

НЕОТЕКТОНИКА И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

УДК 551.248.2 + 550.34 (235.222)

ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫЕ СЕЙСМОГЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ
В ДОЛИНЕ Р. МАЛЫЙ ЯЛОМАН (*Горный Алтай*)

Е.В. Деев^{1,2}, И.Д. Зольников^{2,3}, Е.Ю. Лобова^{1,2}

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

³ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

Проведены палеосейсмологические исследования в пределах Яломанского грабена (Горный Алтай). В нижнем течении р. Малый Яломан выявлено пять разрезов четвертичных отложений с присутствующими в них сейсмогенными деформациями (сейсмитами). Следы древних землетрясений сконцентрированы на двух возрастных уровнях позднего плейстоцена — голоцена. В качестве механизмов образования сейсмита следует рассматривать хрупкое разрушение, разжижение и флюидизацию. Типы сейсмогенных деформаций и их размеры позволяют утверждать, что в пределах Яломанского грабена и его горного обрамления в доисторическое время существовала зона концентрации землетрясений с $M \geq 5-7$, хотя в настоящее время здесь происходят землетрясения с более низкими магнитудами. Это следует учитывать при проектировании нитки трубопровода в КНР и строительстве объектов туристической инфраструктуры.

Сейсмита, землетрясения, четвертичные отложения, Яломанский грабен, Горный Алтай.

LATE PLEISTOCENE–HOLOCENE COSEISMIC DEFORMATIONS IN THE MALYI
YALOMAN RIVER VALLEY (*Gorny Altai*)

E.V. Deev, I.D. Zolnikov, and E.Yu. Lobova

Palaeoseismological studies were performed within the Yalomán graben (Gorny Altai). Five Quaternary sections with coseismic deformation structures (seismites) have been recognized in the lower course of the Malyi Yalomán River. Traces of ancient earthquakes are localized at two levels (Late Pleistocene–Holocene). The most likely mechanisms of the seimite formation are brittle failure, liquefaction, and fluidization. The types of coseismic deformations and their sizes suggest that the Yalomán graben was the locus of prehistoric earthquakes with $M \geq 5-7$, although modern-day seismic activity consists of smaller-magnitude earthquakes. This should be taken into account in assessing the seismic hazards during construction of gas pipeline to China and tourism infrastructure facilities.

Seismites, earthquakes, Quaternary deposits, Yalomán graben, Gorny Altai

ВВЕДЕНИЕ

После Чуйского землетрясения 2003 г. с $M_s = 7.3$ и интенсивностью 8—9 баллов в районе межгорной перемычки между Чуйской и Курайской межгорными впадинами возник повышенный интерес к палеосейсмологическим исследованиям на территории Горного Алтая [Деев и др., 2005, 2009, 2012а,б, 2013; Рогожин и др., 2007, 2008], тем более что сильные сейсмические события здесь и в прилегающих районах Кузбасса, Монгольского и Рудного Алтая в исторический и инструментальный периоды наблюдений случались неоднократно [Новый каталог..., 1977]. Актуальность палеосейсмологических исследований диктуется необходимостью оценки сейсмического потенциала различных районов Горного Алтая

в связи с бурно идущим здесь возведением объектов туристической инфраструктуры, существующими планами по строительству малых ГЭС, а также с возможной прокладкой по его территории газопровода в КНР. В первую очередь в этом отношении интересны территории межгорных впадин, к категории которых относится Яломанская впадина. Предыдущими палеосейсмологическими исследованиями в структуре осадочных комплексов Яломанской впадины нами были выявлены сейсмогенные деформации (сейсмиты) [Деев и др., 2005, 2009]. Накопленный впоследствии материал по приустьевой части долины р. Малый Яломан положен в основу представляемой статьи.

СТРОЕНИЕ И ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ВЫПОЛНЕНИЯ ЯЛОМАНСКОГО ГРАБЕНА

Район исследований расположен в пределах Яломанской впадины (рис. 1). Она представляет собой узкий субмеридионально ориентированный грабен протяженностью 46 км и шириной 1—3 км. Грабен дренируется р. Катунь, а по оперяющим его разломам заложены долины ее крупных притоков — рр. Чуя, Большой и Малый Яломан, Иня. Формирование грабена в четвертичном периоде предопределялось развитием протяженной субмеридионально ориентированной структуры — Катунского раздвига. Вдоль раздвига находится цепочка грабенов, в которую помимо обсуждаемого входят расположенные севернее Чемальский, Усть-Семинский и Манжерокский грабены [Деев и др., 2012а]. Катунский раздвиг относится к числу активных структур, с которой связаны инструментально зарегистрированные и исторические землетрясения [Лукина, 1996; Ребецкий и др., 2013]. Непосредственно в Яломанском грабене и его горном обрамлении за инструментальный период наблюдения фиксировались относительно слабые землетрясения до 9-го энергетического класса [Деев и др., 2013].

Грабен выполнен мощным комплексом среднеплейстоценово-голоценовых отложений. Здесь сосредоточены опорные разрезы среднеплейстоценовой ининской и позднеплейстоценовой сальджарской толщ. Обе толщи сложены циклитами отложений гигантских гляциальных паводков (ГПП). Фациальная архитектура циклитов, количество которых в ининской толще может достигать семи, а в сальджарской — трех, схожа, и в разрезе полного цикла выделяется следующий набор фаций: селевая, пойменная,

русловая, оплывневая, вторично-подпрудных озер [Парначев, 1999; Зольников, 2008; Зольников и др., 2015]. При этом мощность ининской толщи может достигать 300 м, сальджарской — 60 м [Ефимцев, 1964].

Селевая фация — отложения влекомого наноса суперпаводкового потока, представленные грубообломочным материалом (глыбами, валунами, галькой, щебнем) с песчано-гравийно-дресвяным заполнителем. Базальный слой селевой фации сложен в разной степени окатанными обломками и представляет собой глыбовник или валунно-глыбовник мощностью до 10 м (рис. 2, А). Слои валунно-глыбовников отчетливо прослеживаются на протяжении многих сотен метров. Они ложатся на подстилающие отложения, как правило, со структурным несогласием (см. рис. 2, Б). Еще одной характерной особенностью залегания базального слоя является «задириание» его подошвы на склоны долин

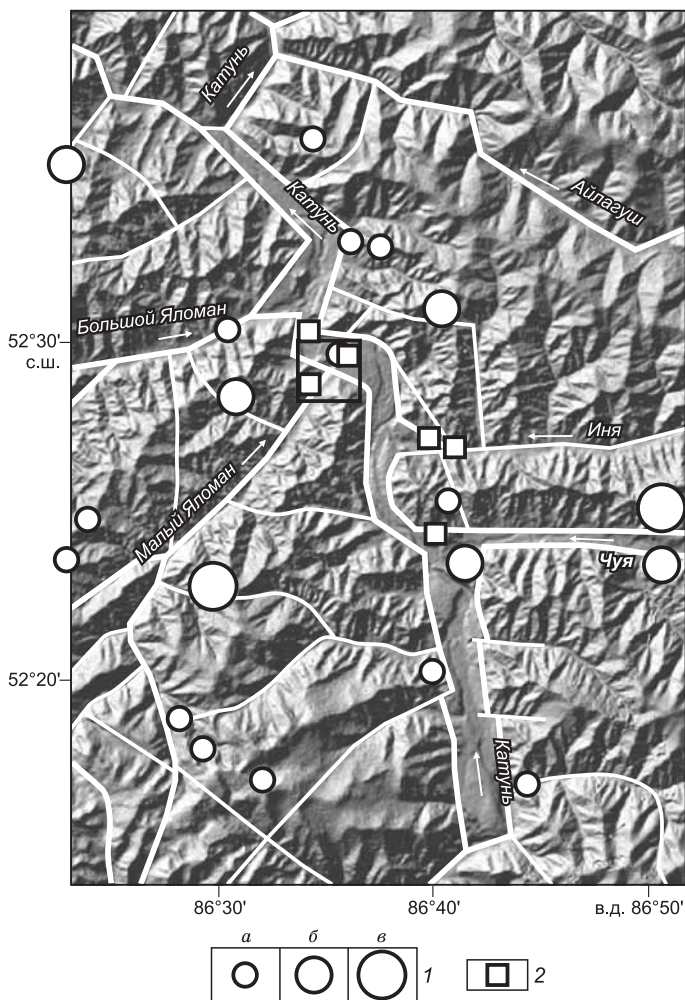


Рис. 1. Современная блоковая структура района Яломанского грабена.

1 — эпицентры инструментально зарегистрированных землетрясений за период с 1963 по 2009 г. (по данным Алтае-Саянского филиала Геофизической службы СО РАН): а — $K=6-7$, б — $K=8$, в — $K=9$; 2 — положение ранее выявленных разрезов с сейсмитами в четвертичных отложениях, по [Деев и др., 2009]. Белые линии — выраженные в рельефе разноранговые разломы, четырехугольником показан район работ.

с превышением более чем на 100 м. Такое поведение не характерно для руслового аллювия, но типично для селевых фаций гляциального суперпаводка, не ограниченного руслами рек и выходящего далеко за их пределы. Когда базальный грубообломочный слой препарируется речной эрозией, образуется перлювий в виде обширных (до нескольких км²) глыбовых развалов («сады камней»). Кроме того, глыбовники и валунно-глыбовники часто выступают в качестве «структурных поверхностей», по которым реки выработывают площадки своих эрозионных террас. Вверх по разрезу базальные валунно-глыбовники наращиваются до 50 м валунно-щебнегалечно-гравийным материалом с отдельными глыбами. Для отложений селевой фации характерна невыдержанная субгоризонтальная и наклонная (до 15—20°) параллельная слоистость, местами грубая косая слоистость.

Пойменная фация. Стратиграфически выше в циклите ГПП залегают отложения «пойменной» фации. Во время ГПП уровень воды поднимался на сотни метров, и затопливалась не только пойма, но и борта речной долины. Остроугольные обломки со склонов захватывались потоком. Щебень опускался в область влекомого наноса, где при взаимодействии с обломками других гранулометрических фракций частично окатывался, а дресва переносилась в толще воды в виде взвеси без интенсивных соударений на большие расстояния. Отложение дресвяников (с присутствием того или иного количества песчаного материала и щебня) происходило при резком падении скорости и несущей способности потока, что приводило к быстрому, фактически одномоментному (в режиме «лавинной» седиментации), выпадению обломков не только на пойме, но и в пределах всей затопленной долины, в том числе и на склонах разной крутизны. Особенно благоприятными для накопления дресвяников были участки перед сужениями магистральной долины, участки «эрозионной тени» на поворотах долины, а также приустевые расширения боковых притоков. Высокие скорости накопления обломочного материала из насыщенного глубоководного потока с ламинарным характером течения способствовали формированию типичной для отложений фации субгоризонтальной и слабонаклонной параллельной слоистости (см. рис. 2, В, Г). Присутствующие элементы косой и наклонной слоистости указывают на то, что зачастую имел не только ламинарный характер движения, но и турбулентный. Слоистость нередко бывает облекающей, если эти отложения ложатся на склоны долины. Переход от селевой фации к пойменной нередко постепенный, через переслаивание (см. рис. 2, Е). Среди отложений двух рассмотренных фаций часто встречаются чужеродные нелитифицированные обломки слоистых озерных алевроитов и песков, дресвяников, которые перемещались в потоке в мерзлом состоянии (рис. 2, Д).

Русловая фация. Над пойменными параллельно-слоистыми дресвяниками и пескодресвяниками залегают русловые косослоистые валунно-галечники, формировавшиеся на завершающем этапе паводка, когда уровень воды спускался до положения, при котором доминировали обстановки перемещения обломков путем волочения по дну и сальтации. Основание этих отложений обычно отделяется от пойменных дресвяников эрозионным размывом и грубообломочным щебнисто-валунным слоем. В прильеговой части долины их мощность может достигать 10—15 м и более, сокращаясь иногда до полного выклинивания в сторону склонов долины. Валунно-галечники слагают гигантские гряды (гигантские знаки ряби), для которых типичны высоты от 2 до 20 м при длине волны от 5—10 до 300 м. В разрезах гряд валунно-галечники характеризуются косослоистыми (с углами 20—30°) текстурами и градационной структурой косых слоев. Кроме того, подобными валунно-галечниками сложены гигантские русловые валы и гигантские прирусловые отмели.

Опльвневая фация ГПП сложена алевропесчано-дресвяно-щебневыми миктитамы, образовавшимися за счет оплывания переувлажненного грязевого материала со склонов после спада паводка (субаэральные образования), а также его поступления в бассейны вторично-подпрудных и остаточных озер (субаквальные образования). Этой фации свойствен парагенезис водно-седиментационных и опльвневых текстур, к которым в субаквальных условиях добавляются текстуры взмучивания озерных осадков. Мощности опльвневых образований колеблются от 0.5 до 5.0 м.

Фация вторично-подпрудных озер. После прохождения паводка в долинах притоков, перегороженных отложениями селевой и пойменной фаций, а также в переуглублениях долины и площадок террас, осложненных паводковыми грядами и валами, формировались вторично-подпрудные озера и остаточные озера. Озера, особенно в подпруженных притоках, могли существовать после прохождения ГПП на протяжении многих тысячелетий в ходе последующего межледниковья, пока шло прорезание селевых плотин, перегораживающих сток вод из притоков. Отложения таких озер представлены субпараллельно-слоистыми алевроитами и песками мощностью 1—6 м.

В зависимости от конкретных геоморфологических условий меняются мощности фаций и фациальный состав суперпаводкового циклита. Так, например, в пределах осевой части магистральной долины преобладают крупнообломочные образования селевой и русловой фаций, которые перекрываются затем аллювием. В долинах притоков, которые запруживались селевыми накоплениями, фактически исчезают селевая и русловая фации, сохраняется пойменная и вместе с опльвневой появляется фация вторично-подпрудных озер. Показательным является парастратотипический разрез ининской толщи,

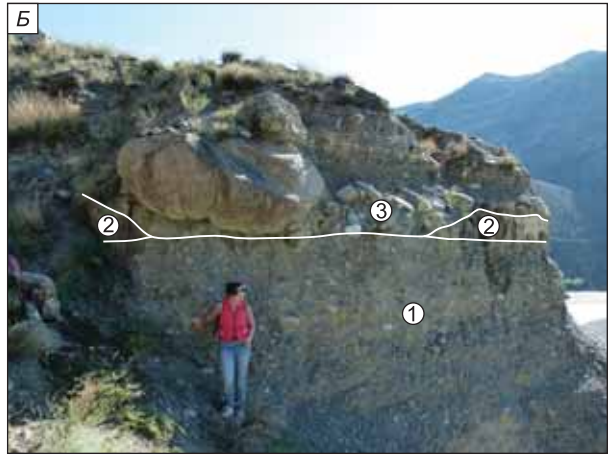


Рис. 2. Отложения четвертичных гляциальных суперпаводков.

А — базальный слой валунно-глыбовников в основании одного из циклитов сальджарской толщи, средняя правобережная терраса р. Катунь в районе пос. Иня; *Б* — базальный горизонт валунно-галечников с включением глыб (3), срезающий валунные галечники селевой фации (1) и дресвяники пойменной фации (2) предыдущего цикла, обнажение сальджарской толщи в правобережной средней террасе р. Катунь напротив пос. Малый Яломан; *В, Г* — субгоризонтальная параллельная слоистость в отложениях пойменной фации гляциального суперпаводка: *В* — придорожное обнажение ининской толщи в левобережной высокой террасе р. Катунь в 4 км к северу от устья р. Большой Яломан, *Г* — в левобережной террасе р. Малый Яломан; *Д* — блоки пескодресвяников с реликтовой слоистостью в валунных галечниках ининской толщи, придорожное обнажение правобережной высокой террасы р. Катунь в 2 км ниже по течению от устья р. Чуя; *Е* — постепенный фациальный переход между отложениями селевой и пойменной фации в ининской толще с сохранением общей субгоризонтальной параллельной слоистости, обнажение на правом берегу р. Малый Яломан в 0.9 км выше устья.

вскрывающийся в правом борту р. Малый Яломан, в 1950 м от ее устья. В разрезе на протяжении 100 м обнажаются шесть пачек, соответствующих циклам накопления толщи. В основании четырех нижних из них залегают мощные слои параллельно-субгоризонтально-слоистых дресвяников (пойменная фация ГПП) мощностью от 3.5 до 8.0 м. В пределах верхних двух пачек дресвяники подстилаются валунно-галечниками (селевая фация ГПП) мощностью 0.5—1.0 м. В кровле большинства пачек залегают косо-слоистые галечники (до 1.5 м) русловой фации ГПП и/или алевропески и пески фации вторично-подпрудных озер и оплывневой фации мощностью до 1 м [Зольников, 2008].

Авторы работы считают возможным коррелировать отложения ининской толщи с морской изотопной стадией МИС-6 и, возможно, с холодными подстадиями МИС-8, а сальджарскую толщу — со стадией МИС-4 [Зольников, 2008, 2009; Деев и др., 2009, 2012а,б]. После окончания эпох паводков происходило врезание рек в толщу паводковых циклитов с формированием постининского и постсальджарского аллювия и комплекса высоких (с высотой площадок до 350 м над уровнем р. Катунь) и средних эрозионных террас (до 60 м). Соответственно, постининский аллювий, по нашему мнению, соотносится с МИС-5, постсальджарский — с МИС-3. Мощности аллювия не превышают 10 м.

Описанные отложения перекрываются позднеплейстоцен-голоценовым субэдральным комплексом, включающим лессы и эоловые пески, делювиально-пролювиальные шлейфы. В них вложен голоценовый аллювий, формирующий низкие террасы и поймы.

РАЗРЕЗЫ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ С ДЕФОРМАЦИОННЫМИ СТРУКТУРАМИ

При изучении разрезов четвертичных отложений в нижнем течении р. Малый Яломан обнаружено пять обнажений с разнотипными и разновозрастными деформационными структурами, которые авторы склонны соотносить с доисторическими землетрясениями (рис. 3). Ввиду отсутствия массива датировок стратиграфическое положение деформированных интервалов оценивается, согласно изложенной выше позиции авторов, относительно возраста деформируемых отложений.

Сейсмогенные деформации, соответствующие начальной стадии врезания рр. Катунь и Малый Яломан в сальджарскую толщу с формированием постсальджарского аллювия, обнаружены в двух разрезах: Малояломанский-1 и Яломанский.

Разрез Малояломанский-1 расположен в безымянном овраге, который пересекает среднюю террасу на левом берегу р. Катунь и, соответственно, на правом берегу р. Малый Яломан (50.49638° N, 86.58977° E, Alt = 740 м). В левом борту оврага снизу вверх в стратиграфической последовательности вскрываются (рис. 4, *А*) восемь слоев.

Слой 1. Серый пескодресвяник с нечетко выраженной субгоризонтальной параллельной и полого-изогнутой слоистостью. Присутствуют отдельные прослои песков мощностью до нескольких сантиметров. Нижняя часть слоя скрыта под осыпью. Видимая мощность более 1 м. Пойменная фация ГПП, сальджарская толща. Слой нарушен трещинами и микроразломами различной кинематики (часто безкорневыми), вертикальные смещения по которым не превышают 10—15 см. В результате этих смещений кровля слоя имеет неровную ступенчатую форму. В прикровельной части слоя присутствуют клиновидные структуры растяжения, максимальная из которых имеет ширину 0.6 и глубину 0.7 м (см. рис. 4, *Б*). В самих пескодресвяниках обнаружены складки с субгоризонтальными или слабонаклонными осевыми плоскостями (recumbent folds) (рис. 5). Формирование складок не может быть объяснено оползновыми явлениями, поскольку они наклонены в противоположную сторону от устья оврага. Очевидно, их формирование связано с внутрислоевыми сдвиговыми деформациями при частичной потере устойчивости осадка в результате сейсмогенно спровоцированного разжижения. На процесс разжижения указывают многочисленные субпараллельные тонкие дайки (первые миллиметры — 1.0—1.5 см), ответвляющиеся

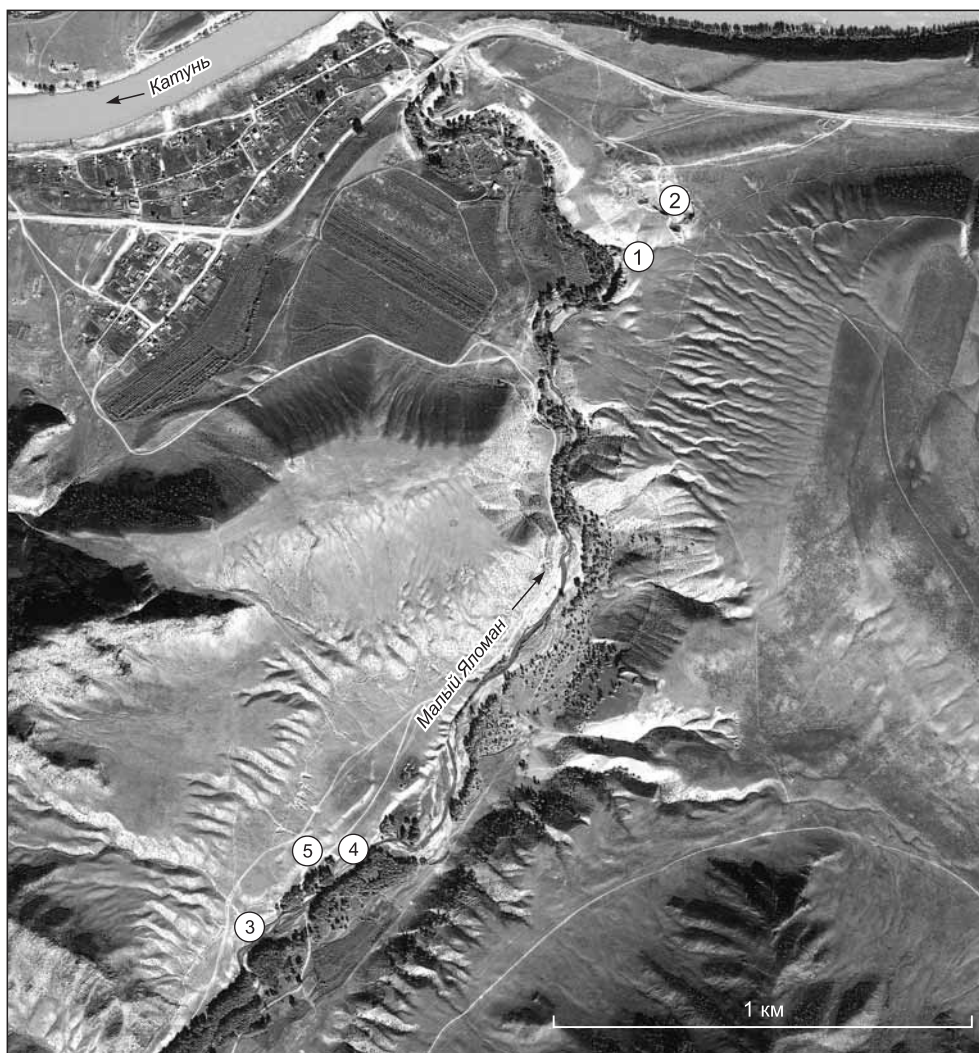


Рис. 3. Положение разрезов четвертичных отложений с сейсмогенными деформациями на участке нижнего течения р. Малый Яломан.

Цифры в кружках — разрезы: 1 — Малояломанский-1; 2 — Яломанский; 3 — Малояломанский; 4 — Малояломанский-2; 5 — Малояломанский-3. В качестве подложки использован снимок рельефа земной поверхности из программы Google Earth.

вверх от некоторых прослоев песков. Такие дайки, во-первых, образовали многочисленные структурные поверхности, позволившие наряду с элементами первичной слоистости идентифицировать складки. Во-вторых, они указывают на то, что в процессе деформации направление сдвига циклически менялось на обратное, в результате чего частично разжиженный осадок попеременно подвергался сжатию и растяжению.

Слой 2. Серый галечник гравийно-дресвяный с двумя прослоями песка по 10 см каждый. Подошва галечника неровная, облекает ступенчатые неровности подстилающего слоя и выполняет имеющиеся в его кровле структуры растяжения. Русловая фация аллювия. Мощность до 2.6 м.

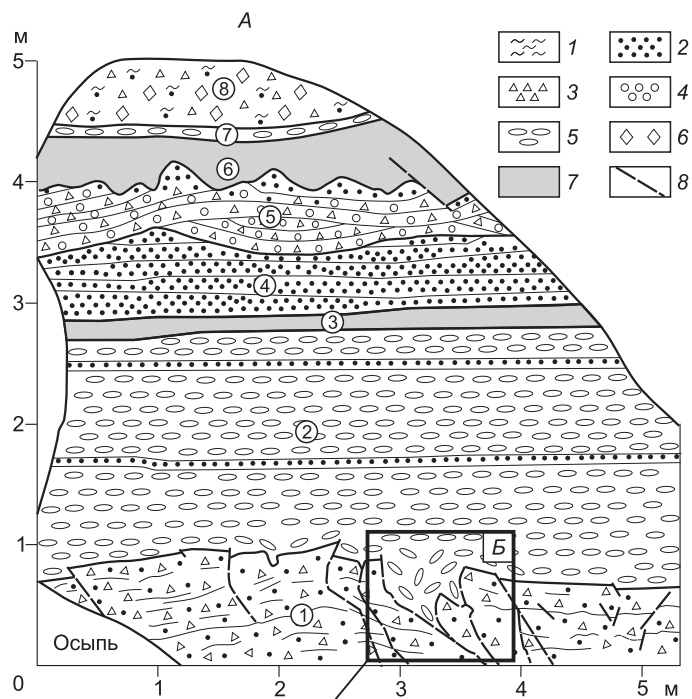
Слой 3. Палевый алеврит тонкопараллельно-слоистый. Кровля и подошва неровные, слабоволнистые, субсогласные. Пойменная фация аллювия. Мощность 0.2 м.

Слой 4. Светло-серый песок параллельно-слоистый. Выше по оврагу среди разнозернистых песков появляются маломощные прослои гравийников и грубозернистых гравийных песков. Один из таких прослоев перемешан с подстилающими среднемелкозернистыми песками с образованием изолированных фрагментов неправильной формы, сложенных более грубозернистым осадком (pseudonodules) (рис. 6). Пойменная фация аллювия. Мощность до 0.8 м.

Слой 5. Серый гравийно-дресвяник песчанистый с мульдобразной слоистостью. В верхней части наблюдается опесчанивание слоя. Подошва неровная, срезающая отложения подстилающего слоя. Русловой аллювий. Мощность до 0.8 м.

Рис. 4. Разрез Малояломанский-1 (А); клиновидная структура растяжения в кровле слоя 1 (Б).

А — 1 — алеврит, 2 — песок, 3 — дресва, 4 — гравий, 5 — галька, 6 — щебень, 7 — слои алеврита, 8 — трещины и микроразломы, цифры в кружках — слои; Б — белые штриховые линии — трещины и микроразломы. Геологический компас для м-ба.



Слой 6. Палевый неслоистый алеврит, солифлюкционно дислоцированный совместно с верхней частью слоя 5, за счет чего разделяющая их поверхность имеет волнистую форму, со следами оплывневого течения и смещениями по редким разрывам. Пойменная фация аллювия. Мощность до 0.6 м.

Слой 7. Темно-серый галечник гравийно-песчаный. Подошва слоя резкая, срезающая отложения слоя 6. Русловой аллювий. Мощность 0.2 м.

Слой 8. Покровный делювиально-солифлюкционный слой, представленный смесью алеврита, песка и обломков дресвяно-щебенчатой размерности. Мощность более 0.6 м.

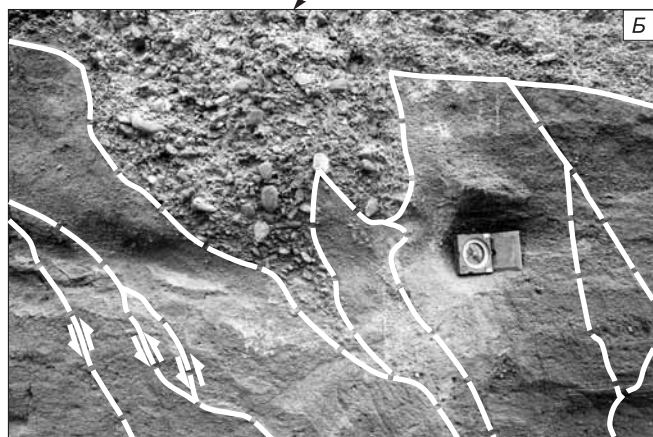
Таким образом, в разрезе наблюдаются два интересующих нас уровня развития деформационных структур: слой 1 и нижняя часть слоя 2; слой 4. Между собой они разделены интервалом разреза, где какие-либо деформации отсутствуют.

Разрез Яломанский расположен в карьере на левом берегу р. Катунь (правом берегу р. Малый Яломан) в 900 м к юго-востоку от устья р. Малый Яломан (50.4975° N, 86.59124° E, Alt = 756 м). Карьер протяженностью 150 м, его фрагмент показан на рис. 7, А, выработан на поверхности средних террас, недалеко от их тылового шва. Здесь вскрыт пост-сальджарский русловой аллювий с типичной мульдобразной косой слоистостью латерального нарастания (см. рис. 7, Б). Отложения представлены галечниками со слоями гравия и песка. Видимая мощность более 7 м. В песчано-гравийной мульде, подстилаемой и перекрываемой недеформированными аналогами, обнаружены системы безкорневых трещин и микроразломов с малоамплитудными смещениями (первые сантиметры — 20 см) (см. рис. 7, В—Д), сопряженные с ними флексуры и лежащие складки (см. рис. 7, Е, Ж). Кинематика микроразломов указывает на то, что они формировались при подвижках внутри мульды, которые не связаны с направлением возможного гравитационного оползания.

Разрез Малояломанский расположен на левом берегу р. Малый Яломан в 3.5 км выше устья (50.48192° N, 86.57664° E, Alt = 753 м). Здесь снизу вверх в стратиграфической последовательности обнажены (рис. 8, А, Б) шесть слоев.

Слой 1. Серый параллельно-слоистый дресвяник с прослоями разнозернистых песков и алевритов, щебня. Видимая мощность более 3.5 м. Пойменная фация ГП, сальджарская толща.

Слой 2. Желтовато-серые субгоризонтально-параллельно-слоистые алевриты и среднетонкозернистые пески в нижней и верхней третях слоя, гравийники и среднетонкозернистые пески с прослоями алевритов и песков в средней части. Мощность до 1.5 м. Наличие песков и гравийников может свидетельствовать о том, что это озеро имело временами проточный характер. В слое наблюдаются два уровня сейсмогенных деформаций. Первый — в кровле алевритов и песков нижней трети слоя обнаружены связанные с разжижением волнообразные нарушения первичной седиментационной слоистости, сопровождающиеся «пластичным» разрывом тонких алевритовых слоев флюидизированными среднетонкозернистыми песками (water escapes structures) (рис. 9, А). Как следствие деформаций наблюдается резкая



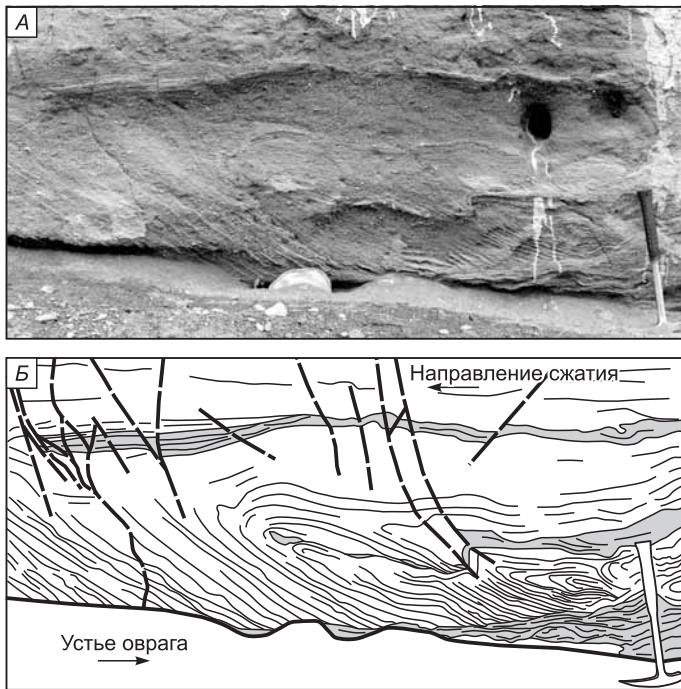


Рис. 5. Разрез Малояломанский-1, слой 1.

А, Б — складки с субгоризонтальными и слабонаклонными осевыми плоскостями. Геологический молоток длиной 40 см для м-ба. *Б* — серым цветом выделены песчаные прослои.

смена гранулометрического состава озерных отложений и угловое несогласие на границе алевритов и песков нижней трети слоя и крупнозернистых песков и гравийников его средней части. Второй уровень — в песках верхней трети слоя выражен горизонт сейсмогенных конволюций толщиной до 10 см, представленных циклоидными складками с длиной волны 13—15 см (см. рис. 9, *Б—Д*), формирование которых является следствием взаимного проникновения разжиженных среднезернистых песков залегающих сверху и подстилающих их мелкотонкозернистых песков. Горизонт прослеживается на расстоянии 10—15 м и имеет четкие границы с подстилающими и перекрывающими неде-

формированными озерными отложениями. Наконец, озерный слой частично деформируется и расклинивается отложениями слоя 3.

Слой 3. Линза отломно-щебнистого материала с песчано-алевритовым заполнителем с массивной текстурой (см. рис. 9, *Е*). Мощность до 1.3 м, протяженность 8 м. Расклинивает озерные отложения слоя 2, за счет чего верхняя часть последнего приобретает слабоволнистую форму. Отложения грязекаменного потока. Можно предположить, что внедрение грязекаменного потока в озеро связано с очередным землетрясением, поскольку деформированная верхняя часть озерного слоя 2 была выведена в субаэральные условия и, как следствие, здесь в алевритах сформировалась мелкоплитчатая отдельность.

Слой 4. Серые галечники с включением валунного материала. Постсальджарский русловой аллювий. Мощность до 0.5 м.

Отложения слоев 1—4 на протяжении 100 м полого изогнуты и разбиты на блоки разномасштабными разломами и трещинами. Амплитуды смещения вдоль разломов, которые кинематически представляют собой преимущественно крутонаклонные сбросы и взбросы, находятся в диапазоне от 30 см до первых миллиметров (рис. 10). Деформации постепенно затухают вниз по течению р. Малый Яломан.

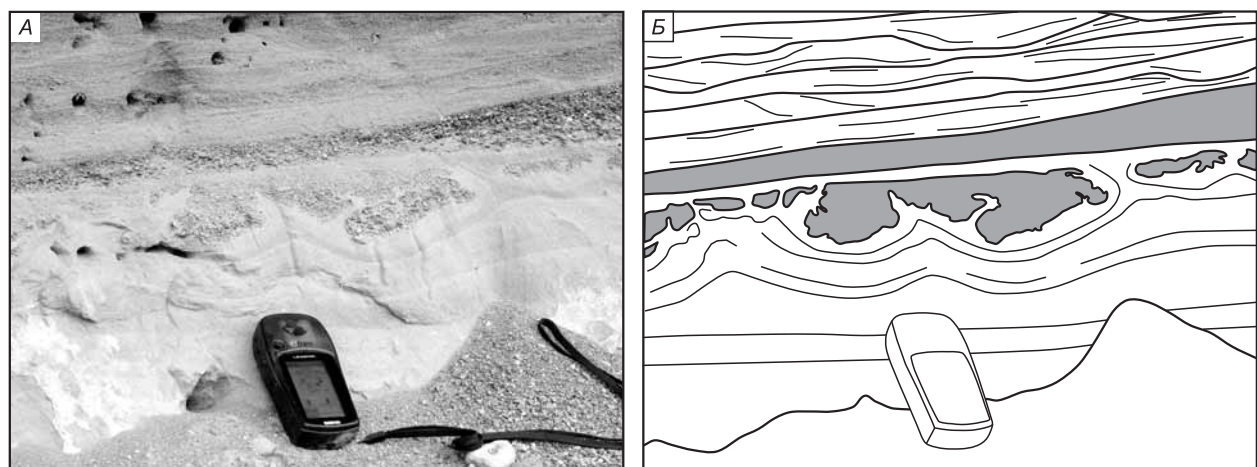


Рис. 6. Разрез Малояломанский-1, слой 4.

А, Б — перемешивание гравийника с подстилающими среднелюкозернистыми песками с образованием изолированных фрагментов неправильной формы. *Б* — серым обозначен гравийник.

Слой 5. Серые косослоистые галечники с включением валунного материала и прослоев песков. К кровле слоя местами залегают горизонтально-слоистые пески и гравийники. Нижняя граница полого-волнистая, срезающая отложения и деформации слоев 1—4. Постсальджарский аллювий. Мощность до 1.5 м.

Слой 6. Желтовато-серые дресвяники, щебнедресвяники, пески, алевриты. Слоистость субгоризонтально-параллельная, пологолинзовидная, с многочисленными несогласиями и палеоврезами. В прикровельной части присутствует гумусированный прослой (палеопочва). Делювий, сформированный за счет переотложения материала высоких и средних террас. Мощность более 13 м.

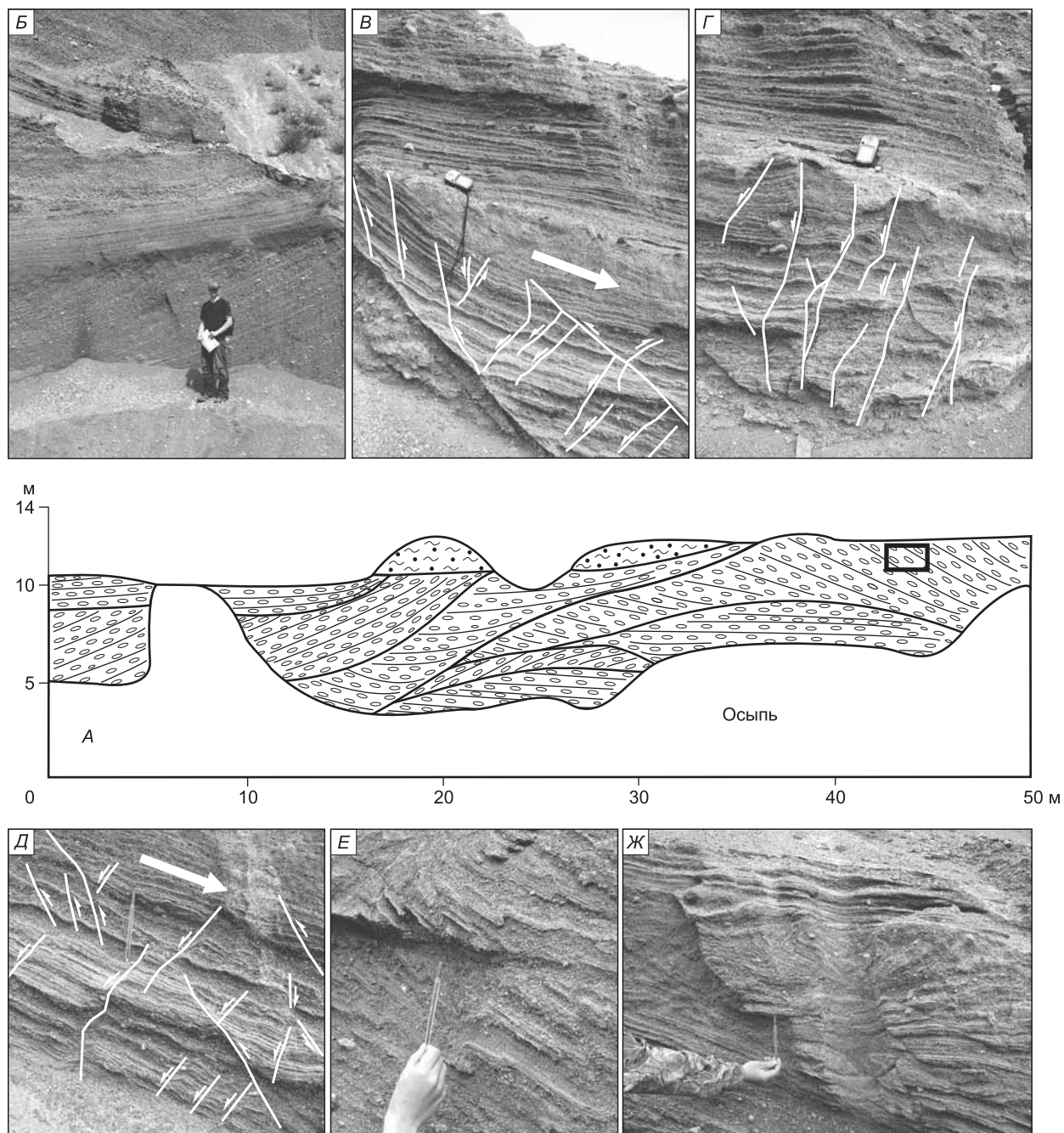


Рис. 7. Разрез Яломанский (А), мульдообразная косая слоистость в русловом постсальджарском аллювии (Б), трещины и микроразломы в русловом аллювии (В—Д), флексуры (Е), флексуры и лежащие складки (Ж).

Усл. обозн. см. на рис. 4. Стрелками на фрагментах В и Д показано направление палеосклона. В и Г — GPS-приемник для м-ба, Д—Ж — ручка длиной 15 см.

Резюмируя описание разреза, отметим, что в его структуре содержатся следы четырех деформационных событий, которые мы склонны соотносить с древними землетрясениями. Первые три события произошли во время накопления озерных отложений слоя 2, причем с последним из них мог быть связан спуск самого озера. Последнее событие датируется временем накопления руслового аллювия слоя 4. Деформации в виде грабенообразных просядок и клиновидных растяжений на границе сальджарских дресвяников и постсальджарского руслового аллювия, соответствующие четвертому деформационному эпизоду, выявлены нами и в строении следующего разреза.

Разрез Малояломанский-2 находится в 5-метровом террасовом уступе левого берега, в 300 м ниже по течению р. Малый Яломан от разреза Малояломанский, в точке с координатами 50.48364° N, 86.58014° E, Alt = 743 м. В нем снизу вверх выделены (рис. 11, А) семь слоев.

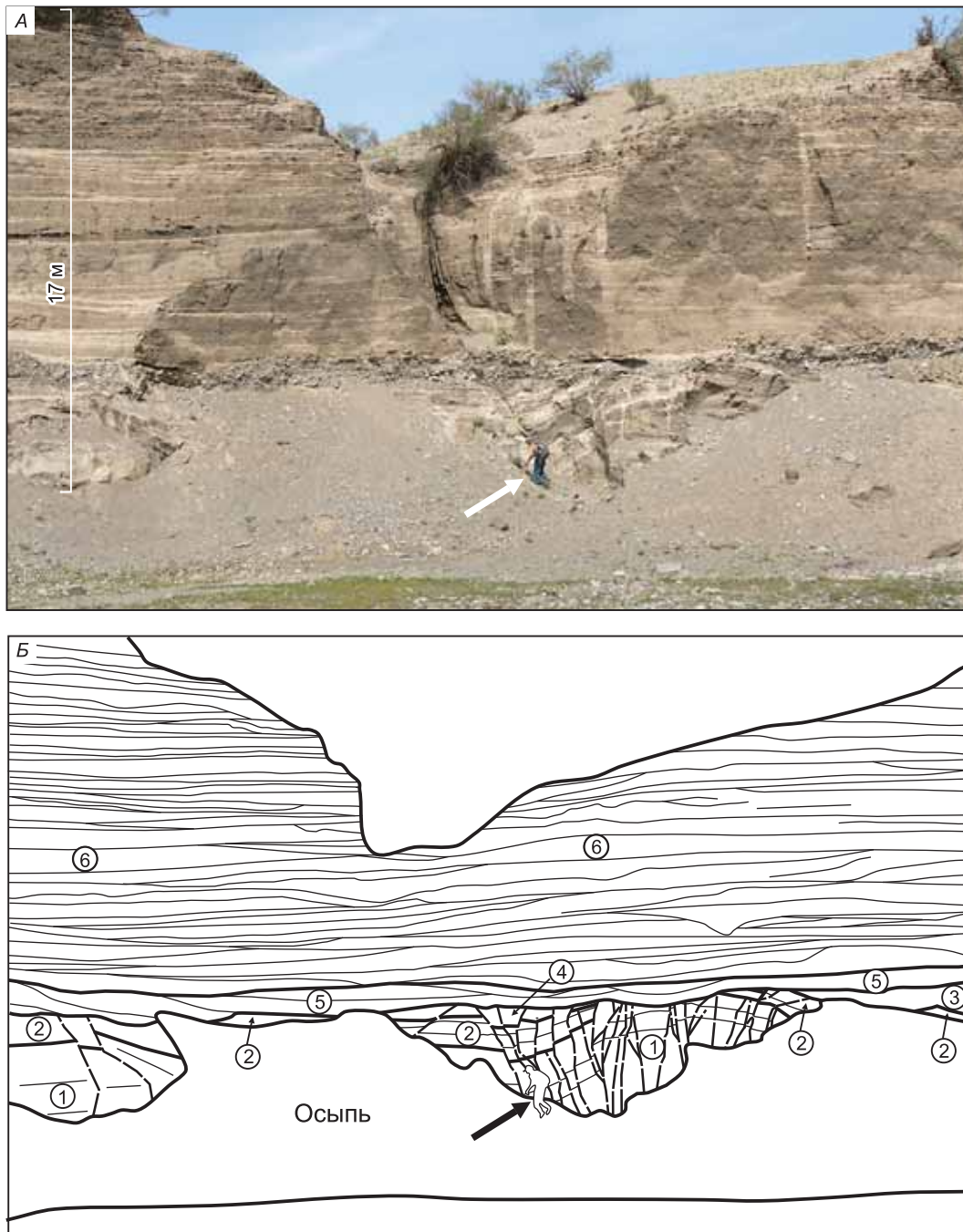


Рис. 8. Разрез Малояломанский.

А, Б — описание см. в тексте. Утолщенные черные линии на фрагменте Б — границы слоев, черные штриховые линии — трещины и разломы, цифры в кружках — номера слоев.

Слой 1. Серый параллельно-слоистый дресвяник с прослоями разнозернистых песков и алевроитов, щебня. Видимая мощность более 1.9 м. Пойменная фация ГПП, сальджарская толща. Стратиграфический аналог слоя 1 разреза Малояломанский. В кровле слоя наблюдается серия клиновидных и грабенообразных структур растяжения, заполненных отложениями слоя 2 (см. рис. 11, А—Г).

Слой 2. Серые галечники. Постсальджарский русловой аллювий. Аналог слоев 4 и 5 разреза Малояломанский. Характеризуется очень неровной верхней границей и резкими колебаниями мощности

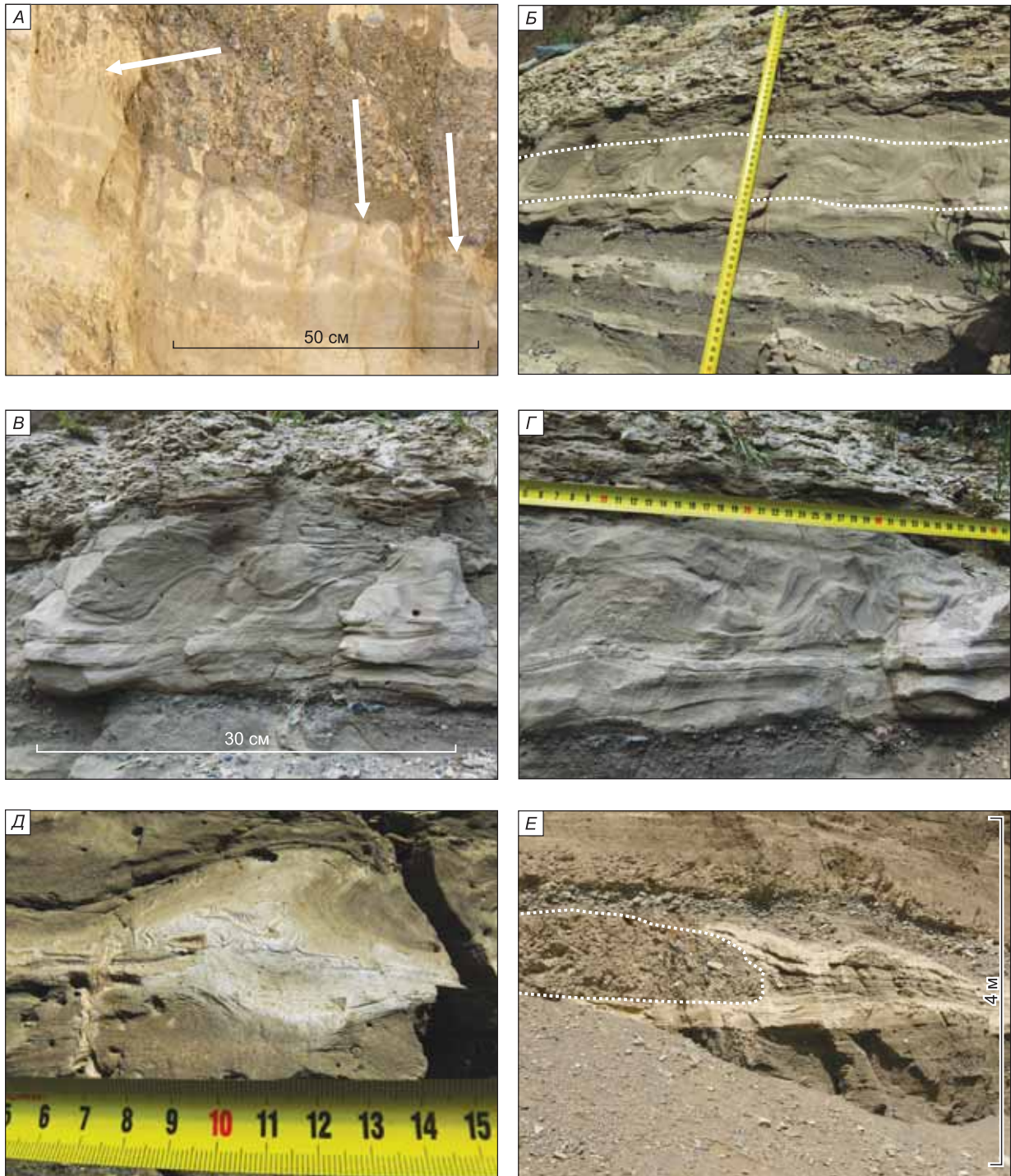


Рис. 9. Разрез Малояломанский.

А — деформации в кровле алевроитов и песков нижней трети слоя 2 разреза; Б — горизонт сейсмогенных конволюций в виде циклоидных складок в песках верхней трети слоя 2; В—Д — его фрагменты; Е — фронтальная часть грязекаменного потока (слой 3), расклинивающая озерные отложения слоя 2 в разрезе.

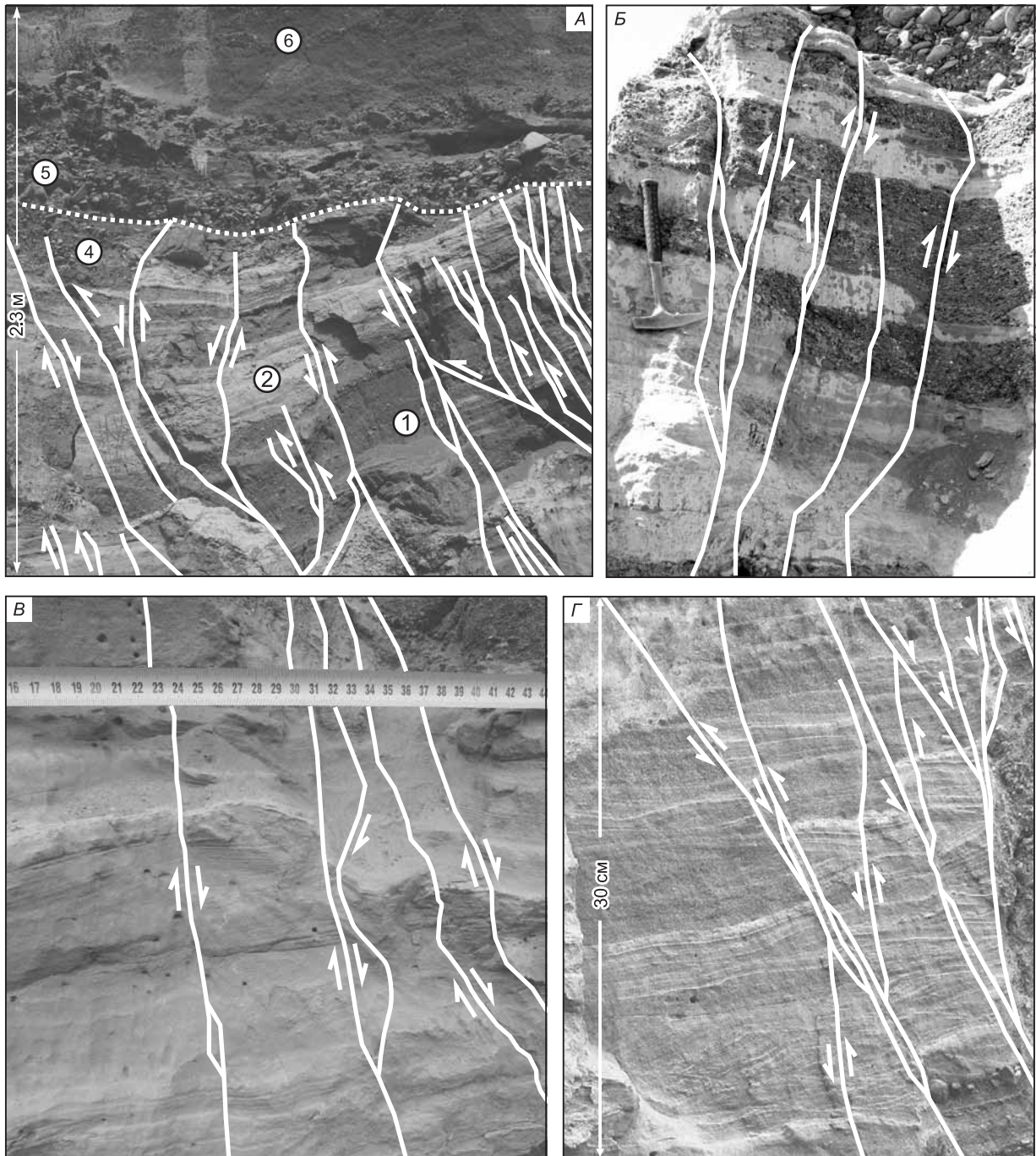


Рис. 10. Системы разломов и трещин, секущие отложения слоев 1—4 разреза Малояломанский.

А — отложения пойменной фации ГПП (1), фации вторично-подпрудных озер (2), нижняя часть постсальджарского аллювия (4); *Б, В* — озерный слой 2; *Г* — дресвяники и пескодресвяники пойменной фации ГПП. *Б* — геологический молоток длиной 40 см показан для м-ба.

(0.3—2.5 м) за счет перемешивания с вышележащими слоями и формирования структур внедрения в них (рис. 12, *А, Б*). Содержит разномасштабные отторженцы слоев 1, 3 и 4.

Слой 3. Белые, серые и желтовато-серые алевриты и разнотернистые пески. Пойменный аллювий. Характеризуется очень неровными верхней и нижней границами, а также значительными колебаниями мощности от 0.2 до 1.5 м — как результат перемешивания с подстилающим и перекрывающим слоями. Содержит отторженцы слоя 2.

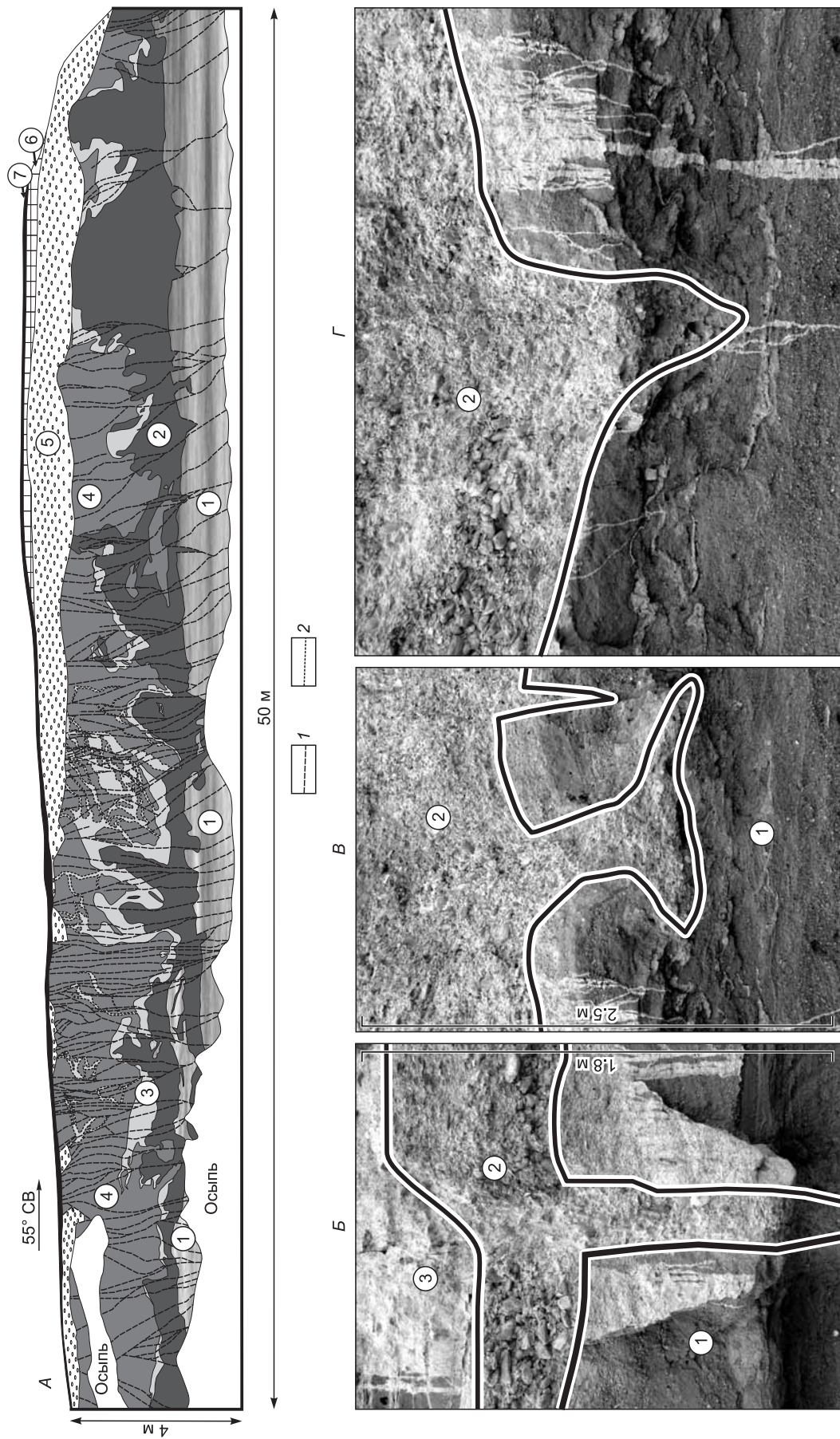


Рис. 11. Разрез Малояломанский-2 (А); структуры растяжения в кровле древесяников пойменной фации ГП слоя 1, заполненные русловыми аллювиальными галечниками слоя 2 (Б—Г).

1 — разломы, трещины, 2 — границы даек и силлов. Цифры в кружках — слои. Описание слоев см. в тексте.

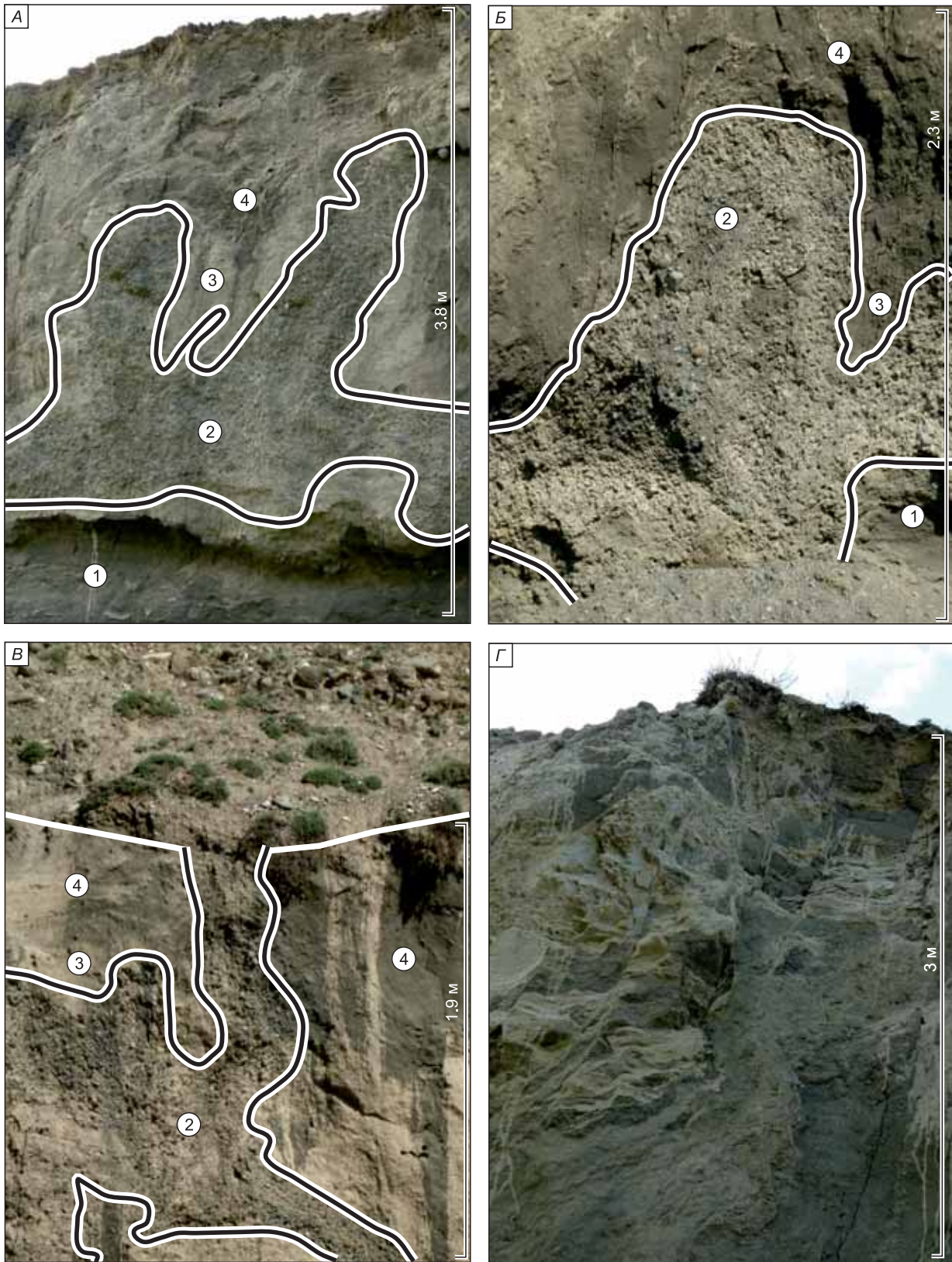


Рис. 12. Разрез Малояломанский-2.

А, Б — структуры внедрения русловых аллювиальных галечников слоя 2 в делювиальные отложения слоя 4; *В* — разрывание делювиальных отложений слоя 4 русловыми аллювиальными галечниками слоя 2; *Г* — светлые дайки песчаного и алевритового состава, секущие более темные делювиальные отложения слоя 4.

Слой 4. Желтовато-серые дресвяники, щебнедресвяники, пески, алевриты. Делювий, аналогичный слою 6 разреза Малояломанский. Нижняя граница очень неровная за счет перемешивания со слоями 2 и 3. Верхняя граница неровная местами с грабенообразными структурами растяжения, выполненными галечниками слоя 5. Мощность до 2.9 м. Встречаются масштабные структуры внедрения галечников слоя 2 амплитудой в первые метры. Иногда галечники полностью рассекают делювиальный слой (см. рис. 12, В). Кроме того, слой сечется системой даек и связанных с ними силлов, выполненных алевритами и песками слоя 3 (см. рис. 12, Г).

Таким образом, помимо сейсмогенных деформаций на границе суперпагодковых отложений сальджарской толщи и постсальджарского руслового аллювия наблюдается возникшее в результате более позднего сильного землетрясения (серии землетрясений?) крупномасштабное перемешивание слоев 1—4 с образованием структур взаимного проникновения различного в гранулометрическом отношении разжиженного материала, амплитуда которых может достигать первых метров. В результате такого интенсивного перемешивания слоев сформировались многочисленные отторженцы. Следует отметить, что все обнажение сечется плотной сетью крутонаклонных и вертикальных трещин и разломов с малыми амплитудами (первые сантиметры — первые десятки сантиметров) смещения. Кроме того, в пределах делювиального слоя отчетливо наблюдается система даек и силлов алевритопесчаного состава. Запечатывает столь масштабные деформации следующий набор слоев.

Слой 5. Серый русловой галечный аллювий с включением валунов. Мощность до 1.1 м.

Слой 6. Палевый и белесый алеврит и алевропесок с присутствием гравия и гальки. Делювий. Мощность до 0.4 м.

Слой 7. Современная почва. Мощность до 0.2 м.

Сходное по строению и стилю деформаций с верхней частью разреза Малояломанский-2 обнажение расположено в небольшом овраге, вскрывающем следующий по высоте террасовый уступ в 100 м к западу (50.48359° N, 86.57871° E, Alt = 752 м).

Разрез Малояломанский-3. В стенках оврага снизу вверх вскрываются (рис. 13, А) четыре слоя.

Слой 1. Желтовато-серые дресвяники и пески с параллельной и линзовидной слоистостью. Делювий, аналогичный слою 4 разреза Малояломанский-2 и слою 6 разреза Малояломанский. Слой разбит трещинами и микроразломами, амплитуды смещения по которым могут достигать первых сантиметров — первые десятки сантиметров (см. рис. 13, А—В). В ряде случаев блоки делювия развернуты, в результате чего слоистость падает в сторону горного склона. Кроме того, в делювии наблюдаются дайки и силлы, имеющие мощности от 2—3 до 30—40 см и сложенные алевритом и мелкозернистым песком (см. рис. 13, В). Следует отметить, что залегание даек в ряде случаев согласуется с залеганием микроразломов и трещин, но в большинстве своем дайки и силлы секутся ими.

Слой 2. Серовато-желтый русловой гравийно-галечный аллювий с песчаным заполнителем. В верхней половине количество крупных обломков уменьшается, в песчаной фракции — возрастает. Слоистость мульдобразная. Мощность до 1.0—1.5 м. Подошва слоя неровная, срезающая отложения предыдущего слоя.

Слой 3. Палевый алевропесок с присутствием гравия и гальки. Делювий. Мощность до 1 м.

Слой 4. Маломощная (0.1—0.2 м) современная горная почва.

ПАЛЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ И ВОЗРАСТ ВЫЯВЛЕННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

С учетом мирового опыта исследования сейсмиков мы вслед за авторами работ [Sims, 1975; Hampton, Dewey, 1983; Корженков и др., 1999, 2014; Jones, Omoto, 2000; Korjenkov, 2000; Деев и др., 2009, 2013] определяем следующие критерии соотнесения обнаруженных нами деформаций с доисторическими землетрясениями:

1. Изученные разрезы расположены в области интенсивного позднекайнозойского горообразования. Здесь находятся многочисленные разномасштабные неотектонические разломы, в том числе сейсмогенерирующие. Они характеризуются инструментально регистрируемой и исторической сейсмичностью.

2. Деформации не являются седиментационными, так как они нарушают первичные седиментационные текстуры и первичную стратиграфическую последовательность слоев.

3. Деформации не могут быть сопоставлены с гляциодислокациями, так как изученные разрезы расположены в перигляциальной зоне. Они отличаются от деформаций, вызванных мерзлотными процессами (текстуры солифлюкционного перемешивания и мерзлотные клинья), оползневыми процессами.

4. Деформации спонтанно развиты в однотипных сочетаниях слоев и слоевков. Часто деформированные горизонты разделены недеформированными интервалами разреза.

5. Деформации, расположенные на одном стратиграфическом уровне, в ряде случаев могут быть прослежены на расстоянии в сотни метров, что может свидетельствовать о их широкой площадной пространственности.

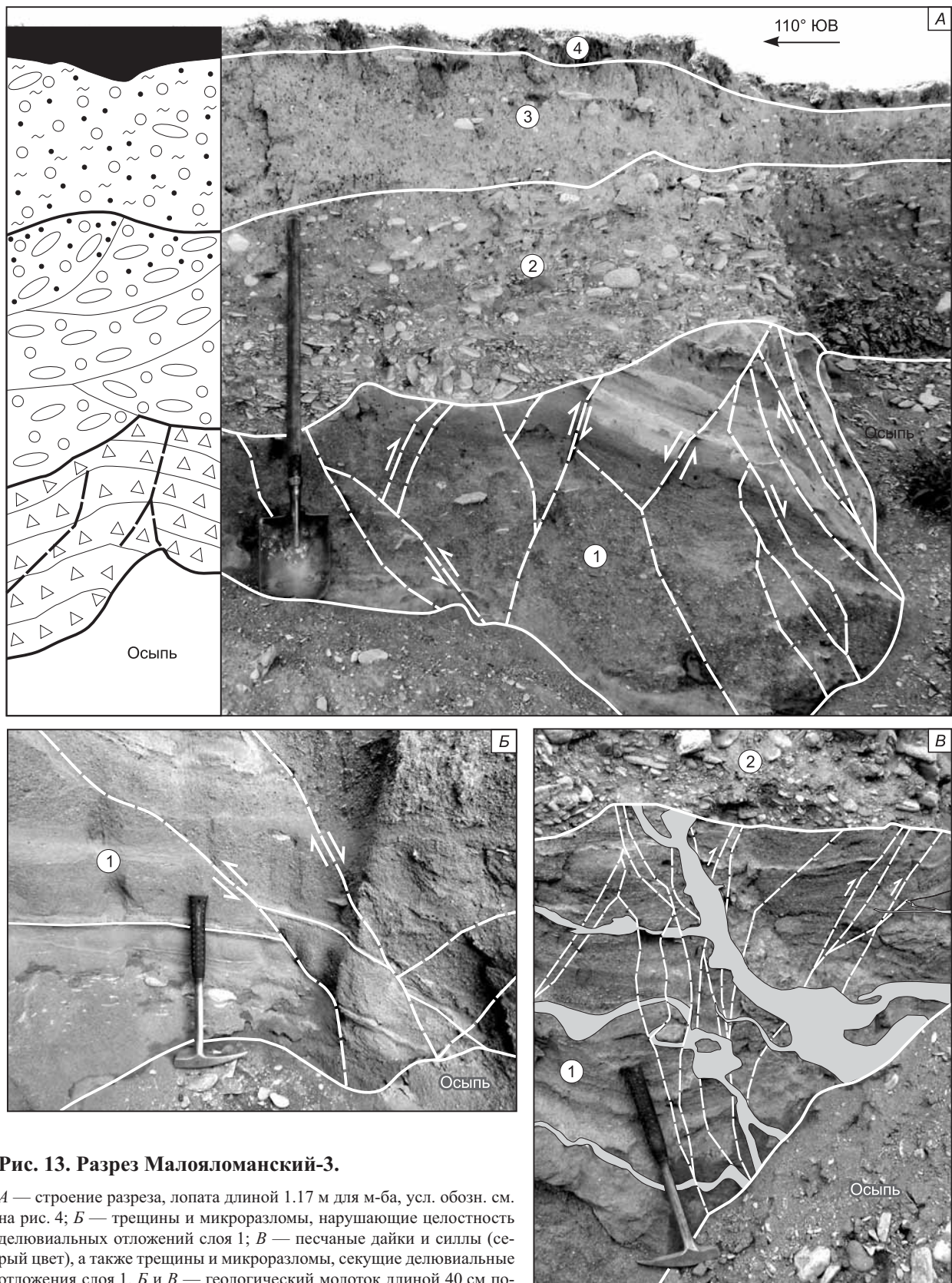


Рис. 13. Разрез Малоляломанский-3.

A — строение разреза, лопата длиной 1.17 м для м-ба, усл. обозн. см. на рис. 4; *Б* — трещины и микроразломы, нарушающие целостность делювиальных отложений слоя 1; *В* — песчаные дайки и силлы (серый цвет), а также трещины и микроразломы, секущие делювиальные отложения слоя 1. *Б* и *В* — геологический молоток длиной 40 см показан для м-ба.

6. Обнаруженные деформации масштабно и морфологически соответствуют деформациям, зафиксированным в других сейсмоактивных зонах и генетически сопоставленным с современными, историческими и древними землетрясениями [Plint, 1985; Anand, Jain, 1987; Plaziat et al., 1990; Guiraud, Plaziat, 1993; Vanneste et al., 1999; Rodríguez-Pascua et al., 2000; Bezerra et al., 2005; Neuwerth et al., 2006; Joshi et al., 2009].

Все выявленные нами деформации относятся к категории вторичных косейсмических [Палеосейсмология, 2011]. В качестве механизмов образования сейсмитов следует рассматривать хрупкое разрушение, разжижение и флюидизацию. Хрупкие деформации представлены трещинами, структурами растяжения, микроразломами и разломами различной кинематики. Амплитуды смещений по микроразломам и разломам составляют первые миллиметры — первые десятки сантиметров. С процессом разжижения связано формирование флексур, циклоидных и лежащих складок, псевдонодулей в отложениях с размерностью 0.1—1.0 см, а также крупномасштабных структур перемешивания (с амплитудами до 2—3 м) при участии аллювиальных галечников. При этом можно различать три самостоятельные системы во влагонасыщенных отложениях, где происходит разжижение: (1) коллектор—флюидоупор; (2) без флюидоупора, но с наличием нестабильности в виде обратного градиента плотности (более грубозернистые слои подстилаются мелкозернистыми); (3) внутрислоевые сдвиговые деформации разжиженного осадка. В условиях первой системы формировались крупномасштабные структуры перемешивания в разрезе Малояломанский-2. В данном случае коллектором выступали русловые галечники, а флюидоупором — пойменные алевриты. Сюда же можно отнести и структуры из нижней трети озерной пачки разреза Малояломанский. В условиях системы с наличием обратного градиента плотности образовывались псевдонодули и циклоидные складки. Как следствие внутрислоевых сдвиговых перемещений следует рассматривать флексуры, пологонаклонные и лежащие складки. В последнем случае некоторую роль в их оформлении играли тонкие параллельные инъекции разжиженных песков. Ярче всего флюидизация проявилась в структуре разрезов Малояломанский-2 и -3, где обнаружены песчаные и алевритовые дайки и силлы мощностью до нескольких десятков сантиметров.

Понимание механизмов формирования сейсмитов позволяет с их помощью оценить вероятные параметры доисторических землетрясений. В международных (INQUA, MSK-64, EMS-98) и региональных шкалах оценки интенсивности землетрясений, построенных с учетом проявления вторичных косейсмических деформаций в рыхлых грунтах, величина нижнего порога возникновения хрупких деформаций и эффектов разжижения варьирует от 5 до 8 баллов [Леонов, 1975; Медведев и др., 1975; Солоненко, 1975; European..., 1998; Шерман и др., 2003; Michetti et al., 2005].

Статистические данные, увязывающие магнитуды исторических и инструментально зарегистрированных землетрясений с эпицентрными расстояниями до мест проявления явлений разжижения и флюидизации в различных сейсмоактивных регионах, показывают, что они возникают в рыхлых влагонасыщенных осадках при землетрясениях с $M \geq 5.0$ — 6.0 [Kuribayashi, Tatsuoka, 1975; Ambraseys, 1988; Obermeier, 1996; Galli, 2000; Papathanassiou et al., 2005]. В отложениях гравийно-галечной размерности нижний предел магнитуд может повышаться до 7 [Bezerra et al., 2005]. Неопределенность в установлении положения эффектов разжижения и флюидизации от палеоэпицентра резко возрастает при увеличении магнитуды землетрясения. Так, при $M = 5.0$ они локализируются в пределах десятикилометровой зоны от эпицентра, при $M = 6.0$ — на расстоянии 30 км, а уже при $M = 7.0$ — 100 км и на расстоянии до 300 км при $M = 8.0$. Аналогичные зависимости для инструментально зарегистрированных землетрясений с глубинами гипоцентров 10—40 км на территории гор Южной Сибири, Монголии и северо-востока Казахстана показали, что и здесь эффекты разжижения и флюидизации возникают, начиная с пороговых значений $M_s \geq 5.2$ и $I_0 = 6$ — 7 (шкала MSK-64) [Андреев, Лунина, 2012]. При этом такие эффекты располагаются в несколько раз ближе к эпицентру, чем другие вторичные косейсмические эффекты и около половины их локализуется на расстоянии около 40 км от эпицентра. Для палеосейсмологических построений также важно, что около 50 % всей совокупности вторичных косейсмических эффектов и около 70 % случаев разжижения грунта сосредоточены в пределах 20 км от сейсмогенерирующего разлома, а в пределах 40 км — 78 и 90 % соответственно. В эту выборку попали и данные по Чуйскому землетрясению 2003 г., при котором эффекты, связанные с разжижением и флюидизацией, наблюдались в Чуйской впадине на расстоянии от эпицентра до 50—55 км [Рогожин и др., 2007].

В возрастном отношении концентрация выявленных сейсмогенных деформаций, согласно авторским представлениям о стратиграфии четвертичных отложений района, приходится на конец МИС-4 — МИС-3 (разрезы Малояломанский, Малояломанский-1, -2, Яломанский), т.е. на завершающий этап образования сальджарской толщи и этап врезания в нее Малого Яломана и Катуги с формированием комплекса средних террас. Здесь сейсмичты отмечены в озерных отложениях, в отложениях пойменной фации ГПП и нижней части постсальджарского аллювия. Второй возрастной уровень концентрации сейсмогенных деформаций определяется концом МИС-2 — началом голоцена (разрезы Малояломанский-2, -3). Они произошли после того, как долина Малого Яломана была заполнена мощной толщей делювия,

сформировавшейся за счет переотложения рыхлых сальджарской и ининской толщ в маловодную эпоху МИС-2, когда река не могла выносить большое количество поступающего со склонов обломочного материала. Сверху деформации закрываются аллювием низких террас, делювием и современной почвой. О верхней возрастной границе последних сейсмических событий косвенно говорит радиоуглеродная датировка, полученная В.А. Панычевым, А.М. Малолетко и Г.Я. Барышниковым из погребенной почвы, залегающей над голоценовым аллювием в районе разрезов Малояломанский-2 и -3, — 9715 ± 65 лет (СОАН-2621) [Русанов, Орлова, 2013].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проделанной работы получены новые палеосейсмологические данные по участку нижнего течения р. Малый Яломан. Они с учетом ранее произведенных исследований [Деев и др., 2009] позволяют утверждать, что в районе Яломанского грабена в доисторическое время существовала зона концентрации землетрясений с $M \geq 5-7$, причем последние более молодого возрастного уровня имели большие магнитуды. Сейсмогенные деформации, обнаруженные в пределах Яломанского грабена вкуче с палеосейсмологическими и археосейсмологическими данными по Манжерокскому и Чемальскому грабенам [Деев и др., 2012а, 2013], указывают на то, что на протяжении среднего плейстоцена—голоцена в пределах Горного Алтая существовала крупная сейсмогенерирующая структура — Катунский раздвиг. Полученные данные говорят в пользу того, что территории, прилегающие к Катунскому раздвигу и характеризующиеся в настоящее время относительно малочисленными и низкомagnitudeвыми сейсмическими событиями, обладают куда более значимым сейсмическим потенциалом. Это следует учитывать при оценке сейсмической опасности региона, проектировании нитки трубопровода в КНР и строительстве объектов туристической инфраструктуры.

Авторы выражают свою признательность д.г.-м.н. А.М. Корженкову и к.г.-м.н. С.А. Гуськову, чьи конструктивные замечания позволили улучшить статью.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (грант 13-05-00054 а).

ЛИТЕРАТУРА

Андреев А.В., Лунина О.В. Параметры землетрясений и пространственное распределение косейсмических эффектов на юге Сибири и Монголии // Вопросы инженерной сейсмологии, 2012, т. 39, № 2, с. 37—68.

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

Деев Е.В., Зольников И.Д., Гуськов С.А. Сейсмиды в четвертичных отложениях Юго-Востока Алтая // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (6), с. 703—722.

Деев Е.В., Зольников И.Д., Бородовский А.П., Гольцова С.В. Неотектоника и палеосейсмичность долины Нижней Катуни (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 2012а, т. 53 (9), с. 1154—1168.

Деев Е.В., Зольников И.Д., Староверов В.Н. Отражение быстрых геологических процессов в отложениях и текстурах (на примере разновозрастных комплексов Северной Евразии) // Литосфера, 2012б, № 6, с. 14—35.

Деев Е.В., Зольников И.Д., Гольцова С.В., Русанов Г.Г., Еманов А.А. Следы древних землетрясений в четвертичных отложениях межгорных впадин центральной части Горного Алтая // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (3), с. 410—423.

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

Зольников И.Д. Стратотипы четвертичных отложений Яломано-Катунской зоны Горного Алтая // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (9), с. 906—918.

Зольников И.Д. Гляциогенно обусловленные суперпаводки неоплейстоцена Горного Алтая и их связь с историей формирования отложений и рельефа Западно-Сибирской равнины // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 2009, № 69, с. 58—70.

Зольников И.Д., Деев Е.В., Назаров Д.В., Котлер С.А. Сравнительный анализ суперпаводковых отложений и аллювия долин рек Чуя и Катунь // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (8), с. 1483—1495.

Корженков А.М., Бауман Д., Омуралиев М., Хасельтон К. Следы древних сильных землетрясений в отложениях озера Иссык-Куль // Известия РГО, 1999, т. 131, вып. 4, с. 48—55.

Корженков А.М., Аванесян М.А., Вирджино А., Караханян А.С. Сейсмогенные конволюции в четвертичных отложениях озера Севан (Армения) // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (1), с. 56—65.

Леонов Н.Н. Природные явления в шкале сейсмической интенсивности // Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М., Наука, 1975, с. 132—138.

- Лукина Н.В.** Активные разломы и сейсмичность Алтая // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (11), с. 71—74.
- Медведев С.В., Ершов И.А., Попова Е.В.** Проект шкалы для определения интенсивности землетрясений // Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М., Наука, 1975, с. 11—39.
- Новый каталог** сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Под ред. Н.В. Кондорской, Н.В. Шебалина. М., Наука, 1977, 536 с.
- Палеосейсмология** / Ред. Д.П. Мак-Калпин. В 2-х томах. Т. 1. М., Научный мир, 2011, 560 с.
- Парначев С.В.** Геология высоких алтайских террас (Яломано-Катунская зона). Томск, Изд-во ИПФ ТПУ, 1999, 137 с.
- Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В.** Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саянской горной области // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (2), с. 271—291.
- Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В., Ушанова Е.А.** Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения // Геотектоника, 2007, № 2, с. 3—22.
- Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В.** Сильнейшие землетрясения на юге Горного Алтая в голоцене // Физика Земли, 2008, № 6, с. 31—51.
- Русанов Г.Г., Орлова Л.А.** Радиоуглеродные датировки (СОАН) Горного Алтая и Предалтайской равнины. Бийск, ФГБОУ ВПО «АГАО», 2013, 291 с.
- Солоненко В.П.** Шкала балльности по сейсмодислокациям // Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М., Наука, 1975, с. 121—131.
- Шерман С.И., Бержинский Ю.А., Павленов В.А., Аптикаев Ф.Ф.** Региональные шкалы сейсмической интенсивности (опыт создания шкалы для Прибайкалья). Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003, 189 с.
- Ambraseys N.N.** Engineering seismology // Earthquake Engineering & Structural Dynamics, 1988, v. 17, p. 1—105.
- Anand A., Jain A.K.** Earthquakes and deformational structures (seismites) in Holocene sediments from the Himalayan-Andaman Arc, India // Tectonophysics, 1987, v. 133, p. 105—120.
- Bezerra F.H.R., Fonseca V.P., Vita-Finzi C., Lima-Filho F.P., Saadi A.** Liquefaction-induced structures in Quaternary alluvial gravel and gravels sediments, NE Brazil // Eng. Geol., 2005, v. 76, p. 191—208.
- European** Macroseismic Scale 1998 EMS-98 / Ed. G. Grünthal. V. 15. Luxembourg, Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, 1998, 99 p.
- Galli P.** New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction // Tectonophysics, 2000, v. 324, p. 169—187.
- Guiraud M., Plaziat J.C.** Seismites in the fluvial Bima sandstones: identification of paleoseisms and discussion of their magnitudes in a Cretaceous synsedimentary strike-slip basin (Upper Benue, Nigeria) // Tectonophysics, 1993, v. 225, p. 493—522.
- 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.
- Jones A.P., Omoto K.** Towards establishing criteria for identifying trigger mechanisms for soft-sediment deformation: a case study of Late Pleistocene lacustrine sands and clays, Onikobe and Nakayamadaira Basins, northeastern Japan // Sedimentology, 2000, v. 47, p. 1211—1226.
- Joshi D.D., John B., Kandpal G.C., Pande P.** Paleoliquefaction features from the Himalayan Frontal Belt, India and its implications to the status of «central seismic gap» // J. South Asia Disaster Studies, 2009, v. 2, № 1, p. 139—154.
- Korjenkov A.M.** Seismogenic convolutions in the lacustrine deposits of the Issyk-Kul Lake, the Tien Shan // J. Earthquake Prediction Res., 2000, v. 8, p. 514—519.
- Kuribayashi E., Tatsuoka F.** Brief review of liquefaction during earthquakes in Japan // Soils and Foundations, 1975, v. 15, p. 81—92.
- Michetti A.M., Audemard F.A., Marco S.** Future trends in paleoseismology: Integrated study of the seismic landscape as a vital tool in seismic hazard analyses // Tectonophysics, 2005, v. 408, p. 3—21.
- Neuwerth R., Suter F., Guzman C.A., Gorin G.E.** Soft sediment deformation in a tectonically active area: The Plio-Pleistocene Zarzal Formation in the Cauca Valley (Western Colombia) // Sediment. Geol., 2006, v. 186, p. 67—88.
- Obermeier S.F.** Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis — An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes // Eng. Geol., 1996, v. 44, p. 1—76.

Papathanassiou G., Pavlides S., Christaras B., Pitilakis K. Liquefaction case histories and empirical relations of earthquake magnitude versus distance from the boarder Aegean region // *J. Geodynam.*, 2005, v. 40, p. 257—278.

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.

Plint A.G. Possible earthquake-induced soft-sediment faulting and remobilization in Pennsylvanian alluvial strata, southern New Brunswick, Canada // *Can. J. Earth Sci.*, 1985, v. 22, p. 907—912.

Rodríguez-Pascua M.A., Calvo J.P., De Vicente G., Gómez-Gras D. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene // *Sediment. Geol.*, 2000, v. 135, p. 117—135.

Sims J.D. Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments // *Tectonophysics*, 1975, v. 29, p. 141—152.

Vanneste K., Meghraoui M., Camelbeeck T. Late Quaternary earthquake-related soft-sediment deformation along the Belgian portion of the Feldbiss Fault, Lower Rhine Graben system // *Tectonophysics*, 1999, v. 309, p. 57—79.

*Рекомендована к печати 11 июня 2014 г.
А.В. Верниковским*

*Поступила в редакцию
17 марта 2014 г.*