

УДК 624.131.31

ФЕДОРЕНКО В. С., ДЕНИКАЕВ Ш. Ш., ЛИМ В. В.

ОСНОВНЫЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПРОБЛЕМЫ САРЕЗСКОГО ОЗЕРА

Опасность прорыва Сарезского озера волновала уже первых его исследователей, но обосновывалась (Д. Д. Букинич, В. В. Акулов и др.) или опровергалась (А. А. Молчанов, Г. А. Шпилько, И. А. Преображенский, О. К. Ланге и др.) по немногим разрозненным фактам и общим соображениям, что было обусловлено эпизодичностью и кратковременностью обследований, нехваткой средств на них, общей слабой изученностью закономерностей формирования горных оползней и обвалов. Комплексные исследования 1967—68 и 1975—77 гг. (Управление геологии ТаджССР, ВСЕГИНГЕО, Гидропроект, Союзводпроект) позволили предположить возможность прорыва озера из-за нарушения путей фильтрации при землетрясении или же вследствие смещения в озеро оползня объемом $2,2 \text{ км}^3$ [4, 8].

Анализ материалов за 60—70-е годы, сделанный совместно с Г. С. Золотаревым, показал, что полученные закономерности формирования оползня «Усой-1911», отчленения угрожающего массива и развития склонов не вполне логичны в генетическом отношении, поэтому не создается полной уверенности во всех инженерно-геологических аспектах проблемы. С другой стороны, была отмечена возможность обоснования более благоприятных выводов. Исследования 1978—79 гг., выполненные сначала на кафедре грунтоведения и инженерной геологии МГУ, а затем совместно с Управлением геологии ТаджССР, подтвердили эту возможность.

1. Геологическое строение, неотектоника и история развития долины как факторы формирования грандиозных оползней

Сейчас ясно, что Усойский оползень 1911 г. не является уникальным для долины Мургаба. Такие и даже более крупные оползни неоднократно возникали здесь и в других долинах Танымасс-Сарезского «узла», образованного пересечением субширотных и субмеридиональных неоструктур глубинного заложения. Однако чаще в долине Мургаба они происходили ниже по течению от меридиана Зулумартского хребта, а наиболее крупные — на участке, представленном на рис. 1.

Участок этот характеризуется глыбово-складчатым строением. Его большую часть занимает южное крыло субширотной Мургабской антиклинали. На левом берегу оно срезано Рушано-Пшартским глубинным разломом, на правом — усложнено Усойским взбросо-надвигом. Антиклиналь слагают главным образом полевошпат-кварцевые песчаники и алевролиты, расслоенные менее прочными и сильнее выветривающимися полевошпат-кварц-слюдистыми и другими сланцами. В основном они относятся к сарезской свите (C_{1+2}). Это терригенные породы геосинклинального типа, метаморфизованные при киммерийской складчатости. Они не только весьма неоднородные, но и сильно трещиноватые (коэффициент трещинной пустотности в зоне выветривания до 10% и более).

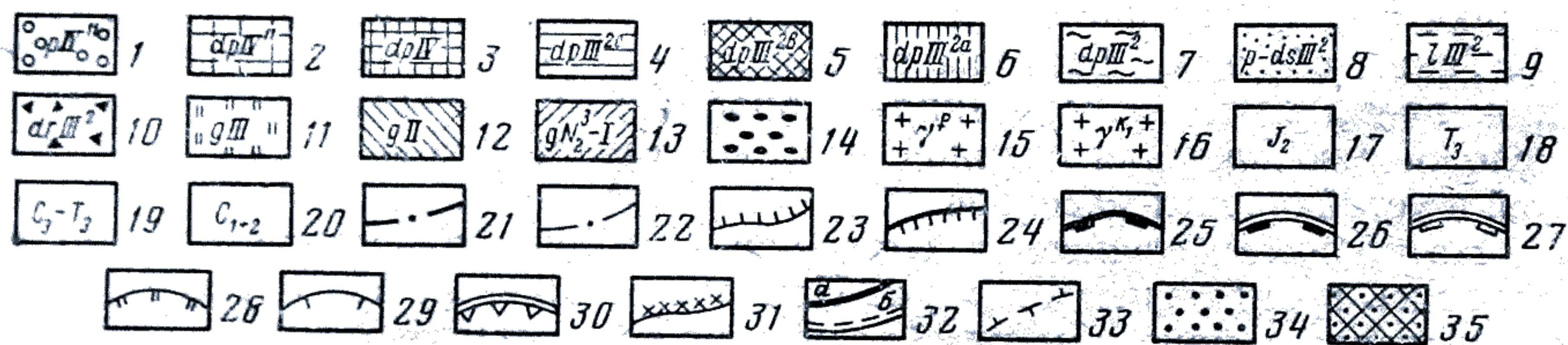
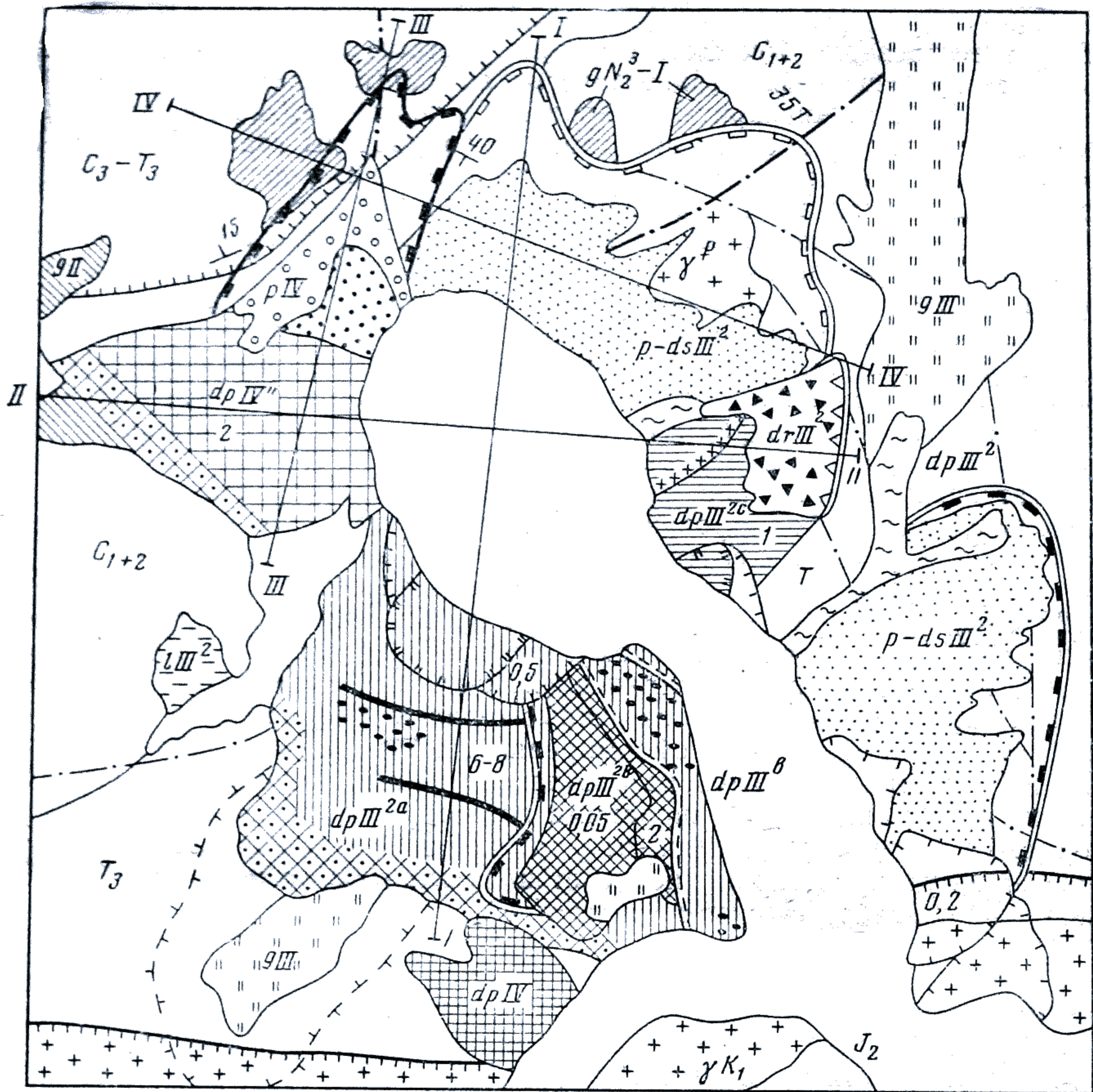


Рис. 1. Схема формирования грандиозных оползней в головной части Сарезского озера. Четвертичные отложения. Пролувиальные: 1 — 1911 г. Оползневые: 2 — Усойского оползня 1911 г. (цифры — объем в км³); 3 — голоценового периода; верхнеплейстоценовых: 4 — оползня «Правобережный»; 5 — Ирхтских; 6 — Мургабского; 7 — оползней-глетчеров. Пролувиально-обвальными-осыпными: 8 — верхнеплейстоценовые. Подпрудно-ледниковые: 9 — верхнеплейстоценовые. Обвальные: 10 — верхнеплейстоценовые. Ледниковые: 11 — верхнеплейстоценовые; 12 — среднеплейстоценовые; 13 — верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовые (?); 14 — верхнеплейстоценовые морены, флювиогляциальные и ледниково-озерные отложения, выполняющие трог и прораны в оползневых перекрытиях. Дочетвертичные породы: 15 — палеогеновые граниты; 16 — нижнемеловые граниты; 17 — среднеюрские песчаники и сланцы; 18 — верхнетриасовые песчаники и сланцы; 19 — верхнекаменноугольные-верхнетриасовые песчаники, сланцы, известняки с гипсами; 20 — нижне-среднекаменноугольные песчаники и сланцы (сарезская свита). Разломы и разрывы: 21 — омоложенные сбросы и взбросо-сдвиги; киммерийские: 22 — взбросы; взбросо-надвиги: 23 — Усойский; 24 — Рушано-Пшартский (глубинный). Ниши отрыва оползней: а — грандиозных: 25 — Усойского; 26 — Ирхтских; 27 — Мургабского; б — объемом до 500 млн. м³: 28 — 1911 г.; 29 — голоценовых; 30 — верхнеплейстоценовая обвальная ниша. Прочие обозначения: 31 — граница поверхности скольжения блока-пластины; 32 — сохранившиеся границы: а — трогов, б — проранов; 33 — водоразделы перекрытого оползнем карпоподобного лога; щебнисто-глыбовые накопления: 34 — тыловой зоны оползня; 35 — фронтально-подошвенные фации. I—I — разрезы

Там, где произошел Усойский оползень, в строении антиклинали участвуют также известняки, тонкослоистые ангидриты (пачка 30—80 м) и сланцы (C_3 — T_2). Ангидриты превращены в гипсы, особенно в зонах разрывов. К разлому и своду антиклинали приурочены гранитоиды, внедрившиеся во время нижнемеловой складчатости и в период послеэплатформенной активизации в палеогене.

Помимо многочисленных древних разрывов изредка встречаются кулисообразные четвертичные крупные трещины и узкие протяженные разрывы. Чаше это субмеридиональные сбросы и сбросо-сдвиги, реже — взбросо- и сбросо-сдвиги северо-восточного простирания.

Значительная литологическая неоднородность массивов пород, их выветрелость и сильная трещиноватость, складчато-блоковое строение участка составляют первую группу основных факторов, обусловивших формирование здесь грандиозных оползней.

Интенсивные новейшие поднятия обусловили быстрое увеличение высоты склонов и формирование глубоких эрозионных врезов. На участке отчетливо устанавливается, что суммарный четвертичный врез достигал 1400—1700 м. Наибольшим был среднеплейстоценовый врез — 900—1000 м (Q_1 — 300—400 м; Q_2 — 250—300 м). По данным [1, 7] он не превышал 650 м. Так считали потому, что врез-переливы и трог, имеющиеся на левом берегу в верхнеплейстоценовом грандиозном оползневом перекрытии, принимали за речные террасы. Относительно выровненный плиоценовый рельеф, сформированный при покровном оледенении Памира, позднее был глубоко расчленен, поэтому в приводораздельной части склоны оказались с широкими полками, «опирающимися» на крутой уступ. Уступ был ступенчатым, так как эрозионные врез моделировались полупокровным нижнеплейстоценовым и более молодыми долинными ледниками. Склоны с таким профилем неустойчивы в районах с высокой сейсмичностью даже при относительно небольшой общей крутизне (до 25—30°). Этому способствовали: разуплотнение пород до большой глубины в связи с ледниковыми нагрузками (до 10—12 МПа) и разгрузками; подрезка основания склонов и их эрозия при формировании переуглубления долины. Переуглубление относится к верхнеплейстоценовому периоду [2, 7], что устанавливается ниже Усойской перемычки у сел. Рушорв. Его глубина, вероятно, не превышает 50 м.

Таким образом, факторы второй группы — неотектонические движения, врезы реки и оледенения — приводили к возрастанию высоты и усложнению профиля склонов, что вызывало изменения поля напряжений и устойчивости массивов.

На реликтах ступенчатых склонов в позднем плейстоцене и формировались грандиозные оползни. При рассмотренных выше условиях самым главным фактором их образования были землетрясения.

Участок находится в переходной зоне между Западным и Восточным Памиром, точнее, в пределах трансорогенного субмеридионального поднятия, примыкающего с запада к Зулумартскому глубинному разлому, формирование которого началось лишь на новейшем этапе и особенно активно — в четвертичное время (по В. Н. Крестникову, Б. А. Петрушевскому, О. К. Чедия, Н. П. Костенко и др.). Глубинный характер Зулумартского поднятия доказан наличием в рельефе поверхности Мохоровичича крупной ступени, в сторону которой с запада нарастает мощность земной коры, а в верхней мантии, до глубины 350—400 км, — зоны, разграничивающей блоки с высокими (у западного блока) и относительно низкими скоростями продольных сейсмических волн (по М. В. Кулагину, Л. П. Виннику, А. А. Лукку и др.). В то же время долина Мургаба приурочена к зоне влияния Рушано-Пшартского разлома, разграничивающего Центральный и Юго-Западный Памир.

Пересечение субширотной и субмеридиональной глубинных зон на Танымас-Сарезском участке — весьма важная черта его неоструктурной

обстановки, определяющая раздробленность субстрата до больших глубин и, вероятно, значительную контрастность и общий высокий уровень поля тектонических напряжений, с чем связана его высокая сейсмичность (9 баллов, $K=15-16$). В нашем случае важно, что рассматриваемая часть этого сейсмического узла находится у западной, вероятно, только формирующейся границы Зулумартского поднятия. На неполное оформление ее могут указывать приведенные Т. П. Белоусовым данные о меньшей плотности и большей разобщенности сгущений эпицентров приуроченных к ней коровых землетрясений с $K>10$, чем вдоль основной, восточной границы Зулумартского поднятия. Возможно, очень высокая сейсмичность участка связана и с тем, что с юго-запада к нему подходит гиндукушская зона подкоровых землетрясений.

Таким образом, геологические условия ледниково-эрозионной долины в переходной зоне между Западным и Восточным Памиром весьма специфичны и с ними закономерно связано формирование наиболее крупных оползней.

II. Оползни «Усой-1911» и «Правобережный» — спутники более крупного древнего оползня

Ниша крупного оползня установлена в 1978 г. между оползнем «Усой-1911» и оползнеопасным массивом «Правобережный». Этот оползень назван нами Мургабским.

Оползень «Мургаб». Его ниша приурочена к крутому омоложенному разрыву северо-восточного простиранья (рис. 1), напластованиям (рис. 2) и контакту пород сарезской свиты с гранитным массивом (рис. 5), которые падают вниз по склону под углами $25-45^\circ$. Длина ниши 5 км, возвышение ее верхней кромки над базисом оползания 1,5—2 км, глубина захвата склона 700—800 м. Последним цифрам не следует удивляться, так как оползень «Усой-1911» захватывает склон на глубину до 500 м, что точно установлено по материалам фототеодолитной съемки. Объем оползня достигает 6—8 км³.

В нише на правом берегу оползневые накопления не обнажены. Здесь находится мощный (до 200 м) плащ наклонно-слоистых обвальнo-осыпных отложений). Ниже по склону они, вероятно, подстилаются обвальнo-пролювиально-осыпными накоплениями. Как формируются последние, можно судить по процессам, интенсивно происходящим в нише Усойского оползня (обвальным, осыпным, глетчеровидно-оползневым и селевым). Это особый парагенетический комплекс четвертичных отложений, типичный для огромных обвальнo-оползневых ниш в высокогорной зоне. Его отличительные черты — хаотическое сочетание в основании разреза отложений водного и безводного рядов, преобладание последних в верхней части покрова, быстрота формирования и необычно большие мощности (до 200 м). Сейчас покров расчленен логом глубиной до 250 м, а в своей придолинной части сработан локальными оползнями, происшедшими при врезке реки в перекрытие. Небольшие фрагменты поверхности шлейфа сохранились лишь у его верхней границы и по их наклону очевидно, что покров продолжался в сторону левого борта долины, что служит дополнительным доводом в пользу формирования здесь древнего перекрытия.

Большая, фронтальная часть оползня «Мургаб» залегает на левом берегу до отметок 4200—4300 м. Здесь он перекрывает поперек своей краевой частью кароподобный лог с верхнейплейстоценовой мореной, и это самый убедительный аргумент оползневого генезиса этой перемычки. Она сложена щебенкой и глыбами только верхнетриасовых песчаников и сланцев, которые слагали выступ на склоне (рис. 2) и были перемещены вверх оползнем «Мургаб». Перемычка не моренная, так как в ней нет обломков дальней транспортировки со следами переноса. Имею-

щиеся на ее поверхности единичные глыбы гранитов залегали на выступе и перемещены вместе с ним.

По правому берегу залива Шадау, по логу, заметно прислонение оползневого массива к левому борту долины. В смещенном массиве песчаники и сланцы сарезской свиты сохраняют слоистость, но падают не так, как рядом, на противоположном берегу залива Шадау, где, безусловно, нет оползней. Породы повышенно-трещиноватые, но со скрытым членением на огромные блоки. Последнее противоречит выводу об оползневом генезисе огромного массива, но возможно, если гравитационное перегораживание кароподобного лога было вызвано сейсмотектонической подвижкой части хр. Музкол между Усойским надвигом и долиной Биром-Банда. Помимо грандиозных оползневых смещений о такой подвижке может свидетельствовать аномальное сужение этой долины в своей приустьевой части.

Когда завершалось восходящее движение оползня, по его восточному краю произошло оползание блоков в сторону субмеридионального отрезка долины Мургаба с перекрытием верхнеплейстоценовой долины Ирхта, впадавшей севернее. Образовался тот мыс, который, как нигде в бассейне, «отклоняет» сейчас долину Ирхта вверх по Мургабу, что ранее было необъяснимо.

Оползень «Мургаб» произошел, вероятно, во второй половине позднего плейстоцена, в межледниковье, т. е. после формирования верхнеплейстоценового переуглубления долины. Такой возраст оползня предполагается по захвату им верхнеплейстоценовой части склона, перегораживанию упоминавшегося выше лога этого возраста, наличию в логах, имеющих под нишей, древних оползней-глетчеров и следов солифлюкционных потоков. Смещение оползня к нижней точке переуглубления кажется маловероятным, так как за относительно короткое время вреза вряд ли в достаточной мере произошли разуплотнение и избирательное выветривание пород до большой глубины. Заполнение переуглубления до уровня поверхности самой высокой (100 м) верхнеплейстоценовой террасы, напротив, увеличило устойчивость склона. Вероятнее всего, оползень «Мургаб» произошел после формирования этой террасы, но до начала голоценового вреза, т. е. в интервале высот от 100 до 10—15 м. При реконструкциях на разрезах условно принято (рис. 2—5), что смещение произошло, когда врез достиг середины этого интервала (около 50 м).

Ниша оползня «Мургаб» своими крутыми боковыми ветвями затронула соседние ступенчатые склоны, где и сформировались потом оползни «Правобережный» и «Усой-1911».

Оползень «Правобережный». Проблема Сарезского озера приобрела особую остроту, когда было высказано представление о формировании на его правом берегу оползня объемом $2,2 \text{ км}^3$ [4, 8]. Считалось [4, с. 111], что трещины длиной в 2—3 км, наблюдаемые на склоне, имеют «сбросо-сдвиговую природу», относятся к «сейсмо-тектоническим рвам» и возникли при землетрясении 1911 г. Ближе к истине был Деникаев [3], полагавший, что они гравитационные. Структуру массива эти исследователи представляли в виде трех скиб, объемом 1,44; 0,36 и $1,2 \text{ км}^3$, частично или полностью обособленных этими трещинами.

Нами установлено, что массив с трещинами является древним, уже происшедшим сейсмогенным оползнем. Он более устойчив и менее опасен, чем предполагалось. Расшифровка в 1978 г. сложного блокового строения оползня позволила установить, что его северо-восточная часть представлена 4—5 огромными блоками-пластинами, сползшими, как «колода карт», не к озеру, а в сторону ниши оползня «Мургаб», но, в отличие от Усойского оползня, без полного открытия ниши (рис. 3). Поверхности отчленения приурочены к крутым разрывам ССЗ-го и СВ-го простираний, поверхность скольжения — к напластованиям, падающим

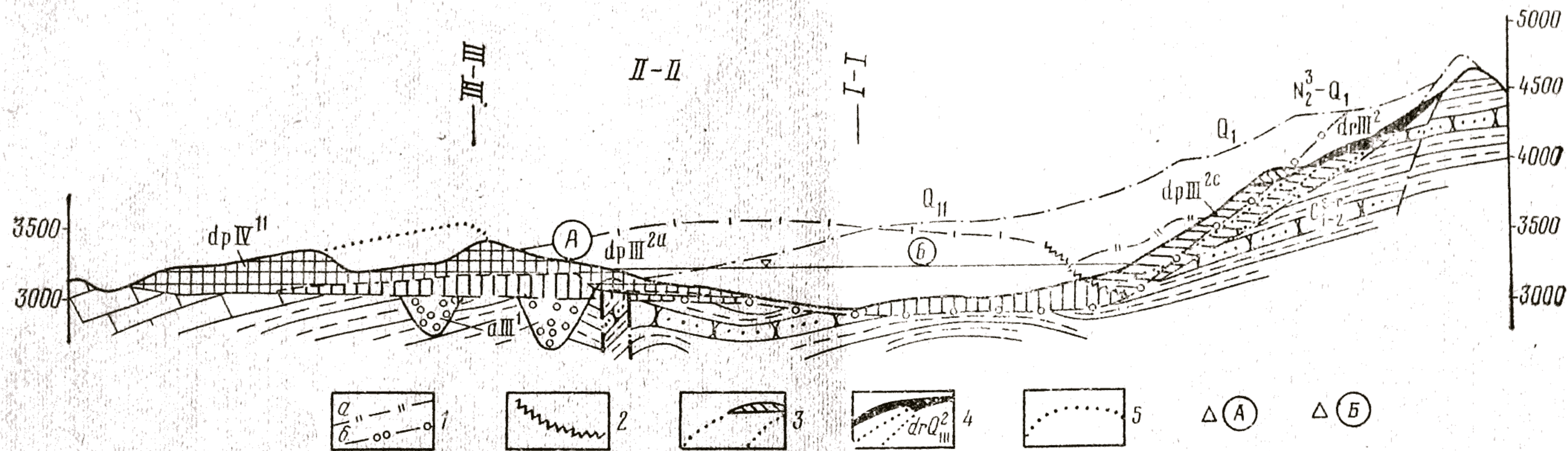


Рис. 3. Формирование верхнеплейстоценового оползня «Правобережный» в нише отрыва оползня «Мургаб» при врезе реки в Мургабское обвально-оползневое перекрытие и современное строение склонов. 1 — поверхность оползня «Правобережный» (a) и его зона скольжения (предполагаемые); 2 — одна из границ эрозионного вреза реки в более древнее (Мургабское) перекрытие; 3 — поверхности скольжения блоков-пластин и перемещенные вместе с ними древние склоновые глыбово-щебнистые накопления; 4 — верхнеплейстоценовые обвальные накопления; 5 — поверхность Усойского перекрытия 1911 г. до оползания его низовой «границы». Остальные обозначения те же, что на рис. 1—2

под углами $10-35^\circ$ к ЮВ, к основанию склона, но в диагональном направлении. Выше уреза озера на нынешней фронтальной пластине видна ровная поверхность скольжения. Ее крутизна 30° , ширина 0,8 км, видимая длина 1,7 км. В логах «приоткрыты» другие поверхности скольжения крутизной $33-35^\circ$. Лога образованы не эрозией, так как над ними нет водосборов, а при оползании пластин. В логах видны мощные глыбово-щебнистые склоновые накопления, разорванные по поверхности оползневого смещения. В вершине фронтальной пластины сохранились склоновые глыбово-щебнистые накопления мощностью около 60 м. Она опущена на 300—400 м с некоторым наклоном.

Верхние торцы пластин перекрыты верхнеплейстоценовым оползнем объемом 20—25 млн. м^3 (на рис. 3 не показан), а последний — верхнеплейстоценовым обвалом объемом 3—4 млн. м^3 . Оползень с огромными субмеридиональными трещинами, которые относили к формирующимся. Трещины с типичными оползновыми западинами глубиной до 10—15 м. Нередко в юго-западном направлении от этих швов отходят трещины отрыва длиной до 30—40 м, шириной до 0,5 м. Обе серии трещин заполнены глыбами песчаников и сланцев, смещенными при более молодом, но тоже верхнеплейстоценовом обвале. Обвальные глыбы в виде рукавов спускаются по логам, налегая иногда на верхнеплейстоценовые оползни-глетчеры. При мощности до 5 м фронтальная часть рукавов крутая (около 33°), что доказывает их единовременное, обвальное происхождение. Обвалом затронута приводораздельная часть склона, ослабленная после смещения пластин и оползня объемом 20—25 млн. м^3 . Ниша обвала переработана, и это доказывает ее древний возраст. Об этом же свидетельствует плотный пустынный загар, имеющийся в породах ниши и на глыбах. Подчеркнем, что такого загара нет на глыбах и в нише Усойского оползня. Согласно этим данным, большинство оползневых трещин является верхнеплейстоценовым.

При землетрясении 1911 г. описанные выше огромные трещины не активизировались, так как перемычки между соседними оползновыми западинами не нарушены. Имеющиеся на крутых участках склона сейсмогенные трещины 1911 г. гораздо меньше по размеру (длиной до 3—5 м, редко — до 10—15 м), локального характера и, вероятнее всего, не выходят за пределы четвертичного покрова, сохранившегося на оползневых блоках. Они диагностируются по своему свежему виду и поворотам глыб и щебенки, при которых обнажаются их основания, одетые в светло-желтую суглинистую рубашку. Как показывает документация, среди них нет дугообразных трещин, которые могли бы указывать на развитие глубокого оползания.

В 1911 г. произошло оползание крутых откосов оползневых западин (иногда и с внешней, и с внутренней стороны) и единичные смещения объемом в сотни кубометров в обвальном покрове и верховом оползне, возникла усадка последнего у его верхней границы. Ясно, что эти деформации не свидетельствуют о подготовке смещения всей северо-западной части оползня «Правобережный» или его крупного фрагмента.

Северо-западная часть оползня «Правобережный» не реагировала всем своим объемом на сильные землетрясения, вероятно, потому, что между пластинами существует значительное зацепление. При их образовании были смещены породы трех подсвит сарезской свиты, сложенных: верхняя — мелкозернистыми массивными полевошпат-кварцевыми песчаниками, которые преобладают и чередуются с алевролитами и сланцами (1100 м); средняя — полевошпат-кварц-слюдистыми, кварц- и глинисто-серицитовыми сланцами с прослоями песчаников (300 м); нижняя — песчаниками с подчиненным количеством сланцев (500 м). Песчаники обладают высоким сопротивлением одноосному сжатию (до 150—300 МПа). Для выветрелых образцов, по имеющимся сейчас данным, оно уменьшается всего до 80—100 МПа. У сланцев же этот пока-

затель снижается с 140—180 до 30—40 МПа и, вероятно, еще до меньших значений (если учесть сложность отбора образцов из наиболее выветрелых разностей). Смешаясь принудительно, при землетрясении, слои прочных песчаников, вероятно, сблизилась в блоках-пластинах за счет некоторого сжатия и выдавливания выветрелых сланцев, а по контактам пластин пришли в зацепление друг с другом. Характер зацепления, насыщенность зон скольжения пластин глинами и другие аналогичные вопросы можно выяснить, вскрыв относительно неглубокими выработками борта логов.

Массив «Правобережный» плотного сложения даже в своей верхней части, так как вдоль самых крупных оползневых швов под обвальными глыбами течет по крайней мере один постоянный водоток, который при подходе к границе с юго-восточной частью оползня следует вдоль нее и выходит на поверхность.

Юго-восточная часть оползня «Правобережный» смещена на метры или же является полуотчлененной, так как ее рельеф не похож на оползневой, а древние осыпные накопления мощностью до 30—60 м залегают здесь обычно. На полуотчлененность может указывать и выпуклый профиль склона. Массив тоже блокового строения, состоит из трех блоков. Внешний представляет пластину такой же, как описывалось выше, ориентировки, а внутренний — блок неправильной формы, возможно, полуотчлененный. Контакт восточного внешнего блока с коренным массивом, вероятно, можно вскрыть относительно неглубокими расчистками.

Массив этот, вероятно, возвышается над современным дном озера на 100—150 м. Может сместиться в виде оползня или оползня-обвала. В его фронтальной части имеется ниша древнего оползня-обвала объемом около 40 млн. м³. В 1911 г. и позднее в нише происходили малые оползни.

В массиве есть кулисообразные и тоже только прямые трещины длиной до 200 м. По данным Управления геологии, трещины отрыва шириной до 0,3 м и глубиной более 2 м приурочены к верхней части блока, где простираются к северу, т. е. так же, как крупные трещины в северо-западном массиве. Более короткие сомкнутые трещины скалывания тяготеют к двум швам, разделяющим блоки. Образуют две одновозрастные серии, одна из которых субпараллельна швам, а другая — диагональная, притом только одного направления. Возраст этих трещин пока не доказан. Среди них должны быть древние трещины и 1911 г.

Как очевидно, отмеченная выше приуроченность трещин отрыва и скалывания еще не указывает на оползание крупных частей массива. Она свидетельствует лишь о сейсмогенных деформациях мощных четвертичных покровов и резонансных колебаниях крыльев крупных швов ослабления. Дополнительными доводами этого положения являются: а) трещины не продолжают в породы сарезской свиты в нише оползня-обвала объемом 40 млн. м³; б) на фронтальной пластине северо-западного массива они есть только у ее «вершины», сложенной мощными щебнистыми накоплениями; в) вблизи той же пластины трещины локализованы в теле верхнеплейстоценового оползня-глетчера и отсутствуют рядом, в ней самой. Важно и то, что в юго-восточном массиве древние и современные сейсмогенные трещины тяготеют к швам между блоками, но не образуют скоплений у тылового шва.

На основании установленных закономерностей развития склонов и оползней на них, а также разрезов, построенных с учетом этих закономерностей, общий объем оползня «Правобережный» равен 1 км³. Объем его потенциально неустойчивой юго-восточной части около 0,35 км³, а с учетом захвата при смещении обрамления — 0,5 км³.

Таким образом, при 9-балльном землетрясении 1911 г. оползень «Правобережный» обладал запасом устойчивости. В подтопленном состоянии он не реагировал на сотрясения силой в 5—6 баллов, ощущавшиеся здесь, по данным А. А. Никонова, в 1954, 1963 и 1978 гг.

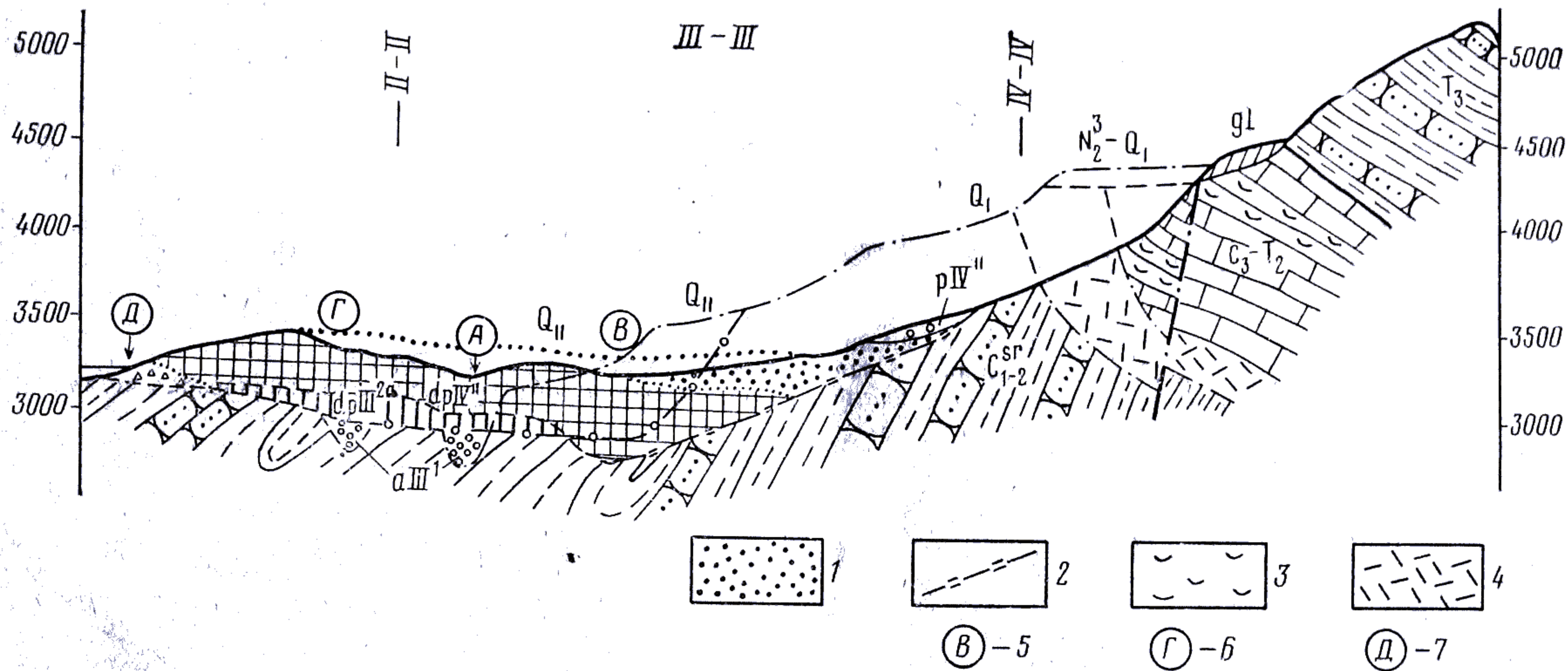


Рис. 4. Формирование Усойского оползня 1911 г. 1 — щебнисто-глыбовые накопления тыловой зоны оползня; 2 — поверхность скольжения; 3 — ангидриты и гипсы; 4 — зона дробления и смятия Усойского взбросо-надвига; 5 — р. Мургаб, 6 — руч. Шадау; 7 — оз. Шадау. Остальные обозначения см. на рис. 1—3

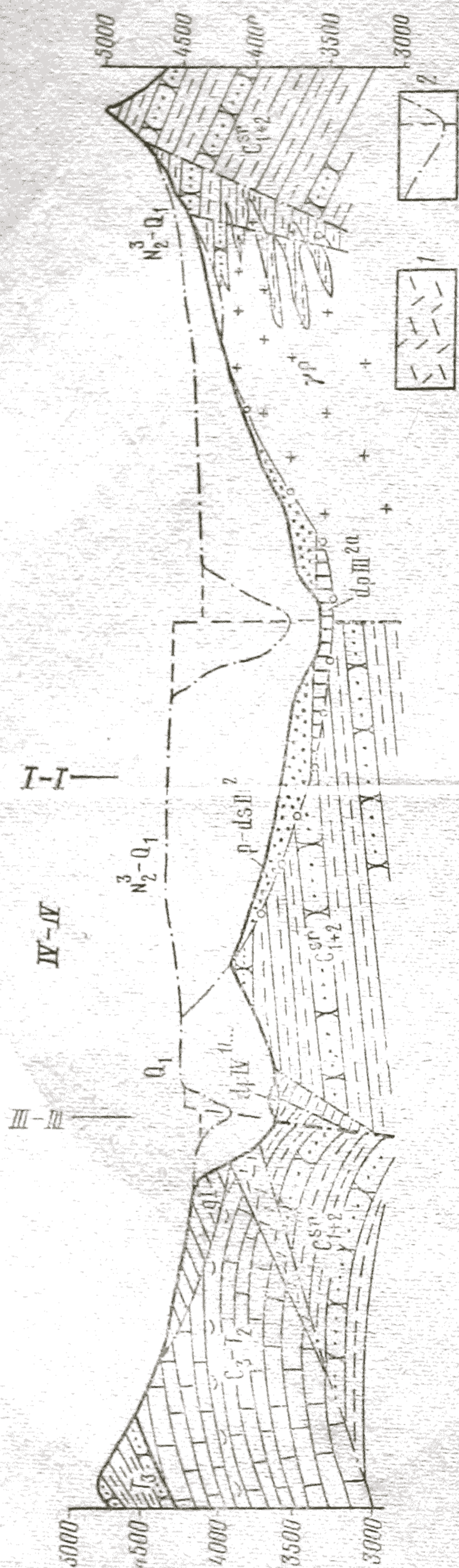


Рис. 5. Влияние на образование оползней «Мургаб» и «Усой-1911» разрывов, контакта гранитов и неоструктур. 1 — зона дробления и смятия Усойского взбросо-надвига; 2 — лог у границ неоструктурных блоков. Остальные обозначения на рис. 1—4

До высоты 150—250 м над озером в оползне выработаны уровни, возможно, древним Мургабским озером. Если это так, то оползень уже пережил спуск озера и, значит, обладает запасом устойчивости и в этом режиме. Это важно выяснить.

Оползень «Усой-1911». Его ниша (рис. 2) предопределена наличием в массиве крупных зон отчленения: справа — крутых разрывов, оперяющих Усойский взбросо-надвиг, слева — падающих под углами 30—40° напластований и разрывов северо-западных простираний, по оси — субмеридионального новейшего взбросо-сдвига. Сместились песчаники и сланцы, известняки с гипсами, тектониты мощностью до 200 м и морены.

Как показано на разрезе (рис. 4), впервые составленном фотограмметрическим способом, наклон тальвега ниши 30—35°, ее глубина 450—500 м (рис. 5), объем 2 км³. Основание высокого (2700 м) и крутого (25—30°) ступенчатого склона было подрезано оползнем «Мургаб». Это вызвало изменение поля напряжений и разуплотнение пород, а затем, видимо, и отчленение массива, притом задолго до 1911 г. (под влиянием также неоднократных землетрясений, переменных нагрузок от боковых ледников, расклинивания трещин замерзающей водой). Землетрясение 1911 г., вероятно, предопределило такой большой объем оползня.

Подобно Мургабскому, Усойский оползень сместился компактно, но с гораздо большим мгновенно-вторичным оползанием крупных блоков в низовой и верховой «гранях» перекрытия, т. е. с приспособлением оползневого тела к днищу долины. Несмотря на это, в нем имеются массивы длиной до 2 км и шириной до 1 км.

Изложенное свидетельствует, насколько важно знать историю развития склонов и причинно-следственные связи в формировании грандиозных оползней.

III. Закономерности формирования грандиозных оползней в ледниково-эрозионных долинах и их инженерно-геологическое значение

В ледниково-эрозионной долине Мургаба грандиозные оползни стали формироваться, когда ступенчатые склоны достигли большой высоты, т. е. преимущественно после среднеплейстоценовых врезов реки, значительно расчленивших относительно выровненный плиоцен-нижнелейстоценовый рельеф. Крупные древние и современные оползни и обвалы приурочены к основным перегибам на склоне, появившимся при средне- и позднеплейстоценовых эрозионных врезках.

Типичны три варианта переформирования ступенчатого экзарационно-эрозионного склона: с захватом только верхнего или только нижнего перегиба или обоих одновременно. По первому варианту оползни формировались в нижне-среднелейстоценовых кароподобных расширениях, подрезающих плиоценовую «полку» и расчлененных эрозией. Они происходили при землетрясениях, так как имеют большой объем и необычное формирование — по поверхности «кулуарного» типа, со сходящимися направлениями перемещения пород, слагающих обвально-оползневую «корону» склона. Под этим термином понимаем тот объем присклоновой зоны выветривания и разгрузки, который находится на склоне выше эрозионных врезов, является потенциальным резервом формирования оползней и обвалов и может быть одним из критериев их прогноза сравнительно-геологическим методом [5].

Как показывает наш опыт изучения оползней в Гиссаро-Адае, например оползня «Каравшин», в возникновении смещения в условиях землетрясения большая роль принадлежит «эрозионным вилкам», т. е. дихотомическим ветвям глубоких врезов, подрезающим склон. Они создают локальные базисы смещения и пространство для набора скорости отчленившимися массивами. В системе таких вилок крупное смещение у одной из них может вызвать лавинное развитие оползневой процесс (рис. 6, а). Так сформировался сейсмо-гравитационный оползень «Безымянный-II» ($0,5 \text{ км}^3$) на правом берегу Мургаба ниже Усойского перекрытия. Для оползней этого типа и объема характерно: а) удержание его большей части в «кулуаре» и смещение остальной массы в виде оползня-обвала или быстрого оползня-потока; б) возможное образование (обычно при землетрясении) вторичных оползней или оползней-обвалов меньшего объема с перекрытием долины.

Для нижнего перегиба характерны обычные и сейсмогенные оползни и оползни-обвалы объемом до $0,25 \text{ км}^3$, достигающие дна долины. Они формируются наиболее часто, о чем свидетельствует наличие ниш на правом берегу озера, а в зоне влияния Зулумартского глубинного разлома — также полуотчлененных массивов.

Сейсмо-гравитационные оползни с захватом обоих перегибов имели максимальные объемы до $6-8 \text{ км}^3$. Они типичны для начальных этапов верхнелейстоценовой эпохи оползнеобразования, наступившей после образования переуглубления. Таким был оползень «Мургаб». Причина его формирования, как и вообще грандиозных оползней мургабского типа, — изменение напряженного состояния массивов пород, вызванное глубокими эрозионными врезами (образованием переуглубления и «эрозионных вилок» на склоне) и сильными землетрясениями (до $8-9$ баллов). Без решающего влияния этих двух факторов нельзя объяснить, как мог образоваться оползень столь больших размеров при общей крутизне склона $20-25^\circ$. Сильнее влияя на крутые перегибы склонов, где

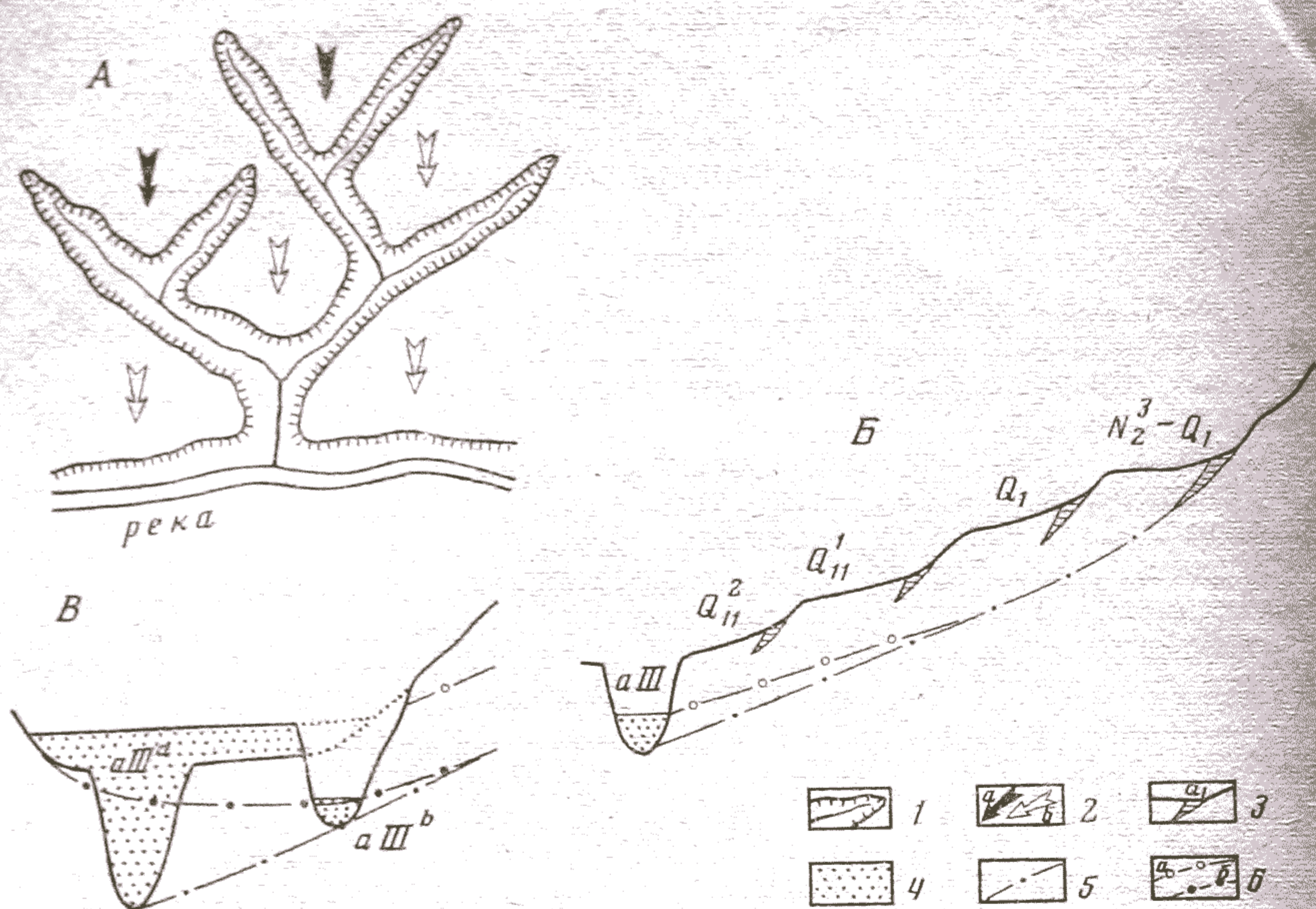


Рис. 6. Основные механизмы подготовки обвальнo-оползневой «короны» склонов ледниково-эрозионных долин к смещению. А — эффект «эрозионных вилок»; Б — отчленение днищ трогов при землетрясениях и увеличение присклоновой зоны выветривания и разуплотнения пород в связи с переуглублением долины; В — ослабление основания склона эрозионным врезом, мигрировавшим после заполнения переуглубления долины. 1 — бровки и тальвеги глубоких логов; 2 — смещение при землетрясении массивов, подрезанных «эрозионными вилками»: а — вызывающих смещение короны; б — вовлеченных в движение; 3 — тыловые трещины сейсмо-гравитационного происхождения; 4 — аллювий, выполняющий переуглубление долины и более молодые врезы реки. Потенциальные поверхности скольжения: 5 — к переуглублению долины; 6, а — к поверхности аккумулятивной террасы; 6, б — к более молодому врезу реки

сейсмогенные воздействия возрастают в несколько раз, землетрясения должны были постоянно создавать отчленяющие трещины в тыловой части полок (рис. 6, б). При отступании оледенений (освобождении от ледниковой нагрузки) активизировалось неотектоническое воздымание Памира и значительно возросла его сейсмичность. При более частых и сильных землетрясениях должны были заглубиться и отчленяющие трещины у каждого выступа, что создало предпосылки для их объединения и образования единой поверхности скольжения.

Усиление темпа неотектонических поднятий и возрастание водности рек обусловили появление в долине переуглубления, что вызвало не только изменение поля напряжений по всему склону, но и увеличение мощности присклоновой зоны разуплотнения пород (рис. 6, в). Последующее уменьшение водности рек приводило к заполнению аллювием переуглублений и долин до некоторого уровня (в нашем случае до высоты 100 м, т. е. до поверхности самой высокой верхнеплейстоценовой террасы). После этого, как почти всегда бывает, река врезается на новом месте, подрезая присклоновую зону разуплотнения в наиболее напряженной части склона — в его основании, что резко снижает устойчивость массива, и при одном из сильных землетрясений он смещается. Такой механизм развития нам представляется характерным для грандиозных оползней мургабского типа. Для их спутников он справедлив лишь отчасти.

Действует и другая закономерность, отмеченная в Гиссаро-Алае, [6]: сначала смещается «ядро» протяженного и высокого склона, затем — появившиеся при этом боковые гребни. Так формировались оползни «Мургаб», «Правобережный» и «Усой-1911».

Аналогом оползня «Мургаб», сформированным в тех же породах, является оползень «Ирхт-II» (рис. 1), установленный Ш. Ш. Деникаевым [3]. Его размеры гораздо больше (2 км^3). Оползень несколько моложе Мургабского. Смещаясь с правого берега Мургаба, оползень сомкнул устье троговой долины Биром-Банд и перекрыл Мургаб. Он сместился при землетрясении, так как перекрывает тело встречного оползня «Ирхт-I» ($0,05 \text{ км}^3$), сползшего с левого борта ручья Ирхт. Единовременность образования Ирхтских оползней доказывается весьма интересным фактом залегания на них толщи моренных накоплений. К мургабскому типу относится также оползень «Безыманный-I» ($1,5 \text{ км}^3$), вероятно, перекрывший долину субсинхронно с оползнем «Мургаб» (за восточной границей участка). Глубина захвата склонов этими верхнеплейстоценовыми оползнями тоже большая, до 500—600 м. Их ниши в виде двух-трех сопряженных лотков. Между лотками глубина захвата в 1,5—2 раза меньше.

Таким образом, сейсмо-гравитационные оползни мургабского типа обладают своеобразным механизмом формирования на высоких, но умеренно крутых склонах; огромными объемами; глубиной захвата по несколько сотен метров и сопряженно-лотковым строением ниш. Иногда смыкают устья притоков. Оползни эти характерны для глубоковрезанных ледниково-эрозионных долин Памира (встречаются по Гунту, Шахдарье, Пянджу и другим долинам).

В головной части Сарезского озера голоценовые оползни происходили главным образом в древних оползневых телах. Вторичный оползень ($0,5 \text{ км}^3$) произошел в оползне «Мургаб» на левом берегу, восточнее устья руч. Шадау, а в 1911 г. еще один ($100—120 \text{ тыс. м}^3$). Две ниши вторичных оползней-обвалов (до 200 млн. м^3) видны на правом берегу в оползне «Ирхт-II» и еще одна рядом. Как отмечалось, они были и в оползне «Правобережный» объемом до 40 млн. м^3 .

Итак, для современного развития огромных древних оползневых тел типично смещение по частям, преимущественно в виде оползней-обвалов до $0,5 \text{ км}^3$. На эту закономерность не всегда, однако, можно ориентироваться при спуске озера. Надо учесть также изменения устойчивости крупного, ныне не оползневого массива, обособленного падающим к озеру Рушано-Пшартским разломом на правом берегу озера (рис. 1).

IV. Грандиозные оползневые перекрытия Мургаба и их размыв

Прогноз последующего размыва Усойского перекрытия должен основываться с учетом данных о развитии древних перемычек, прежде всего Мургабской и Ирхтской.

Мургабское перекрытие высотой около 1000 м изолировало малый водоем по Шадау. По Ирхту в обоих случаях существовали заливы. В них фрагменты озерных отложений известны до высоты 400 м, а по главной долине — до 50 м над уровнем Сарезского озера, но какому из озер они принадлежат, не всегда можно сказать без детальных исследований. В заливе Ирхтского перекрытия кровля запрудных суглинков всего на 50—100 м не достигала его гребня по левому примыканию.

Ирхтское перекрытие было прорвано. Проран хорошо выражен на левом берегу озера. В Мургабском перекрытии перелив начался через понижение в высокой фронтальной части перемычки (рис. 2), так как ее низкую тыловую зону экранировал выступ высокого правого берега. Затем он происходил в направлении, перпендикулярном первоначально-

му, но завершился ли прорывом, сказать пока нельзя. Зона первого перелива преобразована в трог ледником из подпруженной оползнем «Мургаб» долины Шадау. Подобное характерно и для Ирхтского перекрытия.

Осмотр Пасорского прорванного перекрытия на р. Кударе и размываемого без прорыва Западно-Пшартского перекрытия наряду с данными по перекрытиям Гиссаро-Алая (Токтобексайского, Актерекского, Каракельского, Каравшинского и др.) показывает, что в начале размыва перемычек обоих типов формируется зона относительно спокойного перелива, размеры которой зависят от соотношения гидравлических характеристик потока и макрогранулометрического состава накоплений и соответственно их размываемости. Насколько можно судить по гидравлическому совершенству зон перелива, они должны формироваться немалое время. Эта фаза перелива, вероятно, представляет один из резервов времени для принятия экстренных мер. Детальное изучение перекрытий-аналогов позволило бы получить, по нашему мнению, ответ на этот важный вопрос (в процессе инженерно-геологического, гидрологического и гидродинамического изучения, а также специального моделирования).

Осмотр берегов озера с вертолета в 1979 г. показал, что чаша Сарезского озера интенсивно заполняется речными наносами, особенно в его хвостовой части. Осыпи, осы, лавины и оползни, по ориентировочным расчетам, также ежегодно транспортируют в озеро много обломочного материала. Это неизбежно приведет к переливу через несколько сотен лет. Однако он может начаться и в ближайшие годы, если сомкнутся сложившиеся пути фильтрации вследствие оседания гребня перекрытия при землетрясении. Со временем оседание будет все более вероятным в связи с продолжающимся расширением путей фильтрации из-за выщелачивания гипсов и известняков, а также обработки пород водой и обломками при большой скорости потока, достигающей, по данным ВСЕГИНГЕО, 3—4 м/с. Начало перелива может быть ускорено также постепенным закрытием зоны фильтрации при разрастании селевого конуса, формирующегося по верхней «границе» Усойского перекрытия, что следует изучить особо.

Таким образом, вопрос о возможности или, напротив, невозможности перехода относительно «спокойного» перелива, т. е. без участия волны, в прорыв при данном макрогранулометрическом составе Усойского перекрытия у его пониженного правого примыкания является весьма актуальным. Значение его возрастет, если удастся доказать, что перелив не вызовет прорыва. В этом случае окажется целесообразным создать перелив искусственно и избежать таким образом опасности прорыва из-за смещения в озеро оползня. Например, путем фиксации длины водоема перекрытием необходимой высоты в хвостовой части озера, при том такой конструкции, которая позволила бы управлять переливом (с обратными водоспусками). Одновременно регулировать перелив надо и на самом перекрытии, например насосами или сифонами. Возможно, строго регламентированными попусками воды можно размыть перекрытие до необходимой глубины даже в том случае, когда будет доказано, что неуправляемый перелив завершается прорывом.

Выводы

Исследования 1978—79 гг. вновь подтверждают известный тезис о том, что инженерно-геологическое изучение любых, а тем более горных оползней должно сопровождаться обстоятельным специализированным историко-генетическим изучением четвертичных отложений, геоморфологии, неотектоники, истории развития долин, а также естественно-историческими реконструкциями этапов обвально-оползневого перестроения склонов. При огромных размерах сейсмогенных оползней важнейшая роль в их изучении на первых этапах исследований принадлежит

также дистанционным методам — воздушной и наземной стереофотограмметрии и космосъемкам. Именно при таком подходе к исследованиям в 1978—79 гг. удалось изучить основные закономерности обвальноподолзневое переформирования склонов ледниково-эрозионной долины и достовернее определить опасные массивы, их устойчивость; выявить основные особенности грандиозных оползней мургабского типа, факторы и механизм их развития; установить предпосылки к выделению нового парагенетического комплекса четвертичных отложений — пролювиально-осыпных накоплений огромных обвальноподолзневых ниш отрыва; наметить основные задачи дальнейших исследований, подчеркнув всем этим, что без знания геологических закономерностей формирования склонов, оползней и других явлений невозможно успешно изучать их и прогнозировать в целях предотвращения опасных последствий; что только они могут быть исходной научной основой программы дальнейшего изучения проблемы.

Основными выводами, которые имеют наибольшее значение для решения проблемы Сарезского озера, являются:

1. В головной части Сарезского озера в верхнем плейстоцене и голоцене в песчаниках и сланцах сарезской свиты неоднократно формировались сейсмо-гравитационные оползни объемом до 6—8 км³, перекрывавшие долину Мургаба до высоты 700—1000 м. Глубина захвата склонов достигала иногда 700—800 м. Переливы через такие перекрытия начинались после значительного заполнения озерных котловин запрудными отложениями и иногда завершались катастрофическими прорывами. Непосредственные причины прорывов установить с достаточной подробностью пока не удалось. При указанных объемах перекрытия служили преградой для ледников, и их морены залегают поэтому гораздо выше, чем в стороне.

2. Впервые определено, что до высоты 4200—4300 м на левом берегу (на междуречьи Шадау — Ирхт) залегает мощная, ныне подтопленная фронтальная часть древнего оползня «Мургаб». Не исключается, что его образование связано с сейсмотектоникой. Устойчивость этой части необходимо изучить особенно внимательно, так как возникновение здесь при землетрясении или спуске озера грандиозного оползня более опасно, чем в случае оползня «Правобережный», так как в сторону понижения в Усойском перекрытии от него придет не отраженная, а прямая волна.

3. Оползень «Правобережный» является не формирующимся, как считали ранее, а происшедшим несколько десятков тысяч лет назад и имеет объем не 2, а 1 км³. Его юго-восточная треть смещена на метры или частично отчленена и является потенциально-неустойчивой. Возвышаясь над дном озера на 100—150 м, со временем она может сместиться в виде оползня-обвала объемом до 0,5 км³ (с учетом захвата обрамления). Северо-западная часть массива, вероятно, практически устойчива, так как сползла еще в позднем плейстоцене, притом в сторону ниши оползня «Мургаб», опустившись на 300—400 м. При землетрясении 1911 г. общая устойчивость массива в целом и его основных крупных фрагментов не была нарушена. Массив сохранял устойчивость и в подтопленном состоянии при сотрясениях силой 5—6 баллов (в 1954, 1963 и 1978 гг.).

4. Оползни «Усой-1911» и «Правобережный» являются спутниками верхнеплейстоценового сейсмо-гравитационного оползня «Мургаб». Поэтому землетрясение 1911 г. послужило поводом, а не причиной формирования оползня «Усой».

5. Перелив через Усойское перекрытие исторически неизбежен вследствие заполнения озерной чаши запрудными накоплениями. Однако начнется он гораздо раньше, прежде всего из-за оседания гребня перекрытия над зоной фильтрации при землетрясении, притом, вероятнее всего, до смещения оползня «Правобережный». Для решения всей проблемы

важно знать, завершится ли перелив прорывом, и если да, то через какое время после начала перелива.

6. Приведенные выше выводы об устойчивости оползневых массивов, основанные лишь на материалах картирования, не в полной мере отражают устойчивость подтопленных склонов при землетрясениях максимальной силы (8—9 баллов). Этот вопрос подлежит специальному изучению с применением расчетных методов и моделирования. Подобные уточнения устойчивости склонов необходимы также в связи с выбором безопасного режима понижения уровня озера при его спуске. Для решения обоих вопросов важно более детально изучить закономерности формирования и спуска Мургабского и Ирхтского древних озер.

Таким образом, выполненные в 1978—79 гг. исследования упрощают основные аспекты проблемы, но выдвигают новые вопросы. Для их разрешения необходимы более полные и детальные научно-производственные работы. Ближайшей опасностью нам представляется сейчас эволюционный перелив, а не импульсный прорыв перекрытия при смещении оползневого массива.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов Т. П. Тектонические движения Памира в плейстоцене-голоцене и сейсмичность. М.: Наука, 1976. 120 с.
2. Васильев В. А. Кайнозой Памира. Душанбе: Дониш, 1966. 222 с.
3. Деникаев Ш. Ш. О древнем завале в районе Сарезского озера. — Докл. АН ТаджССР, 1970, т. 13, № 3, с. 46.
4. Лехатинов А. М., Шеко А. И. К прогнозу развития экзогенных геологических процессов на Усойском оползне и прилегающих к нему берегах Сарезского озера. — В кн.: Геологические закономерности развития оползней, обвалов и селевых потоков. М., 1976, вып. 1, с. 104.
5. Федоренко В. С., Пиотровская Т. Ю., Калинин Э. В. Неотектонические движения как фактор формирования обвалов и оползней на горных склонах. — В кн.: Проблемы инженерной геологии. М., 1970, с. 192.
6. Федоренко В. С. Развитие горных склонов. Типы оползней и обвалов (на примере бассейна р. Зеравшан). — В кн.: Склоновые процессы. М., 1978, вып. 3, с. 54.
7. Чедия О. К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Кн. I. Фрунзе: Илим, 1971. 332 с.
8. Шеко А. И., Лехатинов А. М. Современное состояние Усойского завала и задачи дальнейших исследований. — В кн.: Матер. научно-технич. совещ. по вопросам методики изуч. и прогноза селей, обвалов и оползней. Душанбе, 1970, с. 219.