

**ИНСТИТУТ СЕЙСМОЛОГИИ НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
КЫРГЫЗСКОЙ РЕСПУБЛИКИ**

На правах рукописи
УДК 551.242. (551.43)

Рахмединов Эркин Эмилбекович



Оценка сейсмической опасности восточной части Нарынской впадины

25.00.01 - общая и региональная геология

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук,
профессор, член-корреспондент НАН КР
Абдрахматов Канатбек Ермакович

Бишкек – 2025

СОДЕРЖАНИЕ

ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ И ОБОЗНАЧЕНИЙ	4
ВВЕДЕНИЕ	5
ГЛАВА 1. ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ В ОБЛАСТИ НЕОТЕКТониКИ ИЗУЧАЕМОГО РЕГИОНА	11_
1.1. История развития доновойшей геологической структуры региона	15
1.2. Основные особенности новейшей и четвертичной тектоники Центрального Тянь-Шаня	18
1.3. Современная сейсмичность региона	25
ГЛАВА. 2 МЕТОДОЛОГИЯ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ	27
ГЛАВА 3 ПАЛЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЕДОВАНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-НАРЫНСКИЙ НУРАТООУСКИЙ И КАЖЫРТЫНКИЙ АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ НАРЫНСКОЙ ВПАДИНЫ.....	41
3.1.1. Участок Малый Нарын	61
3.1.2. Участок «Университет Ага Хана»	76
3.2. Кажыртынский разлом	85
ГЛАВА 4 ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ-НАРЫНСКОЙ ВПАДИНЫ.....	102
4.1. Оценка максимальной магнитуды возможных сильных землетрясений.....	102
4.2. Оценка интенсивности фоновых сейсмических воздействий	109
4.3. Определение зоны динамического влияния Центрально-Нарынского разлома.....	114

4.4. Данные по определению зоны динамического влияния Центрально-Нарынского разлома.....	120
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	126
ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ.....	127
ЛИТЕРАТУРА.....	128

ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ И ОБОЗНАЧЕНИЙ

ИС НАН КР - Институт сейсмологии Национальной академии наук Кыргызской Республики

ИФЗ РАН - Институт физики Земли Российской академии наук

ГЭС - Гидроэлектростанция

М - Магнитуда ($M=7.3$)

ДДП - Древнеденудационная поверхность

MSK-64 - Шкала сейсмической интенсивности

СВ - Северо-восток

ЦМР - Цифровая модель рельефа

SRTM - Радиолокационная топографическая миссия шаттла

КФА-3000 - Аэрофотоснимки камерой сверхвысокого разрешения.

T2 - Терраса 2

OSL - Optically stimulated luminescence (Оптическое датирование)

^{10}Be - Метод анализа космогенных изотопов

Seistronix RAS-24 - Модель геофизического прибора

МОВ - Метод отраженных волн

ARUP - Arup Group Limited, Лондон, Англия, частная компания, проводившая инженерно-геологические и палеосейсмологические изыскания Центрально-Нарынского активного разлома в западной части Нарынской впадины под строительство Университета Ага Хан.

ВОЗ - Возможно ожидаемые землетрясения.

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы диссертации. Строительство каскада гидротехнических сооружений в долине реки Нарын в Центральном Тянь-Шане, является одним из важнейших приоритетов Министерства энергетики Кыргызской Республики. При проектировании таких каскадов должны учитываться условия территорий строительства больших плотин, поскольку размещение основных сооружений в пределах активных разломов может привести к последующему их разрушению при сильном сейсмическом событии. Необходимо также принять во внимание возможность существенного усиления сейсмической активности в ходе эксплуатации ГЭС и вопросы динамической устойчивости сооружений.

Основная сложность при оценке сейсмических условий восточной части Нарынской впадины, в пределах которой планируется возведение каскада ГЭС, обусловлена резким несоответствием между низким уровнем современной сейсмической активности этой территории и наличием многочисленных позднеплейстоценовых и голоценовых разрывов, рассматриваемых, как следы сильных землетрясений (Абдрахматов К.Е. и др. 2007). Помимо позднечетвертичных разрывов, в пределах всего Центрального Тянь-Шаня широко развиты крупные скальные оползни и обвалы, обычно концентрирующиеся вблизи зон активных разломов.

Исторические данные о сейсмичности этого района имеются лишь за период, не превышающий 150-200 лет. Но кондиционная оценка сейсмичности может быть произведена только с привлечением данных о землетрясениях, имевших место задолго до начала установки первых сейсмических станций. Отметим, что за последние 20-30 лет в мировой сейсмологии укрепились представления о важнейшей роли палеосейсмологических данных при оценке долговременной сейсмической опасности, обуславливаемой событиями редкой (раз в 1000 – 10000 лет) повторяемости (McCalpin, 1996, 2009, Мак-Калпин,

2011). В большинстве регионов мира, особенно там, где исторические сведения имеются за небольшой промежуток времени, именно палеосейсмологические данные позволяют наиболее объективно оценивать величину (магнитуду) сильных землетрясений и их период повторяемости. Это нашло свое подтверждение в случае Суусамырского землетрясения 1992 г., в эпицентральной зоне которого обнаружены приразломные уступы, образовавшиеся при аналогичных событиях в прошлом, хотя за исторический период до 1992 г. в этой зоне не было известно ни одного сколько-нибудь сильного землетрясения.

Связь темы диссертации с крупными научными программами (проектами) и основными научно-исследовательскими работами, проводимыми образовательными научными учреждениями:

Диссертационная работа выполнялась в течение 2014-2022 гг. в соответствии с научно-исследовательской темой Института сейсмологии Национальной Академии наук Кыргызской Республики – «Оценка сейсмической опасности и создание инженерно-сейсмометрической службы в районах расположения крупных ГЭС (на примере Верхне-Нарынского каскада ГЭС)». Автор принимал непосредственное участие в реализации научных исследований по данной тематике.

Цель и задачи исследования. Основная цель работы. Оценка сейсмической опасности близрасположенных активных разломов для Верхне-Нарынского каскада ГЭС и прилегающих населенных пунктов.

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи исследования:

1. выявление и картирование активных разломов, расположенных в непосредственной близости от города Нарын и основных сооружений проектируемого Верхне-Нарынского каскада ГЭС;
2. Оценка сейсмической опасности выявленных активных разломов, методом палеосейсмологии;
3. оценка зон влияния активных разломов.

Научная новизна полученных результатов

1. впервые для Восточно-Нарынской впадины произведено детальное описание активных разломов, которые являются сейсмогенерирующими зонами и служат источником сейсмической опасности этого региона;
2. произведена оценка сейсмического потенциала активных разломов, ($M_{\max}$ и повторяемости землетрясений) расположенных в непосредственной близости от города Нарын и основных сооружений проектируемого Верхне-Нарынского каскада ГЭС;
3. результаты палеосейсмологических исследований, показали, что в восточной части Нарынской впадины возможны землетрясения с магнитудами в диапазоне 7.0 – 7.5. Фоновая интенсивность сейсмических воздействий на площадках основных сооружений гидроузлов Верхне-Нарынского каскада составляет 9 баллов;
4. результаты анализа подвижек по Центрально-Нарынскому разлому, наиболее близко расположенному к сооружениям проектируемого Верхне-Нарынского каскада ГЭС, показали, что они произошли в период 2486 г. до н.э. – 214 г. н.э. Повторяемость подвижек по имеющимся данным составляет несколько тысяч лет и за указанный период их произошло, как минимум две;
5. предложена практическая рекомендация по локализации сооружений в зависимости от ширины зоны влияния активного разлома. Полученные нами данные позволяют заключить, что ширина зоны влияния Центрально-Нарынского разлома, проходящего в непосредственной близости от г. Нарын и от проектируемого Верхне-Нарынского каскада ГЭС, составляет 60 метров в пределах поднятого крыла и до 20 метров - в опущенном крыле.

Практическая значимость полученных результатов

Практическая значимость диссертации заключается в оценке сейсмической угрозы восточной части Нарынской впадины и ее влияния на проектируемый Верхне-Нарынский каскад гидроэлектростанций. Результаты исследования в отношении безопасности сооружений могут быть использованы при

проектировании и строительстве ГЭС, чтобы принять необходимые меры по защите сооружений от сейсмических воздействий. Это может включать в себя технические меры, такие как использование специальных конструкционных материалов и усиление оснований. Градостроительные аспекты включают информирование заинтересованных сторон о сейсмической опасности активных разломов, чтобы разрабатывать градостроительные планы и строить здания и инфраструктуру, учитывая потенциальные риски сейсмических событий. Это поможет снизить ущерб и потери, связанные с землетрясением. На основе данных о сейсмической опасности можно создать планы эвакуации при чрезвычайных ситуациях для населения, чтобы снизить риск смерти и повреждений в результате землетрясений.

Таким образом, диссертация имеет важное практическое значение для многих областей, таких как инженерное строительство, градостроительство, финансы и общественная безопасность, поскольку поможет снизить риски и ущерб, вызванные сейсмическими событиями.

Экономическая значимость полученных результатов

Результаты исследования оценки сейсмической опасности восточной части Нарынской впадины и его влияния на проектируемый Верхне-Нарынский каскад гидроэлектростанций и близ лежащих населенных пунктов имеет предотвращенный ущерб примерно 750 млн сомов.

Основные положения диссертации, выносимые на защиту:

1. Основными активными структурами, которые могут оказать существенное влияние на проектируемый Верхне-Нарынский каскад ГЭС, являются Центрально-Нарынский и Нуратооский активные разломы;
2. В восточной части Нарынской впадины возможны землетрясения с магнитудами в диапазоне $M 7.0 - 7.5$. Фоновая интенсивность сейсмических воздействий на площадках основных сооружений Верхне-Нарынского каскада ГЭС составляет 9 баллов.

3. Зона динамического влияния Центрально-Нарынского разлома, проходящего в непосредственной близости от сооружений каскада ГЭС, составляет 60 метров в пределах поднятого крыла, и до 20 метров в опущенном крыле.

Личный вклад соискателя. В процессе многолетних полевых работ в Нарынской впадине диссертантом лично были выполнены: сбор, обработка, анализ исходных данных о структуре доновейшего фундамента и новейших разломах, геолого-тектонических особенностях строения очаговых зон сильнейших землетрясений региона. Проведенные соискателем исследования базируются на полевом картировании активных в позднем плейстоцене и голоцене структур, дешифрировании аэрокосмоснимков, анализе полученных результатов и внедрении этих результатов в производство.

Апробация результатов исследования. Основные положения диссертационной работы докладывались и обсуждались:

- на Симпозиуме «Инновационное развитие: потенциал науки и образования как основа индустриализации регионов» - Национальная Академия Наук КР, Бишкек, 2021 г.
- на Международном форуме молодых ученых «Наука без границ» - Россия, г. Нижний Новгород, 2022 г
- на Академическом форуме молодых ученых стран Большой Евразии «Континент науки» Россия, Москва 2023 г.

Полнота отображения результатов диссертации в публикациях.

Основные результаты работы нашли свое отражение в печатных изданиях, рекомендованных в НАК ПКР. По теме диссертации опубликовано 10 научных статей [5, 6, 7, 10, 26, 27, 28, 29, 30, 31].

Структура и объем диссертации.

Диссертация, объемом 145 страниц, состоит из введения, четырех глав, заключения и списка использованной литературы, в том числе 108 рисунков и фотографий, 4 таблиц и 165 наименований использованной литературы.

Работа выполнена в Лаборатории «Оценка сейсмической опасности» Института сейсмологии Национальной академии наук Кыргызской Республики

под руководством доктора геолого-минералогических наук, профессора, член корреспондента Абдрахматова Канатбека Ермаковича, которому автор приносит искреннюю благодарность за оказанное профессиональное руководство и содействие в подготовке диссертации. В процессе работы над диссертацией автор получал ценные советы от кандидата геолого-минералогических наук, ведущего научного сотрудника Фортуны А. Б. Выражаю также глубокую благодарность за поддержку и помощь при обработке полевых данных и по сбору материалов коллективу лаборатории и коллегам из России, Франции, США.

ГЛАВА 1. ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ В ОБЛАСТИ НЕОТЕКТониКИ ИЗУЧАЕМОГО РЕГИОНА

В изучении кайнозойской геологии Нарынской впадины, особый вклад внесли (Щульц С.С. 1948). [43,47], Попов В.И, Петрушевский В.В, Луйк А.А, Курдюкова К.В, Садыбакасов И. [55], Чедия О. К, Трофимов А.К, Турдукулов А.Т, Макаров В.И, Благовидов В.В, Королева Н.П, Королев О.И, Кыдыров Ш.А. и многие другие. Ими разработаны схемы стратиграфии кайнозойских отложений, молассы разделены на (Киргизский красноцветный и Тянь-Шанский орогенический) комплексы, изучены литологический состав и внутренние строение отложений, проведены фациально-палеографические анализы.

Взгляд на глыбовой природе новейших структур придерживались К.И. Богданович, В. Девис, Г. Кейдель, Г. Принц, Д.И. Мушкетов [57, 68], В.А. Обручев. К. Лекус, Ф Махачек, Д.В. Наливкин, В.В. Попов и др.

Взгляд о складчатой природе новейших структур развивали: Э. Арган, И.В. Мушкетов, С.С. Шульц, Б.А. Петрушевский и др.

Идею о складчато-глыбовой природе новейших структур поддерживали: В.А. Николаев, Н.П. Пейве, Н.И. Сеницын, Е.Е. Хаин, О.К. Чедия [40, 43, 88], И. Садыбакасов, В.И Макаров [24, 48] и другие.

Исследователи, поддерживавшие идею о глыбовой природе новейших структур, а также А.В. Пейве, Н.И. Сеницын, О.К. Чедия [40, 43, 88] и др., придают главную роль вертикальном тектоническом движениям. Д.И. Мушкетов, В.А. Николаев, Е.Е. Хаин, С. Садыбакасов и др. [55], В.И. Попов, И. Садыбакасов и др [55] развивали идею о волновом характере орогенеза опусканий и поднятий, В.И. Мушкетов, А.В. Пейве, И. Садыбакасов, В.И. Макаров, М. Омуралиев и др. придерживаются взгляда о пересечении («интерференции») складчатостей разных направлений различных слоев расслоенной литосферы.

Б.А. Петрушевский отметил, что историко-геологические особенности, является важным фактором при анализе сейсмичности. К.И. Багданович, В.В. Папов, И.А. Резанов, В.В. Крестников, И.А. Нерсесов, Г.И. Рейснер отметили связь между сейсмической активностью и значениями градиентов скоростей новейших тектонических движений.

С.С. Шульц [43, 47], В.Г. Трифонов, К.Е. Абдрахматов, И.А. Лемзин, Омуралиев М. О. [112] и [100] отметили связь импульсных движений по активным разломам (в позднем плейстоцене-голоцене) и сейсмичности. Мы приняли это во внимание и дополнили соответственно. Babayan S.H., Babayan H.E., Durgaryan R.R., Gevorgyan M.R. Development Of Soil Model Of Gyumri City For Hazard And Risk Assessment 2016. Некрасова А.К. Современные методы оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений 2019. Заалишвили В.Б., Рогожин Е.А. Оценка сейсмической опасности территории на основе современных методов инженерной сейсмологии 2012.

Первое, что следует отметить, это факт того, что в данном регионе были проведены исследования, связанные с современными геологическими деформациями и процессами горообразования.

Однако, несмотря на проведенные громадные работы, не была проведена или не была учтена методология, оценки сейсмической опасности.

Основная сложность при оценке сейсмических условий восточной части Нарынской впадины, в пределах которой планируется возведение каскада ГЭС, как и всего Центрального Тянь-Шаня, обусловлена резким несоответствием между низким уровнем современной сейсмической активности этой территории и наличием многочисленных молодых разрывов, рассматриваемых, как следы сильных землетрясений прошлого (Абдрахматов и др. 2007) [8].

Неучет палеосейсмологических данных о землетрясениях, имевших место задолго до начала установки сейсмических станций, может привести к нежелательным разрушениям, финансовым потерям и человеческим жертвам. Так например, ретроспективный анализ космических и аэрофотоснимков, сделанных до разрушительного Нефтегорского землетрясения 1995 г. на

Сахалине ($M=7.3$), показал наличие следов предшествующих голоценовых подвижек по Верхне-Пильтунскому разлому, к которому был приурочен очаг этого землетрясения (Булгаков и др., 2002) [44], и которые не были учтены. Чуйское землетрясение 2003 г. ($M=7.5$) в Горном Алтае также произошло в районе, считавшемся относительно слабосейсмичным, однако за несколько лет до этого там были выявлены следы сильных голоценовых землетрясений (Рогожин, Платонова 2002) [44]. Эти и другие аналогичные примеры (Li Yong, et al., 2009, Densmore et al., 2007) [8, 44], наглядно демонстрируют, что отсутствие сведений о сильных землетрясениях за последние несколько сотен и даже тысяч лет в тектонически активном районе ни в коей мере не может являться достаточным основанием для суждения о низком уровне сейсмической опасности. Поэтому при выделении сейсмогенерирующих зон района строительства Верхне-Нарынского каскада ГЭС и при оценке их сейсмического потенциала (M_{max}) мы, в первую очередь, опирались именно на многочисленные палеосейсмологические данные (Абдрахматов, Лемзин, 1989 [1], 1990 [2], Стром, 1999 [37], Абдрахматов и др., 1994 [41], 2007 [8]).

В качестве сейсмогенерирующих структур нами рассматриваются активные разломы (зоны активных разломов). Основанием для отнесения разлома к категории активных служат свидетельства о хотя бы одной сейсмогенной подвижке по нему, произошедшей за последние несколько десятков тысяч лет. Палеосейсмологические данные, имеющиеся для многих регионов мира, показывают, что сильные «характерные» землетрясения (Characteristic earthquake – Schwartz, Coppersmith, 1984) [118] происходят на одном и том же сегменте сейсмогенерирующего разлома с периодичностью от нескольких сотен до нескольких тысяч лет (Wells D.L., Coppersmith K.J 1994) [119]. Период в 50-100 тысяч лет, считая от современности, является временем, в течение которого сформировалось большинство наблюдаемых в настоящее время форм рельефа. Отсюда следует общее свойство активных разломов, практически значимое для их обнаружения и картирования – они деформируют элементы рельефа (и отложения) молодого (позднеплейстоцен-

голоценового) возраста. Соответственно, наличие молодых разрывов, выраженных в рельефе в виде уступов или сдвига мелких геоморфологических элементов, а также нарушающих молодые (позднечетвертичные) отложения, свидетельствует об активности зоны разлома и является достаточным основанием для того, чтобы рассматривать такую зону в качестве сейсмогенерирующей. Для указанного интервала времени применим радиоуглеродный метод датирования – основной метод, используемый при определении возраста палеосейсмодислокаций. Подчеркнем, что в качестве сейсмогенерирующих структур, с которыми могут быть связаны очаги сильных (потенциально опасных) землетрясений, обычно рассматриваются не отдельные частные разрывы, выявляемые в обнажениях и прослеживаемые в условиях горного рельефа иногда лишь на несколько километров, а крупные зоны разломов протяженностью в десятки и сотни километров, способные вместить очаг землетрясения с большой магнитудой. Конкретные частные разрывы, картируемые в поле, концентрируются в пределах таких зон. Дополнительным аргументом в пользу такой трактовки этих зон является повышенная концентрация в зонах активных разломов многочисленных крупных скальных оползней и обвалов, особенно, если имеются данные, указывающие на одновозрастность тектонических и гравитационных дислокаций (Bull, 1983) [131], или если связь крупных скальных оползней с землетрясениями подтверждается набором косвенных признаков. Основной метод оценки магнитуд палеоземлетрясений (и, соответственно, сейсмического потенциала выделенных сейсмогенерирующих зон) базируется на известных соотношениях между магнитудой (M_s или M_w), протяженностью сейсмогенных разрывов и величиной максимальной подвижки по ним (Wells and Coppersmith, 1994 [119], Стром, Никонов, 1997 [103], 1999 [37], Стром, 1998 [35], Чипизубов 1998 [42], Лунина, 2001) [20].

Таким образом для оценки сейсмической опасности восточной части Нарынской впадины требуется уточнение (геоморфологических террас, уступов активных разломов и разработка траншей в крест простирания по

уступам активных разломов, а так же выявление следов древних палеоземлетресений).

1.1. История развития доновойшей геологической структуры региона

Нарынская зона расположена к востоку от Ферганского звена Таласо-Ферганского разлома, ее граница с юга очерчивается Атбаши-Эныльчекским разломом, а с севера – «линией Николаева». Внутреннее строение зоны довольно сложное. В общем плане она состоит из ряда согласно вытянутых узких блоков близ широтного простирания, постепенно разворачивающихся к северо-западу вблизи Таласо-Ферганского разлома. По режиму тектонического развития и типу складчатых деформаций в пределах Нарынской зоны выделяются среднегерцинские парагеосинклинальные подзоны – Байбичетоуская и Кавакская, герцинские геоантиклинальные устойчивые поднятия - Кекиримское и Джетимское, и Джамандаванский позднегерцинский орогенный прогиб (Тектоническая карта Кыргызской ССР, 1987) [6].

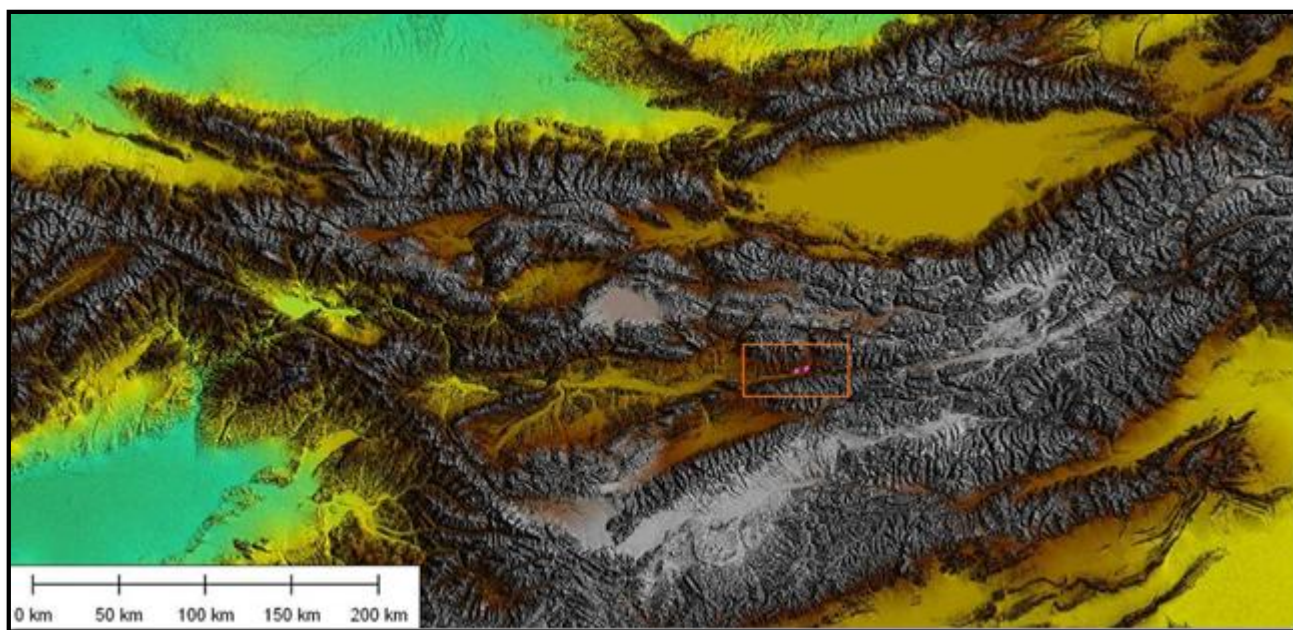


Рисунок 1.1. - Генерализованный рельеф центральной части Тянь-Шаня, восточная часть Нарынской впадины.

В строении палеозон участвуют структурно – вещественные комплексы древнего дорифейского (карельского) фундамента, байкальско–каледонского и герцинского структурных этажей.

Оконтурен нами узученный участок, город Нарын и расположения гидроузлов Верхнее-Нарынского каскада ГЭС. Малиновыми точками показаны створы Акбулунской ГЭС и Нарынской ГЭС-1, участки ГЭС-2 и ГЭС-3 расположены ниже по течению в пределах оконтеренного участка [44].



Рисунок 1.2. - Геологическая карта района расположения Верхне-Нарынского каскада ГЭС [6].

Геологическая карта Верхне-Нарынского каскада ГЭС (см. рис 1.1) скомпонован из листов Государственной геологической карты СССР, листы К-43-XXII, XXIII. На геологической карте показаны места каскадов ГЭС «Нарынский ГЭС-1», «Нарынский ГЭС-2» и «Нарынский ГЭС-3»,– «Ак-Булунский ГЭС-4». (Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М, Наука, 1977; Рахмединов, Э.Э. 2018 [6].

Дорифейский метаморфический фундамент обнажается в ядрах Кекиримского и Джетимского геоантиклинальных поднятий и выходит на поверхность в виде узкого тектонического блока вдоль Атбаши – Энилчекского

глубинного разлома. Кристаллический фундамент сложен глубокометаморфизованными породами: гнейсы, слюдяные сланцы, амфиболиты, мраморы, кварциты толщи Каргыш (500 м мощности) в Такталыкской гряде и Малого Нарына (до 2500 м) в хребте Джетим-Тоо. (Рахмединов Э.Э., 2020) [26].

Байкальско–каледонский складчатый комплекс объединяет верхнедокембрийские орогенные и нижнепалеозойские субплатформенные породы. Нижние части разреза комплекса сложены рифейской порфир – туфовой и вендской молассовой формациями, залегающими с разрывом и резким несогласием на метаморфических образованиях дорифейского фундамента. Порфир-туфовую формацию в Нарынской зоне представляют порфиры, туфы, туфопесчанники, местами порфириты свиты Большого Нарына (2000-2500 м).

Молассовая формация сложена тиллитами, тиллитоподобными конгломератами, сланцами, песчаниками с горизонтами и пачками железистых сланцев, мощностью до 50-2000 м.

Нижнепалеозойские известняково – кремнисто – терригенные породы (300-2100 м) залегают со скрытым несогласием на верхнедокембрийских и на более древних образованиях.

Герцинские складчатые комплексы. В основании герцинских образований выделяются эпикаледонский дейтероорогенный комплекс, залегающий со скрытым параллельным несогласием на нижепалеозойских субплатформенных образованиях и включает континентальную красноцветную грубообломочную молассу среднего – верхнего девона, которая характерна для Срединного Тянь–Шаня - Тюлькубаашская свита, представленная в нижней части разногалечными полимиктовыми конгломератами.

Дейтероорогенный комплекс завершает фаменскую терригенно – карбонатную (местами гипсоносную) формацию, мощностью 600 – 1000 м.

Интрузивные образования контролируются в основном глубинными разломами, ограничивающими Нарынскую зону. Коктурпакский массив гранодиоритов представляет собой типичное трещинноватое тело, вытянутое

вдоль «линии Николаева» на 30 км при ширине выхода 1-6 км. Породы массива прерывают нижнекарбоновые осадочные толщи. Интрузии среднего и основного состава (диориты, кварцевые диориты и габро диориты) приурочены к Атбаши – Иныльчекскому разлому (бассейн среднего течения р. Каракоюн). http://ginras.ru/library/pdf/1982_kirgizia2.pdf

1.2. Основные особенности новейшей и четвертичной тектоники Центрального Тянь-Шаня

Границы Центрального Тянь-Шаня как новейшего горного сооружения Тянь-Шаня в значительной мере условны.

В качестве западного ограничения обычно рассматривается Таласо-Ферганский разлом, восточного – горные массивы Хан-Тенгри и северного (на меридиане исследуемого участка) – северное подножие хребта Терской-Алатоо, и южного – хребет Кокшаал-Тоо.

Наиболее характерной особенностью новейшей структуры Центрального Тянь-Шаня является наличие крупных широких межгорных впадин – Аксайской, Атбашинской, Алабуга-Нарынской, Джумгальской, Сонкульской и Суусамырской, разделенных протяженными новейшими поднятиями горных хребтов. Эти впадины представляют собой новейшие синклинали, обычно асимметричные, крутые крылья которых оборваны крупными новейшими разломами. Помимо перечисленных, относительно изометричных широких впадин, здесь выделяются и узкие, протяженные впадины - Минкуш-Кокомеренская, Тюлекская, Каракуджурская и др., представляющие собой новейшие рамповые грабен-синклинали, нередко зажатые между ограничивающими их надвигами (Садыбакасов, 1972) [32].

Горные хребты, разделяющие новейшие впадины, представляют собой новейшие антиклинали, сводовых частях которых сохранились фрагменты древней денудационной поверхности (ДДП), перекрытой чехлом неогеновых

(местами, верхнепалеогеновых и, на некоторых участках, юрских угленосных) отложений (Шульц, 1948 [43], Макаров, 1977 [48], Чедия, 1986) [40].

ДДП дислоцирована конформно с перекрывающими ее континентальными кайнозойскими отложениями, причем в некоторых местах углы достигают 90° и даже наблюдается опрокинутое залегание. Это приводит к тому, что при геологической съемке крутопадающие, несогласные стратиграфические контакты, иногда ошибочно принимались за разрывные нарушения. (Лунина О. В. 2001 [20], Чедия О.К. 1986 [40], Шульц С.С. 1948) [43].

Большинство разломов, ограничивающих новейшие поднятия и впадины, несут признаки позднечетвертичной активизации и, на этом основании, рассматриваются, как сейсмогенерирующие структуры.

По режиму новейших движений изучаемая территория, полностью входящая в Северо-Тянь-Шанскую эпиплатформенную орогеническую область, разделяется на две зоны: 1 - устойчивого поднятия и 2- обращенных четвертичных поднятий на кайнозойских прогибах.

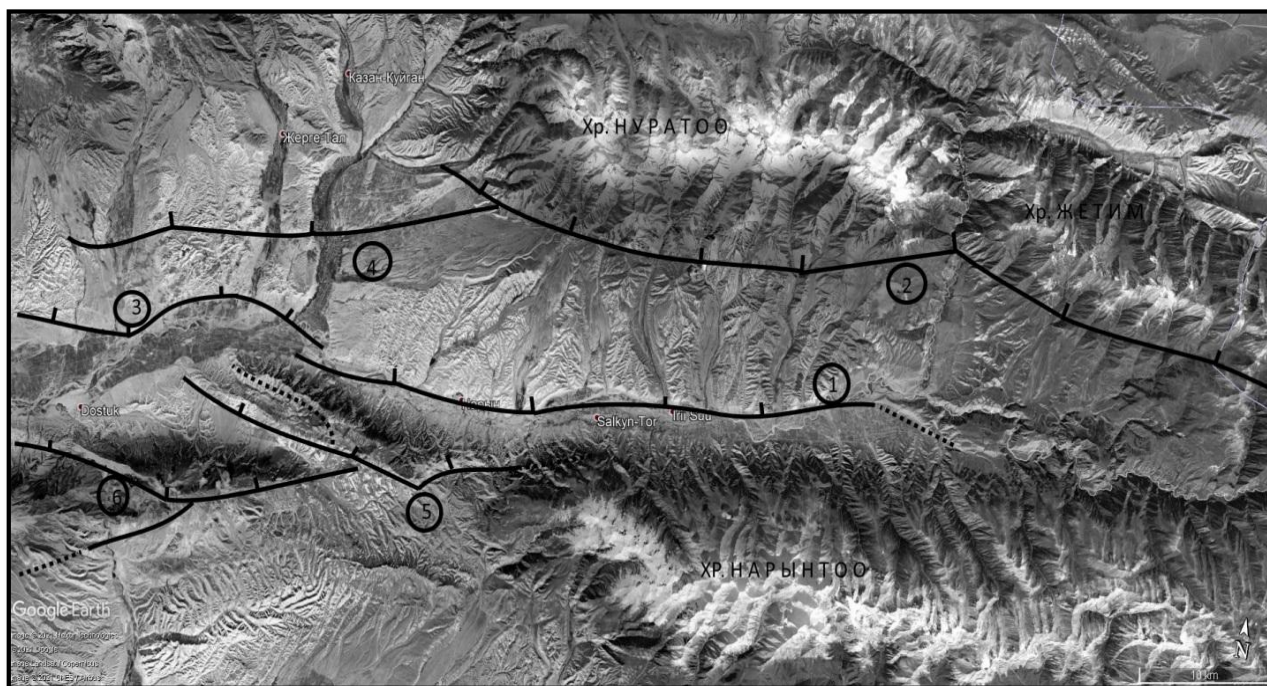


Рисунок 1.2.1 - Новейшие структуры района исследований.

Черными линиями показаны основные разрывные нарушения.

Цифры в кружках – название разломов: 1- Центрально-Нарынский, 2- Нарынстооуский, 3- Западная часть Центрально-Нарынского, 4 – Каджыртынский, 5- Аламышыкский, 6- Каратооский.

Впадины–синклинали и поднятия–антиклинали образуют системы субширотного простирания в пределах которых отдельные складки расположены кулисообразно.

В направлении с севера на юг выделяются:

1. система относительно широких впадин – синклиналей: Султансарыйская, Чардактусууйская и, кулисно подставляющую последнюю, Болгартская;
2. система поднятий, включающая хребет Капкатас и расположенные к югу от Болгартской впадины поднятия Кокбулак и Арчалы;
3. система узких, возможно, редуцированных впадин, вытянутых вдоль рек Коктурпак, Сарыкунгей, Малый Нарын и его притока р. Джиналач;
4. крупная система поднятий гор с севера - Нура и хребта Джетим, а с юга - хребт Нарын-Тоо.
5. крупнейшая новейшая Восточно-Нарынская впадина, которая в восточном направлении замыкается и осложнена рядом мелких антиклиналей и синклиналей.

К первой относятся система хребтов Нура-Тоо, Нарын-Тоо, Джетим-Тоо с амплитудой новейших поднятий до 3 км. Сочленение этих разнорежимных структур происходит по тектоническим линиям (см. рис. 1.2.1).

Основу новейших структур района составляют асимметричные складки основания большого радиуса кривизны осложненные, а местами и обусловленные крупными разломами. (Мак-Калпин Д. (ред.). А.Л. Строма. 2011) [23].

Новейшие структуры, расположенные южнее, имеют уже иное – северо–восточное простирание, и косо сочленяются с субширотно ориентированным Нарынтооским поднятием. С запада на восток здесь выделяются Атбашинская впадина, поднятие хребта Атбаши и Аксайская впадина. Все основные структуры характеризуются отчетливой южной вергентностью – складки имеют

более пологие северные и крутые южные крылья, обычно оборванные разрывами. Последние практически всегда падают на север, образуя в ряде случаев отчетливые козырьковые взбросо – надвиги. Одна из систем таких разломов проходит вдоль северных бортов долин рек Коктурпак, Сарыкунгей, Малый Нарын и далее на восток вдоль долины р. Джиналач. По нему верхнепротерозойские отложения, слагающие хребет Капкатас и поднятия Кокбулак и Арчалы, взброшены на неогеновые (возможно, неоген – нижнечетвертичные) отложения, выполняющие Коктурпакскую и Мало Нарынскую впадины. В западном направлении система смыкается с разломом, ограничивающим с юга Сонкольскую впадину. Нарушения несут следы позднечетвертичного обновления.

Следующее к югу нарушение проходит вдоль южного подножия хр. Джетим и гор Нура. Эта система разломов, отдельные элементы которой – взбросо-надвиги, по которым палеозойские отложения южного крыла надвинуты на неогеновые отложения, выполняющие Восточно-Нарынскую впадину – кулисообразно смещены относительно друг друга. Восточно-Нарынская мегасинклиналь является восточным продолжением Онарчинской. Она отличается более высоким положением палеозойского фундамента, а ширина ее сокращается до 15 км. Изгиб поверхности фундамента в общем повторяется в кайнозойском чехле.

Согласно наблюдениям над деформациями пород орогенического комплекса и данным электроразведки, в осевой части впадины отмечается пологая антиклинальная складка фундамента, разорванная диагональным разрывом северо-восточного простирания. Южнее антиклинали расположена широкая и пологая синклинальная складка. В ее осевой наблюдается продольный разрыв, северное крыло которого в районе долины Сарыбулак взброшено на 300 м.

Строение описанной зоны в целом свидетельствует о ее формировании в обстановке субмеридиального сжатия.

Нуратооское поднятие представляет собой брахиморфную мегантиклиналь, оборванную с юга крупным взброса-надвигом. Амплитуда вертикального перемещения по плоскости разлома достигает более 2000 м. В долине р. Чет-Нура этот разлом образует резкое «флексурообразное» (в плане) преломление (Макаров, 1977) [21], не связанное с особенностями рельефа. Помимо вертикального перемещения крыльев разлома, можно наблюдать и горизонтальные деформации в виде сдвига, что хорошо видно в восточном правобережье р. Малый Нарын (Лунина О. В. 2001) [20].

Нарынтооское поднятие, к которому на западе кулисообразно причленяются структуры Алымшыкское, Карачайское и Каратооуское, постирается в широтном направлении на расстоянии около 150 км при ширине 10-15 км.



Рисунок 1.2.2 (а) – Карта сейсмоструктуры верхненарынского каскада ГЭС.

В западной части поднятие представляет собой антиклинальный изгиб палеозойского массива, который в периклинальной части облекается согласно дислоцированными красноцветными отложениями.

В восточном направлении постепенно сужается, с южной стороны срезаясь под острым углом Нарынтауским и Улан-Кокджарским разрывом (Макаров 1977) [21]. Первый из них является надвигом и представлен серией параллельных разрывов, падающих на север под углом 30-45 градусов. Амплитуды перемещения по ним достигают 1500 м.

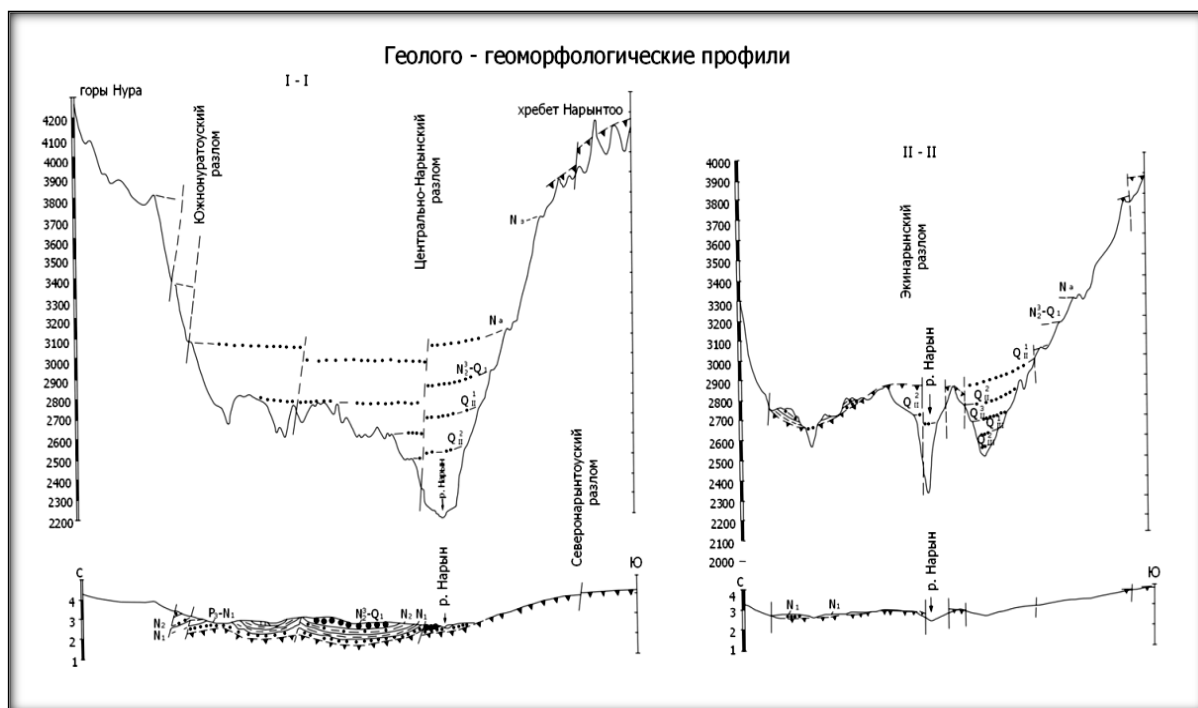


Рисунок 1.2.2 (б) – Геолого – геоморфологические профили Нуратооуской мегантиклинали.

На западной периклинали Нуратооуской мегантиклинали (см. рис 1.2.2. а, б) по геоморфологическим данным можно наблюдать серию радиальных трещин, которые связаны с растяжениями, возникающими в палеозойском массиве при его своеобразном изгибе. Отчет лаборатории Сейсмотектоники НАН КР 1993 год [44].

В районе сквозного ущелья р. Улан (восточной) отрицательная ундуляция шарниров Нарынтооской мегаантиклинали разделяет ее на две кулисы: западную и восточную. Нарынтооское поднятие ограничено с двух сторон крупными разломами и в долине р. Чакыркорум оно выклинивается. На этом участке кроме продольных разрывов отмечаются секущие нарушения. Улан-Кокджарский разлом является частью древнего Атбаши-Энилчекского глубинного разлома и

представляет собой крутой взброс. Восточнее перевала Улан по Южному крылу, а затем и осевая часть Нарынтооской мегантиклинали срезаны разломами.

В соответствии с вышеизложенным описанные разломы могут рассматриваться как основные сейсмогенерирующие структуры, обладающие значительным сейсмическим потенциалом. В связи с этим важнейшее значение приобретает проблема выделения фрагментов разломов, которые могут, по крайней мере, предположительно, единовременно вспарываться, формируя очаги сильных землетрясений.

Весьма отчетливо такое членение разломом (как, впрочем и ограничиваемых ими складчатых структур) видно в системе хребтов Нура и Джетимтоо, ограниченных с юга крупным новейшим надвигом. Здесь в пределах изученного района отчетливо выделяется три фрагмента системы «складка-разлом», разделенные диагональными нарушениями северо-восточного простирания, и диагональными нарушениями резкого «левостороннего» изгиба южного склона гор Нура на правом борту долины р. Четнура до долины р. Кашкасуу в верховьях бассейна р. Сарыкунгей; на востоке-вдоль долины р. Джакболот, выше переревала Туюксу и вдоль левой составляющей ручья Кенсуу. Указанные линеаменты разделяют поднятия Нура и Джетим-Тоо на фрагменты с несколько различной ориентировкой оси новейшей складки и (особенно восточной) - смещенной в плане осевой частью поднятия соответственно разделен и разлом, ограничивающий поднятие с юга.

Протяженность центрального участка около 50 км.

В восточный и западные участки, лишь частично попадают в пределы изученного района. При этом, по нашему мнению, диагональные разрывы отнюдь не являются сдвигами, нарушениями некогда единую структуру. Это, скорее всего, древние нарушения глубокого заложения, образовавшие как бы каркас, в котором формировалось новейшие складчато-разрывные структуры. Как будет показано в главе 2, описанное разделение структуры хорошо согласуется с особенностями распространения голоценовых, предположительно сейсмогенных дислокаций.

Отдельные кулисообразные фрагменты, протяженностью порядка 20 км каждый, могут быть выделены в пределах поднятия хребта Капкаташ. При этом границы участков не совпадают с границами участков поднятия гор Нура и Джетимтоо.

1.3. Современная сейсмичность региона

Характерной особенностью регионального поля сейсмичности Центрального (Кыргызского) Тянь-Шаня за период инструментальных и исторических наблюдений является его существенная неоднородность. Подавляющее большинство эпицентров находится в пределах северной и южной границ этой горной области и на территории к западу от косесекущего ороген Таласо-Ферганского разлома, при этом северная пограничная зона, в пределах которой располагаются такие крупные города, как Бишкек и Алматы, характеризуется большим числом крупных ($M > 6.5$) землетрясений, при относительно небольшом количестве сейсмических событий средней и малой магнитуды, в то время как в пределах южной пограничной области (к югу от водораздела хребта Кокшаалтоо) и к западу от Таласо-Ферганского разлома крупные землетрясения происходят на фоне намного большего числа средне- и маломagnitude землетрясений. В то же время необходимо учитывать, что регулярные зафиксированные сведения о землетрясениях Кыргызстана собраны лишь со второй половины XIX века (см. например, Мушкетов, Орлов, 1893) [68], т.е. за период, существенно меньший периода повторяемости крупных землетрясений. Отсутствуют такие сведения и в доступных нам китайских источниках. Поэтому очевидно, что исторические (и инструментальные) данные недостаточны для того, чтобы достоверно и объективно охарактеризовать долговременный сейсмический режим всей этой горной территории.

Первое сильное землетрясение в Кыргызской Республики на территории Тянь-Шаня – Беловодское, последствия которого были обследованы и описаны в научной литературе, произошло в 1885 г. Оно охватило северные предгорья Кыргызского хребта (Игнатьев, 1886) [44]. На данный момент достоверных сведений о том, как оно проявилось землетрясение в Суусамырской долине отсутствуют.

Сильные землетрясения конца XIX – начала XX веков произошли к северу и северо-востоку от оз. Иссык-Куль. В частности, одно из крупнейших и наиболее подробно изученных внутриконтинентальных землетрясений – Кеминское 1911 г. с $M=8.2$ – сопровождалось образованием поверхностных разрывов и обрушением склонов в зоне протяженностью ~150 км (Богданович и др., 1914 [44], Кучай, 1969 [44], Дельво и др., 2001) [17].

Крупное землетрясение – Чаткальское с $M=7.6$, произошло в 1946 г. западнее зоны Таласо-Ферганского разлома (Леонов, 1970, Кучай, 1971) [44]. Интенсивность всех этих событий, например, в районе Камбаратинской ГЭС-1 очевидно не превышала 5-6 баллов по шкале MSK-64. Плотность эпицентров слабых землетрясений в Центральном Тянь-Шане также существенно уступает таковой на окружающих его высокоактивных территориях.

Заключение по первой главе:

Исследования неотектоники Восточной части Нарынской впадины позволили провести детальное описание Центрально-Нарынского, Кажыртынского и Нуратоуский активные разломы. Были уточнены и идентифицированы данные разломов как основные источники сейсмогенерации в данном регионе. Такой подход применялся для более точной оценки сейсмической опасности и разработки мер по уменьшению рисков для проектируемого Верхне-Нарынского каскада ГЭС, населения и инфраструктуры.

ГЛАВА. 2 МЕТОДОЛОГИЯ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Методика исследований и достоверность результатов. Диссертация выполнена на основе результатов научных исследований, в период с 2014 года.

Входе полевых исследований были закартированы и вскрыты траншеями в-крест простирания уступы Центрально-Нарынского и Наратоуского активных разломов, кроме того, были проведены геодезические профили и проведено дешифрирование аэрофотоснимков современных сейсмодислокационных структур и активных разломов, выраженных в рельефе с использованием Google Earth, Open topography, Bing, Open Street map, SRTM DEM, и др.

Источники данных Google Earth, Open Topography, Bing, Open Street Map, SRTM DEM были применены для изображения рельефа, изображения оползневой пораженности, Open Topography, Bing, SRTM DEM применены для детализации карт.

Предмет палеосейсмологии

Объектом исследования является Центрально-Нарынский и Наратоуский активные разломы Восточной части Нарынской впадины.

Предмет исследования: Сейсмическая опасность, современных разрывных геологических структур; антиклинально – синклинальные образования Восточной части Нарынской впадины; современные палеосейсмодислокации; площади распределения деформации при возможных сейсмических событиях; возможные сейсмические риски и безопасная эксплуатация строительных объектов.

Палеосейсмология – это изучение доисторических землетрясений, главным образом их местоположении, времени возникновения и величины. В то время как сейсмолог работает с инструментальными данными, зарегистрированными при землетрясениях, палеосейсмолог интерпретирует геологические проявления, возникшие в ходе отдельных палеоземлетрясений.

Палеосейсмология отличается от более общего геологического изучения медленных или быстрых движений земной коры в позднем кайнозое (например, неотектоники) своей нацеленностью на изучение практически мгновенных деформаций форм рельефа и отложений, возникающих при землетрясениях (Аки, Ричардс, 1983). Эта нацеленность позволяет изучать пространственно – временное распределение отдельных палеоземлетрясений на протяжении тысяч или десятков тысяч лет. Столь продолжительные летописи палеоземлетрясений помогают, в свою очередь, понять многие аспекты неотектоники, такие, как региональные особенности сейсмичности и тектонических деформаций, а также роль отдельных разломов как сейсмогенерирующих структур. Палеосейсмология представляет собой раздел более общей области науки – геологии землетрясений (сейсмологии), которая включает различные аспекты инструментально изучения землетрясений (сейсмология), тектоники и структурной геологии, деформации поверхности земли за исторический период (геодезия и геоморфологии тектонических ландшафтов (тектоническая геоморфология). Различные на палеосейсмологию изложены в книгах Р. Йетса с соавтством [Yeats et al., 1997], Д. Бурбанка и Р. Андерсона [Burbank and Anderson, 2001] и Э. Келлера и Н. Пинтера [Keller and Pinter, 2002].

Оценка магнитуд доисторических землетрясений. Для оценки магнитуды палеоземлетрясений как первичные, так и вторичные сейсмодислокации. Оценки палеомагнитуд, включают много допущений, к тому же многие параметры, измеряемые для оценки магнитуд, характеризуются существенными ошибками. Наилучший подход – оценка магнитуд с использованием нескольких методов .

Поскольку первичные дислокации образуются непосредственно подвижкой по разлому, их пространственное распределение соответствует области вспарывания по разрыву. Протяженность входа разрыва на поверхность – параметр, наиболее часто используемый для оценки магнитуды (рисунок 4.1.2) Для того, чтобы оценить диапазон магнитуд отдельных палеоземлетрясений,

оценки длин поверхностных разрывов землетрясений прошлого сопоставляется с обобщениями мировых данных о длинах поверхностных разрывов при исторических землетрясениях [Стром, 1998] [Wells and Coppersmith, 1994; Stirling et al., 2002]. Варианты этой процедуры включает оценки площади поверхности разрыва, по которой произошло смещение при прошлых подвижках по разлому, или сейсмического момента – меры полной энергии, выделившейся при землетрясении.

Выявление доисторических землетрясений по первичным и вторичным признакам. Траншейные исследования. Вскрытие зон деформаций траншеями стало важнейшим элементом палеосейсмологических исследований в большинстве стран. Вслед ранними работами с использованием траншей при изысканиях для АЭС в США [Hatheway and Lehgtou, 1979; Hatheway, 1982] этот модель был развит для изучения палеосейсмогенного разрывообразования, складкообразования, разрушения грунтов и осадконакопления, связанного с подвижками по разрывам.

Многие тонкие детали признаков палеоземлетрясений могут также быть разрушены при проходке и обратной засыпке траншей. В этом смысле палеосейсмические траншейные исследования сходны с археологическими раскопками, при которых объект разрушается, так что дальнейшая интерпретация должна базироваться на материалах, полученных при первичной проходке выработок. Существует также концепция «Сберегающей археологии» (Conservation archeology) [Schiffer and Guterman, 1977], согласно которой некоторые критически важные участки лучше не трогать и сохранять для последующего раскапывания с применением более совершенных методов, нежели наспех раскапывать в настоящее время. Этот подход редко применяется сегодня при палеосейсмологических работах, но может быть применен в будущем.

Геоморфологические признаки палеоземлетрясений. Основным геоморфологическим признаком является приразломный уступ. Тектонические уступы является результатом смещения земной коры при сильных

землетрясениях, которые часто формируются при сжатиях или растяжениях земной коры. При сильных землетрясениях поверхность рыхлых отложений моментально деформируются создав вертикальный уступ. Однако, эти разломы могут образовать различные масштабы поверхностного разрывообразования в зависимости от силы и кинематики землетрясения.

Метод оптической люминесценции (OSL). Методом оптической люминесценции (OSL) некоторых обломочных минералов перед их захоронением. Возраст определяется отношением дозы поглощенной зернами кварца и полевого шпата радиации, фиксируемой люминесцентным сигналом, вызванным светом узкого оптического диапазона (в частности, инфракрасного), и дозы период, радиации среды отложения (Вагнер 2006). Проба отбирается в закрытый тубик, защищенный от света.



Рисунок 2.1 - Процесс опробования - для определения возраста методом оптической люминесценции (OSL).

В пределах г. Нарын строение разлома и его положение детально изучено геологическими и геофизическими методами. В местах скрытого разлома под толщей аллювиальных накоплений, его положение определялось с помощью мобильной сейсморазведочной станции Seistronix RAS 24.

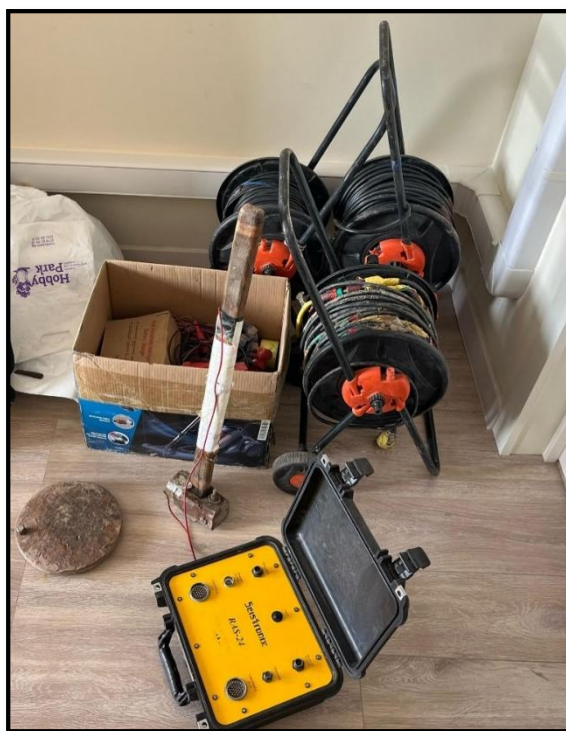


Рисунок 2.2 - Мобильной сейсморазведочная станция Seistronix RAS 24.

Технические характеристики аппаратуры RAS-24 позволяют определять структуру строения земной поверхности (скоростные свойства) до 30 метров в глубину и в радиусе 100 метров.

Сейсмические методы. Основанные на использовании отраженных и преломленных волн, могут быть применены в палеосейсмологии для выявления разломов и для описания слоев, которые были смещены, смяты или наклонены в ходе разрывообразования. Однако простое выявление плоскости разрыва может и не давать какой-либо информации о времени и величине отдельного палеоземлетрясения. Так как сейсмические методы, использующие отраженные волны, отображают горизонтальные и наклонные отражающие границы, они лучше всего применимы для фиксации вертикального смещения, связанного с подвижкой по падению разрыва [Pelton et al., 1985].

Был использован 24-канальный сейсмограф RAS 24, выполняющий сейсмическое профилирование методом преломленных волн (МОВ) с регистрацией продольных и поперечных волн, поляризованных в горизонтальной плоскости. Параметры расстановки: шаг между сейсμοприемниками 1,5 м, длина одной стоянки 41 м. Эта стоянка отрабатывалась по семиточечной системе, то есть пункты возбуждения упругих колебаний располагаются в начале, середине и в конце, выносные пункты возбуждения располагаются на расстоянии 3 м от крайних сейсμοприемников. Регистрируемый частотный диапазон от 15 до 300 Гц. Длина единичного профиля составляет 40 м.

Для возникновения в упругой среде сейсмической волны необходимо создать в некоторой точке среды механическое возбуждение. Упругие волны возбуждались с помощью источника типа «падающий груз», в частности использовалась обычная кувалда.

Для возбуждения волн удар кувалдой осуществлялся по металлической платформе (плашке), расположенной на поверхности земли. Плашка укладывалась горизонтально.

1. Восточный;
2. Поле;
3. Военная часть;
4. ул. Кулумбаева;
5. ул. Торобаева;
6. ул. Орозбакова, район школы им. К.Жакыпова;
7. ул. Боогачы западная часть;
8. Западный мост;
9. Западный.

Общая схема расположения 9 участков приведена на рисунке (2.3). Отдельно участки и их сегменты приведены на рисунках ниже.

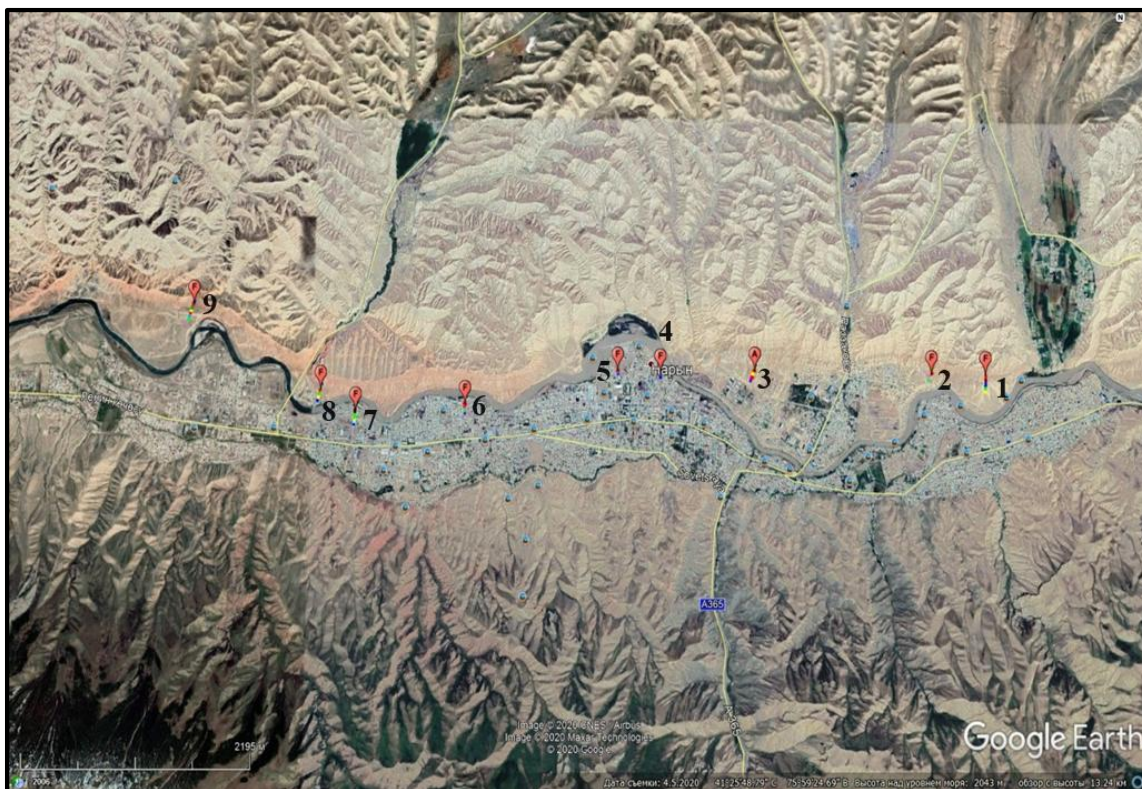


Рисунок 2.3 - Схема расположения участков, геофизических профилей.

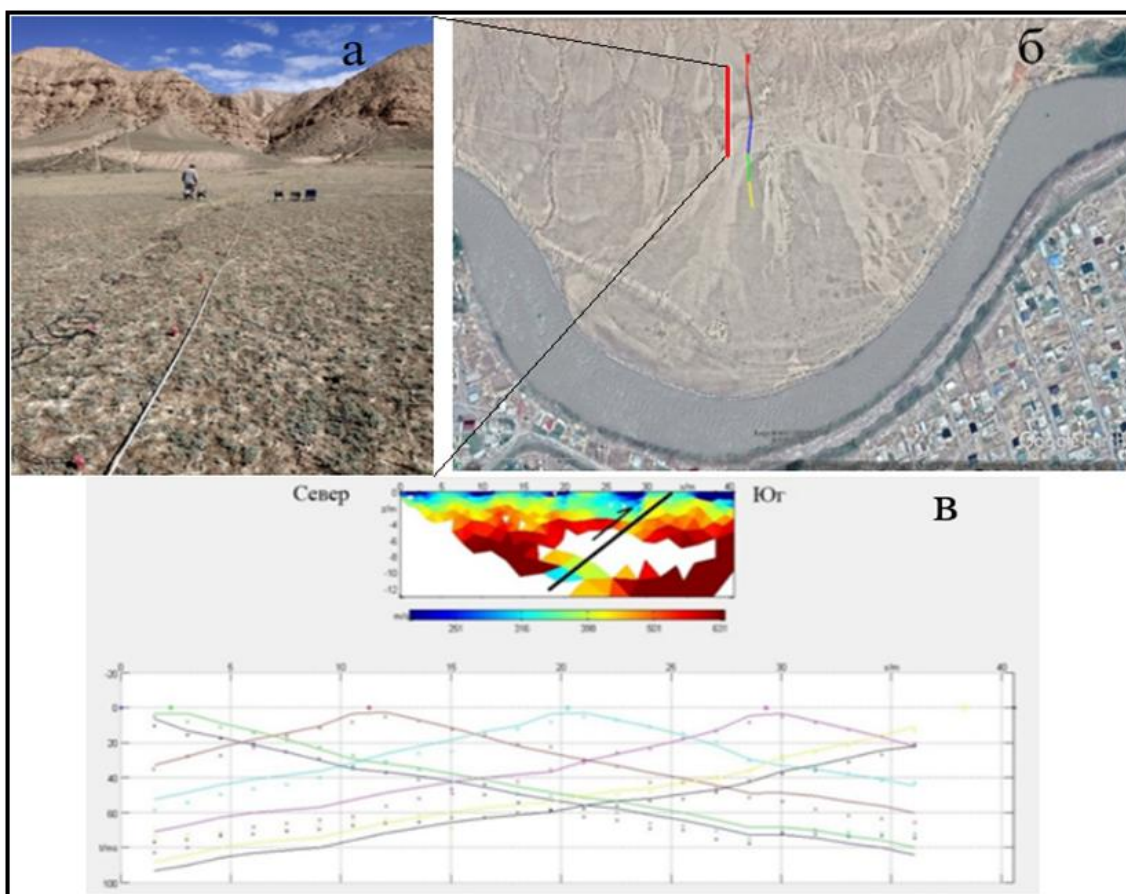


Рисунок 2.4 - Зафиксирован процесс работы геофизического профиля, сейсмическая коса с шагом между пунктами приема 1,5 м, обозначень линия

профиля, скоростной разрез и годографы первых вступлений Vs волн Восточного участка №1 Нарынского разлома. Угол падения разлома в пределах 20° - 45° на север. Черной линией обозначена линия разлома. Цветная шкала означает вероятные скорости Vs грунтов на глубинах до 13 м.

Карта фактического материала при проведении работ на участке №1 Восточный (Ташкыя) (координаты $\varphi = 41^{\circ}25'56.05''$, $\lambda = 76^{\circ} 2'42.83$)

Согласно рисунка. 2.5 (а) видно, как красноцветные отложения палеоген-неогенового возраста надвинуты на галечники молодых аллювиальных отложений позднечетвертичной террасы р. Нарын. Угол падения разлома составляет здесь около 45° . Сместитель разлома наклонен на север, (координатами $\varphi = 41^{\circ}25'56.44''$, $\lambda = 76^{\circ} 2'16.75$)

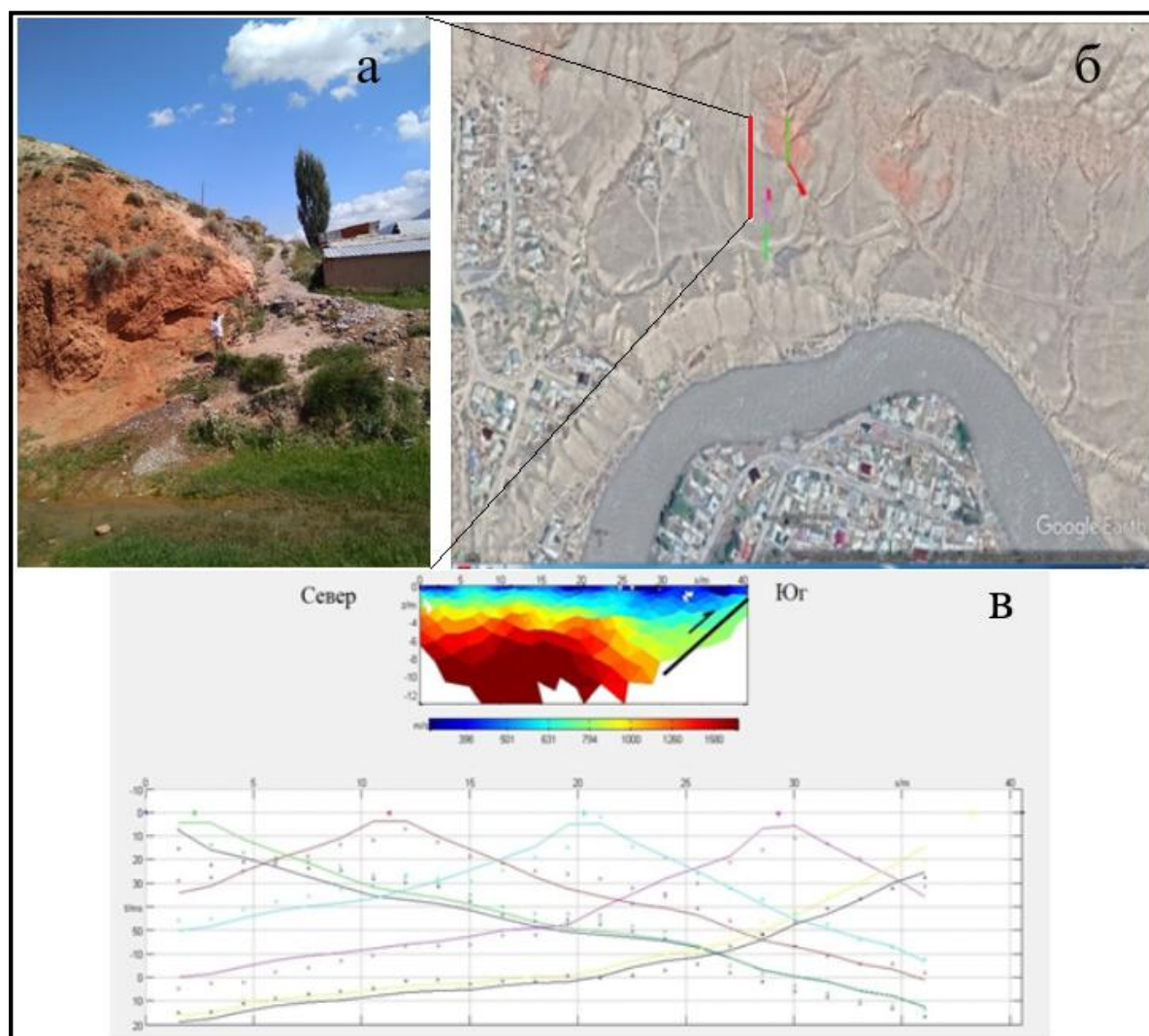


Рисунок 2.5 (а) - Центральнo Нарынскй разлом. Кайнозоссйские отложения надвинуты на речную террасу. (б) зона геофизического профиля

находится на правом борту реки Нарын и расположение Центрально-Нарынского разлома в районе старой автомобильной дороги Бишкек-Нарын. Скоростной разрез и годографы первых вступлений Vs волн участка участок №2 «Поле».

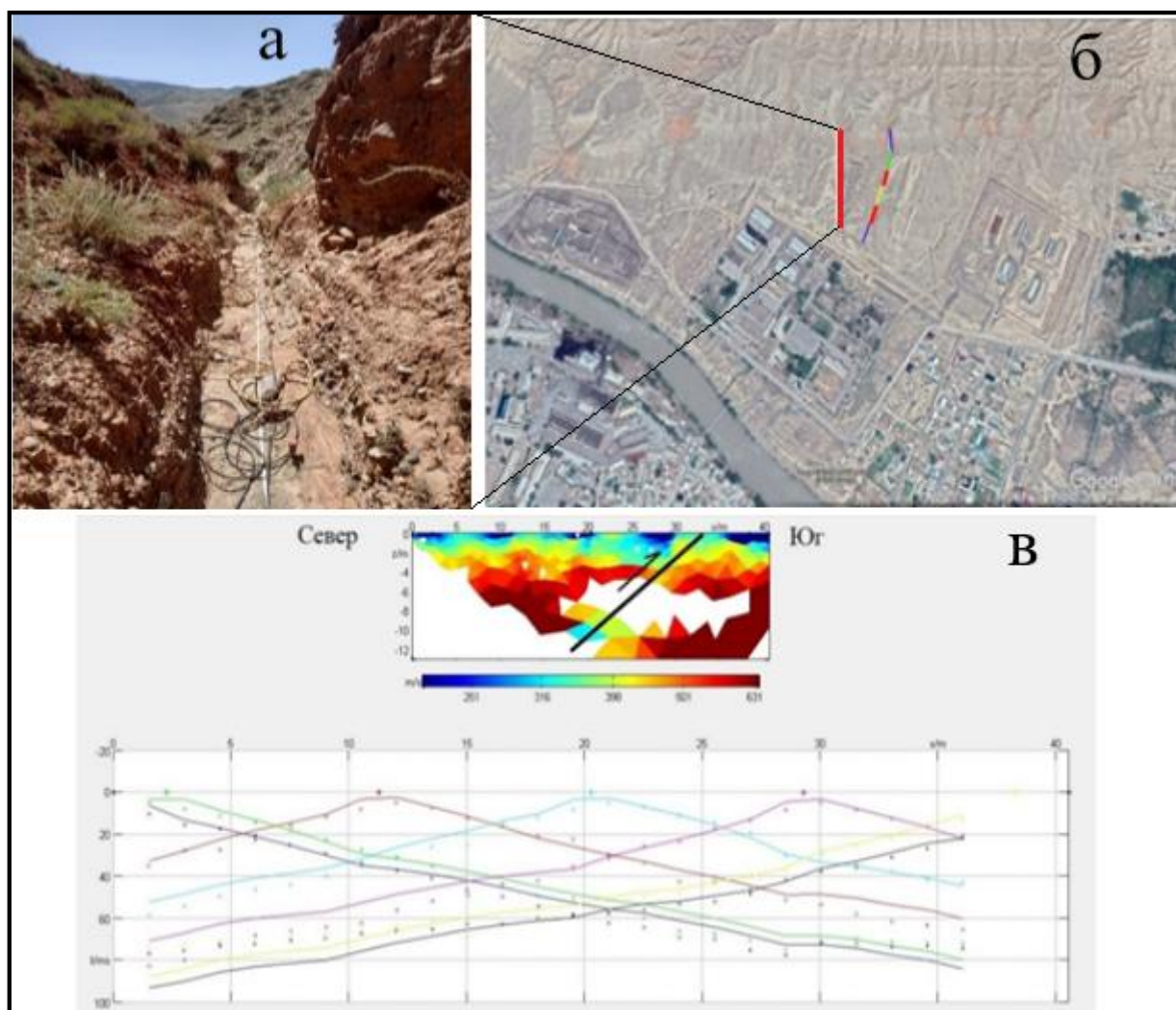


Рисунок 2.6 - Карта фактического материала при проведении работ на участке. Согласно рисунку 2.6. - №3 Военная часть, место пройденного геофизического профиля, зона геофизического профиля реки Нарын и расположение Центрально-Нарынского разлома. Скоростной разрез и годографы первых вступлений Vs волн участка военная часть Нарынского разлома, Контакт между неогеновыми отложениями (холмы) и аллювиальными отложениями (равнина) является разломной зоной (координатами $\varphi = 41^{\circ}25'55.69''$, $\lambda = 76^{\circ}0'49.52''$).

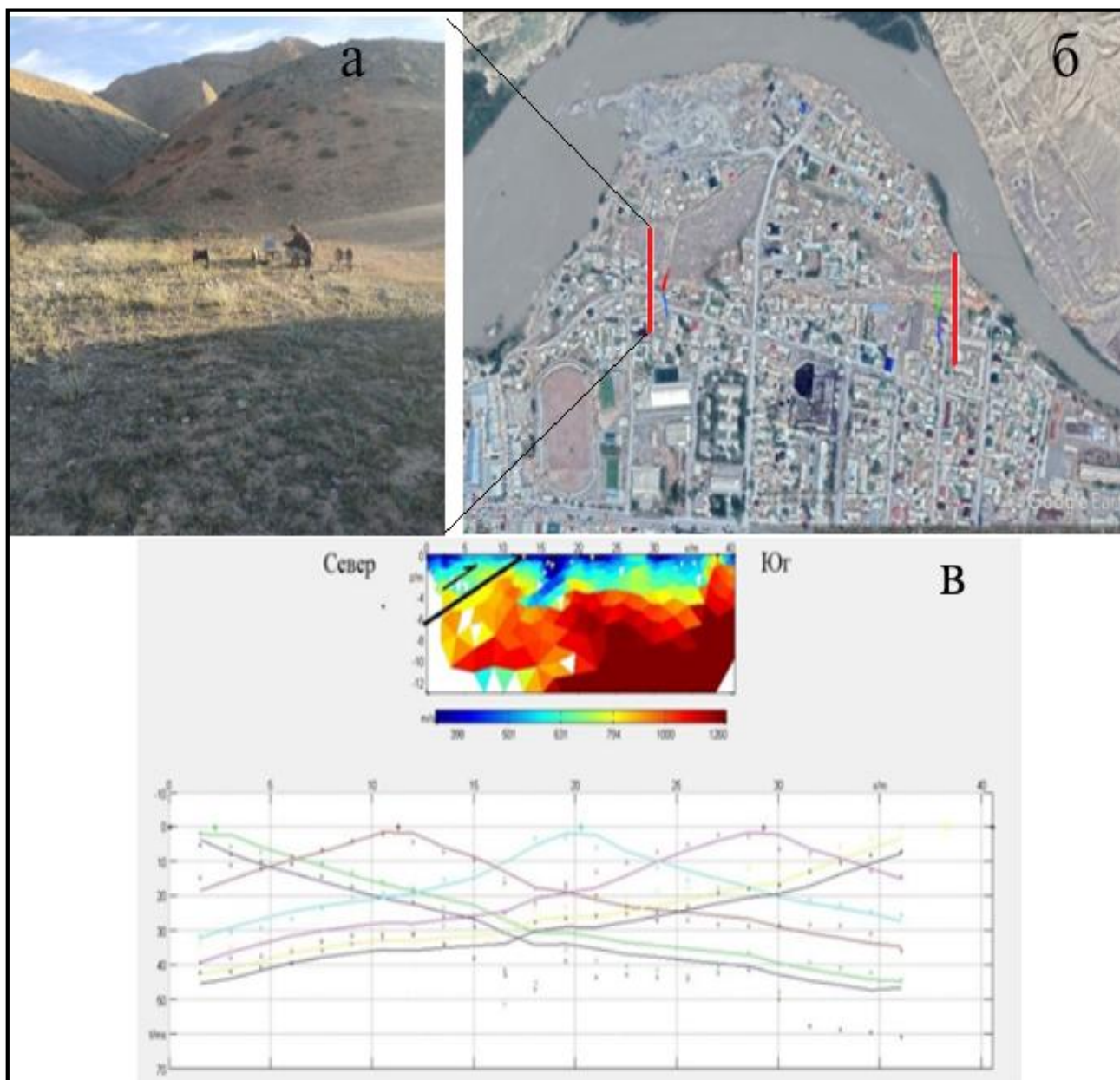


Рисунок 2.7 - Карта фактического материала при проведении работ на участке. №4 и №5 ул. Кулумбаева и Торобаева показан геофизический профиль места гефизических профилей участка №4, 5 линии профилей, скоростной разрез и годографы первых вступлений Vs волн участка №4 и №5 Кулумбаева и Торобаева Нарынского разлома (координатами $\varphi = 41^{\circ}25'57.99''$, $\lambda = 75^{\circ}59'43.64''$).

Согласно рисунку 2.7 (в) отчетливо видно, на север под углом 20° - 45° . Стрелка показывает висячее крыло разлома, разноцветная шкала означает вероятные значения скорости Vs грунтов на глубинах до 13 м.

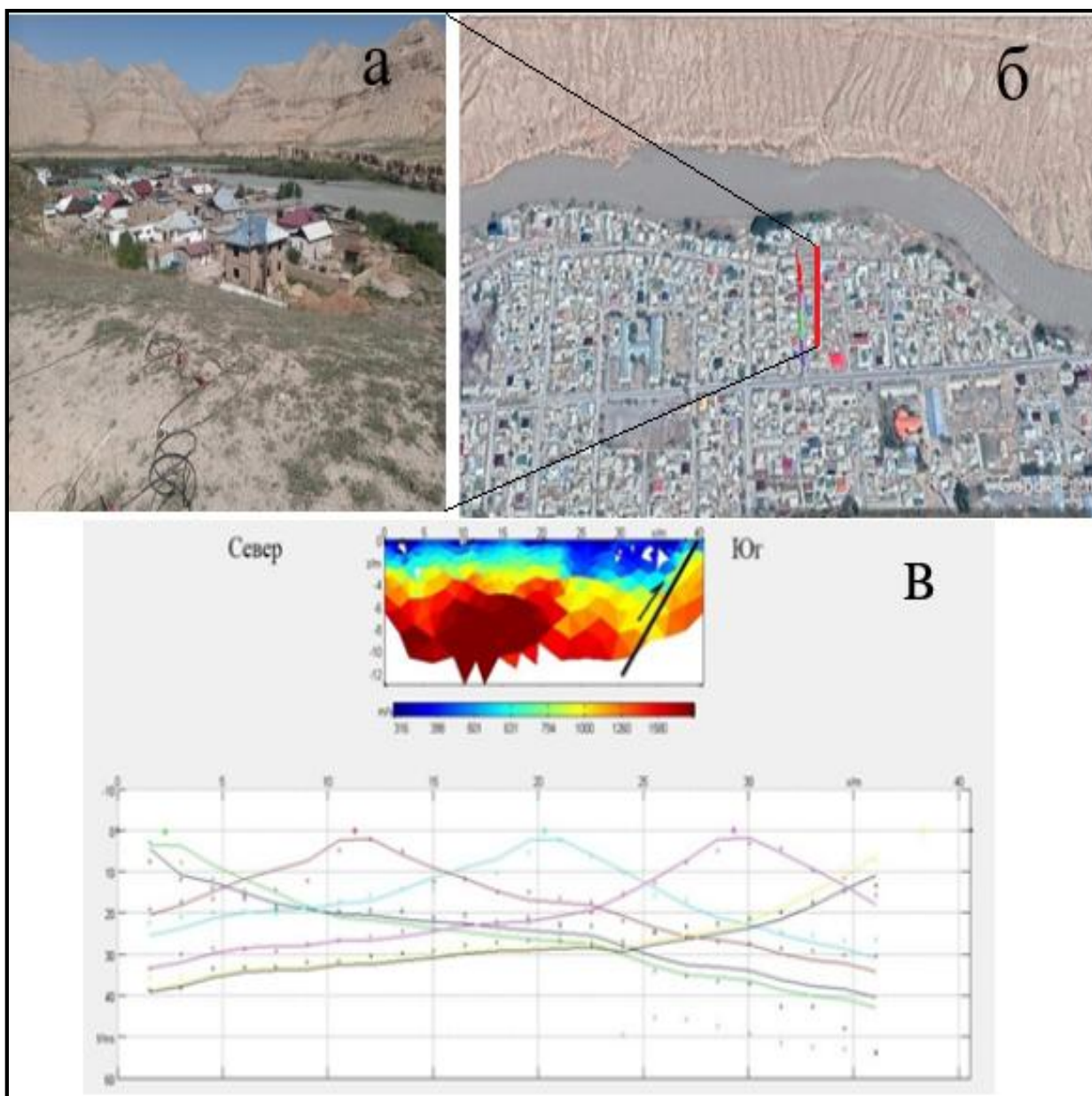


Рисунок 2.8 - Участок №6 Карта фактического материала при проведении работ ул. Орозбаков район школы им. К.Жакыпова, поднятое крыло разлома, жилые дома стоят на сброшенном крыле (на ближнем плане с фрагментами сейсмической косы), размытое деятельностью реки Нарын, обозначень линия профиля, место геофизического профиля. Скоростной разрез и годографы первых вступлений Vs волн тип разлома – надвиг. Угол падения разлома в пределах 20° - 45° к северу. Черной линией обозначена линия разлома. (координатами $\varphi = 41^{\circ}25'47.03''$, $\lambda = 75^{\circ}58'28.81''$).

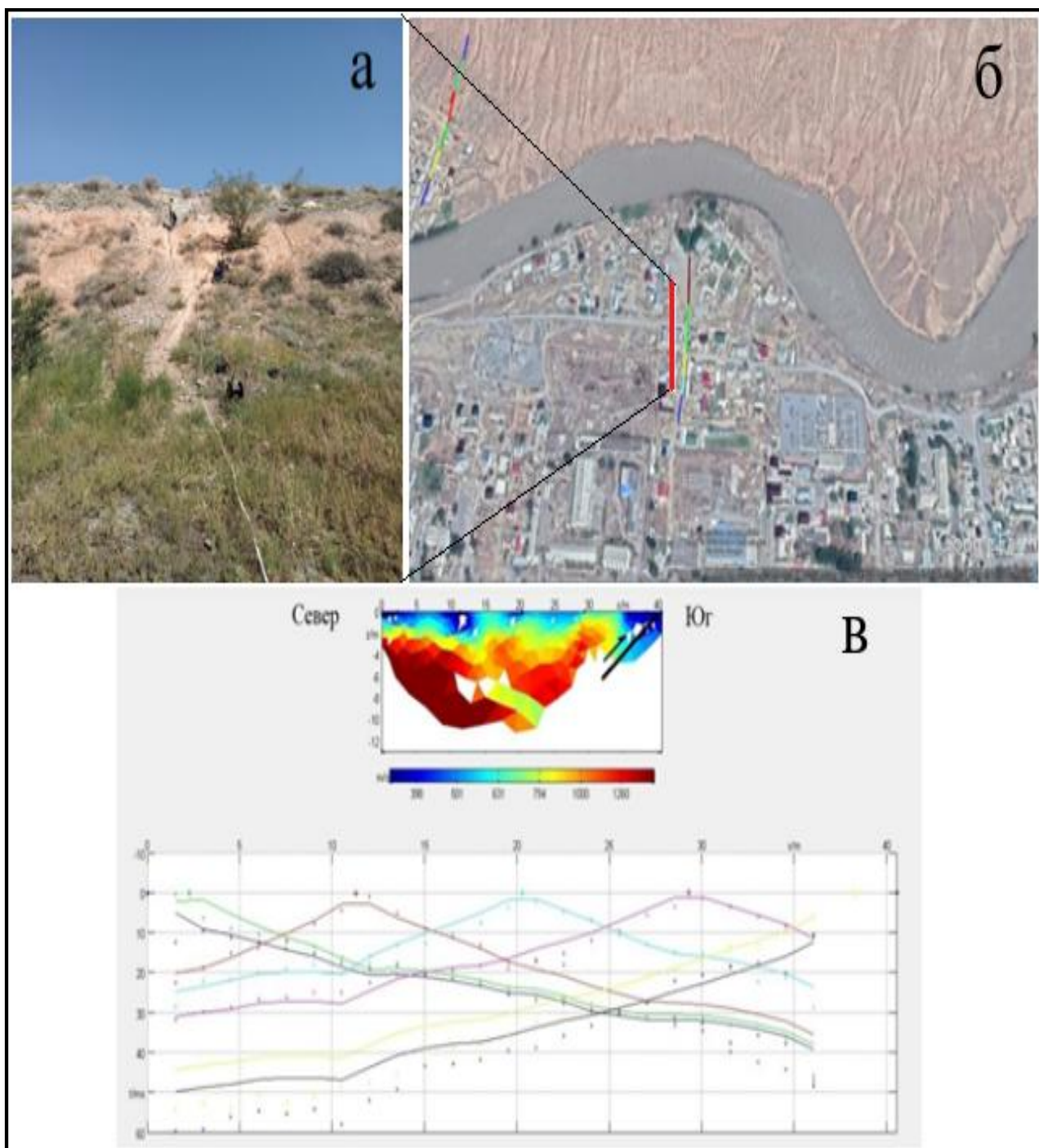


Рисунок 2.9 - Карта фактического материала при проведении работ на участке №7 ул. Боогачы западная часть, процесс работы пройденного геофизического профиля фото (б) показан место где было пройдено линия профиля, на скоростной разрез и годографы первых вступлений Vs волн Нарынского разлома тип разлома – надвиг. Угол падения разлома в пределах 20° - 45° к северу. Черной линией обозначена линия разлома.

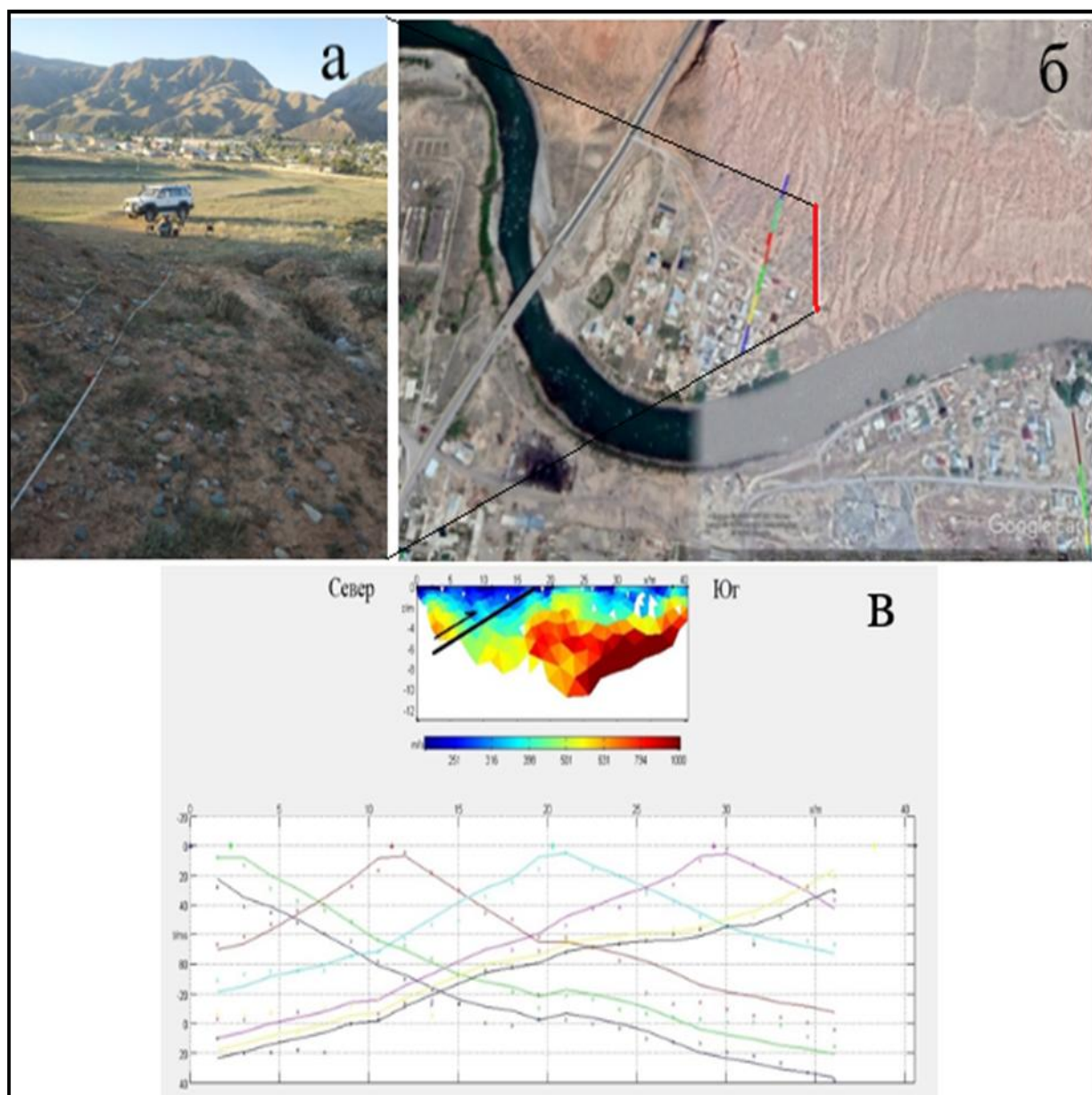


Рисунок 2.10 - Карта фактического материала при проведении работ на участке №8 Западный мост, оказан процес работы пройденного геофизического профиля показан место где было пройдено линия профиля. Скоростной разрез и годографы первых вступлений Vs волн Нарынского разлома угол падения разлома в пределах 20° - 45° к северу. Чёрной стрелкой обозначена висячее крыло разлома. Разноцветная шкала означает вероятные значения скорости Vs грунтов (координатами $\varphi = 41^{\circ}25'52.03''$, $\lambda = 75^{\circ}57'17.99''$).

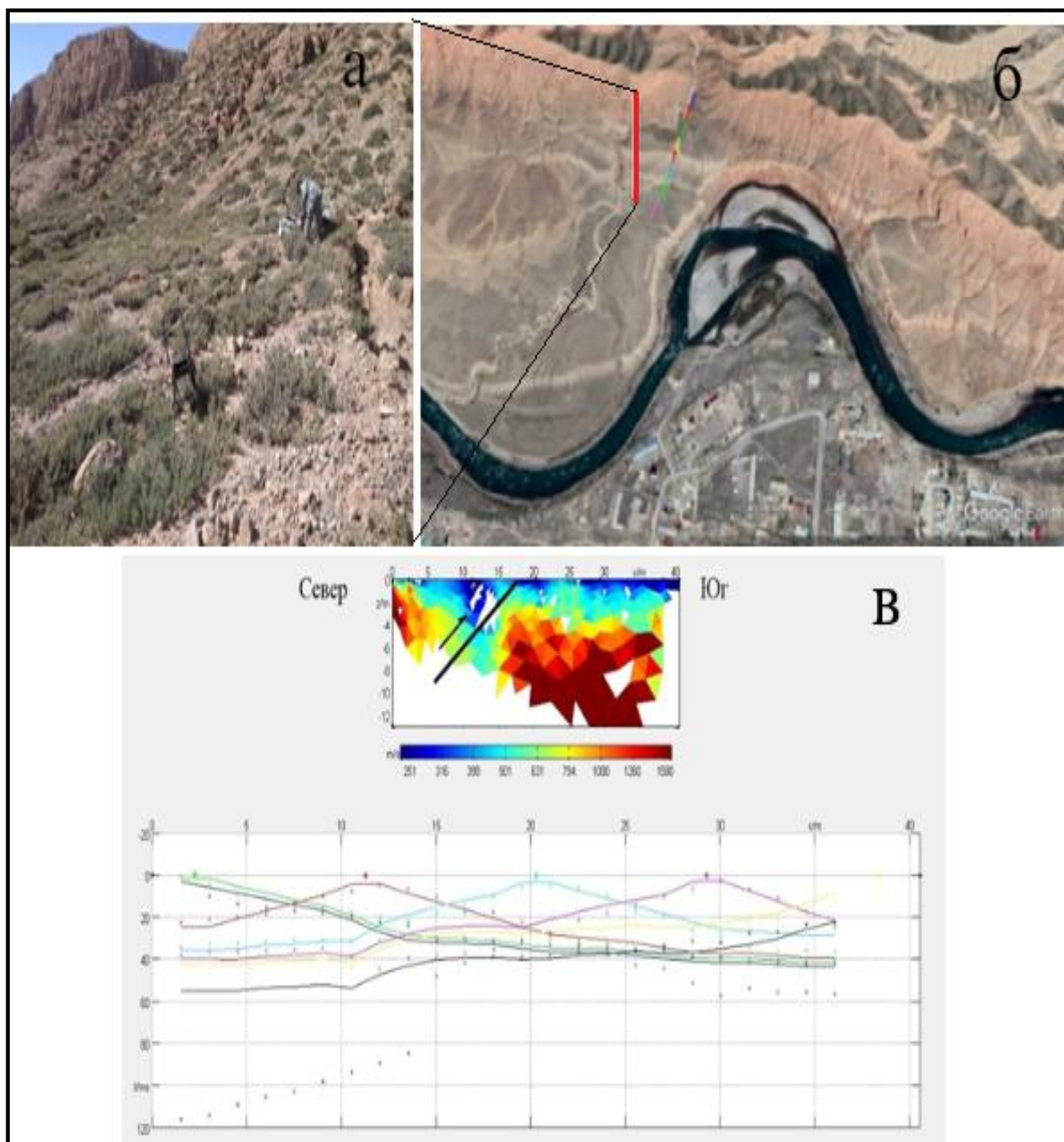


Рисунок 2.11 - Карта фактического материала при проведении работ на участке №9 участок Западный зона разлома находится на контакте между неогеновыми отложениями (видны сверху на заднем плане) и пролювиальными отложениями, показан место где было пройдено линия профиля скоростной разрез и годографы первых вступлений V_s волн Нарынского разлома угол падения разлома в пределах 20° - 45° к северу. Черной стрелкой показана висячее крыло разлома Разноцветная шкала означает вероятные значения скорости V_s грунтов на глубинах до 13м. (координатами $\varphi = 41^{\circ}26'20.31''$, $\lambda = 75^{\circ}56'14.63''$ и $(41^{\circ}26'17.42''$, $75^{\circ}56'13.18''$).

ГЛАВА 3 ПАЛЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ «ЦЕНТРАЛЬНО-НАРЫНСКИЙ, НУРАТОУСКИЙ И КАЖЫРТЫНСКИЙ» АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ НАРЫНСКОЙ ВПАДИНЫ.

Изучение геолого-геоморфологических особенностей современных разрывных тектонических структур, антиклинально-синклинальных образований восточной части Нарынской впадины, а также современных палеосейсмических дислокаций. Оценка зон распределения деформаций при потенциальных сейсмических событиях, анализ возможных сейсмических рисков и обеспечение безопасной эксплуатации строительных объектов.

На территории Центрального Тянь-Шаня за весь период инструментальных наблюдений и за период, за который имеются исторические сведения о землетрясениях (порядка 200 лет), не зафиксировано ни одного землетрясения с магнитудой более 5.5 и интенсивностью свыше 7 баллов [Каталог землетрясений Института Сейсмологии НАН КР]. Единственное исключение – Суусамырское землетрясение 1992 г. с $M=7.3$ на западной периферии этой области (Богачкин и др., 1997 [13], Ghose et al., 1997) [44]. Все остальные очаги известных разрушительных землетрясений на Тянь-Шане сосредоточены вблизи его внешних границ к северу от озера Иссык-Куль, вдоль южного фаса (в КНР) и к западу от Таласо-Ферганского разлома (см. Рисунок 3.1). В то же время, территория Центрального Тянь-Шаня насыщена многочисленными молодыми разрывами и разнообразными вторичными дислокациями, уверенно интерпретируемыми, как палеосейсмодислокации сильных высокомагнитудных землетрясений (Абдрахматов, 1995; Абдрахматов, Лемзин, 1989, 1990 [100], Корженков, 2006) [18].

В отсутствие сведений о сильных исторических землетрясениях, сейсмический потенциал вышеописанных зон активных разломов, рассматриваемых в качестве сейсмогенерирующих структур, можно оценить по

палеосейсмологическим данным на основании соотношений между протяженностью молодых разрывов величиной единовременных подвижек по ним и магнитудой землетрясений с другой (Wells, Coppersmith, 1994 [121], Стром, Никонов, 1997, 1999 [36], Стром, 1998 [35], Лунина, 2001) [20].

Однако при этом необходимо учитывать, что все надежные зависимости связывают магнитуду с протяженностью участка разрыва, испытавшего единовременное вспарывание (L), а также с максимальной ($D_{\max}$) или со средней (средневзвешенной – D_{av}) величиной единовременной подвижки.

Эти параметры достаточно уверенно определяются при обследовании сейсмогенных разрывов современных землетрясений, но намного сложнее устанавливаются при изучении палеосейсмодислокаций.

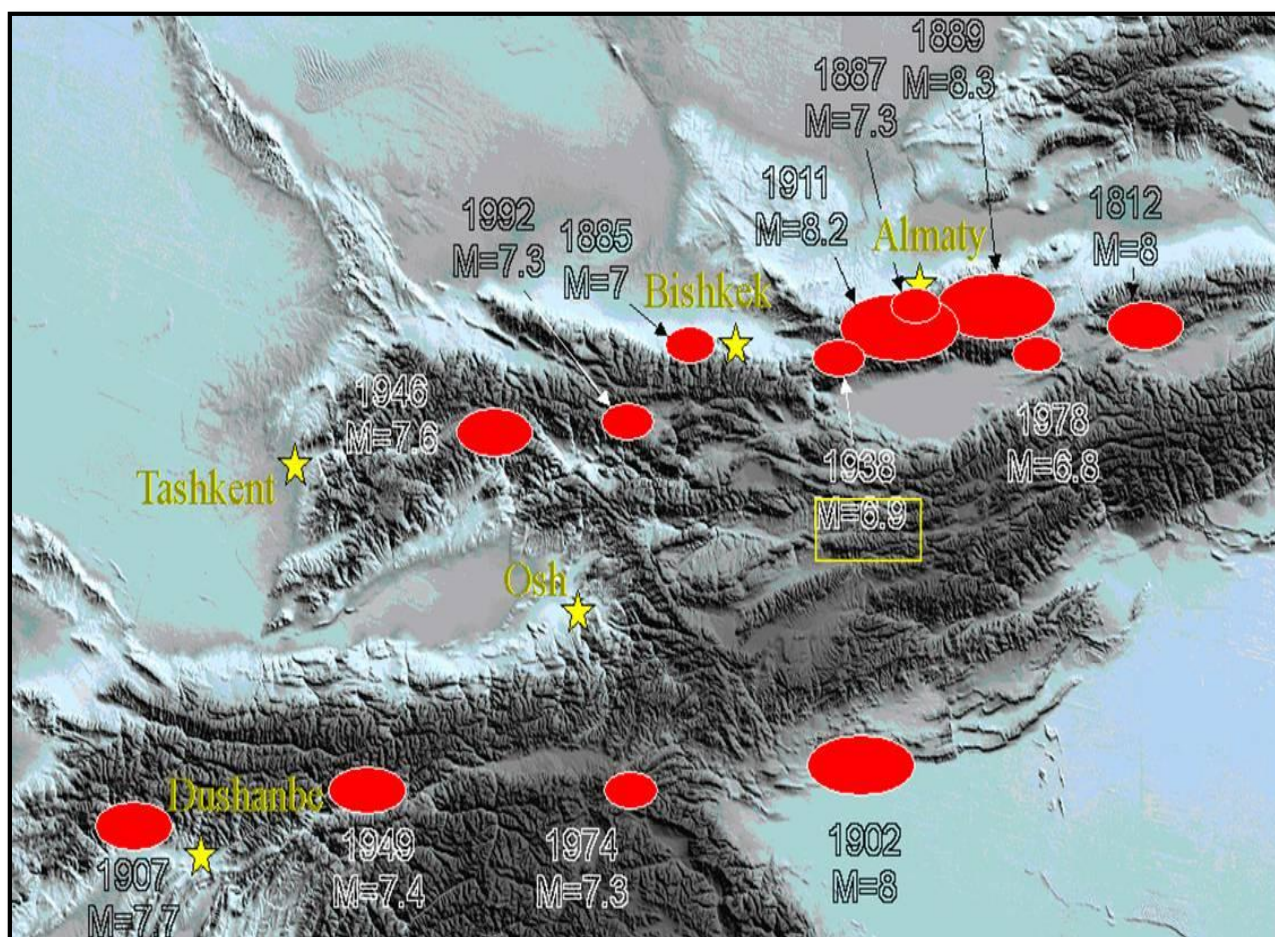


Рисунок 3.1 - Очаги сильнейших землетрясений Тянь-Шаня.

На рисунке 3.1 приведены магнитуды сильных землетрясений Тянь-Шаня с 1812 по 1992 годы. Желтым прямоугольником оговорен район расположения гидроузлов Верхне-Нарынского каскада ГЭС [44, 30].

Протяженность участков разрывов, вскрывшихся при отдельных землетрясениях, можно оценить по длине морфологически выраженного уступа, нарушающего разновозрастные.

Однако надо учитывать, что геолого-геоморфологические данные позволяют судить о возрасте этих образований и выделять разновозрастные образования с точностью, в лучшем случае, до сотен или тысячелетий.

Более точные данные могли бы быть получены при проведении детальных траншейных исследований во многих пунктах по простирацию разрыва, с отбором образцов и их датированием для определения возраста подвижек, установленных в каждой траншее.

Ниже приводятся результаты траншейных исследований, проведенных в районе строительства предполагаемого каскада ГЭС.

Морфологическое описание. Центральнo-Нарынский разлом прекрасно выражен в рельефе: он смещает отложения и поверхности выравнивания вплоть до голоценовых (см. рис 3.2-3.3).

В приустьевых частях долин рек Ири-Суу, Чет-Нура, Орто-Нура, Башнура- правые притоки р. Нарын, разлом проявлен наиболее выразительно (см. рис. 3.2, и 3.3).

Выше приведены фактические данные 15-20-метровой террасы Нарына (см. рис. 3.2). На левом берегу Нарына поднятое крыло разрыва размыто. Фотография А. Строма, 1991 г. [44].

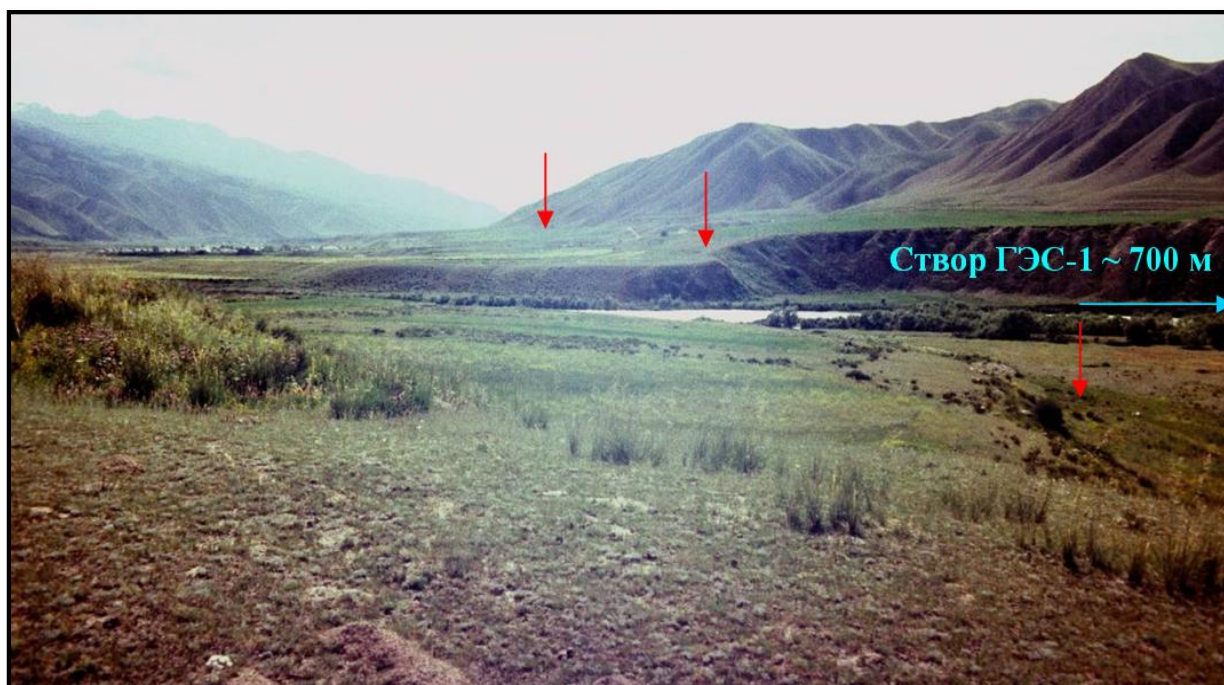


Рисунок 3.2 - Уступ «Центрально-Нарынского разлома» на правом берегу р. Нырын ниже створа предполагаемой Нарынской ГЭС-1 [44].

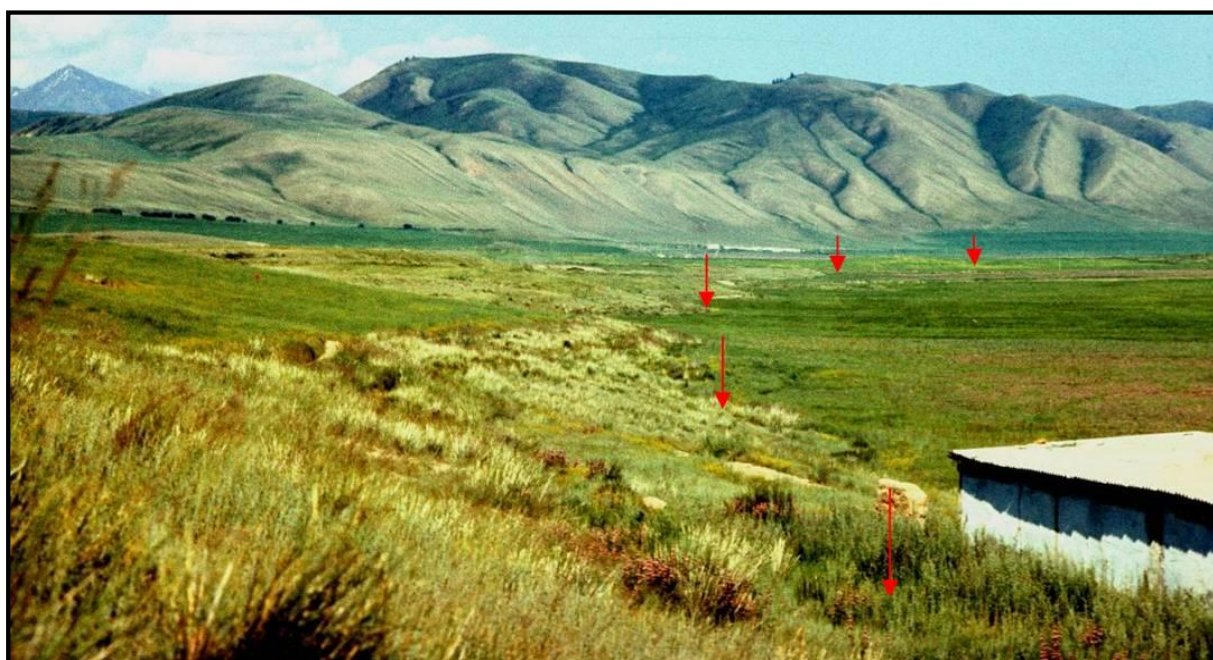


Рисунок 3.3 - Уступ «Центрально-Нарынского разрыва» к северу от села Таш-Башат [44].

На рисунке 3.3 показан участок расположения Акбулунской ГЭС примерно в 1.5 км южнее створа проектируемой плотины, приразломный уступ отмечен красными стрелками. Фотография А. Строма, 1991 г. [44].

Плоскости разрыва формирование приразломного уступа высотой более 10 м, а по данным А.М. Корженкова (2006) [18], около 20 м, возможно при суммарной амплитуде смещений не менее 30 м.

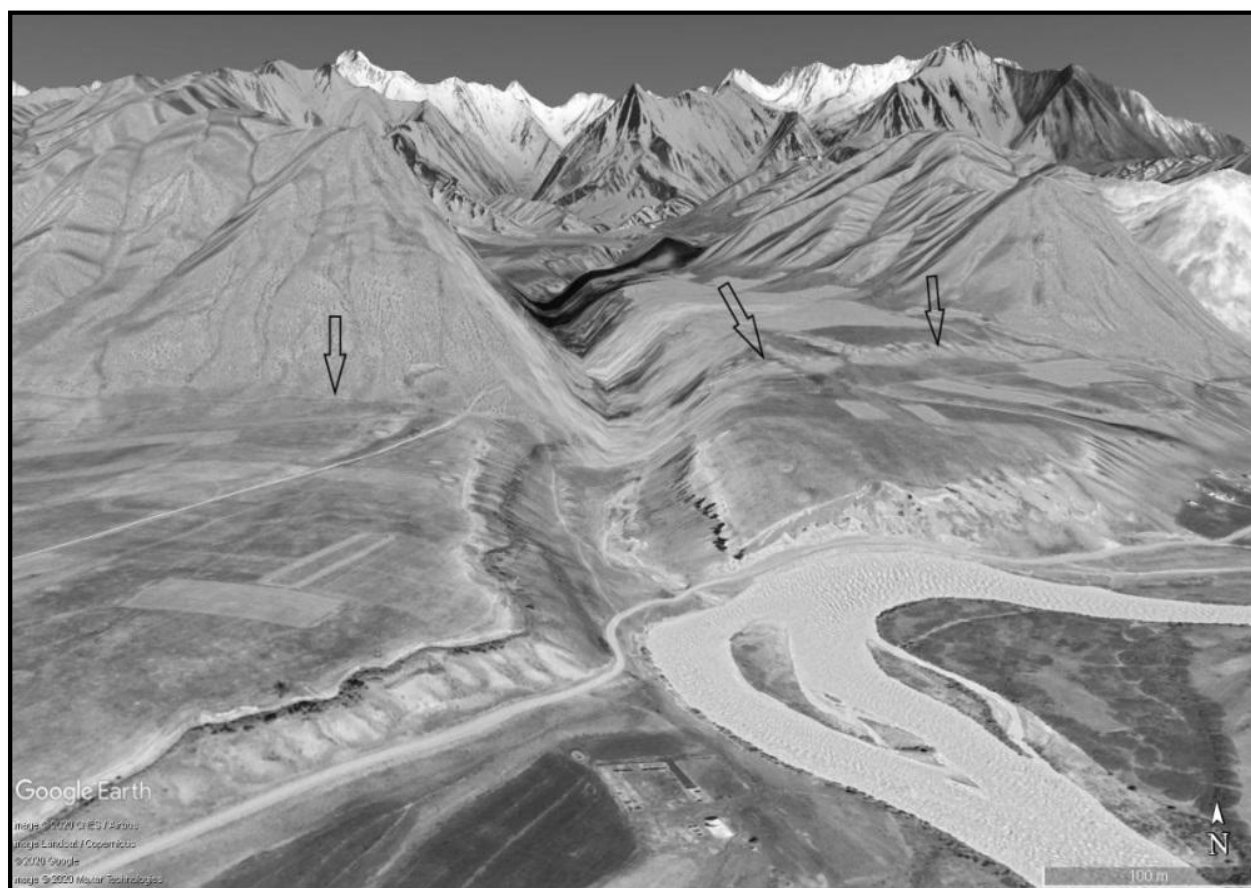


Рисунок 3.4 - Конус выноса р. Баш-Нура, смещенный по Центрально-Нарынскому разлому (стрелки - высота уступа на конусе выноса примерно в 30 метров).

Он прорывает конуса, выноса перечисленных притоков нарушая практически все террасы (за исключением пойменной террасы, Шульц, 1948 [43], Абдрахматов и др., 2007) [8] (см. рис. 3.4, и 3.5).

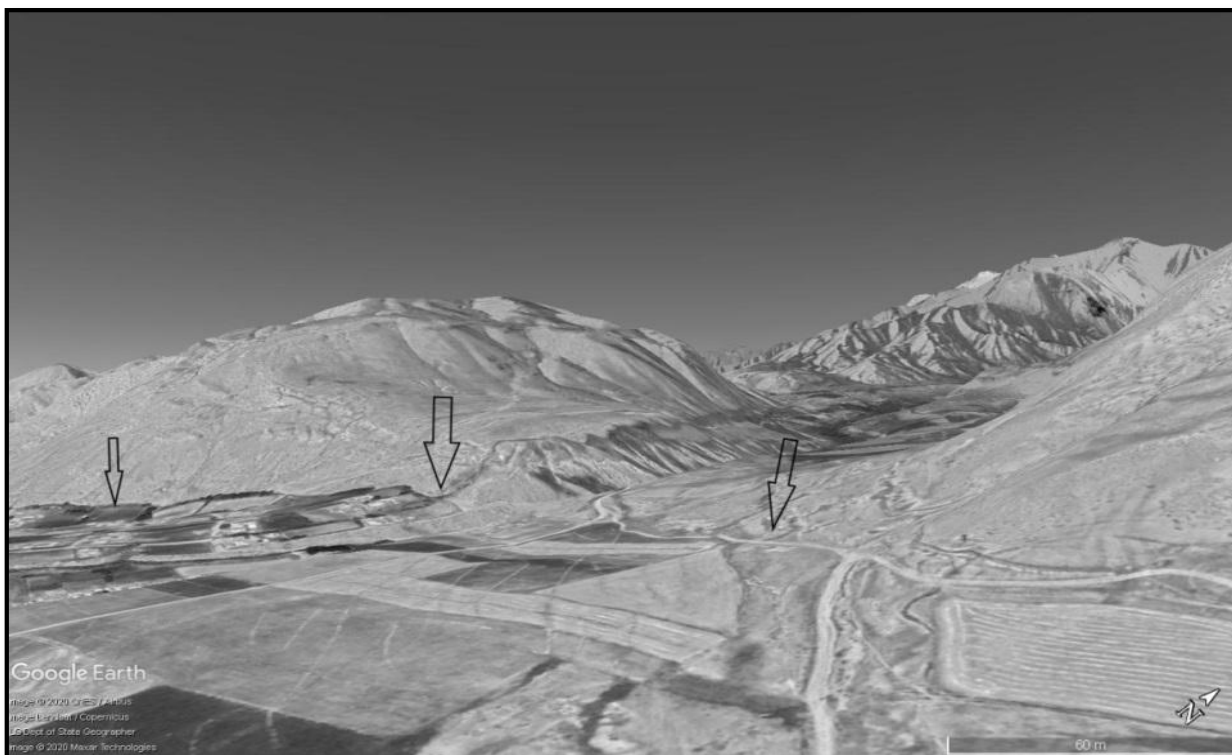


Рисунок 3.5- Конус выноса р. Чет-Нура, смещенный по Центрально-Нарынскому разлому (стрелки - высота уступа на конусе выноса примерно в 20 метров).



Рисунок 3.6 - Вид на левый борт долины р. Чет-Нура. Красная стрелка – обнажение неогеновых отложений (фотография А.Л. Стром, 1991 г.) [44].

На левом борту долины р. Чет-Нура в дорожном полке вскрыт пологий надвиг сильно дислоцированных, рассланцованных красноцветов неогена на аллювиальные галечники (см. рис 3.6, 3.7).



Рисунок 3.7 - Пологий надвиг красноцветов неогена на аллювиальные галечники на левом борту долины р. Чет-Нура.



Рисунок 3.8 - Нарастание высоты приразломного уступа при пересечении более высоких террас [27].

Восточнее, между устьями рек Чет-Нура и Орто-Нура, высота приразломного уступа, который проходит здесь на некотором удалении от подножия коренного склона, возрастает до 30 метров. На рисунке 3.8 видно, что по мере того, как приразломный уступ пересекает все более высокие террасы, возрастает и его высота. Это может указывать на повторяющиеся смещения по Центрально-Нарынскому разлому.



Рисунок 3.9 - Две ветви приразломного уступа над селом Орто-Нура.

Сплошные стрелки - основная ветвь разлома, пунктирными – дополнительная.

Не исключено также, что уступ здесь образуют две, более или менее, параллельных ветви (см. рис. 3.9).

Поверхность между ними слегка запрокинута, что указывает на выполаживание с глубиной сместителя основной ветви разлома.



Рисунок 3.10 - Положение Центрально-Нарынского разлома восточнее села Орто-Нура.

На рисунке 3.10 показано примерное положение разлома показано пунктирной линией. Стрелкой обозначень отчетливо выраженный приразломный уступ. В низких террасах на левом берегу реки уступ не проявлен. Его совпадение с уступом низкой террасы здесь случайно.

Далее к востоку разрыв уходит под низкие террасы на левобережье р. Нарын, которые не смещены (см. рис. 3.10).

Отсутствие деформаций поверхностей низких террас указывает на импульсный характер подвижек по разрыву – если бы смещения по нему происходили постоянно, то уступ должен был бы наблюдаться и на низких (наиболее молодых) террасах.

Еще восточнее, на пересечении Центрально-Нарынского разлома с долиной р. Баш-Нура, красноцветные отложения неогена взброшены не менее, чем на 30-40 м, на аллювиальные галечники (см. рис 3.11).



Рисунок 3.11 - Пересечение Центрально-Нарынского разлома с долиной р. Баш-Нура. Красные стрелки - линия разрыва [44].

На этом участке в поднятом крыле разлома в основании разреза, сложенного красноцветными алевролитами и песчаниками неогена, видны разлинзованные, будинированные терригенные отложения палеозойского возраста, отсутствующие как западнее, так и восточнее (см.рис 3.12). Очевидно, амплитуда новейших перемещений по разлому на этом участке была максимальной.

Далее к востоку Центрально-Нарынский разлом прослеживается вплоть до русла реки Нарын, которое он пересекает примерно в 700 м ниже по течению от предполагаемого створа плотины Нарынской ГЭС-1 (см.рис 3.2). Затем выраженный в рельефе разрыв пересекает террасу деривационного канала и протягивается еще как минимум на 4 км на восток до дороги, ведущей на створ Акбулунской ГЭС и в долину Малого Нарына (см.рис 3.3) и даже несколько восточнее. Этот участок, в пределах которого разлом был изучен в специальной пройденной траншее, будет описан в следующем разделе диссертации.

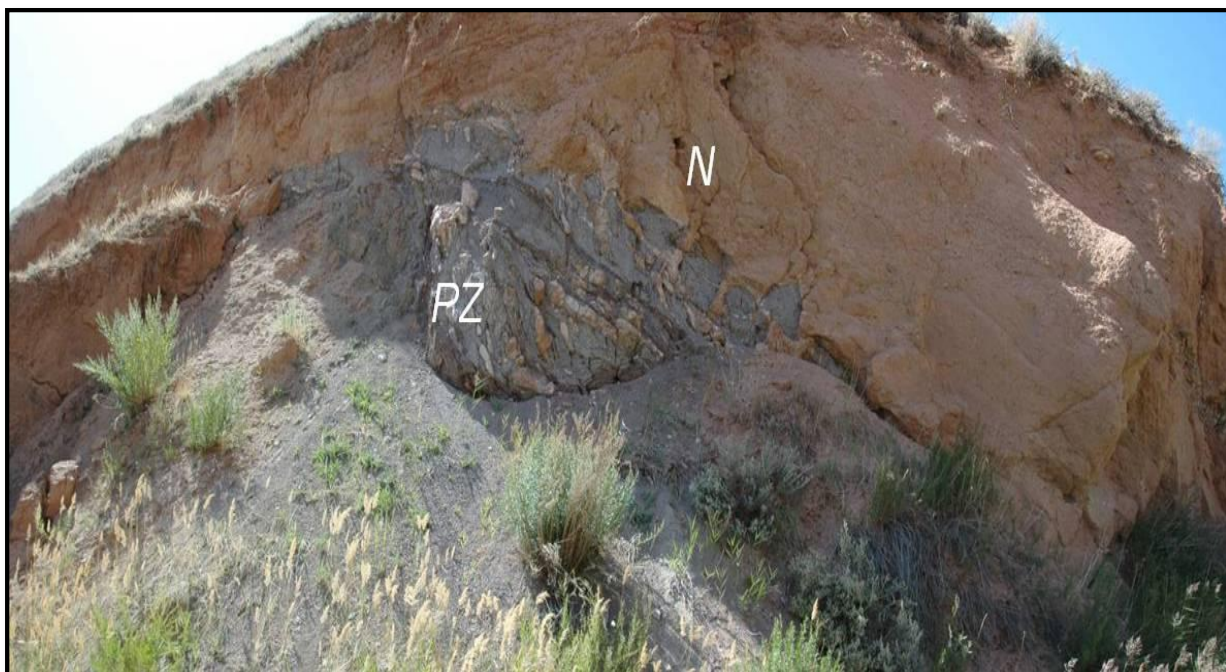


Рисунок 3.12 - Выход палеозойских отложений в основании неогеновых красноцветов в поднятом крыле Центрально-Нарынского разлома.

Еще восточнее молодой разрыв выражен хуже. Не исключено, что он распадается на несколько сближенных малоамплитудных ветвей, проходящих вдоль северного подножия отчетливо выраженного новейшего поднятия, рост которого привел к существенной перестройке рельефа на участке слияния рек Большой и Малый Нарын.

Это поднятие, в восточной части которого выработан antecedentный каньонообразный участок нижнего течения р. Большой Нарын, протягивается, постепенно расширяясь, на восток, примерно, на 11 км до крутого поворота реки Большой Нарын ниже устья его левого притока ручья Караташ (см.рис 3.13). Очевидно, его взывание привело, в том числе, и к формированию каньона, в котором располагается створ плотины Акбулунской ГЭС.

Восточная часть гряды и ее основание сложено, преимущественно, палеозойскими отложениями. Однако к северу от основного шва Центрально-Нарынского разлома выделяется ряд субпараллельных ему нарушений, по которым палеозойские отложения надвинуты на неогеновые по серии чешуйчатых новейших надвигов (см.Рисунок 3.14, и 3.15). Весь этот комплекс чешуйчатых надвигов перекрыт мощной толщей аллювиальных галечников,

которые весьма интенсивно дислоцированы – наклонены в южных румбах на 10-15° (см.рис 3.16).

Аналогичные деформации в четвертичных аллювиальных отложениях наблюдались нами восточнее, на перевале между долиной р. Ийрисуу Южная и Верхним Нарыном. Наклон к северу отчетливо проявлен и на поверхности гряды, по северному склону которой проходит деривационный канал (см.рис 3.17).

Широкая долина, расположенная к югу от этой гряды, представляет собой брошенную долину пра-Нарына (пра-Большого Нарына), заполненную слившимися конусами выноса боковых притоков, дренирующих северный склон поднятия хребта Нарынтау (см.рис 3.13). В основании разреза аллювиальных отложений в долине р. Каинды – левого притока Нарына, впадающего в него между створами Акбулунской ГЭС и Нарынской ГЭС-1, под сравнительно мелкогалечными аллювиально-пролювиальными отложениями конуса выноса Каинды, залегают крупновалунные отложения русловой фации аллювия реки Нарын. Аналогичные валунные отложения встречены в 1000 м западнее на поднятом крыле Центрально-Нарынского разлома.

Формирование выраженной в рельефе субширотной приразломной антиклинали в поднятом крыле Центрально-Нарынского разлома привело к тому, что первоначальная, субширотная долина реки Большой Нарын была «брошена», и река выработала себе новое русло вдоль нижнего течения ее правого притока – ручья Чырпыкты.

Судя по наличию крупных, хорошо окатанных валунов на гребне вышеописанной субширотной гряды, в седловине к западу от вершины с отметкой 2729,3 м, когда-то именно здесь могла проходить приустьевая часть пра-долины Малого Нарына (см.рис 3.18), сливавшегося с пра-Большим Нарыном, примерно, на меридиане восточной окраины села Таш-Башат.



Рис. 3.13 - Трехмерное изображение, antecedentного поднятия, в висячем крыле Центрально-Нарынского разлома. Вид на восток. Стрелки – линия разлома.

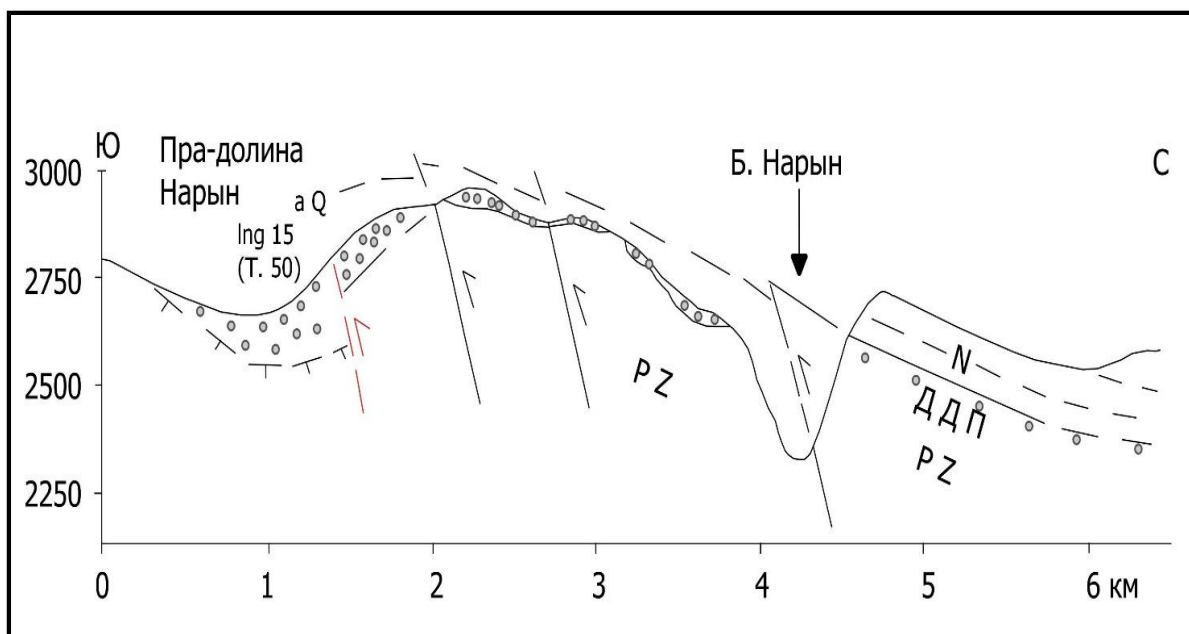


Рисунок 3.14 - Схематический профиль через растущую приразломную антиклиналь восточнее долины р. Ийрисуу - Южная. (А.Л. Строма, 1991 г. [44]). Красный цвет - основной шов Центрально-Нарынского разлома, по которому происходят наиболее молодые смещения.

Согласно рисунку 3.14 движения по разрывам в его висячем крыле, по-видимому, завершились в конце неогена – начале четвертичного периода. (Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М, Наука, 1977 [25], Рахмединов Э.Э., Абдрахматов К.Е., 2020 [27, 30]).

Далее к востоку, выше по течению р. Большой Нарын от устья его левого притока ручья Караташ, Центрально-Нарынский разлом затухает.

По рисунку 3.15 палеозойские отложения, перекрытые неогеновыми красноцветами, подошва которых обозначена белой пунктирной линией, надвинуты на неогеновые же красноцветы. Разрыв обозначен красными стрелками.



Рисунок 3.15 - Одна из чешуй надвига на правом борту долины р. Большой Нарын вблизи ее слияния с Малым Нарыном.



Рисунок 3.16 - Юго - Восточный наклон слоистости в аллювиальных отложениях на западном окончании antecedентного поднятия.

Отчетливо виден наклон отдельных пачек в аллювиальных отложениях на юг на примерно на 15° .



Рисунок 3.17 - Наклонная поверхность на южном склоне западной части antecedентного поднятия.

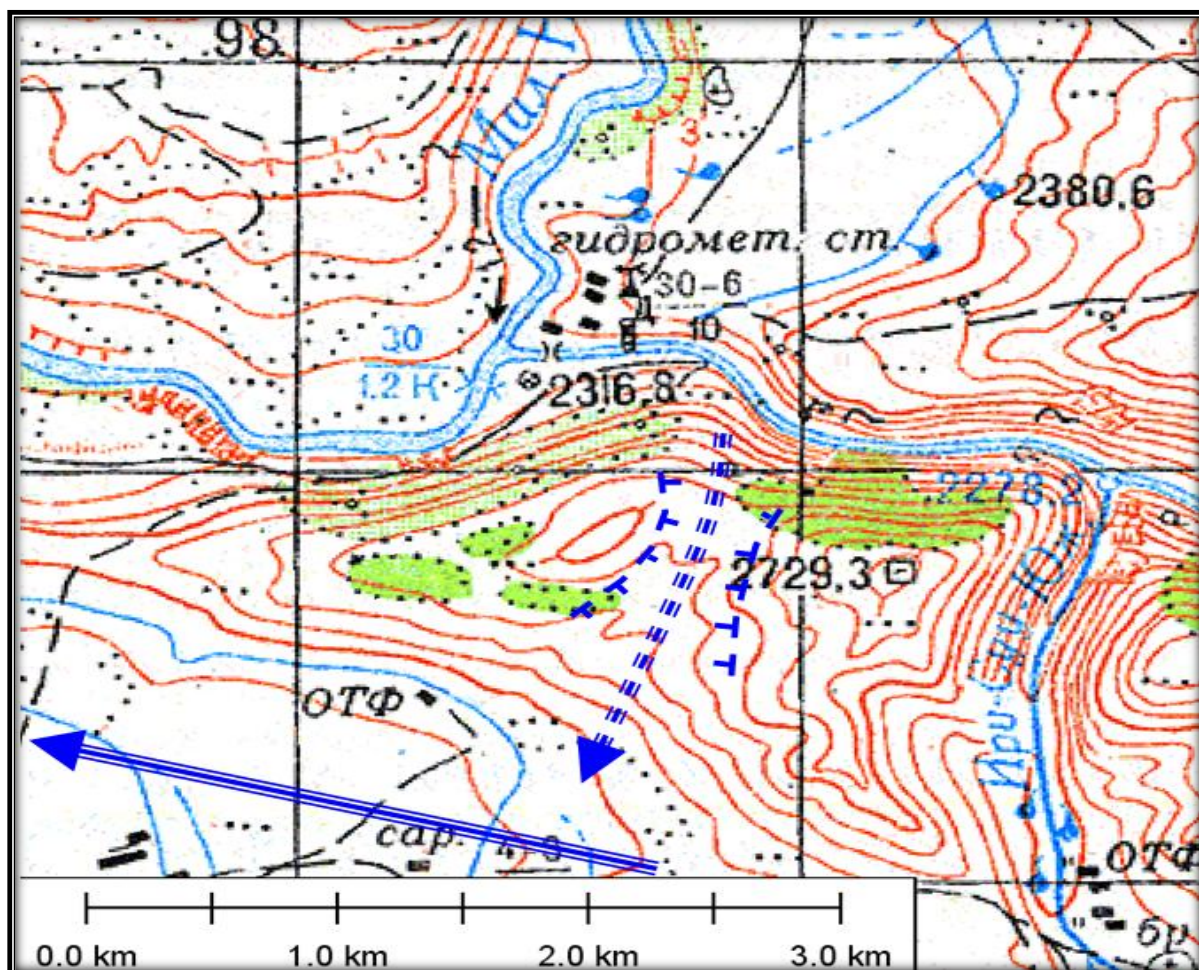


Рисунок 3.18 - Положение предполагаемой приустьевой части прадолины р. Малый Нарын.

На рисунке 3.18 сплошная тройная линия со стрелкой – пра-долина Большого Нарына – Нарына; пунктирная линия со стрелкой – предполагаемая пра-долина Малого Нарына; подложка – карта масштаба 1:100 000. (см. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М, Наука, 1977) [25].

Центрально-Нарынский разлом нами было изучено и определено точное место положения на западной окраине г. Нарын и на территории Университета Ага-Хана. Разлом здесь выражен в рельефе на левом берегу Нарына в виде гряды, возвышающейся примерно на 10 м над 20-метровой надпойменной террасой Нарына и отделяющей поверхность террасы от русла реки (см. Рисунок 3.19).



Рисунок 3.19 – Центральнo – Нарынский разлом в западной части города Нарын.

Согласно рисунку 3.19 активные разломы проходят в непосредственной близости от населенных пунктов. Бергштрихами показаны основной разлом и его ответвление.

Основные работы по изучению разломной тектоники на этом участке были сосредоточены непосредственно в пределах стройплощадки Университета и были нацелены на выявление и трассирование отдельных разрывов, с тем, чтобы избежать размещения строящихся зданий на разрывах (см. рис. 3.20). (Абдрахматов К.Е, Рахмединов Э.Э. 2018) [6], (Рахмединов Э.Э. 2020 г.) [26].

Весьма характерной особенностью являлось подворачивание слоев, слагающих террасовые отложения. Разлом представляет собой надвиг, падающих к северу с параметрами: простирание 115° северо-восток и угол падения 25° , по которому неоген надвинут на четвертичные галечники с песчаным заполнителем. Примерно в трех метрах от линии разрыва галечники

опрокинуты и длинная ось отложений протягивается вдоль простирания разлома.

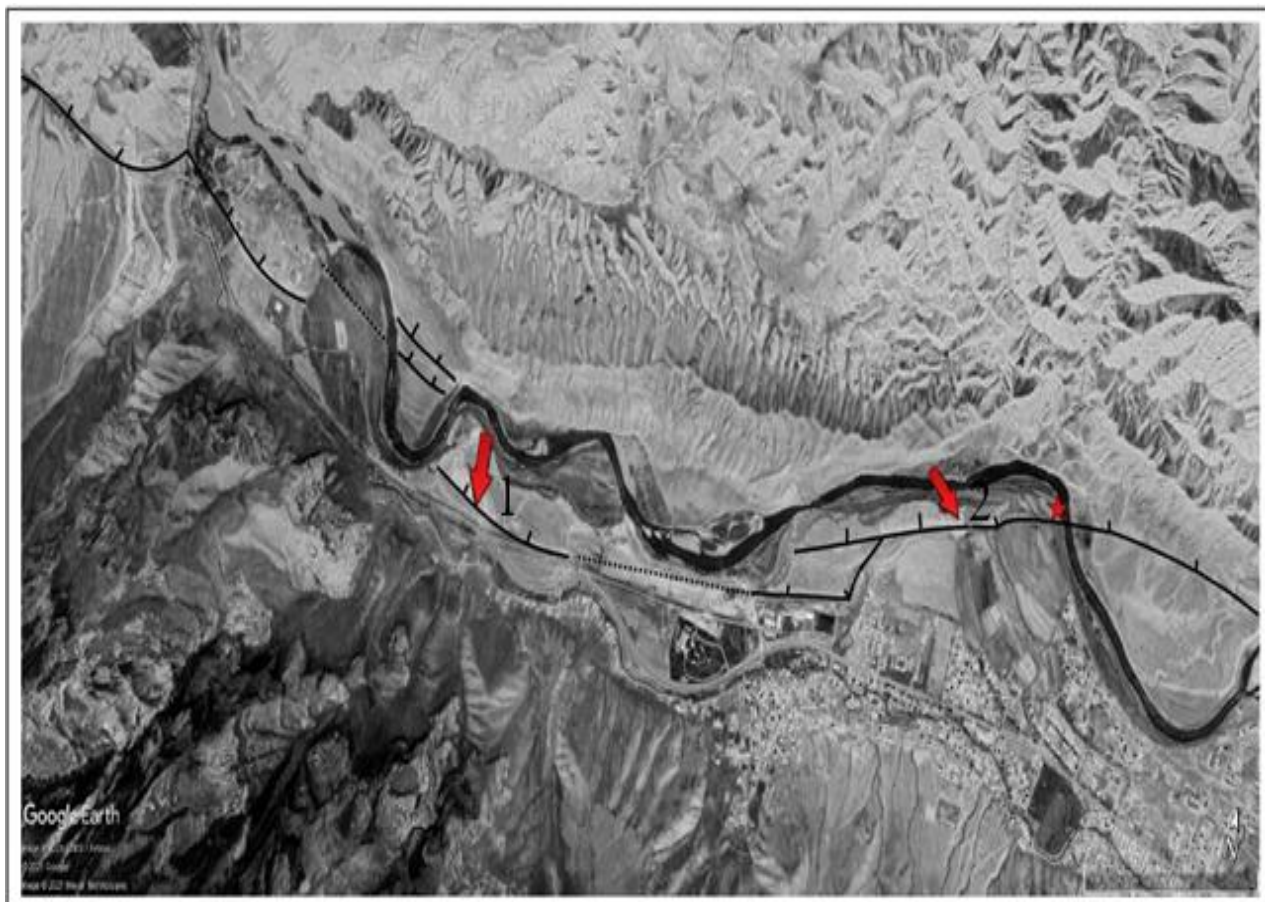


Рисунок 3.20 - Активные разломы в пределах стройплощадки Университета.

Красные стрелки - положение траншей. Цифры – номера траншей. Красная звездочка – места отбора образцов в уступе первой террасы р. Нарын.

Судя по характеру дислокаций (см. рис. 3.20) в данном месте произошло более одного сильного землетрясения с поверхностным разрывом, приведшее к подворачиванию аллювиальных галечников. Более детальное описание будет приведено далее.

В западной части города Нарын проведены детальные исследования структуры Центрально-Нарынского разлома. Анализ обнажений на западном берегу реки Кажырты позволил изучить характерные геодинамические особенности в районе 20-метрового уступа, который пересекает террасу Q_{III}^2 (см. рис. 3.21). Исследование включало профилирование висячего блока разлома в меридиональном направлении, в результате чего была зафиксирована

деформация, выраженная в виде резкого изгиба на расстоянии 750 м к северу от уступа. Эта структура, обозначенная как "hinge" (см. рис. 3.21b), сопровождается развитием антиклинальной складки в непосредственной близости от него.

При анализе морфологии террас в северной части изгиба выявлено, что их уклон направлен к югу под углом $0,9^\circ$, что соответствует современному уклону русла реки (см. рис. 3.21b). Однако южнее данной точки поверхность террасы выравнивается, указывая на инверсию наклона, что можно связать с изменением угла падения нижележащей разломной плоскости. Изученные обнажения показали, что угол падения разлома в данном месте составляет $37 \pm 2^\circ$ в северном направлении. В то же время неогеновые породы, обнажающиеся в пределах висячего блока, имеют наклон около 10° к северу (см. рис. 3.21a). Это свидетельствует о том, что при постепенном изменении геометрии разлома угол наклона его плоскости уменьшается по мере приближения к поверхности, приобретая значения, близкие к наклону неогеновых образований.

Замеры, выполненные вблизи уступа, позволили уточнить положение поверхности террас в пределах как висячего, так и лежащего крыльев разлома (см. рис. 3.21c). Исходя из известных параметров разломной структуры и данных о ее падении, были произведены расчеты величины смещения по разлому путем проекции границ блоков на разломную плоскость. Радиоуглеродный анализ (C^{14}), выполненный для трех образцов древесного угля, отобранных из алевролито-песчаниковых горизонтов, залегающих выше галечниковых отложений, позволил определить возраст террасы Q_{III}^2 , который составил 13,5–15,5 тыс. лет. На основании полученных данных было рассчитано, что в позднечетвертичное время скорость смещения по Центрально-Нарынскому разлому находилась в пределах $2,2 \pm 0,4 / -0,3$ мм в год (см. рис. 3.21c)[7,8,44].

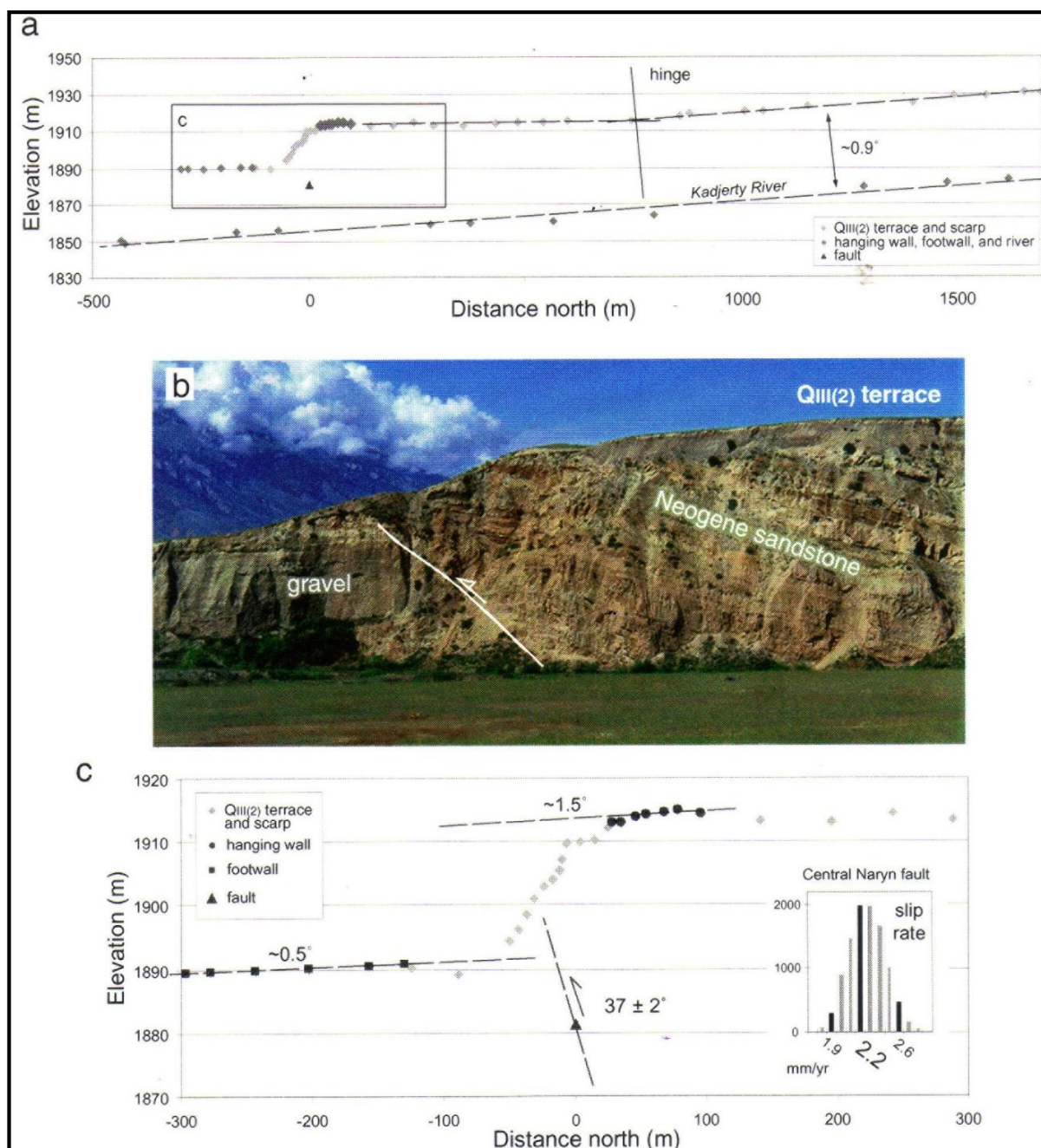


Рисунок 3.21 - Профиль контакта верхнего галечникового слоя террасы Q_{III}^2 по Центрально-Нарынскому разлому [8].

Севернее шарнира уклон террасы и современной реки примерно одинаковы, а южнее поверхность террасы почти горизонтальная, что указывает на ее вращение в результате смещения по Центрально-Нарынскому разлому [8].

б). Выход на поверхность Центрально-Нарынского разлома вдоль р. Кажырты. Вертикальное смещение террасы Q_{III}^2 , сохранившейся в висячем и в лежащем крыльях, составляет около 20 м. Падение плоскости разлома составляет $37 \pm 2^\circ$ к

северу. Угол падения неогеновых отложений в висячем крыле – 11-15° к северу. Река течет в южном направлении. Более мощные позднечетвертичные галечниковые отложения в лежащем блоке разлома указывают на то, что эродированная поверхность коренных пород была смещена больше, чем галечник на верху террасы Q_{III}^2 . Разброс значений представлен на гистограмме [8]. Замеры в одной точке на выходящей на поверхность плоскости разлома использовались для расчетов скорости смещения.

3.1. Детальные траншейные исследования для оценки палеоземлетрясений

3.1.1. Участок Малый Нарын

Нами детально изучен уступ Центрально-Нарынского разлома на участке, расположенном чуть ниже слияния р. Малый Нарын с долиной р. Нарын.

На этом участке было сделано несколько профилей через приразломный уступ (см. рис 3.1.1.3 - 3.1.1.5) и он был вскрыт траншей протяженностью 20 м, глубиной и шириной, примерно, по 3 м (см. рис 3.1.1.1) Траншея была пройдена экскаватором на участке профиля 7 (см. рис 3.1.1.2).

Для документации (см. рис 3.1.1.1) выбрана восточная стенка траншеи, которая была размечена сеткой 1×1 м, тщательно сфотографирована и зафиксирована.

При полевой документации фиксировались основные границы слоев, а ориентировка галек подробно описана в ходе обработки фотодокументации.

Профиль склона на участке проходки траншеи увязан с протяженным профилем, построенным с помощью ручного нивелира через приразломный уступ (см. рис 3.1.1.5).

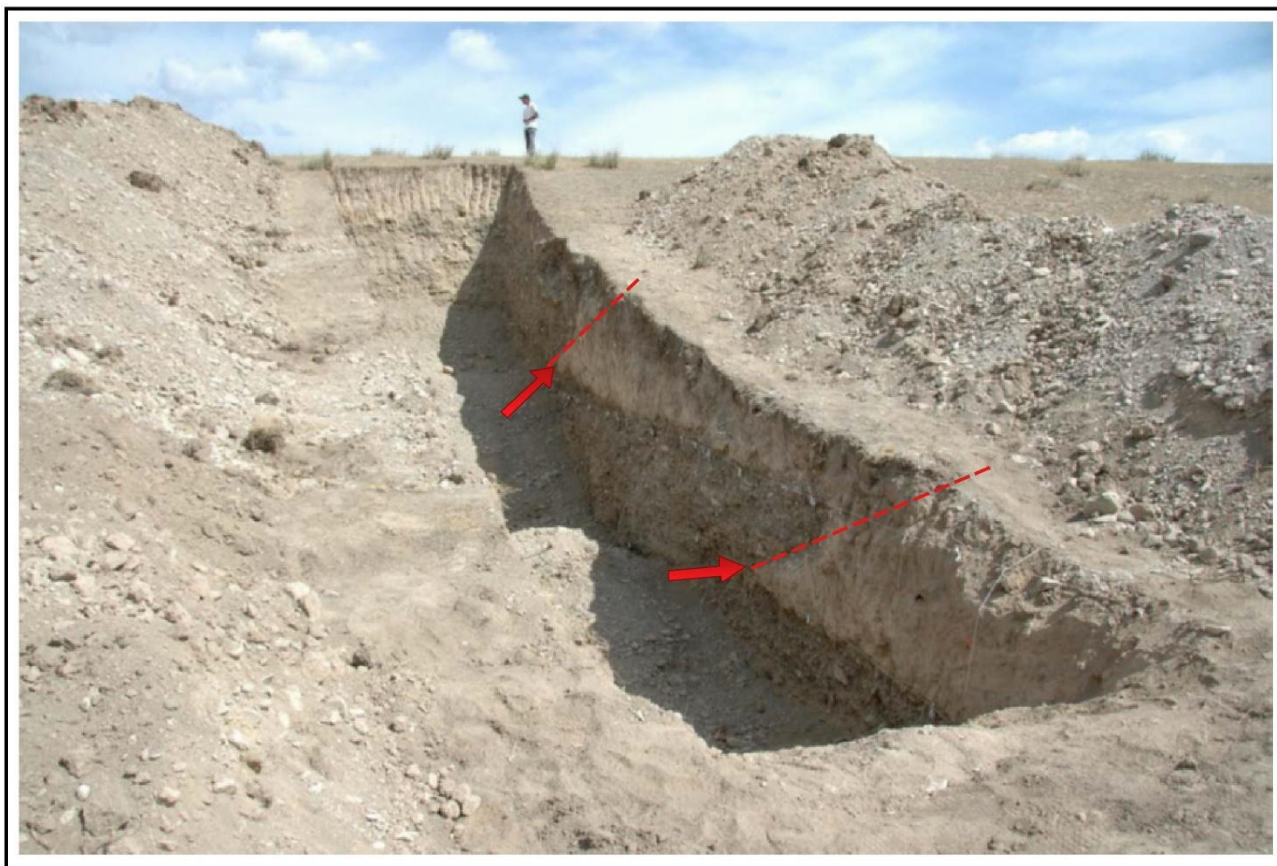


Рисунок 3.1.1.1 - Общий вид траншеи, пройденной через уступ Центрально-Нарынского разлома. Красными стрелками отмечены вскрытые плоскости разрывов и пунктирными линиями обозначены направления разрыва. Видна разметка с шагом 1 метр.

В разрезе много уплощенных галек, они хорошо маркируют зоны разрывов, так как в ходе тектонических деформаций были переориентированы.

Песчано-гравийные отложения местами образуют линзы и, даже, относительно изометричные включения.

Описанные отложения генетически представляют собой аллюво-пролювий конуса выноса р. Каинды. Они перекрыты желтовато-серыми лессовидными суглинками мощностью до 1,2 м с редкими мелкими гальками и обломками. Наличие таких покровных суглинков характерно для поверхности слившихся конусов выноса постоянных и временных водотоков, прорезающих северный склон поднятия хр. Нарын-Тоо.

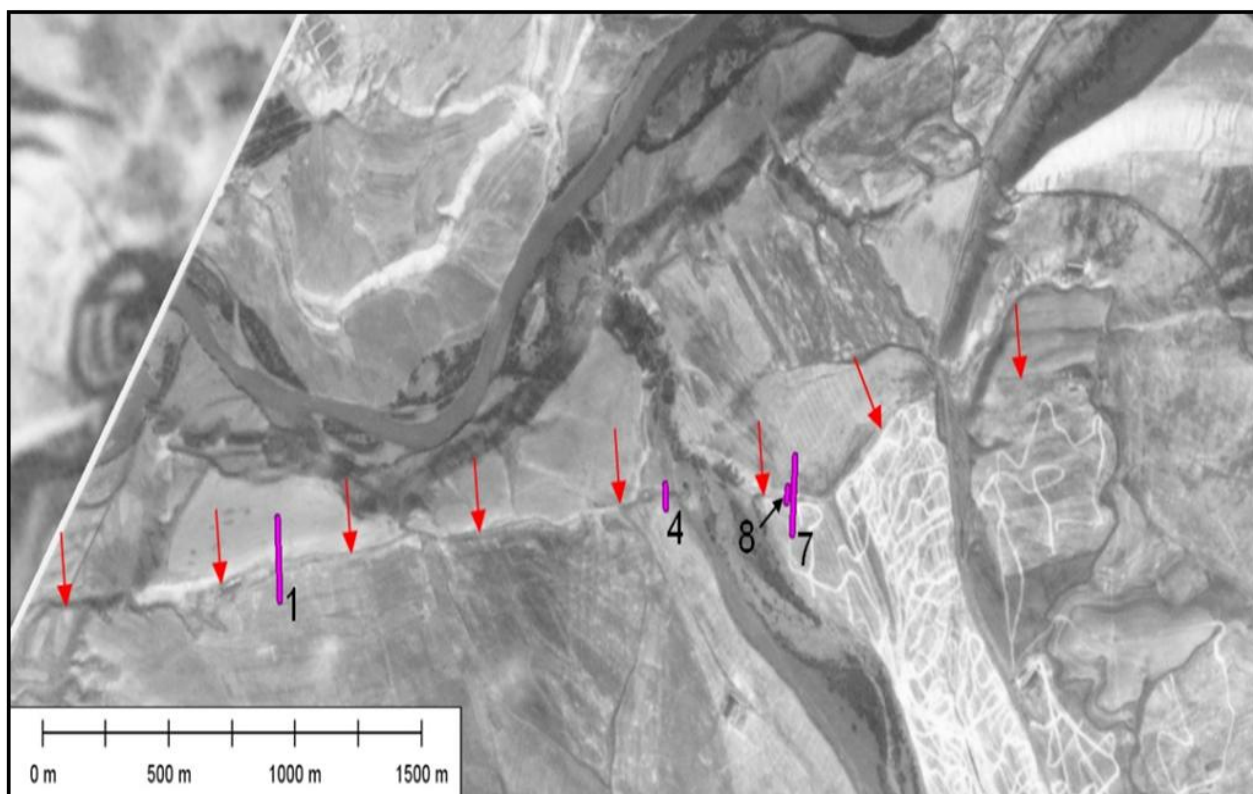


Рисунок 3.1.1.2 - Положение топографических профилей 1, 4, 7, 8, пройденных через уступ Центрально-Нарынского разлома.

Приразломный уступ на космоснимке КФА-3000 обозначен красными стрелками. Профиль 7 совмещен с траншеей (см. рис 3.1.1.5) [44].

Как склон приразломного уступа, так и его подножие на этом участке сложены мелко и среднегалечными отложениями с галькой разной степени окатанности, преимущественно с песчано-гравийным заполнителем.

Размер редких, наиболее, крупных галек до 10-15 см.

Вся эта последовательность нарушена разрывами на двух участках. Один из этих участков находится, практически, в основании склона, а второй выходит на склон в 2 метрах выше его подножия (см.рис 3.1.1.6).

Амплитуда смещения по направлению подвижки составляет 2,4 м по нижнему разрыву и не менее 3,2 м по верхнему, при этом подвижка по верхнему разрыву, в отличие от нижнего, сопровождалась изгибными деформациями.

Отметим, что изгибные деформации совершенно не затронули блок, образующий лежащее крыло верхнего разрыва, судя по горизонтальному положению подошвы лессовидных суглинков.

Вертикальная составляющая подвижек составляет, соответственно, 1,1 и 1,8 м. Если считать, что вся высота уступа на этом участке соответствует подвижкам по этим двум плоскостям разрывов, то вертикальная составляющая подвижки по верхнему разрыву, с учетом изгиба его висячего крыла, могла достигать 5-6 метров.

Нельзя, однако исключить, что на верхнем участке могла иметь место не одна подвижка. В пользу такого предположения говорит широкая зона деформаций над условной "плоскостью" верхнего разрыва, что существенно отличает ее от узкой зоны мелких ориентированных галек, маркирующей сместитель нижнего разрыва (см.рис 3.1.1.6, 3.1.1.7).

Более того, анализ строения разреза, вскрытого в траншее, показал, что можно предположить наличие еще двух плоскостей смещения. Одна из них может выходить на дневную поверхность выше по основному склону приразломного уступа; вторая, выраженная в рельефе в виде низкого – менее одного метра высотой – пологого уступа, проходит примерно в 15 метрах севернее верхнего края траншеи (см.рис 3.1.1.13).

Для проверки обоснованности такого предположения, примерно, в 25 метрах к западу от траншеи был пройден еще один нивелирный профиль, на котором отмечалось появление и исчезновение на склоне уступа высыпок гальки среди покрывающих его лессовидных суглинков. Этот профиль, совмещенный с разрезом траншеи, показан на (см. рис 3.1.1.13).

Как показало изучение разреза, вскрытого в траншее, при амплитуде вертикального смещения, превышающей мощность покровных суглинков, на поверхность приразломного уступа выводятся подстилающие их галечники, которые образуют высыпки на склоне. Появление таких высыпок и их исчезновение ниже по склону может указывать на выход разрыва с достаточно большой амплитудой подвижки на склон уступа, что и показано на рисунке 3.1.1.13. Поскольку траншея была пройдена на участке, где общая высота приразломного уступа составляла около 8 м (см.рис 3.1.1.6), а в 2 км западнее она увеличивается примерно до 16 м (наиболее крутая часть уступа имеет

высоту, соответственно 6 м и 14 м), можно полагать, что амплитуды одноактных подвижек там были существенно больше, чем на участке, где пройдена траншея и могут рассматриваться, как максимальные (см.рис 3.1.1.3).

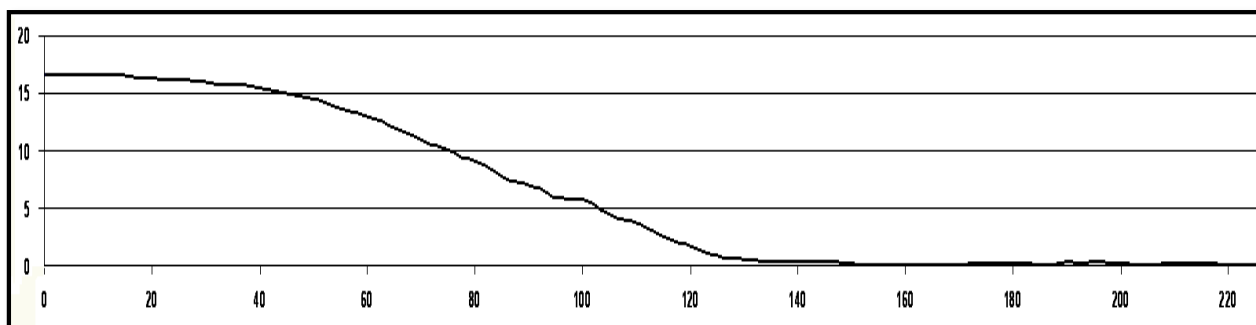


Рисунок 3.1.1.3. - Профиль 1.

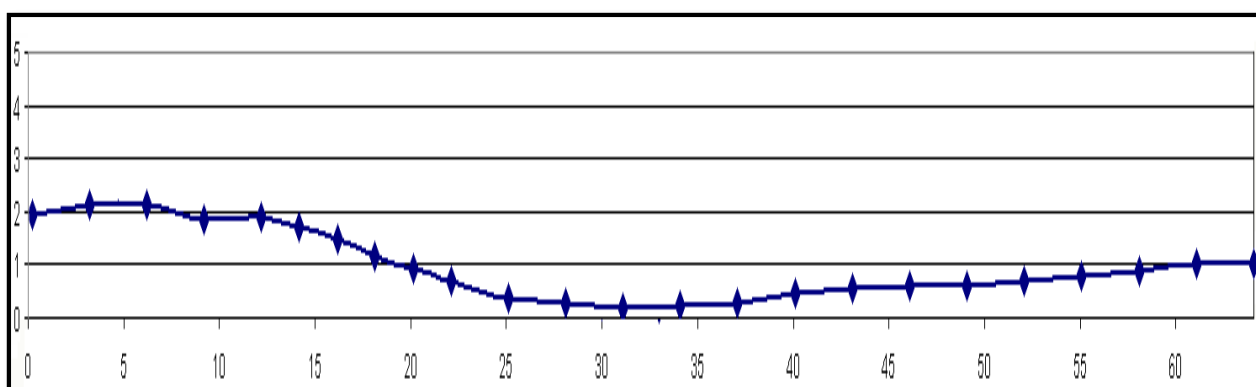


Рисунок 3.1.1.4. - Профиль 4. Ромбиками обозначены пикеты, по которым проводились измерения.

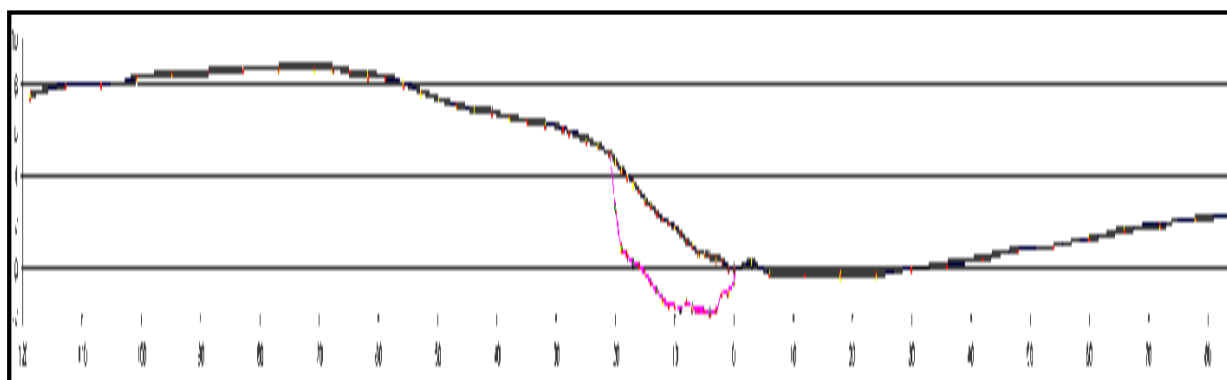


Рисунок 3.1.1.5. - Профиль 7 совмещенный с разрезом траншеи. Топографический профиль проходила вдоль восточного края траншей и велась документация проводимой работы (см. рис. 3.1.1.6).

В принципе, заметный наклон подошвы лессовидных суглинков в поднятом крыле верхнего разрыва, вскрытого в траншее, позволяет объяснить

значительную общую высоту уступа на участке траншеи ($\sim 6-7$ м) за счет подвижек только по двум плоскостям разрывов. Однако, на участке, где общая высота уступа составляет примерно 16 м, в этом случае приходится принять величину единовременной вертикальной подвижки по верхнему разрыву в 10-12 м, что превышает максимальную величину единовременных подвижек по сейсмогенным разрывам протяженностью ~ 45 км, которая, как будет показано ниже, предполагается для рассматриваемого разлома (см.рис 3.1.1.14).

Это обстоятельство, в сочетании с вышеотмеченным распределением выходов галечников на склоне приразломного уступа и строением зоны "верхнего" разрыва в траншее указывает на высокую вероятность того, что движения по Центрально-Нарынскому разлому в большей мере соответствовали модели "характерного землетрясения", когда и магнитуды событий и величины единовременных подвижек при повторяющихся землетрясениях достаточно близки (Swartz, Coppersmith, 1984). В таком случае 16-метровая высота уступа на участке с максимальным смещением могла накопиться за 4-5 подвижек со средней максимальной амплитудой вертикальных смещений ~ 4 м за событие. Даже если принять, что соотношения между величиной больших и меньших подвижек на этом участке такое же, как и на участке, где была пройдена траншея, т.е. они могут различаться примерно в 2 раза, то максимальное одноактное вертикальное смещение не превысит 5-6 метров, что вполне согласуется с ожидаемой горизонтальной протяженностью поверхностного разрыва (точнее, очага землетрясения).

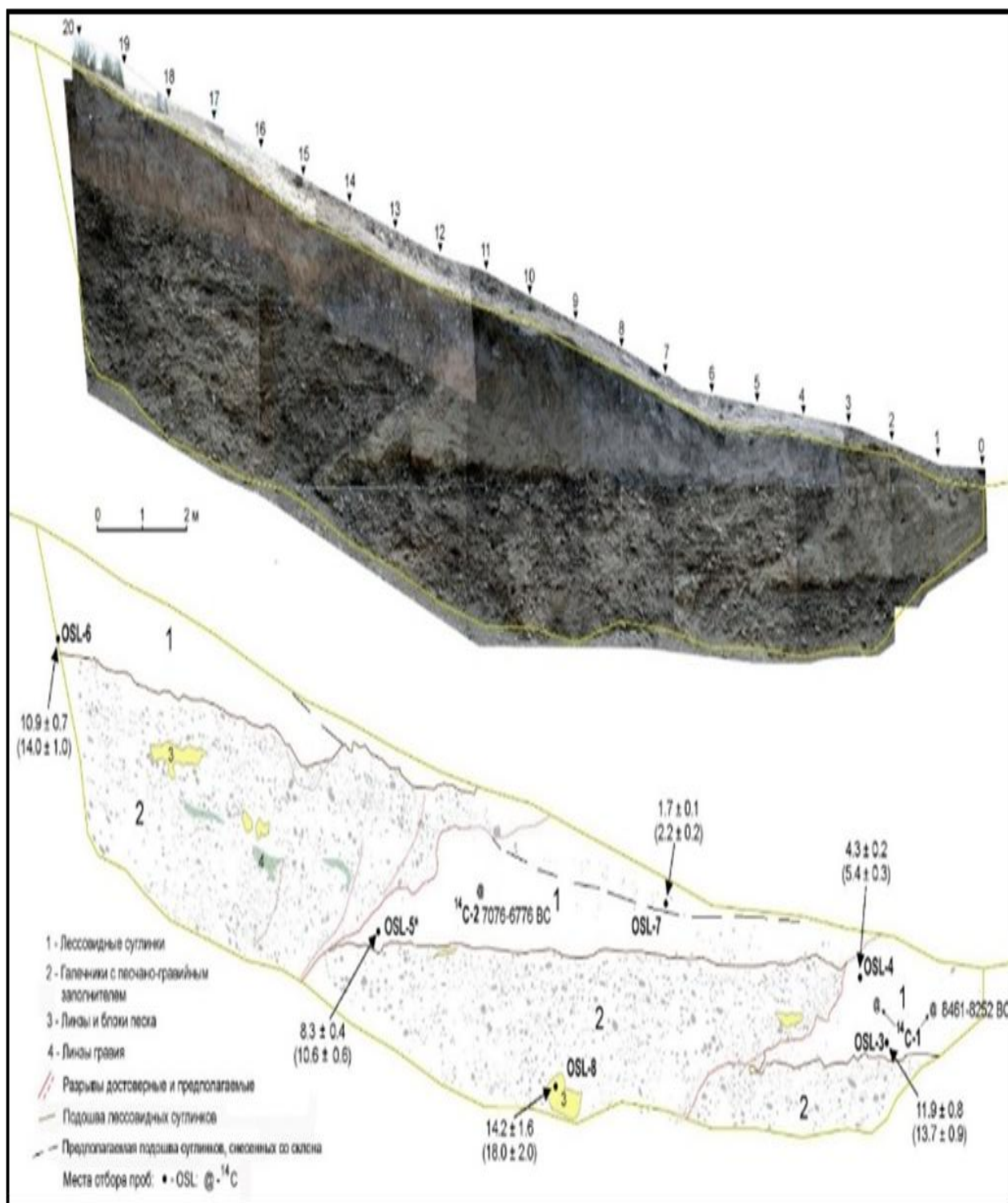


Рисунок 3.1.1.6 - Разрез траншеи и её схема с указанием места отбора образцов и их абсолютного возраста, пройденной в районе планируемых створов ГЭС.

Пройдена траншея в крест простирания зоны разрыва, которой были вскрыты разрез четвертичных отложений и разрывные нарушения (см.рис 3.1.1.6). Отбор образцов на абсолютный возраст позволил восстановить картину

тектонического развития (смещение пород по разрывам) данного региона и представить ее в анимационном виде.



Рисунок 3.1.1.7 - Строение "нижнего" разрыва, вскрытого траншеей.

Положение сместителя отмечено красными стрелками.

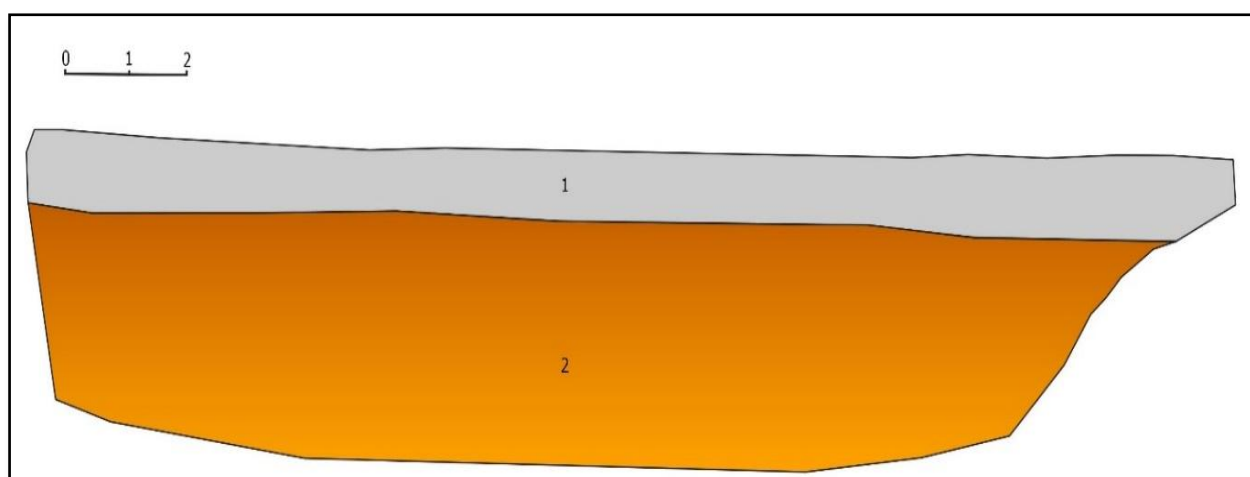


Рисунок 3.1.1.8 - Показан разрез траншее, который имел вид до первого сейсмического события.

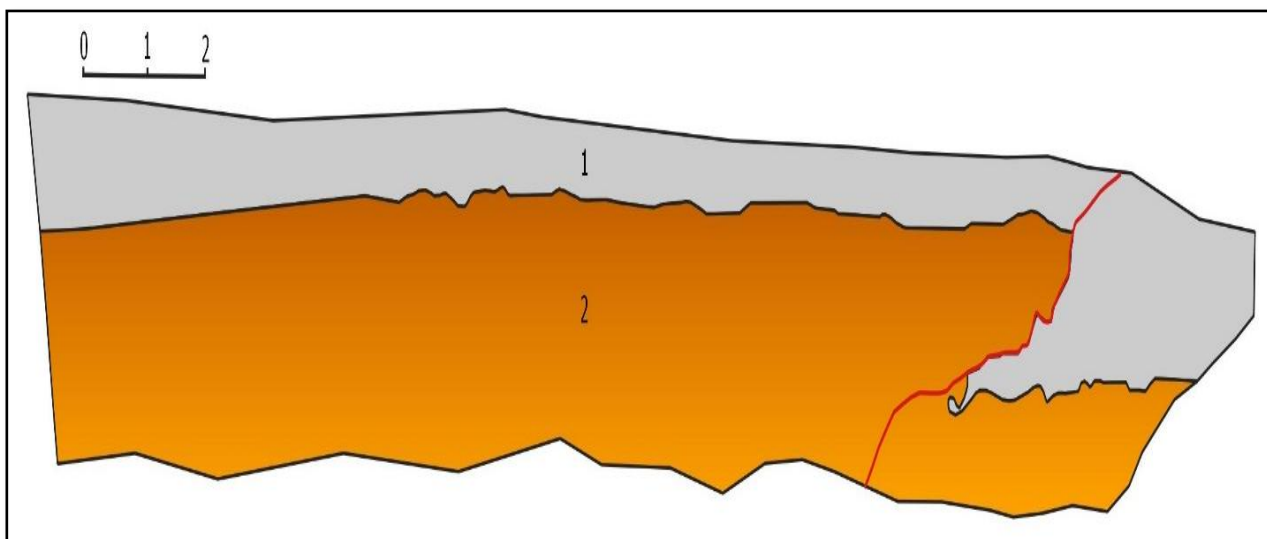


Рисунок 3.1.1.9 - Показан разрез, смещения после первого сейсмического события.

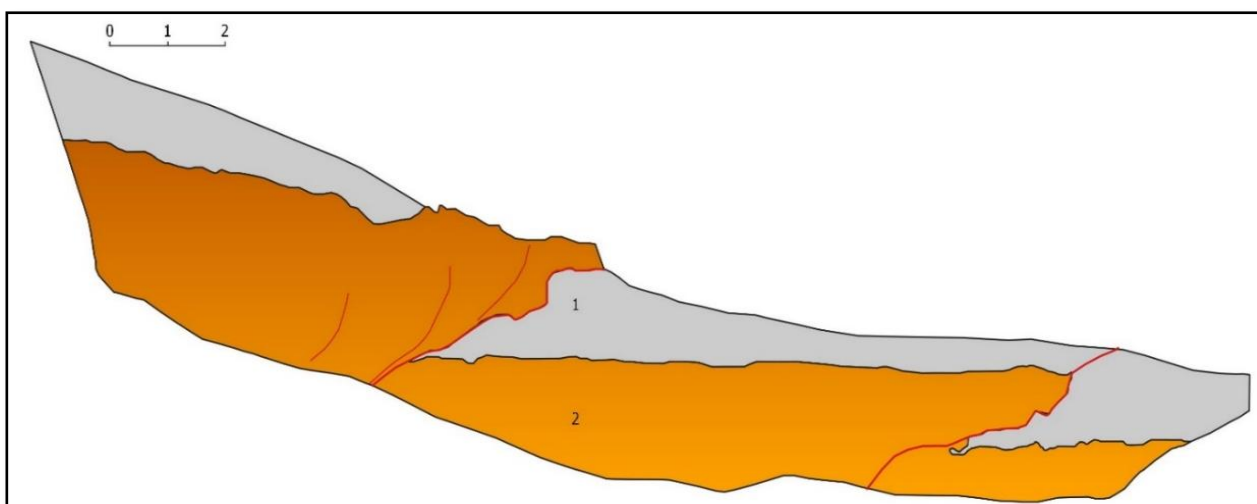


Рисунок 3.1.1.10 - Показан разрез, смещения после второго сейсмического события.

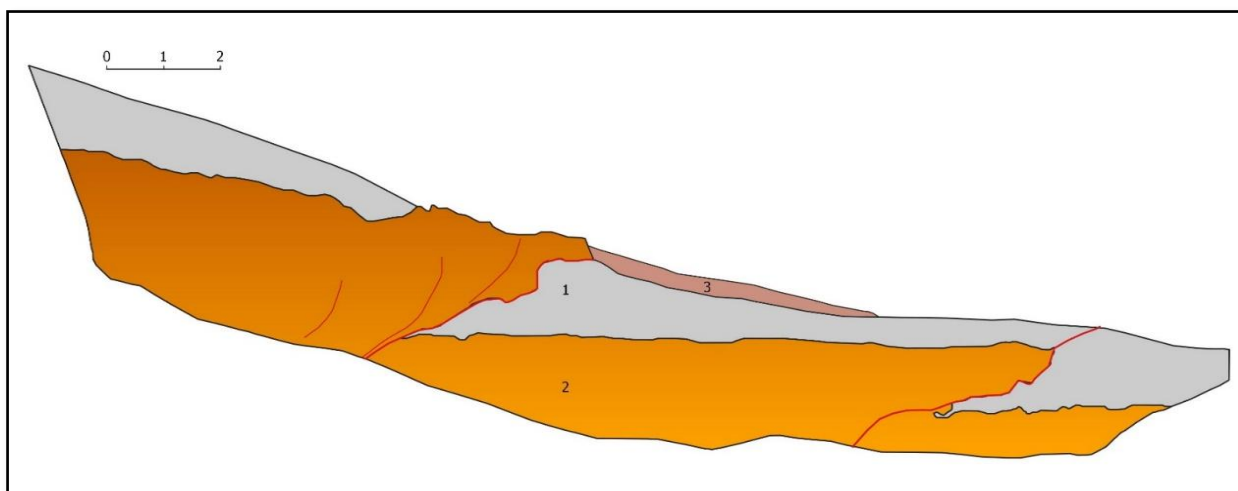


Рисунок 3.1.1.11 - Показан разрез с коллювияльным клином.

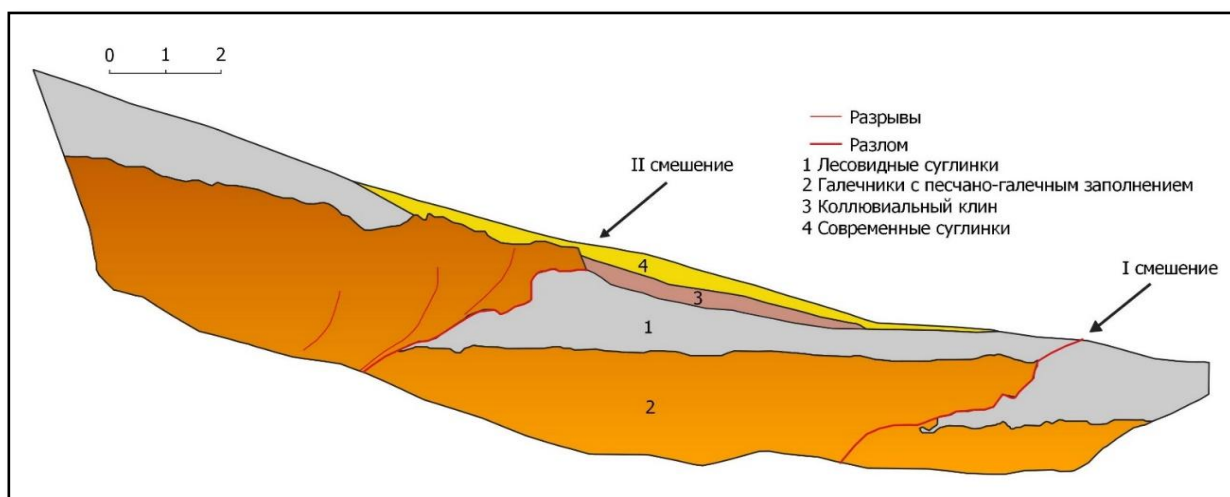


Рисунок 3.1.1.12 - Показан разрез с современным заполнением суглинков.

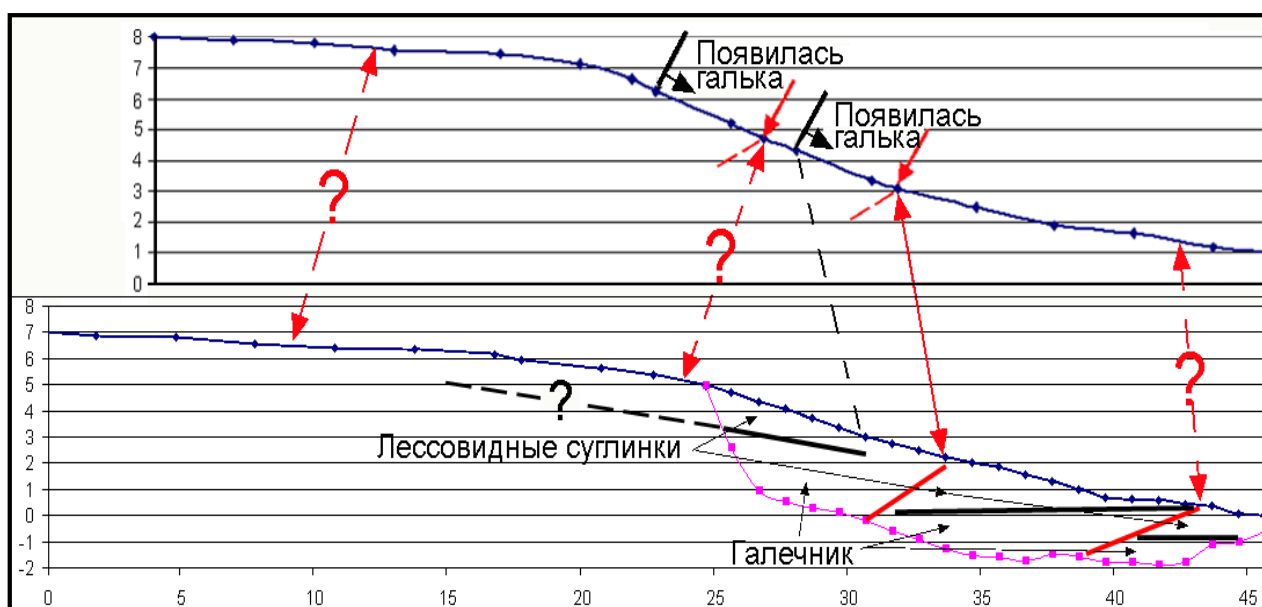


Рисунок 3.1.1.13 - Совмещенные профили, пройденные по восточной стенке траншеи (внизу) и в 25 метрах к западу от ее оси (вверху).

Амплитуда горизонтального смещения составляет 2,4 м по нижнему разрыву и не менее по верхнему 3,2 м.

Вертикальная составляющая подвижек составляет, соответственно, 1,1 и 1,8 м. Если считать, что вся высота уступа на этом участке соответствует подвижкам по этим двум плоскостям разрывов, то вертикальная составляющая подвижки по верхнему разрыву, с учетом разрыва его висячего крыла, могла достигать 5-6 метров.

Согласно рисунка 3.1.1.13 в нижней части указывается: малиновая линия с точками – профиль по дну траншеи с шагом 1 м; жирные черные линии –

подошва лессовидных суглинков, вскрытая в траншее и предполагаемая (пунктир); красные линии – сместители молодых разрывов, вскрытые в траншее.

В верхней части указываются: жирные черные линии с перпендикулярными к ним стрелками – места, где на склоне появляются многочисленные гальки, что может соответствовать галечникам, выведенным на дневную поверхность висячих крыльях разрывов; красные стрелочки указывают на места, где галька почти пропадает, что может соответствовать плоскостям разрывов, ниже которых (в опущенных крыльях) залегают покровные лессовидные суглинки.

Двойные сплошные и пунктирные красные стрелки указывают на достоверное и предполагаемое положение плоскостей разрывов.

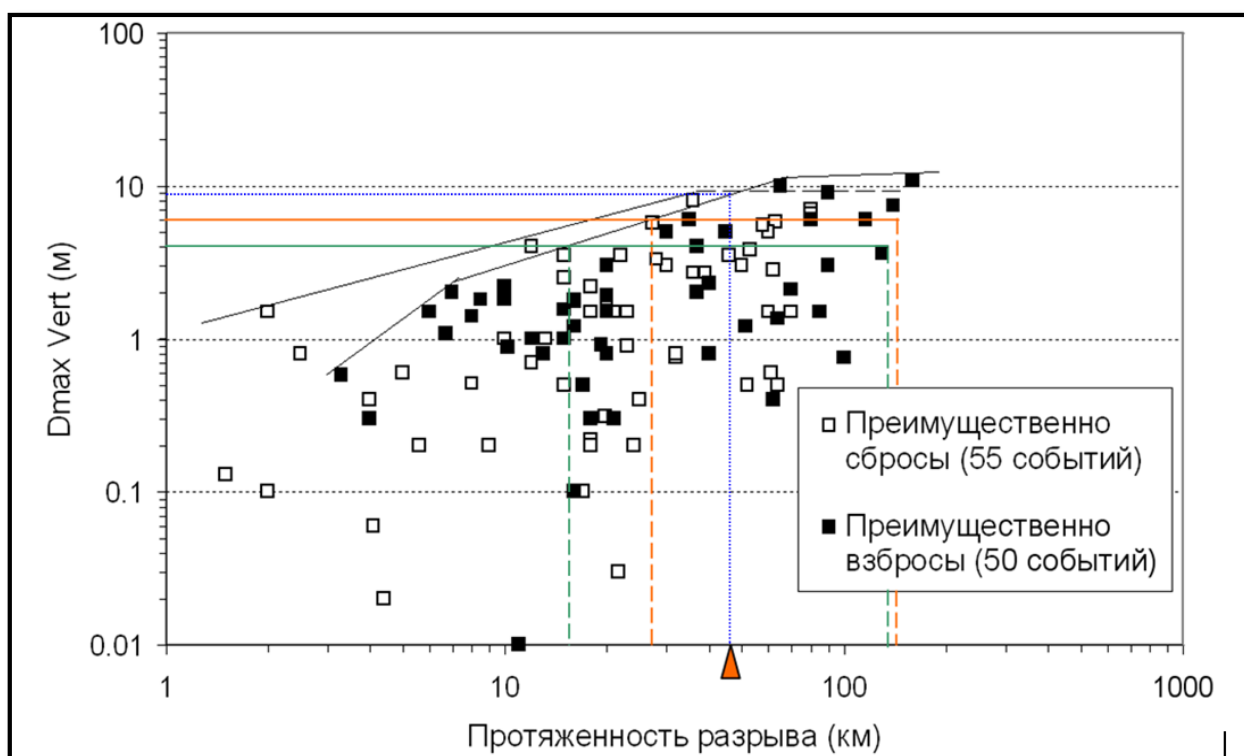


Рисунок 3.1.1.14 - Соотношение протяженности сейсмогенных разрывов и максимальной вертикальной подвижки по ним (Стром, 1998).

Данные приведенные выше (см. рис.3.1.1.14) иллюстрируют интервалы длин разрывов (взбросов) с максимальным смещением 4 м (зеленые линии) и 6 м (оранжевые линии). Треугольником отмечена принятая длина очаговой зоны, равная 45 км; синим точечным пунктиром – предельное смещение, соответствующее такой протяженности.

Достаточно большое расстояние между сместителями и плохая выраженность отложений, которые можно было бы трактовать, как коллювиальные клинья – следы разрушения поднятых крыльев разрывов, отложившиеся и захороненные на их опущенных крыльях – не позволяют уверенно говорить, подвижка (подвижки) по какой из двух вскрытых плоскостей происходила раньше, а какая позже.

Осадконакопление на этом участке, судя по всему, закончилось с формированием толщи покровных лессовидных суглинков, которое завершилось еще до подвижек по разрывам, выявленным в траншее. Рыхлые мелкозернистые отложения висячих крыльев - надвигов разрушались как водной, так и ветровой эрозии, вследствие чего коллювиальные клинья практически не сохранились.

Обычно, при формировании надвигов в результате серии последовательных подвижек, поверхности смещения, соответствующие более молодым подвижкам, выходят на поверхность выше по склону (см.рис 3.1.1.15). Однако в нашем случае последовательность движений была, по-видимому, иная. Это удалось установить на участке пересечения Центрально-Нарынского разлома с долиной р. Каинды в 500 м западнее траншеи (см. рис 3.1.1.16, 3.1.1.17). В долине этой реки, в настоящее время практически полностью разбираемой на орошение, хорошо выражены две террасы – Т2 высотой 12-13 м, представляющая собой поверхность конуса выноса, сложенного мелкогалечным аллюво-пролювием р. Каинды и перекрытую покровными лессовидными суглинками мощностью ~1 м (см. рис 3.1.1.18) и Т1 высотой 5 м, также сложенная мелкогалечным аллюво-пролювием р. Каинды, но лишенная покрова лессовидных суглинков (см. рис 3.1.1.19).

Как видно на рисунке 3.1.1.17 разрыв смещает террасу Т2, но, по-видимому, не затрагивает террасу Т1, которая прослеживается вниз по течению реки. Примерно в 50 м севернее дома на поверхности этой террасы виден небольшой уступ высотой около 1 м (см. рис 3.1.1.17. между поверхностями Т1 и Т1а), но, судя по ориентировке этого уступа, он отражает, скорее, постепенное

врезание долины, нежели смещение по разрыву. Поскольку на этом участке находится обрабатываемое поле, вскрыть этот уступ траншеи не удалось.

Однако, при более детальном анализе рельефа этого участка стало очевидно, что поверхность T2 смещена дважды (см.рис 3.1.1.17). Разрыв, проходящий по подножию уступа и отмеченный на рисунке 3.1.1.17 сплошными красными стрелочками, смещает ее на 2 м по вертикали (см. рис 3.1.1.4), но в 200 м к западу от борта долины р. Каинды от основного уступа ответвляется дополнительный – северный, обозначенный на рисунке 3.1.1.17. пунктирными стрелочками и разделяющий поверхности T2a и T2б. При этом поверхность террасы T2a пересекает линию этого уступа без каких-либо признаков смещения и прослеживается вниз по долине.

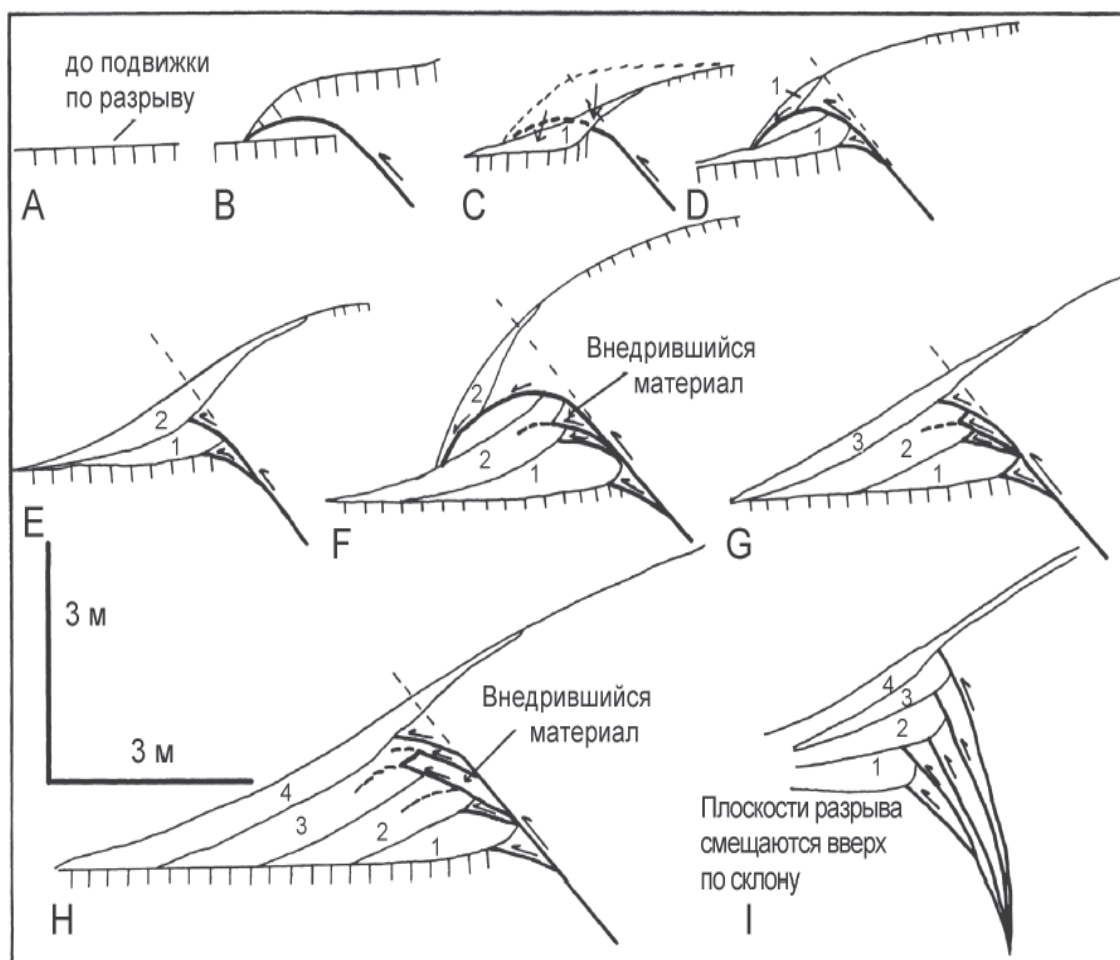


Рисунок 3.1.1.15 - Идеализированная последовательность стадий развития взброса, падающего под углом 45° ("Палеосейсмология" 2009, русский перевод - 2011).

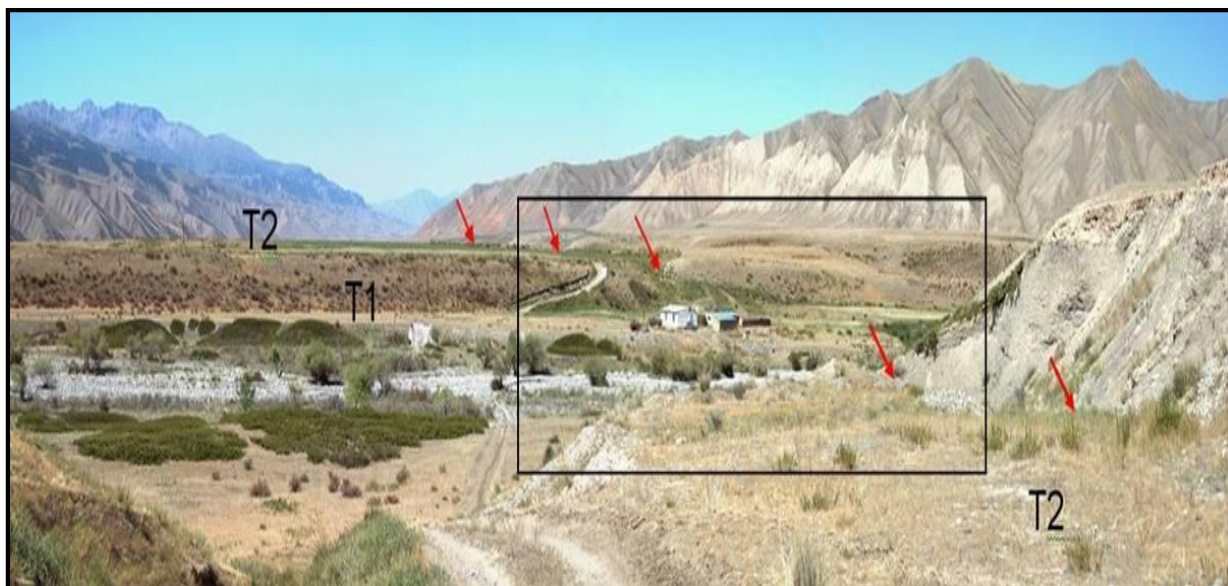


Рисунок 3.1.1.16 - Пересечение Центрально-Нарынского разлома с долиной р. Каинды.

Подножие приразломного уступа отмечено красными стрелками. Разрыв смещает террасу T2, на которую поднимается дорога, но не затрагивает террасу T1, на которой построен дом. Оконтуриен участок, показанный на рисунках 3.1.1.16. - 3.1.1.17.

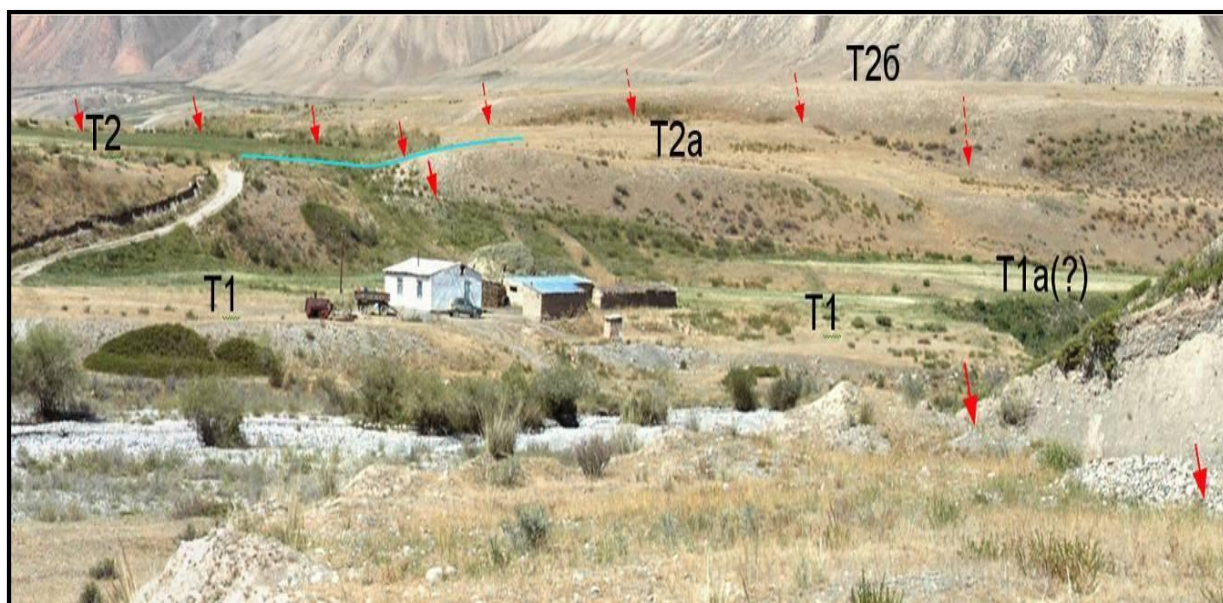


Рисунок 3.1.1.17 - Пересечение Центрально-Нарынского разлома с долиной р. Каинды. Сплошные красные стрелки – подножие основного уступа. Пунктирные стрелки – подножие северного (ответвляющегося) уступа. Голубая линия – геодезический профиль 4 (см.рис 3.1.1.4). Север – справа.

Информация приведенная на рисунке 3.1.1.17 свидетельствуют, что первая подвижка на этом участке произошла по северному разрыву. Далее в его поднятом крыле, в результате врезание долины в поверхность T2б сформировалась терраса, продолжающая поверхность T2 (что потребовало определенного времени), а затем произошла подвижка по южному разрыву, которая сместила ее еще на 2 м по вертикали, вследствие чего в поднятом крыле этого разрыва образовалась поверхность T2а. Так как эта поверхность продолжается вниз по долине, движений по северному разрыву в это время уже не происходило.

Сопоставляя эти две ветви разрывного нарушения со сместителями, вскрытыми в траншее, пройденной примерно в 500 м восточнее, можно полагать, что и там движения по южной (нижней) плоскости произошли позже, чем по северной (верхней) плоскости. В пользу этого предположения говорит и то, что амплитуда смещения по северному разрыву в обоих случаях существенно больше, чем по южному.

Как уже отмечено выше, судя по постоянству мощности лессовидных суглинков на приразломном уступе, наблюдаемые подвижки произошли после их накопления.

Возраст лессовидных суглинков определен радиоуглеродным методом с применением технологии AMS по раковинам, отобранным в суглинках на ПК +1 и +2,5 (обр. 1) и на ПК +11 (обр. 2) и методом оптически стимулированной люминисценции (OSL).

Калиброванные возраста по ^{14}C с вероятностью 95.4 % составляют, соответственно, 8461-8252 года и 7076-6776 лет до н.э. т.е. относятся к голоцену. Соответственно, все наблюдаемые и предполагаемые подвижки по разрывам, сместившие эту толщу является по возрасту более позднего формирования.

Возраст лессовидных суглинков, определенный методом OSL, составляет от $11,9 \pm 0,8$ до $1,7 \pm 0,1$ тысяч лет (см. табл. 4.2.1). При этом пробы, отобранные вблизи подошвы лессовидных суглинков (OSL-3, 5, 6), дали возраст от $11,9 \pm 0,8$ до $8,3 \pm 0,4$ тысяч лет. Проба OSL-8, отобранная из песчаной линзы в

подстилающих пролювиальных отложениях, древнее и имеет возраст $14,2 \pm 1,6$ тыс. лет. Проба OSL-8, отобранная примерно в 1 м выше подошвы лессовидных суглинков, имеет возраст в $4,3 \pm 0,2$ тысячи лет. Судя по состоянию разреза в месте отбора (плотные, светло-желто-серые суглинки, с очень редкими мелкими галечками), эта проба была отобрана из ненарушенной толщи и ее возраст близок к верхней границе периода накопления пачки лессовидных суглинков. Соответственно, все подвижки, нарушающие эту толщу, должны быть моложе. Наиболее молодой возраст ($1,7 \pm 0,1$ тысяч лет) показала проба OSL-8, отобранная из верхней части разреза лессовидных суглинков примерно на ПК+7. Здесь грунт отличается более рыхлым сложением, более темным цветом и более высоким содержанием мелких галек, что позволяет предположить, что суглинки здесь не залегают *in situ*, а находятся в смещенном состоянии, т.е. были перемещены сюда после образования уступа. Отметим, что четкой границы между "коренными" и "смещенными" лессовидными суглинками определить не удалось. Если указанные соображения верны, то подвижки по верхнему разрыву происходили в интервале от $4,3 \pm 0,2$ до $1,7 \pm 0,1$ тысячи лет. Подвижка по нижнему, предположительно более молодому разрыву (см. выше) моложе $4,3 \pm 0,2$ тыс. лет, однако верхний предел ее возраста определить не удалось.

3.1.2. Участок «Университет Ага Хана»

Основные работы по изучению повторяемости сильных землетрясений на территории г. Нарын, проводившиеся в 2005 и 2011 годах, были сосредоточены непосредственно на западной окраине города, в пределах строительной площадки Университета Ага Хана по выявлению и трассированию отдельных разрывов, с тем, чтобы избежать размещения строящихся зданий на опосных участках. Для этого в двух точках отмеченными красными стрелками рисунок 3.20 - № 1 и № 2, были пройдены две траншеи вкрест простирания зоны Центрально-Нарынского разлома (см. рис. 3.20).

В точке №1 траншея пройдена в два этапа: сначала глубиной 1, 5 м, а затем меньшей ширины также глубиной 1,5 м. Общая глубина траншеи составила 3 м, длина - 20 м.



Рисунок 3.1.2.1 - Фотография западной стенки траншеи 1- траншеи западной части города Нарын (см. рис. 3.20).

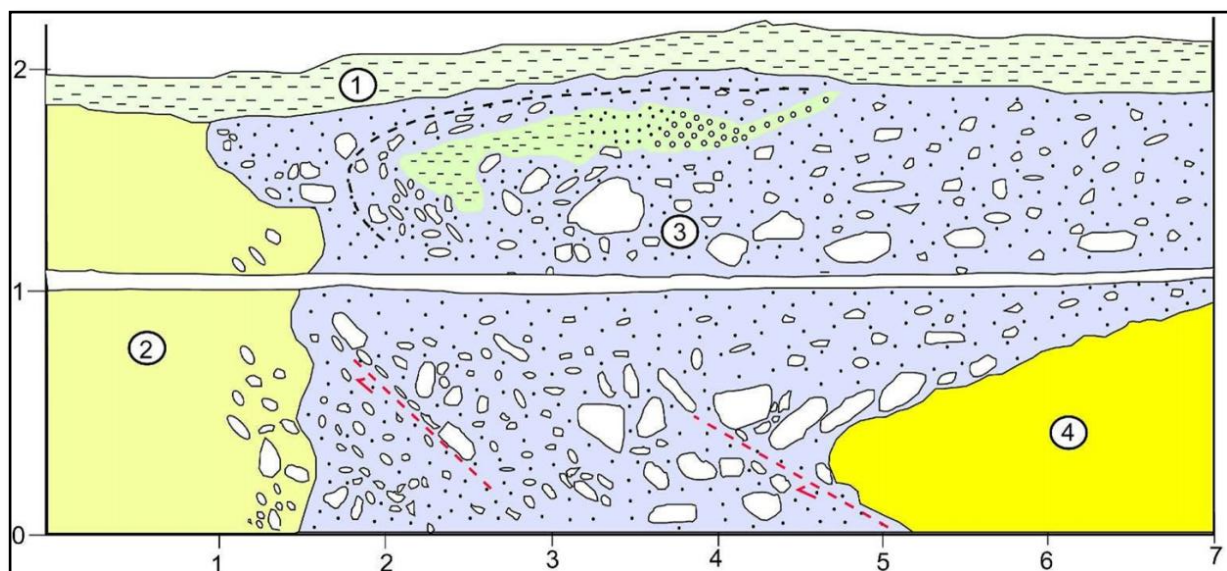


Рисунок 3.1.2.2 - Зарисовка западной стенки траншеи.

Стратиграфические единицы: 1- остатки современного почвенного слоя, 2 – гомогенный четвертичный суглинок, 3- галечники и валуны с песчаным заполнителем.

Описание западной стенки (см. рис. 3.1.2.1) показало, что имеются три основные стратиграфические единицы: 1 - плотные и крепкие глины нарынской свиты неогена, 2 - четвертичные (Q_3) аллювиальные галечники и валуны с песчаным заполнителем, и 3- светло-коричневые покровные суглинки, в которых содержатся линзы тонкозернистых песков.

Средний диаметр (см. рис. 3.1.2.2) галечника составляет 5-10 см, размер валунов 15-20 см. Имеются деформированные линзы тонкозернистого песка и супеси в верхней части слоя; 4 – коричневые плотные глины нарынской свиты неогена. Красным пунктиром показано положение разрывов.

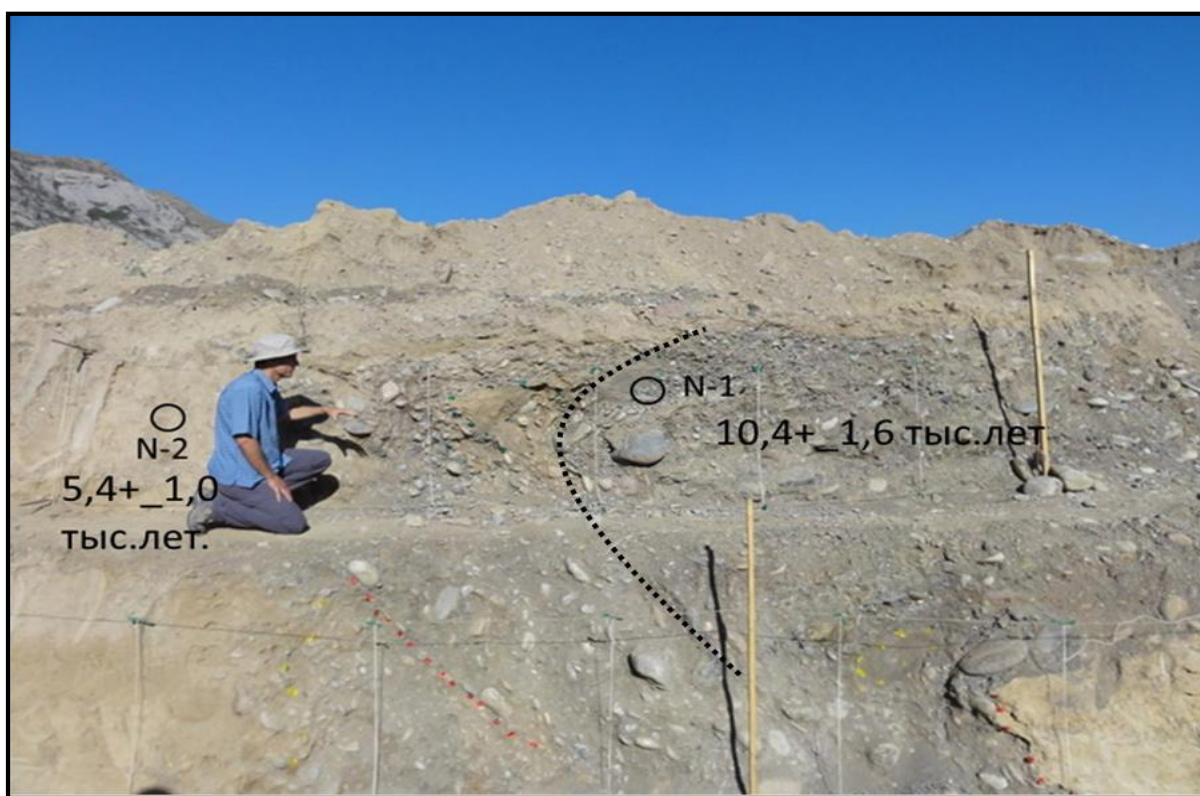


Рисунок 3.1.2.3 - Места отбора образцов на термолюминисцентный анализ.

Цифры - возраст в тысячах лет назад. Пунктирная линия - деформация аллювиальных отложений. Красными точки - положение разрывов.

Рядом с выше описанной траншеей, было зачищено обнажение ямы, ранее выкопанной Университетом, в стенке которой нам удалось увидеть строение разрыва и прилегающих к нему слоев (см. рис 3.1.2.3). Характерной особенностью слоев стало их подворачивание в верхней части разреза, (см.рис 3.1.2.4) Разлом представляет собой надвиг - глина неогена надвинуты на

четвертичные галечники с песчаным заполнителем, с параметрами падающими к северу: простирание 115СВ и угол падения 25°. Примерно в трех метрах от острия разрывы галечники опрокинуты и длинная ось отложений протягивается вдоль простирания разлома.

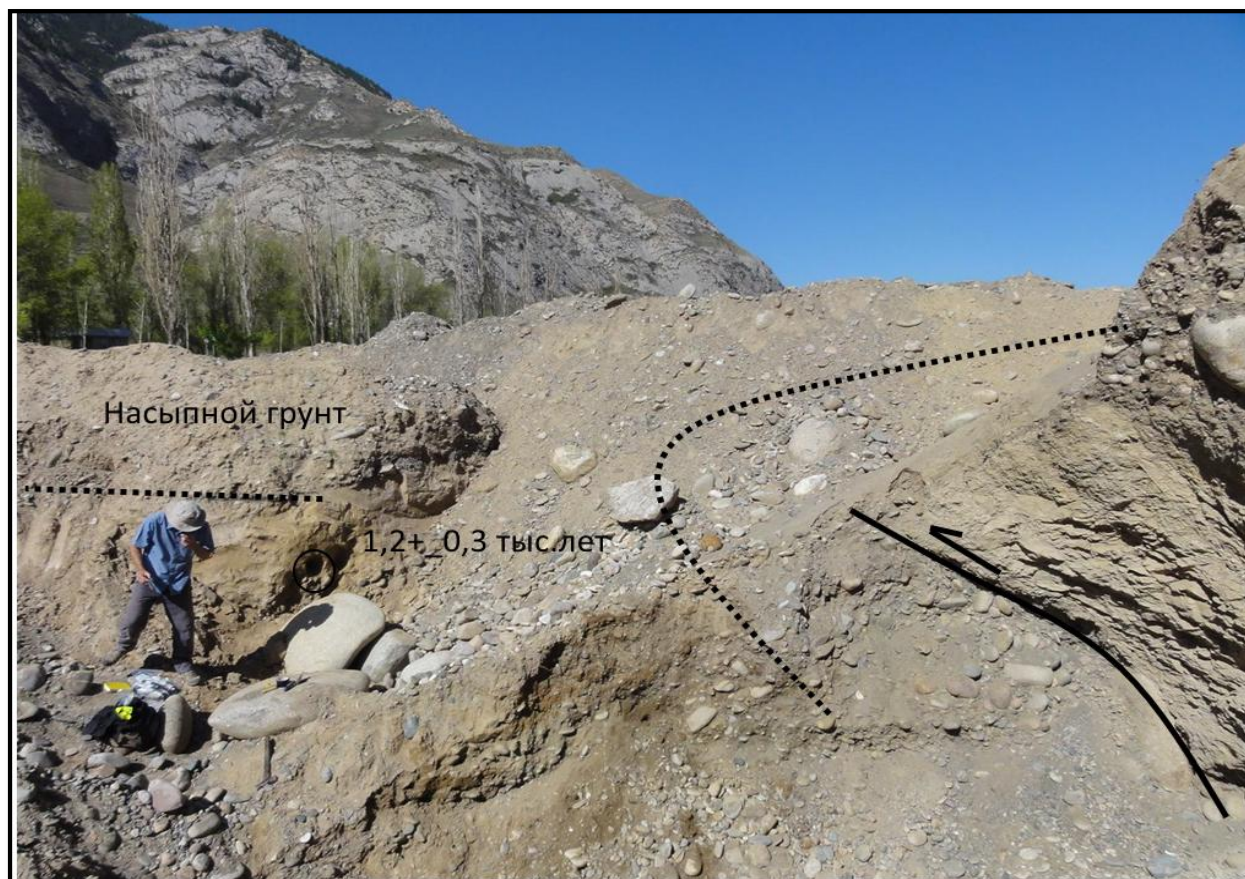


Рисунок 3.1.2.4 - Траншеи, расположенной в 15 метрах восточнее от траншеи 1 место отбора проб.

Согласно нашим наблюдениям имеется по крайней мере одно событие, приведшее к деформации слоев. Возраст образцов, взятых для определения возраста термолюминисцентным методом показан на рисунке 3.1.2.8 - 3.1.2.11.

Траншея №2 была пройдена в восточной части площадки строящегося Университета в уступе высотой 6 м, который образован разрывом субширотного простирания (см. рис 3.1.2.6). Разрыв сместил поверхность молодой голоценовой террасы р.Нарын. В данной траншее хорошо видно, как отложения нарынской свиты (глины) надвинуты на аллювиальные галечники молодой голоценовой террасы (см. рис 3.1.2.7).

Толща светло-коричневых илистых суглинков с прослоем тонкозернистых песков деформирована. Также деформирована толща валунно-галечных отложений с песчано-гравийным заполнителем, подстилающая суглинки. В зоне разрыва длинная ось валунов и крупного галечника вытянута вдоль сместителя разрыва. В верхней части разреза отчетливо выделяется коллювиальная толща, образовавшаяся в результате обрушения и размыва уступа, появление которого связано со смещением пород по разрыву.

На рисунке 3.1.2.5 показано место отбора образцов на термолюминисцентный анализ. К сожалению, возраст образца N-4 показал обратную стратиграфическую последовательность, что не может быть верным. Поэтому мы ориентировались на дату образца N-3, который ближе к возрасту голоценовой террасы.

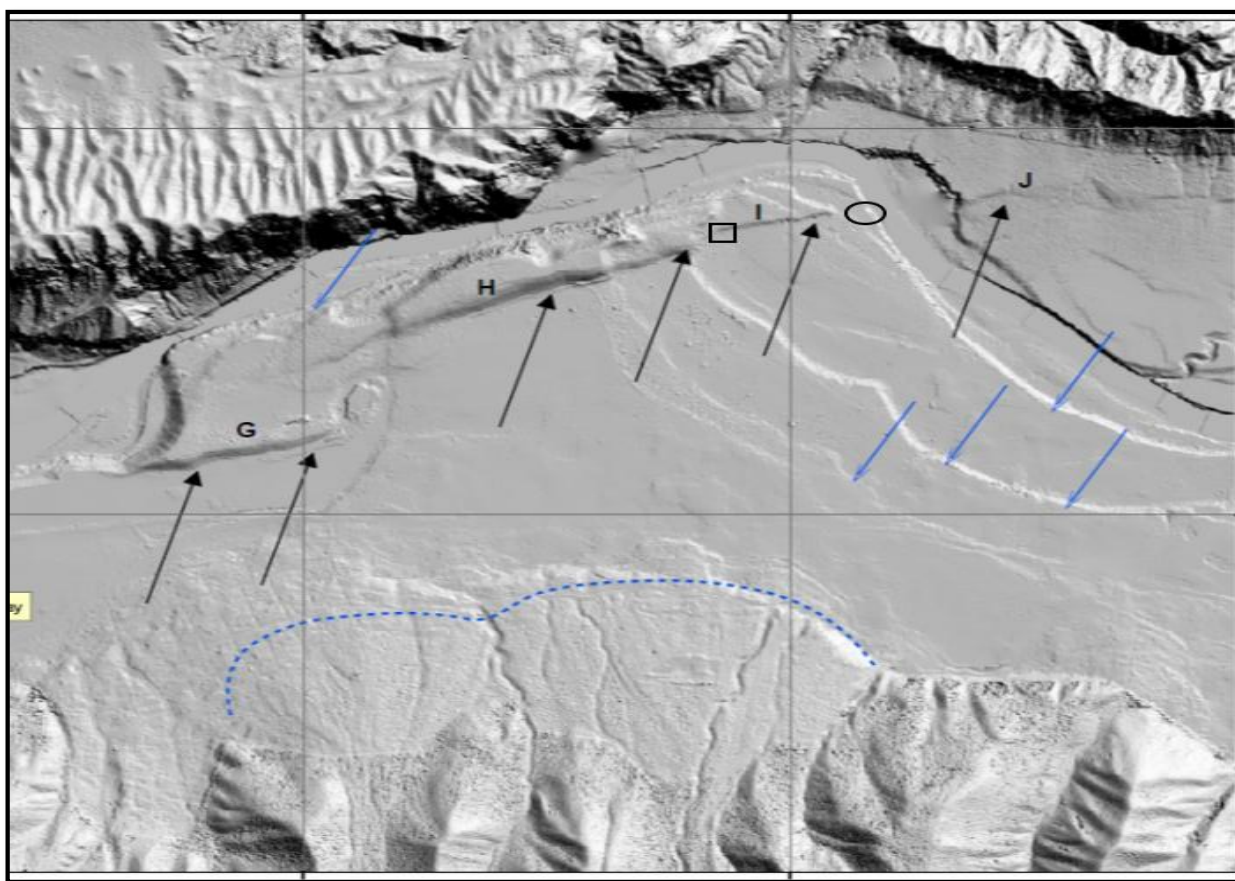


Рисунок 3.1.2.5 - Цифровая карта рельефа района расположения траншеи №2

Черными стрелки - положение разлома. Синими стрелками - положение уступов четвертичных террас р. Нарын. Прямоугольники - положение траншеи №2 [27].

Очередным местом исследования стала точка-разрез в уступе голоценовой террасы р. Нарын высотой 3 м (см. рис 3.1.2.6). Здесь в обнажении видна зона разрыва, который был вскрыт траншеей № 2. Разрыв представляет собой взброс, по которому красноцветные конгломераты кыргызской свиты надвинуты на серые плотные глины нарынской свиты.

В зоне контакта видна раздробленная зона, состоящая из обломков обеих свит (см. рис 3.1.2.7 (а)).

Отличительной особенностью данного разреза является то, что валунно-галечная аллювиальная толща, перекрывающая зону разлома, не затронута смещениями. Это может свидетельствовать о том, что после ее образования смещений по разлому не происходило. Образец № N5 возрастом $2,46 \pm 0,48$ тыс. лет, который отобран в линзе песка, заключенной в покровной толще, подтверждает, что после этой даты смещений по разлому не было.



Рисунок 3.1.2.6 - Траншея № 2. Фотография восточной стенки траншеи. Север слева (Фото А.В. Миколайчука, 2006 г.).

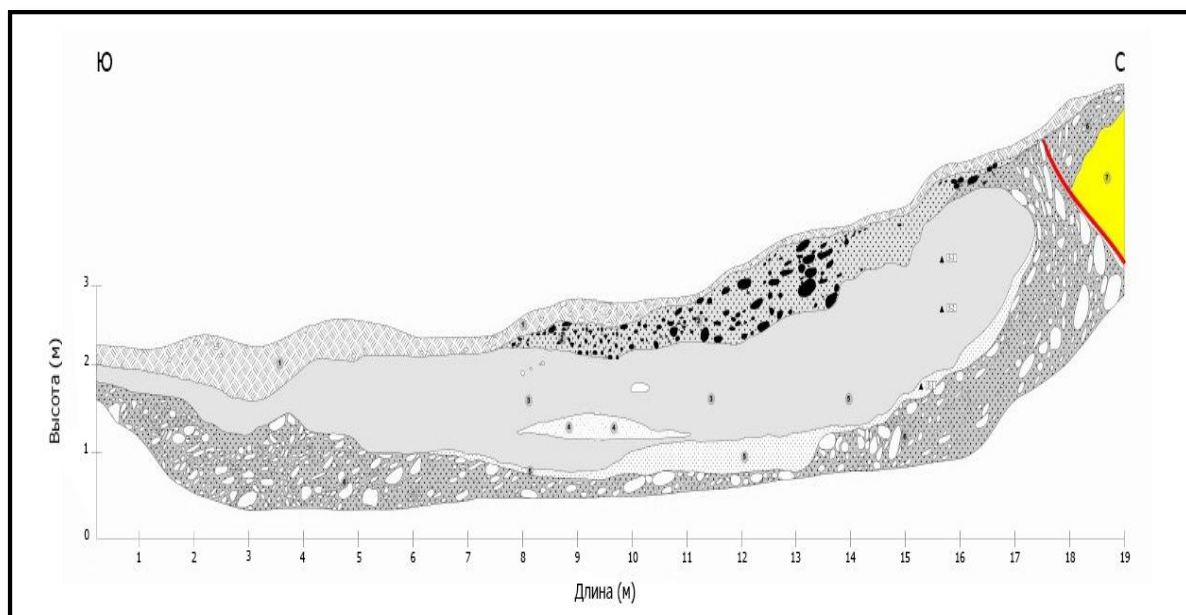


Рисунок 3.1.2.7 (а) - Зарисовка восточной стенки траншеи № 2.



Рисунок 3.1.2.7 (б) – Легенда траншеи № 2.

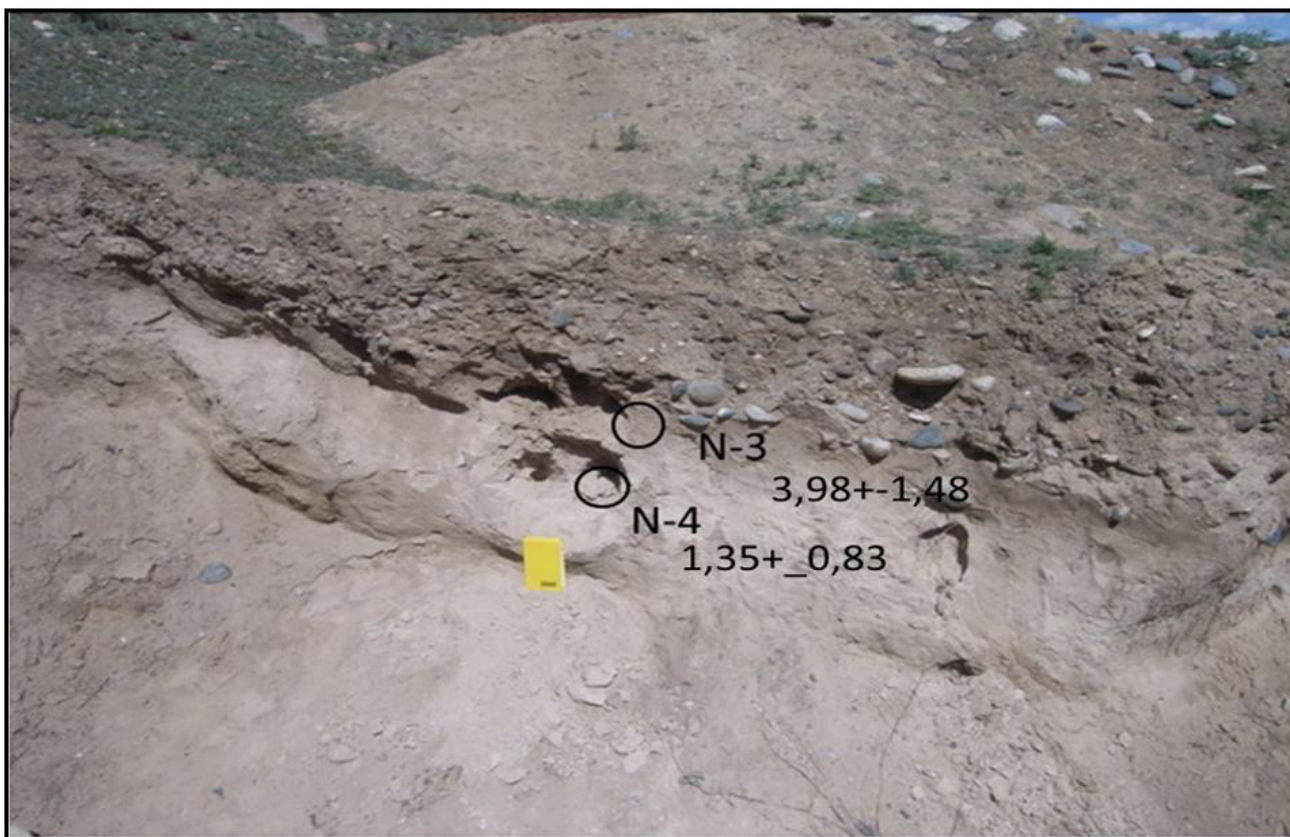


Рисунок 3.1.2.8. - Места отборов проб методом OSL для датирования возраста геологических слоев и их результаты, участок университета Ага-Хана, западной части города Нарын.

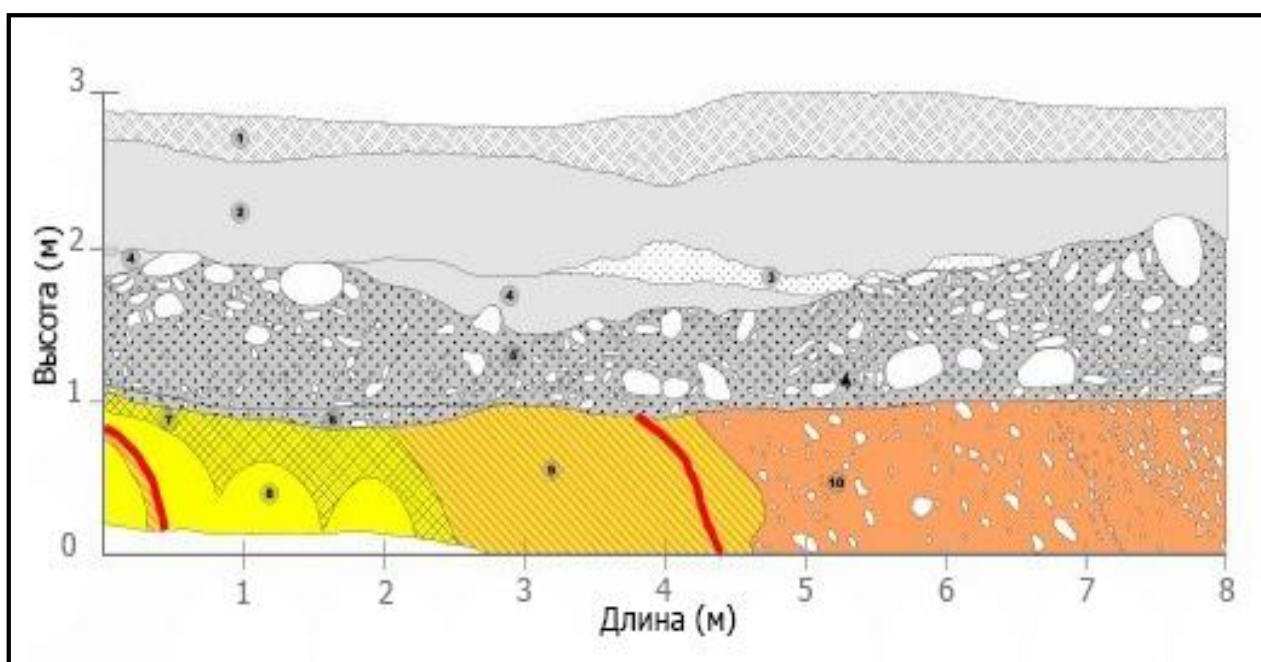


Рисунок 3.1.2.9. - Зарисовка западной стенки траншеи №1 западной части города Нарын.



Рисунок 3.1.2.10. - Контакт полеизойских и неогеновых конгломератов.



Рисунок 3.1.2.11. - Место отбора проб методом OSL и результаты.

Согласно рисунка 3.1.2.11. результаты исследований, проведенных на площадке строящегося Университета Ага Хана, показывают, что последняя подвижка здесь произошла в интервале между $2,46 \pm 0,48$ и $5,4 \pm 1,0$ тыс. лет назад.

Это позволяет предположить, что «движения» и на этом участке, и восточнее - в районе Верхне-Нарынского каскада ГЭС, могли происходить одновременно.

3.2. Кажыртинский разлом

Севернее Центрально-Нарынского разлома, в долине р. Кажырты, в рельефе четко виден Кажыртинский разлом. На восточной стороне долины р. Кажырты одноименный разлом пересекает 5 разновозрастных террас и имеет выраженный куммулятивный эффект.

Самая низкая из этих террас Q_{IV}^4 примыкает к современной пойме, в то время как самая высокая Q_{II}^2 является водоразделом между долиной Кажырты и соседней долиной. Профили через уступ разлома, который пересекает широкую террасу Q_{III}^2 восточнее Кажырты, показывает вертикальное смещение, величина которого повышается от 8 м на восточном конце до 12 м около западного края террасы.

Профиль на западном конце террасы позволяет получить данные для подсчета скорости смещения по указанному разлому (см.рис 3.2.1), так как плоскость разлома не обнажена в бортах долины, мы определили плоскость падения из измерений расположения уступа на склоне террасы Q_{III}^2 и смежной террасы Q_{IV}^2 . Используя средний тренд тектонического уступа на террасе Q_{III}^2 (66° СВ) и террасы Q_{IV}^2 (71° СВ) для построения простирания разлома получаем угол падения в $29 \pm 5^\circ$ к северу.

Неопределенность в падении состоит из 5° разниц в простирании над и под врезом и неопределенности в расположении разлома внутри уступа на верхней и нижней террасовой поверхности. Так как угол падения разлома был определен из локального смещения террас, для расчета скорости смещения мы использовали профильные точки наиболее близкие к уступу (см. рис 3.2.1). Изменения в высоте и наклоне террасы над и под точками профиля возникли, вероятно в результате надразломного складкообразования.

Уменьшение высоты террасы на северном конце профиля совпадает с уменьшением падения разлома от 29° на поверхности до 10° (см.рис 3.2.1).

Вдоль простираения уступа разлома уменьшение вертикального смещения от 12 до 9 м совпадает с падением разлома, который уменьшается от 29° на западном конце террасы до 19° на восточном конце террасы.

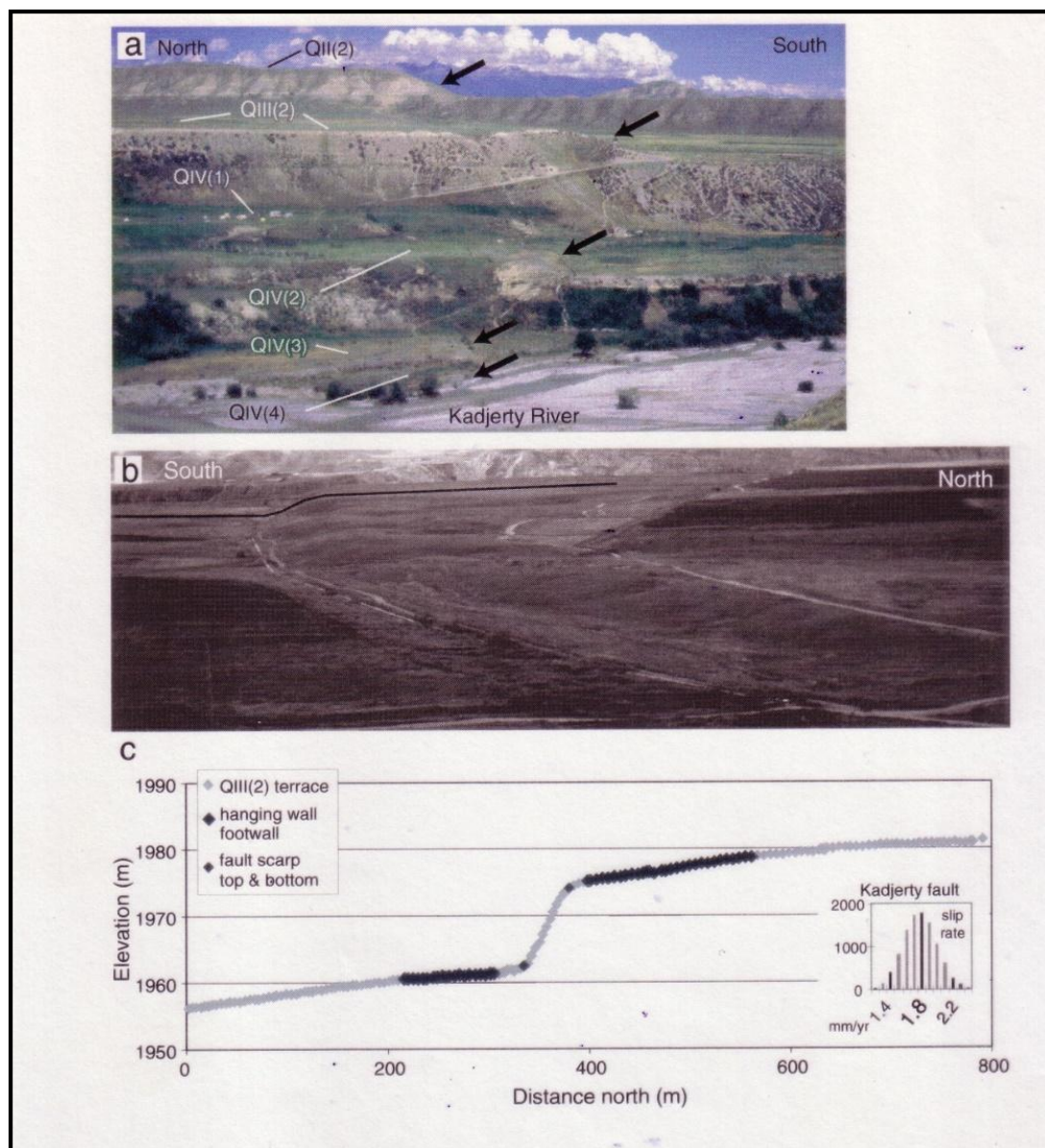


Рисунок 3.2.1 - Кажыртинский разлом в долине р. Кажырты. (Абдрахматов К.Е, Рахмединов Э.Э. 2020) [7].

а) вид на восточный борт долины р.Кажырты. Черными стрелками показано положение уступа разлома. Высота уступа, смещающего террасу Q_{II}^2 на горизонте, составляет около 80 м;

в) вид на запад с террасы Q_{II}^2 на террасу Q_{III}^2 , смещенную разломом. Положение профиля указанного на. (см.рис 3.2.1с) черная линия - мощность разрыва[7].

Крупные ромбовидные отметки обозначают точки, использованные для определения поверхностей на поднятом и опущенном крыльях разлома, в то время как меньшие ромбы указывают на вершину и основание уступа.

В дополнительной вставке представлена гистограмма распределения скорости смещения, рассчитанная на основе трех радиоуглеродных датировок. Эти данные позволили определить время врезания, моменты оставления поймы и процесс формирования террасы Q_{III}^2 вдоль долины реки Кажырты. Возраст образцов, взятых с контакта террасового галечника Q_{III}^2 , составил 13,7–15,3 тысячи лет.

При расчете с учетом вышеуказанных параметров получена скорость смещения, равная $1,8 \pm 0,4$ мм/год. Вертикальное смещение террасы Q_{II}^2 , чей возраст оценивается в 141 тысячу лет, составляет 65–90 м (см. рис. 3.2.1а).

Оцененный угол падения разлома в 19° на врезе между террасами Q_{III}^2 и Q_{II}^2 , а также величина смещения террасы Q_{II}^2 позволяют определить скорость смещения в пределах 1,4–2,0 мм/год, что соответствует скорости смещения террасы Q_{III}^2 (Абдрахматов К.Е., Рахмединов Э.Э., 2020) [7,8,44].

В долине реки Куртка данный разлом смещает как террасу Q_{III}^2 , так и другие вложенные террасы (см. рис. 3.2.2). С западной стороны долины уступ пересекает террасу под углом 89° к северо-востоку.

К востоку от реки высота уступа постепенно уменьшается, и он исчезает в склонах долины. Однако дальнейшее продолжение разлома устанавливается на основании резкого топографического контакта, совпадающего с осевой поверхностью синклинали (Абдрахматов, С. Томпсон, Р. Уилдон., 2027) [7,8,44]

Хотя участок между долинами Куртка и Кажырты, протяженностью около 50 км, не был детально картирован, имеются основания предполагать, что речь идет об одном и том же разломе. Это подтверждается идентичным расстоянием (примерно 7 км) от фронта хребта Молдоттоо, а также схожими показателями общего сокращения, наблюдаемыми в поднятом крыле разлома в пределах

палеоген-неогеновых отложений (Абдрахматов, С. Томпсон, Р. Уилдон., 2027) [7,8,44] .

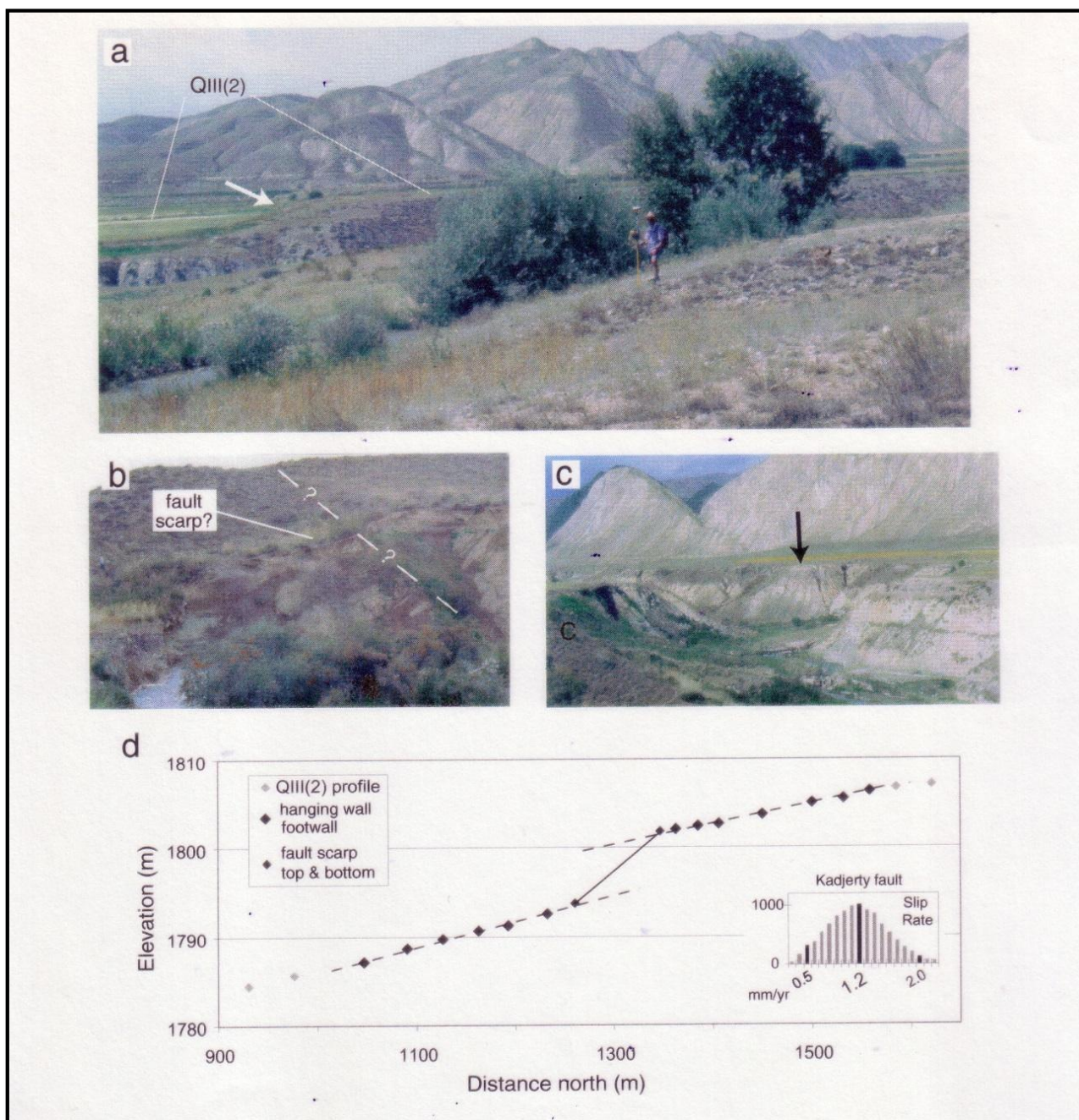


Рисунок 3.2.2 - Кажыртинский разлом в долине реки Куртка [7,8,44].

На рисунке 3.2.2 представлены следующие изображения:

- а) Западный склон долины реки Куртка в предгорьях с отмеченным белой стрелкой разломом, который смещает террасы Q_{II}^2 и Q_{III}^2 .
- б) Положение Кажыртинского разлома на западном борту долины, где смещение террасы четко выделяется изменением высоты уступа, достигающего приблизительно 2м.

- с) Северо-восточный вид на террасу Q_{III}^2 с указанием местоположения обнажения, из которого был взят образец для определения возраста.
- д) Профиль, проходящий через контакт галечника террасы и покровных суглинков в зоне разлома. В дополнительной вставке представлена диаграмма распределения скоростей смещения [7,8].

Анализ контакта между галечником и мелкозернистыми отложениями террасы Q_{III}^2 на западном склоне долины реки Куртка выявил вертикальное смещение, равное 6 ± 3 м (см. рис. 3.2.2). Две точки профилирования позволили установить угол падения разлома. Верхнее положение разлома определяется уступом, который смещает террасу Q_{III}^2 .

Предполагается, что в русле реки разлом находится севернее слоев четвертичного аллювия, которые залегают под уступом Q_{III}^2 . Это свидетельствует о том, что угол падения разлома составляет менее 40° в северном направлении.

Фрагмент цокольной террасы, залегающий на 2 м выше южной опущенной части Q_{III}^2 , позволяет уточнить нижнее положение разлома, которое, вероятно, характеризуется углом падения $20\pm 5^\circ$ в северном направлении. Присутствие множества родников и небольших оползней может указывать на связь между разломом Кажырты и изменением высоты цоколя.

Два образца угля, отобранные из одного обнажения на восточной стороне реки, примерно в 5–10 см выше галечникового контакта террасы Q_{III}^3 , имеют близкий радиоуглеродный возраст (см. рис. 3.2.2). Калиброванный возраст объединенной радиоуглеродной даты составляет 13,8–15,4 тыс. лет [7,8,44].

Террасы Q_{II}^{12} и Q_{III}^3 на восточном берегу реки имеют одинаковую величину смещения, что указывает на их формирование в результате одного сейсмического события. Эти данные, а также совпадение возраста террас Q_{III}^3 и Q_{III}^2 в долине реки Кажырты, позволяют предположить, что образование Q_{III}^3 происходило в процессе врезания и оставления террасы Q_{III}^2 в долине реки Куртка.

Среднее вертикальное смещение уступа разлома на западной стороне реки, угол его падения $20 \pm 5^\circ$ и минимальный возраст террасы (13,8–15,4 тыс. лет) дают расчетную скорость смещения $1,2 + 0,8 / - 0,7$ мм/год (см. рис. 3.2.2) [7,8,44,50].

Точное положение разлома на восточном берегу реки пока не установлено, однако допустимым считается угол падения около 13° . Этот угол, наряду с четырехметровым вертикальным смещением террас Q_{III}^2 и Q_{III}^3 на восточном борту долины, приводит к аналогичной скорости смещения, близкой к 1,2 мм/год. Эти значения сопоставимы со скоростью смещения, рассчитанной для разлома в долине реки Кажырты (Абдрахматов, С. Томпсон, Р. Уилдон., 2027) [7,8,44] .

3.3. Строение Нуратооского разлома, расположенного севернее от Верхне-Нарынского каскада ГЭС

Яркие проявления молодых тектонических движений по разрыву, отделяющему восточную часть Алабуга-Нарынской межгорной впадины от расположенных севернее новейших поднятий хребтов Джетимтоо и Нуратоо, прорезанных глубокой долиной Малого Нарына, были обнаружены К.Е. Абдрахматовым и И.Н. Лемзиным в 80-х годах прошлого века (Абдрахматов, Лемзин, 1989) [1]. Следы молодых смещений уверенно прослеживаются на протяжении 27 км, возможно даже более, до 32 км - (см.рис 1.2, 3.3.7).

Восточнее приразломный уступ смещает нижнюю часть тела молодого обвала объемом несколько тысяч кубометров, сложенного глыбами светлых гранитов размером до 1 метра (см. рис 3.3.2 на переднем плане и см. рис 3.3.3). Нижняя часть обвального тела находится на поднятом крыле уступа. Если бы обрушение произошло после последней подвижки, тело обвала должно было сперва заполнить ложбину, и только затем распространиться далее вниз по склону. То, что обвальное тело находится и на опущенном и на поднятом крыльях разрыва с ярко выраженным "обратным" уступом, однозначно

свидетельствует о том, что последняя подвижка произошла после образования обвала. При этом в а вне его достигает 9 метров (см. рис 3.3.5), т.е. опять же примерно в 2 раза больше. пределах обвального тела высота уступа составляет примерно 4 м (см. рис 3.3.4),

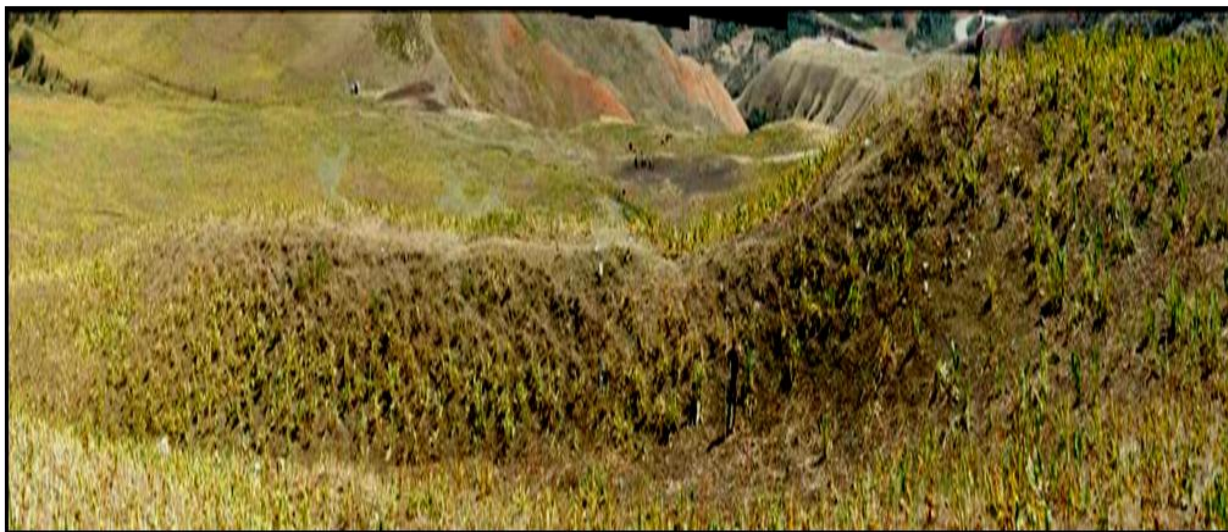


Рисунок 3.3.1 - Изменение высоты приразломного уступа, частично в результате левостороннего сдвига.

Резкое уменьшение высоты уступа в правой части панорамы с ~ 3 м практически до нуля может быть обусловлено существенной левосдвиговой компонентой смещений на этом участке.



Рисунок 3.3.2 - Участок дислокации Нуратоо с разновысокими уступами [28, 44].

Это свидетельствует о том, что смещения по разрыву на 4-5 метров на этом участке происходили, как минимум, дважды. На это указывает и наличие явного перелома в профиле склона приразломного уступа на участке, где он образован двумя подвижками рисунок 3.3.5. Отметим, что обвал перекрыл обратный уступ оперяющего разрыва, находящегося выше по склону (см. рис. 3.3.3). Скорее всего, эти оперяющие разрывы образовались при предпоследней подвижке по основному разрыву и не активизировались при последнем событии.

В ходе полевого обследования дислокации Нуратоо через обратный уступ установлено, что высота уступа сильно меняется по простиранию. В ряде случаев это можно, по крайней мере, частично, объяснить наличием сдвиговой компоненты смещения по разрыву, пересекающему расчлененный рельеф (см.рис 3.3.1). Однако на других участках такая изменчивость высоты уступа явно обусловлена наличием нескольких последовательных подвижек по разрыву. Это видно, в частности, на участке, показанном на рисунке 3.3.2 Здесь разрыв пересекает сравнительно глубокую долину временного водотока с выраженной невысокой террасой на ее правом борту. Высота приразломного уступа на водоразделе существенно (примерно в 2 раза) больше, чем там, где он пересекает эту террасу, что позволяет говорить о наличии здесь следов, как минимум двух подвижек.

Крупные глыбы гранитов встречаются на поднятом крыле приразломного уступа и восточнее, там, где его высота составляет 8-10 метров (см. рис 3.3.6, справа). Можно предположить, что это следы аналогичных, но более древних обвалов, произошедших до предпоследней подвижки по разрыву. В отличие от молодого обвала, показанного на рисунке 3.3.2, их тела уже неразличимы на склоне, выработанном в гранитном массиве. Тем не менее, очевидно, что возраст самого молодого обвала даст нам нижний предел возраста последней подвижки по разрыву, а возраст глыб из более древних обвалов – соответственно возраста предпоследней подвижки. Для этого в точках, отмеченных на (см.рис 3.3.8) и (см.рис 3.3.10), были отобрано две пробы из гранитных глыб для определения возраста подвижек методом анализа космогенных изотопов (^{10}Be) (см. рис 3.3.6)

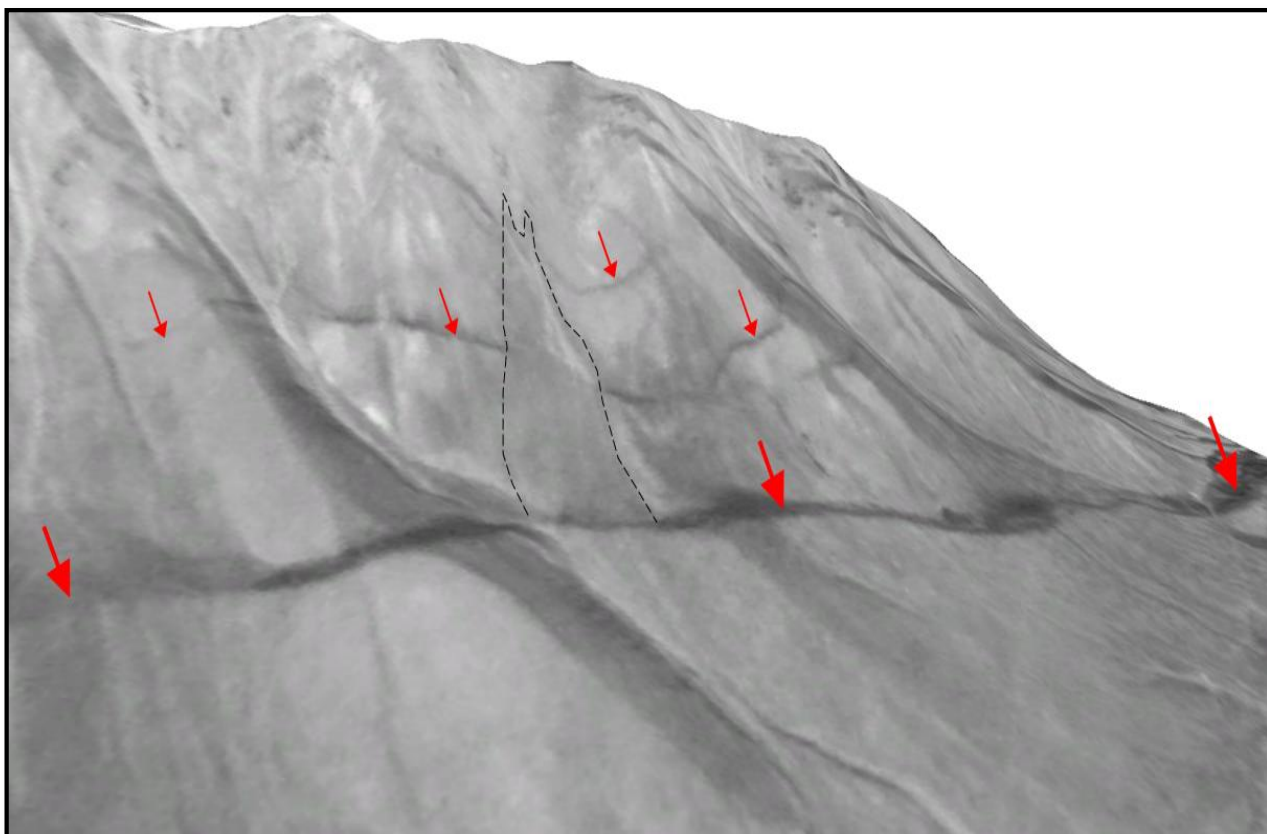


Рисунок 3.3.3 - Соотношение тела обвала с основным и оперяющими разрывами в западной части дислокации Нуратоо [28].

Трехмерная модель участка, показанного на рисунке 3.3.3. Тело обвала оконтурено пунктирной линией, основной разрыв обозначен большими стрелками, оперяющие разрывы – маленькими стрелками.

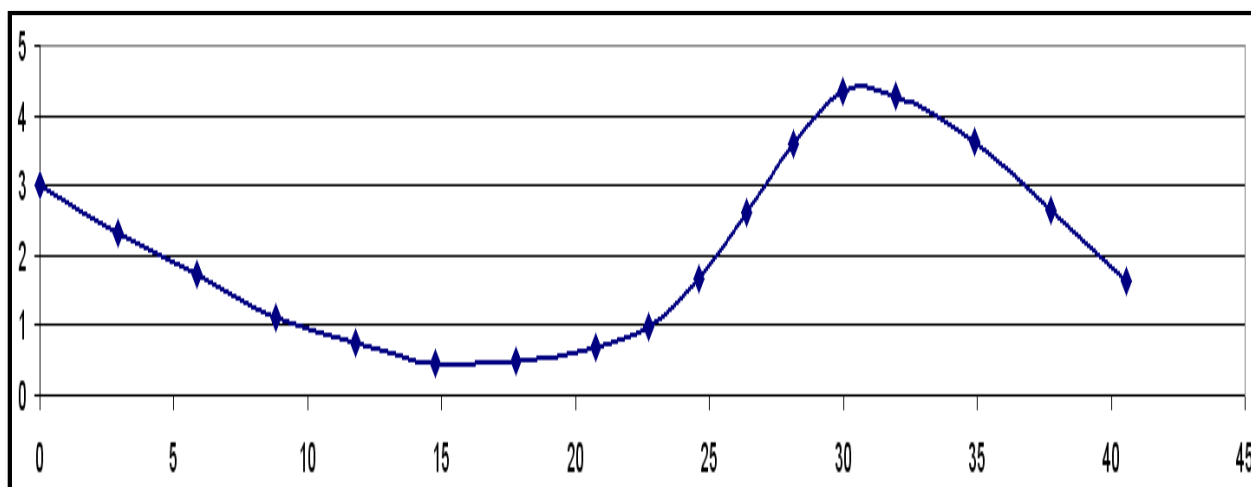


Рисунок 3.3.4 - Профиль 6 через уступ с одноактной подвижкой. Высота уступа ~4 м.

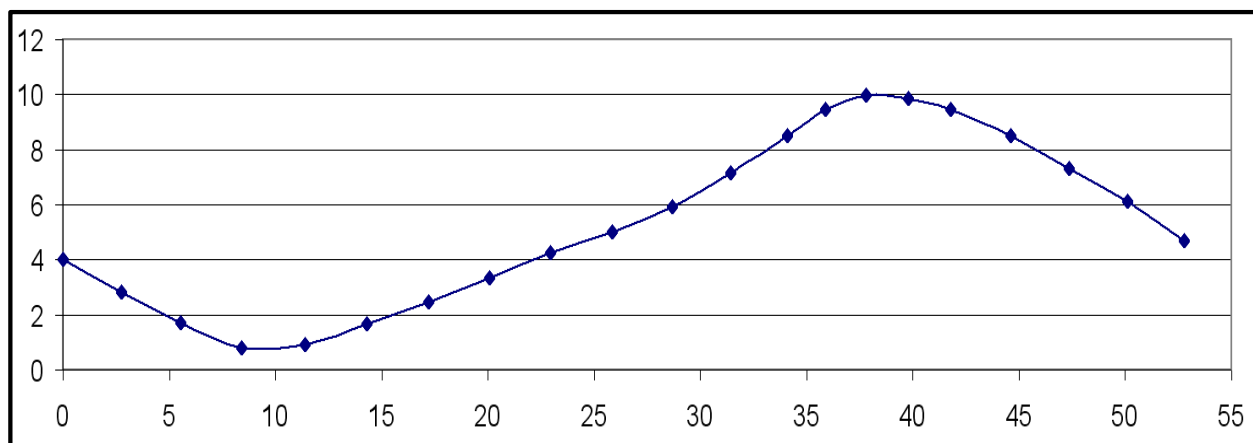


Рисунок 3.3.5 - Профиль 5 через уступ с кумулятивной подвижкой.

Высота уступа ~9 м.



Рисунок 3.3.6 - Слева - образец 5, справа - образец 6. Методом космогенного датирования для определения абсолютного возраста дислокации Нуратоо [44].

Максимальная высота "обратного" уступа, достигающая примерно 10 м, наблюдается в западной – Нуратооусской части (см.рис 3.3.8). При этом на всем протяжении разрыва поднято его южное, подгорное крыло (см.рис 3.3.8 - см.рис 3.3.10), т.е. для разрыва характерна сбросовая кинематика подвижек, при том, что регион в целом развивается в условиях поперечного сокращения и большинство разрывов здесь – взбросы и надвиги.

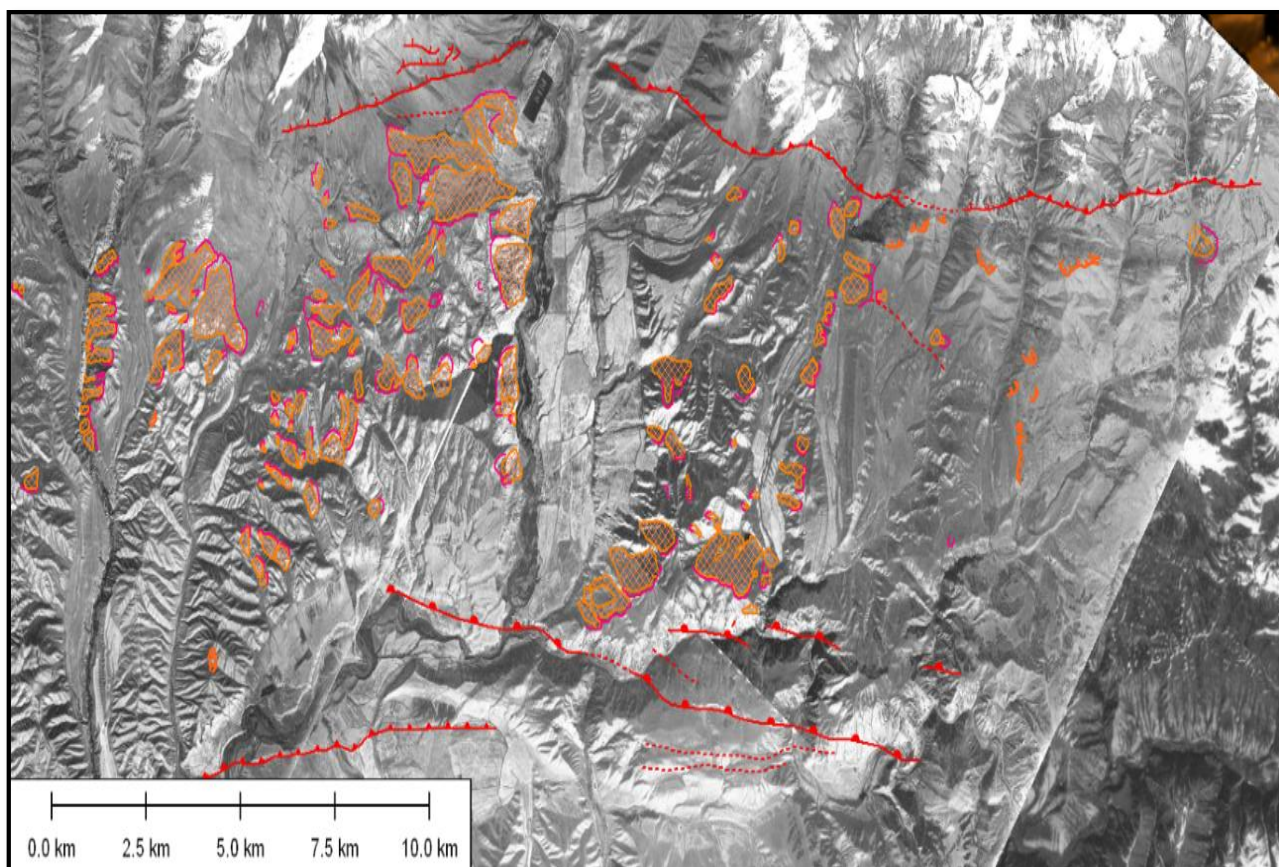


Рисунок 3.3.7- Молодые разрывы и оползни между южным подножием хребтов Нуратоо и Джетимтоо и долиной реки Нарын.

На рисунке 3.3.7 показана схема дешифрирования космических снимков КФА-3000. Оконтурированы участки, трехмерные изображения которых показаны ниже (см. рис 3.3.8 и 3.3.9).

Надвиговые смещения того же возраста (позднечетвертичные) характерны, в частности, для Центрально-Нарынского разлома, проходящего примерно в 10 км южнее и имеющего аналогичное – субширотное, простирание. Надвигом является и новейший разлом, отделяющий поднятие хребтов Нуратоо и Джетимтоо от Алабуга-Нарынской впадины, в зоне которого и находится дислокация Нуратоовского разрыва. Отметим также, что по разрыву Нуратоо имеются и явные признаки сдвиговых смещений, причем если вдоль западной (Нуратооусской) части разрыва левосторонних (висячее – нагорное крыло перемещалось на запад - рисунок 3.3.11), то для его восточной

(Джетимтооусской) части наоборот – правосторонних – движение нагорного крыла к востоку (см.рис 3.3.12).

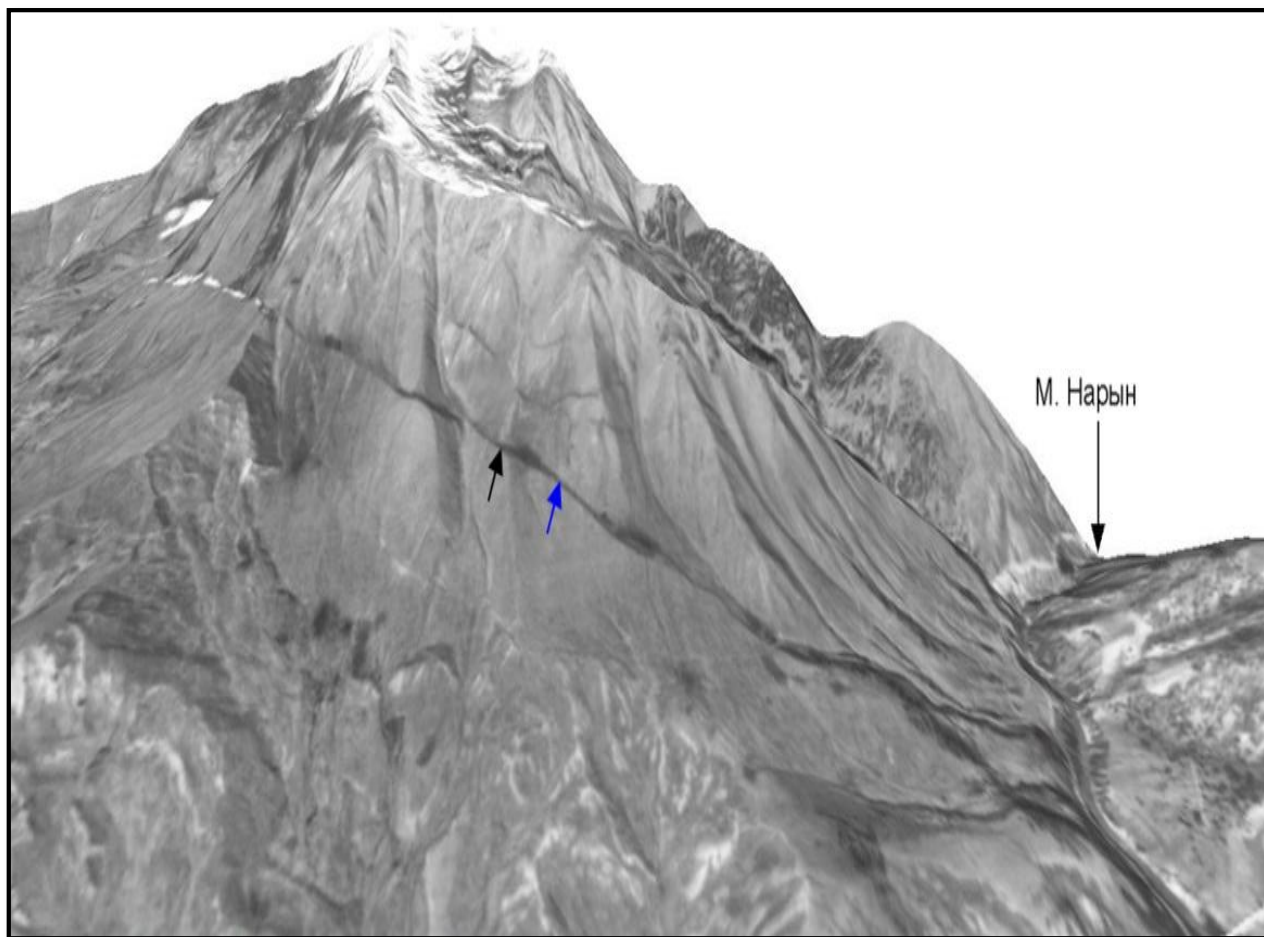


Рисунок 3.3.8 - Разрыв у подножия хр. Нуратоо к западу от долины р. Малый Нарын.

Трехмерное изображение (см. рис. 3.3.8), построенное по космическому снимку, наложенному на ЦМР. Черной стрелкой отмечено место отбора образца №4, синей – образца № 5 смотреть рисунок 3.3.6. Выше по склону видны оперяющие разрывы [28].

Обращает на себя внимание и то, что непосредственно в долине Малого Нарына, пересекаемой разломом, к которому приурочена дислокация Нуратоо, на террасе высотой около 90 м разрыв практически никак не выражен (см. рис 3.3.13). При этом эта терраса заведомо более древняя, чем формы рельефа и поверхности, разорванные и западнее, и восточнее, где разрыв проходит на более высоких отметках (см. рис 3.3.8 - 3.3.12, 3.3.14).

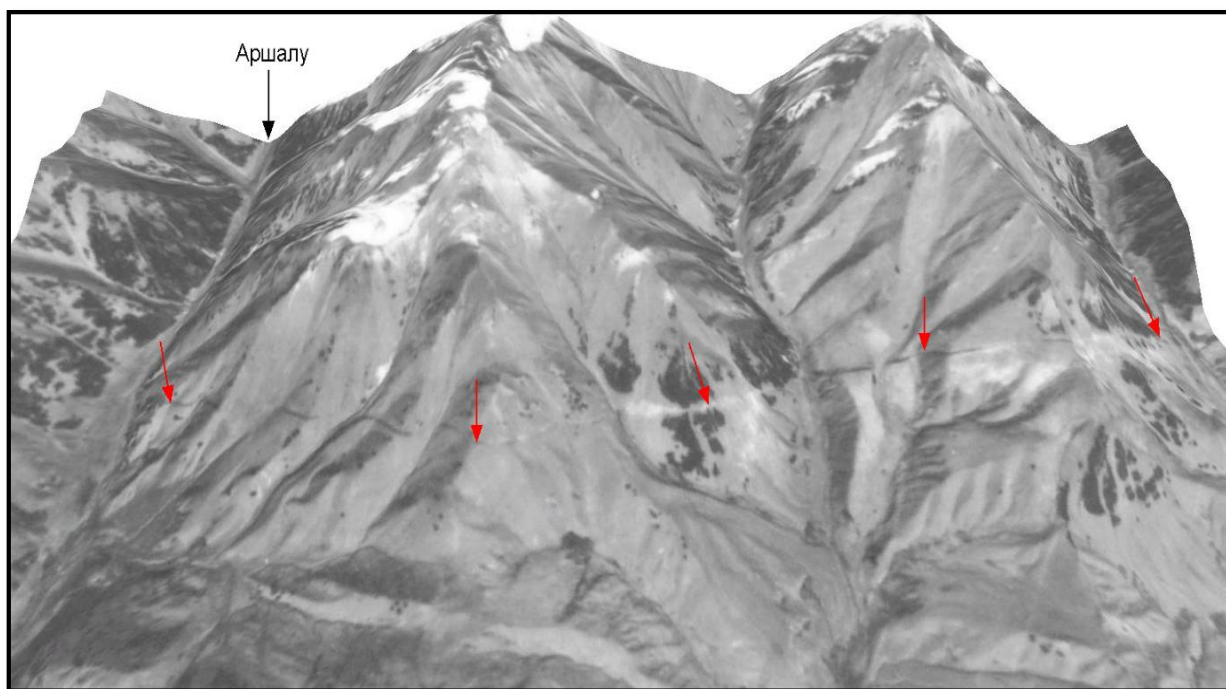


Рисунок 3.3.9 - Разрыв у подножия хр. Джетимтоо восточнее верховьев ручья Аршалу.

На рисунке 3.3.9 уступ разлома отмечен стрелками. Трехмерное изображение, построенное по космическому снимку, наложенному на ЦМР [28].



Рисунок 3.3.10 - Уступ дислокации Нуратоо, обращенный вверх по склону.

На рисунке 3.3.10 показан вид на восток на долину р. Малый Нарын и хр. Джетимтоо [28].

Явная аномальность молодого разрыва дислокации Нуратоо – нетипичная сбросовая кинематика вертикальных смещений, непостоянство направления сдвига в разных частях разрыва при постоянстве его простирания, исчезновение морфологически выраженного разрыва в нижнем ярусе рельефа – все это позволяет предположить, что молодые разрывы у подножия хребтов Нуратоо и Джетимтоо представляют собой не самостоятельную сейсмогенерирующую структуру, а являются вторичными дислокациями по отношению к основному – Центрально-Нарынскому разлому.

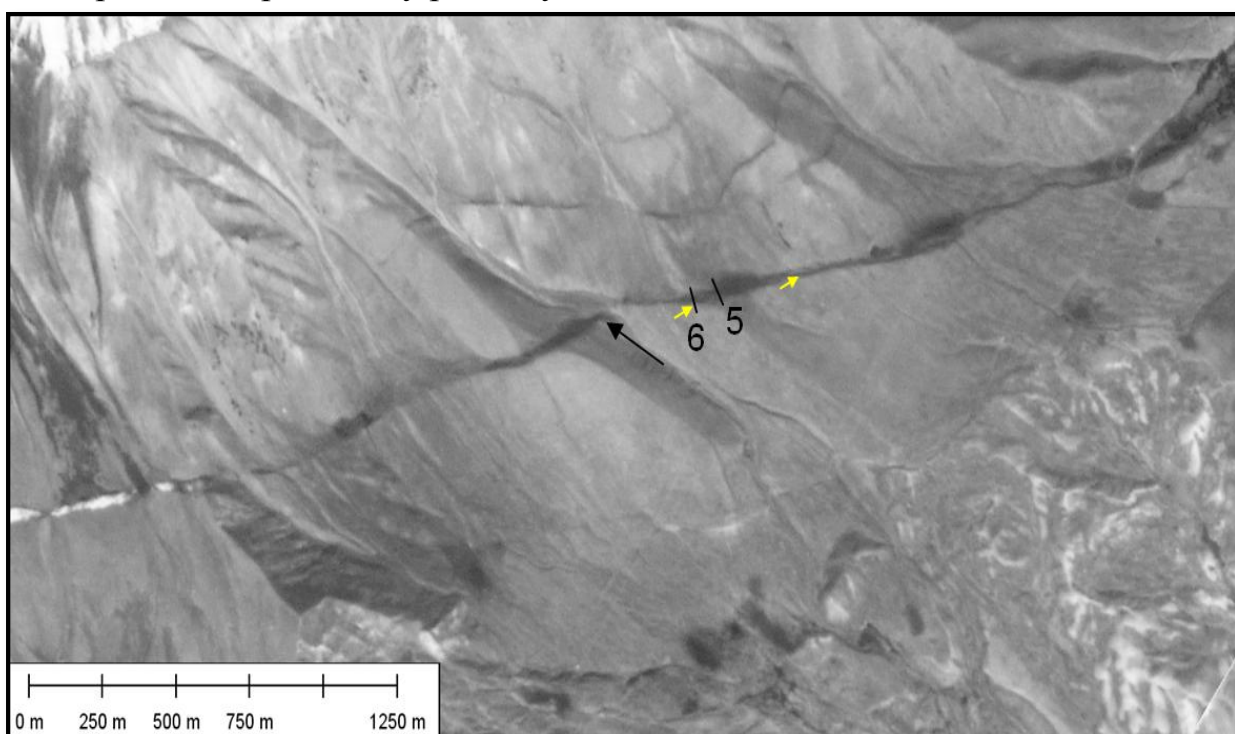


Рисунок 3.3.11 - Признаки левого сдвига по западной (Нуратоуской) части разрыва Нуратоо. Черная стрелка (см. рис. 3.3.11) указывает на сдвинутую влево л.бину с разной высотой уступа, на Разновозрастных террасах; показано положение топографических профилей 6 (3.3.4) 3.3.6). и место отбора проб для определения возраста подвижек (желтые стрелки) (см. также рис. 3.3.11, 3.3.6) [28].

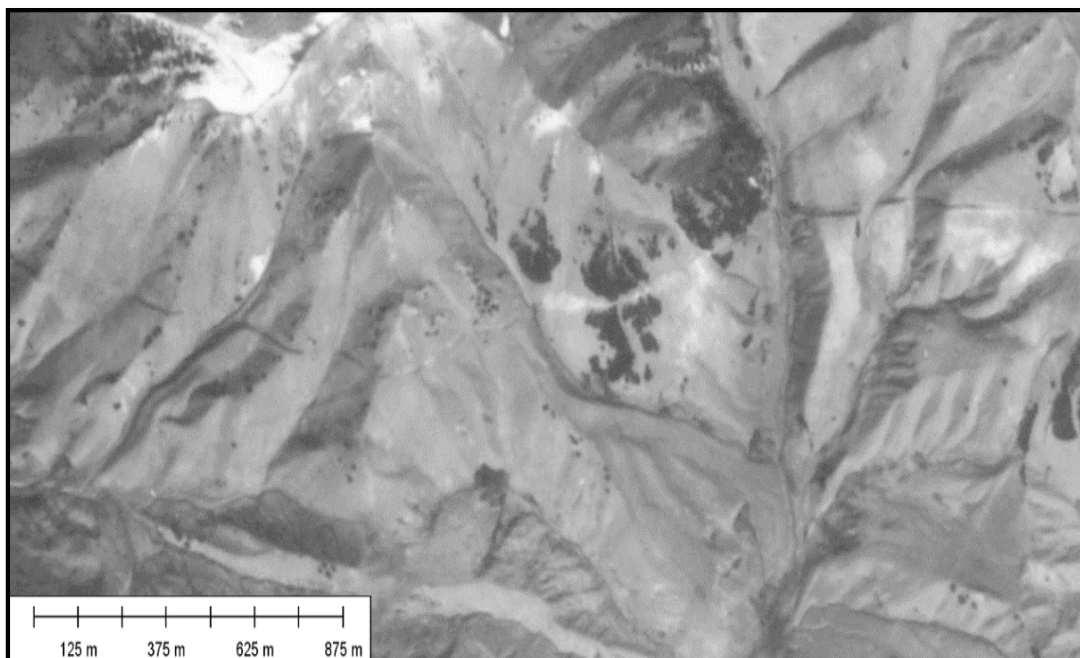


Рисунок 3.3.12 - Признаки правого сдвига по восточной части разрыва Нуратоо.

Уступы, обращенные вверх по склону (см. рис. 3.3.10), намного ярче выражены на склонах долин и оврагов западной экспозиции, что указывает на провостороннее смещение висячего крыла. [28].

Выраженный в рельефе молодой разрыв обозначен красными стрелками (см. рис. 3.3.14); голубой линией оконтурен участок, показанный на рисунке 3.3.13, где разрыв не проявлен в рельефе.

Судя по датировкам, самая последняя подвижка по, сформировавшая дислокацию Нуратоо, произошла не ранее, чем в 3454 ± 986 лет тому назад (что соответствует диапазону между 2426 и 454 г.г. до н.э.), а предшествующая – в интервале между этой датой и 18680 ± 5711 лет тому назад (после 22377 – 10955 г.г. до н.э.). Можно предположить, что возраст обвала близок к возрасту последней подвижки (если допустить, что обрушение произошло непосредственно в момент землетрясения, а подвижка по разлому – буквально мментально), однако для того, чтобы утверждать это уверенно, недостаточно данных.



Рисунок 3.3.13 - Левый борт р. Малый Нарын на пересечении с разрывом [28,44] Нуратоо. Сплошными красными стрелками указано положение разрыва, прослеживаемого на аэрофотоснимках.

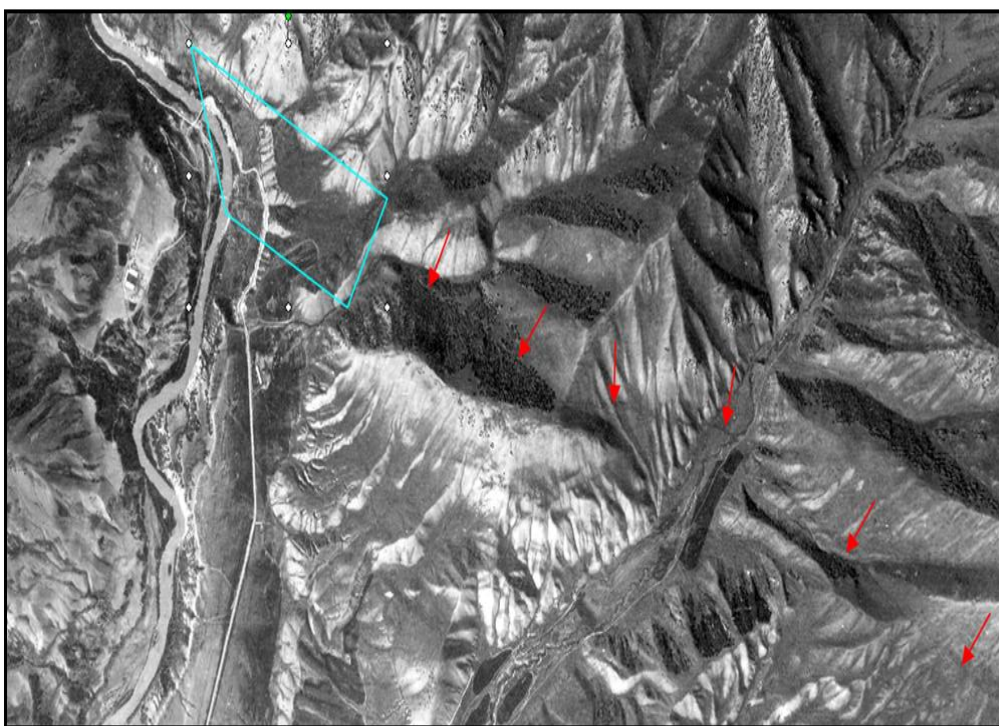


Рисунок 3.3.14 - Фрагмент аэрофотоснимка участка дислокации Нуратоо на пересечении с долиной Малого Нарына и непосредственно к востоку от нее.

Подвижки по этому же разлому в районе Верхне-Нарынского каскада ГЭС имели место, скорее всего, в интервале от $4,3 \pm 0,2$ до $1,7 \pm 0,1$ тыс. лет (2486 г. до

н.э. – 214 г. н.э.). При этом, судя по характеру деформаций в траншее за этот период времени произошло несколько подвижек по разлому на этом участке.

Сопоставление возрастов последних подвижек по изученным разломам приведено на рисунке 3.3.15. Как видно из этого сопоставления подвижки на всех трех участках могли произойти одновременно, но имеющихся данных недостаточно для однозначного доказательства такой одновременности.

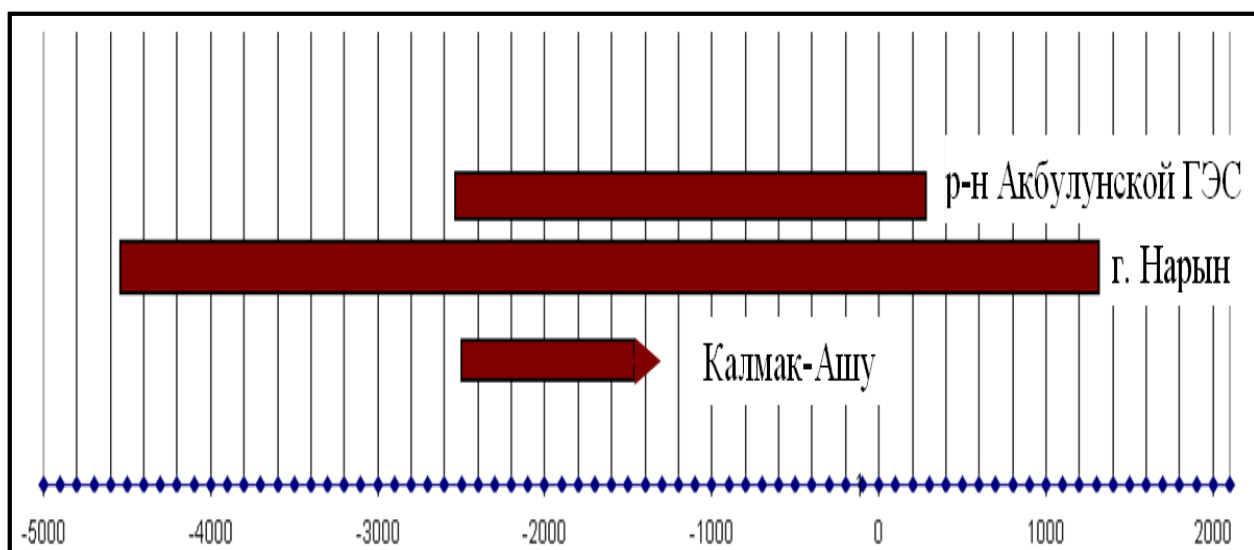


Рисунок 3.3.15- Сопоставление возрастов последних подвижек по исследованным разломам (составлен автором).

Заключение по третьей главе:

Палеосейсмологические исследования Восточной части Нарынской впадины позволили детально оценить сейсмическую опасность Центрально-Нарынского и Нуратоуского активных разломов, расположенных неподалеку от проектируемых сооружений Верхне-Нарынского каскада ГЭС. Анализ данных показал, что эти разломы могут порождать землетрясения с магнитудами в диапазоне 7,0 – 7,5. Интенсивность сейсмических воздействий в районах сооружений достигает 9 баллов на шкале интенсивности MSK 64, что подчеркивает значительный потенциал сейсмической активности в данном регионе - эти результаты формируют ключевую роль в планировании и строительстве гидроэнергетических объектов, а также в разработке мер по снижению сейсмических рисков для инфраструктуры и населения.

ГЛАВА 4 ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ-НАРЫНСКОЙ ВПАДИНЫ

4.1. Оценка максимальной магнитуды возможных сильных землетрясений.

Сейсмическая опасность, современных разрывных геологических структур; восточной части Нарынской впадины; современные палеосейсмодислокации; площади распределения деформации при возможных сейсмических событиях; возможные сейсмические риски и безопасная эксплуатация строительных объектов.

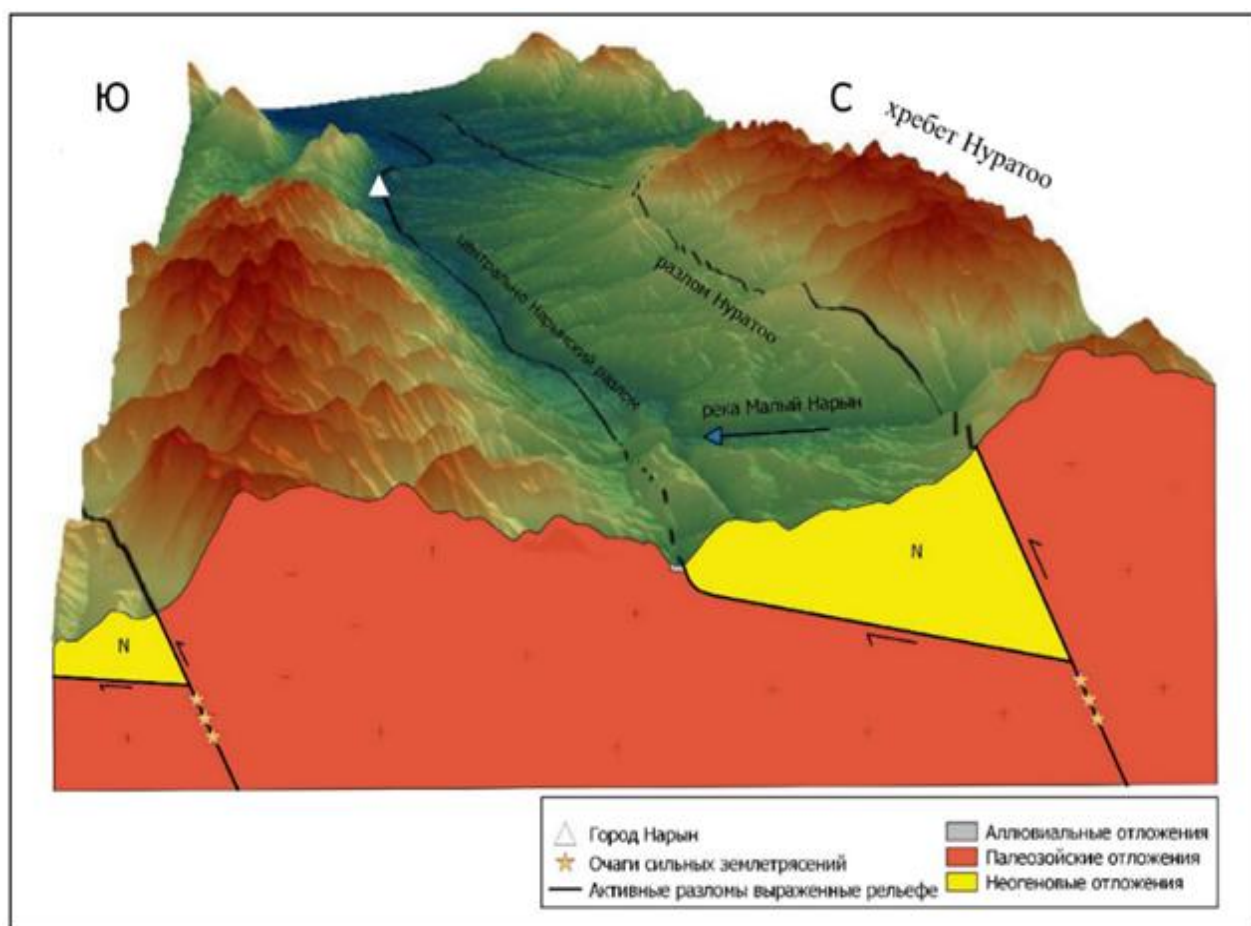


Рисунок 4.1.1 На данной 3D карте представлен тектоническое строение восточной части Нарынской впадины.

Общая протяженность прослеживаемого активного Центрально-Нарынского разлома, составляет примерно 60 км (см.рис 1.2, 1.2.1). Несколько большую протяженность – около 80 км – имеет ступень в рельефе, приуроченная к разлому, отделяющему восточную часть Алабуга-Нарынской впадины от примыкающих к ней с севера хребтов Джетимтоо и Нуратоо. Представляется, однако, что единовременное вспарывание охватывало эти разломы не на всей их протяженности. Особенно ярко это приурочена дислокация Нуратоо, где обновленный участок разлома прослеживается не более чем на 32 км (см.рис 4.1.1, 4.1.2).

Дополнительная информация, позволяющая судить о протяженности очаговых зон палеоземлетрясений, получена в ходе дешифрирования космических снимков КФА-3000 с разрешением ~ 3-5 м. Выяснили, что, наряду с современными проявлениями молодой разрывной структуры, в восточной части Алабуга-Нарынской впадины широко развиты оползни в неоген-четвертичных отложениях [44], причем именно в той части впадины, вдоль северного ограничения которой прослеживаются молодые разрывы дислокации Нуратоо (см. рис 4.1.2). Это особенно отчетливо видно на карте оползневой пораженности восточной части Нарынской впадины (см. рис 4.1.2). Для ее составления вся территория, в пределах которой установлено массовое развитие склоновых смещений, преимущественно в неоген-четвертичных отложениях, была разбита на квадраты 2×2 км, для которых рассчитывалась доля площади (в процентах), занятой оползнями. Анализ проводился в скользящем окне с шагом в 1 км по широте и долготе. Полученное значение оползневой пораженности присваивалось точке в центре каждого квадрата и по ним в программе Global Mapper строились изолинии (см. рис. 4.2) [28,44] .

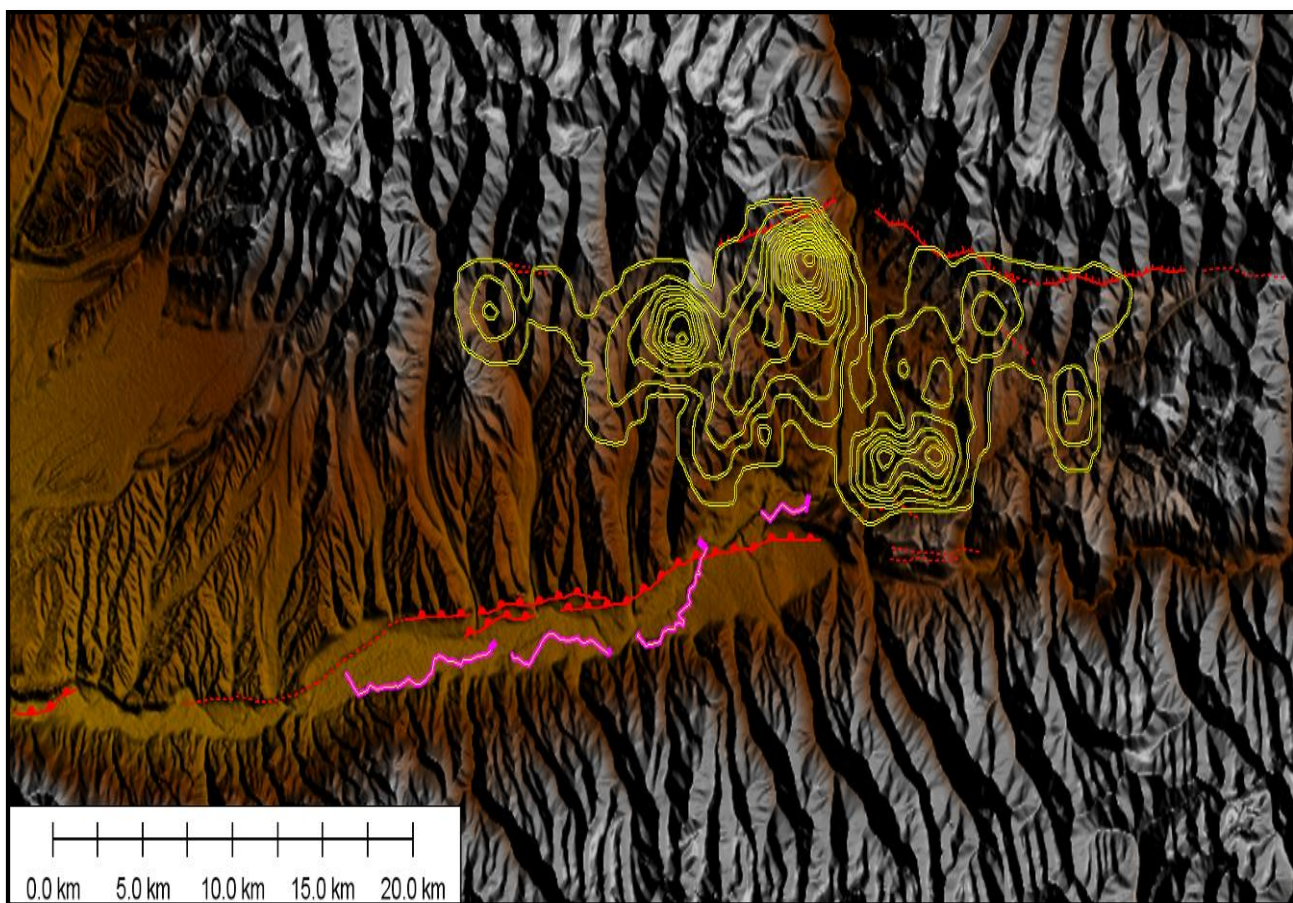


Рисунок 4.1.2 - Оползневая пораженность территории к северу от Центрально-Нарынского разлома [28,44].

Нанесены изолинии 1%, 5%, 10% и далее с шагом 5%. Подложка – 3" ЦМР SRTM. Показны достоверно выделяемые молодые разрывы в зоне Центрально-Нарынского разлома и разрывы дислокации Нуратоо с обозначением их кинематики и молодые разрывы, выделяемые предположительно. Показаны также створы плотин и трассы дериваций ГЭС Верхне-Нарынского каскада [28, 44].

На рисунке 4.1.2. отчетливо видно, что эта область в целом образует полуэллипс, длинная ось которого, протяженностью 38 км, приурочена к разрыву дислокации Нуратоо смотрет рисунок 4.1[28]. Ее восточное ограничение совпадает с восточной границей области развития кайнозойского осадочного чехла межгорной впадины (см.рис 4.1.3). Однако западное (юго-западное) окончание этой области не имеет столь отчетливого "геологического" ограничения, хотя наиболее нарушенная оползнями территория совпадает с

областью развития отложений кыргызской и нижней части нарынской серий[28,44]. За пределами оконтуренной области, несмотря на то, что большая часть территории Алабуга-Нарынской впадины сложена аналогичными малопрочными неогеновыми песчаниками, конгломератами и алевролитами и характеризуется сопоставимой эрозионной расчлененностью с примерно одинаковой глубиной долин и крутизной их склонов (см.рис 4.1.1, 4.1.2, 4.1.3), ничего подобного не наблюдается.

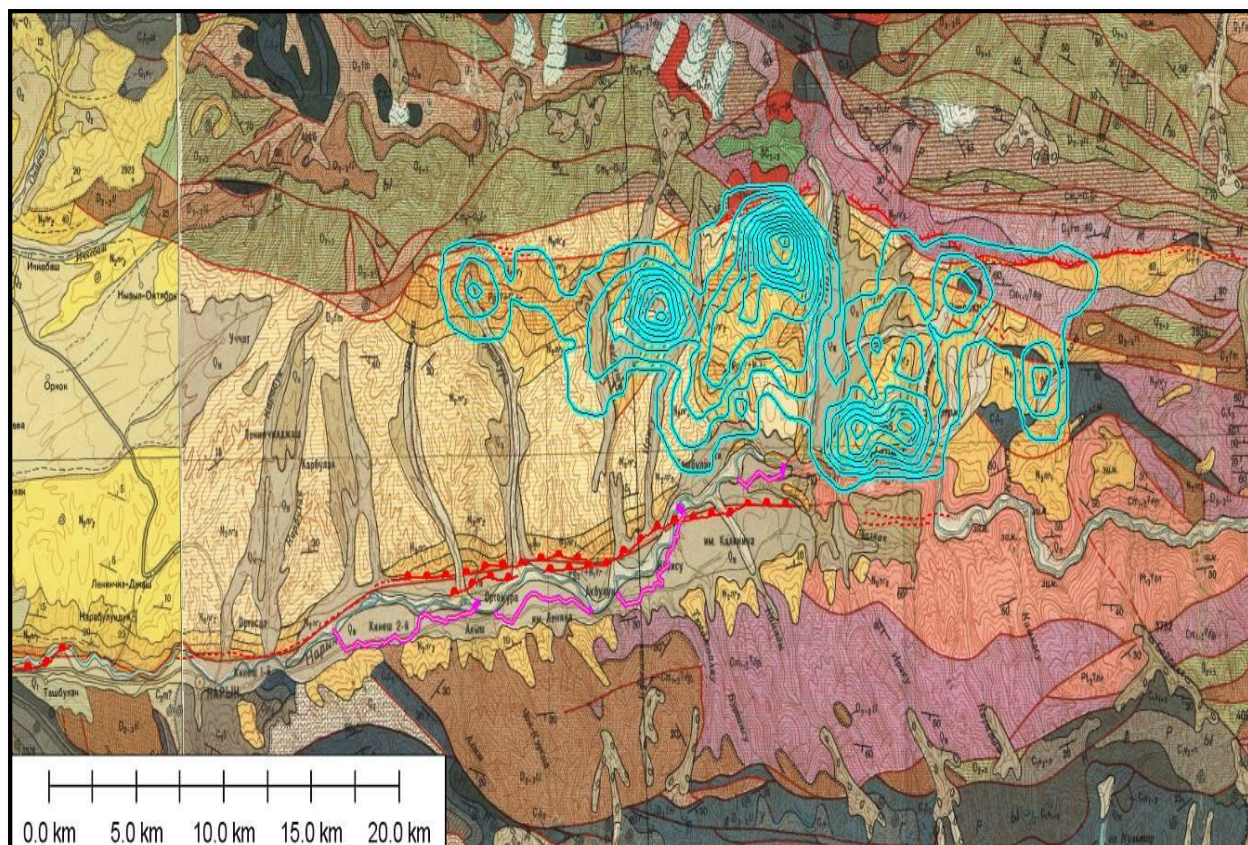


Рисунок 4.1.3 - Сопоставление оползневой пораженности территории к северу от Центрально-Нарынского разлома с ее геологическим строением.

Геологическое строение района приведена по картам 1:200 000 [44].

Оползневая пораженность аналогична показанной (см. рис 4.1.2)

На наш взгляд, явная приуроченность этой области к разрывам дислокации Нуратоо - обусловлена единой причиной образования и разрывов и оползней – сильным доисторическим землетрясением.

В то же время, как было отмечено выше, при описании разрывов дислокации Нуратоо, они с большой вероятностью представляют собой не самостоятельную сейсмогенерирующую структуру, а являются вторичными по отношению к основному – Центрально-Нарынскому разлому. Мы рассматриваем область массового развития и молодых разрывов в зонах обеих рассматриваемых разломов и оползней, как очаговую область землетрясений, периодически повторяющихся на этом участке. Ее протяженность составляет примерно 45 км. Эту величину мы и учитываем при оценке сейсмического потенциала и Центрально-Нарынского разлома и разлома, ограничивающего впадину с севера (разлом Нуратоо), отдавая себе отчет, что она превосходит протяженность уверенно выделяемых молодых дислокаций в каждой из этих зон.

Разрывы такой протяженности описаны при землетрясениях от 6.5 до 7.9. Среднее значение $M_s=7.2$ (см. рис 4.1.4).

Согласно регрессионным зависимостям между длиной поверхностного (SRL), либо очагового (RLD) разрыва из работы (Wells, Coppersmith, 1994) при их протяженности, равной 45 км, получаем несколько меньшие значения:

$$M_w=5.0+1.22\times\log(\text{SRL})=7,02 \quad (3.1)$$

$$M_w=4.49+1.49\times\log(\text{RLD})=6.95 \quad (3.2)$$

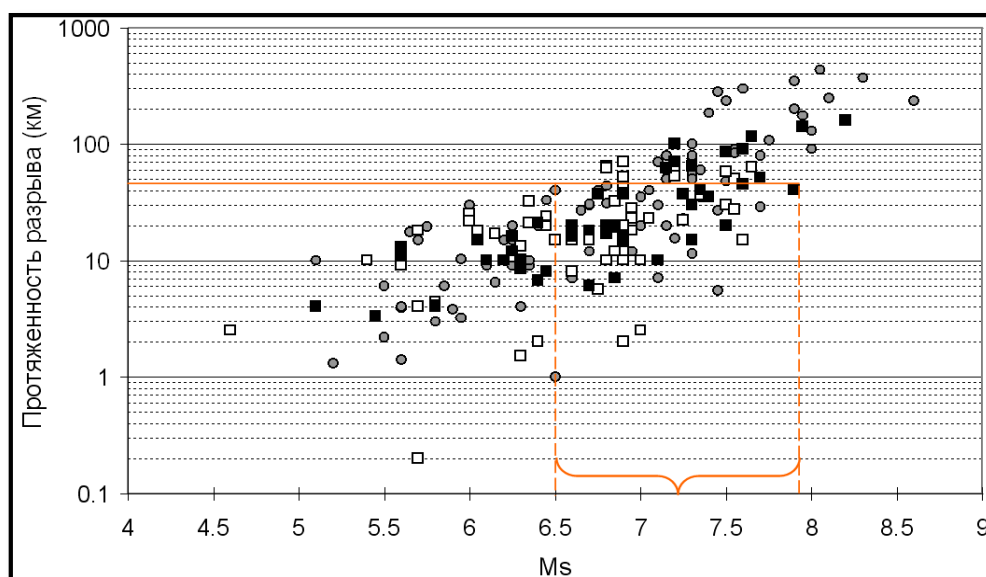


Рисунок 4.1.4 – Сопоставление двух протяженностей сейсмогенных разрывов и магнитудой землетрясений (Стром, 1998) [35,44].

Кружки серого цвета – разрывы с обладающей сдвиговой подвижкой, квадраты белого цвета – с обладающей структурой сбросовой и квадраты черного цвета – с деформации взбросовой подвижкой [44]. Оранжевыми линиями выделен диапазон магнитуд, соответствующий протяженности разрыва $L=45$ км и отмечено среднее значение примерно равное 7.2, голубыми линиями – аналогичный диапазон для $L= 60$ км (среднее значение примерно 7.3).

Как отмечено выше, установление величины максимальной одноактной подвижки осложняется тем, что проходка исследовательских траншей через приразломный уступ там, где его высота максимальна, сопряжена с большими сложностями по обеспечению техники безопасности. Траншея через уступ Центрально-Нарынского разлома была пройдена там, где его высота составляла от 6 до 8 м (см.рис 3.1.1.3), при том что максимальная высота уступа, нарушающего ту же поверхность слившихся конусов выноса левобережных притоков Нарына, достигает 16 м (см. рис 3.1.1.5).

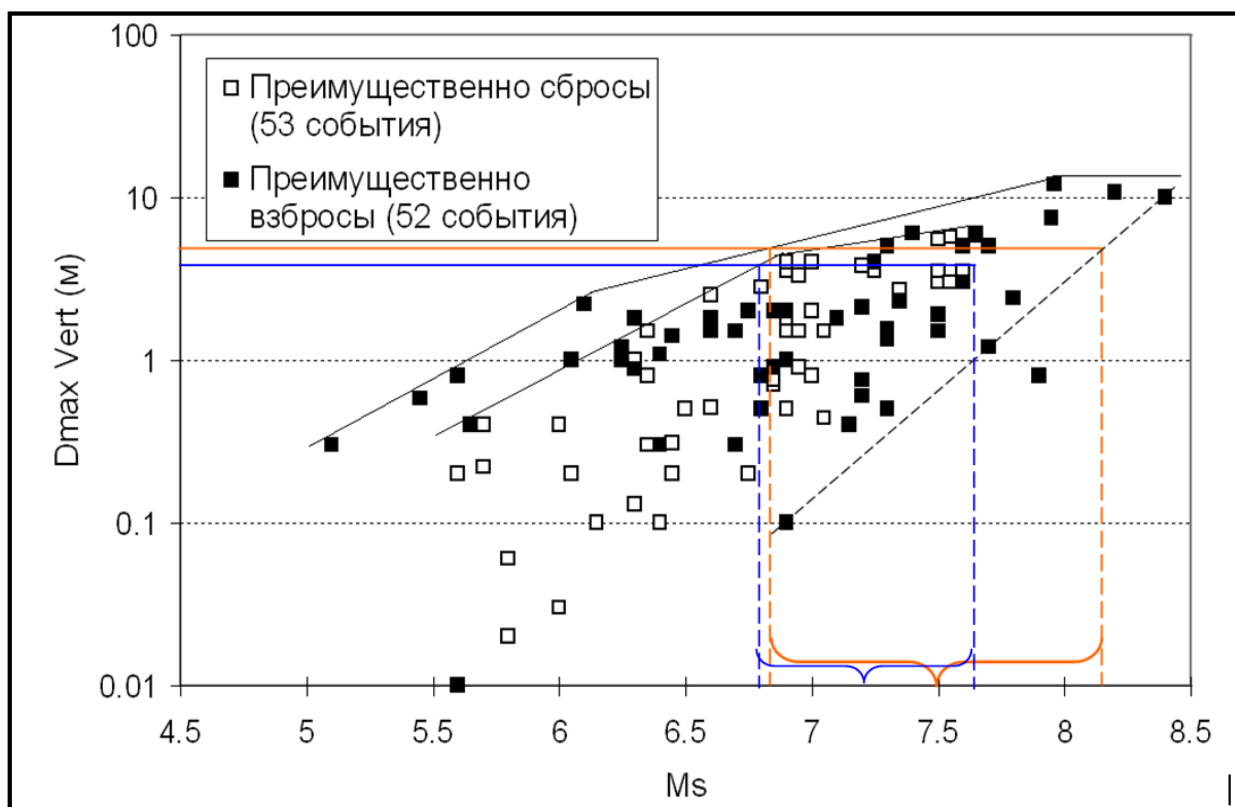


Рисунок 4.1.5 – Взаимосвязь между величинами магнитуд землетрясений и предельными вертикальными смещениями по разломам. Коричневые линии обозначают диапазон магнитуд сейсмических событий, при которых

происходили взбросы с максимальным смещением $D_{\max} = 6$ м. Синие линии отражают аналогичные параметры для сбросов с $D_{\max} = 5$ м (график составлен на основе анализа данных).

Хотя, как отмечено выше, есть основания ожидать, что максимальная измеренная высота уступа Центрально-Нарынского разлома (16 м) накопилась в результате нескольких (4-5) последовательных подвижек по нему, при максимальном единовременном вертикальном смещении до 6 метров. Вертикальная компонента смещений по сдвиго-сбросу дислокации Нуратоо также составляет 4-5 м.

Как показано на рисунке 4.1.5 такие смещения характерны для разрывов землетрясений в достаточно широких диапазонах магнитуд, средние значения которых составляют примерно 7.5 для взбросов и 7.2 для сбросов.

Таким образом, анализ всей совокупности палеосейсмологических данных позволяет считать, что в восточной части возможны землетрясения с магнитудами в диапазоне 7.0 – 7.5. Оценки магнитуд палеоземлетрясений по длине очаговой области дают несколько меньшие значения – примерно от 7.0 до 7.2; оценки по величине подвижки – несколько большие – примерно 7.5. С учетом неопределенностей, в качестве расчетной величины при определении параметров расчетных сейсмических воздействий рекомендуется принять среднее значение магнитуды равное 7.3.

Учитывая сохраняющуюся неоднозначность в оценке взаимосвязей между движениями по разрывам в зоне Центрально-Нарынского разлома и разлома Нуратоо, в дальнейшем, при оценке параметров сейсмических воздействий, они рассматриваются как самостоятельные сейсмогенерирующие структуры с $M_{\max}=7.3$.

В качестве возможного аналога можно принять Эль-Аснамское землетрясение 1980 г. в Алжире. Его магнитуда составляла 7.4 ± 0.3 , протяженность разрыва, образовавшегося при этом землетрясении, разными авторами оценивается от 29 до 42 км (King G.C.P. et al , 1981 [120], Madariaga R. 1984 [115], Ouyed M., et al., 1981, Ruegg et al [44], 1982 [117], Yelding G. et al.,

1981) [120], максимальная полная амплитуда смещения достигала 6,5 м (возможно, до 8 м), максимальное вертикальное смещение – 6 м, (с учетом значительных изгибных деформаций висячего крыла), а средние (средневзвешенные) значения подвижек, соответственно 1.79 и 1.88 м (Стром, 1998 [35], Стром, Никонов, 1999) [37]. Параметры разрыва, образовавшегося (точнее, активизировавшегося) при этом землетрясении, близки к таковым у Центрально-Нарынского разлома, а его магнитуда близка к рекомендованному расчетному значению.

4.2. Оценка интенсивности фоновых сейсмических воздействий

Оценка фоновой интенсивности сейсмических воздействий сделана для 4 зон ВОЗ, рассмотренных в двух близких, связанных с Центрально-Нарынским разломом и участком, ограничивающим восточную часть впадины с севера (зона Нуратоо) и двух удаленных – Предтерской и Кемино-Чиликской. Основные параметры землетрясений, ожидаемых этих зонах ВОЗ, приведены в таблице 4.2.1.

Таблица 4.2.1. - Параметры основных зон ВОЗ, воздействия из которых определяют сейсмическую опасность Верхне-Нарынского каскада ГЭС

Зона ВОЗ	Δ (км)	h (км)	$M_{\max}$	Механизм очага
Центрально-Нарынская	1	15	7.3	Взброс
Нуратоо	10	15	7.3	Взброс
Предтерскойская	70	15	7.5	Взброс
Кемино-Чиликская	150	20	8.2	Взброс

Примечание: Δ (км) – кратчайшее расстояние от гидроузлов до выхода сейсмогенерирующего разлома на поверхность, h (км) – принятая расчетная глубина гипоцентра землетрясения, точнее – центра области излучения.

Фоновая интенсивность сейсмических воздействий при землетрясениях с $M_{\max}$ в Предтерской и Кеминско-Чиликской зонах ВОЗ, удаленных от участка проектируемых гидроузлов на расстояние, сопоставимое или превышающее линейные размеры их очагов, может быть рассчитана по уравнению макросейсмического поля (Новый каталог, 1977) [25]:

$$I_{\Delta} = 1.5 \times M - 3.5 \times \log(\Delta^2 + h^2)^{0.5} + 3.0 \quad (3.3)$$

при этом Δ приравнивается к эпицентральному расстоянию, что, в данном случае, приемлемо, с учетом точности определения положения эпицентров и расстояния до разломов, а значения коэффициентов (1.5, 3.5, 3.0) соответствуют круговым изосейстам.

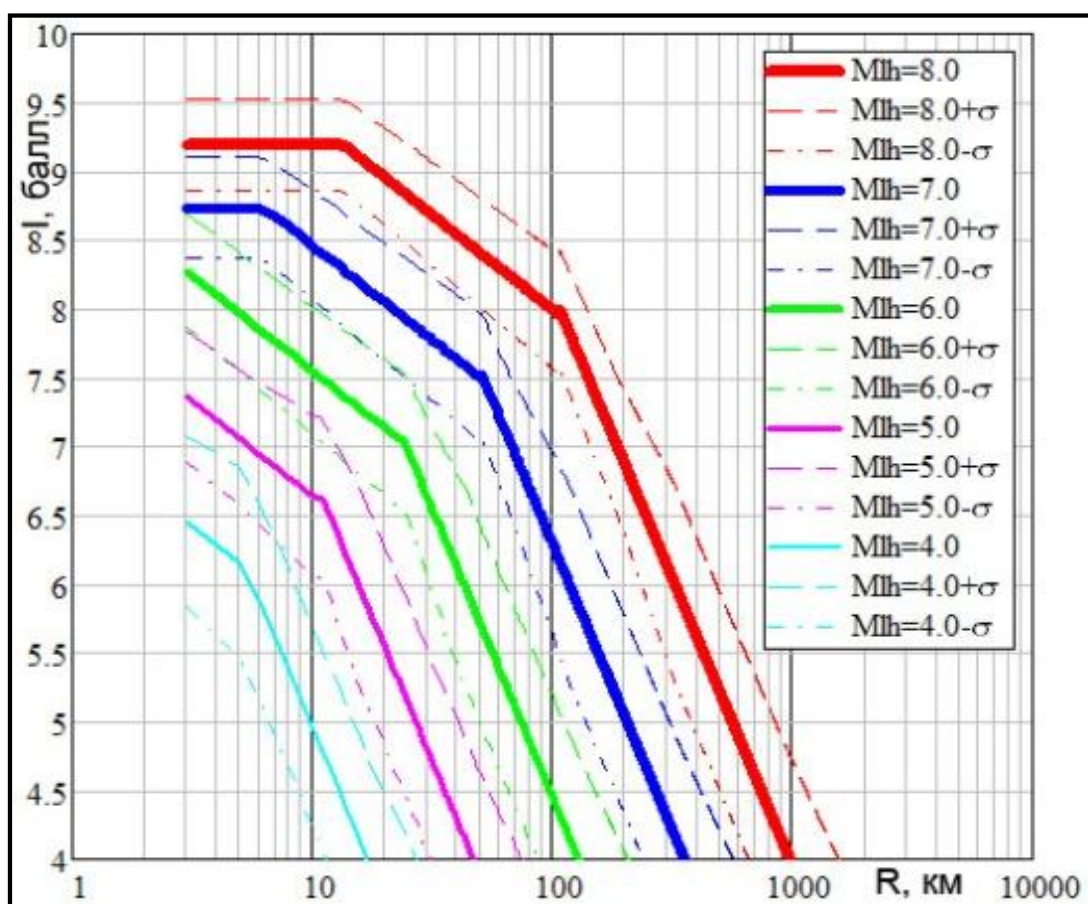


Рисунок 4.2.1 - Зависимость сейсмической интенсивности от расстояния до источника и магнитуды M_{LH} для землетрясений со взбросовой кинематикой подвижки в очаге. Графики построены С.А. Перетокиным (НП ЭЦ РОПР) по данным Ф.Ф. Аптикаева (ИФЗ РАН) [12].

Поскольку при высокомагнитудных коровых землетрясениях изосейсты высших баллов обычно вытянуты вдоль сейсмогенерирующих структур, а указанные зоны ВОЗ простираются в субширотном направлении и расположены к северу от участка Верхне-Нарынского каскада ГЭС, полученные значения интенсивности (см. табл. 4.2.2), являются завышенными и могут рассматриваться, как весьма консервативные.

При оценке фоновой интенсивности воздействий при землетрясениях с очагами в зонах ВОЗ, проходящих вблизи площадки строительства на расстояниях, существенно меньших линейных размеров этих очагов, использование вышеприведенного уравнения вообще не корректно, так как в этих случаях площадка оказывается в пределах "ближней зоны" или даже в пределах "очаговой зоны. Согласно Ф.Ф. Аптикаеву (2012) [12], ближняя зона – это область, в которой затухание ускорений с расстоянием R слабее сферического расхождения, а очаговая зона – область вблизи сейсмогенерирующего разлома, где отсутствует затухание сейсмических волн или даже наблюдается некоторое увеличение их амплитуды с расстоянием. На рисунке 4.2.1 показаны графики изменения сейсмической интенсивности с расстоянием для различных магнитуд, с учетом вышеуказанных особенностей.

Согласно этим соотношениям, фоновая интенсивность сейсмических воздействий при землетрясениях с $M_{\max}=7.3$ в Центрально-Нарынской зоне ВОЗ и в зоне ВОЗ, совпадающей с дислокаций Нуратоо, выраженная в целочисленных значениях, составит 9 баллов (см. табл. 4.2.2) что согласуется с оценками по действующей карте сейсмического районирования территории Кыргызской Республики (см.рис 4.2.2).

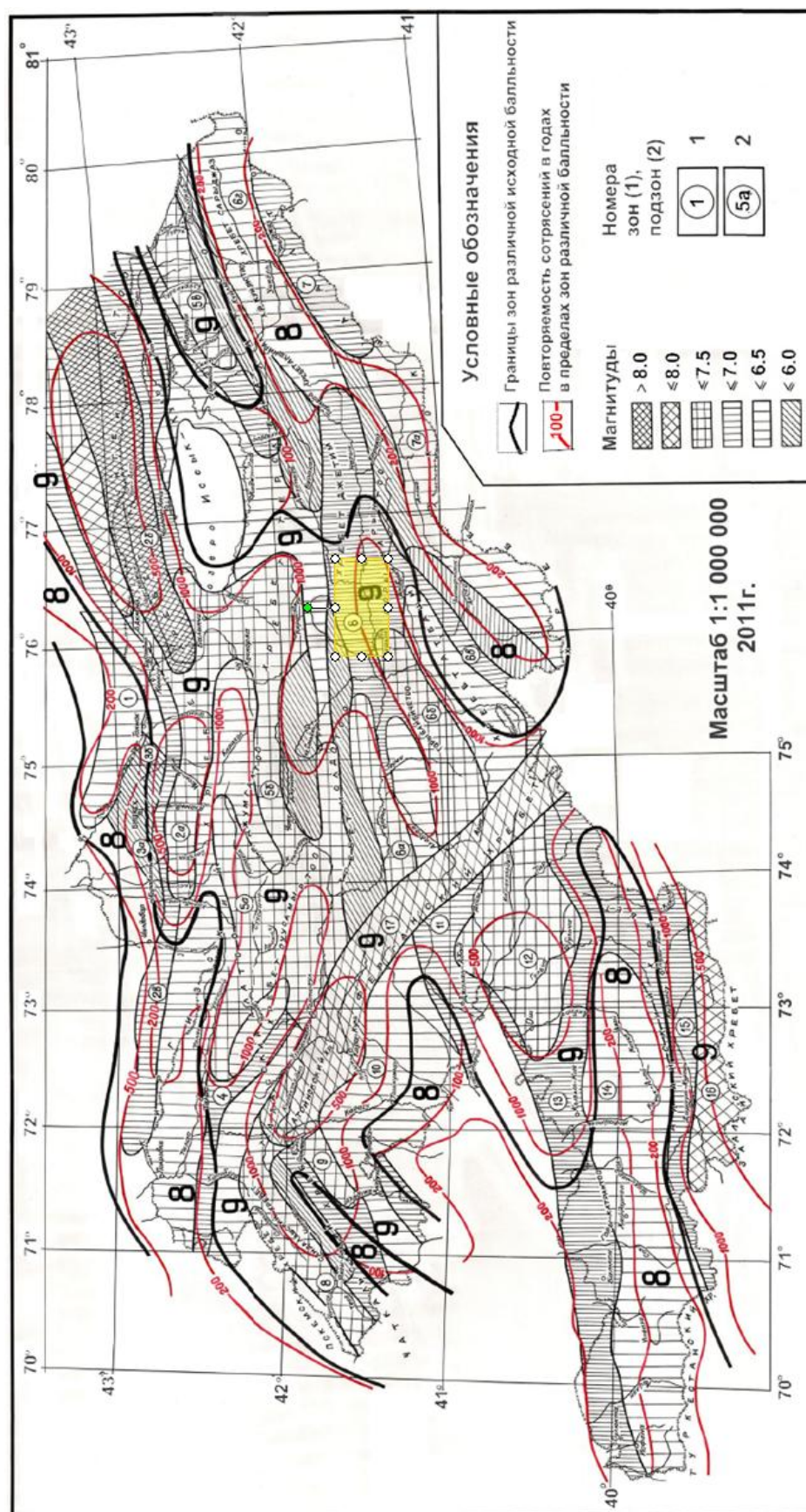


Рисунок 4.2.2 - Действующая карта сейсмического районирования территории Кыргызской Республики

Желтым прямоугольником обозначен район расположения гидроузлов Верхнее-Нарынского каскада ГЭС [9].

Таблица. 4.2.2 - Рекомендуемая фоновая интенсивность сотрясений при землетрясениях с $M_{\max}$ в рассматриваемых зонах ВОЗ

Зона ВОЗ	I_{Δ} (балл)
	Рассчитанное / округленное целочисленное значение
Центрально-Нарынская	9
Нуратоо	9
Предтерсейская	7,76 / 8 (завышенная оценка)
Кемино-Чиликская	7,67 / 8 (завышенная оценка)

Таким образом, оценка сейсмического потенциала зон ВОЗ, ближайших к сооружениям Верхне-Нарынского каскада, и параметров сейсмических воздействий показывает, что анализ всей совокупности палеосейсмологических данных позволяет считать, что в восточной части Алабуга-Нарынской впадины возможны землетрясения с магнитудами в диапазоне 7.0 – 7.5. Фоновая интенсивность сейсмических воздействий на площадках основных сооружений этих гидроузлов составляет 9 баллов.

Методы анализа динамической устойчивости гидротехнических сооружений верхнее-Нарынских каскадов ГЭС.

Для оценки воздействия сейсмических процессов на проектируемые гидротехнические сооружения использованы следующие методы расчётов:

- Метод конечных элементов (МКЭ) с использованием специализированного программного обеспечения (SCAD, Plaxis, ANSYS). Этот метод позволяет точно моделировать напряженно-деформированное состояние конструкций при сейсмическом воздействии, учитывая взаимодействие «сооружение–основание».
- Учёт инерционных нагрузок на сооружения, возникающих в результате сейсмических колебаний, а также влияние геологических особенностей основания.

В случае воздействия максимального проектного землетрясения возможны следующие сценарии повреждений конструкций:

- Появление трещин в бетонных элементах плотины и водоводов, особенно в местах сопряжения с основанием.
- Локальное смещение грунтов основания, что может привести к неравномерному оседанию сооружений.
- Частичная утрата работоспособности водоотводных и дренажных элементов, что потребует дополнительных мероприятий для обеспечения нормального функционирования системы.
- В случае повреждения автоматических затворов может потребоваться экстренный сброс воды, что должно быть предусмотрено в системе управления ГЭС.

Последние подвижки по ближайшему к сооружениям Центрально-Нарынскому разлому произошли в период 2486 г. до н.э. – 214 г. н.э. Повторяемость подвижек по имеющимся данным определить не удалось, однако можно полагать, что она составляет несколько тысяч лет, так как за указанный период произошло, как минимум, две подвижки.

4.3. Определение зоны динамического влияния Центрально-Нарынского разлома

Для определения зоны динамического влияния разломов был применен международный опыт в этой области.

Вот еще более глубокая переработка текста, чтобы минимизировать вероятность обнаружения антиплагиатной программой:

Определение границ смещения и установление ширины зоны, в пределах которой запрещено строительство (также известной как зона динамического воздействия или буферная зона), зависит от характеристик конкретного разлома.

В Новой Зеландии, где активные разломы включают различные типы деформаций (взбросы, сбросы, сдвиги), нормативное удаление от линии разлома составляет 20 метров (Палеосейсмология, 2011) [102]. Однако при проведении детальных исследований участка возможно сокращение этого расстояния, если будет доказано, что вторичные деформации не распространяются дальше 20 метров.

Мак-Калпин (Палеосейсмология, 2011) [102], проанализировав данные 40 исследовательских траншей, проложенных через зоны активных сбросов, систематизировал основные деформационные характеристики этих участков. В его анализе учитывались такие параметры, как расположение главного разрыва относительно уступа, угол наклона разломной плоскости, количество и распространение вторичных разрывов в различных частях структуры, соотношение смещения по дополнительным разрывам относительно основного и размеры зон пластической деформации.

Исходя из полученных данных, исследователь рекомендовал следующие минимальные значения буферной зоны: 12,2 метра (40 футов) на поднятом крыле разлома и 15,2 метра (50 футов) на опущенном крыле [102].

Минимальная ширина буферной зоны основана на типе планируемого сооружения (см. табл 4.3.1). Ширина должна рассчитываться с помощью представленных ниже формул 3.4 и затем сравниваться с минимальным значением, указанным в (см. табл 4.2.1).

Таблица. 4.3.1. - Рекомендации по определению максимальной ширины буферной зоны и фактор ответственности (U) для классификации зданий, согласно Международного строительного Кодекса (IBC) (Международный союз строительных норм и правил, 2000)

Класс IBC	Классификации зданий	Ответственность	Коэффициент ответственности U	Min ширина буферной зоны (фут)
A	Ассамблея	2	2	25

B	Бизнес	2	2	20
E	Образование	1	3	50
F	Заводы и фабрики	2	2	20
H	Повышенной Опасности	1	3	50
I	Институциональная	1	3	50
M	Товарная	2	2	20
R	Жилая	2	2	20
R3	Жилая, включающая индивидуальные дома	3	1,5	15
S	Хранения	-	1	0
U	Коммунальные и прочие	-	1	0

Для примера приведем значения коэффициента ответственности, предлагаемые для строительных норм, и правил, предлагаемых для СНГ.

Таблица 4.3.2. Значения коэффициента ответственности K_2 (Фонды Института сейсмологии НАН КР [44]).

№	Характеристика сооружений	Значения K_2
1	Особо ответственные и уникальные сооружения	1,5
2	Сооружения с одновременным пребыванием большого числа людей (крупные вокзалы, аэропорты, театры, концертные залы с числом мест более 1000 чел, крытые рынки и стадионы; Здания и сооружения, эксплуатация которых необходима при землетрясении или при ликвидации его последствий (системы энерго-и водоснабжения, системы пожаротушения, телефонной и телеграфной связи, банков государственных и местных административных органов и т.п.)	1,40
3	Здания больниц, школ, детских садов, высших учебных заведений.	1,30
4	Жилые, общественные и производственные здания, не указанные в п. 1-3.	1
5	Здания и сооружения, разрушения которых не связано с гибелью людей, порчей ценного оборудования и не вызывает прекращения непрерывных технологических процессов или загрязнения сооружения окружающей среды.	0-0,6 По согласованию с заказчиком

Примечание. Объекты по п. 1. утверждаются директивными органами страны [44].

Как показана выше (см. табл. 4.3.1) Международная классификация зданий согласно Строительному кодексу выделяет ряд групп:

- **Ассамблея (Группа А)** - места, используемые людьми для развлечений, поклонений, еды или питья. Примеры: церкви, рестораны (с 50 или более возможных пассажиров), театры и стадионы;
- **Бизнес (Группа В)** места, где предоставляются услуги (не путать с товарами, ниже). Примеры: банки, страховые агентства, правительственные здания (в том числе полицейские и пожарные станции), и врачебные кабинеты.
- **Образование (Группа Е)** - школы и центры дневного ухода, до 12-го класса;
- **Заводы и фабрики (Группа F)** - места, где производятся или ремонтируются товары (не включая "повышенной опасности" (см. ниже)). Примеры: заводы и химчистки;
- **Повышенной Опасности (Группа Н)** - места, связанные с производством или хранением быстро воспламеняющихся или токсичных материалов. Включает места для транспортировка взрывчатых веществ и/или высокотоксичных материалов (таких, как фейерверки, перекись водорода и цианиды);
- **Институциональная (Группа I)** - места, где люди физически не способны выйти без посторонней помощи. Примеры: больницы, дома для престарелых и тюрьмы. В некоторых странах, Группа I обозначается как промышленная;
- **Товарная (Группа М)** - места, где выставляется и продается продукция. Примеры: продуктовые магазины, универмаги, и автозаправочные станций;
- **Жилая (Группа R)** – места, где предоставляются помещения для ночлега (за исключением Организационной). Примеры: дома, жилые дома, гостиницы, и трехместные номера;
- **Хранение (Группа S)** – места, где хранятся различные элементы (не считая-повышенной Опасности). Примеры: склады и гаражи;

- **Коммунальные и прочие (Группа U)** - другие. Примеры: водонапорные башни, амбары, башни.

Минимальные буферные расстояния определяются как для висячего, так и лежачего блоков.

Ширина буферной зоны на опущенном блоке рассчитывается в соответствии со следующей формулой:

$$S = U (2D + F/\tan\theta), \quad (3.4)$$

где S – расстояние от линии разрыва, в пределах которого строительство зданий, предназначенных для нахождения в них людей, запрещено; U - коэффициент ответственности, основанный на предполагаемом расчетном числе людей, находящихся в здании (см.рис 4.3.1). D – ожидаемая единовременная подвижка по разрыву (предположительно равна вертикальному смещению, измеренному для каждого прошлого события); F – глубина заложения фундамента здания; θ – угол падения плоскости разрыва (градусы). Все значения даны в футах. Переменные, использованные в уравнении, графически представлены на рисунке 4.3.1.

Для расчетов ширины буферной зоны на поднятом блоке угол падения плоскости разрыва и глубина заложения фундамента не имеют значения. Поэтому ширина отступа от линии разрыва рассчитывается по формуле:

$$S = U * 2D \quad (3.5)$$

Расстояние от линии разрыва измеряется для части здания, находящейся ближе всего к нему, вне зависимости от того, относится это к фундаменту или к надземной части. Минимальные буферные расстояния определяются как для висячего, так и для лежачего крыльев. Используемые переменные показаны на рисунке 4.3.1.

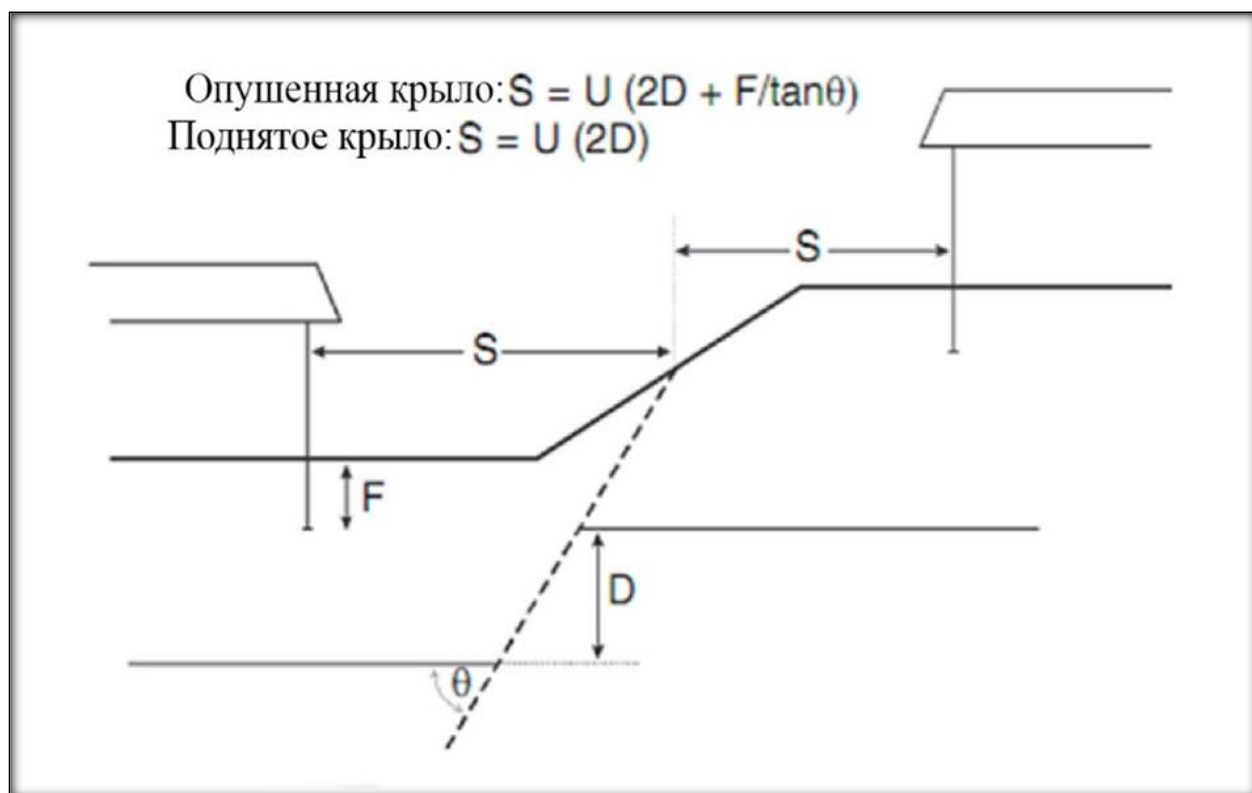


Рисунок 4.3.1 - Поднятый блок (Лежащее крыло разлома).

Буферное расстояние для жилых зданий и офисов ($U = 2$) с фундаментом глубиной 2,5 м ($F=2.5$) будет, таким образом, зависеть от палеосейсмологических параметров, таких как угол падения плоскости разрыва и азимут падения вблизи поверхности, принимаемый равным 70° ($\theta = 70$; $\tan \theta = 2.75$), и среднего смещения около 2,0 м (хотя там, где развиты грабены, среднее смещение по главному разрыву может быть почти в два раза больше). Согласно уравнениям, эти исходные значения дадут расстояния отступа от главного разрыва, равные 9,8 м на опущенном блоке и 8 м – на поднятом блоке. Отметим, что эти расстояния составляют только 65 % от расстояний, рекомендуемых в (Палеосейсмология, 2011) [102] и менее чем половину 20-метрового расстояния, по умолчанию используемого в Новой Зеландии. Меньшие величины отступа от линии разрыва стали возможны потому, что они «подстроены» под специфическую форму и кинематику поверхностных разрывов и, к тому же, в определенной степени снижены за счет использования более низкого коэффициента критичности. Если мы повторим расчеты для сооружений более высокой ответственности ($U = 3$), то получим увеличение отступа на 50 % до 14,7 м (на висячем крыле) и до 12 м

(на лежащем крыле), что ближе к значениям, рекомендуемым Мак-Калпиным (Палеосейсмология, 2011).

4.4. Данные по определению зоны динамического влияния Центрально-Нарынского разлома

В 1976 году в пределах территории г. Нарын было проведено сейсмическое микрорайонирование. Зона Центрально-Нарынского разлома была нанесена по инженерно-геологическим данным и зона его влияния оценивалась равной 100 – 125 метров. При этом ширина зоны влияния принималась одинаковой как в пределах поднятого, так в пределах опущенного крыльев. Как показано выше на рисунке 4.3.1, такой подход не является верным, поскольку в пределах поднятого крыла зона поверхностных деформаций гораздо шире.



Рисунок 4.4.1 - Карта сейсмического микрорайонирования территории г. Нарын по инженерно-геологическим условиям (1976). (Макаров В.И.1977)

[21].

Указанные выше расчеты (см.рис 4.4.2) применимы для сбросов.

Для надвигов, которые развиты в пределах изученной нами территории, нами приняты следующие положения. При изучении зоны Центрально-Нарынского активного разлома, пересекающего строительную площадку Международного Университета Ага Хана в зоне разлома были выделены три различных по своему значению зоны (см.рис 4.4.2).

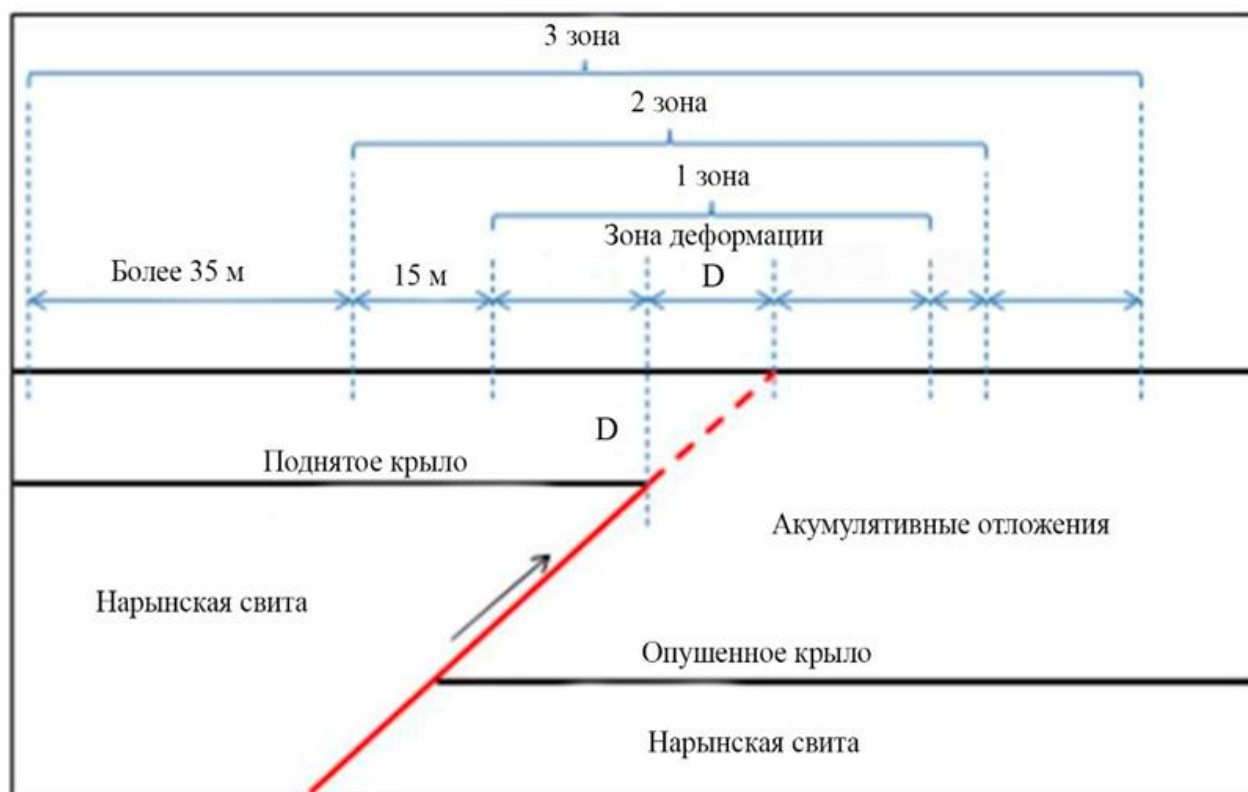


Рисунок 4.4.2 - Зона влияния Центрально-Нарынского разлома в пределах территории Университета Ага-Хана по данным компании ARUP (Лондон, Англия - Фонды Института сейсмологии НАН КР).

✓ Зона 1 – зона выхода разрыва на поверхность D, которая определяется глубиной до кровли коренной породе и шириной зоны нарушений, связанных непосредственно с основным разрывом разлома. Ширина буферной зоны определяется в зависимости от угла падения разлома и величиной смещений, характерных для данного типа разломов в области. Если предположить, что среднее вертикальное смещение при единичном событии составляет 2 метра (что, видимо, является характерным для активных разломов Северного Тянь-

Шаня), то при угле падения разлома 45° смещение по падению составляет около 2,8 м.

В зависимости от степени уверенности в выделении положения разлома на местности, ширина зоны появления потенциального разрыва может колебаться. Там, где имеется высокая степень уверенности, зона потенциального разрыва быть узкой и хорошо определенной (от 0 до 10 м), где степень уверенности меньше, зона потенциального разрыва будет более широкой (до 20 м).

✓ Зона 2 - определяет область потенциальной интенсивной деформации, которую следует избегать при выборе наиболее подходящих мест для строительства. Такие деформации обычно выражены локальными антиклиналями в поднятом крыле разлома, ширина которых колеблется в достаточно широких пределах, а в опущенном крыле разлома деформации обычно не превышают 5-10 м. При этом нужно разделять активные структуры, прилегающие непосредственно к зоне разлома, и структуры более широкого масштаба, в целом лежащие в пределах поднятого крыла разлома, но отражающие более обширные деформации. Понятно, что в зону 2 входят структуры, которые развиваются в пределах области «перекрытия».

✓ Зона 3 - определяет область меньшей деформации, которая протягивается еще до 50 или больше на стороне висячего крыла и 15 м на опущенной стороне разлома.

Таким образом, оценка ширины зоны влияния Центрально-Нарынского разлома в пределах Университета Ага-Хана в западной части г. Нарын, оцененная в рамках международной практики, не превышает 50-100 метров в сторону поднятого крыла и на 15-30 м в сторону опущенного крыла от линии магистрального разрыва. Отметим, что в данном случае рассматривается только очень узкая зона, которая связана непосредственно с основным разрывом.

Полученные нами материалы и данные, приведенные по территории Университета Ага-Хана позволяют заключить, что ширина влияния Центрально-Нарынского разлома, проходящего в непосредственной близости от г. Нарын

составляет 60 метров в пределах поднятого крыла и до 20 метров в опущенном крыле.

Для повышения устойчивости сооружений к землетрясениям и минимизации рисков повреждений следует использовать передовые строительные технологии, которые направлены на снижение сейсмических рисков. В частности, можно применить:

Усиление несущих конструкций с использованием сейсмостойких материалов. Современные материалы, такие как армированные бетонные композиты, могут значительно повысить прочность и гибкость конструкций, что особенно важно для таких крупных объектов, как гидротехнические сооружения.

Механизмы демпфирования. Установка амортизаторов или демпферов в ключевых точках сооружений позволяет снижать колебания и уменьшать нагрузки, возникающие в результате землетрясений. Эти устройства могут поглощать энергию сейсмических волн, предотвращая разрушения.

Система раннего оповещения: Установка сейсмических датчиков, которые будут фиксировать землетрясения и предупреждать о возможной угрозе. Создание сигнальных систем для информирования персонала и местных жителей.

Регулярные проверки: Проведение сейсмических испытаний конструкций. Моделирование сценариев землетрясений для оценки устойчивости объектов.

Эти меры помогут снизить риски и повысить безопасность ГЭС в случае сейсмических событий.

В части сокращения рисков экономическая значимость заключается в том, что информированность о сейсмической опасности, позволяет минимизировать потери и убытки во время строительства и эксплуатации различных инженерных сооружений. Это снижает затраты на восстановление и в ремонте после сейсмических воздействий.

Обеспечение жизненного цикла сооружений зависит от надлежащих антисейсмических мер безопасности, которые могут продлить срок службы гидроэлектростанций. Это предотвращает непредвиденные повреждения и

обеспечивает более длительную и эффективную работу ГЭС, что способствует экономической стабильности в регионе.

Инвестиционный потенциал отдельно взятого сооружения или региона в целом, зависит от защищенности сооружений от сейсмических рисков, регион или объект становятся более привлекательным для инвесторов. Осведомленность заинтересованных сторон о защищенности инфраструктуры от сейсмических рисков, вызывает уверенность в инвестициях в проекты.

Таким образом, исследование сейсмической опасности имеет прямое влияние на экономическую устойчивость и развитие района, обеспечивая безопасность сооружений, привлекая инвесторов и создавая новые возможности для экономического роста.

Для оценки возможного экономического ущерба и затрат на антисейсмические меры в суммах, необходимо провести следующие шаги:

Оценка возможного ущерба от землетрясений:

Расчет стоимости разрушений принятый объекты инфраструктуры, жилья и коммерческих объектов в случае землетрясения для города Нарын и близ расположенных населенных пунктов село Кенеш, Ирии-Суу, Дуболуу, Таш-Башат и Аэропорт Нарын. За основу расчета приняты превентивные меры снижения разрушения объектов выше указанных населенных пунктов на 20%, которые примут во внимание при строительстве этих зданий.

Если стоимость одного средне статического жилого дома составляет 1,5 миллиона сомов, а количество близ расположенных к центрально-Нарынскому разлому 20% от жилых домов составляет 500, то, предотвращенный ущерб только в жилом секторе составит примерно 750 млн сомов.

Заключение по четвертой главе:

Проведенные исследования Центрально-Нарынского разлома вблизи города Нарын, указывают, что разлом оказывает значительное влияние на окружающую среду и инфраструктуру в регионе, которые дали возможность определить ширину влияния разлома в пределах поднятого крыла, достигающего

до 60 метров в поднятом блоке повышенного сейсмического риска и геодинамической активности, когда как в опущенном крыле зона влияния снижается до 20 метров, эти условия необходимо учесть при планировании и проектировании гидротехнических сооружений и другой инфраструктуры в данном регионе.

Учет зоны динамического влияния (буферной зоны влияния) разлома необходим для разработки мер по снижению сейсмических рисков и обеспечению безопасности населения и других объектов. Важно также учитывать данную информацию при строительстве и эксплуатации объектов, чтобы минимизировать потенциальные негативные последствия от возможных сейсмических событий.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования неотектоники Восточной части Нарынской впадины позволили провести детальное описание Центрально-Нарынского и Нура-Тооуского активных разломов. Били уточнены и идентифицированы данные разломов как основные источники сейсмогенерации в данном регионе. Такой подход применялся для более точной оценки сейсмической опасности и разработки мер по уменьшению рисков для проектируемого Верхне-Нарынского каскада ГЭС, населения и инфраструктуры.

1) Палеосейсмологические исследования Восточной части Нарынской впадины позволили детально оценить сейсмическую опасность Центрально-Нарынского и Нура-Тооуского активных разломов, расположенных неподалеку от проектируемых сооружений Верхне-Нарынского каскада ГЭС. Анализ данных показал, что эти разломы могут порождать землетрясения с магнитудами в диапазоне 7,0 – 7,5. Фоновая интенсивность сейсмических воздействий в районах сооружений достигает 9 баллов на шкале интенсивности MSK 64, что подчеркивает значительный потенциал сейсмической активности в данном регионе - эти результаты формируют ключевую роль в планировании и строительстве гидроэнергетических объектов, а также в разработке мер по снижению сейсмических рисков для инфраструктуры и населения.

2) Проведенные исследования Центрально-Нарынского разлома вблизи города Нарын, указывают, что разлом оказывает значительное влияние на окружающую среду и инфраструктуру в регионе, которые дали возможность определить ширину влияния разлома в пределах поднятого крыла, достигающего 60 метров в поднятом блоке,

3) опущенном крыле зона влияния снижается до 20 метров, эти условия необходимо учесть при планировании и проектировании гидротехнических сооружений и другой инфраструктуры в данном регионе. Учет буферной зоны влияния разлома необходим для разработки мер по снижению сейсмических

рисков и обеспечению безопасности населения и других объектов. Важно также учитывать данную информацию при строительстве и эксплуатации объектов, чтобы минимизировать потенциальные негативные последствия от возможных сейсмических событий.

ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ

Полученные результаты проведенных исследований позволяют заключить, что ширина влияния Центрально-Нарынского разлома, проходящего в непосредственной близости от г. Нарын, и проектируемых верхнее Нарынских каскадов ГЭС составляет 60 метров в пределах поднятого крыла и до 20 метров в опущенном крыле. Результаты исследования могут быть использованы при оценке сейсмической опасности территории расположения Верхне-Нарынского каскада ГЭС, а также при разработке генерального плана развития территории г. Нарын.

Таким образом, дальнейшие изыскания в области сейсмического районирования являются не просто научной задачей, но и важным фактором обеспечения устойчивого развития региона. Современные методы анализа, включая спутниковый мониторинг, моделирование тектонических процессов и изучение исторических данных о сейсмической активности, помогут создать достоверную основу для прогнозирования будущих событий и выработки превентивных мер.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдрахматов, К. Е. Активные разрывы Алабуга-Нарынской впадины [Текст] / К. Е. Абдрахматов, И. Н. Лемзин // Тянь-Шань в новейшем этапе геологического развития. – Фрунзе, 1989. – С. 78–90.
2. Абдрахматов, К. Е. Палеосейсмичность Центрального Тянь-Шаня [Текст] / К. Е. Абдрахматов, И. Н. Лемзин // Изв. АН КиргССР. Сер. Физ.-техн. и мат. науки. – 1990. – № 3. – С. 93–99.
3. Абдрахматов, К. Е. Тектонические движения позднего плейстоцена-голоцена территории Республики Кыргызстан [Текст]: автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук / К. Е. Абдрахматов. – Бишкек, 1995. – 35 с.
4. Абдрахматов, К. Е. Скорость смещений крыльев активных разломов северного Тянь-Шаня и сейсмическая опасность [Текст] / К. Е. Абдрахматов, Э. Э. Рахмединов // Изв. Нац. АН Кырг. ССР. – 2016. – № 2. – С. 32–36
5. Абдрахматов, К. Е. Центрально-Нарынский активный разлом (восточная часть) [Текст] / К. Е. Абдрахматов, Э. Э. Рахмединов // Изв. Нац. АН Кырг. Респ. – Бишкек, 2017. – № 1. – С. 10–13.
6. Абдрахматов, К. Е. Сейсмическая опасность города Нарын [Текст] / К. Е. Абдрахматов, Э. Э. Рахмединов // Наука новые технологии и инновации Кыргызстана. – Бишкек, 2018. – № 8. – С. 16–21.
7. Абдрахматов, К. Е. Скорость смещения и сейсмическая опасность разлома Кажырты (Нарынская впадина) [Текст] / К. Е. Абдрахматов, Э. Э. Рахмединов // Вестн. ин-та сейсмологии Нац. АН Кырг. Респ. – Бишкек, 2020. – Вып. 1. – С. 81–84.
8. Абдрахматов, К. Е. Активная тектоника Тянь-Шаня [Текст] / К. Е. Абдрахматов, С. Томпсон, Р. Уилдон. – Бишкек: Илим, 2007. – 71 с.
9. Карта сейсмического районирования территории Кыргызской Республики [Текст]: объяснит. записка / К. Е. Абдрахматов, К. Д. Джанузаков, А. Г. Фролова, В. Н. Погребной. – Бишкек: [б.и.] 2012. – 51 с.

10. Положение Центрально-Нарынского разлома в пределах территории г. Нарын и ширина зоны его влияния [Текст] / К. Е. Абдрахматов, Н. М. Камчыбеков, Э. Э. Рахмединов [и др.] // Вестн. ин-та сейсмологии Нац. АН Кырг. Респ. – 2023. – № 1(21). – С. 16–22.
11. Отчет лаборатории сейсмотектоники ИС НАН КР за 2015 г. [Текст] / К. Е. Абдрахматов, Э. Э. Рахмединов и др. – Бишкек, 2015.
12. Аптикаев, Ф. Ф. Инструментальная шкала сейсмической интенсивности [Текст] / Ф. Ф. Аптикаев. – М.: Наука и образование, 2012. – 175 с.
13. Структура очага Сусамырского 1992 года землетрясения на основе анализа его геологических и сейсмических проявлений [Текст] / Б. М. Богачкин, А. М. Корженков, Э. Мамыров [и др.] // Изв. Рос. АН. Физика Земли. – 1997. – № 11. – С. 3–18.
14. Землетрясение в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. (4 января 1911 г.) [Текст] / К. И. Богданович, И. М. Карк, Б. Я. Корольков, Д. И. Мушкетов. – СПб., 1914. – Вып. 89. – 278 с. – (Тр. Геол. комитета. Новая сер.)
15. Гоби-Алтайское землетрясение [Текст] / ред. Н. А. Флоренсов, В. П. Солоненко. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 392 с.
16. Гущенко, О. И. Реконструкция поля мегарегиональных тектонических напряжений сейсмоактивных областей Евразии [Текст] / О. И. Гущенко // Поля напряжений и деформаций в литосфере. – М., 1979. – С. 26–51.
17. Оползни и разрывы Кеминского землетрясения с $M_s=8.2$ в Киргизии [Текст] / Д. Дельво, К. Е. Абдрахматов, И. Н. Лемзин, А. Л. Стром // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 10. – С. 1667–1677.
18. Корженков, А. М. Сейсмогеология Тянь-Шаня (в пределах территории Кыргызстана и прилегающих районов) [Текст] / А. М. Корженков. – Бишкек: Илим, 2006. – 289 с.
19. О неизвестных сильных голоценовых землетрясениях на юге Иссык-Кульской котловины, Тянь-Шань [Текст] / А. М. Корженков, С. В. Абдиева, Й. Мажейка [и др.] // Вопросы инженер. сейсмологии. – 2014. – Т. 41, № 2. – С. 30–40.

20. Лунина, О. В. Влияние напряженного состояния литосферы на соотношения параметров сейсмогенных разрывов и магнитуд землетрясений [Текст] / О. В. Лунина // Геология и геофизика. – 2001. – № 42. – С. 1389–1398.
21. Макаров, В. И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня [Текст] / В. И. Макаров. – М.: Наука, 1977. – 172 с.
22. Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия) [Текст] / [К. Е. Абдарахманов, И. Т. Айтматов, А. Б. Бариков и др.; отв. ред. В. И. Макаров]. – М.: Науч. мир, 2005. – 400 с.
23. Палеосейсмология [Текст]: в 2т. / под ред. Д. Мак-Калпина. – М.: Науч. мир, 2011. – Т. 1. – 560 с.; Т. 2. – VIII, 387 с.
24. Марков, Г. А. Напряженное состояние пород и горное давление в структурах гористого рельефа [Текст] / Г. А. Марков, С. Н. Савченко. – Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1984. – 140 с.
25. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. [Текст]. – М.: Наука, 1977. – 535 с.
26. Рахмединов, Э. Э. Геоморфологические особенности территории южной части Среднего Тянь-Шаня [Текст] / Э. Э. Рахмединов // Вестн. ин-та сейсмологии Нац. АН Кырг. Респ. – Бишкек, 2020. – Вып. 2. – С. 78–83.
27. Рахмединов, Э. Э. К вопросу сейсмичности центрального Тянь-Шаня [Текст] / Э. Э. Рахмединов // Научная ст. Рос. АН (НС РАН). – 2017. – С. 148–153
28. Рахмединов, Э. Э. Новейшие сейсмодислокации на южных склонах хребтов Джетим-тау и Нура-Тау (Центральный Тянь-Шань) [Текст] / Э. Э. Рахмединов // Научная ст. Рос. А (НС РАН). – Бишкек, 2018. – С.98–103.
29. Рахмединов, Э. Э. Сейсмическая опасность территории нарынской области (Кыргызская Республика) [Текст] / Э. Э. Рахмединов, Г. Тилек к., С. К. Байкулов // Современные техника и технологии в науч. исслед. – Бишкек, 2019. – Вып. 6. – С. 197–201.

30. Рахмединов, Э. Э. Следы сильных палеоземлетрясений на востоке Нарынской впадины [Текст] / Э. Э. Рахмединов, К. Е. Абрахматов // Наука, новые технологии и иновации Кыргызстана. – 2020. – № 1. – С. 42–46.
31. Рахмединов, Э. Э. Кайнозойские отложения Нарынской впадины [Текст] / Рахмединов Э.Э., Фортунa А.Б. // Вестн. Ин-та Сейсмологии Нац. АН Кырг. Респ. 2023. – Вып. 1. – С. 95-103.
32. Садыбакасов, И. Неотектоника центральной части Тянь-Шаня [Текст] / И. Садыбакасов. – Фрунзе: Илим, 1972. – 118 с.
33. Строительство в сейсмических районах [Текст]: свод правил СП 14.13330.2013, СНиП-II-7-81. – М.: Минрегион, 2013. – 126 с.
34. СНиП КР 20-02:2009. Сейсмостойкое строительство [Текст]: нормы проектирования. – Бишкек: Госстрой, 2009. – 109 с.
35. Стром, А. Л. Количественные характеристики сейсмогенных разрывов и их использование в палеосейсмогеологии и инженерной геологии [Текст]: дис. ... канд. геол.-минер. наук: 04.00.04 / А. Л. Стром. – М., 1998. – 155 с.
36. Стром, А. Л. Соотношение между параметрами сейсмогенных разрывов и магнитудой землетрясений [Текст] / А. Л. Стром, А. А. Никонов // Физика Земли. – 1997. – № 12. – С. 55–67.
37. Стром, А. Л. Распределение смещений вдоль сейсмогенных разрывов и учет неравномерности подвижек при палеосейсмологических исследованиях [Текст] / А. Л. Стром, А. А. Никонов // Вулканология и сейсмология. – 1999. – № 6. – С. 47–59.
38. Структурно-тектонические и сейсмические условия верхнего течения р. Нарын на участках размещения Нарынской ГЭС-1, Нарынской ГЭС-2, Нарынской ГЭС-3, Акбулунской ГЭС [Текст]: заключение ЦСГНЭО. – М., 2013.
39. Уломов, В. И. Сейсмогеодинамика и сейсмическое районирование Северной Евразии [Текст] / В. И. Уломов // Вулканология и сейсмология. – 1999. – № 4/5. – С.6–22.
40. Чедия, О. К. Морфоструктуры и новейший орогенез Тянь-Шаня [Текст] / О. К. Чедия. – Фрунзе: Илим, 1986. – 316 с.

41. Сейсмогравитационные структуры Тянь-Шаня Геология кайнозоя и сейсмотектоника Кыргызстана [Текст] / О. К. Чедия, К. Е. Абдрахматов, И. Н. Лемзин, А. М. Корженков // Геология кайнозоя и сейсмотектоника Тянь-Шаня. – Бишкек, 1994. – С. 85–97.
42. Чипизубов, А. В. Выделение одноактных и одновозрастных палеосейсмодислокаций и определение по их масштабам магнитуд палеоземлетрясений [Текст] / А. В. Чипизубов // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39, № 3. – С. 386–398.
43. Шульц, С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня [Текст] / С. С. Шульц. – М.: ОГИЗ-ГЕОГРАФИЗ, 1948. – 222 с.
44. Отчет по сейсмическому микрорайонированию территории г. Нарын [Текст] / Фонды ин-та сейсмологии Нац. АН Кырг. Респ. – Бишкек, 2014.
45. Паталаха, Е. И. Условия образования рельефа Северного Тянь-Шаня и вероятный механизм процесса [Текст] / Е. И. Паталаха, Н. М. Чабдаров // Сейсмотектоника некоторых районов юга СССР. – М., 1976. – С. 80–90.
46. Тимуш, А. В. Сейсмотектоника литосферы Казахстана [Текст] / А. В. Тимуш. – Алматы: Luxe Media Group, 2011. – 590 с.
47. Шульц, С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня [Текст] / С. С. Шульц. – М.: Географгиз, 1948. – 222 с.
48. Макаров, В. И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня [Текст] / В. И. Макаров. – М.: Наука, 1977. – 171 с.
49. Миколайчук, А. В. Структурная позиция надвигов в новейшем орогене Центрального Тянь-Шаня [Текст] / А. В. Миколайчук // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41, № 7. – С. 961–970.
50. Абдрахматов, К. Е. Новейшая структура Северного Тянь-Шаня и Чилико-Кеминская транспрессионная зона [Текст] / К. Е. Абдрахматов, А. Б. Джумабаева, С. О. Джанабилова // Наука, новые технологии и инновации. – 2015. – № 3. – С. 48–52.
51. Джумабаева, А. Б. Роль унаследованных сдвигов в сокращении земной коры Северного Тянь-Шаня [Текст] / А. Б. Джумабаева, К. Е. Абдрахматов // Прогноз

землетрясений, оценка сейсмической опасности и сейсмического риска Центр. Азии, 7-й Казахст.-Кит. Междунар. симп. 2-4 июня 2010 г. – Алматы, 2010. – С.115–116.

52. Омуралиева, А. Динамика сейсмических процессов на сопряжении областей горообразования Памира и Тянь-Шаня: Заалайского поднятия и Алайской впадины [Текст] / А. Омуралиева, М. Омуралиев // Вестн. ин-та сейсмологии Нац. АН Кырг. Респ. – 2018. – № 1(11), 2018. – С. 57–78.

53. Гребенникова, В. В. Сейсмичность Заалайского хребта (Памиро-Алайская зона) [Текст] / В. В. Гребенникова, А. Б. Фортуна // Вестн. ин-та сейсмологии Нац. АН Кырг. Респ. – 2018. – № 1(11), 2018. – С.18–31.

54. Никонов, А. А. Сейсмотектоника и землетрясения зоны сближения Памира и Тянь-Шаня [Текст] / А. А. Никонов, А. В. Ваков, И. А. Веселов. – М.: Наука, 1983. – 240 с.

55. Садыбакасов, И. Неотектоника центральной части Тянь-Шаня [Текст] / И. Садыбакасов. – Фрунзе: Илим, 1972. – 118 с.

56. Структура очага Сусамырского 1992 года на основании анализа его геологических и сейсмологических проявлений [Текст] / Б. М. Богачкин, А. М. Корженков, Э. Мамыров [и др.] // Физика Земли. – 1997. – № 11. – С. 3–18.

57. Землетрясение в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. (4 января 1911 г.) [Текст] / К. И. Богданович, И. М. Карк, Б. Я. Корольков, Д. И. Мушкетов. – СПб., 1914. – Вып. 89. – 256 с. – (Тр. Геол. комитета. Новая сер.).

58. Оползни и разрывы Кеминского землетрясения 1991 г. с M_s 8,2 в Киргизии [Текст] / Д. Дельво, К. Е. Абдрахматов, И. Н. Лемзин, А. Л. Стром // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 10. – С. 1667–1677.

59. Хромовских, В. С. Сейсмогеология Южного Прибайкалья [Текст] / В. С. Хромовских. – М.: Наука, 1965. – 121 с.

60. Ризниченко, Ю. В. Проблема величины землетрясений [Текст] / Ю. В. Ризниченко // Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. – М., 1974. – Т. 1. – С. 43–78.

61. Раутиан, Т. Г. Проблема определения энергии землетрясений [Текст] / Т. Г. Раутиан // Магнитуда и энергетическая классификации землетрясений. – М., 1974. – Т. 2. – С. 107–112.
62. Садовский, М. А. Об оценке полной энергии коровых землетрясений [Текст] / М. А. Садовский, О. К. Кедров, И. П. Пасечник // Комплексные исследования по физике Земли. – М., 1989. – С. 203–214.
63. Касахара, К. Механика землетрясений [Текст] / К. Касахара. – М.: Мир, 1985. – 264 с.
64. Пустовитенко, Б. Г. Об энергетической оценке землетрясений Крымско-Черноморского региона [Текст] / Б. Г. Пустовитенко, В. Е. Кульчитский // Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. – М., 1974. – Т. 2. – С. 113–124.
65. Мамыров, Э. Глобальные и региональные изменения статического сброшенного сейсмического напряжения крупных коровых землетрясений за 1976-20133 гг. [Текст] / Э. Мамыров // Вестн. ин-та сейсмологии Нац. АН Кырг. Респ. – 2015. – № 1. – С. 65–79.
66. Мамыров, Э. Землетрясения Тянь-Шаня: магнитуда, сейсмический момент и энергетический класс [Текст] / Э. Мамыров. – Бишкек: Инсанат, 2012. – 234 с.
67. Штейнберг, В. В. Параметры колебаний грунтов при сильных землетрясениях [Текст] / В. В. Штейнберг // Вопросы инженер. сейсмологии. – 1986. – Вып. 27. – С. 7–22.
68. Мушкетов, И. В. Каталог землетрясений Российской империи [Текст] / И. В. Мушкетов, А. П. Орлов. – СПб.: Тип. императ. АН, 1893. – 583 с.
69. Чипизубов, А. В. Реконструкция и прогноз изменений сейсмичности Земли [Текст] / А. В. Чипизубов. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. – 240 с.
70. Моги, К. Предсказание землетрясений [Текст] / К. Моги. – М.: Мир, 1988. – 382 с.
71. Фридман, А. М., Брагин В.Д. О связи глобальной и локально сейсмической активности [Текст] / А. М. Фридман, В. Д. Брагин // Физика Земли. – 2005. – № 9. – С. 54–57.

72. Беньофф, Г. Накопление и высвобождение деформаций по наблюдениям сильных землетрясений [Текст] / Г. Беньофф // Слабые землетрясения. – М., 1961. – С. 199–210.
73. Курскеев, А. К. Землетрясения и сейсмическая безопасность Казахстана [Текст] / А. К. Курскеев. – Алматы: Эверо, 2004. – 504 с.
74. Мамыров, Э. Главные периоды изменения сейсмического режима Тянь-Шаня [Текст] / Э. Мамыров, В. А. Маханькова, Н. Эрнесова // Сейсмопрогностические наблюдения на территории Азербайджана. – Баку, 2012. – С. 307–313.
75. Потенциальные сейсмические очаги и сейсмические предвестники землетрясений – основа реального сейсмического прогноза [Текст] / [Е. А. Рогожин, Л. И. Иогансон, В. С. Захаров и др.]. – М.: Светоч Плюс, 2011. – 368 с.
76. Ромашкова, Л. Л. Динамика сейсмической активности до и после сильных землетрясений Мира [Текст] / Л. Л. Ромашкова, В. Г. Кособоков // Вычисл. сейсмология. – 2001. – № 32. – С. 162–189.
77. Баласанов, Ю. Г. Скользящий средний метод. Слущкого-Юла эффект [Текст] / Ю. Г. Баласанов // Вероятность и математическая статистика: энцикл. – М., 1999. – С. 579–583.
78. Выделение периодичностей в сейсмическом режиме [Текст] / А. А. Любушин, В. Ф. Писаренко, В. В. Ружич [и др.] // Вулканология и сейсмология. – 1998. – № 1. – С. 62–67.
79. Ритмы в сейсмичности Земли [Текст] / А. Г. Гамбурцев, Н. В. Кондорская, О. В. Олейник [и др.] // Физика Земли. – 2004. – № 5. – С. 95–107.
80. Мамыров, Э. Землетрясения Тянь-Шаня: магнитуда, сейсмический момент и энергетический класс [Текст] / Э. Мамыров. – Бишкек: Инсанат, 2012. – 234 с.
81. Афанасьев, В. Н. Анализ временных рядов и прогнозирование [Текст] / В. Н. Афанасьев, М. М. Юзбашев. – М.: Финансы и статистика, 2001. – 228 с.
82. Дуброва, Т. А. Статистические методы прогнозирования в экономике [Текст] / Т. А. Дуброва, М. Ю. Архипова. – М.: Моск. ГОСУНИР экономики, статистики и информатики, 2004. – 136 с.

83. Мартино, Д. Технологическое прогнозирование [Текст] / Д. Мартино. – М.: Прогресс, 1977. – 591 с.
84. Христиановский, В. В. Анализ временных рядов в экономике [Текст]: практика применения / В. В. Христиановский, В. П. Щербина. – Донецк: ДонНУ, 2011. – 125 с.
85. Омуралиев, М. Опыт оценки сейсмической среднесрочной опасности на территории Кыргызстана и краткосрочной опасности территории США [Электронный ресурс] / М. Омуралиев, А. Омуралиева // Вестн. ин-та сейсмологии Нац. АН Кырг. Респ. – 2013. – № 1. – Режим доступа: интернет-журн. URL: http://www.journal.seismo.kg/archive/journal_2013-1/article11.pdf . – Загл. с экрана.
86. Опыт комплексного сейсмического районирования на примере Чуйской впадины (Северный Тянь-Шань) [Текст] / отв. ред. О. К. Чедия, Л. М. Сабитова. – Бишкек: Илим, 1975. – 189 с.
87. Геологические основы сейсмического районирования Иссык-Кульской впадины [Текст]: Сев. Тянь-Шань: сб. ст. / отв. ред. О. К. Чедия, Л. М. Сабитова. – Фрунзе: Илим, 1978. – 152 с.
88. Детальное сейсмическое районирование Восточной Киргизии [Текст] / [К. Д. Джанузаков, В. И. Кнауф, О. К. Чедия и др.]. – Фрунзе: Илим, 1988. – 250 с.
89. Губин, И. Е. Сейсмогенные разрывы и их значения для сейсморайонирования [Текст] / И. Е. Губин // Геотектоника. – 1974. – № 6. – С.29–40.
90. Горшков, Г. П. Землетрясения на территории Советского Союза [Текст] / Г. П. Горшков. – М.: Географиздат, 1949. – 120 с.
91. Ружич, В. В. Анизотропность земной коры центрального участка БАМ в связи с сейсмичностью [Текст] / В. В. Ружич // Сейсмическая опасность и сейсмостойкое строительство БАМ. – Иркутск, 1979. – С. 32–34.
92. Агамирзоев, Р. А. Сейсмотектоника Азербайджанской части Большого Кавказа [Текст] / Р. А. Агамирзоев. – Баку: Элм, 1987. – 124 с.

93. Петрушевский, Б. А. Геологические условия возникновения землетрясений [Текст] / Б. А. Петрушевский // Сов. геология. – 1960. – № 2. – С. 74–82.
94. Кнауф, В. И. О связи между региональными сейсмическими зонами и докезойскими структурами Тянь-Шаня [Текст] // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1973. – № 5. – С.35–45.
95. Геологическая среда возникновения землетрясений Киргизии [Текст] / [В. И. Кнауф, А. В. Миколайчук, К. Нурманбетов и др.]. – Фрунзе: Илим, 1985. – 87 с.
96. Нурманбетов, К. Краткий обзор исследований геологической среды возникновения и размещения землетрясений в Кыргызской части Тянь-Шаня и сейсмичность [Текст] / К. Нурманбетов // Изв. Нац. АН Кырг. Респ. – 2013. – № 1. – С. 45–51.
97. Нурманбетов, К. Ичкелетау-Сусамырский разлом- сейсмогенерирующая структура Северного-Тянь-Шаня [Текст] / К. Нурманбетова, Ч. А. Осмонбаева // Изв. Нац. АН Кырг. Респ. – 2010. – № 1. – С. 81–86.
98. Абдрахматов, К. Е. Четвертичная тектоника Чуйской впадины [Текст] / К. Е. Абдрахматов. – Фрунзе: Илим, 1988. – 118 с.
99. Абдрахматов, К. Е. Тектонические движения позднего плейстоцена и голоцена территории Кыргызской Республики [Текст]: автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. Наук / К. Е. Абдрахматов. – Бишкек: Илим, 1995. – 35 с.
100. Абдрахматов, К. Е. Палеосейсмичность Центрального Тянь-Шаня [Текст] / К. Е. Абдрахматов, И. Н. Лемзин // Изв. АН КиргССР. – 1990. – № 4. – С.21–25.
101. Абдрахматов, К. Е. Активная тектоника Тянь-Шаня [Текст] / К. Е. Абдрахматов, С. Томпсон, Р. Уилдон. – Бишкек: Илим, 2007. – 70 с.
102. Палеосейсмология [Текст]: в 2 т. / под ред. Джеймса П. Мак Калпина. – М.: Науч. мир, 2011. – Т. 2. – 400 с.

103. Стром, А. Л., Никонов А.А. Соотношения между параметрами сейсмогенных разрывов и магнитудой землетрясений [Текст] / А. Л. Стром, А. А. Никонов // Физика Земли. – 1997. – № 12. – С. 55–67.
104. Стром, А. Л. Количественные характеристики сейсмогенных разрывов и их использование в палеосейсмологии и инженерной геологии [Текст]: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / А. Л. Стром. – М., 1998. – 25 с.
105. Абдрахматов, К. Е. Сегментация Иссык-Атинского разлома [Текст] / К. Е. Абдрахматов, А. Джумабаева // Вестн. ин-та сейсмологии Нац. АН Кырг. Респ. – 2014. – № 3. – С. 24–31.
106. Временная кластеризация сильных землетрясений в Северном Тянь-Шане [Текст] / К. Е. Абдрахматов, А. Л. Стром, Д. Дельво [и др.] // Вестн. ин-та сейсмологии Нац. АН Кырг. Респ. – 2013. – № 1(1). – С. 9–15.
107. Абдрахматов, К. Е. Сегментация Кемино-Чиликской зоны активных разломов [Текст] / К. Е. Абдрахматов, А. Б. Джумабаева // Вестн. ин-та сейсмологии Нац. АН Кырг. Респ. – 2013. – № 1(1). – С. 16–21.
108. Оценка сейсмической опасности северо-западного Прииссыкулья на основе данных об активных разломах [Текст] / К. Е. Абдрахматов, Ч. А. Осмонбаева, А. Б. Джумабаева [и др.] // Наука и новые технологии. – 2011. – № 1/2. – С.14–19.
109. Джумабаева, А. Б. Сейсмогенные разрывы Кочкорской впадины [Текст] / А. Б. Джумабаева // Изв. Нац. АН Кырг. Респ. – 2012. – № 3. – С. 41–44.
110. Чаримов, Т. Первый каталог палеосейсмодислокаций Тянь-Шаня [Текст] / Т. Чаримов // Проблемы современной сейсмогеологии и геодинамики Центр. и Вост. Азии: Материалы совещ. – Иркутск, 2007. – Т. 2. – С. 203–205.
111. О средневековых землетрясениях Прииссыкулья (Тянь-Шань) по данным археосейсмологии [Текст] / А. М. Корженков, Е. А. Рогожин, С. В. Абдиева [др.] // Тезисы докл. Шестого Междунар. симп. – Бишкек, 2014. – С. 376–380.
112. Геология Кайнозоя и новейшая тектоника Алабуга-Нарынской впадины Тянь-Шаня [Текст] / Омуралиев Медербек // Автореферат диссертации на

соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук Фрунзе 1990 - 146 с.

113. The $M_s = 7.3$ 1992 Suusamy, Kyrgyzstan earthquake: 2. Aftershock Focal Mechanisms and Surface Deformation [Text] / S. Ghose, R. J. Mellors, A. V. Korjenkov [et al.] // Bulletin of the Seismological Society of America. – 1997. – N 87. – P. 23–38.

114. Global Seismic Hazard Assessment Program [Text] // Annali di Geofisica. – 1999. – Vol. 42, No. 6. – P. 957–1230.

115. Madariaga, R. The El Asnam (Algeria) earthquake of October, 10, a review [Text] / R. Madariaga // A Collection of Papers of International Symposium on Continental Seismicity and Earthquake Prediction. – Beijing, 1984. – P. 198–213.

116. Seismotectonics of the El Asnam earthquake [Text] / M. Ouyed, M. Meghraoui, A. Cisternas [et al.] // Nature. – 1981. – N 292. – P. 26–31.

117. Deformations associated with the El Asnam earthquake of 10 October 1980: geodetic deformation of vertical and horizontal movements [Text] / J. C. Ruegg, M. Kasser, A. Tarantola [et al.] // Seismological Society of America Bulletin. – 1982. – N 72. – P. 2227–2244.

118. Schwartz, D. P. Fault behaviour and characteristic earthquakes: examples from the Wasatch and San Andreas fault zones [Text] / D. J. Schwartz, K. J. Coppersmith // Geophys. Res. – 1984. – N 89. – P. 5681–5698.

119. Wells, D. L. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement [Text] / D. L. Wells, K. J. Coppersmith // Bull. Seism. Soc. Am. – 1994. – N 84. – P. 974–1002.

120. Relations between surface deformation, fault geometry, seismicity and rupture characteristics during the El Asnam (Algeria) earthquake of 10 October 1980 [Text] / G. Yelding, J. A. Jackson, G. C. P. King [et al.] // Earth and Planetary Science Letters. – 1981. – N 56. – P. 287–304.

121. Naryn Geomorphology and Seismic Assessment Report – Preliminary Report [Text] / University of Central Asia (UCA) UCA. – London: UK. Bard, P.Y., and M. Bouchon, 1980.

122. Wells, D. L. Empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement [Text] / D. L. Wells, K. J. Coppersmith // Bull. Seismol. Soc. Am. – 1994. – Vol. 84. – P. 974–1002.
123. Paloseismological investigations in the northern Tien Shan near Bishkek [Text] / A. Landgraf, A. Dzhumabaeva, K. Abdrakhmatov [et al.] // Materials of International conference 2 Remote and Ground-based Earth Observations in Central Asia. – Bishkek, 2014. – P. 48–52.
124. Inherited strike-slip faults as an origin for basement-cored uplifts : Example of the Kyngey and Zailiskey ranges, northern Tian-Shan [Text] / J. Selander, M. Oskin, Ch. Ormukov, K. Abdrahmatov // Tectonics. – 2012. – Vol. 31, № 4. – tc 4026.
125. Engdahl, E. R. Globalseismicity: 19900-1999 [Text] / E. R. Engdahl, A. Villasenor // International Hand book of earthquake and Engineering Seismology. – 2002. – Akademik press, P. 665–690.
126. Xanthakis, J. Possibly periodicities of the annually released global seismic energy ($M \geq 7.9$) during the period 1898-1971 [Text] / J. Xanthakis // Tectonophysics. – 1982. – Vol. 81, № 1/2. – P. 155–164.
127. Lindholm, C. D. Periodicity in seismicity: examination of the four catalogs [Text] / C. D. Lindholm, J. Hanskov, M. A. Sellevolt // Tectonophysics. – 1991. – Vol. 191, №1/2. – P. 155–164.
128. Increased long-range intermediate – magnitude earthquake activity prior to strong earthquakes in California [Text] / L. Knopoff, T. Levshina, V. I. Keilis-Borok, C. Mattoni // J. Geophys. Res. – 1996. – Vol. 101, B3. – P. 5779–5796.
129. Bath, U. Correlation between regional and global seismic activity [Text] / U. Bath // Tectonophysics. – 1984. – Vol. 109, N 1/2. – P. 187–194.
130. Alborella, N. N. Use of non –parametric correlation test the study of seismic interrelations [Text] / N. N. Alborella, M. Mucciarelli, E. Mantovani // J. Geophys. – 1989. – Vol. 96, № 1. – P.185–188.
131. Scherbaum, F. Source Parameters and Scaling Laws of the 1978 Swabian Jura (Southwest Germany) Aftershocks [Text] / F. Scherbaum, D. Stoll // Bull. Seismol. Soc. America. – 1983. – Vol. 73, N5. – P. 1321–1343.

132. Scherbaum, F. Variations of Apparent Stresses and stress Drops Prior to the Earthquake of G May 1984 ($m_b = 5.8$) in the Adak Seismic Zone [Text] / F. Scherbaum, C. Kisslinger // Bull Seismol. Soc. America. – 1984. – Vol. 74, N 6. – P. 2577–2592.
133. Aki, K. Quantitative Seismology. Theory and Methods [Text] / K. Aki, P. A. Richards. – W. H. Freeman, 1983. – 948 p.
134. Brune, J. N. Tectonic Stress and the Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes [Text] / J. N. Brune // J. Geophys. Res. – 1970. – Vol. 75, N 26. – P. 4997–5009.
135. Thatcher, W. Source Parameters of Southern California earthquakes [Text] / W. Thatcher, C. Hanks // J. Geophys. Res. – 1973. – Vol. 78, N 35. – P. 8547–8575.
136. Mamyr, E. Control Parameters of Magnitude - Seismic Moment Correlation for the Crustal Earthquakes [Text] / E. Mamyr // Open Journal Earthquake Res. – 2013. – N 2. – P. 60–74.
137. Lay, T., Wallace T.C. Modern Global Seismology [Text] / T. Lay, T. C. Wallace // Academic Press. – 1995. – P. 496.
138. Kanamori, H. The Energy Release in Great Earthquakes [Text] / H. Kanamori // Journal of Geophysical Research. – 1977. – Vol. 82, N 20. – P. 2981–2987.
139. Determination of Earthquake Energy Release and ML Using TERRA scope [Text] / H. Kanamori, J. Mori, E. Hauksson [et al.] // Bull. Seism. Soc. America. – 1993. – Vol. 83. – P. 330–346.
140. Gutenberg, B. Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration (second paper) [Text] / B. Gutenberg, C. F. Richter // Bull. Seismol. Soc. Am. – 1956. – Vol. 46. – P. 105–145.
141. Unraveling the Quaternary deformation history of the North Pamir collision zone: New paleoseismological data from the Pamir Frontal Thrust (39.5°N , 72.5°E) [Text] / M. Patyniak, A. J. R. Landgraf, A. Arrowsmith [et al.]. – Kyrgyzstan, Central Asia.
142. Strecker. Seismic Behavior Along a Fault Segment in an Active Continental Collision Zone: New Paleoseismic and Structural Data of the Pamir Frontal Thrust in

the Alai Valley [Электронный ресурс] / M. Patyniak, A. Landgraf, A. Dzhumabaeva [et al.]. – Режим доступа: Кыргызстан, Central Asia. 1EGU2020-4599 <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-4599> EGU General Assembly 2020 © Author(s) 2020. – Загл. с экрана.

143. The Pamir Frontal Thrust fault: Holocene full-segment ruptures and implications for complex segment interactions in a continental collision zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126, e2021JB022405 [Электронный ресурс] / M. Patyniak, A. Landgraf, A. Dzhumabaeva [et al.]. – Режим доступа: <https://doi.org/10.1029/2021JB022405>. – Загл. с экрана.

144. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 yearscal BP [Text] / P. J. E. Reimer, A. Bard, J. W. Bayliss [et al.] // *Radiocarbon*. – 2013. – No. 4. – P. 1869–1887.

145. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP) [Text] / P. J. Reimer, W. E. Austin, E. Bard [et al.] // *Radiocarbon*. – 2020. – N 62(4). – P. 725–757.

146. Integration of paleoseismic data from multiple sites to develop an objective earthquake chronology: Application to the Weber segment of the Wasatch fault zone, Utah. [Text] / C. B. DuRoss, S. F. Personius, A. J. Crone [et al.] // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 2011. – N 101(6). – P. 2765–2781.

147. Biasi, G. P. San Andreas Fault Rupture Scenarios from Multiple Paleoseismic Records: Stringing Pearls [Text] / G. P. Biasi, R. J. Weldon // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 2009. – N 99(2A). – P. 471–498.

148. Repeated large-magnitude earthquakes in a tectonically active, low-strain continental interior [Text] / A. A. Landgraf, K. E. Dzhumabaeva, M. R. Abdrakhmatov [et al.] // *The northern Tien Shan, Kyrgyzstan, J. Geophys. Res.* – 2016. – Vol. 121, No. 5. – P. 3888–3910.

149. Paleoseismic Record of Three Holocene Earthquakes Rupturing the Issyk-Ata Fault near Bishkek, North Kyrgyzstan [Text] / A. Patyniak, A. Landgraf, K. E. Dzhumabaeva [et al.] // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 2017. – N 107 (6). – P. 2721–2737.

150. Hanks, T. C. A moment magnitude scale [Text] / T. C. Hanks, H. Kanamori // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 1979. – N 84(B5). – P. 2348–2350.
151. Wells, D. L. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement [Text] / D. L. Wells, K. J. Coppersmith // Bulletin of the Seismological Society of America. – 1994. – N 84(4). – P. 974–1002.
152. Kulikova, G. Source parameters of the major historical earthquakes in the Tien-Shan region from the late 19th to the early 20th century [Text] / G. Kulikova // University of Potsdam. Doctoral Thesis. – 2016. – P. 164.
153. Late Cenozoic tectonic development of the intramontane Alai Valley (Pamir-Tian Shan region, Central Asia) [Text] / I. Coutand, M. R. Strecker, J. R. Arrowsmith [et al.] // Tectonics. – 2002. – Vol. 21, N 6. – P. 1053.
154. Quaternary deformation in the eastern Pamirs, Tadzhikistan and Kyrgyzstan [Text] / M. R. Strecker, W. Frisch, M. W. Hamburger // Tectonics. – 1995. – N 14(5). – P. 1061–1079.
155. Differential structural and geomorphic mountain-front evolution in an active continental collision zone: The northwest Pamir, southern Kyrgyzstan [Text] / M. R. Strecker, G. E. Hilley, J. R. Arrowsmith, I. Coutand // Geological Society of America Bulletin. – 2003. – N 115(2). – P. 166–181.
156. Arrowsmith, J. R. Seismotectonic range-front segmentation and mountainbelt growth in the Pamir-Alai region, Kyrgyzstan (India-Eurasia collision zone) [Text] / J. R. Arrowsmith, M. R. Strecker // Geological Society of America Bulletin. – 1999. – N 111(11). – P. 1665–1683.
157. Strain partitioning at the eastern Pamir-Alai revealed through SAR data analysis of the 2008 Nura earthquake [Text] / K. Teshebaeva, H. Sudhaus, H. Echtler [et al.] // Geophysical Journal International. – 2014. – N 198(2). – P. 760–774.
158. GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions [Text] / A. Zubovich, X. Wang, Y. Scherba [et al.] // Tectonics. – 2010. – N 29. – P. TC6014.

159. Tectonic interaction between the Pamir and Tien Shan observed by GPS [Text] / A. V. Zubovich, T. Schöne, S. Metzger [et al.] // *Tectonics*. – 2016. – N 35(2). – P. 283–292.
160. The 2015 Mw7.2 Sarez strike-slip earthquake in the Pamir interior: Response to the underthrusting of India's western promontory [Text] / S. Metzger, B. Schurr, L. Ratschbacher [et al.] // *Tectonics*. – 2017. – N 36(11). – P. 2407–2421.
161. Cobbold, P. R. Cenozoic transpression and basin development [Text] / P. R. Cobbold, E. Sadybaksov, J. C. Thomas // *Geodynamic evolution of sedimentary basins*. – Paris, Editions Technip, 1996. – P. 181–202.
162. Suppe, J. Geometry and kinematics of fault-bend folding [Text] / J. Suppe // *American Journal of Science*. – 1983. – Vol. 283, N 7. – P. 684–721.
163. Suppe, J., and Medwedeff, D. A., 1990, Geometry and kinematics of fault-propagation folding [Text] / J. Suppe, D. A. Medwedeff // *Eclogae Geologicae Helvetiae*. – 1990. – Vol. 83, N 3. – P. 409–454.
164. Erslev, E. A. Basement-cover geometry of Laramide fault-propagation folds [Text] / E. A. Erslev, J. L. Rogers // *Laramide basement deformation in the Rocky Mountain foreland of the Western United States.: Special Paper 280*: Boulder, Geological Society of America. – 1993. – P. 125–146.
165. Inherited strike-slip faults as an origin for basement-cored uplifts: Example of the Kungey and Zailiskey ranges, Northern Tian Shan [Text] / J. Selander, M. Oskin, C. Ormukov, K. Abdrakhmatov // *Tectonics*. – 2012. – N 31(4). – P. TC4026(1{22). ISSN 1944-9194, doi: 10.1029/2011TC003002.