. Wallace R.E. Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada // Geol. Soc. Amer. Bull., 1977, v. 88, № 9, p. 1267—1281.
8. Bucknam R. G., Andersen R. E. Estimation of fault-scarp from a scarp-height-slope-angle relationship // Geology, 1979, v. 7, № 1, p. 11—14.
9. Ласточкин С. В. Определение возраста палеосейсмогенных структур по морфометрическим показателям // Геоморфология, 1981, № 1, с. 91—94.
10. Andrews D. J., Hanks T. C. Scarp degraded by linear diffusion: Inverse solution for age // J. Geophys. Res., 1985, v. 90, № B12, p. 10193—10208.
11. Zhang B., Liao Y., Guo S. et al. Fault scarps related to the 1739 earthquake and seismicity of the Yinchuan graben, Ningxia Huizu Zizhiqu, China // Bull. Seismol. Soc. Amer., 1986, v. 76, № 5, p. 1253—1287.
12. Hanks T. C., Schwartz D. P. Morphologic dating of the pre-1983 fault scarp on the Lost River fault at Doublespring Pass Road, Custer County, Idaho // Bull. Seismol. Soc. Amer., 1987, v. 77, № 3, p. 837—846.
13. Vittori E., Labini S. S., Serva L. Palaeoseismology: review of the state-of the-art // Tectonophysics, 1991, p. 9—32.
14. McCalpin J. Current investigative techniques and interpretive models for trenching active dip-slip faults // Engineering geology and geotechnical engineering / Ed. Watters R.J. (Proceedings of the 25th symposium, Reno, 20—22 March 1988), 1989, p. 249—258.
15. Schwartz D. P., Coppersmith K. J. Fault behaviour and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas fault zone // J. Geophys. Res., 1984, v. 89, № 5B, p. 5681—5698.

16. Crone A. J., Luza K. V. Style and timing of Holocene surface faulting on the Meers fault, Southwestern Oklahoma // Geol. Soc. Amer. Bull., 1990, v. 102, p. 1—17.
17. Трифонов В. Г., Макаров В. И., Скобелев С. Ф. Таласо-Ферганский активный правый сдвиг // Геотектоника, 1990, № 5, с. 81—92.
18. Ruptures of major earthquakes and active deformation in Mongolia and its surrounding / Baljinnym I., Bayasgalan A., Borisov B. A. et al. // Geological Soc. Amer., Memoir, 181, 1993, 62 p.
19. Zheng J. Significance of the Altun Tagh fault of China // Episodes, 1991, v. 14, № 4, p. 307—312.
20. Burtman V. S., Skobelev S. F., Molnar P. Late Cenozoic slip on the Talas-Ferghana fault, the Tien Shan, Central Asia // Geol. Soc. Amer. Bull., 1996, v. 108, № 8, p. 1004—1021.
21. Wu W., Li K. Study on segmentation and palaeoseismicity along the MT. Daqingshan, Inner Mongolia // Abstracts 30th IGC. V. 3. Beijing, 1996, p. 163.
22. Sanders C. O., Slemmons D. B. Geomorphic evidence for Holocene earthquakes in the Olinghouse fault zone, Western Nevada // Bull. Seismol., Soc. Amer., 1996, v. 86, № 6, p. 1784—1792.

*Рекомендована к печати 29 октября 1998 г.
В. Д. Суворовым*

*Поступила в редакцию
22 апреля 1998 г.*