

СЕЙСМИТЫ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ**Е.В. Деев, И.Д. Зольников*, С.А. Гуськов***Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*** Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

Для поиска деформаций сейсмогенного генезиса (сейсмита) исследованы опорные разрезы четвертичных отложений Юго-Восточного Алтая. Обнаружены деформации, связанные с разжижением и флюидизацией влагонасыщенных осадков. Они образуют маломощные (от первых сантиметров до 0.5—1 м), часто повторяющиеся в разрезе и выдержанные по простиранию пачки, которые подстилаются и перекрываются недеформированными слоями. Выявлены разномасштабные разрывные дислокации с различной кинематикой. К сейсмогенным образованиям отнесены также слои и линзы грубообломочного материала мощностью от первых сантиметров до метра в параллельно-слоистых алевритах и песках, образовавшиеся за счет поступления коллювия в озера. Сейсмита развиты на разных стратиграфических уровнях квартала и в верхнеплиоценовых отложениях бекенской свиты. Это подтверждает представления о высокой сейсмической активности Юго-Восточного Алтая в четвертичное время.

Сейсмита, четвертичные отложения, сейсмичность, Юго-Восточный Алтай.

SEISMITES IN QUATERNARY SEDIMENTS OF SOUTHEASTERN ALTAI**E.V. Deev, I.D. Zolnikov, and S.A. Gus'kov**

We study earthquake-induced soft-sediment deformation (seismites) in reference Quaternary sections of southeastern Altai. Sediments in the sections bear signature of liquefaction and fluidization, and deformation is localized in thin (few centimeters to 0.5—1.0 m) continuously striking and frequently repeated layers sandwiched between undeformed sediments. The soft-sediment deformation records coseismic motion of different slip geometries. Seismic origin is also inferred for layers and lenses of coarse colluvium slid into the lake bottom from the slopes, which intrude plane-bedded silt and sand and vary in thickness from a few centimeters to one meter. The occurrence of seismic soft-sediment deformation at different stratigraphic levels of the Quaternary and in the Upper Pliocene Beken Formation confirms the high seismicity of southeastern Altai in Quaternary time.

Seismite, Quaternary deposits, seismicity, southeastern Altai

ВВЕДЕНИЕ

В сейсмоактивных регионах следы крупных землетрясений сохраняются в рельефе в виде макросейсмодислокаций: оползней, обвалов, уступов, протяженных рвов. Вопросам использования этих форм рельефа при оценках кинематики, интенсивности, магнитуд и положений очаговых зон палеоземлетрясений посвящена достаточно обширная литература [Хилько и др., 1985; Keefer, 2002; Malamud et al., 2004]. Однако подобного рода сейсмодислокации уничтожаются денудацией, как правило, в течение нескольких тысяч лет, что ограничивает их использование для палеосейсмологического анализа. Поэтому для реконструкции более древних сейсмических событий существенное значение в последнее время приобрели микросейсмодислокации, которые «консервируются» в осадочных толщах, и для их обозначения в геологический обиход введен термин «сейсмита» (seismites) [Seilacher, 1969].

К настоящему времени сейсмита выявлены в генетически разнотипных континентальных, прибрежно-морских и морских толщах [Hempton, Dewey, 1983; Plaziat et al., 1990; Obermeier, 1998; Enzel et al., 2000; Поволоцкая и др., 2006]. Несмотря на то, что эти деформационные текстуры наиболее хорошо изучены в разрезах кайнозойских осадков, особенно в плейстоцен-голоценовых, морфологически сходные с ними образования обнаружены и в более древних осадочных толщах [Netoff, 2002; Jewell, Etensohn, 2004; Mazumder et al., 2006].

Изучение разнотипных поверхностных деформаций, в том числе связанных с процессами разжижения и флюидизации грунтов, в очаговой зоне Чуйского землетрясения 2003 г. в Юго-Восточном Алтае, с одной стороны, подтвердило обоснованность выделения здесь древних сейсмогенных форм рельефа, а с другой — побудило нас заняться поисками сейсмита в полифациальных кайнозойских осадочных комплексах этой территории. Сообщение о первых находках сейсмита опубликовано в [Деев и др.,



Рис. 1. Положение изученных разрезов (1—9).

1 — Кызыл-Чинский (50°03'19.2" с.ш., 88°17'03.9" в.д., глубина (H) = 1845 м); 2 — Чаган-Узунский (50°03'39.0" с.ш., 88°20'55.5" в.д., H = 1767 м); 3 — Чаганский (49°56'48.1" с.ш., 88°06'32.5" в.д., H = 1992 м); 4 — Менкский (50°16'47.4" с.ш., 87°40'13.5" в.д., H = 1428 м); 5 — Усть-Чуйский (50°23'58.6" с.ш., 86°40'18.7" в.д., H = 768 м); 6 — Малоинской (50°26'53.6" с.ш., 86°40'23.3" в.д., H = 778 м); 7 — Яломанский (50°29'51.1" с.ш., 86°35'28.3" в.д., H = 755 м); 8 — Малояломанский (50°28'55.0" с.ш., 86°34'35.8" в.д., H = 745 м); 9 — Катунский (50°30'23.6" с.ш., 86°34'08.2" в.д., H = 735 м).

2005]. В настоящее время число местонахождений сейсмиков существенно возросло (рис. 1). Было выяснено, что они встречаются в четвертичных отложениях на разных стратиграфических уровнях. Поэтому одной из приоритетных задач авторы считают выявление связи сейсмиков с определенными элементами последовательности четвертичных отложений в этом регионе для определения временных интервалов его палеосейсмичности. Кроме того, в статье затронуты вопросы морфологического описания и механизмов формирования сейсмиков, определения критериев, позволяющих отличать их от текстур иного генезиса.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ТЕКТНИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ

Начало кайнозойских тектонических деформаций в Центральной Азии в современных геодинамических моделях, начиная с работы [Molnar, Tarponnier, 1975], связывается с коллизией континентальных масс Индостана и Евразии. Формирование внутриконтинентальных орогенов, примером которых может служить Алтай, — одно из следствий этой коллизии. Собственно алтайский ороген начал оформляться в конце палеогена — начале неогена [Добрецов и др., 1995].

Тектонические деформации, особенно усилившиеся в позднем плиocene, привели к формированию новейшей блоковой структуры Юго-Восточного Алтая, с абсолютными высотами возникших хребтов свыше 4 тыс. м. Максимальные амплитуды вертикальных межблоковых движений наблюдаются в зонах сопряжения горных хребтов и впадин, где они составляют 1—2 тыс. м; амплитуды вертикальных перемещений более мелких блоков достигают величин от первых десятков до сотен метров [Раковец, 1967; Новиков, 2004]. Существенный вклад в формирование блоковой структуры вносят сдвиговые перемещения и связанные с ними обстановки сжатия, растяжения и вращения [Лукина, 1996; Буслов и др., 1999; Thomas et al., 2002]. Следует отметить, что наряду с новообразованными межблоковыми структурами существенную роль в формировании блочности коры на кайнозойском этапе сыграли активизированные участки региональных разломных зон (Сарасинско-Курайская, Шапшальская, Кузнецко-Алтайская, Чулышманская и др.), определявших структурный план этой территории на протяжении позднего палеозоя и мезозоя.

Четвертичные движения по разломам фиксируются по наклонам и смещениям речных и озерных террас, пролювиальных конусов, моренных и флювиогляциальных комплексов, по нарушениям форм ледниковой эрозии и находят свое отражение в фациальной изменчивости и деформациях осадков межгорных впадин (Чуйская, Курайская и др.) [Девяткин, 1965; Буслов и др., 1999]. Современные движения блоков устанавливаются сетью GPS-геодезии и повторным нивелированием [Колмогорова, Колмогоров, 2002; Тимофеев и др., 2006].

Инструментальные наблюдения доказывают, что сейсмическая активность территории сохраняется и выражается в проявлении нескольких десятков землетрясений (вплоть до 12 энергетического класса) в год [Жалковский и др., 1995; Еманов и др., 2005]. Высокая палеосейсмичность Юго-Восточного Алтая подтверждается многочисленными макросейсмодислокациями, сохранившимися в рельефе. По оценкам

[Девяткин, 1965; Бутвиловский, 1993; Рогожин и др., 1999], к их формированию могли привести сейсмические события с магнитудами до 7.5 и интенсивностью на поверхности до 9 баллов. Высокая сейсмичность отмечена и в прилегающих районах Монгольского Алтая [Хилько и др., 1985]. А с учетом того, что монгольские разломные зоны имеют продолжение в Юго-Восточном Алтае, вероятность реализации здесь землетрясений с монгольскими магнитудами является достаточно высокой. Ожидаемый высокий сейсмический потенциал подтвердился событием осени 2003 г. с $M = 7.3$ и силой в эпицентре 8—9 баллов, за которым последовал длительный афтершоковый процесс [Еманов, Лескова, 2005].

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Полемика о становлении стратиграфических и палеогеографических концепций на Юго-Восточном Алтае достаточно полно рассмотрена в [Новиков, 2004]. Наши представления о хронологии главных четвертичных событий на этой территории основаны на стратиграфических, фашиально-генетических моделях и геохронологических исследованиях [Ефимцев, 1964; Девяткин, 1965; Парначев, 1999; Шейнкман, 2002], а также на авторских работах [Зольников, Мистрюков, 2008]. Под четвертичными отложениями залегают озерные, пролювиально-аллювиальные и делювиальные отложения бекенской свиты, возраст которой обычно датируется поздним плиоценом. Собственно четвертичные отложения начинаются с бурых валунников, галечников и песков плиоцен(?)-нижнечетвертичной башкаусской свиты, имеющей аллювиальный генезис в долинах главных рек и пролювиально-делювиально-аллювиальный — в меж-

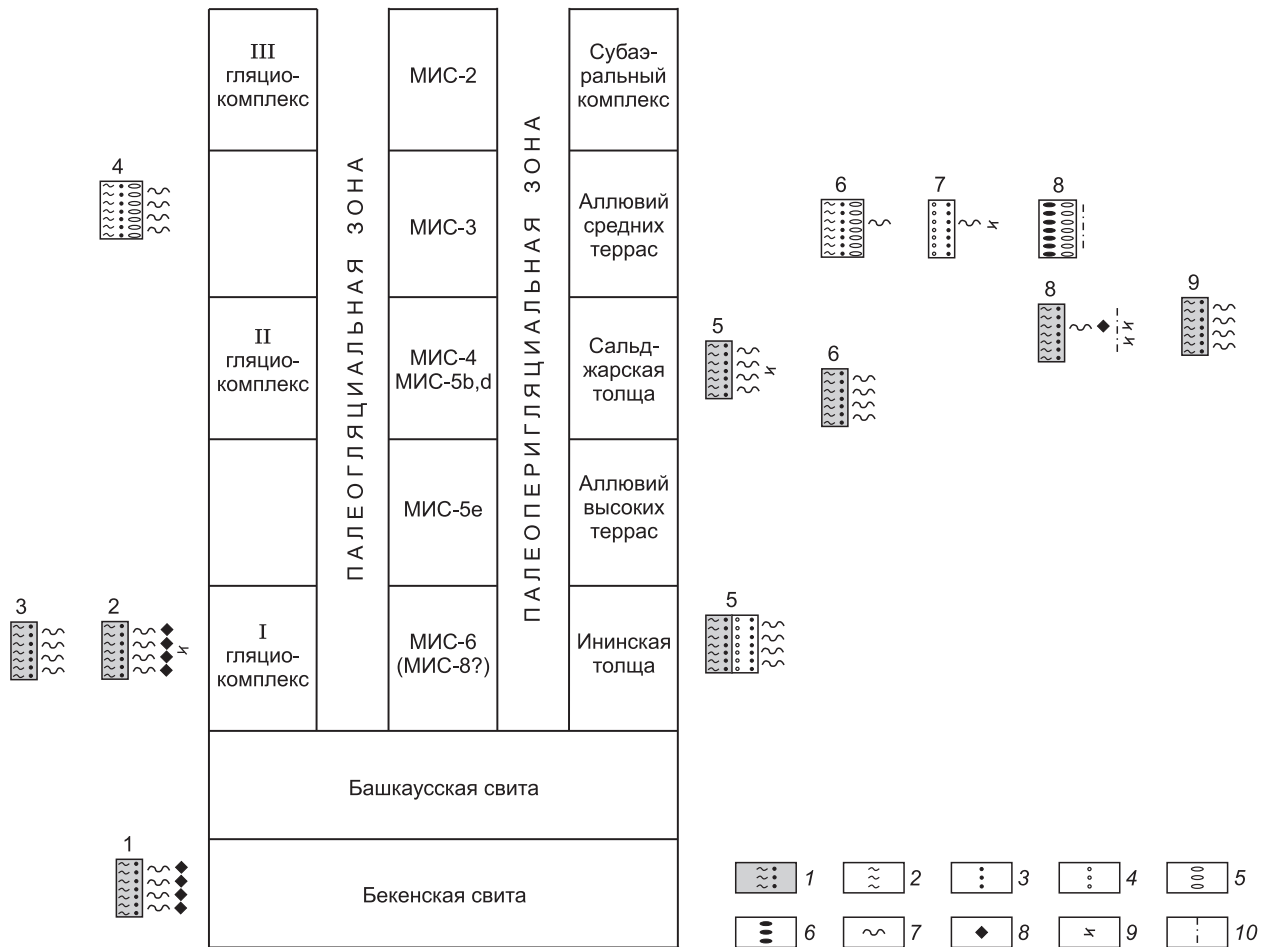


Рис. 2. Схема возрастной корреляции сейсмогенных деформаций в четвертичных отложениях Юго-Восточного Алтая.

1—6 — литофации, вмещающие сейсмогенные деформации: 1 — алевриты и пески ледниково-подпрудных и вторично-подпрудных озер; преимущественно аллювиальные; 2 — алевриты, 3 — пески, 4 — гравийники, 5 — галечники, 6 — валунники. 7—10 — сейсмогенные деформации: 7 — различные морфологические формы, обусловленные разжижением и флюидизацией осадков, 8 — грубообломочные коллювиальные слои и линзы, 9 — флексурные изгибы и их системы, серии мелких разрывов, часто со смещением относительно пластичных слоев, 10 — разномасштабные разрывные нарушения. Повторяемость условных обозначений 7—10 демонстрирует наличие нескольких горизонтов сейсмогенных образований в пределах разреза. Номера разрезов даны в соответствии с рис. 1.

горных котловинах. Отложения башкаусской свиты представляют собой межгорную молассу, сформировавшуюся на фоне активного орогенеза.

Рядом исследователей допускается, что первые оледенения Алтая начались в раннечетвертичное время в связи с ростом гор, но площадных следов этих оледенений нет [Свиточ и др., 1978]. Наиболее обширное распространение морен («максимальное оледенение», по [Девяткин, 1965]), и подпрудно-озерных алевритов связывается с рисским оледенением, сопоставляемым с тазовским горизонтом Западно-Сибирской региональной стратиграфической шкалы (ЗСРСШ). Корреляция с ЗСРСШ и морскими изотопными стадиями (МИС) [Imbrie et al., 1984] осуществляется по [Архипов и др., 1997]. Гляциокомплекс максимального оледенения (I гляциокомплекс, рис. 2) сопоставляется с МИС-6. Поскольку горловины котловин затыкались ледниковыми плотинами, то ледниково-подпрудные озера того времени занимали территорию Чуйской, Курайской, Уймонской и других котловин. Прорывы ледниковых плотин и спуски озер приводили к гигантским паводкам, которые достигали по глубине нескольких сотен метров и в ряде участков перехлестывали через водоразделы, ограничивавшие долины рек Чуя и Катунь [Бутвиловский, 1993; Рудой, 2005]. Моренным и озерным комплексам максимального оледенения соответствует ининская толща, выделенная Н.А. Ефимцевым [1964]. Эта толща мощностью до 300—350 м сложена пачками паводковых циклитов, число которых в наиболее представительных разрезах достигает семи. В то же время отложения максимального оледенения в Чаганском опорном разрезе представляют собой чередование морен и межморенных пачек. Термолюминесцентные даты для этих толщ существенно различаются у разных авторов [Свиточ и др., 1978; Борисов, Чернышева, 1987; Шейнкман, 2002]. Наибольшей сходимостью отличаются данные в [Шейнкман, 2002], согласно которым возраст самых древних из датированных морен в Чаганском разрезе (см. рис. 1) не превышает МИС-6. Возможным представляется традиционный диапазон бахтинского надгоризонта, включающий не только тазовский, но и самаровский (МИС-8) горизонт ЗСРСШ. Высказывалось мнение о том, что часть ледниковых подвижек и паводков связана с холодными подстадиями МИС-5 [Шейнкман, 2002]. Поэтому до получения более представительных и территориально более широких геохронологических результатов к оценке стратиграфического возраста толщи максимального оледенения Горного Алтая и коррелируемой с ней ининской толщи следует подходить достаточно осторожно.

По ининской толще вырезаны цокольные высокие террасы Чуи и Катунь, аллювий которых редко достигает по мощности 3—5 м, а на многих площадках террас отсутствует. Его возраст оценивается казанцевским горизонтом ЗСРСШ (МИС-5е). В комплекс высоких террас вложена сальджарская толща мощностью 60—100 м [Ефимцев, 1964], сопоставляемая нами с ледниковыми и озерно-ледниковыми комплексами первого постмаксимального оледенения Горного Алтая (II гляциокомплекс). Возраст толщи оценивается как раннезырянский или ермаковский по ЗСРСШ (МИС-4, возможно, МИС-5b,d), а в ее разрезах выделяется до трех пачек паводковых циклитов. В свою очередь, сальджарская толща является цоколем средних террас. На части террасовых площадок распространен соответствующий этапу врезания рек аллювий мощностью 3—5 м. Его возраст можно оценить как каргинский по ЗСРСШ (МИС-3), что подтверждается данными по палеолитическим памятникам [Дервянко, Маркин, 1987; Постнов и др., 2007]. Малая мощность аллювия обусловлена тем, что в постсальджарское время происходило врезание главных рек и их притоков в отложения гляциальных паводков. Врезание длилось достаточно долго и на многих участках достигло скального основания. Сарганскому горизонту ЗСРСШ (МИС-2) в палеогляциозоне соответствует второе постмаксимальное оледенение (III гляциокомплекс), а в палеоперигляциальной зоне — субэаральный комплекс на площадках террас, включающий лессы, золотые пески, образованные за счет перевевания каргинского аллювия, делювиальные шлейфы, сформировавшиеся в условиях холодного сухого климата. Голоцену соответствуют верхняя часть субэаральных покровов, аллювий низких террас и пойма. Далее рассмотрим стратиграфическую приуроченность деформационных текстур в опорных разрезах четвертичных отложений.

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ТЕКСТУРЫ В ОПОРНЫХ РАЗРЕЗАХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ

Разрезы, приведенные в данном разделе, неоднократно изучались разными исследователями Горного Алтая. В частности, их детальному послойному описанию с аргументацией фациально-генетической диагностики и возраста посвящена отдельная монография [Зольников, Мистрюков, 2008]. Поэтому, чтобы не перегружать статью деталями, мы приводим краткую характеристику разрезов в тексте, а на корреляционной схеме (см. рис. 2) показываем фациально-генетический тип и стратиграфическую позицию отложений, непосредственно вмещающих деформационные текстуры. С палеогеографической точки зрения, изученные геологические объекты расположены в двух областях: 1) палеогляциальной зоне, подвергавшейся непосредственному воздействию четвертичных ледников (вверх по долине Чуи от устья р. Бельгибаш вплоть до Чуйской котловины); 2) палеоперигляциальной зоне, куда ледники не доходили,

но где ведущим фактором четвертичного морфолитогенеза являлись гигантские гляциальные паводки (от устья р. Бельгибаш и ниже по долинам Чуи и Катуня, вплоть до выхода из предгорий).

Кызыл-Чинский разрез верхнеплиоценовых и четвертичных отложений расположен на левом берегу р. Кызыл-Чин в 1.5 км выше ее выхода из ущелья. Опорный разрез сложен снизу вверх: песками и алевритами (мощностью до 15 м) бекенской свиты, галечниками (8—10 м) башкаусской свиты, серым моренным диамиктоном (10—11 м) [Девяткин, 1965]. Нами описано обнажение фрагмента бекенской свиты высотой 9.5 м и протяженностью 12 м (рис. 3, А). Толща представлена светло-коричневыми с оранжевым оттенком параллельно-слоистыми алевритами и песками с включениями пяти слоев и линз неокатанного грубообломочного материала (мощностью от 0.3 до 1.5 м). Слоистость алевритов тонкая; прослойки песка составляют по мощности в среднем 2—5 см. Очевидно, что алевриты и пески являются осадками озера, а грубообломочные отложения представляют собой однородный по петрографическому составу (обломки коричневых девонских туфов) коллювий, обрушившийся в озеро с бортов долины. Пятнисто-полосчатая текстура грубообломочных слоев и линз, их неровные границы связаны с внедрением коллювиального материала в озерные осадки (см. рис. 3, Б, В). Линзы коллювия переходят по протяжению в цепочки «плавающих» остроугольных обломков, а в алевритах и песках видны волнистость и мелкие дисгармоничные складки. Слои алевритов и песков мощностью в первые сантиметры, смятые в дисгармоничные складки, отмечены и вне связи с коллювиальным материалом (см. рис. 3, Г).

Чаган-Узунский разрез четвертичных отложений расположен в 5 км выше по течению от впадения р. Чаган-Узун в Чую. В этом разрезе вскрыты палевые тонкопараллельно-слоистые алевриты и пески ледникового озера максимального оледенения. Нами рассмотрен фрагмент обнажения высотой около 7 м и протяженностью 8 м (рис. 4, А). Здесь пачка озерных отложений мощностью 3—4 м перекрывается слоем диамиктона (видимая мощность в обнажении 1.5—2 м), содержащего ледогранники, а также окатанные валуны и гальки дальнепринесенного материала. Диамиктон имеет пологоволнистую подошву в

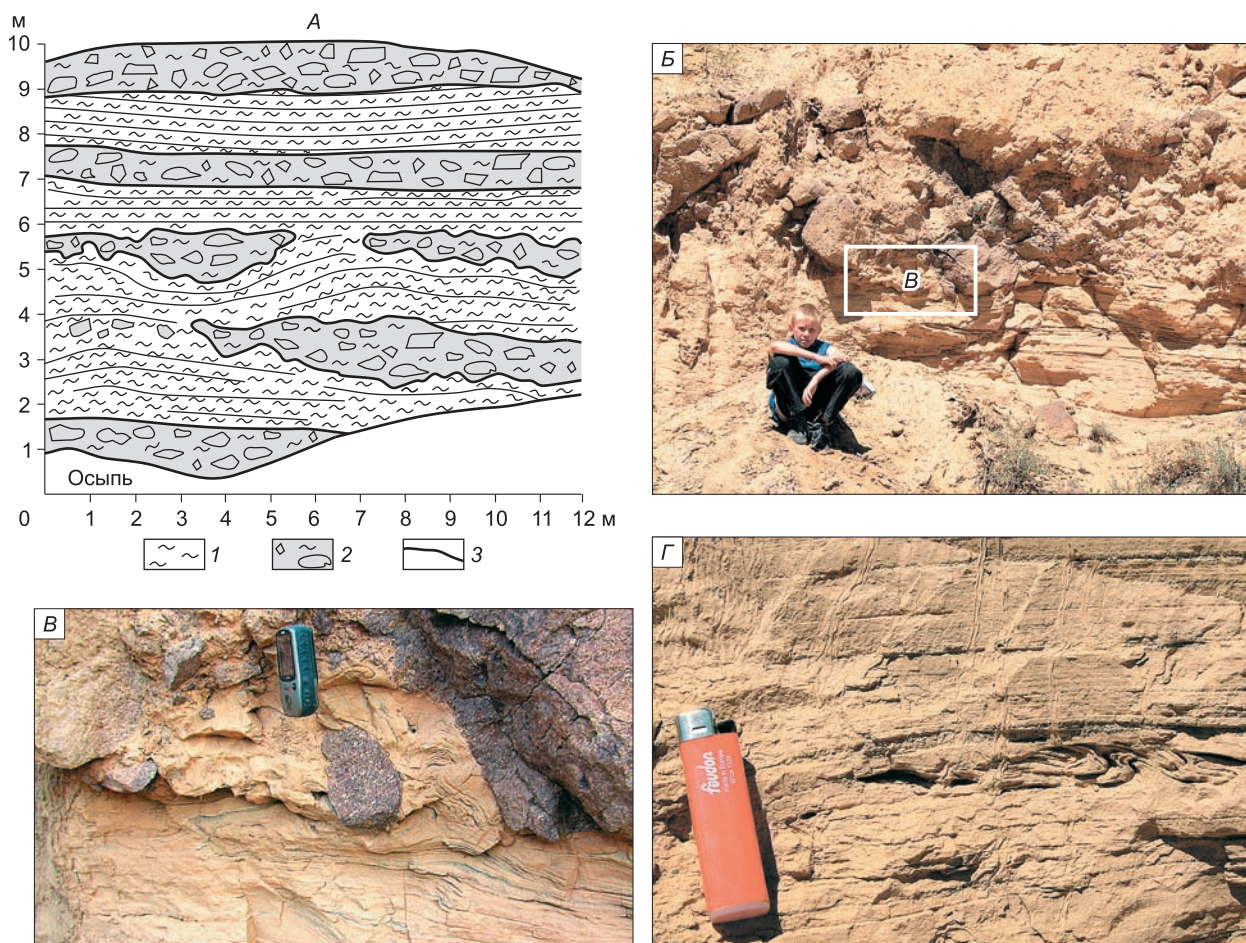


Рис. 3. Фрагмент Кызыл-Чинского разреза (А).

1 — параллельно-слоистые алевриты и пески подпрудного озера, 2 — горизонты грубообломочного коллювиального материала, 3 — элементы слоистости (здесь и далее). Пояснения к фотографиям Б—Г см. в тексте.

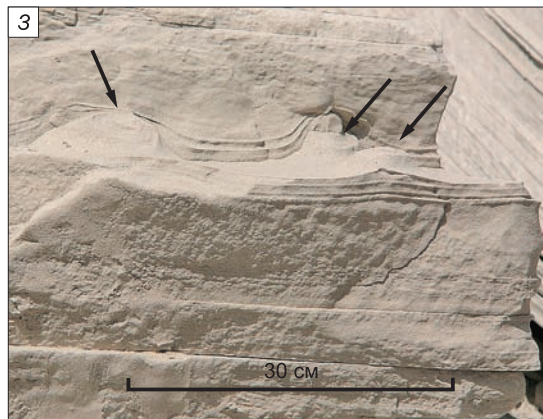
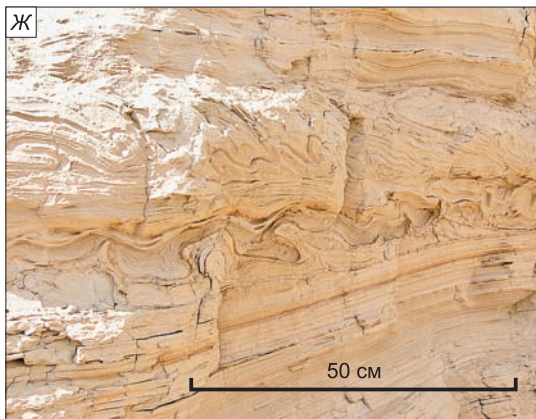
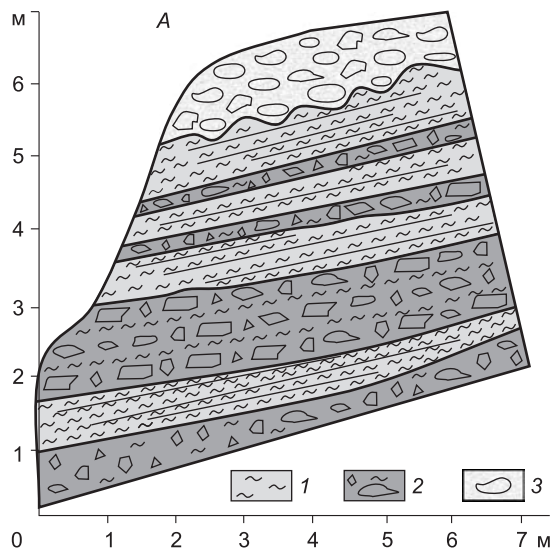


Рис. 4. Фрагмент Чаган-Узунского разреза (А).

1 — параллельно-слоистые подпрудно-озерные алевроски, 2 — горизонты грубообломочного коллювиального материала, 3 — морена. Пояснения к фотографиям Б—З см. в тексте.

данном обнажении и дислоцированную в близлежащих по латерали участках. Этот диамектон отнесен к морене гляциокомплекса первого постмаксимального оледенения.

Непосредственно в озерной пачке среди параллельно-слоистых алевритов отмечены четыре крупных (мощностью до 1 м) и ряд более мелких слоев грубообломочного необработанного материала из местных источников. Один из них показан на рис. 4, *Б*. По латерали эти слои нередко сильно меняются по мощности и, как правило, выклиниваются в сторону от борта долины. Очевидно, что грубообломочные слои формировались в субаквальной среде. На это указывают текстуры перемешивания коллювиального материала и алевритового осадка (см. рис. 4, *В*). Кроме того, зафиксированы следы внедрения грязекаменного потока в слоистые осадки с задирианием и опрокидыванием алевритовых и песчаных слоев (см. рис. 4, *Г*).

На продолжении грубообломочных слоев, как и в Кызыл-Чинском разрезе, прослеживаются микродислокации. В ряде случаев нами обнаружены интересные соотношения деформационных текстур и грубообломочного материала, когда обломочный слой, либо отдельные «плавающие» обломки ложатся на деформированный слой с относительно четкой нижней поверхностью (см. рис. 4, *Д*). В этом же разрезе присутствуют деформации алевритов и песков, представленные системами встречных микротрещин (см. рис. 4, *Е*), простых, дисгармоничных (см. рис. 4, *Ж*), веерообразных и изоклинальных складок (см. рис. 4, *Д*), не обнаруживающие связи с грубообломочным материалом. Более того, эти деформированные слои мощностью от первых сантиметров до первых десятков сантиметров снизу и сверху перекрываются пакетами недеформированных озерных осадков.

Деформации в озерных варвитах первого максимального оледенения встречены и в **Чаганском** стратотипическом **разрезе**, описанном в [Свиточ и др., 1978]. Они представлены в виде конусов вулканчиков размерами в первые сантиметры, которые отчетливо фиксируются на плоскостях отдельности (см. рис. 4, *З*).

Усть-Чуйский разрез четвертичных отложений расположен на правом берегу р. Катунь в 600 м ниже по течению от ее слияния с р. Чуя. Это первый из рассматриваемых разрезов, находящийся в палеоперигляциальной зоне Юго-Восточного Алтая, где в четвертичное время не было ледников, но неоднократно проходили гляциальные паводки, являвшиеся ведущим морфолитогенетическим фактором. В основании разреза вскрывается пачка паводкового циклита ининской толщи, которая с несогласием перекрывается сальджарской толщей, состоящей из трех пачек (рис. 5, *А*). С учетом опыта работы, наше внимание в первую очередь было обращено на пачки тонкогоризонтально-слоистых алевритов и песков вторично-подпрудных озер, которые завершают цикл гляциального паводка. По [Парначев, 1999], вторично-подпрудные озера возникают после прохождения гигантского паводка в притоках реки, перегороженных паводковыми отложениями, а также в понижениях долины, днище которой является к тому моменту неровным в результате денудации и аккумуляции отложений гигантским потоком. В Усть-Чуйском разрезе имеется два слоя вторично-подпрудных образований: первый венчает ининскую толщу, второй — среднюю пачку сальджарской толщи.

В этих слоях, а также в песчано-гравийном слое, подстилающем алевриты и пески ининской толщи, обнаружены горизонты деформационных текстур, представленных пламенивидными (см. рис. 5, *Б—Д*) и облаковидными (см. рис. 5, *Е*) формами. Первые — представляют собой внедрения грубозернистого осадка в мелкозернистый, вторые — напротив, мелкозернистого в грубозернистый. Мощности деформированных слоев не превышают 10 см. Кроме того, в верхнем слое алевритов и песков обнаружены две системы встречных микротрещин (аз. пад. 90° , угол пад. 45° и аз. пад. 300° , угол пад. 55°), одна из которых показана на рис. 5, *Ж*. Мощность нарушенного трещинами пакета около 15 см, толщина литонов между трещинами от 3 до 15 см, амплитуда смещений до 5—7 см.

Катунский разрез четвертичных отложений расположен на излучине левого берега р. Катунь напротив пос. Малый Яломан. В этом разрезе вскрыта протяженная линза горизонтально-слоистых алевритов и песков вторично-подпрудного озера, завершающего последний паводковый цикл сальджарского времени (рис. 6, *А*). Максимальная мощность озерных осадков достигает 6.6 м. Слои с деформационными текстурами мощностью 10—15 см зафиксированы на разных уровнях озерных отложений. Деформации представлены подушечными (см. рис. 6, *Б*), дисгармоничными (см. рис. 6, *Г*), циклоидными (см. рис. 6, *Д*), веерообразными, зачастую с пережатым ядром (см. рис. 6, *Е*), грибовидными (см. рис. 6, *Ж*) морфологическими разностями, микровулканами (см. рис. 6, *З*).

Малоинской разрез четвертичных отложений расположен на левом берегу р. Иня в 3.4 км от ее впадения в Катунь. Здесь, в стенках поперечного к долине р. Иня оврага, обнажается парастратотип сальджарской толщи. В составе последней выделены три пачки с полным набором литофаций, характерных для паводковых циклитов. Каждая из них венчается горизонтальным переслаиванием алевритов и песков вторично-подпрудных водоемов. В сальджарские отложения врезан аллювий каргинского возраста (видимой мощностью до 2 м), который, в свою очередь, перекрывается сартанским делювиальным шлейфом мощностью до 14 м. В делювиальный шлейф врезаны современная (голоценовая) пойма и русло

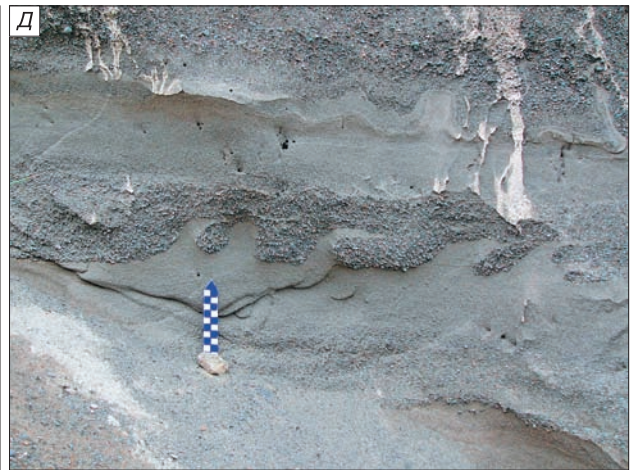
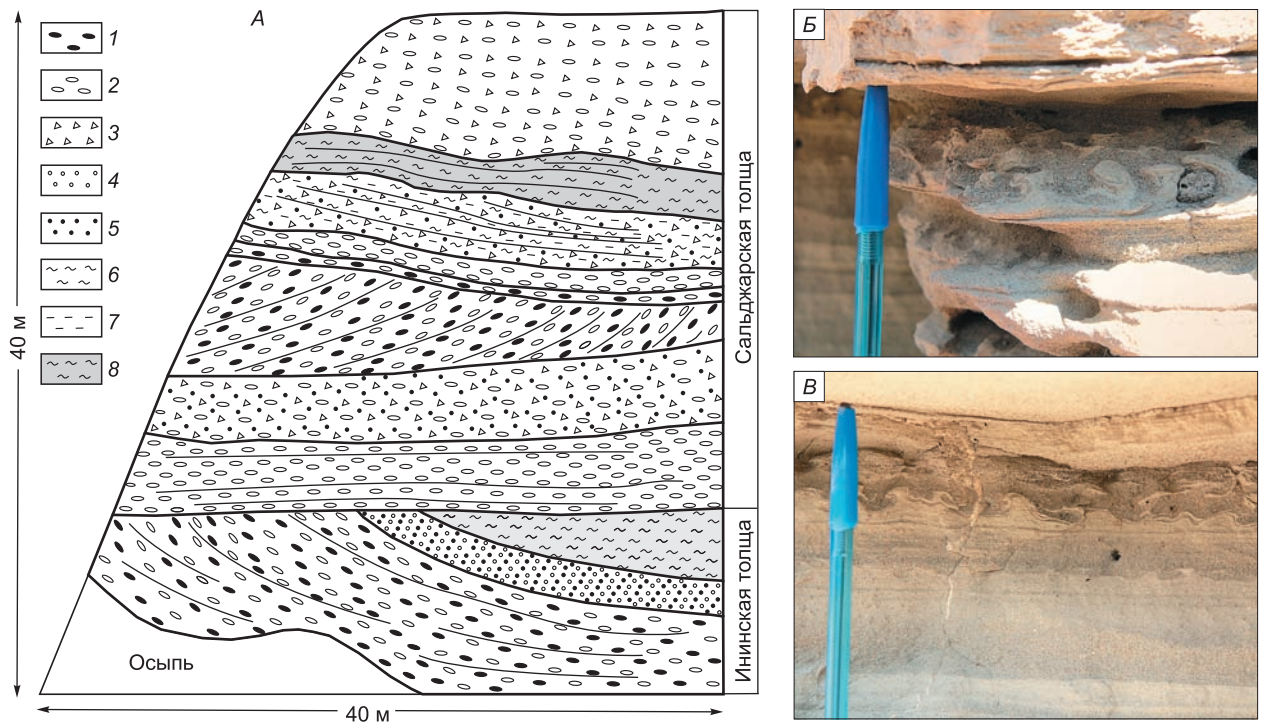


Рис. 5. Усть-Чуйский разрез (А).

1 — валунники, 2 — галечники, 3 — дресвяники, 4 — гравийники, 5 — пески, 6 — алевриты, 7 — глины, 8 — алевриты и пески вторично-подпрудных озер. Пояснения к фотографиям Б—Ж см. в тексте.

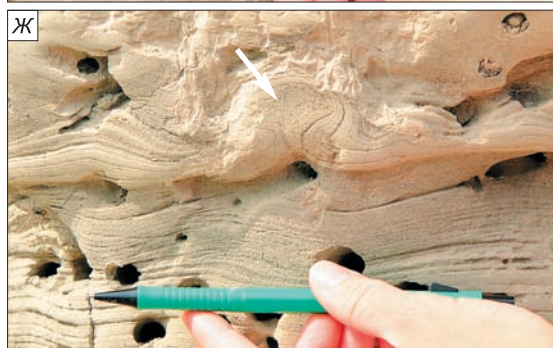
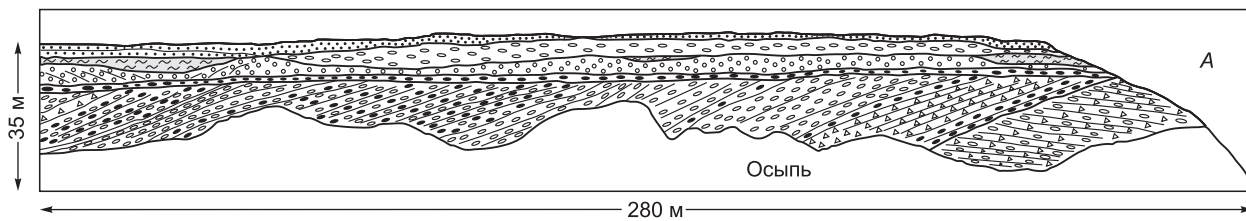


Рис. 6. Катунский разрез (А).

Усл. обозн. см. на рис. 5. Пояснения к фотографиям Б—Ж см. в тексте.

р. Иня. На рис. 7, А изображен фрагмент обнажения на пересечении оврага руслом р. Иня, в котором залегают снизу вверх русловой косослоистый галечник (видимая мощность до 1.5 м); пойменные алевроиты и пески с гидроморфной палеопочвой (мощность до 0.5 м); делювиальный горизонтально-слоистый дресвяник (видимая мощность до 2.4 м), сформированный за счет переотложения дресвяника сальджарской толщи. В деформированный интервал мощностью около 1 м объединены верхняя часть русловых галечников и пойменные алевроиты. Деформации наиболее ярко проявлены вблизи границы раздела осадков с различной зернистостью и выражены резкими циклоидными изгибами (см. рис. 7, Б), отторженцами слоев (см. рис. 7, В) по обе стороны от границы раздела. Деформации фрагментарно прослеживаются вдоль берега р. Иня на протяжении нескольких десятков метров.

Что касается самой сальджарской толщи, то в ней многочисленные нарушения слоистости найдены в обнажении на правом берегу р. Иня (50°27'07.1" с.ш., 86°39'13.9" в.д., $H = 775$ м) в озерных алевроитах и песках, венчающих нижнюю паводковую пачку. Деформационные текстуры представлены разномасштабными пламевидными (см. рис. 7, Г) и подушечными формами (см. рис. 7, Д). В различных частях разреза выделяются от двух до четырех деформированных интервалов (см. рис. 7, Г, Е, Ж). Все они возникли на границе грубозернистого (вверху) и тонкозернистого осадков (внизу).

Малояломанский разрез четвертичных отложений расположен на левом берегу р. Малый Яломан в 3.5 км выше устья. Снизу вверх в стратиграфической последовательности вскрыты: параллельно-слоистый дресвяник сальджарской толщи видимой мощностью до 3.5 м; параллельно-слоистые алевроиты и пески последнего сальджарского вторично-подпрудного озера (до 1.5 м); каргинский аллювий, состоящий из косослоистых валунников и галечников, которые замещаются к кровле горизонтально-слоистыми песками и гравийниками поймы (мощность до 2 м); сартанский (МИС-2) делювий, представленный параллельно-слоистыми дресвяниками с прослоями песка, мощностью 10—12 м. Как видно, строение послесальджарской толщи сходно с ее строением в Малоинском разрезе, но здесь зафиксированы иные палеодислокации, которые с разной степенью интенсивности прослеживаются на расстоянии около 100 м. На рис. 8, А показан фрагмент обнажения, где дресвяники, алевроиты, пески и нижняя часть валунно-галечников разбиты трещинами на блоки, смещенные относительно друг друга. Сверху дислокации запечатываются русловыми отложениями мощностью 0.2—1.0 м. Кроме хрупких деформаций с различной амплитудой и кинематикой смещения (см. рис. 8, А, Б, Г) в алевроитах и песках обнаружены небольшие флексуры (см. рис. 8, Д), а также более древние по отношению к разрывным дислокациям пламевидные текстуры (см. рис. 8, В).

В этом же разрезе обнаружена линза грязекаменного потока, внедренного в алевроиты и пески (см. рис. 8, Е). Судя по тому, что мощность подстилающих грубообломочный слой алевроитов и песков не более 40 см, внедрение грубообломочного потока произошло в начальный этап существования вторично-подпрудного озера. Кровля грубообломочной линзы облекается озерными осадками. На ее уровне прослеживаются нарушения слоистости в виде волнистых микротекстур, обусловленные «взмучиванием» придонного осадка при обвале обломочного материала. Линза подводного грязевого потока и перекрывающие его алевроиты и пески частично срезаны косослоистыми валунно-галечниками. Можно предположить, что линза грязекаменного потока была сформирована в результате схода в озеро крупнообломочного коллювия.

Яломанский разрез четвертичных отложений расположен в карьере на левом берегу р. Катунь в километре к юго-востоку от устья р. Малый Яломан. Карьер выработан на поверхности средних террас недалеко от их тылового шва. Здесь вскрыты линзовидно-косослоистые галечники с гравием и песком (рис. 9, А). Возраст аллювия, вероятно, постсальджарский, т.е. каргинский. По строению отложения представляют собой комплексы латеральной аккреции. В песчано-гравийной линзе одной из кос обнаружены разрывы со смещением (см. рис. 9, Б) и системы мелких флексур (см. рис. 9, В). Усиление степени деформированности осадков приводит к уничтожению первичной слоистости осадков (см. рис. 9, Г). Характерно, что, как и в вышеприведенных разрезах с субгоризонтальной слоистостью, деформированная линза находится между недеформированными.

Менкский разрез четвертичных отложений находится в заброшенном карьере Менкской гидроэлектростанции, в котором вскрыт послесальджарский аллювий, представленный снизу вверх косослоистыми галечниками видимой мощностью до 1.5 м и линзовидно-косослоистыми песками и гравийниками с галькой мощностью 15.5 м. Венчается аллювий слоем (1.5 м) солифлюкционной супеси с галькой и гравием. Вероятно, это один из самых представительных по мощности разрезов послесальджарского аллювия. В интервале 3.6—6.6 м вверх от подошвы песков и гравийников прослежено семь слоев с деформационными текстурами (рис. 10, А). Морфологически — это пламевидные (см. рис. 10, Б) и шаровидные (см. рис. 10, Д) внедрения, обусловленные погружением верхнего грубозернистого осадка в более тонкозернистый, текстуры более интенсивного перемешивания осадка (см. рис. 10, Е). На дискретность событий, приведших к формированию деформационных текстур, указывает их приуроченность к разным линзам (см. рис. 10, Б), расположение деформированных слоев между недеформированными осадками. Кроме того, у верхнего из сближенных в разрезе деформированных слоев часто фиксирует-

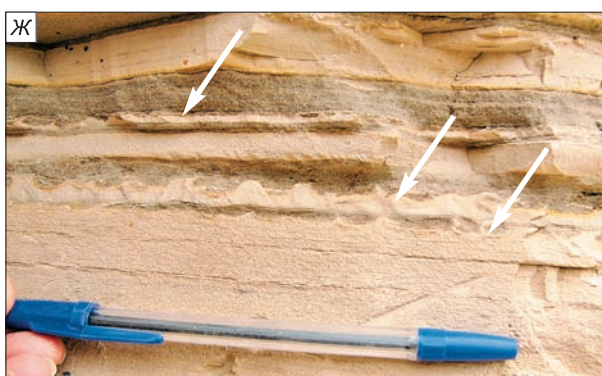
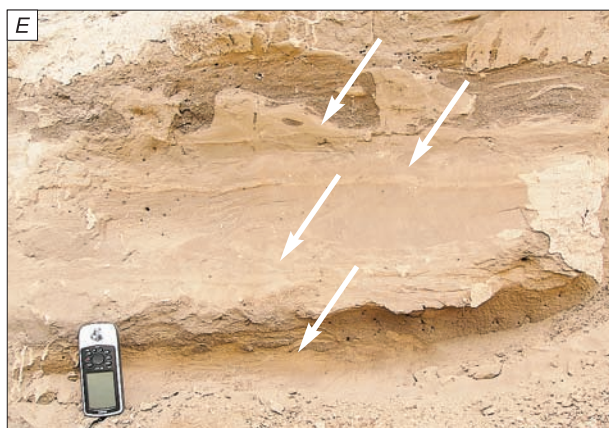
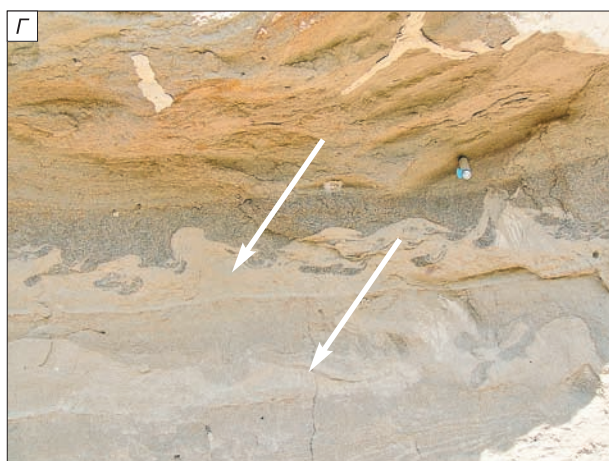
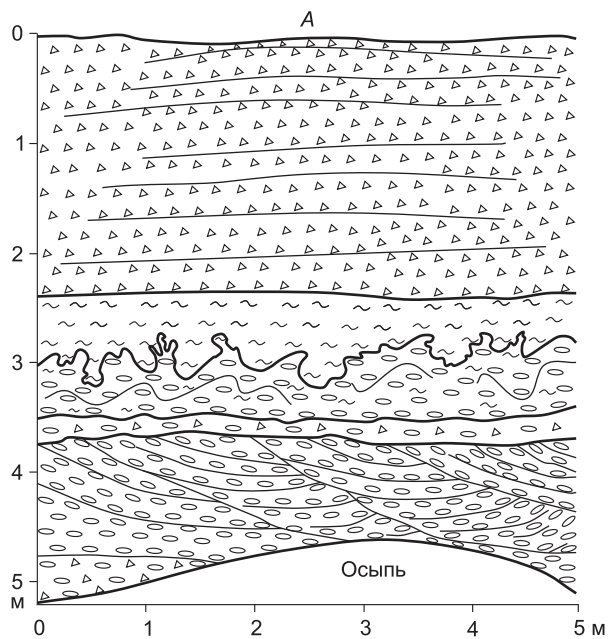


Рис. 7. Фрагмент Малоинского разреза (А).

Усл. обозн. см. на рис. 5. Пояснения к фотографиям Б—Ж см. в тексте.

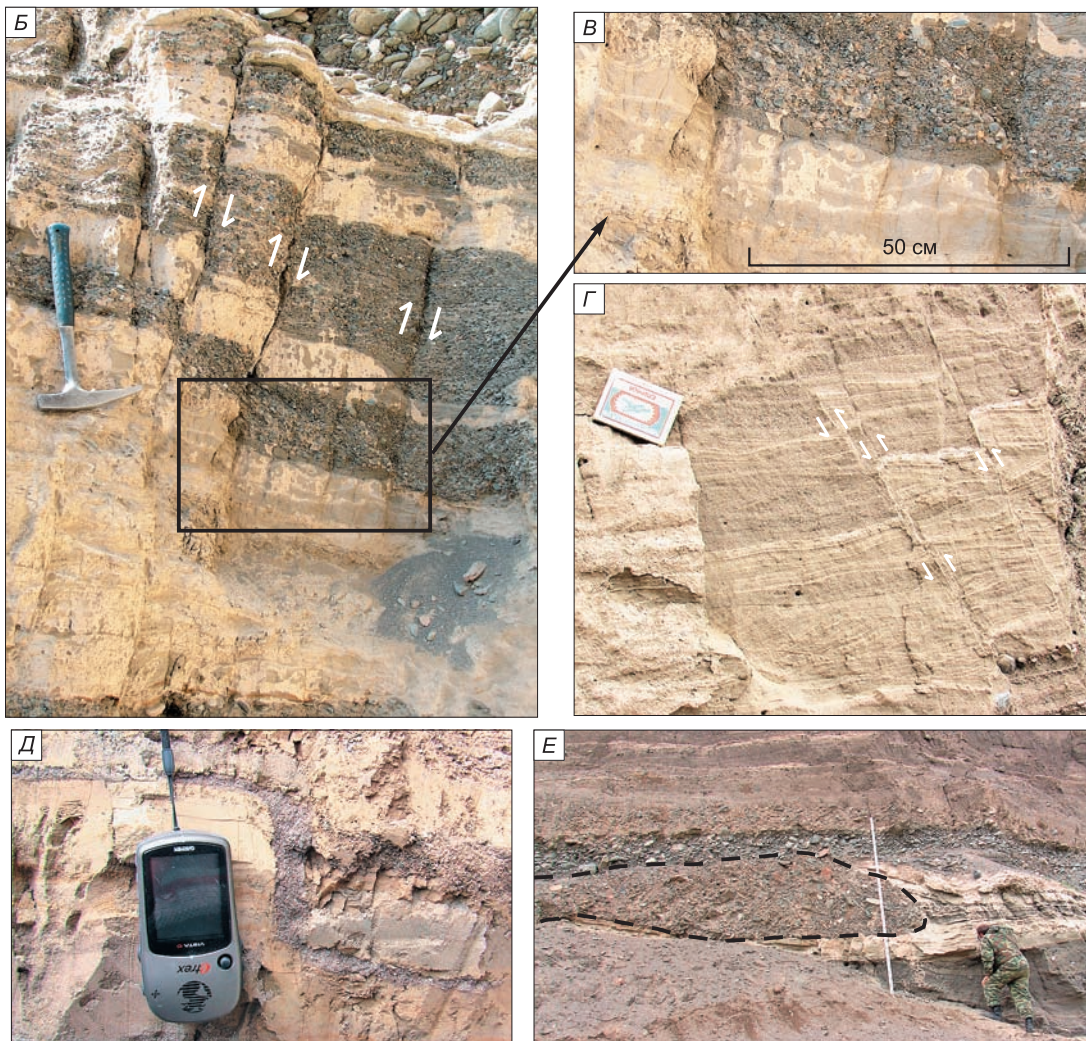
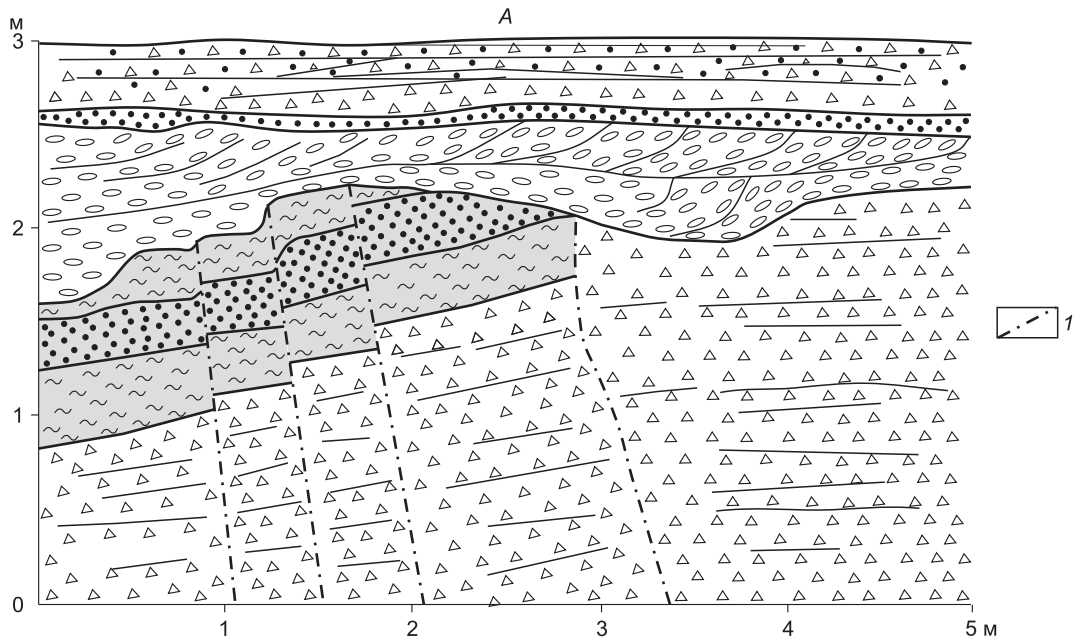


Рис. 8. Фрагмент Малоляломанского разреза (А).

1 — разрывные нарушения. Ост. усл. обозн. см. на рис. 5. Пояснения к фотографиям Б—Е см. в тексте.

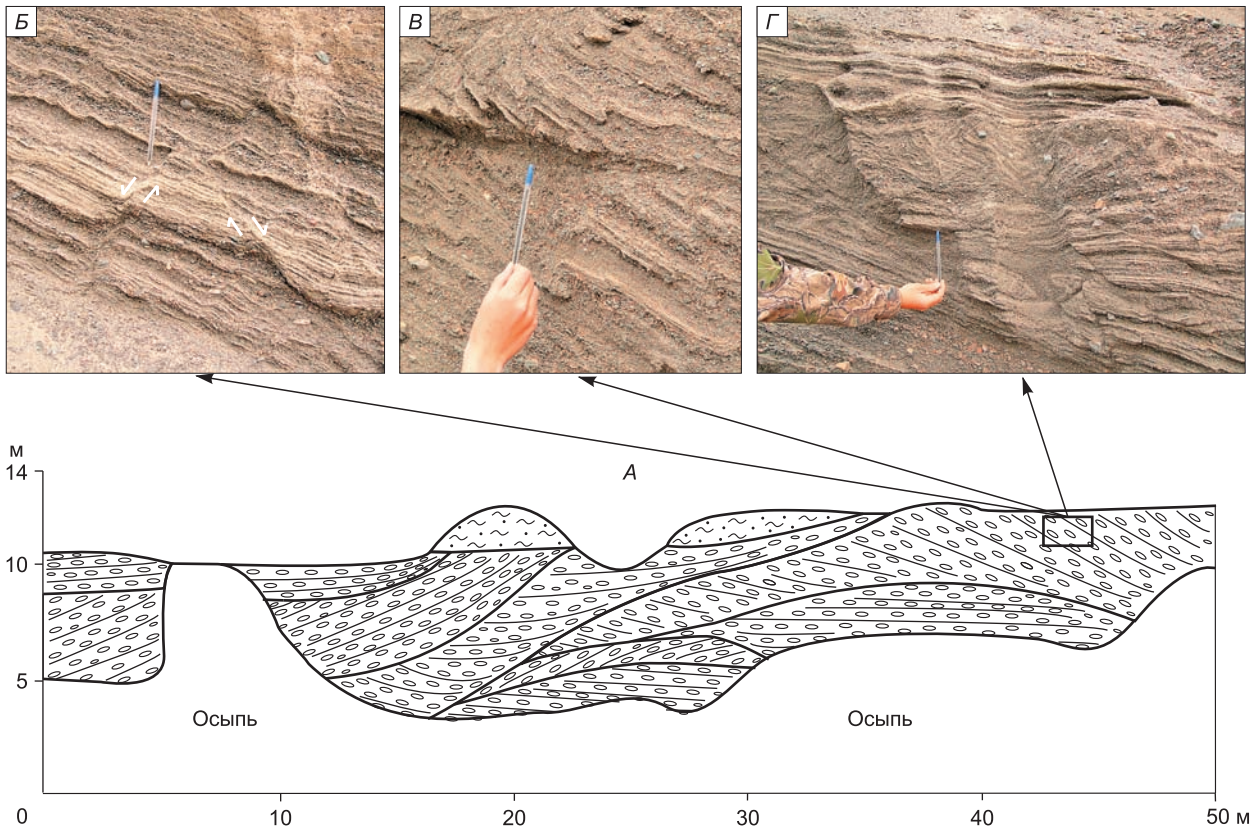


Рис. 9. Яломанский разрез (А).

Усл. обозн. см. на рис. 5. Пояснения к фотографиям Б—Г см. в тексте.

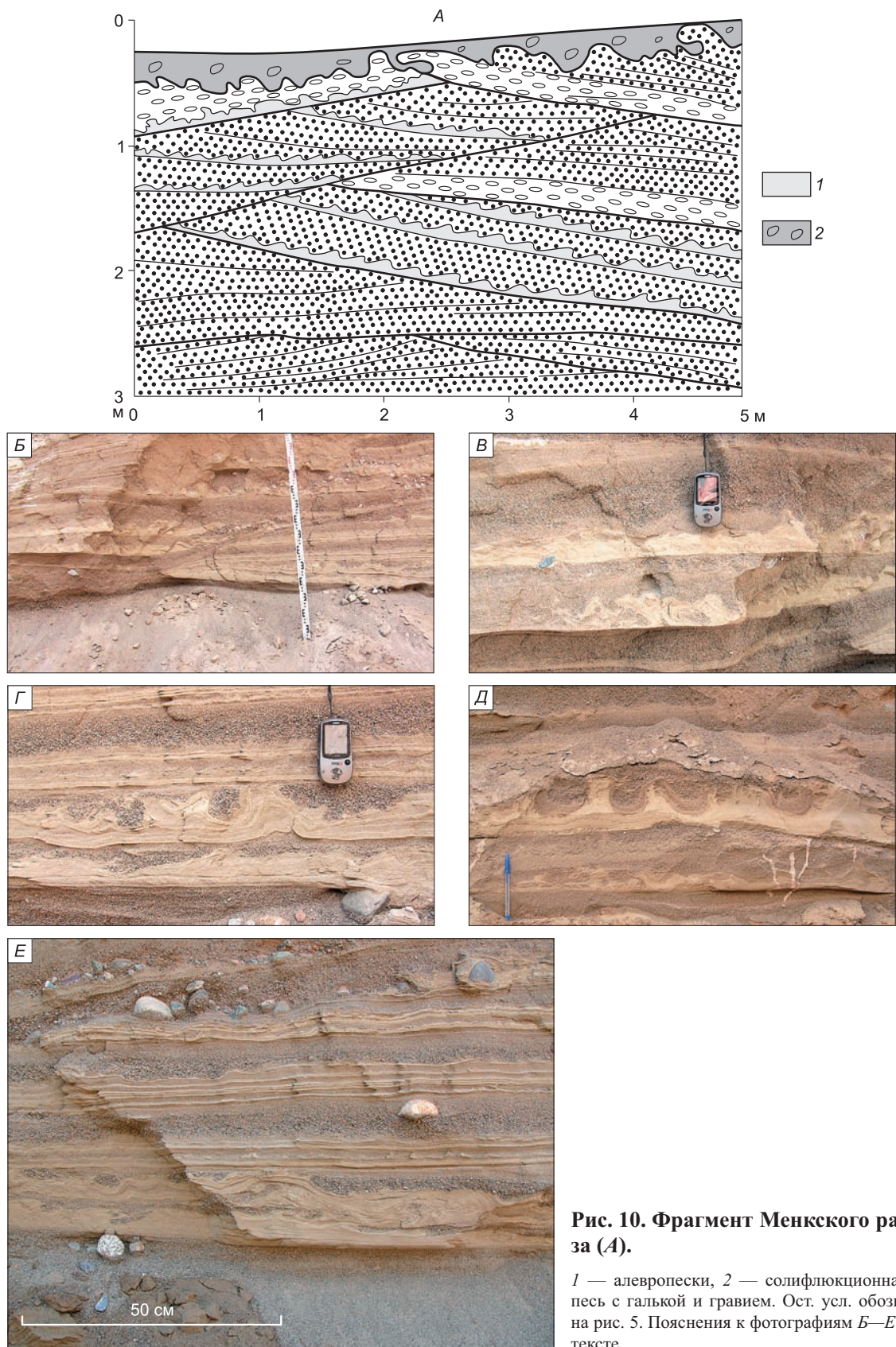
ся четкая слабдеформированная подошва (см. рис. 10, В, Д), а кровля самих слоев может срезаться перекрывающими осадками (см. рис. 10, Г).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

К вопросу о генезисе деформационных текстур. До сих пор существует проблема достоверного выявления генезиса разнотипных деформационных текстур в осадочных толщах. Поэтому остановимся на этом вопросе более подробно. Деформационные текстуры (в том числе и морфологически сходные) в четвертичных толщах Юго-Восточного Алтая могут иметь гляциогенное, криогенное, солифлюкционное, обвальное, оползневое, подводно-оплывневое, седиментационное и сейсмогенное происхождение.

Достаточно легко исключить присутствие гляциодинамических и гляциотектонических текстур в отложениях внеледниковой зоны, так как для этого типа дислокаций необходима деятельность ледника. В дочетвертичных бекенских отложениях Кызыл-Чинского разреза, по палеоклиматическим данным, гляциодислокации также исключены. В то же время деформационные текстуры в Чаган-Узунском разрезе можно было бы проинтерпретировать как результат давления ледника на увлажненные отложения его ложа (тем более, что здесь варвиты с деформированными слоями перекрыты мореной). Но дать такую генетическую интерпретацию не позволяет парагенетическая связь деформированных алевроитов и песков с грубообломочными слоями, формировавшимися при обрушении материала со склона в непокрытое льдом озеро. Поэтому мы уверены, что эти дислокации гляциогенными не являются. Для деформационных текстур в озерных варвитах без следов субэдральных перерывов можно исключить криогенный и солифлюкционный механизмы образования, так как формирование подземных льдов на дне озера представить достаточно сложно, а солифлюксий является субэдральным процессом. Текстуры деформированной ряби течений имеют совершенно иную морфологию.

Деформации амплитудой до 0.5 м в аллювиальных галечниках, гравийниках и песках могут быть следствием криогенеза, например, в Чуйской котловине, в разрезах, приуроченных к районам с термокарстовым рельефом, сформировавшимся за счет деградации бугров пучения. Складчатая текстура характерна и для солифлюкционных отложений, формирующихся не только при таянии подземных линз



льда инъекционного происхождения, но и сегрегационных шлиров, повторно-жильного льда, льда-цемента. Но обнаруженные на одном стратиграфическом уровне (тяготеют к подошве делювия, формирование которого определяется единым климатическим событием — похолодание и иссушение в рамках последнего оледенения), хотя и в разных обнажениях, складки и разрывные нарушения в аллювиальных галечниках, гравийниках и песках Малоинского и Малояломанского разрезов могут быть присущи только текстурам протавивания повторно-жильных льдов. Основной же формой указанного типа подземных льдов являются клинья с характерными отворотами слоев на краях, что в вышеприведенных разрезах не наблюдается. Таким образом, вышеописанный парагенезис складок и разрывных нарушений не может быть проинтерпретирован ни как результат криогенеза, ни как несейсмогенный оползень-обвал.

Морфологически сходные с выделенными в разрезах деформационными текстурами образования могут возникать в субаквальной обстановке при поступлении с берегов в озеро водокаменных и грязекаменных потоков. Благоприятные условия для таких седиментационных процессов возникают в палеогляциозоне на заключительных стадиях существования подпрудно-ледниковых водоемов, в перигляциальной зоне на этапах спада гигантских гляциальных паводков [Зольников, Мистрюков, 2008]. Однако для подводных образований, связанных с течениями, характерны взаимные переходы оплывневых, мутьевых и дебрисных текстур друг в друга [Зольников, Мистрюков, 2008], т.е. дислокации и седиментация в них сингенетичны. Рассмотренные же деформационные текстуры развиваются как вторичные дислокации по уже сформированным седиментационным текстурам и перекрываются или срезаются осадками с другими седиментационными текстурами. Итак, имеет место разрыв во времени седиментационных и деформационных текстур. Кроме того, подводно-оплывневые отложения, как правило, имеют более широкий набор текстур (складки волочения, микродиапиры, полосы с кляксообразными очертаниями), часто вытянутых в направлении движения. Это всегда не тонкие пакеты микродеформаций в озерных осадках, а слои смешанного состава, нередко мощностью до нескольких метров.

Таким образом, комплексный анализ описанных в четвертичных разрезах текстурных парагенезисов деформаций как в отдельных слоях, так и в их последовательностях, а также в обнажениях на одном стратиграфическом уровне, с учетом палеогеографической обстановки позволяет нам предположить их сейсмогенный генезис и объединить в группу сейсмитов. В пользу такого предположения говорят морфологическое подобие деформационных текстур, зафиксированных на разных стратиграфических уровнях, в осадках различных генетических типов и палеогеографических зон, спонтанное развитие деформированных интервалов в однотипно построенных разрезах. Приуроченность деформационных текстур к определенным стратиграфическим уровням, наличие в едином разрезе нескольких слоев с деформациями, разделенных недеформированными слоями, определенно указывают, с одной стороны, на дискретность, с другой — на повторяемость событий, что и следует ожидать в сейсмоактивных зонах, характеризующихся чередованием периодов затишья и активизации. Палеосейсмическая активность рассматриваемой территории определяется тем, что в четвертичное время Юго-Восточный Алтай был областью интенсивного горообразования. Высокая сейсмичность территории сохраняется и по сей день (см. выше).

Показанные в статье деформационные текстуры являются морфологическими и масштабными аналогами сейсмитов, которые фиксируются российскими и зарубежными авторами в других сейсмоактивных зонах как в ископаемом состоянии, так и при исторически зарегистрированных землетрясениях (см. Введение). В этом контексте отметим, что масштабные и морфологические аналоги некоторых из выделенных нами ископаемых разновидностей сейсмитов обнаружены в разрезах грифонов, сформированных при разжижении грунта, спровоцированного Чуйским землетрясением 2003 г. (см. рис. 6, Б, В).

Присутствие сейсмитов в четвертичных толщах Юго-Восточного Алтая позволяет, в свою очередь, достаточно определенно взглянуть и на генезис присутствующих в их структуре слоев и линз грубообломочного коллювиального материала. Последние в слоистых алевритах и песках — результат обвалов в озеро материала со склонов, далеко не всегда являются следствием землетрясения. Однако парагенезис грубообломочных горизонтов в озерных осадках с сейсмитами в Чаган-Узунском и Кызыл-Чинском разрезах позволяет уверенно говорить о их сейсмогенной природе. Особенно важными представляются наблюдения текстур в Чаган-Узунском разрезе, которые выявили небольшое упреждение в развитии сейсмитов к моменту отложения обвального материала. Это наблюдение позволяет утверждать, что сейсмитами не являются следствием обвала, но и процесс их образования, и обвал получили спусковой импульс одновременно. Таким триггером наиболее логично предположить подземный толчок. По нашему мнению, сейсмитами могли формироваться в момент прихода сейсмической волны, а камнепад-обвал достигал дна озера в виде подводного грязевого потока несколько позже (спустя несколько минут) и ложился на уже сформированные деформации осадка. Дополнительным аргументом в пользу связи грубообломочных прослоев с землетрясениями является их линзовидно-слоистое расположение в разрезах, что указывает на повторяемость процесса их формирования. Сейсмогенный триггер предполагается нами и для грязекаменного образования, обнаруженного в Малояломанском разрезе, что вполне вероятно в контексте обнаружения структур разжижения в алевропесках и сейсмогенных разрывных нарушений.

Отметим, что подводно-оплывневые миктиты, формировавшиеся при спаде гигантских паводков или при спусках озерных бассейнов, обладают сходством с телами грубообломочного материала, появившимся в озерах при сейсмогенных обвалах. Однако имеются и существенные различия образований этих двух процессов. Обвальные отложения характеризуются одноактностью самого события, после которого нормальное осадконакопление быстро восстанавливается. На текстурно-структурных признаках отложений отражается и тот факт, что при обвале обломки начинают перемешиваться с придонными осадками, лишь поступив в озеро. Поэтому горизонты смещения и деформации озерных осадков на их продолжении в данной обстановке более четко локализованы. Для подводно-оплывневых образований на стадии спада вод характерно более долговременное осадконакопление и многособытийность седиментационного процесса, что отражается в текстуре отложений. Подводно-оплывневые образования характеризуются тем, что с быстрообнажающихся берегов, которые еще только что были под водой, в озеро поступают грязекаменные потоки различного гранулометрического состава. Потоки пересекаются, разбавляются водой и накладываются друг на друга. Поэтому пакеты смещения материала и резкие переходы литологических разностей друг в друга более многочисленные.

Итак, генезис рассмотренных деформационных текстур и сопряженных с ними грубообломочных горизонтов с достаточной долей уверенности может трактоваться как сейсмогенный.

Типы, морфология и механизмы формирования сейсмогенных деформаций. Изучение разрезов четвертичных отложений показало развитие в них разнотипных сейсмитах. Формирование наибольшего количества деформаций связано с разжижением и флюидизацией влагонасыщенных осадков. Они образуют маломощные (от первых сантиметров до 0.5—1 м), часто достаточно выдержанные по простиранию пакеты. Пакеты с сейсмитами подстилаются, перекрываются недеформированными слоями и образуют с ними согласную последовательность. Как правило, в одном разрезе присутствует нескольких деформированных слоев, что указывает на периодический характер процессов образования. Морфологически однотипные деформационные текстуры проявляются в осадках с различной зернистостью. В настоящее время нет общепринятой морфологической классификации такого рода текстур, поэтому при их описании используются термины, наиболее подходящие для характеристики их геометрии. Авторами выделены изоклиналиные (см. рис. 4, Д), дисгармоничные (см. рис. 3, Г; 4, Ж; 6, Г), веерообразные (см. рис. 6, Е), циклоидные складки, шаровые, пламевидные, облаковидные, грибовидные внедрения одного осадка в другой, микровулканы (см. рис. 4, З; 6, З). Некоторые из этих названий требуют кратких дополнительных пояснений. *Циклоидные* текстуры напоминают графики циклических геометрических функций и представляют собой простые складки (см. рис. 6, Д; 7, Б). *Шаровидные* (см. рис. 10, Д) и *подушечные* (см. рис. 6, Б; 7, Д) текстуры — это изометричные или уплощенные внедрения грубозернистого материала, разделенные колоннами мелкозернистого осадка. *Пламевидные* текстуры внедрения характеризуются проникновением осадка одного типа в другой (см. рис. 5, Б—Д; 7, Г, Е; 8, В; 10, В). В срезе они сходны с языками пламени и часто сопровождаются формированием отторженцев. *Облаковидные* текстуры представляют собой формы проникновения мелкозернистого осадка в более грубозернистый вышележащий (см. рис. 5, Е). *Грибовидные* текстуры — это поперечные срезы пластичных изгибов слоев, напоминающих форму шампиньонов, в центральную часть которых втягивается более грубозернистый осадок нижележащего слоя (см. рис. 6, Ж).

Типичные хрупкие деформации выделены в Малояломанском и Чаган-Узунском разрезах, где они представлены разномасштабными разрывами различной кинематики (см. рис. 4, Е; 5, Б, Г). Вероятно, промежуточную позицию между хрупкими деформациями и структурами разжижения и флюидизации занимают одиночные флексуры, изгибы и их системы, а также серии разрывов, по которым происходит смещение еще относительно пластичных слоев (см. рис. 5, Ж; 9, В).

Аналізу параметров и механизмов деформационного поведения зернистых сред при сейсмических событиях посвящен ряд публикаций, в том числе [Lowe, 1975; Allen, 1982; Owen, 1987]. Высказаны предположения о том, что волновое воздействие нарушает непрерывность седиментационные структуры, и осадок переупаковывается. Это приводит к уменьшению пористости осадка и повышению давления порового флюида. При различных соотношениях литостатического и порового давлений реализуются механизмы флюидизации и разжижения. Ранние стадии последнего способствуют развитию пластической деформации с образованием разнородных пликативных форм и флексур. Усиление разжижения приводит к дальнейшей прогрессирующей деструкции первичных осадочных структур с формированием флюидальных и массивных текстур. Следствием флюидизации является движение алеврито- или песчано-водных потоков по трещинам, ряд из которых служит питающими каналами, проявляющихся на поверхности песчаных вулканов. На проявление этих механизмов положительно влияет меньшая зернистость осадка и отрицательно — присутствие в нем значительного количества глинистых минералов, увеличивающих сцепление.

Проведенные нами исследования [Сибиряков, Деев, 2008] позволяют анализировать возможные варианты развития деформации зернистой среды при сейсмическом воздействии. Показано, что тип де-

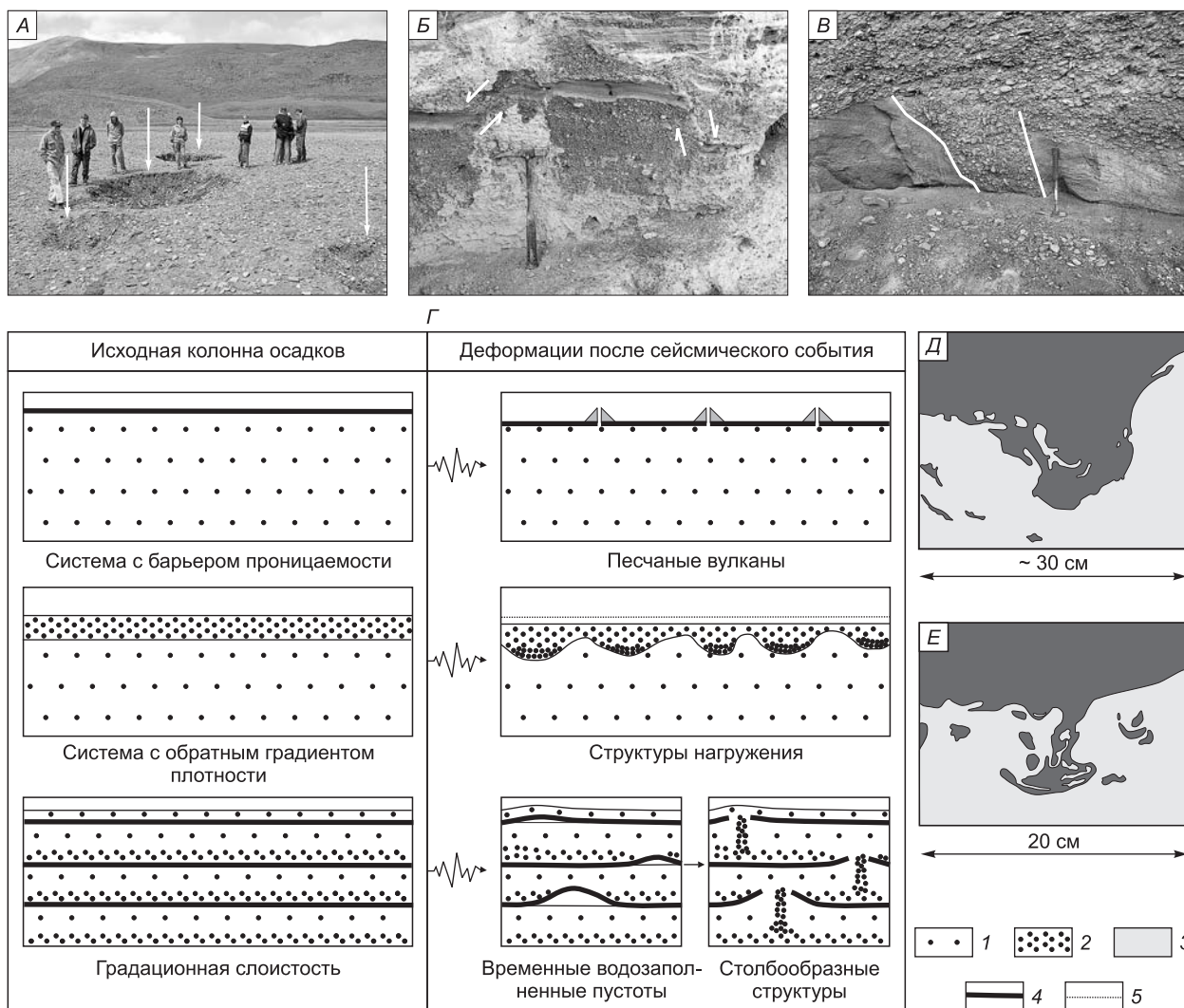


Рис. 11. Воронки в русловом аллювии р. Талдура, возникшие при Чуйском землетрясении 2003 г. (А).

Б — микрогорст из верхней паводковой пачки сальджарской толщи Малоинского разреза; В — осадочная дайка из сальджарской толщи, район Яломанского разреза; Г — некоторые результаты моделирования структур разжижения и флюидизации с использованием вибростолла, по [Moretti et al., 1999]; 1, 2 — песок: 1 — мелкозернистый и илистый, 2 — средне- и крупнозернистый; 3 — ил; 4 — глина; 5 — уровень воды; Д — пример структуры нагружения, полученной в эксперименте, по [Moretti et al., 1999]; Е — природный аналог из нижней пачки сальджарской толщи Малоинского разреза; более темным цветом показан относительно более крупнозернистый осадок.

формации данной среды зависит главным образом от типа флюида в поровом пространстве. Если поры заполнены газом, деформация будет хрупкой с образованием трещин. Если поры заполнены жидкостью, будут происходить разжижение и флюидизация среды. В последнем случае существенное значение приобретают удельная поверхность порового пространства, пористость и поровое давление. Например, чем ниже пористость и выше удельная поверхность порового пространства, т.е. чем более мелкозернистым является осадок, тем сильнее он будет подвержен разжижению и флюидизации. Этому же способствует и наличие флюидоупора (замкнутая пористость). Вышесказанное объясняет факт преимущественного развития деформаций, образованных в результате разжижения и флюидизации, в осадках от алевритовой до гравийной размерности. Деформации же в галечниках Малоинского разреза, скорее всего, связаны с разжижением наполняющих их песка и алеврита. Флюидизацией межгалечного наполнителя можно объяснить воронки в русловом аллювии р. Талдура (рис. 11, А), возникшие при Чуйском землетрясении 2003 г. При деформации галечные пачки могут быть более компетентными относительно мелкозернистых прослоев, что может приводить к формированию микрогорстов (см. рис. 11, Б). Галечный материал так же, как и более мелкозернистый, может выполнять осадочные дайки (см. рис. 11, В), которые представляют собой сохранившиеся в разрывах сейсморазрывы.

Дополнительная неустойчивость в осадочных системах при прохождении сейсмических волн возникает из-за разности в удельных весах контактирующих осадков (системы с обратным градиентом плотности). Так, система будет неустойчивой, если удельный вес у верхнего осадка будет больше, чем у нижнего. В четвертичных отложениях Юго-Восточного Алтая такого рода неустойчивость определяется большей грубозернистостью вышележащего осадка, хотя в ряде случаев, вероятно, влияет упаковка, пористость осадков, степень их насыщения водой. Дополнительную неустойчивость могут создавать и локальные склоновые градиенты косослоистых серий.

Многочисленные эксперименты при различных режимах нагружения осадков позволяют получить морфологически сходные с природными сейсмитами текстуры. На рис. 11, Г приведены некоторые результаты моделирования структур разжижения и флюидизации из работы [Moretti et al., 1999]. Для возбуждения колебаний вибростола в экспериментах использовались параметры сейсмического сигнала реального землетрясения с $M = 7$. Можно видеть, что моделирование прекрасно объясняет механизмы формирования сейсмиков в системах с наличием флюидоупора и с обратным градиентом плотности. Некоторые из экспериментально полученных структур (см. рис. 11, Д) представляют собой морфологические и масштабные аналоги обнаруженных нами природных объектов (см. рис. 11, Е).

Наши исследования позволяют в качестве самостоятельного типа сейсмогенных образований рассматривать грубообломочные слои и линзы мощностью от первых сантиметров до метра в параллельно-слоистых алевритах и песках, сформировавшиеся за счет поступления коллювия в озера. Представляется, что они образовались в субаквальной среде, а камнепады-обвалы могли достигать озерного дна, в том числе и в виде подводных грязекаменных потоков. Об этом свидетельствуют текстуры перемешивания коллювиального материала и озерных осадков, задержание последних грубообломочным материалом и наличие в них пластических деформаций на протяжении грубообломочных линз.

Возраст сейсмогенных деформаций. Наиболее древние сейсмичности зафиксированы нами в бекенской свите (Кызыл-Чинский разрез), возраст которой принимается от позднего плиоцена до раннего плейстоцена. Подтверждения сейсмической активности Юго-Восточного Алтая в эпоху максимального оледенения мы находим в виде сейсмиков в алевритах подпрудных озер палеогляциозоны (Чаганский и Кызыл-Чинский разрезы), а также в песках и алевритах вторично-подпрудных озер ининской толщи (Усть-Чуйский разрез). Деформации, зафиксированные в алевритах и песках, венчающих нижнюю (Малоинской разрез), среднюю (Усть-Чуйский) и верхнюю (Катунский, Яломанский) пачки сальджарской толщи, свидетельствуют о серии сейсмических событий в эпоху первого постмаксимального оледенения (ермаковское время). Ряд деформационных текстур Малоляломанского разреза также указывают на сейсмическую активность Юго-Восточного Алтая на этапе окончания формирования сальджарской толщи. Сейсмическая активность проявилась и в каргинскую эпоху, что следует из многочисленных деформаций аллювия средних террас (Менкский, Малоинской, Малоляломанский и Яломанский разрезы).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведем набор критериев, который, на наш взгляд, определенно указывает на генетическую связь обсуждаемых в статье деформаций в четвертичных осадочных толщах с палеосейсмическими событиями.

1. Разрезы четвертичных отложений расположены в области интенсивного позднекайнозойского горообразования. Неотектоническая блоковая структура Юго-Восточного Алтая определяется активными разноранговыми разломами различной кинематики. Сейсмичность этого района подтверждается инструментальными наблюдениями, историческими фактами, наличием в рельефе древних макросейсмодислокаций, характерных для событий с большими магнитудами и интенсивностью.

2. Деформированные слои в четвертичных отложениях распространены на широкой площади; в пределах обнажений они могут быть прослежены на десятки, реже сотни метров.

3. Деформации приурочены к определенным стратиграфическим уровням, причем в едином разрезе деформированные пакеты осадков разделены недеформированными слоями. Это указывает на дискретность и повторяемость деформационных событий, что и следует ожидать в сейсмоактивных зонах, характеризующихся чередованием периодов затишья и активизации.

4. Сходство деформационных текстур на разных стратиграфических уровнях, в осадках различных генетических типов и палеогеографических зон.

5. Деформационные текстуры морфологически и по масштабу соответствуют текстурам, возникающим при исторически зафиксированных землетрясениях, полученным при лабораторной имитации сейсмоздействия на рыхлые влагонасыщенные осадки, ископаемым сейсмитами, найденным в других сейсмоактивных зонах.

Широкому распространению сейсмиков в четвертичных отложениях Юго-Восточного Алтая способствовали: развитие отложений алевритопесчано-гравийного состава, проявляющих во влагонасыщенном состоянии высокий потенциал к сейсмически спровоцированным явлениям разжижения и флюидизации; наличие в осадках систем с закрытой пористостью и обратным градиентом плотности, присутствие склонов в косослоистых сериях.

На корреляционной схеме (см. рис. 2) показано возрастное распространение сейсмогенных образований в четвертичное время и в позднем плиоцене (бекенская свита). Это подтверждает представления о высокой сейсмической активности Юго-Восточного Алтая в позднем кайнозое.

Авторы выражают свою признательность чл.-кор. РАН Е.В. Артюшкову, д.г.-м.н. С.И. Шерману и к.г.-м.н. Ю.К. Советову, чьи конструктивные и полезные замечания позволили улучшить качество статьи.

Исследование выполнено при поддержке междисциплинарных интеграционных проектов СО РАН № 2, 18, 56, 69.

ЛИТЕРАТУРА

Архипов С.А., Зыкина В.С., Круковер А.А., Гнибиденко З.Н., Шелкопляс В.Н. Стратиграфия и палеомагнетизм ледниковых и лессово-почвенных отложений Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (6), с. 1027—1048.

Борисов Б.А., Чернышева М.Б. Стратиграфия и палеогеография четвертичных отложений Яломанской впадины // Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. Л., ВСЕГЕИ, 1987, с. 57—62.

Буслов М.М., Зыкин В.С., Новиков И.С., Дельво Д. Структурные и геодинамические особенности формирования Чуйской межгорной впадины Горного Алтая в кайнозое // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (12), с. 1720—1736.

Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1993, 253 с.

Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М., Наука, 1965, 244 с.

Деев Е.В., Гибшер А.С., Чигвинцева Л.А., Фролова Т.В., Рябинин А.Б. Микросейсмодислокации (сейсмиды) в плейстоценовых осадках Горного Алтая // Докл. РАН, 2005, т. 403, № 1, с. 71—74.

Деревянко А.П., Маркин С.В. Палеолит Чуйской котловины. Новосибирск, Наука, 1987, 113 с.

Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М., Ермиков В.Д. Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика, 1995, т.36 (10), с. 5—19.

Еманов А.А., Лескова Е.В. Структурные особенности афтершокового процесса Чуйского (Горный Алтай) землетрясения // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (10), с. 1065—1072.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Филина А.Г., Лескова Е.В. Пространственно-временные особенности сейсмичности Алтае-Саянской складчатой зоны // Физическая мезомеханика, 2005, т. 8, № 1, с. 49—64.

Ефимцев Н.А. О строении и происхождении антропогенных отложений долин рек Чуи и Катунь в Горном Алтае // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, 1964, № 29, с. 115—131.

Жалковский Н.Д., Кучай О.А., Мучная В.И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (10), с. 20—30.

Зольников И.Д., Мистрюков А.А. Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катунь. Новосибирск, Параллель, 2008, 184 с.

Колмогорова П.П., Колмогоров В.Г. Современные вертикальные движения Алтае-Саянской области и их связь с новейшими движениями и сейсмичностью // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (6), с. 567—578.

Лукина Н.В. Активные разломы и сейсмичность Алтая // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (11), с. 71—74.

Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004, 313 с.

Парначев С.В. Геология высоких алтайских террас (Яломанско-Катунская зона). Томск, Изд-во ИПФ ТПУ, 1999, 137 с.

Поволоцкая И.Э., Корженков А.М., Мамыров Э.М. Следы сильных землетрясений в озерных осадках Кок-Мойнокской впадины (Северный Тянь-Шань) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (9), с. 1024—1035.

Постнов А.В., Зольников И.Д., Гуськов С.А. К вопросу о стратиграфическом положении палеолитических памятников вдоль чуйского тракта в долинах Чуи и Катунь // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск, Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2007, с. 149—155.

Раковец О.А. Морфоструктура Горного Алтая // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., Недра, 1967, с. 363—373.

Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В., Платонова С.Г., Чичагов В.П., Чичагова О.А. Следы сильных землетрясений прошлого в рельефе Горного Алтая // Геоморфология, 1999, № 1, с. 82—95.

Рудой А.Н. Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика, палеогеографическое значение). Томск, Изд-во ТГПУ, 2005, 224 с.

Свиточ А.А., Боярская Т.Д., Воскресенская Т.Н., Глушанкова И.И., Евсеев А.В., Курсалова В.И., Парамонова Н.Н., Фаустов С.С., Хореев В.С. Разрез новейших отложений Алтая. (Опорные разрезы новейших отложений) / Ред. К.К. Марков. М., Изд-во Моск. ун-та, 1978, 208 с.

Сибиряков Е.Б., Деев Е.В. Использование метода граничных интегральных уравнений для определения упругих модулей гранулированных геологических сред // Физическая мезомеханика, 2008, т. 11, № 1, с. 85—93.

Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Кале Э., Дучков А.Д., Запорева Е.А., Казанцев С.А., Русбек Ф., Брюникс К. Поля и модели смещений земной поверхности Горного Алтая // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (8), с. 923—937.

Хилько С.Д., Курушин Р.А., Кочетков В.М., Мишарина Л.А., Мельникова В.И., Гилева Н.А., Ласточкин С.В., Балжинням И., Монхоо Д. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. М., Наука, 1985, 224 с. (Тр. ССМНИГЭ; Вып. 41).

Шейнкман В.С. Возрастная диагностика ледниковых отложений Горного Алтая и их тестирование на разрезах Мертвого моря // Материалы гляциологических исследований. Вып. 93. М., Изд-во ИГ РАН, 2002, с. 41—55.

Allen J.R.L. Sedimentary structures: their character and physical basis. New York, Elsevier, 1982, v. II, 663 p.

Enzel Y., Kadan G., Eyal Y. Holocene earthquakes inferred from a fan-delta sequence in the Dead Sea graben // Quatern. Res., 2000, v. 53, p. 34—48.

González de Vallejo L.I., Tsige M., Cabrera L. Paleoliquefaction features on Tenerife (Canary Islands) in Holocene sand deposits // Eng. Geol., 2005, v. 76, p. 179—190.

Hempton M.R., Dewey J.F. Earthquake-induced deformational structures in young lacustrine sediments, East Anatolian Fault, southeast Turkey // Tectonophysics, 1983, v. 98, p. T7—T14.

Imbrie J., Hays J.D., Martinson D.G., McIntyre A., Mix A.C., Morley J.J., Pisias N.G., Prell W.L., Shackleton N.J. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record / Eds. A. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla, B. Saltzman // Milankovitch and climate, Part 1. NATO ASI Series C. Mathematical and Physical Sciences, 1984, v. 126, p. 269—305.

Jewell H.E., Ettensohn F.R. An ancient seismites response to Taconian far-field forces: the Cane Run Bed, Upper Ordovician (Trenton) Lexington Limestone, central Kentucky (USA) // J. Geodyn., 2004, v. 37, p. 487—511.

Keefer D.K. Investigating landslides caused by earthquakes — a historical review // Surv. Geophys., 2002, v. 23, p. 473—510.

Lowe D.R. Water escape structures in coarse-grained sediments // Sedimentology, 1975, v. 22, p. 157—204.

Malamud B.D., Turcotte D.L., Guzzetti F., Reichenbach P. Landslides, earthquakes and erosion // Earth Planet. Sci. Lett., 2004, v. 22, p. 45—59.

Mazumder R., van Loon A.J., Arima M. Soft-sediment deformation structures in the Earth's oldest seismites // Sediment. Geol., 2006, v. 186, p. 19—26.

Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effect of a continental collision // Science, 1975, v. 189, № 4201, p. 419—426.

Moretti M., Alfaro P., Caselles O., Canas J.A. Modelling seismites with a digital shaking table // Tectonophysics, 1999, v. 304, p. 369—383.

Netoff D. Seismogenically induced fluidization of Jurassic erg sands, south-central Utah // Sedimentology, 2002, v. 49, p. 65—80.

Obermeier S.F. Liquefaction evidence for strong earthquakes of Holocene and latest Pleistocene ages in the states of Indiana and Illinois, USA // Eng. Geol., 1998, v. 50, p. 227—254.

Owen G. Deformation processes in unconsolidated sands // Deformation of sediments and sedimentary rocks. Geol. Soc. London Spec. Publ., 1987, v. 29, p. 11—24.

Plaziat J.-C., Purser B.H., Philobos E. Seismic deformation structures (seismites) in the syn-rift sediments of the NW Red Sea (Egypt) // Bull. Soc. Geol. France, 1990, v. VI., № 3, p. 419—434.

Seilacher A. Fault-graded bends interpreted as seismites // Sedimentology, 1969, v. 13, p. 155—159.

Thomas J.C., Lanza R., Kazansky A., Zykin V., Semakov N., Mitrokhin D., Delvaux D. Paleomagnetic study of Cenozoic sediments from the Zaisan basin (SE Kazakhstan) and the Chuya depression (Siberian Altai): tectonic implications for Central Asia // Tectonophysics, 2002, v. 351, p. 119—137.