

ОТРАЖЕНИЕ БЫСТРЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ И ТЕКСТУРАХ (НА ПРИМЕРЕ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ)

© 2012 г. Е. В. Деев*, И. Д. Зольников**, В. Н. Староверов***

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН
630090, г. Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3
E-mail: deev@ngs.ru

**Институт геологии и минералогии СО РАН
630090, г. Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3
E-mail: zol@uiggm.nsc.ru

***Нижне-Волжский научно-исследовательский институт геологии и геофизики
410700, г. Саратов, ул. Московская, 70
E-mail: staroverovvn@mail.ru

Поступила в редакцию 01.02.2011 г.

На примерах разновозрастных геологических объектов, расположенных в пределах Горного Алтая, Минусинской впадины, Западно-Сибирской плиты и Восточно-Европейской платформы показаны некоторые типы отложений и текстур, формирующиеся в результате быстрых геологических процессов, длящихся секунды, минуты, часы, дни и недели. Они возникают в пределах континентальных склоновых систем горных хребтов и вулканов, при деформировании рыхлых осадков в результате землетрясений, при прохождении гигантских гляциальных паводков, а также при комплексе геологических процессов в пределах морских пространств, включающем шторма, оползни, обвалы, турбидитные потоки. В ряде случаев удалось охарактеризовать механизмы (процессы) деформационного поведения пород и осадконакопления, а также выявить основные фазы протекания быстрых геологических процессов: начало, кульминацию и ослабление.

Ключевые слова: *быстрые геологические процессы, склоновые отложения, отложения гигантских гляциальных паводков, сейсмиды, лахаровые миктиты, темпеститы, турбидиты, Горный Алтай, Минусинская впадина, Восточно-Европейская платформа, Западно-Сибирская плита.*

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия в геологических науках все большее внимание уделяется быстрым геологическим процессам (седиментационным, сейсмическим, вулканическим и т.д.). Эти процессы, длящиеся секунды, минуты, часы, дни и недели являются “мгновенными” по отношению к тем временным интервалам, которыми обычно оперируют геологи.

Для развития быстрых процессов благоприятны геологические системы, обладающие большим запасом энергии (потенциальной, кинетической, тепловой и т.д.). Естественно, что такие природные системы находятся в состоянии неустойчивого равновесия и могут быть выведены из него в следующих случаях: 1) накопления внутренней энергии сверх “конденсирующей” способности самой системы; 2) нарушения целостности системы; 3) резкого привноса значительного количества дополнительной энергии извне. В результате происходит резкий выброс энергии из системы, приводящий к возникновению быстрого геологического процесса. После сброса энергии некоторые системы способны самовосстанавливаться, а процесс накопления и

сброса энергии в них повторяться, делая геологические процессы циклическими.

Резкий сброс энергии часто приводит к перемещению значительных объемов вещества за короткий промежуток времени. При этом скорости “быстрого” осадконакопления в разы и на порядки превышают скорости “обычного” осадконакопления, которые довольно невелики и чаще всего составляют от 10 до 50 мм за тыс. лет [25]. Естественно, что в таких случаях в осадочных комплексах возникают парадоксальные сочетания литотипов и текстурные признаки отложений, не вписывающиеся в классические законы дифференциации осадочного вещества и указывающие на какие-то исключительные обстановки осадконакопления. Анализ таких отложений привел к выделению самостоятельных генетических типов осадочных пород: турбидитов, темпеститов, цунамитов, инундитов, тайдалитов и т.п. Несмотря на то, что описываемые события происходят весьма стремительно, анализ формируемых ими седиментационных текстур и соотношений литофаций позволяет охарактеризовать основные фазы протекания динамических процессов: начало, кульминацию и ослабление.

Быстрые геологические процессы преобразуют текстурный облик отложений и на стадии их диагенеза. Прежде всего, это относится к сейсмическим событиям, в результате которых формируется специфический класс текстур – сейсмиты. Анализ их морфологии, экспериментальное и математическое моделирование процессов деформации зернистых сред позволяют восстанавливать механизмы формирования сейсмитов: хрупкая деформация, разжижение или флюидизация.

Кроме вышеперечисленных генетических типов отложений в результате быстрых геологических процессов формируются и осадки более привычных генетических групп и рядов. Прежде всего, это относится к отложениям гравитационной группы склонового ряда, а также группы водо-каменных и грязекаменных селей. Отложения этих генетических типов весьма характерны для горных стран, и Горный Алтай в этом смысле не является исключением. В современных и древних вулканических областях, помимо собственно вулканических процессов, важную роль играют лахаровые потоки.

В представляемой статье рассматриваются геологические объекты в возрастном интервале от раннего девона до голоцена, находящиеся в пределах Горного Алтая, Минусинской впадины, Западно-Сибирской плиты (ЗСП) и Восточно-Европейской платформы. Основная причина объединения таких разновозрастных и географически удаленных объектов заключается в наличии в них специфических литофаций и текстур, отражающих некоторые быстрые седиментационные или постседиментационные события.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ СКЛОНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ГОРНОГО АЛТАЯ

В горных районах склоновые геологические системы, априори, обладают большим запасом потенциальной энергии. Нарушение устойчивости таких систем приводит к возникновению мгновенных процессов, в результате которых накапливаются различные генетические типы гравитационных склоновых отложений (дерупций, десперсий и деляпсий).

В Горном Алтае закартировано несколько десятков крупных обвалов, осыпей, оползней и оползне-обвалов, а объемы обрушенных осадков составляют в среднем 10–50 млн. м³, достигая 100–200 млн. м³ [6, 8, 10, 22, 29, 34, 35]. Подобные тела (рис. 1а–г) выделяются в долинах большинства крупных рек и их притоков (Чуи, Катунь, Аргута, Джазатера, Чулышмана, Башкауса, Аккалахи, Кадрина, Сумульты, Шавлы, Чульчи, Кыги и т.д.), а также в обрамлении межгорных котловин (Чуйской, Курайской и др.). С учетом того, что гидросеть и границы межгорных впадин Горного Алтая существенным образом подчиняются системе кайнозойских разломов, в том числе сейсмоактивных, предполагается, что имен-

но сейсмические триггеры ответственны за формирование большинства коллювиальных тел, а их генезис следует рассматривать как сейсмогравитационный. Этот тезис был отчасти подтвержден сейсмическими событиями 2003 г., в результате которых подновились старые и сформировались новые осыпные и обвальные тела, и, конечно же, образовался крупный блоковый оползень в левом борту долины р. Талдура (рис. 1д–е), который имеет площадь 0,66 км², объем 0,027 км³ и длину стенки отрыва 1,1 км [29].

Адекватная диагностика тел, сложенных коллювиальными отложениями, может привести к решению и некоторых парадоксальных геологических ситуаций. Так в 2 км ниже устья р. Чуя в правом борту р. Катунь закартировано тело оползня-обвала, который сорвался с бровки террасы с абсолютной отметкой 835 м [22]. Тело оползня-обвала залегает на параллельно-слоистых дресвяниках, разбитых на блоки, часть из которых смещена обвалом. Само тело оползня сложено валунно-глыбово-галечным миктитом с песчано-гравийным заполнителем. Отчетливо прослеживаются и стенка отрыва и плоскость скольжения оползня-обвала. Напротив стенки яра, в котором зафиксировано сгруживание неслоистого перемешанного обломочного материала, расположен остров в русле р. Катунь, который со всей очевидностью представляет собой сохранившийся от размыва остаток фронтальной части обвала. Сам контакт коллювия и дресвяников неровный, ступенчатый, “выбитый” обвалом, без следов размыва и пликативных дислокаций. Все это говорит о том, что движение оползня происходило “насухую”. Об этом же свидетельствует однородно перемешанный состав обвального миктита, без заметных слоистых текстур, сортировки и дислокаций. По-видимому, перемещение обломочного материала происходило в воздушном заполнителе без участия воды. Возраст обвала, судя по свежести образованных им геоморфологических следов и открытости оползневых образований иными осадками – голоценовый. Данный оползень-обвал является примером неслоистого диамиктона, который без учета общей геолого-геоморфологической ситуации был ошибочно принят за основную морену, что, в свою очередь, было использовано в качестве доказательства продвижения сюда среднечетвертичного ледника по долине Чуи [3].

Некоторые их крупных обвалов и оползней временно перегораживали речные долины, создавая благоприятные условия для формирования в них и в прилегающих межгорных впадинах обвально-подпрудных озер. Так в результате схода Сукорского оползня-обвала в левом борту р. Чуя, напротив р. Куэтанар (рис. 1б), коллювиальными массами объемом более 30 млн. м³ была полностью перегорожена долина р. Чуя, и выше по течению в пределах одноименной котловины возникло озеро, за-

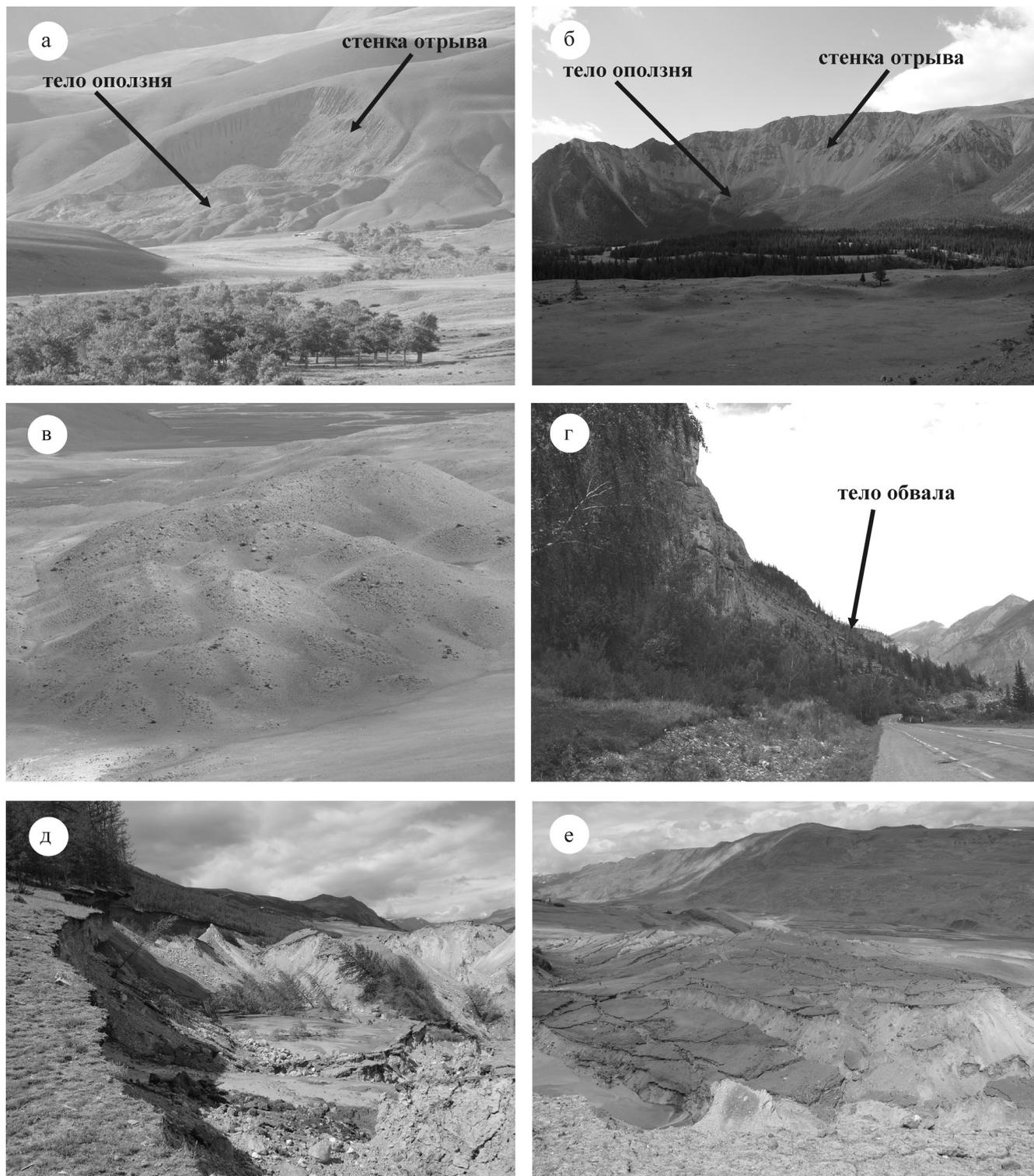


Рис. 1. Обвалы и оползни Горного Алтая.

а – голоценовый сейсмический оползень на южном склоне Курайского хребта (приустьевая часть р. Янтерек); б – Сукорский оползень-обвал в левом борту р. Чуя, напротив р. Куэктанар; в – “черепицеобразная” поверхность, отражающая блоковое строение сейсмогенного палеооползня в правом борту р. Талдура; г – тело крупного сейсмогенного обвала в правом борту р. Чуя (760 км Чуйского тракта); структура тыловой (д) и центральной (е) частей сейсмогенного оползня в правом борту р. Талдура, возникшего при землетрясении 27 сентября 2003 г.

полнившее ее до отметки 1750 м. Из песков этого озера получены две термолюминесцентные даты: 13 ± 1.5 и 14.5 ± 1.5 тыс. лет [44], а также серия радиоуглеродных дат в 9–7 тыс. лет. Следовательно, оползень-обвал сформировался в конце неоплейстоцена–начале голоцена.

При быстром разрушении плотин обвально-подпрудных озер в речные долины практически мгновенно могли сбрасываться большие объемы воды, перемещавшие значительное количество обломочного материала, в том числе и глыбовой размерности. Так, В.В. Бутвиловским [6] описан оползень-обвал в долине р. Каракем общим объемом в 150 млн. м³. Сойдя с правого борта, он перекрыл всю речную долину километровой ширины и был выброшен во фронтальной части на противоположный склон до высоты 80–100 м. Ширина плотины, перегородившей реку, составила около 3–3.5 км. В настоящее время выше по течению, относительно плотины, река имеет на протяжении 3–4 км пологий продольный профиль, а в ее долине находятся остаточные озера. Ниже по течению фиксируются следы прорыва обвально-подпрудного озера, представленные серией глыбовых кос-валов.

Системы с еще большим энергетическим запасом в виде ледниково-подпрудных озер формировались в межгорных котловинах Горного Алтая в эпохи неоплейстоценовых оледенений.

ОТЛОЖЕНИЯ ГИГАНТСКИХ ГЛЯЦИАЛЬНЫХ ПАВОДКОВ В ГОРНОМ АЛТАЕ

Открытие гигантских знаков ряби в Северной Америке и обоснование их механизма формирования путем катастрофических спусков ледниково-подпрудных озер связано с именами Дж. Х. Бретца и Дж. Парди. Сегодня катастрофические прорывы озера Миссула и эрозионные каналы на Колумбийском плато являются классическим примером гигантских гляциальных паводков. На Горном Алтае первооткрывателями подобных отложений и форм рельефа являются А.Н. Рудой [36] и В.В. Бутвиловский [6], а для их обозначения предлагается применять термины “дилювий” и “катафлювиал”. Выявленные аккумулятивные и эрозионные формы рельефа в виде “полей гигантской ряби”, “спиллвеев” и т.д. позволили оценить гидравлические параметры таких паводков. Для разных участков долин рек Катунь и Чуя и стадий паводка получены следующие оценки: расходы от $2 \cdot 10^4$ м³/с до $18 \cdot 10^6$ м³/с, глубины от 50 до 400 м, скорости потока от 16 до 72 м/с [36]. Общая длительность такого гигантского паводка могла составлять от нескольких дней до двух недель [45].

Одним из уникальных геологических объектов Горного Алтая являются террасовые комплексы в долинах рек Чуя и Катунь. В соответствии со стратиграфической схемой, предложенной Н.А. Ефимцевым [15], цоколь высоких террас представ-

лен аллювиальной ининской толщей, нередко достигающей мощности 300 м; цоколь средних террас слагается флювиогляциальной сальджарской толщей мощностью до 60 м и более. Днище долин под сальджарской и ининской толщами выстилается эоплейстоценовым буроцветным аллювием. Однако, детальными многолетними геолого-геоморфологическими исследованиями в долинах рек Чуя и Катунь [17, 21, 22, 32] установлено, что цоколь высоких и средних террас слагают отложения гигантских гляциальных паводков. Сами террасы являются эрозионными, а мощность иногда встречающегося на их площадках аллювия не превышает 3–5 м.

Цикличность – одна из наиболее характерных черт отложений гигантских гляциальных паводков. С.В. Парначев [32] выделил и описал в Яломано-Катунской зоне Горного Алтая типовой паводковый цикл. Его модель получила дальнейшее развитие в работах И.Д. Зольникова [17, 18]. В наиболее представительных разрезах ининская толща насчитывает семь литоседиментационных циклитов, а сальджарская – три. Рассмотрим подробнее строение обсуждаемых отложений.

Селевая фация. Как правило, каждый цикллит (рис. 2) начинается с базального слоя селевой фации, который представлен грубообломочным материалом (галькой, щебнем, валунами, глыбами) с песчано-гравийно-дресвяным заполнителем. Нередко этот слой сложен в разной степени окатанными обломками более 1 м в поперечнике и представляет собой глыбовник или валунно-глыбовник (рис. 3а–б), а его мощность колеблется от 3 до 5–10 м. Подчеркнем, что бытующее среди геологов представление о том, что “глыбы не бывают окатанными”, в данном случае не всегда соответствует действительности. Как правило, глыбы захватывались в самом начале гигантского паводка непосредственно со склонов и переносились в виде влекомого наноса на несколько километров (иногда на 10–20 км) вниз по долине. Когда такой грубообломочный слой препарируется речной эрозией, образуется перлювий в виде обширных (до нескольких км²) глыбовых развалов (“сады камней”) с преобладающим размером обломков от 0.5 до 3–5 м в поперечнике. Кроме того, глыбовники и валунно-глыбовники селевой фации выступают в качестве “структурных поверхностей” по которым реки Чуя и Катунь вырабатывают площадки своих эрозионных террас. В некоторых разрезах базальные валунно-глыбовники наращиваются по толщине до 50 м, приобретая в верхней части валунно-щебне-галечниковый состав с отдельными включениями глыб. Местами в слое встречаются “дропстоуны” (нелитифицированные обломки озерных алевритов, слоистых песков), которые перемещались в потоке в мерзлом состоянии (рис. 3в–г).

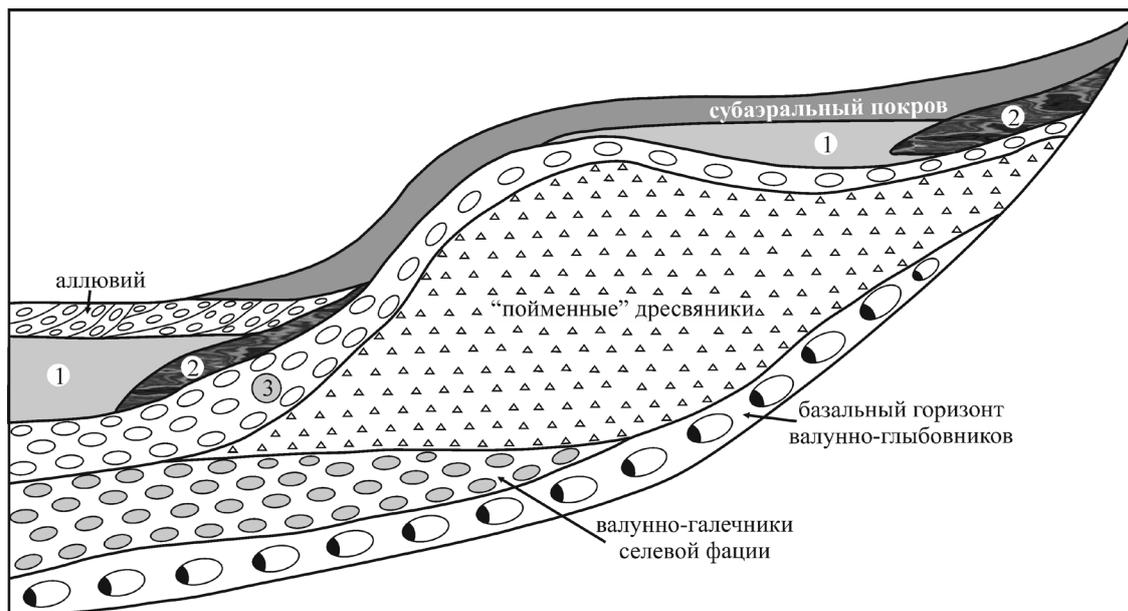


Рис. 2. Соотношение фаций гигантского гляциального паводка.

1 – алевриты вторично-подпрудных озер, 2 – оплывневые миктиты, 3 – “русловые” галечники.

Вдоль долин рек Чуя и Катунь слои валунно-глыбовников отчетливо прослеживаются на протяжении многих сотен метров. Они ложатся на подстилающие отложения, как правило, со структурным несогласием. При этом подошва таких слоев относительно ровная без пликативных и дизъюнктивных дислокаций, которые могли бы дать повод к генетическому истолкованию данных образований как основной морены. Установлена целая серия разрезов, где в валунно-глыбовниках вниз по долинам рек прослежена пологая наклонная параллельная макрослоистость под углом 15–20° [22, 32]. Еще одной характерной особенностью залегания базального слоя является “задирание” его подошвы на борта долин с превышением более чем на 100 м [21]. Такое поведение не характерно для руслового аллювия, но типично для селевых фаций гляциального суперпаводка, не ограниченного руслами рек и выходящего далеко за их пределы.

Пойменная фация. Стратиграфически выше в суперпаводковом циклите залегают осадки “пойменной” фации. Во время гигантских горных паводков вода затопляла не только пойму, но и всю речную долину, по которой он прокатывался. При этом уровень воды поднимался на сотни метров. Остроугольные обломки склонового коллювия захватывались потоком. Щебень опускался в область влекомого наноса, где при взаимодействии с обломками других гранулометрических фракций окатывался, а дрова переносилась в толще воды в виде взвеси без интенсивных соударений на большие расстояния.

Отложение дресвяников происходило при резком падении скорости и несущей способности потока, что приводило к быстрому, фактически одно-

моментному (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. Благоприятными для накопления дресвяников были участки перед сужением магистральной долины, участки “эрозионной тени” на поворотах долины, а также приустьевые части боковых притоков.

В среднем и нижнем течении р. Катунь в отложениях пойменной фации наравне с обломками дресвяной размерности значимую роль начинают играть грубопесчаные зерна. Дресвяной и пескодресвяной гранулометрический состав и преобладающая субгоризонтальная и наклонная параллельная слоистость (рис. 3д) являются показательной чертой пойменной фации гляциальных суперпаводков. Параллельная слоистость в данном случае отражает не озерную (спокойную) обстановку седиментации, как это предполагалось предшественниками, а обстановку массового выпадения в осадок взвешенных обломков и их “размазывание” по дну потока. Именно “размазывание” при “наслаивании” обуславливает горизонтальность слоистости. Таким образом, параллельная слоистость в данном случае является признаком не длительного много-сезонного, а быстрого одномоментного характера седиментации в глубоководном потоке. Слоистость нередко бывает облекающей, если эти отложения ложатся на борта долины.

Как и у отложений селевой фации, в качестве диагностической черты пойменных дресвяников гляциальных суперпаводков выступают “дропстоуны”. Помимо описанных выше окатанных или угловатых фрагментов алевропесков, сохраняющих изна-

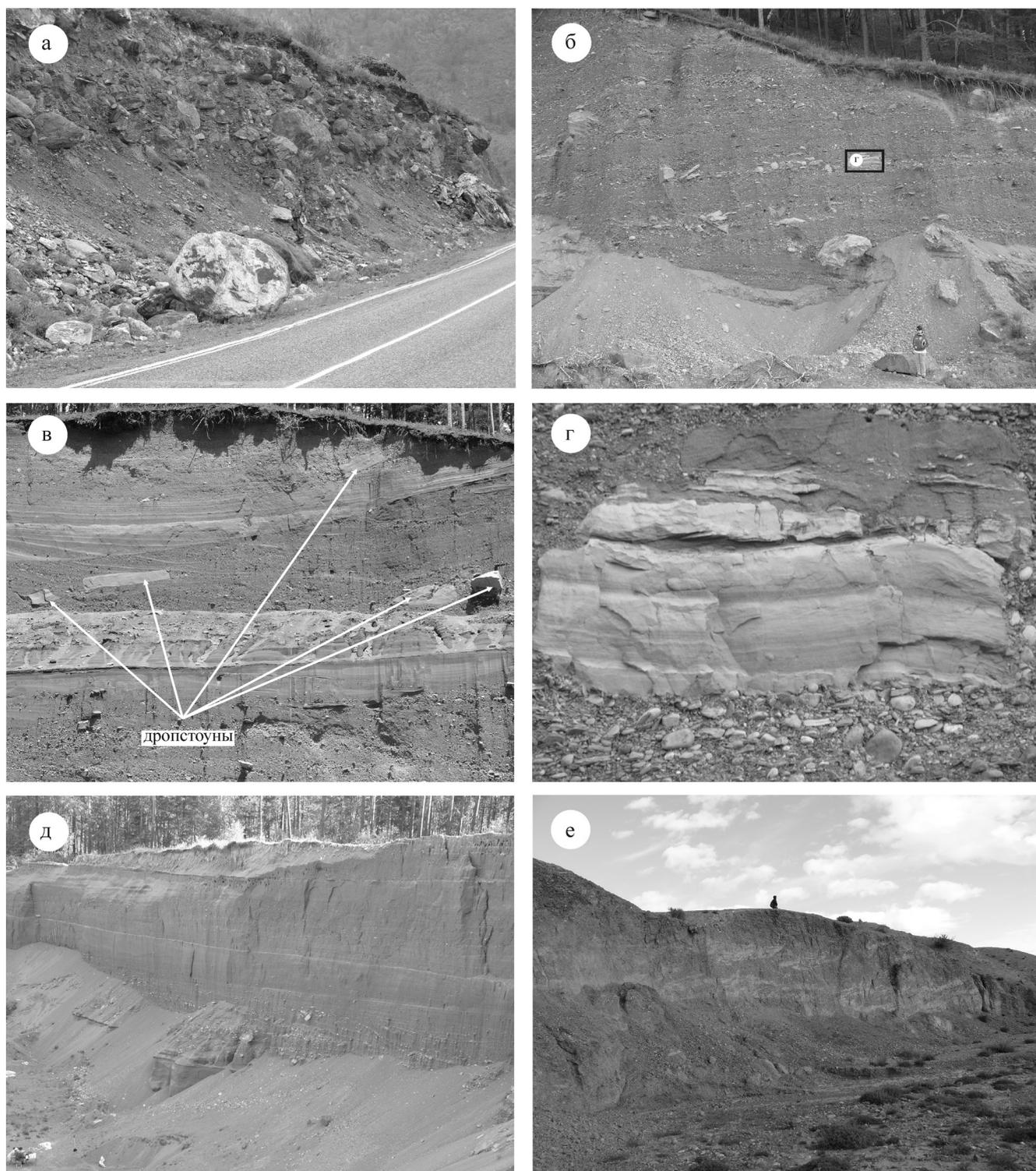


Рис. 3. Текстуры отложений гигантских гляциальных паводков.

а – валунно-глыбовник селевой фации сальджарской толщи, вскрытый при строительстве Чуйского тракта в правом борту р. Чуя; б – отложения селевой фации в ининской толще, слагающей цоколь высокой террасы на правом берегу р. Катунь в районе п. Узнезя; в – дропстоуны, представленные блоками слоистого песка в отложениях селевой фации ининской толщи; цоколь высокой террасы на правом берегу р. Катунь в районе п. Узнезя; г – блок слоистого песка в отложениях селевой фации; д – обнажение четырех циклитов пойменных дресвяников, слагающих среднюю террасу в правом борту р. Катунь в районе п. Чепош; е – текстуры оплывневых миктитов, слагающих гряды на отметках 1750–1850 м северного борта Чуйской котловины.

чальную слоистую текстуру, могут присутствовать отдельные глыбы и валуны, а также гнездообразные скопления грубообломочного материала. Такие “впаянные” в дресвяники включения переносились гигантским потоком в мерзлом состоянии, нередко в составе кусков ледогрунта и мореносодержащего льда (в том числе обломков разрушенных ледниковых плотин).

Переход от селевой фации к пойменной нередко постепенный, через переслаивание. Кроме этого, непосредственно в параллельнослоистых пескодресвяниках нередко встречаются прослои и линзы валунно-галечников, фиксирующих фрагменты влекомого наноса, захоронившиеся при массовом выпадении грубозернистого песка и дресвы из взвешенного состояния (см. рис. 3д). В отличие от делювиально-пролювиальных образований, развивающихся за счет последующего субаэрального переотложения дресвяников на склонах, непосредственно в “пойменных” образованиях отсутствуют эфемерные палеопочвы, кротовины, клинья усыхания и солифлюкционные текстуры. Также не известно находок *in situ* ископаемых организмов в селевых и в пойменно-паводковых отложениях Горного Алтая.

Русловая фация. Над пойменными параллельно-слоистыми дресвяниками и пескодресвяниками залегают русловые косослоистые валунно-галечники, которые формировались на завершающем этапе паводка, когда уровень воды спускался до положения, при котором доминировали обстановки перемещения обломков путем волочения по дну и салбтации. Основание этих отложений обычно отделяется от пойменных дресвяников эрозийным размывом и грубообломочным щебнисто-валунным слоем. В притальвеговой части долины их мощность может достигать 10–15 м и более, сокращаясь иногда до полного выклинивания в сторону бортов долины. Валунно-галечники слагают гигантские гряды (гигантские знаки ряби) для которых характерны 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°) “ажурными” текстурами и градационной структурой косых слоев. Кроме того, подобными валунно-галечниками сложены гигантские русловые валы и гигантские прирусловые отмели [32].

Опывневая фация. Русловые фации суперпаводкового циклита перекрываются алевро-песчано-дресвяно-щебневыми миктитами, которые формировались за счет опыввания переувлажненного материала со склонов после спада паводка [17, 21]. Для этой фации характерен парагенезис водно-седиментационных и опывневых текстур; отсутствуют синседиментационные криогенные дислокации. По текстурному облику и литологическому составу опывневые миктиты можно разделить на субаэральные и субаквальные. Субаэральные

опывневые образования формируются при стекании грязевых масс по осушенным склонам, субаквальные – при поступлении грязевого материала в бассейны вторично-подпрудных или остаточных озер. В последнем случае обычны сочетания текстур опывания и взмучивания с флювиальными и озерно-седиментационными текстурами. Субаквальные и субаэральные опывневые образования являются закономерным компонентом литоседиментационной последовательности гигантских паводков и должны учитываться при расчленении и корреляции четвертичных разрезов, особенно если учесть, что опывневые дислокации могут ошибочно приниматься за рябь волнения, криотурбации, гляциодислокации и сейсмичности. Их мощности в зависимости от локальных условий колеблются от 0.5 до 5 м.

Но наибольшее распространение опывневые образования получили не в магистральных речных долинах, по которым происходил сброс воды, а в пределах опорожняемых межгорных котловин. К примеру, комплекс этих отложений, связанный со спуском последнего позднеплейстоценового озера, широко развит вдоль северного борта Чуйской котловины, в нижней части слабонаклонной предгорной равнины (интервал высот 1850–1750 м). Его строение подробно описано в работе [19], а пример текстурного облика отложений приведен на рис. 3е.

Фация вторично-подпрудных озер. Суперпаводковый циклит обычно завершается субпараллельно-слоистыми алевропесками вторично-подпрудных озер, которые отлагались в понижениях днища долины, преобразованного гигантским потоком, в переуглублениях на площадках террас, в результате их осложнения паводковыми грядами и валами, в долинах притоков, перегороженных селевыми отложениями. В приподошвенной части вторично-подпрудных осадков, как правило, отмечаются опывневые образования, описанные выше. Вторично-подпрудные озера могут существовать после прохождения суперпаводка весьма долго (на протяжении многих тысячелетий в ходе последующего межледниковья), пока не будет прорезана селевая плотина, перегораживающая сток вод из притока. Мощность таких алевритов и алевропесков колеблется от 1 до 6 м, составляя в среднем 3–4 м.

После окончания эпох паводков происходило врезание речных систем в толщи паводковых циклитов с формированием постинтинского и постсалджарского аллювия. Близ горных склонов отложения гигантских гляциальных паводков перекрывались делювиально-пролювиальными шлейфами дресвяно-песчаного состава и дресвяно-щебнистым коллювием. На стадии высыхания вторично-подпрудных водоемов озерные осадки перекрываются неслоистыми субаэральными эоловыми алевритами (лессами) мощностью не более 2 м.

В зависимости от конкретных геоморфологических условий меняются мощности фаций и фаци-

альный состав суперпаводкового циклита [17]. Так, например, в пределах осевой части магистральной долины преобладают крупнообломочные образования селевой и русловой фаций, которые перекрываются затем аллювием. На участках “эрозионной тени” в разрезах начинают играть существенную роль дресвяники пойменной фации. Они венчаются либо аллювием, либо отложениями делювиально-пролювиальных шлейфов. В долинах притоков, которые запруживались селевыми накоплениями, фактически исчезают селевая и русловая фации, сохраняется пойменная фация, и вместе с оплывневой появляется фация вторично-подпрудных озер. На значительном удалении от устья притоков присутствуют только пойменные песко-дресвяники и оплывневые микиты.

Вышеизложенное позволяет сделать вывод, что фациальный состав и набор фаций в суперпаводковых циклитах существенно отличается от таковых как в гляциальных, так и в аллювиальных комплексах. Что же касается обычных селей, то они не формируют геологических тел такого большого объема и такого сложного строения как суперпаводковые циклиты.

Понимание механизма формирования ининской и сальджарской толщ может послужить основой для новой региональной стратиграфической корреляции этих “немых” отложений с осадочными комплексами палеогляциозоны Горного Алтая. Очевидно, что ининская и сальджарская толщи соответствуют разным ледниковым глобальной стратиграфической шкалы в ранге морских изотопных стадий (МИС). Авторы работы склонны коррелировать отложения ининской толщи со стадией МИС-6 и, возможно, с холодными подстадиями МИС-8, а сальджарскую толщу – со стадией МИС-4 и, возможно, холодными подстадиями МИС-5 [11, 17]. В пользу таких корреляций для сальджарской толщи говорят радиоуглеродные датировки из перекрывающих сальджарскую толщу субаэральных отложений в долине р. Катунь, в районе “Майминского вала”. Найденные в них кости мамонта датированы как 28730 ± 995 л. н. (СОАН-2301) [2], а кости благородного оленя дали датировку более 37200 л. н. (АА-79789) [20]. Кроме того, с такой точкой зрения согласуется и присутствие средне- и позднелеолитических памятников как на территории горных котловин [14], так и по долинам главных рек Горного Алтая [13, 33].

В противоположность этому, развивается точка зрения о сопоставлении сальджарской толщи с МИС-2 и, соответственно, позднелезянским (сарганским) оледенением западносибирской шкалы [6, 36]. Так, А.Н. Рудой [37], обобщив имеющийся на сегодняшний момент массив датировок (TL, ^{14}C , ^{10}Be) для Чуйской котловины и долин рек Чуя и Катунь, пришел к выводу, что позднелеоплейстоценовые гигантские гляциальные паводки в Горном Ал-

тае могли происходить 7, 12, 15, 17, а также ранее 22 тыс. л. н.

Естественно, гляциальные суперпаводки выносили огромное количество обломочного материала и на территорию южных районов Западно-Сибирской плиты. Поэтому отложения гигантских гляциальных паводков и здесь участвуют в строении средне-, позднелеоплейстоценовых комплексов. Изучению этого вопроса и региональной корреляции толщ посвящен специальный раздел в работе [18].

СЕЙСМИТЫ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ГОРНОГО АЛТАЯ

Деформационные текстуры, связанные с сейсмическими событиями, в последние десятилетия регулярно выделяются в осадочных толщах и несут важную информацию о палеогеодинамических параметрах изучаемых территорий. Начиная с работы [47], они выделяются в особый класс – “сейсмиды”. Согласно литературному обзору, приведенному в [11], сейсмиды выявлены в генетически разнотипных континентальных, прибрежно-морских и морских толщах, а в ряде районов показана непосредственная их связь с инструментально зарегистрированными и историческими сейсмическими событиями. 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 отложениях.

Типы, морфология и механизмы формирования сейсмогенных деформаций Горного Алтая

Изучение разрезов четвертичных отложений различного генезиса позволило выделить в них (на фоне гляциогенных, криогенных, подводно-оплывневых, седиментационных и других текстур) морфологически различные сейсмогенные деформации [11, 12]. Они образуют маломощные (от первых сантиметров до 0.5–1 м), часто достаточно выдержанные по простиранию пакеты, которые подстилаются и перекрываются недеформированными слоями, образуя с ними согласную последовательность. Как правило, в одном разрезе присутствует несколько деформированных слоев. В настоящее время нет общепринятой морфологической классификации такого рода текстур, поэтому при описании сейсмидов используются термины, наиболее подходящие для характеристики их геометрии. Авторами выделены изоклинальные, дисгармоничные, миникоробчатые, веерообразные, циклоидные складки, шаровые, пламевидные, облаковидные, грибовидные внедрения одного осадка в другой, а также “микровулканы”. Кроме того, выявлены разномасштаб-

ные флексуры и разрывы, чаще всего образующие закономерные системы, осадочные дайки. Наконец, наши исследования позволяют в качестве самостоятельного типа сейсмогенных образований рассматривать грубообломочные слои и линзы мощностью от первых сантиметров до метра, фиксируемые в некоторых разрезах среди озерных параллельно-слоистых алевритов и песков. Они формировались за счет поступления коллювия в озера, в том числе и в виде подводных грязе-каменных потоков. Об этом свидетельствуют текстуры перемешивания коллювиального материала и озерных осадков, задирание последних грубообломочным материалом и наличие в них пластических деформаций на продолжении грубообломочных линз. О связи грубообломочных прослоев с землетрясениями свидетельствуют: 1) их линзовидно-слоистое расположение в разрезах, что определенно указывает на повторяемость процесса формирования коллювия; 2) парагенезис с сейсмитами вышеописанных типов. Так рис. 4 демонстрирует небольшое упреждение в формировании сеймитов к моменту отложения обвального материала. Видно как обломки ложатся на уже деформированный слой озерных алевритов неоплейстоценового цунгового бассейна с относительно четкой нижней поверхностью. Это наблюдение позволяет утверждать, что сеймиты не являются следствием обвала, но и процесс формирования сеймитов и

обвал получили спусковой импульс одновременно. Таким триггером наиболее логично предположить подземный толчок. По нашему мнению, сеймиты 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.

Нами [38] показано, что характер деформации зернистой среды во время землетрясения зависит, в первую очередь, от типа флюида в поровом пространстве: если поры заполнены газом, деформация будет хрупкой. 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, что объясняет факт преимущественного развития этих процессов в осадках от алевритовой до гравийной размерности. Значительному повышению порового давления благоприятствует и наличие флюидоупоров в разрезе (замкнутая пористость). Дополнительная неустойчивость в осадочных системах при прохождении сейсмических волн может возник-



Рис. 4. Фрагмент Чаган-Узунского разреза (Юго-Восточный Алтай); пояснения в тексте.

нута из-за разности в удельных весах контактирующих осадков. Так, система будет неустойчивой, если удельный вес верхнего осадка будет больше, чем у нижнего. Чаще всего в изученных разрезах такого рода неустойчивость определяется большей грубозернистостью вышележащего осадка, хотя в ряде случаев, вероятно, влияет упаковка, пористость осадков, степень их насыщения водой. Неустойчивость могут вносить и локальные склоновые градиенты косослоистых серий.

Формирование наибольшего количества сейсмиков в четвертичных отложениях Горного Алтая связано с разжижением и флюидизацией влагонасыщенных осадков. Ранние стадии разжижения способствуют развитию пластической деформации с образованием разнородных пликативных форм (рис. 4, рис. 5а) и флексур. Усиление разжижения среды приводит к формированию разнообразных текстур внедрения одного осадка в другой (рис. 5б–в). Крайние стадии разжижения приводят к замене первичных седиментационных текстур на вторичные массивные. Следствием флюидизации является движение алеврито- или песчано-водных потоков по трещинам, ряд из которых служит питающими каналами для микровулканов (рис. 5г). Типичные хрупкие деформации обнаружены в Малояломанском и Чаган-Узунском разрезах, где они представлены разномасштабными разрывами различной кинематики (рис. 5д), в том числе и структурами растяжения (рис. 5е).

На генетическую связь обсуждаемых деформаций в четвертичных осадочных толщах Горного Алтая с палеоземлетрясениями указывает следующий ряд критериев:

Разрезы четвертичных отложений расположены в области интенсивного позднекайнозойского горообразования. Неотектоническая блоковая структура Горного 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.

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

Деформации приурочены к определенным стратиграфическим уровням. При этом, в однотипно построенных разрезах проявляется “спонтанное” развитие деформированных интервалов, а деформированные пакеты осадков, разделены недеформированными слоями. Это указывает на дискретность и повторяемость деформационных событий, что и следует ожидать в сейсмоактивных зонах, характеризующихся чередованием периодов сейсмического затишья и сейсмической активизации.

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

Деформационные текстуры морфологически и по масштабу соответствуют текстурам: а) возникающим при исторически зафиксированных землетрясениях, б) полученным при лабораторной имитации сейсмоздействия на рыхлые влагонасыщенные осадки; в) ископаемым сейсмитами, зафиксированным в других сейсмоактивных зонах.

Таким образом, сеймиты являются продуктом моментальных геологических событий, а все многообразие текстур, характерное для этого своеобразного генетического типа деформаций, зависит от первичных структурно-текстурных параметров рыхлых осадков и механизма их деформации.

ОТЛОЖЕНИЯ ЛАХАРОВЫХ ПОТОКОВ В НИЖНЕДЕВОНСКИХ КОМПЛЕКСАХ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

В пределах склонов вулканических построек существует масса предпосылок для развития быстрых геологических процессов: излияния лав, пеплопадов, пирокластических, лахаровых и водных потоков, обвалов, осыпей и оползней. В настоящем разделе ограничимся рассмотрением известных нам текстур лахаровых отложений, выявленных в нижнедевонских вулканогенно-осадочных комплексах Алтае-Саянской складчатой области.

Характер движения лахаровых потоков зависит от крутизны склона и вязкости самой грязи. Вязкость определяется соотношением твердого материала и воды: некоторые потоки состоят преимущественно из воды, в других содержание твердого материала доходит до 95%. На крутых склонах лахаровые потоки имеют скорость до 100 км/час и размывают подстилающую толщу. На пологих склонах они замедляются и останавливаются на субгоризонтальных участках. В зависимости от рельефа местности, вязкости, количества воды, массы пепла и другого материала, вовлеченного в движение, лахары могут проходить расстояние в десятки километров, а в тех случаях, когда соединяются с горными реками – до 300 км. Лахаровые потоки обычно формируют слои миктитов разнообразного гранулометрического состава мощностью в несколько метров, но в условиях резко расчлененного рельефа могут накапливаться толщи, достигающие десятков и даже сотен метров.

Поскольку образование лахаров происходит при непосредственном участии воды, то фациально миктиты могут замещаться горизонтами размыва, которые соответствуют участкам крутого палеосклона, а также пачками грубообломочных брекчий и валунников. В отличие от лахаровых грязевых и каменно-грязевых потоков, эти грубообломочные пачки представляют собой следы де-

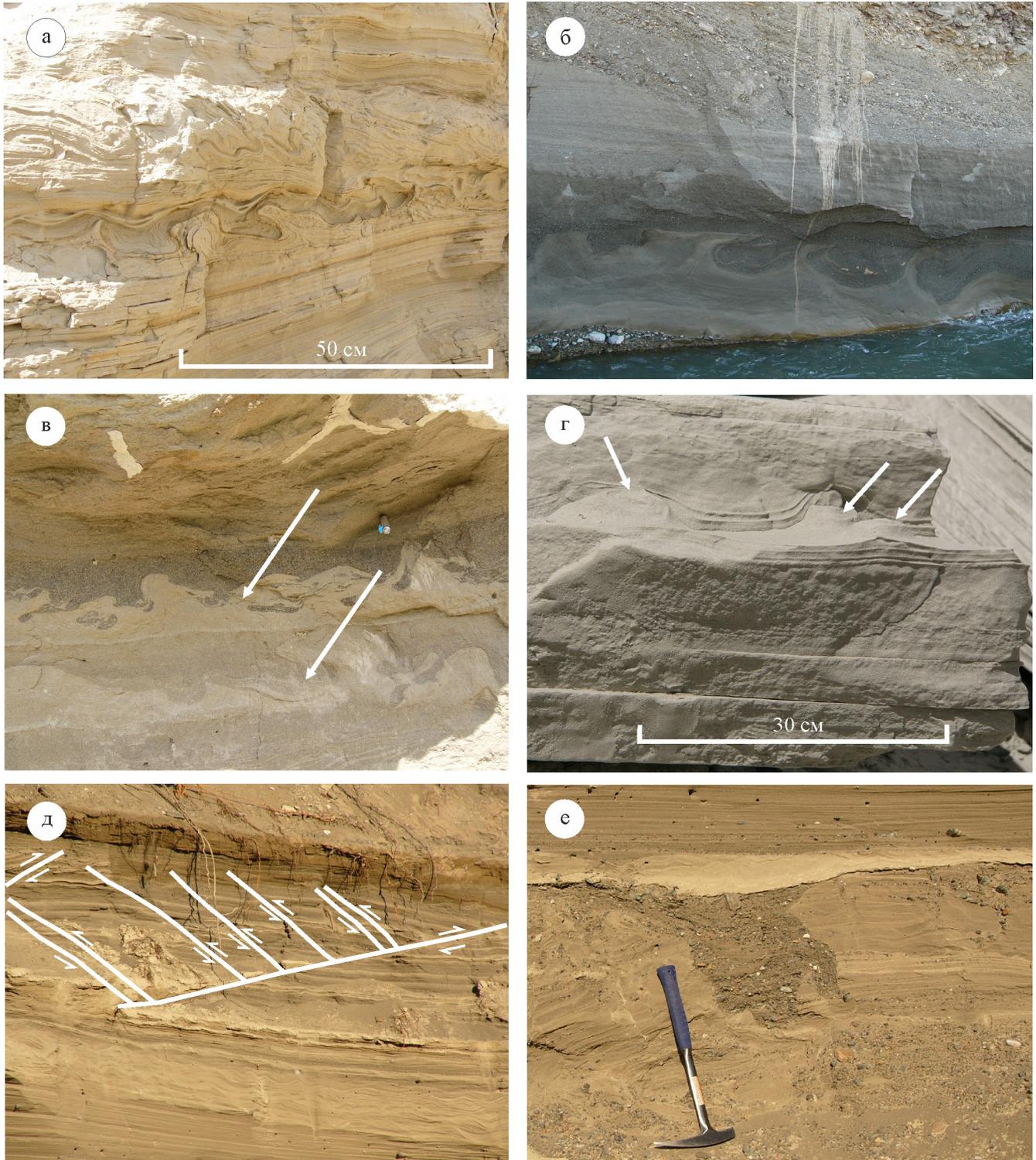


Рис. 5. Примеры сейсмогенных деформаций из неоплейстоценовых отложений Горного Алтая.

а – миникоробчатые складки; б, в – пламевидные текстуры; г – жерла микровулканов; д – разрывные нарушения; е – трещина растяжения.

тельности водно-каменных потоков. Кроме того, в ряде случаев грубообломочные фации отлагаются на ранних этапах, а лахаровые миктиты – на более поздних.

Отложения лахаровых потоков можно наблюдать в нижнедевонских вулканогенно-осадочных комплексах Минусинской котловины и Горного Алтая. В первом районе они входят в состав верх-

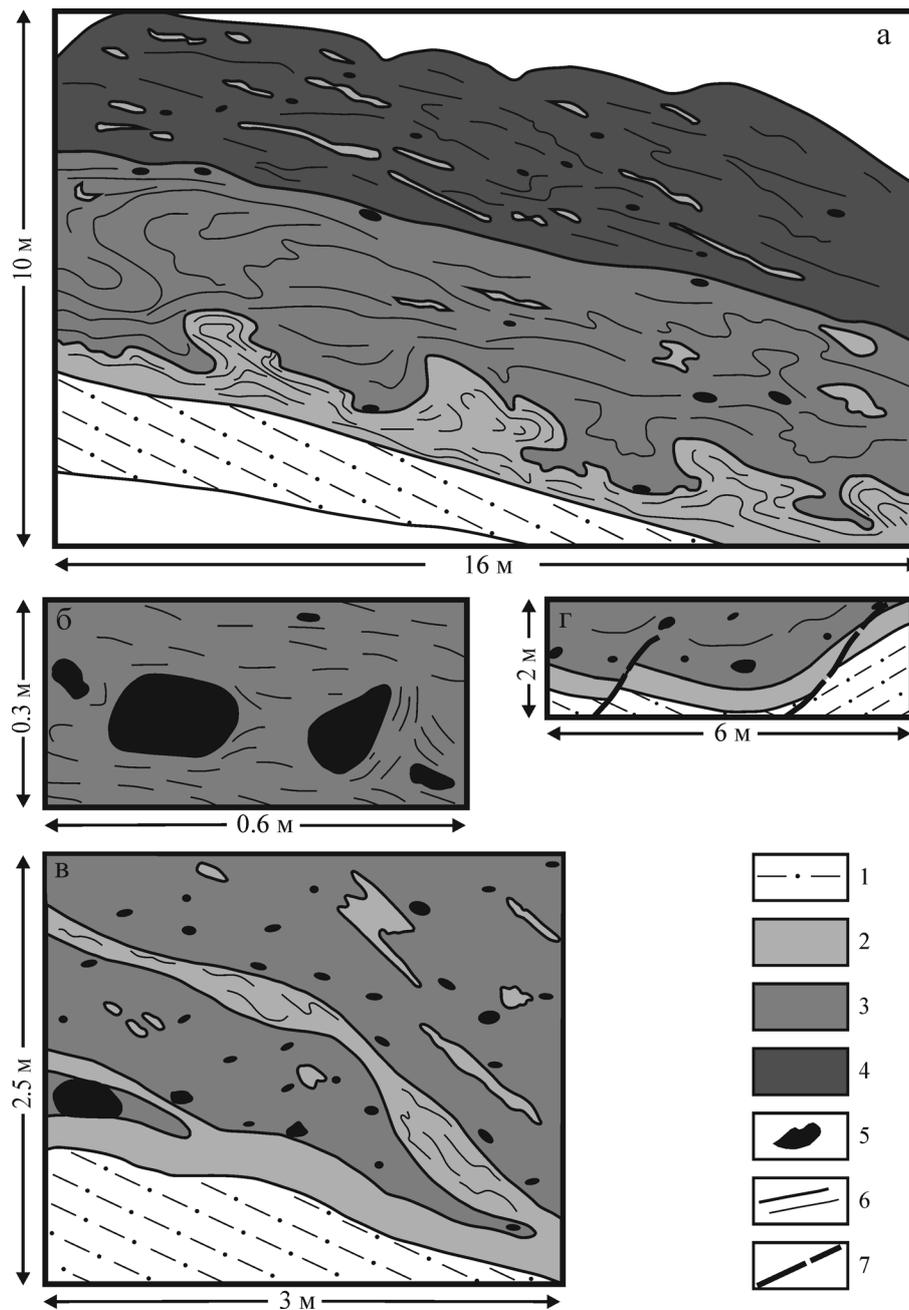


Рис. 6. Текстуальные особенности лахаровых миктитов из верхней подсвиты матаракской свиты (Минусинская котловина).

1 – слоистые алевролиты; 2 – алевропесчаники, составляющие дислоцированный слой в подошве лахаровых диамиктитов и его отторженцы; 3 – миктиты нижнего слоя лахаровых брекчий; 4 – миктиты верхнего слоя лахаровых брекчий; 5 – крупнообломочный материал; 6 – литологические границы, фиксирующие дислокации в миктитах; 7 – разрывные нарушения. Пояснения в тексте.

ней (вулканогенно-осадочной) подсвиты нижнедевонской матаракской свиты. Подсвита представлена переслаиванием пачек конгломератов, гравелитов, песчаников, чередующихся с горизонтами алевролитов, кристалло- и литокластических туфов основного состава. На рис. 6а представлено обнажение, расположенное на южном склоне г. Шунет. В нем снизу вверх вскрываются:

Слой 1. Алевролиты тонко-параллельно-слоистые серые с зеленоватым оттенком. Мощность до 2 м. Генезис – пойменная фация аллювия.

Слой 2. Аллювиальные алевритовые песчаники тонко-мелкослоистые серые. Слой вовлечен в совместные дислокации с вышележащими отложениями. Отмечаются складки волочения и другие пликативные нарушения. Мощность колеблется от 0 до 1.6 м.

Слой 3. Серо-бурые миктиты грязекаменного лахарового потока, представляющие собой смесь мелкозема алевритовой и песчаной размерности и крупных обломков (гравийной, галечной, валунной фракций). Количество последних может составлять 30–40% от объема породы. Нижний контакт толщи неровный, осложненный дислокациями. Отмечаются отторженцы нижележащих алевритовых песчаников в виде сорванных ядер складок волочения, изометричных рулетов, кляксообразных “размазанных” включений. Мощность до 3.5 м.

На рис. 6б показано положение валунов и галек в миктите, отражающее особенности течения грязекаменного потока (направление движения материала слева направо). В целом, текстурный облик отложений, показанных на этом рисунке, свидетельствует о медленном вязко-пластичном течении грязевого материала непосредственно перед его остановкой. Глыбы и валуны нередко имеют следы дробления, возникшие за счет перекачивания внутри грязекаменного потока.

Слой 4. Серо-бурые лахаровые миктиты, представляющие смесь мелкозема алевритовой и песчаной размерности и крупных обломков (гравийной, галечной, валунной фракций). Количество крупных обломков не превышает 10–15% от объема породы. Крупнообломочный материал представлен в основном гравием и мелкой галькой. В отличие от нижележащего слоя, отсутствуют крупные изометричные отторженцы, а преобладают слабо изогнутые ленты и полосы алевритовых песчаников. В целом слой более однородный (“перемешанный”), чем слой 3. Это свидетельствует о более жидкой консистенции и, соответственно, более высоких скоростях движения материала по сравнению с нижележащим слоем. Нижний контакт ровный, четкий, возможно “сорванный”. Мощность до 2.5–3 м.

Фрагмент обнажения на вершине г. Шунет (рис. 6в) иллюстрирует происхождение многочисленных инородных включений в лахаровых микритах. Связано это с тем, что грязевой поток вбирает в себя все, что попадает на пути и динамически взаимодействует со своим ложем. Подстилающие неконсолидированные отложения сминаются в складки волочения, разрываются; отторженцы захватываются грязекаменной массой, растаскиваются в виде изогнутых лент, а также закатываются в рулоны и шары. Все это создает парадоксальный образ “однородной неоднородности” лахаровых микритов за счет перемешивания разнотипного материала.

На рис. 6г показан фрагмент обнажения слоя лахаровых микритов у побережья оз. Чалас-Коль. Здесь были обнаружены редко встречаемые текстуры, отражающие последнюю стадию отложения материала грязекаменного потока. Алевролиты и алевритовые песчаники здесь находятся фактически в ненарушенном залегании, т.е. они не вовлечены в дислокации вязко-пластичного типа с ла-

харовым микритом. Но здесь отмечаются текстуры, которые отражают этап обезвоживания грязекаменной массы и ее просадки по микроползням. Верхние части плоскостей сместителей “теряются” в миктите, что свидетельствует о нахождении грязекаменного материала на момент образования просадок в неконсолидированном состоянии.

Слои лахаровых микритов, благодаря узнаваемым структурно-текстурным признакам и выраженности в современном рельефе (образуют скальные гривы из-за устойчивости к выветриванию), можно использовать в качестве маркирующих горизонтов, отражающих внутреннюю структуру матаракской свиты при крупномасштабном геологическом картировании.

В пределах Юго-Восточной части Горного Алтая лахаровые миктиты выявлены в разрезе левого борта р. Аккая (западное обрамление Чуйской межгорной впадины), где они участвуют в строении корумкешинской свиты эмского возраста [7]. Общая мощность свиты составляет порядка 500 м. В ее составе доминируют витро-кристаллокластические и кристалло-литокластические псаммитовые туфы кислого, реже среднего состава. В верхней части разреза наблюдается переслаивание туфов с пачками терригенных пород, представленных конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Именно в этой части разреза выявлена пачка лахаровых микритов с текстурами, отражающими вязко-пластичное турбулентное течение грязевого материала (рис. 7а). На некоторых участках наблюдается “закручивание” грязевого материала в рулеты (рис. 7б).

ШТОРМОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ АКЧАГЫЛЬСКОГО МОРЯ

Большое количество быстрых геологических процессов происходит в пределах морских и океанических пространств. Помимо подводных обвалов и оползней, в процессах быстрого перемещения обломочного материала здесь большую роль играют обломочные, зернистые, флюидизированные (разжиженные) и турбидитные потоки различной плотности. Эти потоки, возникающие на склонах круче 0.5°, характеризуются продолжительностью от минут до нескольких дней, мощностью от нескольких сантиметров до сотен метров, длиной и шириной до десятков км и транспортируют материал на расстояние от десятков метров до нескольких тысяч км со скоростями от первых сантиметров до 20–25 м/с [39, 46]. Кроме этого, в прибрежных зонах формируются отложения, связанные со штормовой деятельностью (темпеститы) и воздействием цунами (цунамиты).

Темпеститы многократно описаны в специальной литературе [1, 41]. Их присутствие зафиксировано на разных стратиграфических уровнях в оса-

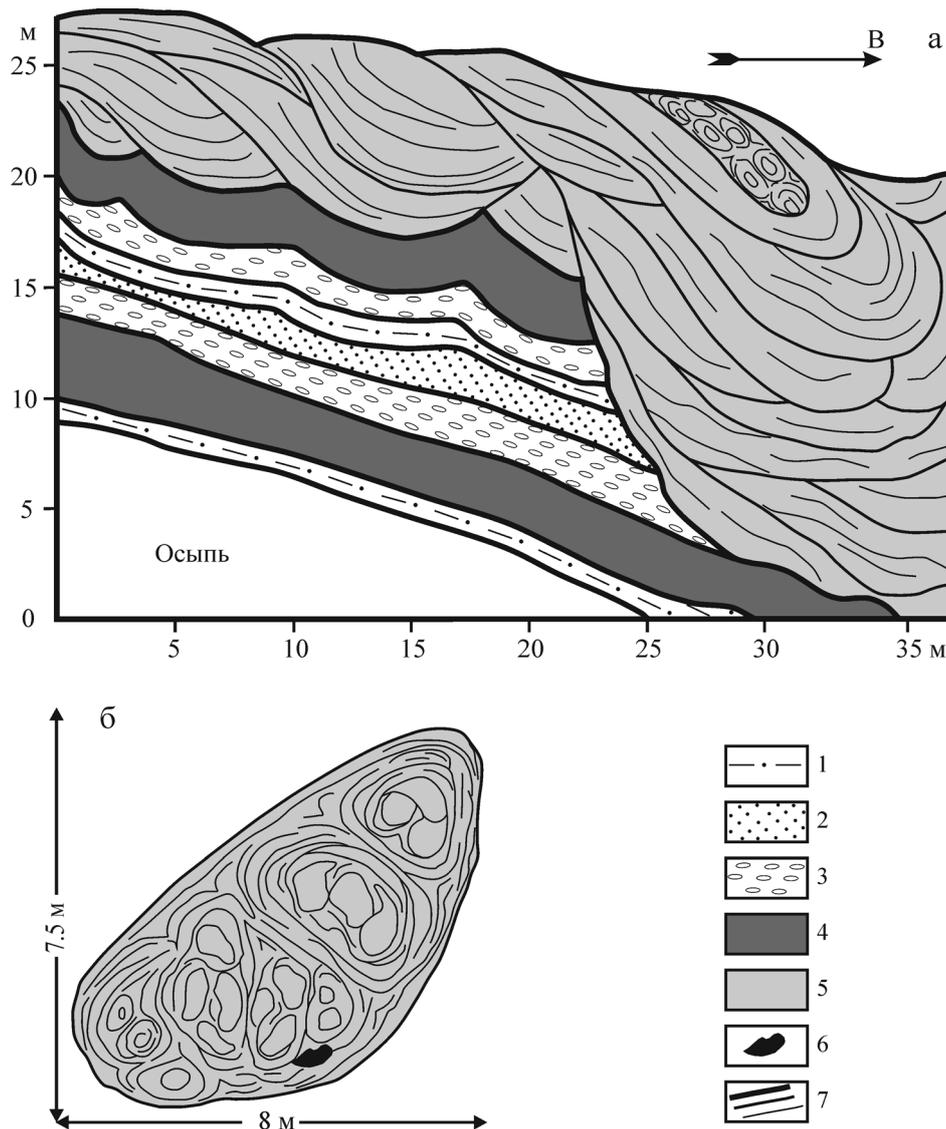


Рис. 7. Обнажение лахаровых миктитов из верхней части корумкешинской свиты (левый борт р. Аккая, Юго-Восточный Алтай).

1 – алевролиты; 2 – песчаники; 3 – конгломераты; 4 – туфы; 5 – лахаровые миктиты; 6 – крупнообломочный материал; 7 – литологические границы, в том числе фиксирующие дислокации в миктитах.

дочных бассейнах фанерозоя и протерозоя. Изучение разрезов Саратовского Правобережья, Самарского Заволжья, Оренбургского Предуралья позволило выявить в них наличие отложений, генетически связанных со штормовой деятельностью позднелиценевого Акчагыльского моря.

Наиболее полный разрез с участием темпеститов изучен в окрестностях села Березняки, в 100 км к северу от г. Саратова [40]. В этом разрезе среди терригенных пород залегают пласты, практически целиком сложенные остатками раковин двусторчатых и брюхоногих моллюсков. Мощность таких пластов достигает 3.5–4 м, а в стратиграфическом отношении они приурочены к верхам ерусланской свиты нижнего акчагыла. Возраст рас-

матриваемых образований доказывается результатами макро- и микрофаунистических исследований. Из двусторчатых моллюсков установлены *Aktschagyliа subcaspiа* (Andrus.), *Cerastoderma dombra* (Andrus.), гастроподы представлены мелкими формами *Clessiniola* sp. (определения Л.А. Невесской). В микрофаунистический комплекс входят *Prolimnocythere* cf. *tenuireticulata*, *Cyprideis torosa* (Jones) и *Elphidium* sp. indet (определения Т.А. Коростелевой).

В ракушняках (рис. 8) прослеживается параллельная слоистость за счет чередования слоев, сложенных целыми раковинами с разобщенными и сомкнутыми створками без видимых следов ориентировки, со слоями раковинного детрита. Также за-

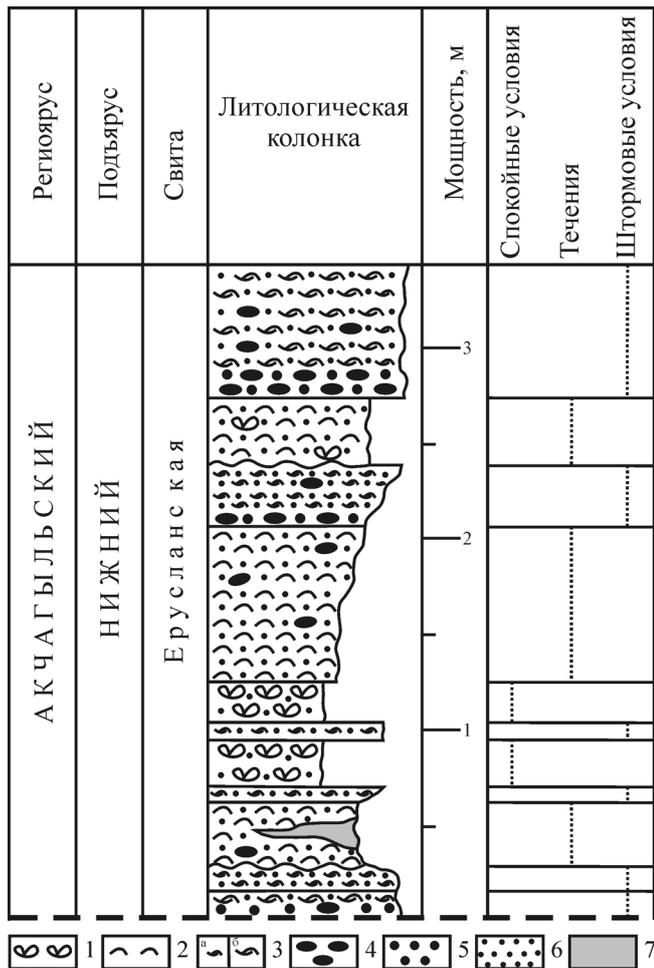


Рис. 8. Локальные раннеакчагыльские события в разрезе Березняки, по [40] с изменениями.

1 – целые створки, в том числе сомкнутые; 2 – створки, ориентированные выпуклой стороной вверх; 3 – мелкий (а) и крупный (б) раковинный детрит; 4 – валуны и галька; 5 – гравий; 6 – песчаный заполнитель; 7 – линзовидный прослой песчанистой глины.

фиксированы слои, в которых наблюдается четкая сортировка створок, большинство из которых обращены выпуклой стороной вверх. Весь пласт ракушняковых образований насыщен многочисленными литокластами, которые представляют собой мелкие валуны (до 19 см по длинной оси), гальку и гравий, образованные за счет разрушения неогеновых силицитов и песчаников. Поверхность отдельных валунов и галек имеет характерный “пустынный загар”. Структурно-текстурные признаки позволили выделить в строении ракушняков слои следующих генетических типов: 1) ракушняки, сформировавшиеся ниже (с автохтонным) и в непосредственной близости (с субавтохтонным характером залегания) базиса действия волн, 2) ракушняки вдоль береговых течений, 3) темпеститы.

Ракушняки с автохтонным и субавтохтонным характером залегания. Ракушняки с автохтонным

характером залегания образуют слои мощностью от 1–2 до 8–9 см. Они почти полностью сложены цельными раковинами, многие из которых имеют сомкнутые створки. Для описываемых прослоев характерно максимальное количество песчаного заполнителя (до 65%) и почти полное отсутствие псефитового материала. Еще одна особенность связана с условиями захоронения фоссилий – встречаются гнездообразные скопления мелких клессиниол и зачаточные каркасообразные сооружения двустворчатых моллюсков, когда 4–5 раковин мактрид оказываются насаженными друг на друга. Значительно реже створки разомкнуты или разбиты на крупные фрагменты (субавтохтонный характер залегания). Об отсутствии латерального перемещения фоссилий свидетельствуют: 1) отсутствие сортировки раковин и детрита по размерности, 2) отсутствие царапин и признаков истирания на их поверхности.

Темпеститы. Мощность темпеститовых слоев колеблется от нескольких до 40–45 см. Для них характерна очень высокая плотность в слое органического материала (до 80–90%), а также градиционная слоистость. В основании слоев, как правило, залегает плохо сортированный валунно-галечно-гравийный материал. Галька имеет уплощенную форму и ориентирована, главным образом, в соответствии с напластованием. Лишь наиболее крупные фрагменты базального слоя располагаются субвертикально или слабонаклонно. Внутри слоев преобладают биокласты раковин моллюсков, причем степень дезинтеграции раковин возрастает в направлении кровли вплоть до тонко перетертого детрита. Редко встречаются цельные раковины и мелкие хорошо окатанные гальки.

В верхней части слоев фиксируются нечетко выраженные знаки слабо асимметричной волновой ряби высотой до 4–6 см или, при обогащении пелитовым материалом, наблюдаются текстуры внедрения, представляющие собой удлиненные вздутия и гроздевидные натеки глинистого состава, происхождение которых, вероятно, обусловлено обезвоживанием и продавливанием тонкого осадка под весом более грубого перекрывающего [43]. Кроме того, здесь присутствуют раскрытые створки, заполненные алевро-пелитовым материалом. Иногда такой материал в виде корочек толщиной 3–4 мм покрывает с поверхности створки моллюсков или их крупные фрагменты.

Ракушняки вдоль береговых течений. Представляют собой слои, сложенные целыми раковинами двустворок и раковинным детритом. В качестве заполняющего матрикса выступает тонко-мелкозернистый глауконитово-кварцевый песок. Встречается редкая галька уплощенной или удлиненной формы, ориентированная длинной осью в соответствии с напластованием. Около 80% раковин ориентированы параллельно плоскости напластования и выпуклой стороной кверху, создавая эф-

фект “черепитчатой мостовой”. Такая особенность захоронения раковин двустворок и следы эрозионных размывов в подошве свидетельствуют о влиянии течений на формирование слоев.

Таким образом, в анализируемых образованиях зафиксировано чередование нескольких относительно кратковременных седиментационных событий, которые произошли в прибрежно-мелководной обстановке акчагыльского бассейна. При относительно спокойной динамике водной среды на мелководных участках палеоводоёма возникали благоприятные условия для формирования поселений двустворчатых моллюсков, происходило автохтонное захоронение фоссилий, их частичная переработка без существенного латерального перемещения. Периодическое перераспределение раковин моллюсков по площади, видимо, связано с субламнарными вдольбереговыми течениями. В отдельные эпизоды седиментации существенную роль играли турбулентные движения воды, обусловленные штормовыми процессами различной силы и продолжительности, о чем свидетельствуют различная размерность органического детрита в темпеститовых слоях и их различные мощности. Интенсивная динамика водной массы способствовала быстрому истиранию тонкостенных раковин моллюсков. При этом процесс осадконакопления выразился в практически единовременном выпадении взвешенного материала на дно водоёма. На это указывает градационная слоистость, сходная с циклами Боумы. Высокая концентрация грубообломочного терригенного материала в темпеститовых слоях объясняется максимально приближенным положением береговой линии, достаточно крутым рельефом побережий и интенсивной абразией берегов во время штормов.

В заключительную фазу штормовых явлений, при снижении интенсивности турбулентных движений, мелкие алевро-пелитовые частицы начинали оседать на дно, заполняя раскрытые створки и образуя тонкие корочки на их поверхности.

Предложенная модель образования акчагыльских ракушечников имеет важное значение для палеоэкологических реконструкций, а сами темпеститовые слои могут быть использованы как дополнительный репер при корреляции изохронных прибрежных отложений.

ТЕКСТУРЫ ПОДВОДНО-ОПОЛЗНЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И ОТЛОЖЕНИЙ ТУРБИДИТНЫХ ПОТОКОВ В ЧЕХЛЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ (ЗСП)

Еще в конце 60-х годов прошлого столетия К.И. Микуленко с соавторами [26, 27] обратил внимание на наличие в керне скважинных разрезов нижней–средней юры (тюменская свита) и нижнего мела (куломзинская, тарская, киялинская

и покурская свиты) ЗСП (Обь-Иртышское междуречье) разнотипных сингенетических деформационных текстур: флюидалные текстуры и текстуры внедрения, плейчатость, флексуры, простые и сложные складки, одиночные и образующие системы разрывы слоев, кластические дайки (рис. 9). Было показано, что рассматриваемые деформации: 1) располагаются на определенных стратиграфических уровнях, подстилаются и перекрываются недеформированными отложениями, а толщины самих интервалов с деформациями колеблются от первых сантиметров до нескольких десятков метров; 2) проявляются вне зависимости от литологического состава пород (аргиллиты, алевролиты, песчаники); 3) прослеживаются на большие расстояния; 4) периодически повторяются в разрезе и 5) тяготеют к зонам региональных разломов, проявлявшим активность в мезозое. Эти критерии, по мнению авторов цитируемых работ, в достаточной степени свидетельствуют о подводно-оползневом генезисе, а в качестве наиболее вероятных триггеров оползней выдвинуты землетрясения. Вполне возможно, что деформации, приуроченные к отложениям континентальных фаций (озерных, аллювиальных и т.д.) тюменской и покурской свит, следует соотносить с “сейсмитами”, речь о которых шла выше. Однако следует согласиться с подводно-оползевым генезисом для деформаций оставшейся части нижнемелового морского разреза, тем более что здесь были отмечены текстуры, характерные для мутьевых потоков, а также созданные придонными течениями и поверхностными волнениями [26]. Все это хорошо согласуется с современными представлениями о структуре и условиях осадконакопления этой части разреза чехла ЗСП.

Современные представления о строении нижнемелового разреза были заложены в трудах А.Л. Наумова, Т.М. Онищука и ряда других тюменских геологов (например, [28]). Они обосновали мегакослоистую (клиноформную) модель строения волжско-неокомских отложений, сформированных в результате бокового заполнения эпиконтинентального глубоководного морского бассейна площадью более 2.2 млн. км². В широтном направлении дно этого бассейна имело асимметричный профиль: относительно пологие мелководные и широкие восточная и юго-восточная части, крутые и существенно более узкие юго-западная и западная части. Псевдоабиссальная впадина была вытянута с севера на юг, смещена к Приуральской части и характеризовалась глубинами более 500 м, на отдельных участках – до 800 м [4, 5, 16].

В настоящее время установлен общий наклон слагающих волжско-неокомский комплекс седиментационных тел, а также их омоложение с востока на запад. Клиноформное строение комплекса отображается в виде наклонных отражающих го-

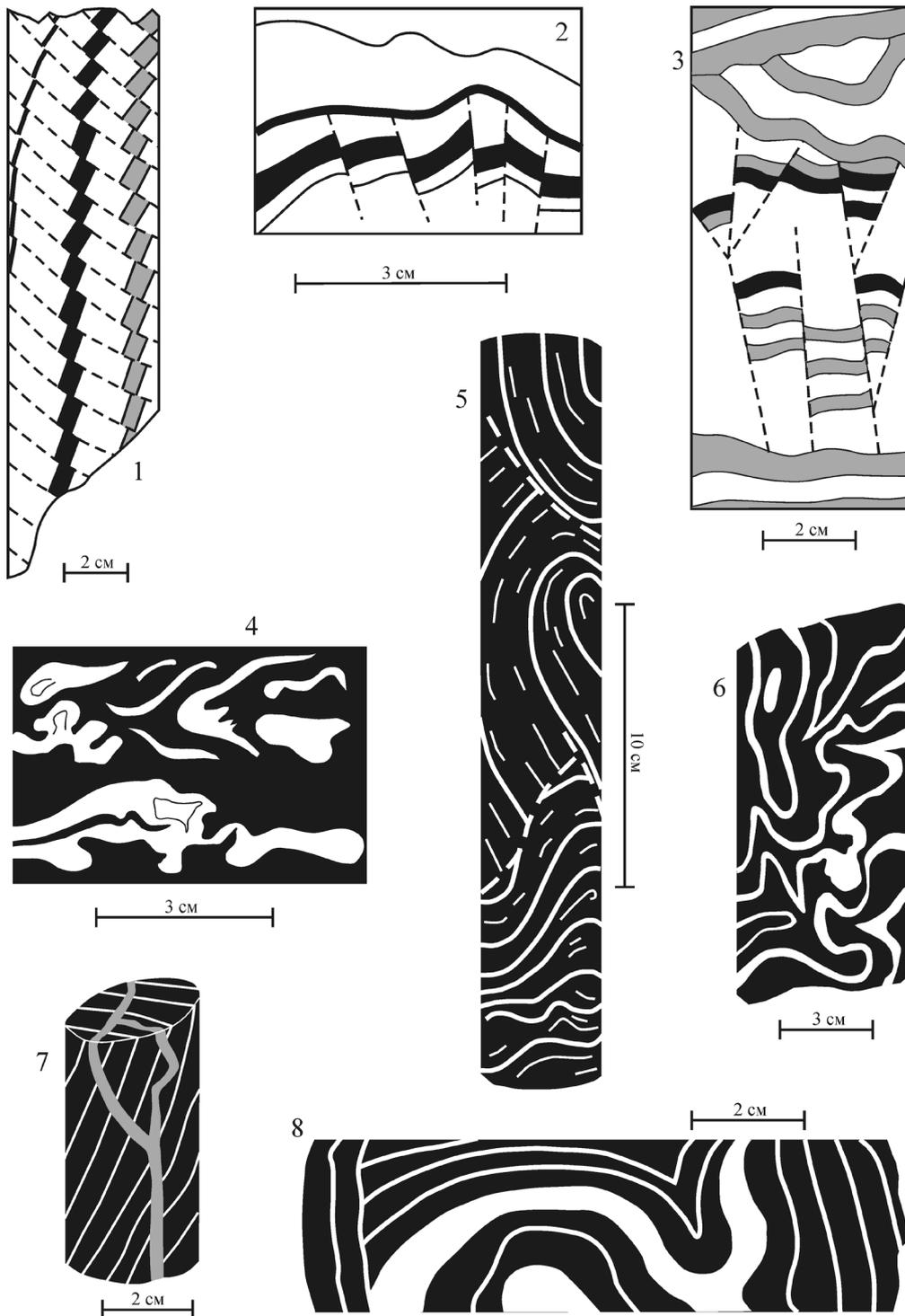


Рис. 9. Деформационные текстуры в мезозойских отложениях чехла Западно-Сибирской плиты по [27].

1 – сингенетичные разрывы слоев со смещением в алевролитах тарской свиты: глинистые прослой – черные, песчаный прослой – серый; 2 – сингенетичные микросбросы в песчаниках киялинской свиты (Нововасюганская опорная скважина, инт. 1820–1825 м), глинистые прослой – черные; 3 – сингенетичные микросбросы в алевролитах с прослоями глин (черные) и песчаников (серые) киялинской свиты (Веселовская площадь, скв. 1-Р, инт. 1489–1490 м); 4 – следы пластического течения и разрывов слоев песчаников в куломзинской свиты (Межовская площадь, скв. 5-Р, инт. 2206–2211 м); 5 – сложные складки с разрывами в тонкопосчатых глинах куломзинской свиты (Веселовская площадь, скв. 1-Р, инт. 2116–2121 м); 6 – сложные складки, выраженные прослоями песчаников (Туруханская опорная скважина, инт. 1624.6–1628.9 м); 7 – кластическая дайка инъекционного типа в тонкопосчатых глинах локозовской свиты. Алевролитовый материал поступал снизу, из прослоя на расстоянии 1.5–2 м (Ивановская площадь, скв. 1-Р, инт. 2501–2504 м); 8 – оползневые деформации глин куломзинской свиты с прослоями песчаников (Кулайская площадь, скв. 3-Р, инт. 2170–2176.7 м).

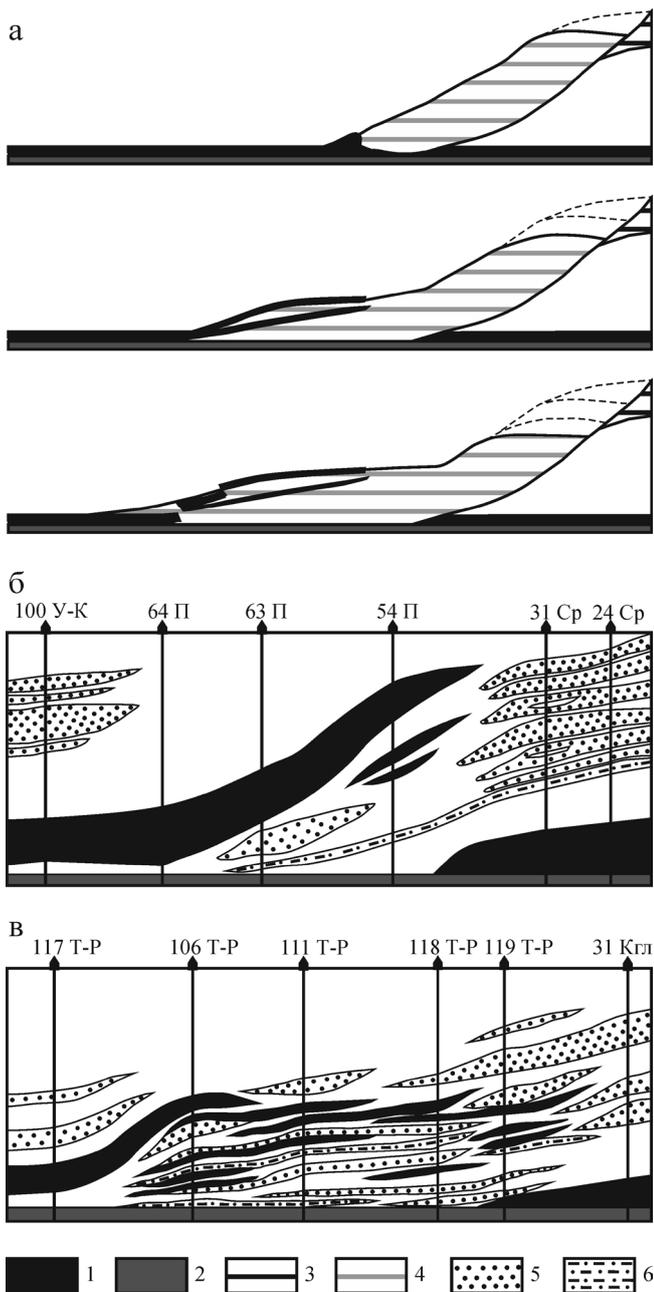


Рис. 11. Механизм взаимодействия оползневой массы с подстилающими отложениями и примеры его проявления в разрезах.

а – этапность образования “аномальных разрезов” в результате подводного оползня на седиментационном склоне по [42] с изменениями, пояснения в тексте; б – профиль выравнивания по подошве георгиевской свиты по линии скважин на Повховской площади по [31]; в – профиль выравнивания по кровле георгиевской свиты на Тевлинско-Русскинском месторождении по [30]. У-К – Усть-Котухтинское месторождение, П – Повховское месторождение, Ср – Сардаковская площадь, Т-Р – Тевлинско-Русскинское месторождение, Кгл – Когалымское месторождение. 1 – баженины и низкоомные подачимовские глины, 2 – глины георгиевской свиты, 3 – первоначальный осадок на склоне, 4 – оползневая пульпа, 5 – песчаники, 6 – алевролиты.

стуры, трещиноватость, в том числе и со смещениями по разрывам. Присутствующие горизонтальная, волнистая и косая слоистости говорят о чередовании периодов активных турбидитных течений с периодами относительного “покоя”, во время которых отложения перераспределялись под влиянием подводных течений [5, 24]. Подтверждением морских и относительно глубоководных условий осадконакопления толщи являются достаточно многочисленные находки аммонитов, тонкостенных двустворок, прослой бурых битуминозных глин с включениями рыбного детрита [5].

Внедрение турбидитовых потоков в слаболитифицированные осадки баженовской свиты могло стать причиной формирования ее “аномальных разрезов” [5, 24]. По-мнению Г.Р. Хуснуллина [42], ряд аномальных разрезов баженовской свиты мог быть сформирован в результате подводно-оползневых процессов. Механизм взаимодействия оползневой массы с подстилающими отложениями представлен на рис. 11а. Подводный оползень, порождающий аномальный разрез, имеет три стадии формирования: 1) накопление критической массы осадочного материала, которая в какой-то момент приходит в движение под действием внешних провоцирующих факторов (землетрясения, шторма и т.п.), при этом на поверхности седиментационного склона образуется оползневой рубец, а у его основания перед оползневой массой образует складка смятия; 2) оползневая масса расклинивает отложения баженовской свиты, которая, к моменту схода оползня уже слабо литифицирована; 3) разрыв сплошности отложений баженовской свиты, отделение от них пластин и растекание пластической оползневой массы через образовавшиеся разрывы. Подобная модель удовлетворительно объясняет геологическое строение отдельных продуктивных площадей с присутствием “аномальных разрезов” баженовской свиты (рис. 11б–в).

Создание моделей седиментации неокомской части разреза чехла Западно-Сибирской плиты с учетом теории турбидитного осадконакопления привело к постепенному изменению и совершенствованию региональной стратиграфической схемы, изменило методический подход к анализу нефтегазоносности отложений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

К числу основных факторов, обеспечивающих протекание быстрых геологических процессов, относятся климатический, геоморфологический, сейсмический, вулканический и гидродинамический. Различные их сочетания приводят к возникновению случайных, кратковременных, нередко катастрофических геологических явлений, таких как землетрясения, шторма, прорывы ледниково-подпрудных озер, лахаровые потоки и т.д. При протекании таких процессов последовательность

формирования отложений и их текстурного облика не укладывается в рамки классических механизмов осадконакопления “частица за частицей”. В результате формируются парадоксальные сочетания литотипов и специфические текстуры. Основным инструментом выявления уровней развития быстрых геологических процессов на фоне классических генетических типов является фациальный анализ.

Описанные процессы осадконакопления и формирования текстур носят мгновенный (в геологическом летоисчислении) характер. Поэтому при надежной возрастной датировке они могут использоваться в качестве событийных уровней (мерной линейки) при решении задач местной и региональной стратиграфической корреляции. Кроме того, изучение таких отложений имеет большое значение для палеогеографических исследований и решения задач крупномасштабного геологического картирования. Выявление в разрезах сейсмогенных структур в ряде случаев позволяет по-иному взглянуть на сейсмогеологическое районирование территорий, а наличие в районах потухших вулканов лахаровых отложений – на прогноз катастрофических последствий при их пробуждении. Наконец, ачимовский комплекс Западной Сибири представляет собой наглядный пример, когда представления о модели быстрой и спонтанной седиментации позволяют оптимизировать поисковые и эксплуатационные работы на конкретных нефтегазовых площадях.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 69.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айгнер Т. Известковые темпеститы: штормовая стратификация в Верхнем Раковинном известняке (средний триас, юго-запад ФРГ) // Циклическая и событийная седиментация. М.: Мир, 1985. С. 177–194.
2. Барышников Г.Я. Развитие рельефа переходных зон горных стран в кайнозое (на примере Горного Алтая). Томск: ТГУ, 1992. 182 с.
3. Богачкин Б.М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. М.: Наука, 1981. 132 с.
4. Бочкарев В.С. Палеобатиметрические условия формирования ачимовской толщи Западной Сибири // Геология, геофизика и разведка нефтяных месторождений. 1999. № 5. С. 23–27.
5. Брехунцов А.М., Бородин В.Н., Бочкарев В.С., Дещеня Н.П. Условия формирования и особенности строения основных продуктивных пластов ачимовской толщи Восточно-Уренгойской зоны // Строительство разведочных скважин на ачимовские отложения Восточно-Уренгойской зоны: мат-лы геолог.-технич. совещ. Екатеринбург: Путиведь, 1999. С. 35–58.
6. Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: ТГУ, 1993. 252 с.
7. Гутак Я.М. Стратиграфия и история развития Алтая в девоне и раннем карбоне. Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Томск: ТГУ, 1997. 39 с.
8. Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 243 с.
9. Деев Е.В. Тектоника домеловых комплексов чехла Западно-Сибирской плиты в Надым-Газовском междуречье. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИНГГ СОРАН, 2001. 216 с.
10. Деев Е.В., Гибшер А.С., Чигвинцева Л.А. и др. Сейсмодислокации Чуйского землетрясения 2003 года и их палеоаналоги в кайнозойской структуре Горного Алтая // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: мат-лы XXXIX Тектонического совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 207–210.
11. Деев Е.В., Зольников И.Д., Гуськов С.А. Сейсмичность в четвертичных отложениях Юго-Восточного Алтая // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 6. С. 703–722.
12. Деев Е.В., Зольников И.Д., Сибиряков Е.Б., Гуськов С.А. Свидетельства сейсмичности Юго-Восточного Алтая в четвертичное время // Докл. АН. 2009. Т. 426, № 6. С. 777–781.
13. Деревянко А.П. Переход от среднего к позднему палеолиту на Алтае // Археология, этнография и антропология Евразии. 2001. № 3 (7). С. 70–103.
14. Деревянко А.П., Маркин С.В. Палеолит Чуйской котловины. Новосибирск: Наука, 1987. 113 с.
15. Ефимцев Н.А. О строении и происхождении антропогенных отложений долин рек Чуи и Катунь в Горном Алтае // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1964. № 29. С. 115–131.
16. Захаров В.А. Условия формирования волжско-берриасской высокоуглеродистой баженовской свиты Западной Сибири по данным палеоэкологии // Эволюция биосферы и биоразнообразия. К 70-летию А.Ю. Розанова. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2006. С. 552–568.
17. Зольников И.Д. Стратотипы четвертичных отложений Яломано-Катунской зоны Горного Алтая // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 9. С. 906–918.
18. Зольников И.Д. Гляциогенно обусловленные суперпаводки неоплейстоцена Горного Алтая и их связь с историей формирования отложений и рельефа Западно-Сибирской равнины // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2009. № 69. С. 58–70.
19. Зольников И.Д., Деев Е.В., Лямина В.А. Новые данные о четвертичном морфолитогенезе в Чуйской котловине (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 4. С. 437–449.
20. Зольников И.Д., Кузьмин Я.В., Гуськов С.А. Генезис и возраст Майминского разреза в связи с обстановками существования древнего человека в позднем неоплейстоцене Юго-Восточного Алтая // Эволюция жизни на Земле: мат-лы междунар. симпоз. Томск: ТМЛ-Пресс, 2010. С. 601–604.
21. Зольников И.Д., Мистрюков А.А. Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катунь. Новосибирск: Параллель, 2008. 184 с.

22. Зольников И.Д., Мистрюков А.А., Середнев М.А., Лабкина И.А. Строение и генезис средних террас Яломанско-Катунской зоны (Горный Алтай) // Геоморфология. 2004. № 3. С. 75–84.
23. Карагодин Ю.Н., Казаненков В.А., Рыльков С.А., Ершов С.В. Северное Приобье Западной Сибири. Геология и нефтегазоносность неокма (системно-литмологический подход). Новосибирск: Гео, 2000. 200 с.
24. Курчиков А.Р., Бородин В.Н., Храмцова А.В. Условия формирования и атлас текстур пород ачимовского комплекса севера Западной Сибири. Новосибирск: СО РАН, 2010. 130 с.
25. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 390 с.
26. Микуленко К.И., Афанасьев Ю.Т. Следы древних землетрясений в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности // Геология и геофизика. 1969. № 2. С. 18–26.
27. Микуленко К.И., Острый Г.Б. Оползневые образования в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности // Литология и полез. ископаемые. 1968. № 5. С. 111–117.
28. Наумов А.Л., Онищук Т.М., Дядюк Н.П. и др. О литологических залежах углеводородов на севере Западной Сибири // Геология и нефти и газа. 1979. № 8. С. 15–20.
29. Непон Р.К., Агатова А.Р. Первый опыт использования оползневых сейсмодетонаций для оценки магнитуд палеоземлетрясений на территории Юго-Восточного Алтая // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 2. С. 188–199.
30. Осыка А.В. Условия формирования аномальных разрезов баженовской свиты на Тевлинско-Русскинском месторождении // Вестник недропользователя ХМАО. 2003. Вып. 11. <http://www.oilnews.ru/magazine/2003-11-14.html> (16.01.2011 г.)
31. Осыка А.В. Аномальные разрезы баженовской свиты на Повховской площади – объект для поиска углеводородных залежей // Вестник недропользователя ХМАО. 2004. Вып. 14. <http://www.oilnews.ru/magazine/2004-14-08.htm> (16.01.2011 г.)
32. Парначев С.В. Геология высоких алтайских террас (Яломанско-Катунская зона). Томск: Изд-во ИПФ ТПУ, 1999. 137 с.
33. 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: Институт археологии СО РАН, 2007. С. 149–155.
34. Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В. и др. Следы сильных землетрясений прошлого в рельефе Горного Алтая // Геоморфология. 1999. № 1. С. 82–95.
35. Рогожин Е.А., Платонова С.Г. Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. М.: ОИФЗ РАН, 2002. 130 с.
36. Рудой А.Н. Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика, палеогеографическое значение). Томск: ТПУ, 2005. 224 с.
37. Рудой А.Н., Земцов В.А. Моделирование гидравлических характеристик дилuviальных потоков из позднечетвертичного Чуйско-Курайского ледниково-подпрудного озера // Лед и снег. 2010. № 1 (109). С. 111–118.
38. 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.
39. Стоу Д.А.В. Морские глубоководные терригенные отложения // Обстановки осадконакопления и фации / Ред. Х. Реддинг. Т. 2. М.: Мир, 1990. С. 141–194.
40. Староверов В.Н., Жидовинов Н.Я. Использование геологических событийных уровней в стратиграфии и при корреляции (на примере акчагыльских отложений Восточного Паратетиса) // Вестн. Воронеж. ун-та. Геология. 2002. № 2. С. 20–27.
41. Футтерер Е. Эксперименты по определению диагностических признаков скоплений раковин, подвергшихся действию волн и течений // Циклическая и событийная седиментация. М.: Мир, 1985. С. 173–177.
42. Хуснуллина Г.Р. Аномальный разрез пограничных юрско-меловых отложений на территории деятельности ТПП “Лангепаснефтегаз” (ООО “Лукойл-Западная Сибирь”) // Наука в нефтяной и газовой промышленности. 2009. № 1. http://www.soagi.ru/Article/2009_1_03.pdf (16.01.2011 г.)
43. Циклическая и событийная седиментация / Ред. Г. Эйзель и А. Зейлахер. М.: Мир, 1985. 504 с.
44. Шейнкман В.С. Возрастная диагностика ледниковых отложений Горного Алтая и их тестирование на разрезах Мертвого моря // Материалы гляциологических исследований. М.: Тр. ИГ РАН. Вып. 93. 2002. С. 41–55.
45. Herget J. Reconstruction of Pleistocene ice-dammed lake outburst floods in the Altai Mountains, Siberia // Geol. Soc. Amer. 2005. Spec. pap. 386. 118 p.
46. Hsu S. K., Kuo J., Lo C.L. et al. Turbidity currents, submarine landslides and the 2006 Pingtung earthquake off SW Taiwan // Terr. Atmos. Ocean. Sci. 2008. V. 19. P. 767–772.
47. Seilacher A. Fault-graded bends interpreted as seismites // Sedimentology. 1969. V. 13. P. 155–159.

Рецензент Г.А. Мизенс

Some types of deposits and textures as a result of rapid geological processes (on the example of different age complexes of northern Eurasian)

E. V. Deev*, I. D. Zol'nikov, V. N. Staroverov*****

**Institute of Petroleum Geology and Geophysics Siberian Branch of RAS*

***Institute of Geology and Mineralogy Siberian Branch of RAS*

****Nizhne-Volzhsky Research Institute of Geology and Geophysics*

On the examples of different ages geological objects located within the Gorny Altai, Minusinsk Basin, the West Siberian Plate and the East European platform some types of deposits and textures resulting from rapid geological processes which last seconds, minutes, hours, days and weeks are shown. These objects are produced by the gravitational and water-gravitational processes on the slopes of mountains by volcanoes, earthquakes, giant glacial floods, as well as by complex geological processes within the marine areas, including storms, landslides, rock falls, and turbidity currents. In some cases, we can characterize the mechanisms (processes) of sedimentation and deformation of rocks, as well as identify the main phase of the rapid geological processes flow: the beginning, culmination and the weakening.

Key words: rapid geological processes, gravitational slope deposits, giant glacial flood deposits, seismites, lahar mictits, tempestites, turbidites, Gorny Altai, Minusisk Basin, East European Platform, West Siberian Basin.