

ИНСТИТУТ СЕЙСМОЛОГИИ
НАЦИОНАЛЬНОЙ АКАДЕМИИ НАУК КЫРГЫЗСКОЙ РЕСПУБЛИКИ

Диссертационный совет Д.25.17.555

На правах рукописи

УДК 551.242. (551.43)

Байкулов Султан

Специальность 25.00.01 - Общая и региональная геология

Диссертация на соискание ученой степени кандидата
геолого-минералогических наук

Научный руководитель
д.г.-м.н., проф. Абдрахматов К.Е.

Бишкек - 2024

СОДЕРЖАНИЕ

ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ И ОБОЗНАЧЕНИЙ.....	4
ВВЕДЕНИЕ.....	5
ГЛАВА 1. ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ МЕЖГОРНЫХ СТРУКТУР СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (обзор литературы).....	16
1.1. Новейшая тектоника Суусамырской впадины.....	18
1.2. Геоморфологическое строение Суусамырской впадины.....	22
Глава 2. ОСНОВНЫЕ АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ СУУСАМЫРСКОЙ ВПАДИНЫ.....	33
2.1. Арамсуйский разлом.....	35
2.2. Участок Турабулак.....	39
2.3. Участок Чет-Корумды (ЧКР).....	43
2.4. Арамсуйский разлом (Восточное окончание хребта Арамсу).....	44
2.5. Участок Айгырджал.....	47
2.6. Участок Ак-Суу.....	53
2.7. Каракольский разлом.....	57
2.8. Западное и восточное замыкание впадины.....	60
Глава 3. ОСТАТОЧНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ СУУСАМЫРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1992 ГОДА.....	66
3.1. Поверхностные разрывы землетрясения 1992 года.....	70
3.2. Шоссе М41 (Бишкек-Ош): восточные разрывы.....	72
3.3. Джалпаксу: западные разрывы.....	75

3.4. Чолгондысай.....	81
Глава 4. ДОИСТОРИЧЕСКИЕ РАЗРЫВЫ.....	84
4.1. Чет-Корумду.....	84
4.2. Турабулак.....	97
Глава 5. СКОРОСТЬ СМЕЩЕНИЯ КРЫЛЬЕВ РАЗЛОМОВ И СКОРОСТЬ СОКРАЩЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ.....	109
5.1. Определение возраста четвертичных поверхностей.....	109
5.2. Оценка скорости смещения по частоте повторения землетрясений... 	115
5.3. Кластеризация связей между разломами.....	118
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	123
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ.....	126

ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ И ОБОЗНАЧЕНИЙ

ИС НАН КР - Институт сейсмологии Национальной академии Кыргызской Республики

ЦМР – Цифровой модель рельефа

SRTM - Радиолокационная топографическая миссия шаттла

SPOT - Коммерческая спутниковая система оптического изображения Земли с высоким разрешением, работающая из космоса.

НС РАН – Научная станция Российской Академии наук

РИНЦ - Российский индекс научного цитирования

SCOPUS - универсальная наукометрическая база данных и инструмент для отслеживания цитируемости статей, опубликованных в научных изданиях.

CNES - Национальный центр космических исследований

ЧКР – Чет-Корумды

IRSL - стимулированная инфракрасным излучением люминесценция полевого шпата

OSL - Optically stimulated luminescence (Оптическое датирование)

Ms - Магнитуда землетрясения

СКР – ЧКР (Чет-Корумды)

БПЛА - Беспилотный летательный аппарат

КН-4А, 4В – Модель фотоаппарата CORONA

ТБК – Турабулак

США - Соединённые Штаты Америки

MIS - Морская изотопная стадия

ELA - Высота линии равновесия

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность проблемы

Восстановление сейсмической истории региона является важной частью оценки сейсмической опасности. В частности, информация о магнитудах, датах и местоположениях прошлых землетрясений может способствовать оценке потенциальной величины и частоты повторения разрушительных землетрясений.

Наиболее прямые методы расширения наших знаний о размерах и датах прошлых землетрясений основаны на идентификации, измерении и датировке смещенных четвертичных форм рельефа и осадочных отложений. Длину разрыва землетрясения можно измерить непосредственно, если достаточно хорошо сохранился его поверхностный след. Возраст и смещение крыльев разломов исторических или доисторических землетрясений могут быть получены палеосейсмическими раскопками, которые выявляют датируемые стратиграфические связи между различными сейсмическими событиями. Преобразование измеренного смещения и (или) длины разрыва в соответствующую магнитуду землетрясения основано на эмпирических соотношениях, которые получены из каталогов хорошо измеренных современных землетрясений, магнитуда которых известна из сейсмологических данных [148, 149].

Основной метод оценки магнитуд палеоземлетрясений (и, соответственно, сейсмического потенциала выделенных сейсмогенерирующих зон) базируется на известных соотношениях между магнитудой (M_s или M_w) и протяженностью сейсмогенных разрывов и величиной максимальной подвижки по ним [43, 72, 75].

Следует отметить, что зависимости между параметрами разрывов и магнитудой землетрясений, на основании которых выведены регрессионные соотношения, характеризуются значительным разбросом исходных значений.

Неопределенность в соотношениях вызвана изменчивостью в величине смещения, длине разрыва и длине поверхностного разрыва среди землетрясений заданной величины. Кроме того, для применения соотношений к определению магнитуд доисторических землетрясений необходимо выбрать стратегию использования измерений поверхностных разрывов. Например, обычно из палеосейсмических траншей доступно только точечное измерение смещения, тогда как соотношения между смещением и величиной обычно относятся к среднему или максимальному смещению всего разрыва. Для учета этой ограниченной выборки были предложены статистические методы [140]. Для исследований, связывающих длину разрыва с величиной, необходимо использовать соотношения, которые конкретно связывают наблюдаемые параметры. В то время как длина глубинного разрыва имеет более прямую и значимую связь с магнитудой землетрясения, длина поверхностного разрыва является единственным приближением для этого значения, доступного для доисторических землетрясений. Таким образом, правильное понимание взаимосвязи между длиной глубинного разрыва, длиной поверхностного разрыва и магнитудой имеет решающее значение при интерпретации величины глубоких землетрясений с точки зрения геоморфологии.

Интерпретация доисторических разрывов землетрясений особенно важна для Тянь-Шаня, пострадавшего от землетрясений магнитудой >7 в 1887, 1889 и 1911 годах [122]. Этот регион имеет потенциал для более крупных и разрушительных землетрясений, поскольку он вмещает 20 ± 2 мм/год [145] укорочения между Индией и Евразией через многочисленные разломы [140]. Однако из-за того, что интервал повторяемости на каждом отдельном разломе обычно составляет несколько тысяч лет [92, 114, 123, 131], многое из того, что

известно об истории землетрясений и скорости смещения Тянь-Шаньских разломов, исходит из палеосейсмических и геоморфологических исследований [139].

Землетрясение Mw 7.2 19 августа 1992 г. в Суусамыре, Кыргызстан, является самым крупным землетрясением в Тянь-Шане после Чаткальского землетрясения 1946 года [101], и это единственное землетрясение с поверхностными разрывами, которое произошло в последние десятилетия в Тянь-Шане. Магнитуда землетрясения, местоположение, простирание, падение и смещение по горизонтальной плоскости (rake) хорошо известны благодаря данным современной сейсмологии [109, 110]. Таким образом, данное событие дает ценную возможность связать сейсмологические характеристики размеров землетрясений с их поверхностными разрывными характеристиками. Этот разрыв землетрясения также является исключением из предположения, что очаги землетрясения достигают поверхности с непрерывным поверхностным выражением, поскольку он показал чрезвычайно прерывистый поверхностный разрыв с общей длиной поверхностного разрыва, намного меньшей, чем предполагаемая длина подземного разрыва, но с существенным смещением, достигающим поверхности в частях, которые разрушились.

Эти наблюдения нарушают стандартный подход, используемый при палеосейсмических исследованиях сейсмической опасности, и иллюстрируют существенную проблему в использовании некоторых из немногих доступных наблюдений для оценки магнитуд прошлых землетрясений. Поэтому крайне важно понять природу поверхностных разрывов от этого землетрясения и их последствия для непрерывности поверхностного смещения, которые можно было бы обнаружить в палеосейсмических исследованиях.

Связь темы диссертации с крупными научными программами.

Работа выполнена в соответствии с основной научно-исследовательской темой, выполняемой в Институте сейсмологии Национальной Академии наук

Кыргызской Республики. Автор принимал непосредственное участие в реализации научных исследований по тематике «Оценка сейсмического риска на территории Кыргызской Республики», № госрегистрации 0005689 (2015-2017 гг.).

Цели и задачи исследования

Основной целью исследования является оценка сейсмической опасности территории Суусамырской впадины на основе восстановления истории сейсмических событий, имевших место до начала инструментальных измерений последствий сильных землетрясений.

Основные задачи исследования

Основными задачами исследования являлись:

1. Повторное исследование поверхностных разрывов Суусамырского землетрясения Mw7.2 1992 года
2. Картирование активных разломов и детальное описание вновь выявленных поверхностных нарушений в эпицентральной зоне указанного землетрясения.
3. Тренчинг в пределах зон активных разломов Суусамырской впадины
4. Оценка повторяемости сильных землетрясений и оценка сейсмической опасности

Научная новизна полученных результатов

1. Значительно уточнена структура поверхностных разрывов, образовавшихся при Суусамырском землетрясении 1992 года с $M=7,3$. Разрывы были прерывистыми, причем западный состоял из шести сегментов, которые были разбросаны на 12 км, а восточный, длиной 0,6 км, отделен от западных разрывов промежутком >20 км.

2. По крайней мере, три из секций разрыва с 1992 года были на уже существующих уступах, но мы также выявили дополнительные активные разломы, которые не разорвались во время землетрясения 1992 года несмотря на то, что они находились в промежутке между разрывами 1992 года.
3. Исследования, проведенные в пределах Суусамырской впадины методом «трэнчинга» показали, имеются свидетельства двух поверхностных разрушительных событий в траншее, пройденной в северной части хребта Чет-Корумду. Первое событие, вероятно, произошло до ~8 тыс. лет назад, а второе ~3 тыс. лет назад. В траншее не наблюдается никаких признаков косейсмического или постсейсмического смещения после землетрясения 1992 года. Если принимать во внимание поверхностные разрывы современного, Суусамырского землетрясения 1992 года, которые возникли по правому борту долины одноименной реки, то повторяемость сильных землетрясений в Суусамырской впадине составляет 3-5 тыс. лет, что совпадает с частотой повторяемости сильных землетрясений в Тянь-Шане, которая составляет несколько тысяч лет.
4. Активные разломы Суусамырской впадины имеют характерные особенности развития, выраженные в значительной изменчивости в поверхностной структуре. Так, южно-вергентный Каракольский краевой разлом имеет относительно длинные, непрерывные участки предгорных уступов, но поверхностное выражение северо-вергентных разломов сильно сегментировано. Нет четкого непрерывного разлома или складки на поверхности, но вместо этого есть несколько коротких участков, где видны признаки горизонтального сокращения.
5. Северо-вергентский разлом, ограничивающий Арамсуйскую антиклиналь, находится в нескольких километрах севернее линии

фронта хребта и очень близко к южно-вергентному Каракольскому разлому, что говорит о том, что впадина находится в процессе закрытия.

6. Оценка скорости смещений крыльев разломов в пределах Суусамырской впадины, проведенная различными методами, дает значения около 0,5 мм/год.

Практическая и экономическая значимость полученных результатов

При оценке сейсмической опасности практическая и экономическая значимость полученных результатов может быть огромной, учитывая серьезные последствия сейсмических событий для жизни и имущества людей. Ниже приведены несколько способов, как результаты оценки сейсмической опасности могут иметь значимость:

1. **Безопасность и защита людей:** Результаты оценки сейсмической опасности могут использоваться для определения зон, где сейсмические события могут быть наиболее разрушительными, что позволяет принимать меры по защите людей и сохранению их жизней.
2. **Защита инфраструктуры:** Знание о сейсмической опасности помогает оценить уязвимость инфраструктуры, такой как здания, мосты, дороги и т. д. Результаты оценки могут помочь разработать строительные нормы и стандарты, учитывающие сейсмическую активность, что в конечном итоге снижает ущерб от разрушений и обеспечивает безопасность.
3. **Страхование и финансовые риски:** Оценка сейсмической опасности может помочь страховым компаниям оценить риски и разработать страховые полисы, а также помочь государственным органам при планировании финансовых ресурсов на случай возможных бедствий.
4. **Градостроительство и земельное планирование:** Результаты оценки сейсмической опасности могут быть использованы при разработке планов

градостроительства и земельного планирования для ограничения строительства в зонах высокого риска и обеспечения безопасности новых строений.

5. Экономическое развитие: Знание о сейсмической опасности может помочь при разработке стратегий экономического развития, учитывая риски для бизнеса и инвестиций в определенных регионах.
6. Подготовка к чрезвычайным ситуациям: Результаты оценки сейсмической опасности могут служить основой для разработки планов чрезвычайных ситуаций и обучения населения действиям в случае сейсмических катастроф.

Таким образом, полученные результаты оценки сейсмической опасности имеют огромное значение как для безопасности и защиты людей, так и для экономического развития и управления рисками.

Защищаемые положения

1. Активные разломы Сусамырской впадины обладают характерными особенностями, которые заключаются в том, что, несмотря на наличие единых в глубинной структуре новейших разломов, в поверхностной структуре они характеризуются значительной изменчивостью и выражением в рельефе.
2. В пределах Сусамырской впадины повторяемость сильных землетрясений составляет 3-5 тыс. лет, при этом первое событие, вероятно, произошло до ~8 тыс. лет назад, а второе ~3 тыс. лет назад. Сусамырское землетрясение 1992 года является третьим событием.
3. Скорость сокращения земной коры в пределах Сусамырской впадины составляет около 0.5 мм/год, что совпадает с подобными оценками в других частях Тянь-Шаня.

Методика исследований и достоверность результатов

Основной метод, который применялся при выявлении и картировании активных разломов – геолого-геоморфологический. Геоморфологическая карта в историко-генетической легенде дает большой материал для установки интервалов времени, пределах которых по тому или иному активному разлому происходят дифференциальные перемещения, а также для оценки амплитуды и скоростей этих движений. Под активными разломами в работе понимаются разломы, движения по которым не только происходили в недавнем геологическом прошлом (поздний плейстоцен-голоцен), но и могут проявлять активность и в будущем. Основанием для ожидания будущих движений по разлому является наличие хотя бы одной подвижки по нему в течение последних (считая от современности) первых десятков тысяч лет. Практическим критерием обнаружения и картирования активных разломов является смещение разломом молодых форм рельефа указанного возраста.

Совместно с коллегами из Оксфордского Университета (Великобритания) в рамках совместного научного проекта мы провели полевые работы в июне 2015 года и июне 2016 года в пределах Суусамырской впадины. В ходе работ были использованы беспилотные летательные аппараты для сбора фотографий для цифровой модели рельефа (ЦМР) высокого разрешения и пройдено несколько траншей для сбора образцов для четвертичного датирования. В дополнение к свободно доступным космическим изображениям и ЦМР, а также изображениям Pleiades и ЦМР, были построены ЦМР, используя данные со спутников SPOT-6 и SPOT-7 18 октября, 1 ноября и 9 ноября 2014 года. Изображения были обработаны в Оксфордском Университете с помощью ERDAS LPS и помещены в сетку с шагом 6 м, чтобы получить растровые ЦМР.

Личный вклад соискателя

1. Участие в организации исследования

- Структурирование и планирование процесса исследования, включая определение целей, выбор методологии и утверждение методов анализа данных.
- Сбор и анализ литературы по теме, проведение предварительных исследований и выявление областей, требующих дополнительного изучения.

2. Сбор и анализ данных

- Организация сбора данных о сейсмической активности исследуемого региона, включая использование данных из существующих источников и проведение собственных наблюдений.

3. Методологический вклад

- Разработка или адаптация методов оценки сейсмической опасности Суусамырской впадины.
- Применение статистических и математических методов для анализа данных и оценки рисков сейсмической активности.

4. Интерпретация результатов

- Анализ и интерпретация полученных результатов оценки сейсмической опасности в контексте особенностей геологической структуры и геодинамики Суусамырской впадины.
- Оценка возможных последствий сейсмических событий для населения и инфраструктуры Суусамыра и близлежащих регионов.

5. Практическое применение результатов

- Разработка рекомендаций и рекомендаций по снижению рисков сейсмической опасности и улучшению мер безопасности в регионе.
- Взаимодействие с заинтересованными сторонами, такими как местные власти, эксперты по безопасности и жители региона, с целью обсуждения и внедрения предложенных решений.

Апробация результатов работы

Результаты диссертационной работы докладывались, обсуждались и были одобрены специалистами на следующих конференциях:

- XVII Уральская молодежная научная школа по геофизике. (г. Пермь 2016 г);
- IX, X, XI, XIV международная молодежная конференция «Современные техника и технологии в научных исследованиях» (Бишкек, апрель 2017 г, апрель 2018 г, апрель 2019 г, апрель 2022 г.);
- VII Международного симпозиума. К 80-летию со дня рождения выдающегося ученого, основателя и первого директора ИС РАН Ю.А. Трапезникова (18.10.1936 - 13.04.1999). Бишкек 2017 г.

Опубликованность результатов

Основные научные результаты, полученные в диссертации, отражены в 9-и печатных работах, в том числе 8 работ в научных изданиях, вошедших в «перечень рецензируемых научных изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций» рекомендуемый ВАК КР и 1 работа зарубежной издании, индексируемых системой РИНЦ и системой SCOPUS и в Web of Science.

Структура и объем диссертации.

Диссертация состоит из введения, пяти глав, заключения и списка использованной литературы. Объем работы: 129 страниц машинописного текста, включая 48 рисунка.

Данная работа была выполнена в Лаборатории «Оценка сейсмической опасности» Института сейсмологии Национальной академии наук Кыргызской Республики под руководством доктора геолого-минералогических наук, профессора и члена-корреспондента Национальной Академии наук Кыргызской Республики Канатбека Ермаковича Абдрахматова. Выражаю глубокую благодарность ему за высококвалифицированное руководство, неоценимую помощь и поддержку на протяжении всего процесса подготовки диссертации. В ходе работы также получены ценные рекомендации от кандидата геолого-минералогических наук, ведущего научного сотрудника А. Б. Фортуну. Особую признательность выражаю коллегам из лаборатории, а также коллегам из Оксфордского университета (Великобритания) Ричарду Уолкеру, Элеоноре Айнскоу и Рамону Арроусмиту из Аризонского университета (США) за их значительный вклад в обработку полевых данных и сбор необходимых материалов.

Глава 1. Геоморфология и тектоническая активность межгорных структур северного Тянь-Шаня (обзор литературы)

Относительно быстрые темпы сокращения земной коры, отличная сохранность ландшафта и возникновение недавних землетрясений сделали Тянь-Шань ценным районом изучения для активного внутриконтинентального сокращения земной коры [103, 105, 116, 136]. Несмотря на это, активные разломы и складки многих его частей до сих пор детально не изучены.

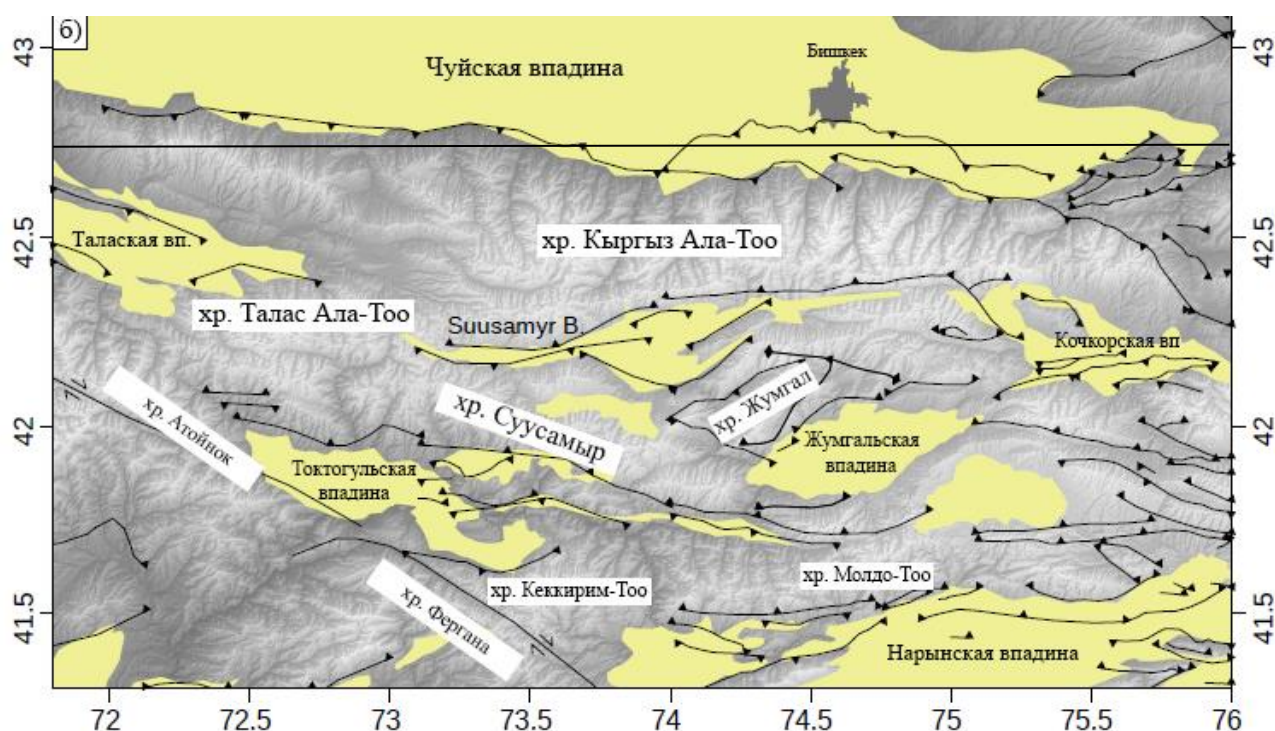


Рис. 1. Рельеф Северо-Западного Тянь-Шаня. Нанесены основные хребты и основные разломы указанной территории.

Активные разломы присутствуют по всему Тянь-Шаню [95, 139]. Оценки скорости четвертичного смещения [139], геоморфологический анализ [103] и поле скоростей GPS [113] показывают, что деформация происходит повсеместно по всему горному поясу; разломы внутри пояса, а также на его окраинах, все активны, и сокращение коры происходит по нескольким субпараллельным разломам, которые активны одновременно. В Западном Тянь-Шане эти субпараллельные разломы образовали ряд межгорных котловин (рис.

1). Впадины вытянуты с востока на запад — примерно параллельно линиям разломов и перпендикулярно направлению максимального укорочения. Они обычно имеют от нескольких десятков до одной-двух сотен километров в длину и несколько десятков километров в ширину, с рельефом более 1 км [44, 83]. Они заполнены кайнозойскими отложениями и ограничены относительно крутыми взбросами, которые пререзают сейсмогенную часть земной коры [108, 111, 129]. Развитие этих межгорных впадина представляет определенный интерес как активный пример развития внутриконтинентальных горных поясов [103, 112].

Общей чертой межгорных впадин Тянь-Шаня является наличие активных структур в пределах кайнозойских впадин, которые, по-видимому, определяют время появления разломов [13, 103, 111, 129, 139]. Например, К.Е. Абдрахматов (1995) [13] доказал, что со временем активность разломов смещается к центральной части внутригорных впадин. Такое явление было обнаружено в Чуйской, Кочкорской, Нарынской и других впадинах. В некоторых впадинах это привело к появлению так называемых «низких предгорий» (Чуйская впадина), а в других (Нарынская впадина) такое явление выразилось пока только в деформациях террас. Park et al. (2003) [129] обнаружили, что активный фронт деформации в Кочкорской впадине со временем смещается вглубь впадины. Они сравнили результаты магнитотеллурического профиля с оценками четвертичного сокращения, чтобы показать, что внутренние разломы, связаны с разломами окраины впадины и в настоящее время вмещают от одной трети до всего общего сокращения на южной стороне впадины. Goode et al. (2014) [112] изучили это явление в Нарынской впадине и основываясь на экстраполяции относительных скоростей поднятия деформированных террас, предположили, что активные структуры в пределах внутренней части Нарынского впадины сформировались в 1 млн лет назад, по крайней мере на 1-4 млн лет позже, чем окружающие горные хребты Goode et al. (2011) [111] воспользовался методами контроля за деформацией межгорных впадин.

Они обнаружили, что в более узкой восточной части Нарынского впадины деформация происходит по разлому, ограничивающему впадину с севера, а в более широкой западной части впадины деформация мигрировала от границ впадины во внутреннюю часть впадины. Goode et al. (2011) [111] предполагают, что разница в стиле между частями впадины с различной шириной обусловлена различием напряженных условий и, следовательно, благоприятностью смещения на внутренних и граничащих с впадиной участках в зависимости от каждого разлома, которая связана с шириной впадины.

Хотя развитие Тянь-Шаньских межгорных впадин было достаточно детально рассмотрено в некоторых исследованиях, их развитие вдоль простирания и перенос напряжений между соседними впадинами остается менее изученными. Впадины представляют собой отдельные, разобщенные области низкого рельефа в пределах горных хребтов и расположены несколько смещенно друг от друга, но в целом они представляют собой относительно плавное поле деформации укорочения в Западном Тянь-Шане. Такое расположение требует вращения или внутренней деформации хребтов, расположенных между ними, но обычно считается, что межвпадинные хребты не содержат крупных разломов [139], поэтому неясно, как передается напряжение.

1.1. Новейшая тектоника Суусамырской впадины

Суусамырская впадина — это синклиналичная структура в Северо-Западном Тянь-Шане (рис. 1.1 и 1.2) [84], которая была детально изучена из-за землетрясения 1992 года [102, 108, 121] но остаются вопросы о стиле разломов, скорости сокращения земной коры и тектоническом развитии впадины.

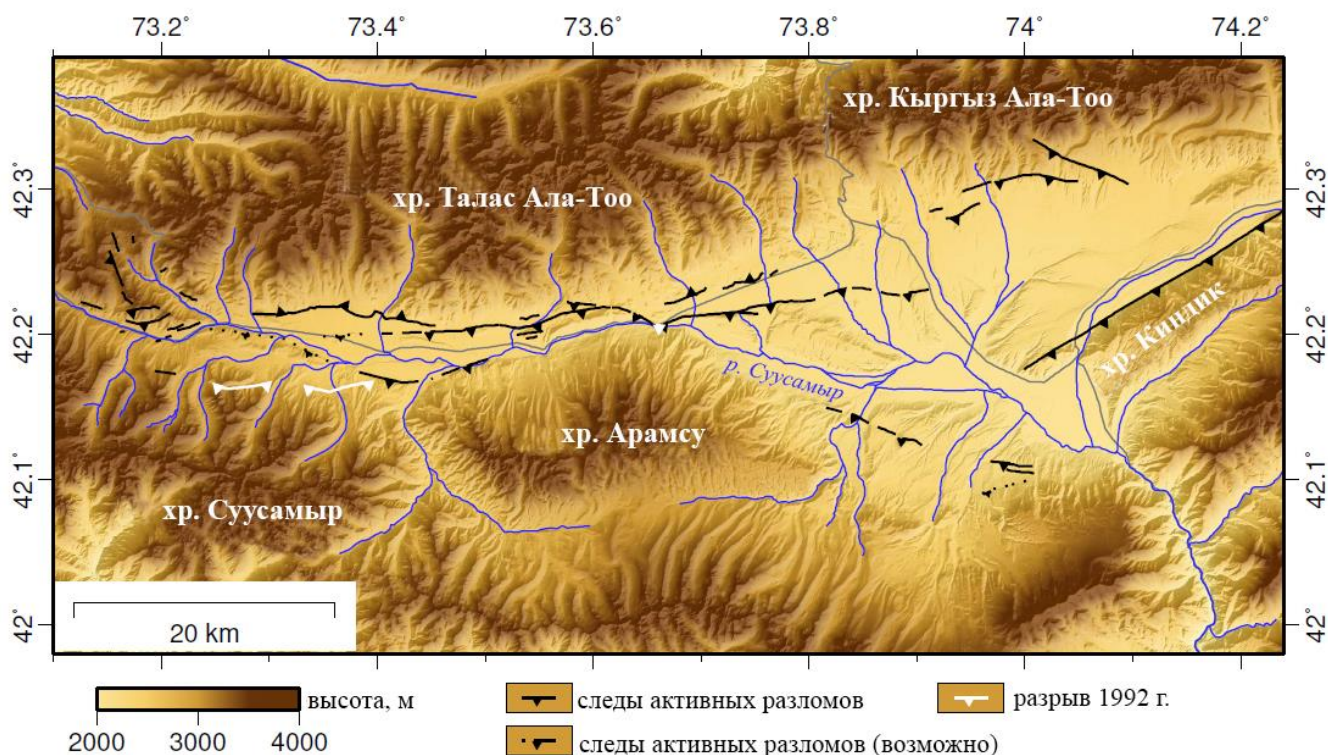


Рис. 1.1. Карта активных разломов Суусамырской впадины. Цифровая модель рельефа с использованием ЦМР AW3D30. [93]

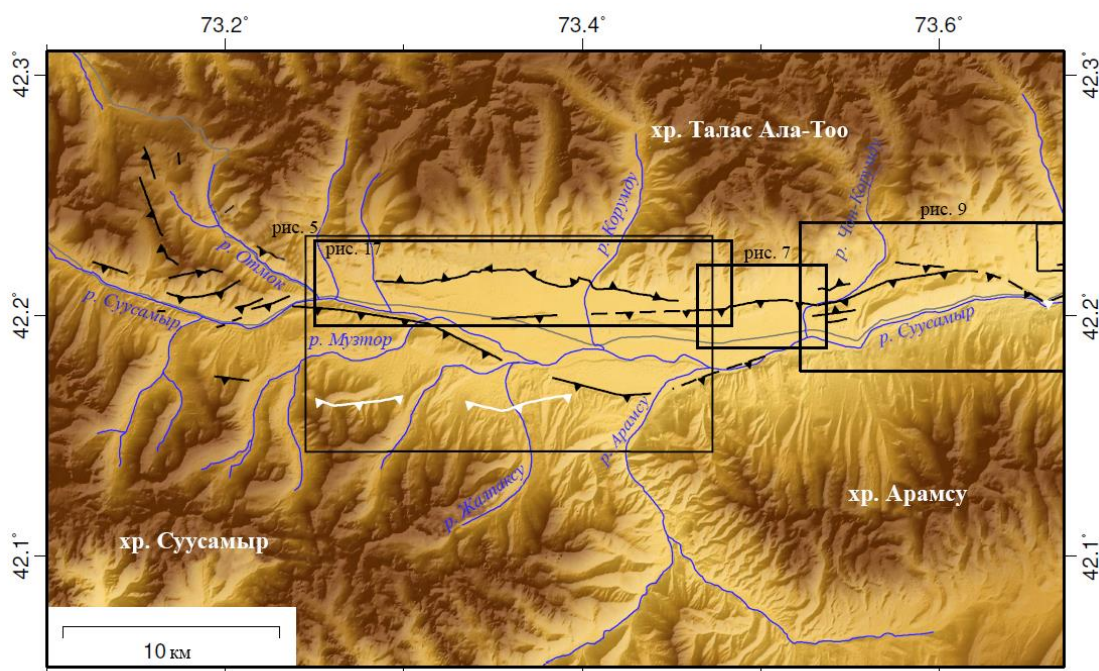


Рис. 1.2. Укрупненная карта западной половины Суусамырской впадины, показывающая расположение последующих рисунков. Затененный рельеф ЦМР с использованием AW3D30 ЦМР [93] освещенная с ЮВ.

Впадина вытянута с востока на запад и имеет длину около 80 км. В своих западных 35 км впадина имеет ширину около 4-6 км и окружена Таласским и Киргизским хребтами на севере, системой хребта Сусамыр-Тау – на юге и Джумгалским хребтом – на юго-востоке. (рис. 1.1). Окружающие горные массивы сложены палеозойскими и протерозойскими породами [128]. Наиболее распространенные блоки в фундаменте сложены интрузивами и остатками вулканических комплексов девонского и более раннего периодов (рис. 1.3.)

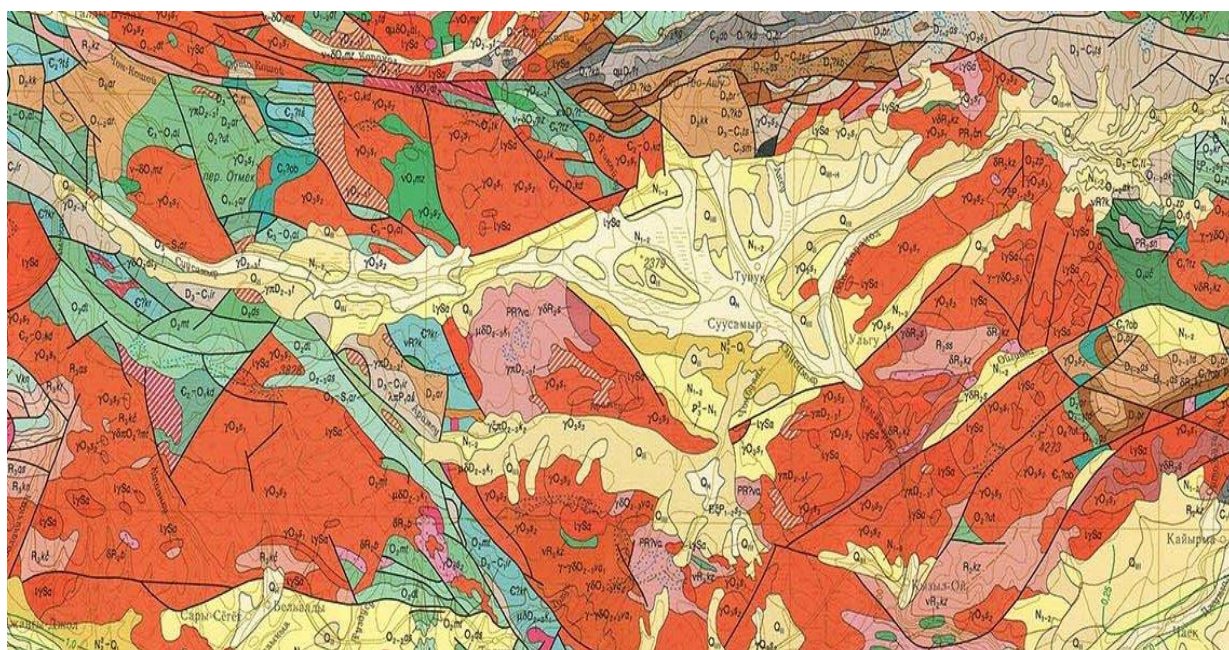


Рис. 1.3. Выкопировка из Геологической карты Кыргызской Республики М.1: 500 000, 2008 г. Район Суусамырской впадины.

Разрез кайнозойских отложений представлен двумя различными толщами. Нижняя, красноцветная, содержащая в низах мергелистые глины и загипсованные горизонты, соответствует киргизской красноцветной, а ее низы, вероятно, - коктурпакской свитам (палеоген-миоцен). Верхняя толща, представленная переслаивающимися суглинками, песчаниками и гравелитами палевых тонов и названная В. С. Буртманом и другими, «иридзарской свитой», по-видимому, соответствует плиоцену. В хребте Киндык иридзарская свита, начинаясь базальным конгломератом, ложится непосредственно на каледонские гранитоиды.

Самая древняя (шестая региональная) цокольная терраса Сусамырской впадины (урочище Айгырджал, междуречье Сусамыр-Каракол, междуречье Чон и Кичи-Учемчек и т. п.) сложена покровными галечниками, «трансгрессивно» лежащими на плиоценовых и более древних образованиях. Морфологически это адырные фрагменты древней аллювиально-пролювиальной равнины, селевых и флювиогляциальных конусов, приподнятых над современным руслом реки Сусамыр на 150 - 300 м. В Кокомеренской щели эрозионные фрагменты этой террасы достигают высоты 800 м. Эти галечники отнесены нами к нижнечетвертичным по следующим причинам. Во-первых, характер их залегания и дислокаций аналогичен нанайским отложениям Ферганы, кулябским отложениям Таджикистана, шарпылдагской свите Прииссыккуля и другим нижнечетвертичным образованиям. Во-вторых, в долине р. Чон-Учимчек прослежен их фациальный переход в первую («древнейшую») генерацию морен, названную П. Г. Григоренко (1968) «сусамырской», которая не связана с современной речной сетью. В-третьих, рассматриваемые галечники и коррелятные им отложения везде залегают в днище среднего яруса рельефа Тянь-Шаня, выработанного в плиоцен-нижнечетвертичное время.

К среднечетвертичным отнесены морены второй генерации, лежащие по бортам троговых долин и, как правило, отчлененные от более молодых морен эрозионным врезом. Они коррелятны отложениям четвертой региональной террасы (Q22), имеющей высоту 40-80 м во впадине и до 200-300 м в ущелье Кокомерена.

Морены третьей генерации (верхнечетвертичные), вложенные или наложенные на среднечетвертичные, синхронны отложениями второй региональной террасы высотой в 10 м, на которой в Суусамырской впадине расположены основные населенные пункты. Мощность верхнечетвертичного аллювия близ разлома, обрамляющего впадину с юга, около 80 м, в долине же

Кокомерена она значительно сокращается, а на некоторых участках терраса этого возраста является эрозионной и достигает высоты 15-30 м.

К голоцену отнесены морены четвертой генерации, которые в виде небольших язычков выходят за пределы цирков, солифлюкционно-нивальные отложения бесснежных каров, русловой бичевник, низкая и высокая пойменные террасы рек высотой 1-2 м и коррелятные им образования иного генезиса. В Кокомеренском ущелье голоценовые террасы местами имеют цокольное строение и достигают высоты 2-5 м.

1.2. Геоморфологическое строение Суусамырской впадины

Суусамырская впадина, несмотря на ограничивающие разломы и осложняющие ее глыбово-складчатые структуры III порядка, имеет, в общем, синклинальное строение, отчего рассматривается нами в целом как мегасинклиналь. На севере она по Каракольскому (1) разлому граничит с мегантиклиналью Киргизского хребта, а на юге отграничена по Суекскому разлому (IV) и его северо-западному продолжению от Суусамырско-Джумгальской мегантиклинали. Под последней нами понимается комплекс глыбово-складчатых структур, формирующих систему Суусамырского и Джумгальского хребтов в общем антиклинального строения.

Ниже приводится краткая характеристика глыбово-складчатых новейших структурных форм III порядка по данным О.К.Чедия и других (1986) [83], которые в большинстве своем являются складками основания в понимании С. С. Шульца (1948) [88]. Их морфология отражается главным образом в характере деформаций древнего пенеплена, частично - по деформациям более молодых, орогенных, геоморфологических уровней, а во впадинах - и по конформно дислоцированным осадкам кайнозойского покрова.

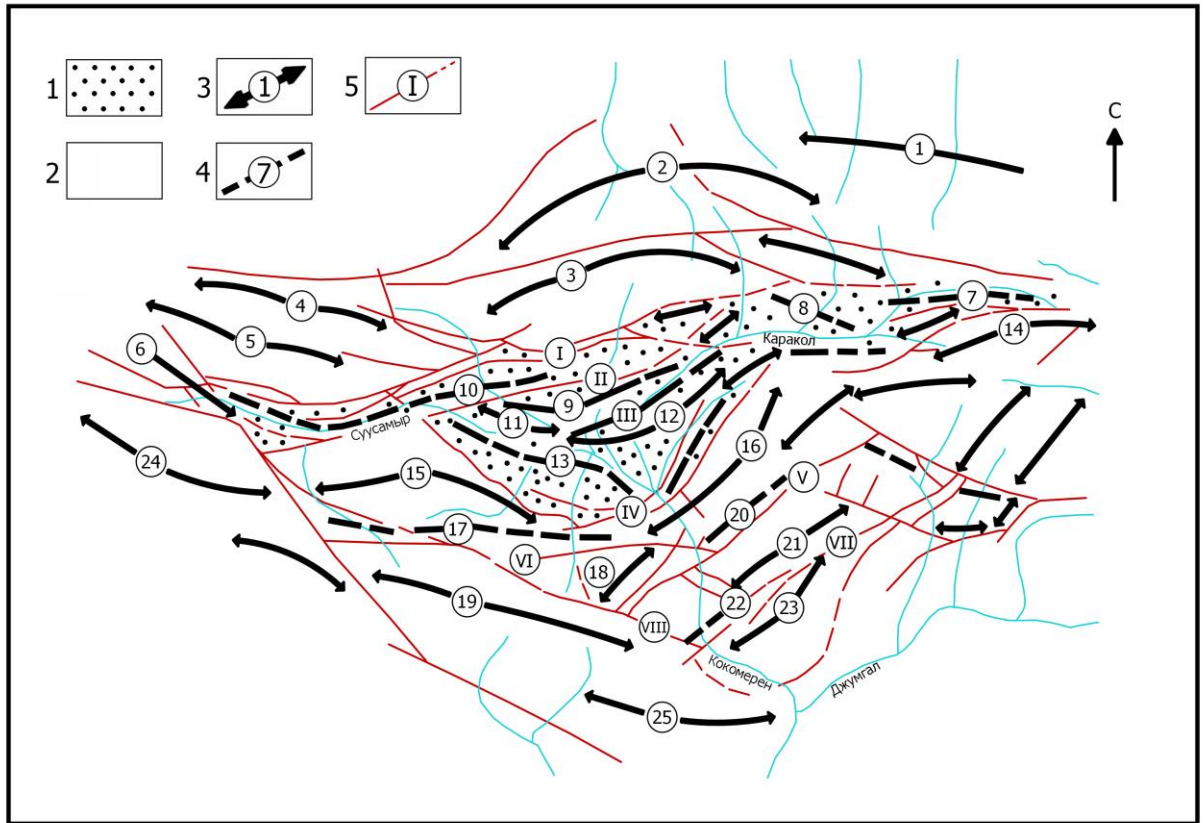


Рис. 1.4. Схема новейших структурных форм Сусамырской впадины и ее обрамления (Чедия и др.): 1 - Сусамырская мегасинклиналь; 2 - Киргизско-Таласская (на севере) и Сусамырско-Джумгальская (на юге) мегантиклинали; 3 - номера антиклиналей и горст-антиклиналей; 4 - номера синклиналей и грабен-синклиналей; 5-номера разломов и разрывов [83].

Наименование структурных форм на схеме: Киргизско-Таласская мегантиклиналь: 1-Туюкская, 2-Джарташская, 3-Байрекская, 4-Курумдинская, 5-Утмекская, 6-Джаргатская;

Сусамырская мегасинклиналь: 7-Верхне-Каракольская, 8-Каракольская, 9-Ирисуйская, 10-Верхне-Сусамырская, 11-Айгырджальская, 12-Киндыкская, 13-Центрально-Сусамырская;

Сусамырско-Джумгольская мегантиклиналь: 14-Суекская, 15-Арамсуйская, 16-Джумгольская, 17-Арамсуйская, 18-Сапдыкский горст, 19-Сусамырская, 20-

Ойгаингская, 21-Ойгаингская, 22-Кызылойская, 23-Бурундинская, 24-Сусамыртауская, 25-Сарыкамышская.

Разломы и разрывы: I-Каракольский, II-Айгырджальский, III-Киндыкский, IV-Суекский, V-Ойгаингский, VI-Кичик-Бообекский, VII-Сарысуйский, VIII-Чансуйский (Южно-Арамсуйский).

Сусамырская мегасинклиналь имеет довольно сложное строение. По рисунку в плане (рис. 1.4.) ее можно разделить на северную и южную половины. Северная почти широтно вытянута вдоль сквозных долин рек Восточного и Западного Каракола (на востоке) и Сусамыра (на западе) по подножию Киргизского хребта. С востока на запад она состоит из Верхне-Каракольской (7), Каракольской (8) и Верхне-Сусамырской (10) грабен-синклиналей, северная граница которых совпадает с Каракольским разломом и его западным продолжением, а южная - с Айгырджальским (II) в западной части и с Суекским на востоке.

Верхне-Сусамырская и Верхне-Каракольская структуры имеют восток-северо-восточное, а Каракольская - запад-северо-западное простираения. Все они выполнены верхнеэоценовыми (до 1000 м) и четвертичными (до 100 м) отложениями, первые из которых непосредственно ложатся на древнюю денудационную поверхность, выработанную на палеозойских образованиях. Вполне возможно, что палеоген-неогеновых красноцветных отложений в рассматриваемой части впадины вообще не имеется.

Айгырджальский разлом, являющийся на западе границей Сусамырской впадины и расположенной южнее Сусамырско-Джумгольской мегантиклинали, восточнее ограничивает лишь северную часть впадины от южной. При этом в средней части наиболее опущенным по нему выступает южный блок.

Амплитуда вертикального перемещения по разлому составляет (по данным ВЭЗ) более 500 м.

Южная часть Сусамырской впадины имеет форму сегмента, обращенного выпуклостью к югу. Айгырджальский разлом является его хордой, а Суекский - дугой. По юго-западной периферии южного сегмента впадины обнажаются палеоген-миоценовые отложения, которые, видимо, подстилают плиоценовые накопления в большей его части.

В пределах рассматриваемого сегмента с севера на юг выделяются следующие структуры III порядка: Ирисуйская грабен-синклиналь (9), Киндыкская горст-антиклиналь (12) с ее западным продолжением - Айгырджальской брахиантиклиналью (11), Джоуджурекская грабен-синклиналь, а к юго-западу от р. Сусамыр - Центрально-Сусамырская синклиналь (13).

Ирисуйская грабен-синклиналь заключена между Айгырджальским разломом на севере и Киндыкским (III) на юге. В ней мощность неогеновых отложений более 2000 м.

Киндыкская горст-антиклиналь (12) характеризуется резко асимметричным строением. Ее северо-западное крыло оборвано Киндыкским разломом, по которому вся структура значительно взброшена, а юго-восточное крыло, представленное прекрасно сохранившимся древним пенепленом, полого падает под плиоценовые отложения смежной Джоуджурекской синклинали. Западная периклиналь Киндыкской структуры в междуречье Каракол - Ирису, имея широтное простирание, теряет свое выражение в рельефе.

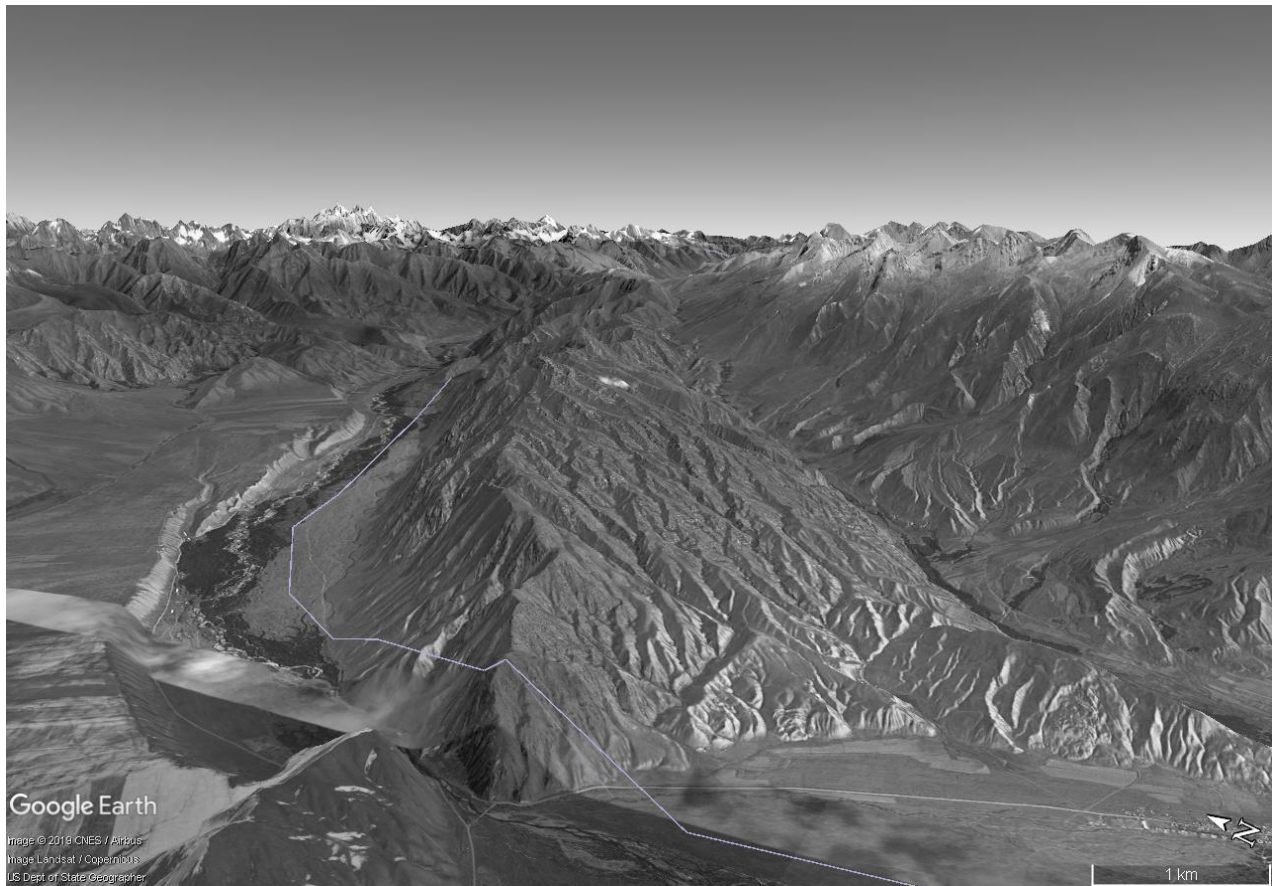


Рис. 1.5. Киндикская горст-антиклиналь. Снимок из Google Earth.

На западном продолжении Киндыкской структуры располагается Айгырджальская брахиантиклиналь (11), отчетливо выраженная в рельефе по левому берегу р. Сусамыр антиклинально деформированными ниже и среднечетвертичными террасами, в уступах которых обнажены соответственно дислоцированные плиоценовые отложения. В фундаменте эта структура, вероятно, отражена лишь незначительным пологим вздутием.

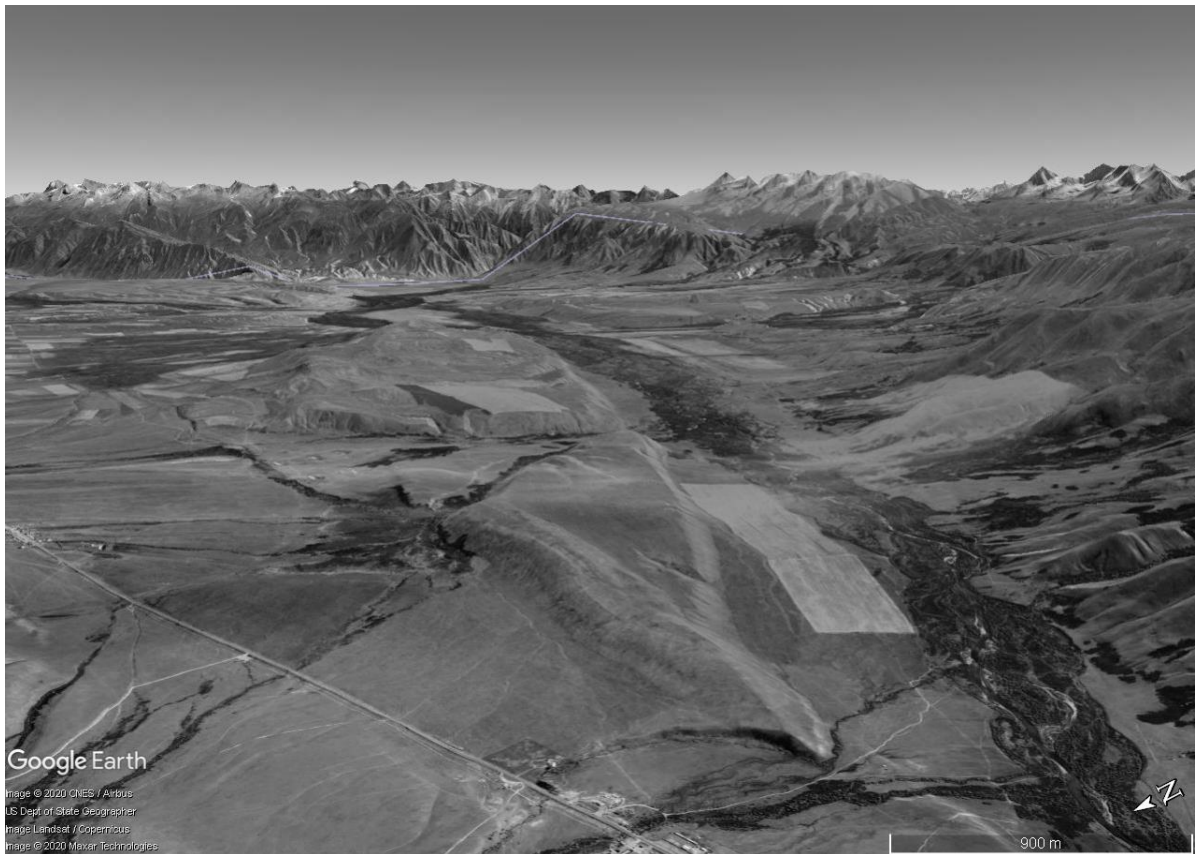


Рис. 1.6. Айгырджалъская брахиантиклиналь Вид с запада. Google Earth.

Центрально-Сусамырская синклираль, обрамляющая с юга Айгырджалъскую и Киндыкскую антиклинали, имеет северо-западное простираие. Современная долина р. Сусамыр располагается примерно вдоль ее оси. По данным ВЭЗ фундамент здесь находится на глубине более 2000 м. Наряду с Ирисуйской синклиралью это наиболее прогнутая часть впадины, где мощность четвертичных отложений, по-видимому, достигает 200 м. (рис. 1.6.).

К югу глубина залегания фундамента уменьшается до 1000 м. Здесь структура покрова осложняется Иридjarскими антиклиналью и синклиралью, ограниченными с юго-запада западной ветвью Суекского разлома вдоль подножия Арамсуйского массива.

Джоуджурекская грабен-синклираль, обрамляющая с юго-востока Киндыкское поднятие (12), отделена от последнего Джоуджурекским разрывом. К западу от долины р. Кокомерен этот разрыв, располагаясь

субпараллельно Суекскому разлому, меняет направление на широтное и северо-западное. Здесь он отграничивает Центрально-Сусамырскую синклиналь от Иридjarских структур.

С юга Сусамырская мегасинклиналь ограничена Суекским разломом, представляющим собой морфологически взбросо-надвиг, который образован, по существу, несколькими разрывами. Восточная его ветвь имеет северо-восточное простирание, центральная - широтное, вдоль подножия плато Сандык, и западная - северо-западное простирание вдоль подножия Арамсуйской горст-антиклинали. Такая выпуклая к югу конфигурация разлома, а соответственно и самой впадины, определяется сочетанием направлений осей брахиморфных горст-антиклинальных поднятий, обрамляющих впадину с юга.



Рис. 1.7. Суекский разлом

Амплитуда вертикального перемещения по Суекскому разлому в долине р. Кокомерен превышает 3000 м за новейший этап (древняя денудационная

поверхность на водоразделе Джумгала имеет абсолютные отметки 4000 - 4270 м, а под третичными отложениями Джоуджурекской синклинали - около 1000 м). В северо-восточном направлении шарнир Джоуджурекской структуры значительно воздымается, отчего и амплитуда движений по Суекскому разлому заметно сокращается (рис. 1.7.).

В пределах Сусамырско-Джумгальской мегантиклинали р. Кокомерен с севера на юг пропиливает Джумгальскую горст-антиклиналь (16), Ойгаингскую грабен-синклиналь (20), Ойгаингскую горст-антиклиналь (21) и Кызылойскую грабен-синклиналь (22). Все они характеризуются асимметрией: северные крылья антиклиналей оборваны взбросами, южные - пологие, переходящие без значительных нарушений в смежную синклиналь с оборванным южным крылом. Таким образом, антиклинали комбинируются с односторонними горстами, синклинали - с односторонними грабенами.

В левобережье р. Кокомерен только что сформулированные закономерности проступают особенно четко: Джумгальская горст-антиклиналь, начавшись от Суекского разлома, плавно переходит в Ойгаингскую синклиналь. Последняя рвется на юге одноименным разломом (V), от которого начинается Ойгаингская антиклиналь; она столь же плавно переходит в Кызылойскую синклиналь. Кызылойская синклиналь срезается с юго-востока Сарысуйским (VII) разломом, по которому с юга взброшена Бурундийская (23) горст-антиклиналь. У каждой антиклинали взброшенное крыло представлено крутым эрозионным уступом, а другое - имеет сохранившиеся фрагменты древней денудационной поверхности. В мульде Ойгаингской синклинали залегают плиоценовые и нижнечетвертичные осадки, а в мульде Кызылойской синклинали кайнозой начинается киргизской красноцветной свитой (Pg-N1). Амплитуда вертикального перемещения по Ойгаингскому разлому составляет около 1500 м, а по Сарысуйскому - порядка 2000 м.

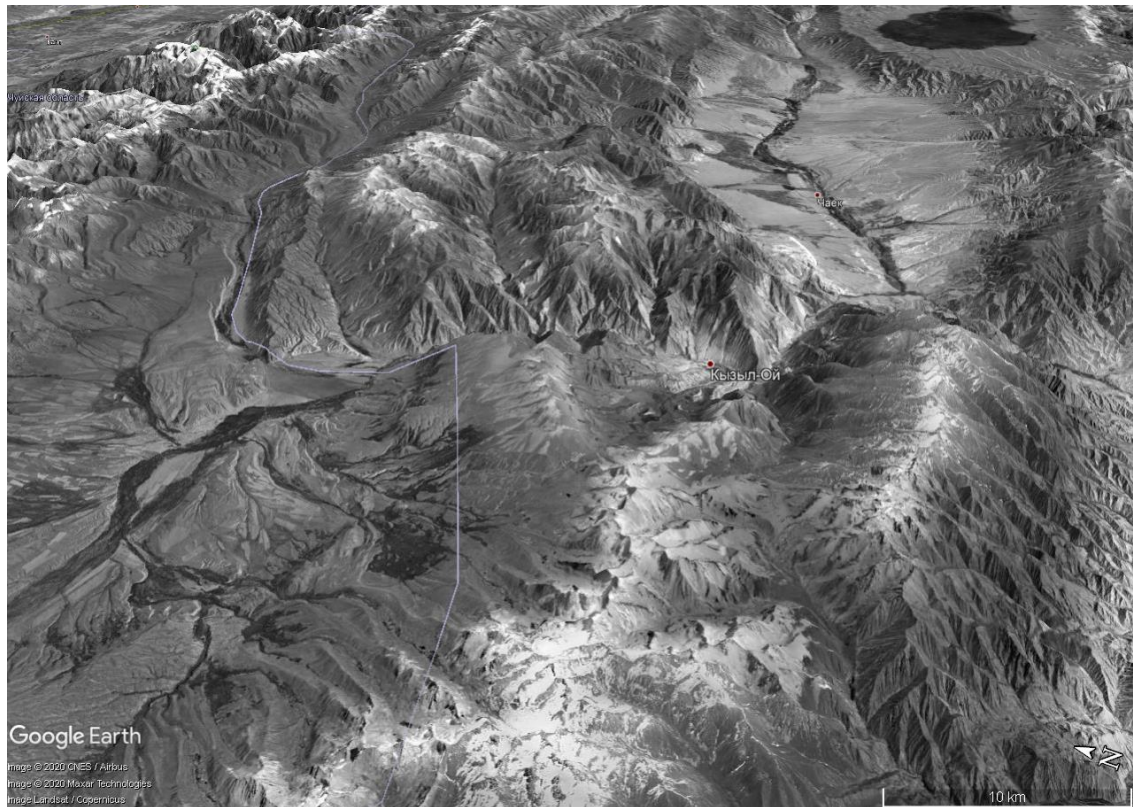


Рис. 1.8. Строение

В правобережье р. Кокомерен перемежаемость антиклинальных и синклинальных структур нарушена в связи с их максимальным сближением. Здесь с севера на юг можно видеть следующие структурные формы. Юго-западная периклинали Джумгальской антиклинали плавно переходит в восточную центриклинали Арамсуйской синклинали 17, что выражено в рельефе слабой дислокацией древнего пенеплена плато Сандык. К северу Арамсуйская синклинали плавно переходит в одноименную антиклиналь 15, оборванную с северо-запада и северо-востока Айгырджальским и Суекским разломами. Сандыкский горст 18 с севера ограничен Кичик-Бообекским (VI), с юга - Южно-Сандыкским взбросами. Первый из них является северной ветвью Ойгаингского разлома, второй скорее всего связан с субмеридиональным Чишкаманским разрывом, образующим дугу с выпуклостью к юго-востоку. Амплитуда суммарных смещений древней денудационной поверхности по этим разрывам достигает до 600—700 м.



Рис. 1.9. Восточная часть Суусамырской впадины

Центриклиналь Ойгаингской синклинали по Чон-Бообекскому разрыву граничит с западной периклиналию Ойгаингской антиклинали, которая к югу переходит в Кызылойскую синклиналь.

Все эти структуры, начиная с Сандыкского горста на юго-востоке, под косым углом режутся Чансуйским (VIII) разломом, обрамляющим с северо-востока Сусамырскую антиклиналь 19.

Джумгальско-Сусамырская мегантиклиналь в целом на юго-востоке, в долине р. Джумгал, переходит в Джумгальскую мегасинклиналь, которая в отличие от ранее рассмотренных структур близ долины Кокомерена имеет симметричное строение, а восточнее характеризуется обратной асимметрией: наиболее крутое оборванное взбросами северное крыло и пологое длинное южное крыло.

Киргизско-Таласская мегантиклиналь, граничащая с Сусамырской впадиной на севере, так же, как и ранее рассмотренные структуры, имеет довольно

пологое южное крыло, представленное фрагментами древнего пенеплена, которое погружается в сторону Сусамырской впадины. Как уже было отмечено, оно рвется Каракольским разломом. В некоторых местах амплитуда взброса Киргизско-Таласской мегантиклинали над Сусамырской мегасинклиналью достигает до 1000 м. В других случаях она значительно меньше.

Большинством исследователей отмечалась резкая асимметрия Киргизского хребта, имеющего короткий южный и пологий длинный северный склоны. Однако асимметрия хребта как орографического элемента еще не свидетельствует об асимметрии Киргизско-Таласской мегантиклинали, осевая плоскость которой лежит севернее водораздела на величину порядка 15 км. Крылья этой мегаструктуры вполне соизмеримы по своей длине. Северное крыло в предгорной зоне оборвано к Чуйской впадине двумя, крупно-амплитудными длительно развивающимися разломами, морфологически представленными взбросами. Максимальные амплитуды вертикального перемещения характерны для междуречья Сокулук - Шамси. Отсюда к востоку и западу они сокращаются. Западнее же р. Карабалты эти разломы в рельефе вообще не выражены. Здесь видно, как древняя денудационная поверхность спокойно погружается к Чуйской впадине.

В пределах изученного района преобладающим простиранием брахиантиклиналей Киргизского и восточной части Таласского хребтов является запад-северо-западное, как и простирание большинства разрывов. Это Туюкская (1), Курумдинская (4), Утмекская (5), Джаргатская (6) и другие брахиантиклинали, размещенные в виде левых кулис. Меньшим распространением (на данном участке) пользуются структуры восток-северо-восточного простирания, как, например, большие отрезки Джарташской (2) и Байрекской (3) брахиантиклиналей, которые восточнее истоков р. Аксу, меняя ориентировку на северо-западную, приобретают дугообразную форму с выпуклостью к северу.

Амплитуды суммарных поднятий за неоген-четвертичное время достигают в Киргизском хребте 4500 м, в Джумгальском - 4000 м, в Сусамырском - 3500-3750 м. В Сусамырской впадине амплитуды суммарных движений изменяются от 2000-2500 м по периферии впадины до нуля и меньше - в ее центральных частях. При этом мощность неоген-четвертичных отложений соответственно увеличивается от 300-500 м до 2000 и более метров.

Выводы

Эти данные свидетельствуют о том, что центральная часть Сусамырской впадины, несомненно, являлась областью абсолютного прогибания в неогене и была втянута в поднятие, по-видимому, лишь в четвертичное время. Говоря о режиме новейших движений, следует отметить их сравнительно невысокую контрастность, что вообще характерно для внутригорных областей. Амплитуда прогибания впадины должна быть значительно меньше указанной мощности отложений, поскольку явление перекомпенсации явно имело место в связи с тектоническим подпором зоны седиментации. Наиболее контрастные движения, как уже отмечалось, устанавливаются по Суекскому разлому, где они превышают 3000 м. Амплитуды суммарных смещений по разрывам, осложняющим структуры III порядка, составляют от нескольких десятков до первых сотен метров.

Глава 2. Основные активные разломы Суусамырской впадины

В этой главе мы подробно рассмотрим так называемые активные разломы. Основанием для отнесения разлома к категории активных служат свидетельства о хотя бы одной сейсмогенной подвижке по нему, произошедшей за последние несколько десятков тысяч лет.

Продолжительность этого интервала времени определяется, исходя из следующих соображений, сформулированных А.И. Кожуриным (ГИН РАН, устное сообщение): "Палеосейсмологические данные, имеющиеся для многих

районов мира, показывают, что сильные (характеристичные) землетрясения (Characteristic earthquake – Schwartz, Coppersmith, 1984) происходят на одном и том же сегменте сейсмогенерирующего разлома с периодичностью от нескольких сотен до нескольких тысяч лет.

Известны разломы и с более продолжительными промежутками времени между подвижками. Так, например, для разлома Умехара в Японии установлен средний период повторяемости подвижек примерно в 14-15 тыс. лет. Сделав поправку на возможную неполноту данных, примем, в качестве максимального, интервал примерно в 20000 лет. Для полной уверенности удвоим или даже утроим это значение. В итоге, можно заключить, что максимальная продолжительность сейсмического цикла (периода накопления напряжений между сейсмогенными подвижками по активному разлому) может достигать порядка 50 тысяч лет, охватывая весь голоцен плюс некоторую часть позднего плейстоцена.

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 при исследованиях, по оценке сейсмической опасности.

2.1. Арамсуйский разлом

Как указывалось в главе 1. Падающий на юг Арамсуйский разлом ограничивает Арамсуйскую мегантиклиналь с севера и выходит на поверхность в виде множества разломных уступов и складок, сильно сегментированных по простиранию, а местами активный след разлома располагается в нескольких километрах к северу от линии фронта. В этом разделе мы описываем особенности каждого сегмента, с запада на восток.

В западной части Суусамырской впадины противоположно падающие разломы выходят на поверхность вдоль северных и южных бортов впадины (рис. 2.1). На южной стороне впадины разлом сформировал прерывистую линию уступов, которая разорвалась во время землетрясения 1992 года и будет подробно обсуждаться далее. Направление уступов постепенно уходит вниз по склону Суусамырского хребта по мере продвижения на восток, и разлом в конечном итоге совпадает с флювиальным заполнением реки Суусамыр. Речные уступы здесь частично скрывают тектонические уступы и нет никаких признаков свежих разрывов вдоль речного уступа, но ЦМР Pleiades показывают, что части поверхностей над речными уступами наклонены к югу, т. е. повышаются в сторону реки Суусамыр. Аллювиальные террасы развиты в промежутке между двумя приподнятыми участками позади вреза. Эти наблюдения позволяют предположить, что разлом действительно продолжается в виде уступа, совпадающем с речными уступами. К востоку от реки Арамсу и к югу от реки Суусамыр больше нет четких уступов или складок, но любой уступ разлома мог быть размыв рекой, и поэтому этот участок обозначен точками на карте разломов.

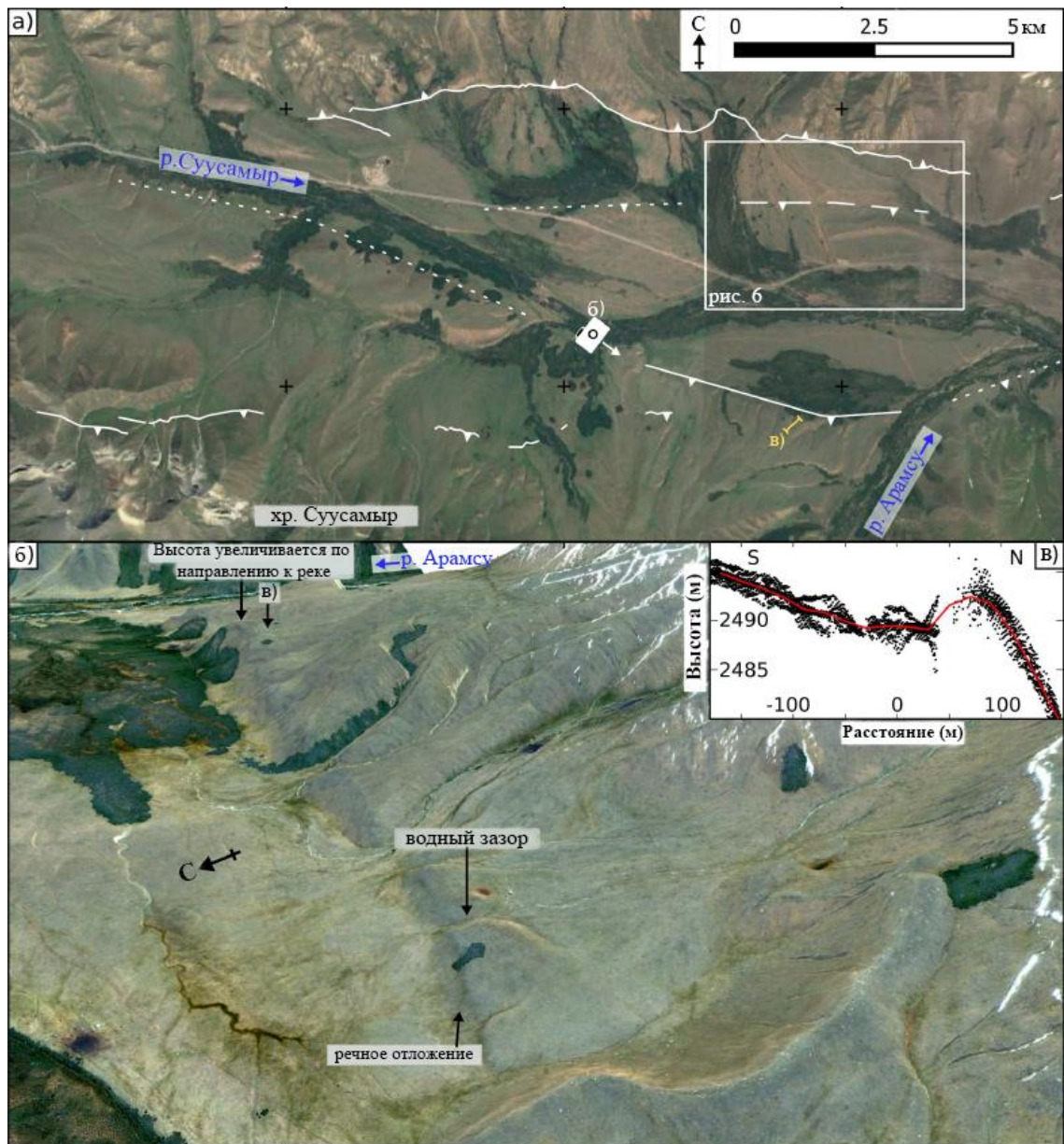


Рис. 2.1. а) Карта разломов западной части Суусамырского впадины. Изображение из Landsat / Copernicus и Google. б) трехмерный перспективный вид участка разлома, совпадающего с уступом на южном берегу реки Суусамыр. Трехкратное вертикальное преувеличение. См. значок камеры **б** а) для определения местоположения. в) топографический профиль через облако точечных точек, показывающий увеличение высоты в направлении реки Суусамыр. Красная линия показывает сглаженное среднее. Место, отмеченное желтым цветом на панели, а).

На дне впадины к северу от Суусамырского хребта тектоническая составляющая рельефа вновь затушевывается речными процессами, но есть признаки того, что здесь может быть слепая разломная ветвь, идущая субпараллельно уступам фронта Суусамырского хребта (рис.2.1. а и 2.2.). Корженков и др. (1999) [121] интерпретировали район к востоку от реки Корумды (рис. 2.1.2) как брошенную долину, вызванную поднятием крыльев разлома. Реку Корумды не следует путать с рекой Чон-Корумды или хребтом Чет-Корумды. Интерпретация Корженкова и др. (1999) была основана на том факте, что ручей поворачивает на восток, образуя прямой угол, а не следует прямо по долине, где проходил ранее и которая теперь является брошенной (рис. 2.1.1). Однако, хотя изменения в направлении рек могут быть вызваны разломом, они также могут иметь нетектонические причины, особенно в случае плавно изогнутой реки на конусе выноса, таком как эта. Топографические профили через облако точек Pleiades не показывают тектонических уступов или четкой складчатости (рис. 2.2.). Поверхность, которая наиболее высоко поднята над активным руслом в этой области, представляет собой фрагмент террасы, который слишком мал в направлении север-юг (перпендикулярно разлому), чтобы можно было увидеть тектонические деформации (рис. 2.2. е). Более обширные поверхности, например, в пределах брошенной долины, не показывают деформации в топографических профилях (рис. 2.2. д).

Однако на заснеженном изображении Pleiades в архиве Google Earth есть уступ (рис. 2.2. в). Уступ расположен чуть выше верхней части брошенной долины и имеет длину 750-950 м. Мы интерпретируем уступ как тектонический, потому что, по крайней мере, один небольшой уступ, кажется, пересекает его. Затенение на изображении Pleiades показывает, что уступ обращен на север. Учитывая, что уступ не виден в топографических профилях, высота уступа составляет <2 м. Речной уступ высотой 4 м хорошо виден в том же профиле (рис. 2.2. д).

Существование уступа показывает, что здесь есть разлом на северной стороне впадины. Из-за конфигурации фрагментов террас картина тектонического поднятия и опускания не ясна, и неизвестно, есть ли складка к югу от уступа или это разломный участок без соответствующей складки.

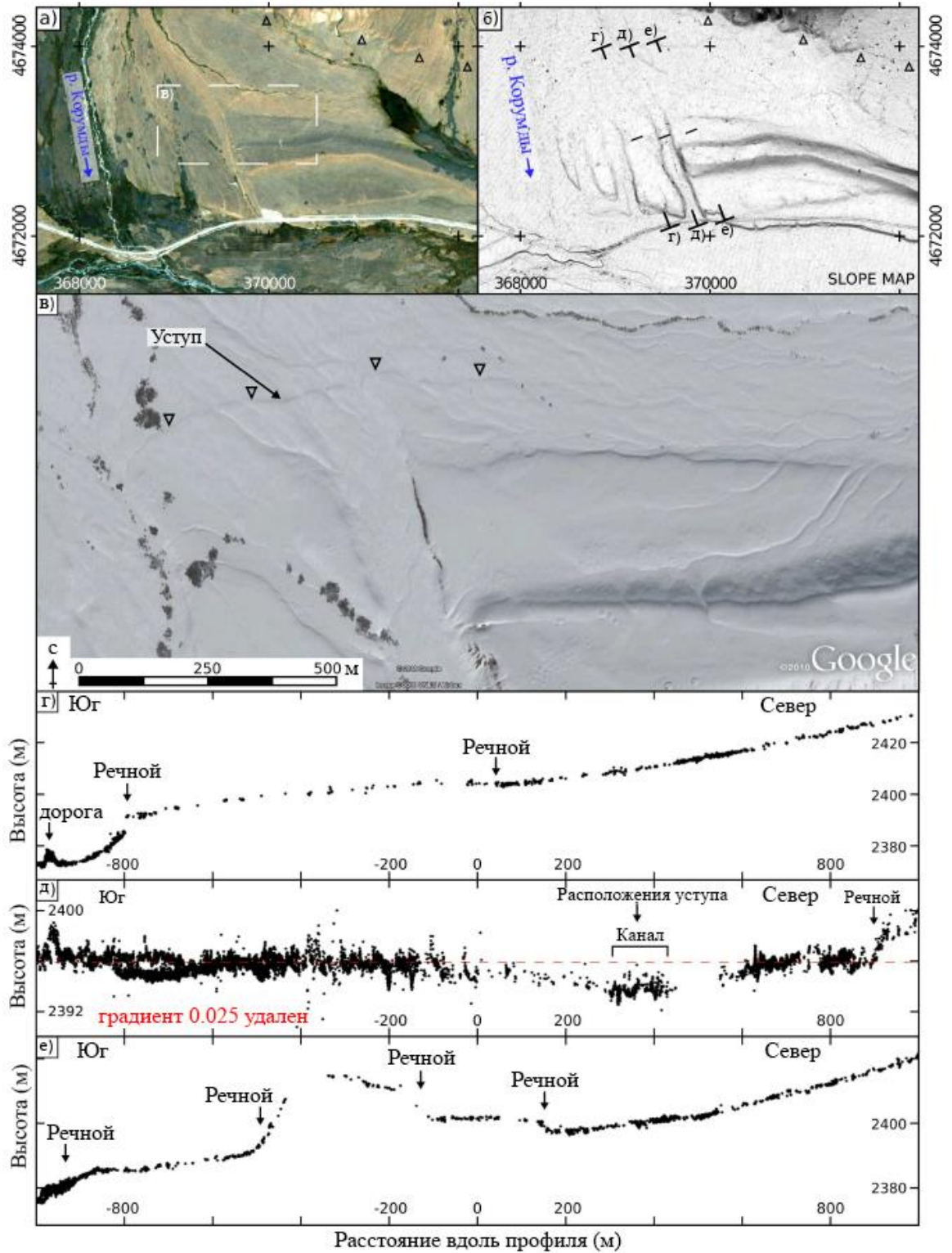


Рис. 2.2. а) Изображение Pleiades разлома на реке Корумду. б) Карта склонов ЦМР Pleiades для той же области. в) Крупным планом показано заснеженное изображение Pleiades верхней части брошенной долины и небольшой уступ над ней. Освещение с юга. Изображение датировано 9 ноября 2016 года и защищено авторским правом Google / CNES / Airbus. г) - е) Топографические профили через облако точек Pleiades в показанных местах. Азимут 339, ширина полосы 40 м. = речные отложения, которые видны на изображениях. Профиль д) был удален с уклоном 0,025, так что отклонения от линейного уклона можно увидеть, пунктирная красная линия является направляющей линией, показывающей, что нет измеримого смещения поперек уступа.

2.2. Участок Турабулак

Явные признаки тектонического влияния на рельеф проявляются в районе Турабулака (рис. 2.3.). Здесь мы видим два приподнятых участка аллювиальных отложений (конусы выноса), вытянутых в направлении восток-запад. Топографические профили этих объектов демонстрируют явную складчатость (рис. 2.4.). Западная часть сильно фрагментирована несколькими проходящими через нее потоками, видимые фрагменты покрывают длину 1200 м. Вторая часть, на 250 м выше по склону от первой и непосредственно к востоку от нее, более заметна и хорошо видна на протяжении 1550-1800 м в длину. Уступ проходит параллельно фрагментам западной складки, в 400 м к северу от них (рис. 2.3.) и будет описан в главе, где будет показано, что он вспоролся по крайней мере в одном землетрясении, скорее всего, до ~4,4-4,9 ка. К северу от восточного сегмента складки уступа не видно, но от его северо-западного конца тянется прямая линия густой растительности длиной 1 км (отмеченная тремя черными стрелками на рис. рис. 2.3.б).

Топографические профили, перпендикулярные линии растительности, обнаруживают отклонения до 6 м от кривой недеформированного конуса

выноса (рис. 2.4. е, ё, ж). Местность покрыта невысокими кустарниками, а не деревьями, поэтому отклонение в 6 м не может быть объяснено исключительно наличием растительности, и я интерпретирую эту особенность как продолжение разлома или складки. Учитывая, что после ширины приблизительно 300 м профиль возвращается к логарифмической кривой, эта особенность, по-видимому, представляет собой складку над слепым разломом, а не уступ, но необходимо отметить, что топографическое сечение изменяется по его длине (рис. 2.4. е, ё, ж) и, возможно, было изменено нетектоническими процессами. Складка перестает быть видимой в рельефе в прилегающих конусах выноса к востоку (рис. 2.4. з). Этот конусы выноса больше покрыты растительностью, имеют большую площадь водосбора и пересекают деформированные аллювиальные отложения и поэтому моложе. Поэтому возможно, что окончание видимых признаков разлома здесь не отражает лежащую в основе разлома геометрию или скорость смещения, а обусловлено его поверхностным выражением, подавленным на восточном конусе выноса.

Как описано выше, в районе Турабулака складки выражаются тремя структурами, каждый длиной 1-1,8 км: фрагментированная западная часть, более заметная центральная часть и покрытая растительностью восточная часть. Тот факт, что небольшой уступ, который мы вскрыли траншеей, тянется только через западную часть и начало центральной части, указывает на то, что землетрясения не всегда разрываются до поверхности одновременно через три части, но из имеющейся у нас информации не ясно, действительно ли подземный разлом разделен на три сегмента и три объекта, видимые на поверхности, являются тремя отдельными складками или они являются остатками одной структуры.

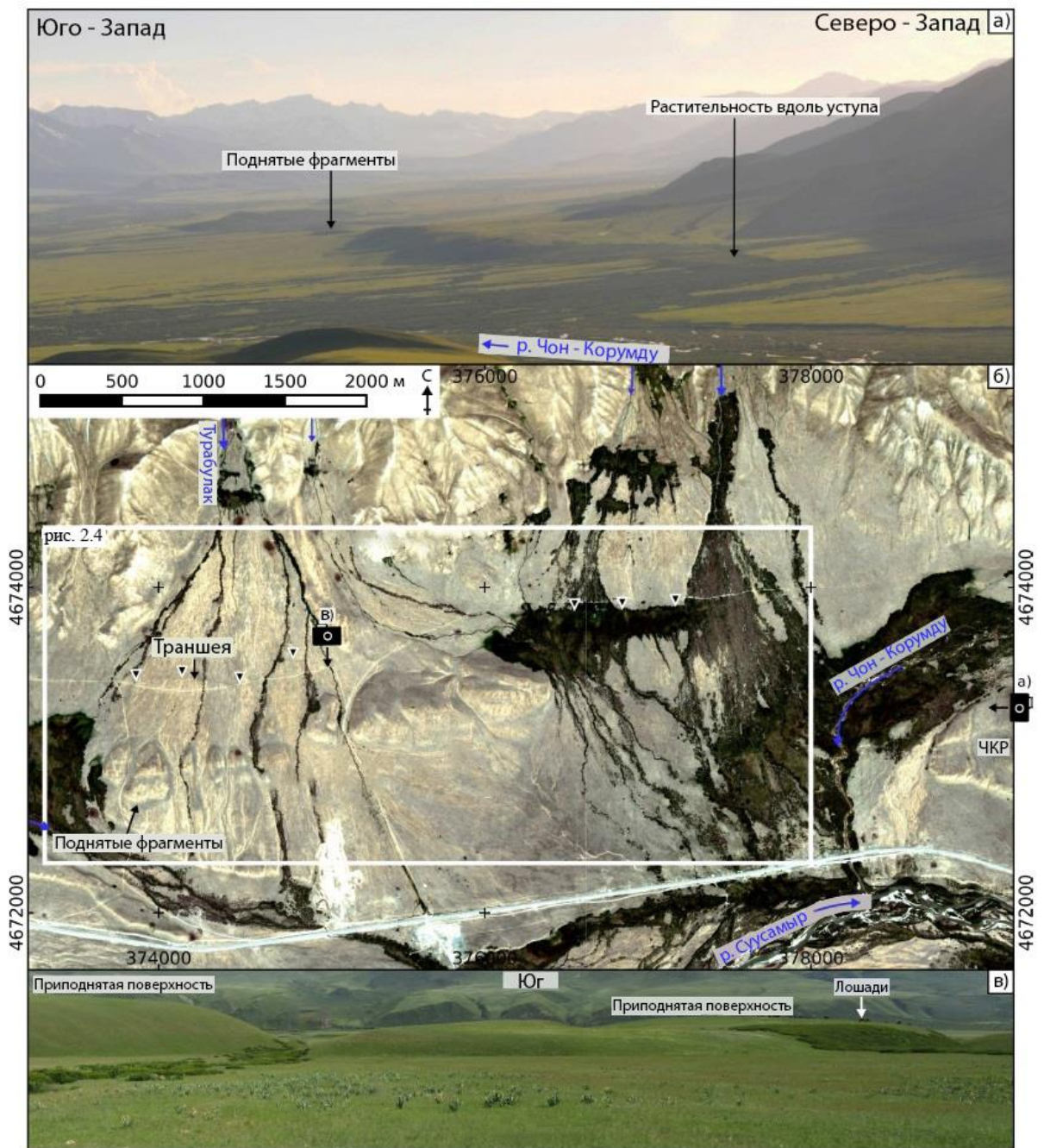


Рис. 2.3. Район Турабулака. а) полевая фотография, смотрящая на запад от ЧКР, как показано на рисунке б). б) изображение Плейст истинного цвета. в) Полевая фотография, смотрящая на юг в сторону фрагментов складки. Расположение показано на панели б).

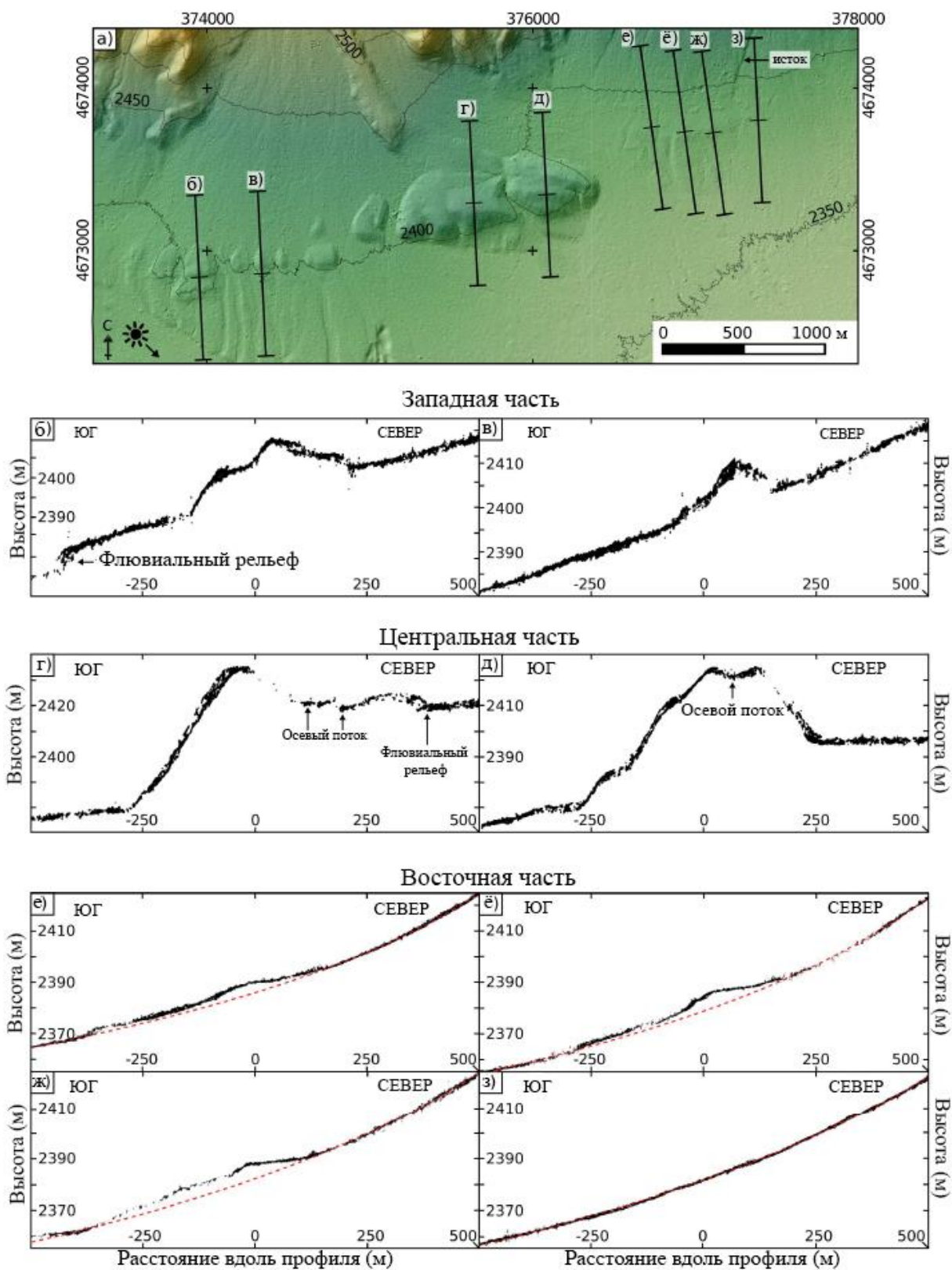


Рис. 2.4. Топографические профили через облако точек Pleiades в районе Турабулака. Расположение показано на рис. 2.3. б. а) холмистые ЦМР Pleiades. б) - з) профили в указанных местах. Ширина полосы 40 м. Красные пунктирные

линии в е) - з) показывают логарифмические подгонки к ненарушенному конусу выноса.

2.3. Участок Чет-Корумды (ЧКР)

Первое проявление ЧКР и связанных с ним уступов в ландшафте находится в 1200 м к востоку от восточной оконечности антиклинали Турабулак. Как описано в главе 1, ЧКР является частью растущей антиклинали, ядро которой было размыто рекой Суусамыр и вдоль которой к северу проходит уступ. Большая часть его южного склона поражена оползнями, что свидетельствует о продолжающейся эрозии (рис. 2.5.). ЧКР является четким и заметным на протяжении большей части своей длины, но теряет четкость к востоку; хребет сужается в своих восточных трех километрах, и нет никаких заметных склонов вдоль него.

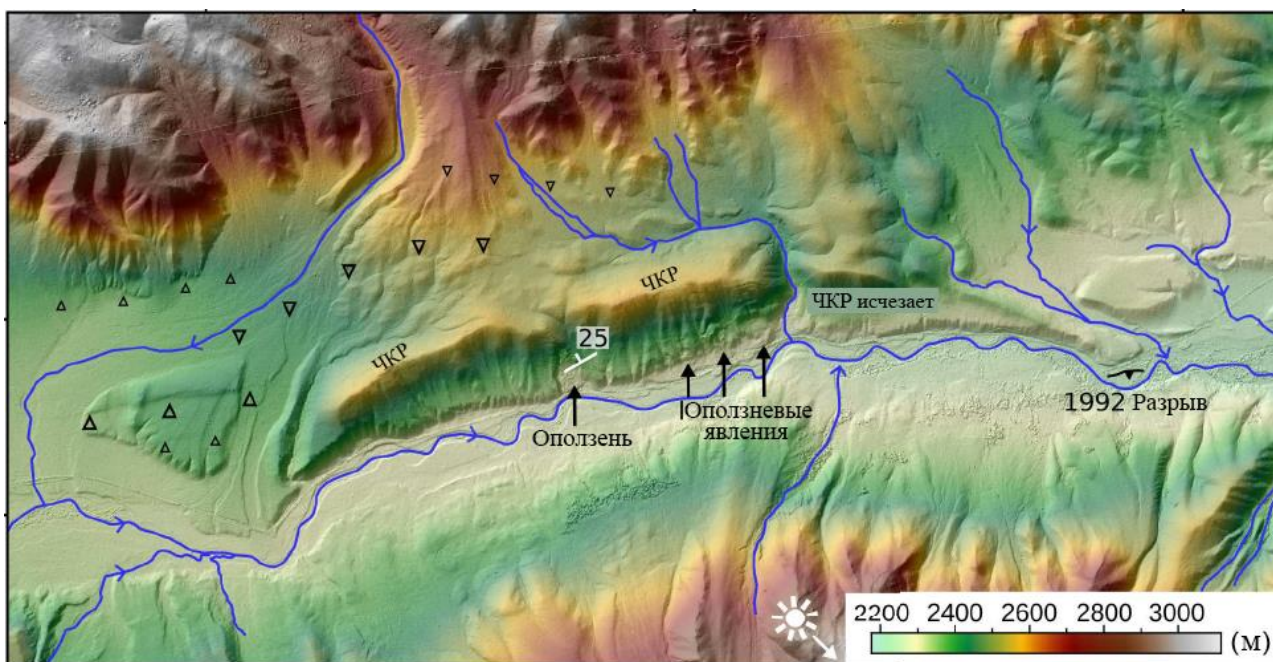


Рис. 2.5. Холмистые и точечные ЦМР Pleiades, показывающие хребет Чет-Корумду (ЧКР) часть впадины Суусамыр. Открытые треугольники отмечают уступы.

2.4. Арамсуйский разлом (Восточное окончание хребта Арамсу)

К востоку от конца ЧКР и короткого разрыва шоссе М41 с 1992 года хребет Арамсу начинает сужаться, а впадина Суусамыра расширяется (рис. 2.5. от 73.67°Е на восток). Здесь разлом распадается на отдельные участки: один участок, который мы называем восточным, тянется на юго-восток, а другой участок, который мы называем Айгырджалским, пересекает центр впадины. Мы не нашли ни одного разломного уступа или складки вдоль 10 км северо-восточного края хребта Арамсу, который находится ближе всего к участку М41. Однако есть несколько линеаментов в районе к юго-востоку от хребта Арамсу, где река Арамсу и другие врезались в широкое пологое дно впадины (рис. 2.6.). Самый длинный линеамент, который может быть уступом, имеет длину 8 км и пересекает восточную реку Арамсу с простиранием 110°. На восточная сторона реки Арамсу представляет собой хорошо видимый, обращенный к северу склон, который пересекает аллювиальную поверхность и имеет высоту ≈ 23 м (рис. 2.6. в и е).

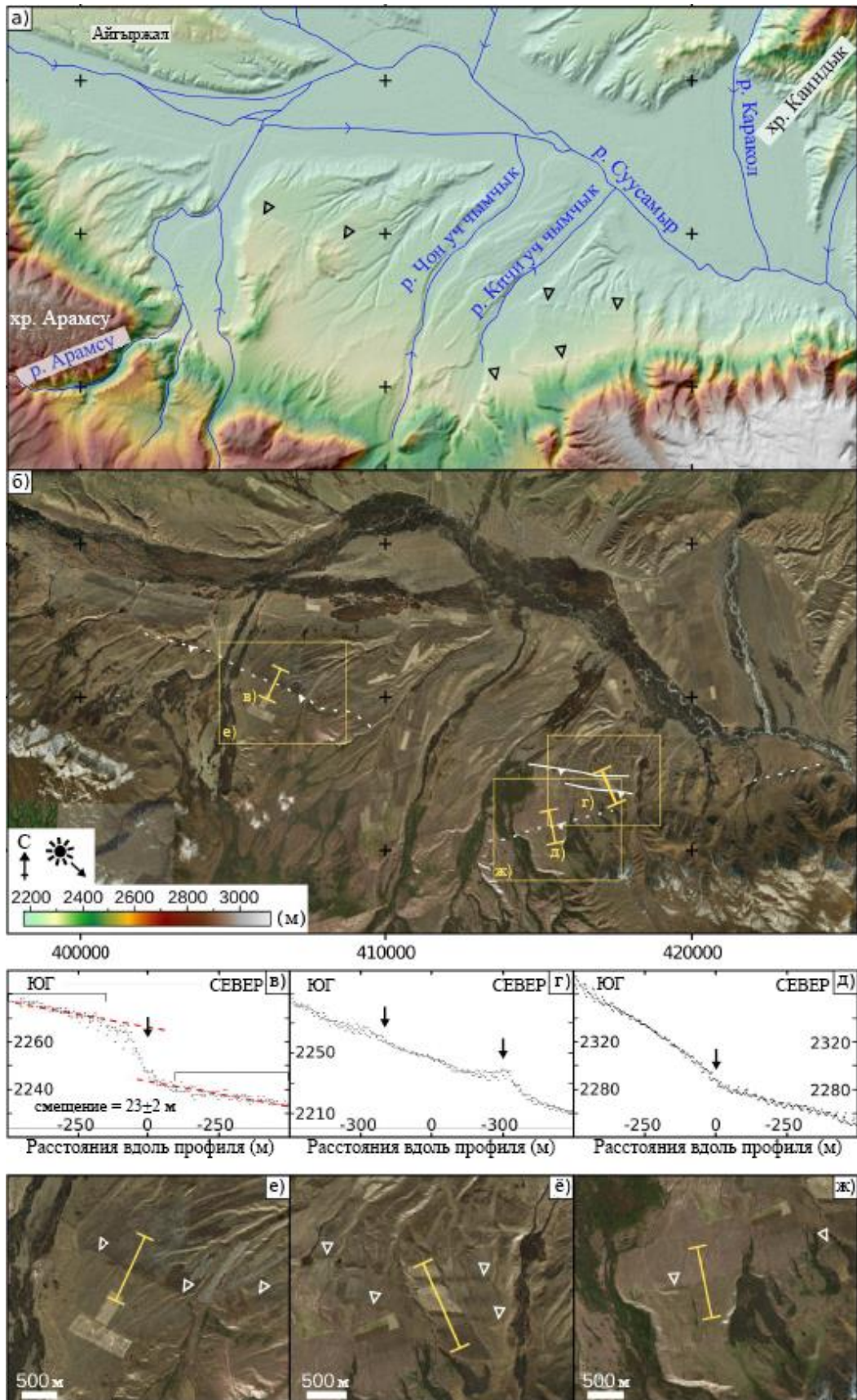


Рис. 2.6. а) ЦМР, показывающая область участка разлома Восточный Арамсу. Ручей Чон-Уч-Эмчек, Ручей Кичи-Уч-Эмчек б) Изображение той же

местности на Bing карте (авторское право Microsoft), уступы отмечены белым. в) – д) Топографические профили через ЦМР в местах, показанных в б). Стрелки показывают, где профиль пересекает нанесенные линеаменты. Обратите внимание на разные масштабы для разных панелей. е) – ж) Крупные планы изображений в местах расположения профилей.

Далее к востоку она проходит по дну более высокой, более изрезанной области, прежде чем исчезнуть. В долине реки Арамсу или к западу от нее не видно никакого уступа, но к западу от реки есть дренажный канал, который выровнен с уступом. Неясно, является ли этот уступ тектоническим или речным, но его отсутствие на более молодой поверхности в восточной части долины Арамсу свидетельствует в пользу речного потока и показывает, что если это уступ разлома, то разлом не был активным с тех пор, как эта поверхность сформировалась.

Промежуток в 5 км отделяет этот западный склон от двух других линеаментов. Они расположены вдоль простирания к юго-востоку от 8-километрового уступа и восточнее ручья Кичи-Уч-эмчек (рис. 2.6. г и ё). Линеаменты субпараллельны друг другу и перекрываются, по азимуту простирания 100° , расстояние, на которое они протягиваются, составляет 3,5 км. Топографический профиль на (рис. 2.6. г) показывает, что линеаменты представляют собой обращенные к северу уступы. Наконец, в 1,2 км к югу от этих склонов имеется необычно острый линейный участок фронта хребта, 4,2 км длиной (рис. 2.6. д и ж). Топографические профили показывают изменение поперек склона, а не четкий разлом или складку, и на оптических снимках действительно наблюдается изменение шероховатости поверхности поперек линеамента. Эти наблюдения показывают, что это скорее флювиальная или литологическая граница, чем тектоническая особенность. Поэтому мы классифицируем это как очень неопределенный разломный участок. Фронт

хребта с обеих сторон менее резко очерчен и не показывает активного разрушения.

2.5. Участок Айгырджал.

Участок Айгырджал расположен на той же долготе, что и восточный участок Арамсу, но проходит через центр впадины. Он имеет простираение $\sim 085^\circ$, что делает его совпадающим с разломом в западной части впадины (рис. 2.6.). Отрезок начинается в точке $\sim 73.68^\circ\text{E}$ ($391\ 000\text{E}$ в координатах UTM43N), где он проходит вдоль северной стороны Айгырджальских террас (рис. 2.7.).

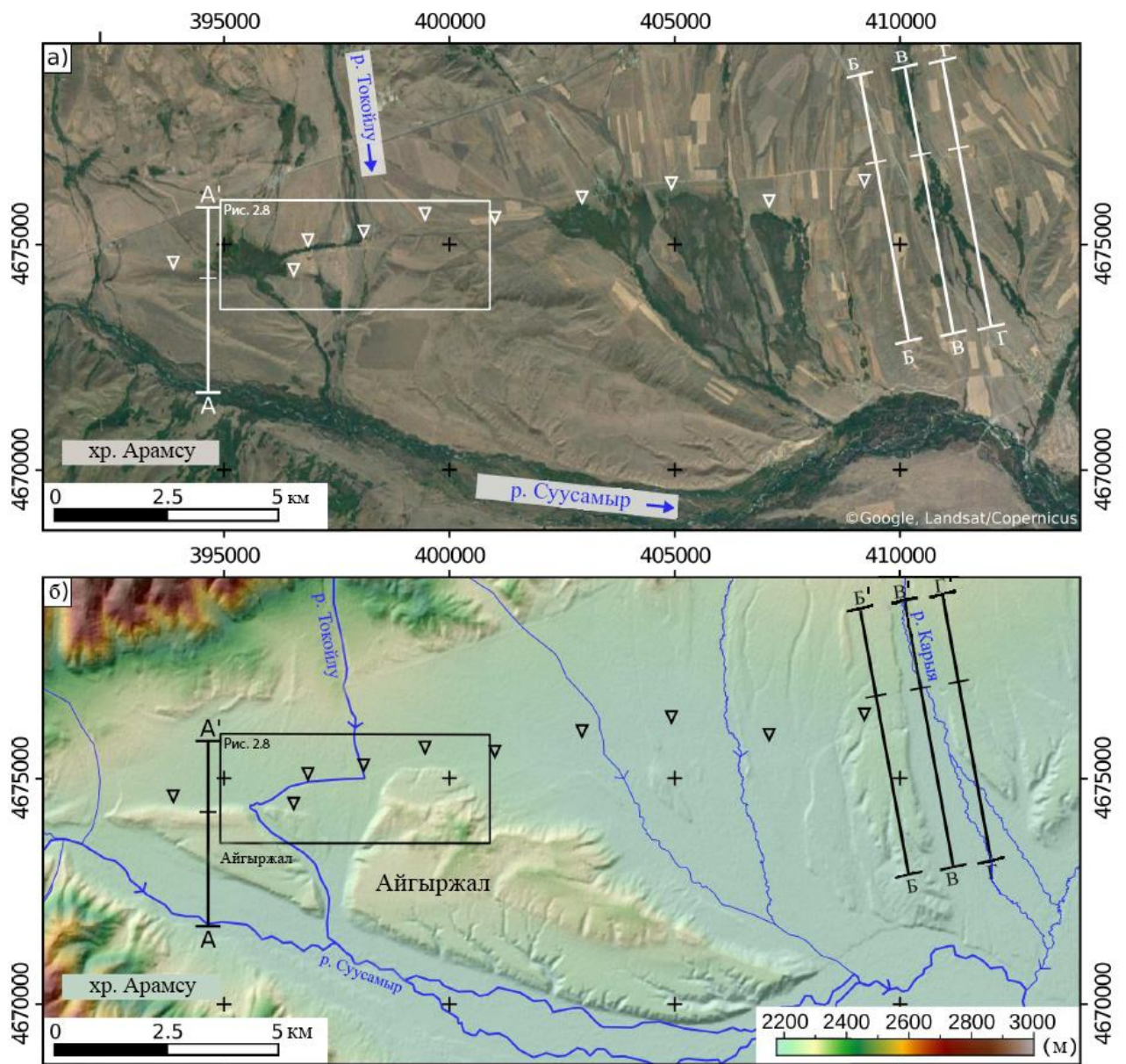


Рис. 2.7. а) Изображение в Google Earth района Айгырджал террас и впадины к востоку от него. Треугольники отмечают разлом. Белый квадрат показывает область, показанную на рис. 2.8. а. б) ЦМР такой же площади (освещенность от 315°).

Существует заметная брошенная долина через террасы, выработанные в поднятии Айгырджал, где разлом отклоняет реку Токойлу вправо (рис. 2.8. и 2.9. а). Уступ в этом сегменте представляет собой не острый уступ, а гладкую складку шириной в десятки метров, что говорит о том, что разлом достиг поверхности, но не разорвал ее, или уступ разлома широкий. На самом нижнем уровне заброшенной террасы высота уступа составляет 2,5–4,5 м (рис. 2.8.). Чедия и др. (1997) и Корженков и др. (1999) [84, 121] выкопали две траншеи поперек уступа (рис. 2.8.). Они не обнаружили никаких разрывов, стратиграфических смещений или трещин растяжения, что согласуется с выводом о том, что разлом здесь слепой. В западной траншее они обнаружили признаки наклона отложений к северу - галечное обнажение указывало на течение к югу, но русла теперь наклонены к северу [121]. В восточной траншее они обнаружили мелкозернистую толщу ила, которая выклинивается к югу, которую они интерпретируется как результат осадконакопления перед уступом. Корженков и др. (1999) [121] собрали образцы для инфракрасно-стимулированной люминесценции (IRSL), датированные отложениями и материалом конуса выноса под ними, которые дали возраст 2100 ± 370 лет и 3100 ± 710 лет, соответственно, но некоторые показали большой разброс значений эквивалентной дозы (чрезмерная дисперсия), что свидетельствует о неравномерном отбеливании и указывает на то, что эти возраста могут быть завышены. Корженков и др. (1999) [121] взяли образец осадка из активного потока и датировали его теми же методами, давая возраст 560–790 лет. Они привели это как доказательство того, что остаточный возраст свежееотложенных отложений составляет примерно 500 лет, и, следовательно, по оценкам, складка, вызвавшая затопление имел место примерно 1600–2600 лет назад.

Помимо невысокого уступа, вдоль берега есть еще два, гораздо более высоких уступов вдоль окончания террас Айгырджала к востоку от брошенной долины (рис. 2.8. е). Уступы не являются продолжением нижних поверхностей, что может быть свидетельством того, что они не являются тектоническими уступами. Нижняя поверхность имеет острый врез и более рассеянный верхний угол, предполагая, что основание уступа обрело форму совсем недавно, чем на вершинах, что также благоприятствует флювиальной, а не тектонической интерпретации их образования. Мы посетили уступы в поле и не увидели каких-то признаков свежего разрыва или субскарпов внутри них (рис. 2.9. б). Таким образом, хотя в формировании этих уступов мог быть и тектонический вклад, в настоящее время они, по-видимому, не являются активными, и уступ высотой 2,5 - 4,5 м под ними, по-видимому, является единственной активной разломной цепью в этом месте.

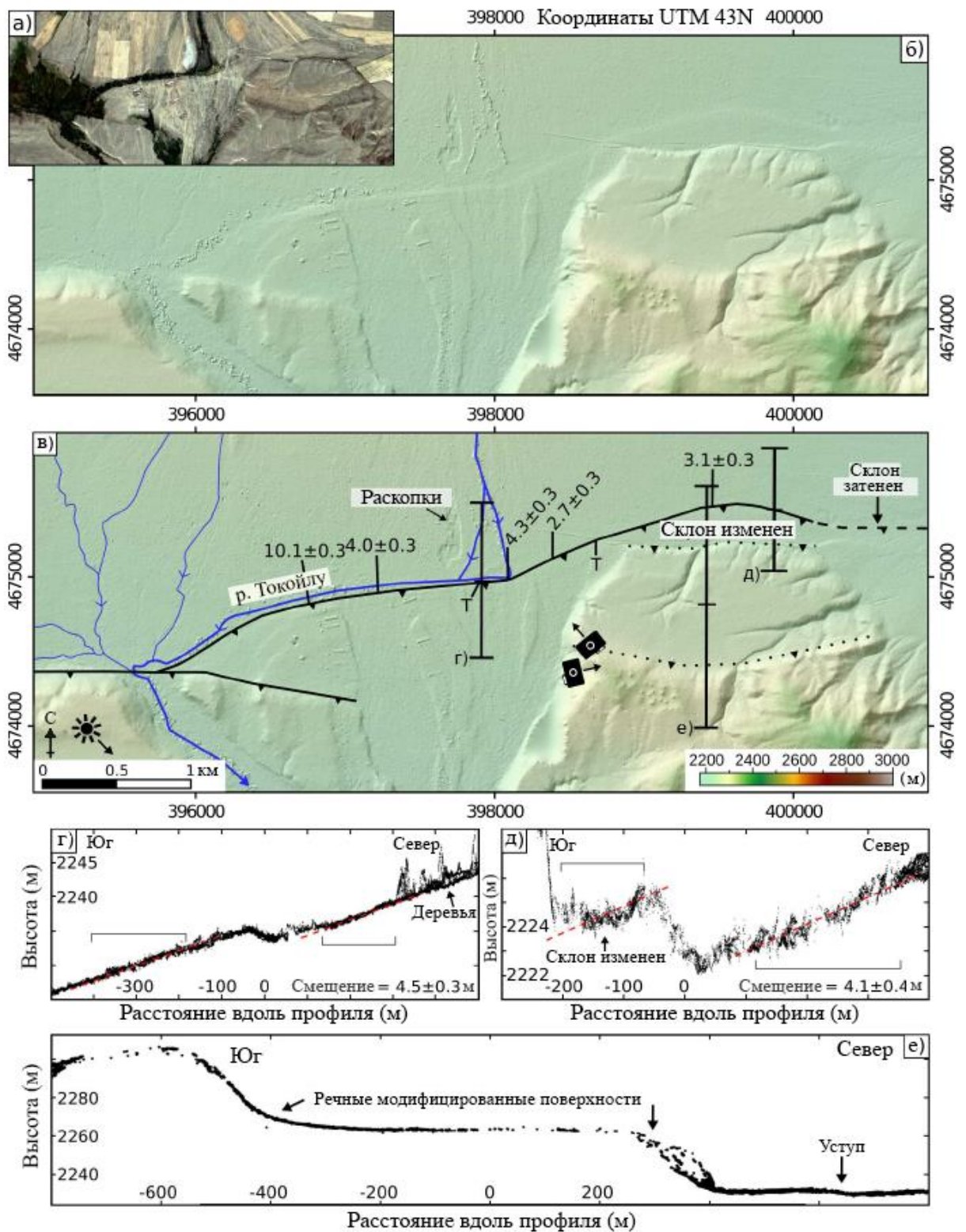


Рис. 2.8. а) Изображение Pleiades брошенной долины в пределах гряды Айгырджал. б) затененные холмы ЦМР Pleiades той же местности. в) Интерпретация того же района, показывающего отклоненную реку Токойлу и

уступы разлома. Т отметка траншеи. [121] г), д) и е) топографические (Pleiades) профили поперек уступа, местоположения показаны на панели в). Значки камер показывают точки обзора, показанные на рис. 2.9.



Рис. 2.9. Фотографии района Айгырджал. Места, показанные на рис. 2.8. а) отклонение реки Айгыржал и ее брошенная долина. Уступ отмечен открытыми треугольниками. б) более размытый, более высокий склон к югу от активного уступа. Основание уступа показано открытыми треугольниками.

Уступ виден в ЦМР к востоку от брошенной долины на протяжении 1800 м, прежде чем ступевывается дренажем. Земля к востоку от брошенной долины обработана для сельскохозяйственных нужд, и топографические профили там указывают на то, что склон поверхности был изменен, еще больше скрывая любой уступ (например, рис. 2.8. в и д). К востоку от Айгырджальских террас нет топографического склона, но наблюдается линейное изменение почвенного покрова от пахотных аллювиальных конусов к болотистой растительности (рис. 2.7. а). Изменение происходит вдоль простирания и параллельно разлому, поэтому мы считаем его продолжением разлома. Эта интерпретация подтверждается топографическим профилем вдоль террасы к востоку от нее на долготе 73.90°E (410 000E в координатах UTM43N) (б–б' на рисунках 2.7. и 2.10.). Профиль показывает приподнятый бугорок на переходе от наклонного конуса к субгоризонтальной террасе. Он имеет длину ~ 2 км и высоту до 16 м над выступом субгоризонтальной террасы. На профиле г–г, который был пройден через тот же веер и террасу в 1,9 км дальше на восток, такой выпуклости нет (рис. 2.7. и 2.10.). Профиль в–в на поверхности занятой руслом ручья между б–б и д–д показывает, гладкой, не деформированную кривую (рис. 2.9.). Мы интерпретируем профили как показывающие, что слепой разлом вызвал рост складок на террасе б–б, но что разлом закончился до долготы г–г. Поверхность, по которой следует в–в, занята рекой Чарья, которая меньше и имеет меньшую площадь водосбора, чем река Токойлу, поэтому следует ожидать, что эрозия уступов будет происходить медленнее, чем река Токойлу. Отсутствие доказательств наличия разломов в долине реки Чарья свидетельствует о том, что участок разлома под ней имел более низкую скорость смещения, чем участок разлома в брошенной долине Токойлу.

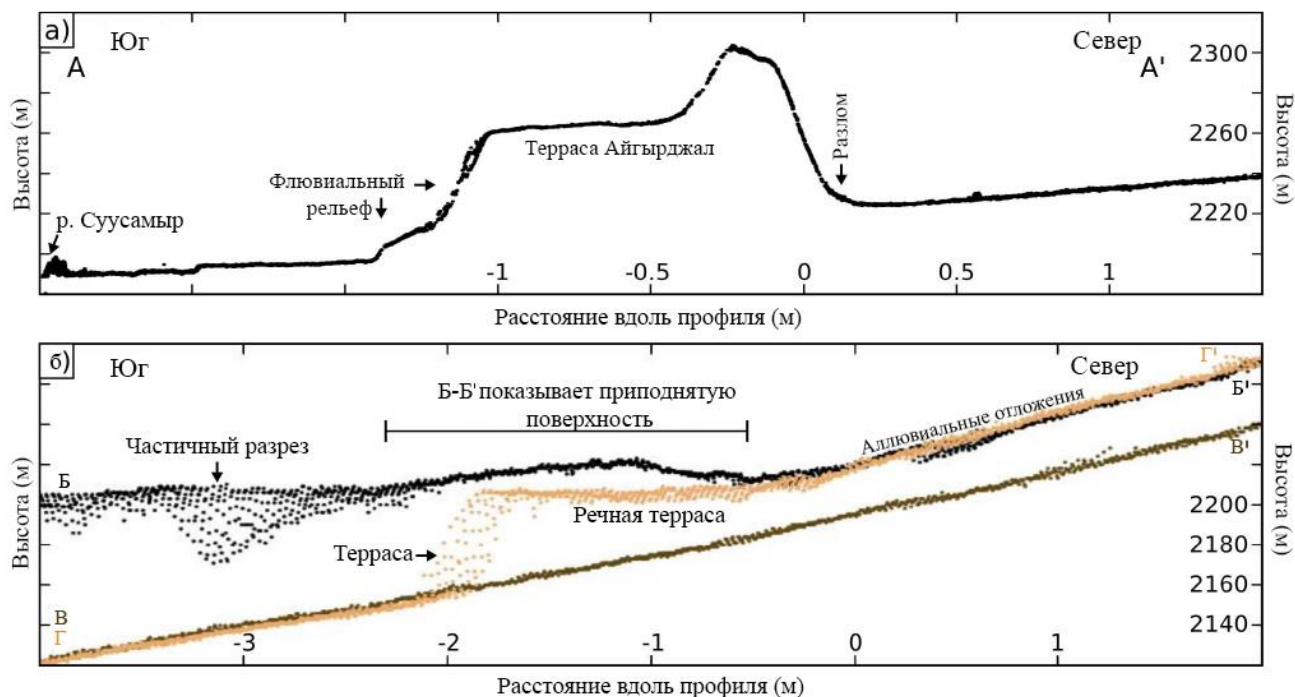


Рис. 2.10. а) Топографический профиль (облако точек Pleiades) на части Айгырджальских террас. б) топографические профили (AW3D30 ЦМР) на восточной оконечности Айгырджальского разлома. рис. 2.5.1 на местах.

2.6. Участок Ак-Суу.

Самым восточным участком Суусамырского разлома в пределах впадины является участок Ак-Суу (рис. 2.3. рис. 2.11. и 2.12.). Он расположен в нижней части Киргизского хребта и состоит из четырех сегментов. Два из них расположены между реками Чарыя и Ак-Суу (рис. 2.11.) на склонах холмов протяженностью примерно 3,5 км и 1,5 км. Третий, ~10-километровый уступ простирается от 2,5 км к западу от реки Ак-Суу до 1,5 км к востоку от реки Кара-Сай (рис. 2.11.), а четвертый, самый восточный отрезок немного наклонен к остальным, с простираем 115° . За самым восточным отрезком следует река Кара-Сай в ее верховьях на протяжении 2,8 км, а затем продолжается еще на протяжении 5,5 км. Последний 1 км этого отрезка длиной 8,3 км находится на конусе выноса, где видна линейная, болотистая зона, но нет топографического уступа. За исключением последнего участка на уступе, уступ восточного

сегмента длиной 8,3 км имеет большую высоту, чем западный сегмент, но более «размазанный».

Мы посетили участок длиной 10 км, расположенный непосредственно к востоку от реки Тер-Суу (рис. 2.12.). Уступ пересекает местные хребты и впадины и имеет высоту в десятки метров поперек неактивных поверхностей (высота варьируется между различными поверхностями). Нет никакого свежего уступа, и уступ не виден или непосредственно примыкает к активным руслам потока, предполагая, что этот сегмент не был разорван в недавнем прошлом. На этом участке мы вырыли две ямы, одну в смещенной поверхности поднятого крыла (рис. 2.12. б) и одну в отложениях, которые упирались в уступ (рис. 2.12. г). Верхние 60-70 см материала в висячей яме состояли из почвы, содержащей случайные угловатые камешки. Почва покрыта плохо отсортированным гравием мафической, метаседиментарной и гранитной литологий, с обломками от миллиметров до 20 сантиметров в диаметре в заполнителе, состоящем из песка и грязи.

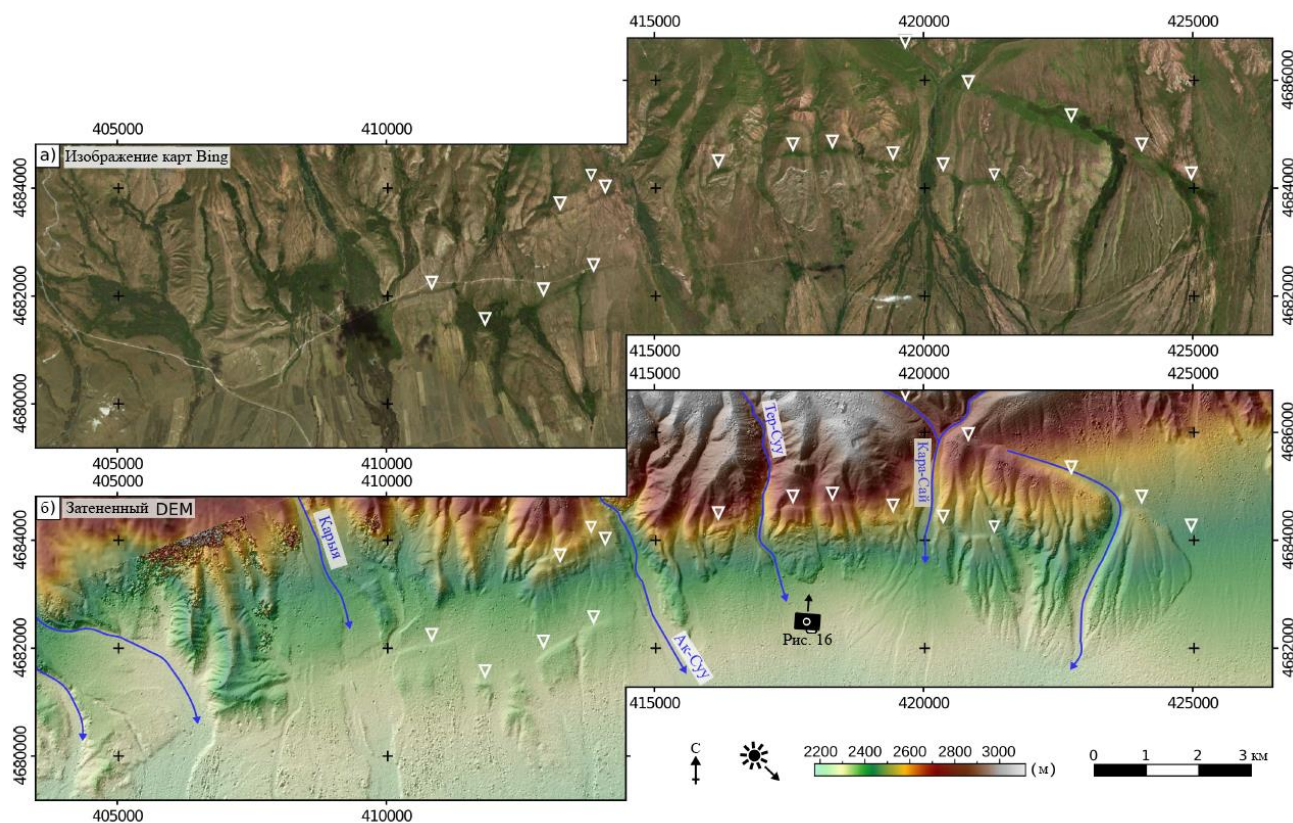


Рис. 2.11. а) Изображение Bing, сегмента разлома Ак-Суу (дата указана как май 2010-август 2014), авторские права Microsoft и DigitalGlobe. б) затененное пятно ЦМР той же области. Уступы отмечены открытыми треугольниками.

Мы не нашли ни одной песчаной линзы, которая была бы пригодна для люминесцентного датирования или радиоуглеродного материала, поэтому не смогли датировать возраст поверхности или скорость смещения. Яма в подпруженных отложениях обнажила 25 см современной почвы и корни над слоем чернозема толщиной 10 см и бледно-коричневой глиной, которая содержала случайные слои песка и гальку.

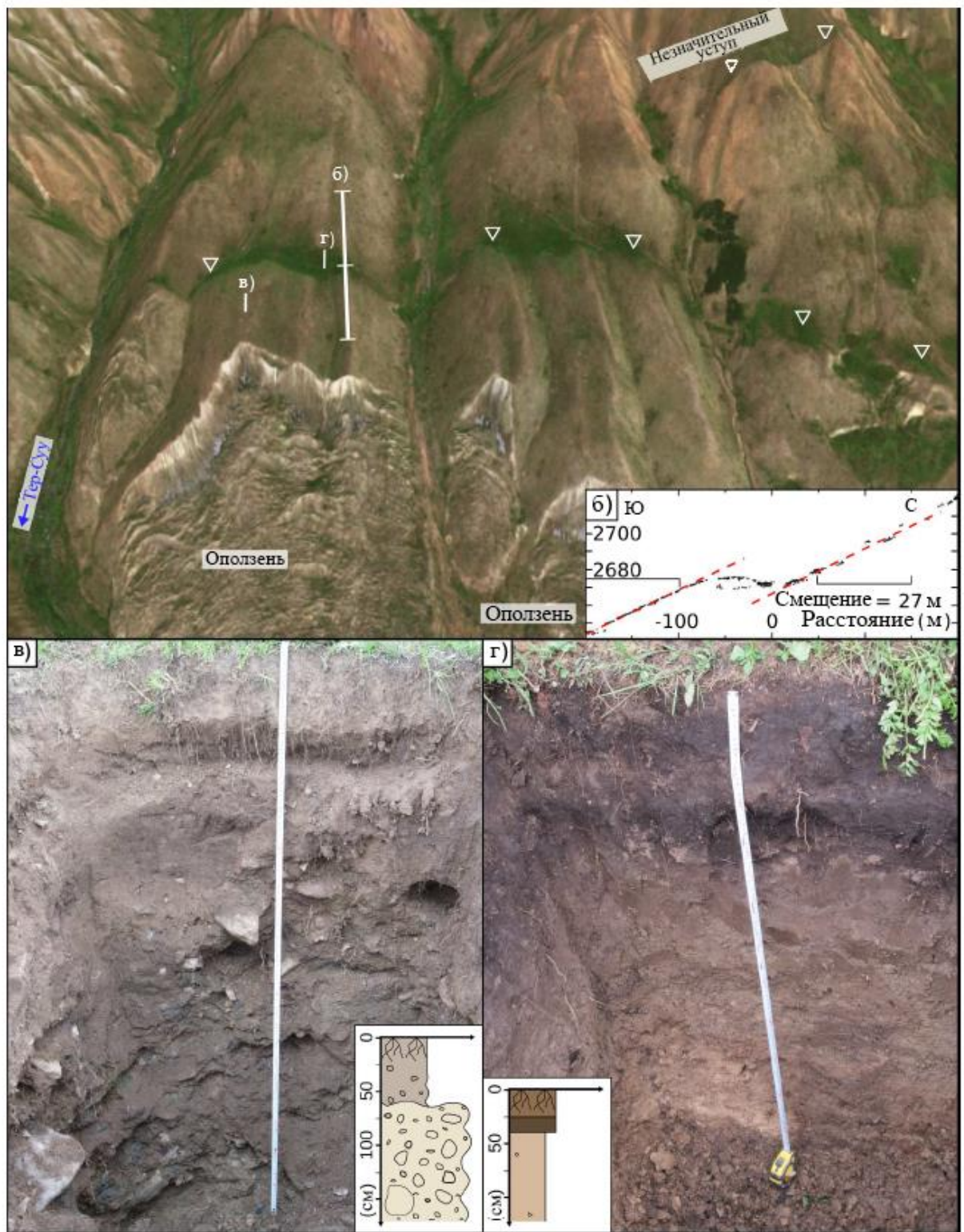


Рис. 2.12. а) Вид уступа Ак-Суу, отмеченного белыми треугольниками, на том месте, где мы его посетили. Изображение Bing (авторские права Microsoft и DigitalGlobe) наложено на ЦМР, 2 вертикальное увеличение. б) Топографический профиль вдоль хребта, пересекающего уступ. в) Шурф,

выкопанный на смещенной поверхности, в котором содержался грунт, покрывающий гравийный конгломерат. г) Шурф, вырытый в глубоких отложениях на склоне, который содержал темную почву, покрытую коричневой глиной с некоторым органическим материалом, галькой и песком.

2.7. Каракольский разлом

Каракольский разлом впервые выделен под таким названием О.К.Чедия с соавторами [85] (рис. 2.3). Это взброс, который падает на север и отделяет палеозойские накопления Киргизского хребта и Таласского хребтов от кайнозойских отложений Суусамырской впадины. Крупных землетрясений на Каракольском разломе зафиксировано не было, но уступы вдоль него явно свидетельствуют об активности. Есть три основных участка разлома, которые имеют уступы: первый - четкий, непрерывный уступ длиной 14 км в западной части впадины (рис. 2.13 и 2.14), второй - участок длиной 2 км к северу от западной оконечности ЧКР (рис. 2.5), и третий - участок длиной 8 км в восточной части впадины, к северу от Айгырджальских террас (рис. 2.15). В отличие от уступов и складок Арамсуйского разлома, эти участки расположены вдоль всего фронта хребта, а не в пределах дна впадины, и расположены как одна нить.

14-километровый участок западного уступа имеет наиболее четкую и непрерывную морфологию. Он проходит с востока на запад вдоль линии Таласского хребта (рис. 2.13 и 2.14), пересекая несколько конусов выноса и мелких долин, в результате чего на тальвегах ручьев появляются уступы, после которых начинается врезание в поднятое крыло разлома. Высота уступа варьируется по его длине, обычно она составляет ~ 2–10 м по конусам выноса, и, исходя из качественной оценки, кажется, существует некоторая корреляция между высотой уступа и возрастом поверхности. Высота уступа и ее различия между поверхностями разного возраста предполагают, что это кумулятивный уступ, возникший в результате нескольких землетрясений по одному и тому же

разлому. Поскольку, обрыв обращен к югу, вдоль него нет участков, которые вызывали бы скопление наносов и могли бы быть использованы для палеосейсмических траншей, которые мы провели на Арамсуйском разломе. (Глава 4). Мы посетили два участка в полевых условиях: $42,213^{\circ} \text{ N}$, $73,394^{\circ} \text{ E}$ и $42,219^{\circ} \text{ с.ш.}$, $73,364^{\circ} \text{ в.д.}$ и обнаружили, что поверхность представляет собой конус выноса с валунами до 1 м. в диаметре и который непригоден для раскопок, учитывая доступные нам инструменты и время.

8-километровый участок уступа к северу от Айгырджала также пересекает местный дренаж (рис. 2.15) и имеет высоту уступа, которая изменяется по его длине.

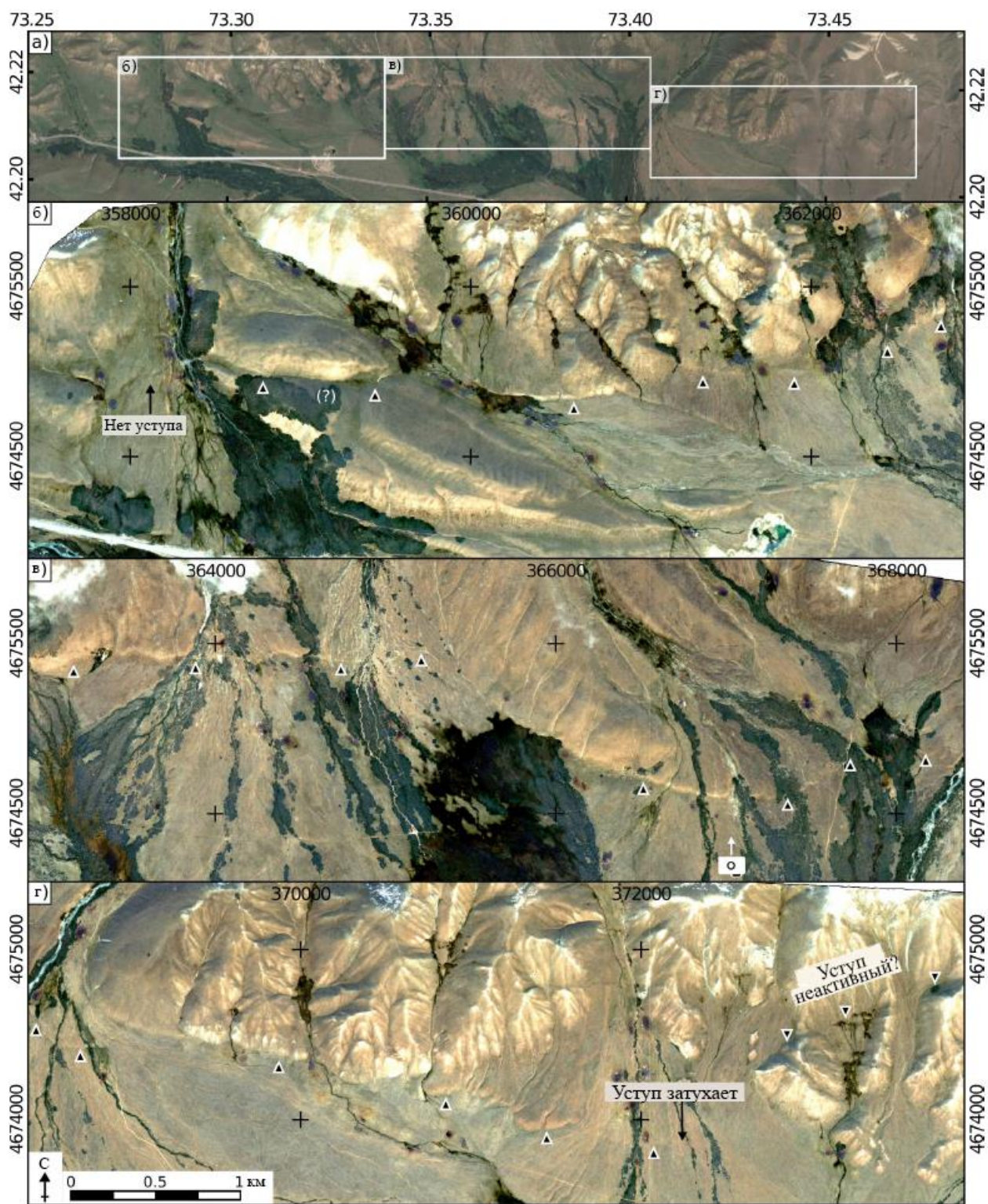


Рис. 2.13. а) Изображение Google Earth, показывающее относительное положение панелей под ним. Расположение показано на рис. 2.3. б) - г) изображения Плейд, показывающие обращенный к югу уступ вдоль линии

фронта Таласского хребта. Камера показывает точку обзора на рис. 2.14. Координаты в UTM 43N.

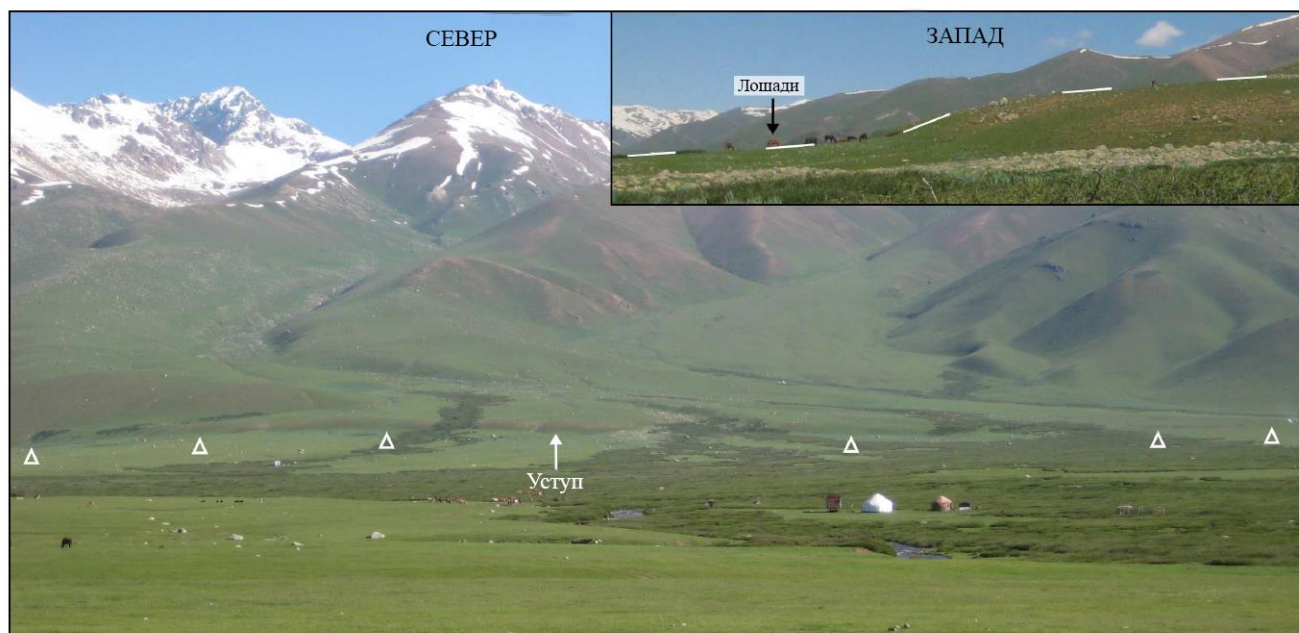


Рис. 2.14. Полевые фотографии обращенного на юг уступа Каракольского разлома. Белые треугольники и пунктирная линия отмечают уступ. Расположение показано на рис. 2.13 в.

2.8. Западное и восточное замыкание впадины

Суусамырская впадина с восточной и западной сторон окружена горами. Оба конца демонстрируют различные модели активного разлома — западное окончание имеет многочисленные короткие уступы, пересекающие горы, тогда как в восточной части впадины разломы проходят параллельно горным хребтам, но не имеют свежих уступов.

На западной оконечности впадины Каракольский разлом сменяется зоной распределенного разлома, в которой имеются многочисленные уступы (рис. 2.18. Омуралиев и Чаримов (1990) [54]. Каждый уступ имеет длину ≤ 4 км и пересекает молодые формы рельефа (рис. 2.17 в). Они имеют простирание СВ–ЮЗ и СЗ–ЮВ, с уклоном к Суусамырской долине.

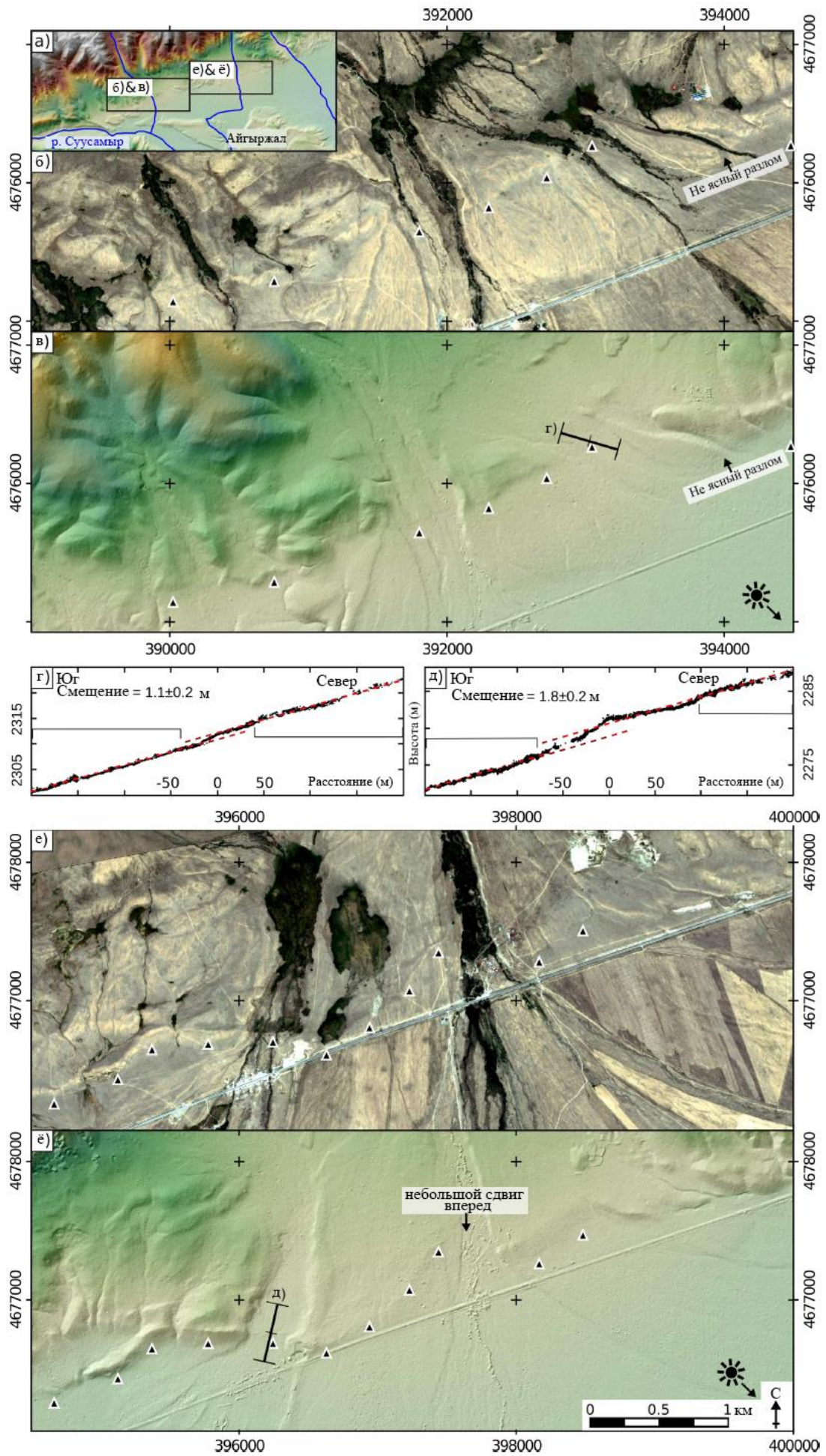


Рис. 2.15. (предыдущая страница): А) AW3D30 ЦМР, показывающий расположение нижних панелей. б) изображения Pleiades, показывающие обращенный на юг уступ в области, показанной на панели а) вдоль линии фронта Киргизского хребта. в) Плеяды ЦМР той же области. г) и д) топографические профили через уступ в двух точках, где он пересекает низкие, молодые поверхности вблизи ручьев. Ширина полосы 20 м через облако точек Pleiades. е) & ё) как б) и в) для области, показанной на панели а).

Уступы на Акджарском хребте (между реками Суусамыр и Отмек, рис. 2.17 а) практически не имеют прогибов по рельефу, что свидетельствует об их крутом падении. Разломы СВ-ЮЗ простирания имеют смещение в южном направлении, на спутниковых снимках не видно сдвиговой компоненты смещения, но видно, что общие смещения на уступах невелики (≤ 10 м), и поэтому компонента смещения трудно распознается в каналах, пересекающих уступы, учитывая естественную извилистость каналов и диффузию картины смещения со временем. Уступы не имеют открытых трещин, свежих граней или других признаков смещения во время землетрясения 1992 года, и время их смещения относительно разломов в пределах впадины неизвестно.

Восточная оконечность впадины ограничена Киргизским хребтом к северу от него и хребтом Киндик к югу и востоку от него (рис. 2.16). Хребет Киндик представляет собой 30 км в длину, 5 км в ширину, линейный, северо-восточный горный хребет, который увеличивается в высоту на восток, достигая 3444 м. Геологическая карта, опубликованный Никоноровым и др. (2000) [128] показывает разлом, проходящий вдоль северо-западного фронта хребта Киндык.



Рис. 2.16. Хребет Киндик. Вид с запада. Виден фрагмент донеогеновой выроненной поверхности (пенеплен), падающий в юг, и асимметричная структура антиклинали с пологим длинным южным крылом и коротким северным крылом, оборванным Киндикским разломом.

Юго-западная часть хребта имеет асимметричное поперечное сечение (рис. 2.18 в), с его дренажным разделением к северу от центра хребта, что позволяет предположить, что Киндикский разлом повлиял на топографию хребта, подняв его асимметрично с северо-запада, но нет склонов или деформированных террас вдоль Киндикского разлома, что говорит о том, что он не был активен в последнее время, как другие разломы в впадине. Хотя западная река Каракол протекает параллельно большей части разлома и могла размыть любой из образовавшихся на этом участке уступов, вывод, что таких уступов не было, формируется из-за отсутствия уступов или деформации террасы по самой западной части разлома, не имеющий вдоль себя осевого дренажа (рис. 2.18). Есть еще один разлом, нанесенный на карту между хребтами Киндик и Джумгал, погружающийся на юг разлом Джоужурек (Корженков и др., 1999; Никоноров и др., 2000). [121, 128] Джоужурекский разлом смещает геологические единицы, [128] но не проявляет признаков активности в настоящее время: Джумгальский хребет имеет симметричный

рельеф в поперечном сечении (рис. 2.18 в), и вдоль разлома нет явных уступов. А также установлены разломы на восточном конце впадины, не имеющие уступов, в отличие от западной оконечности впадины.

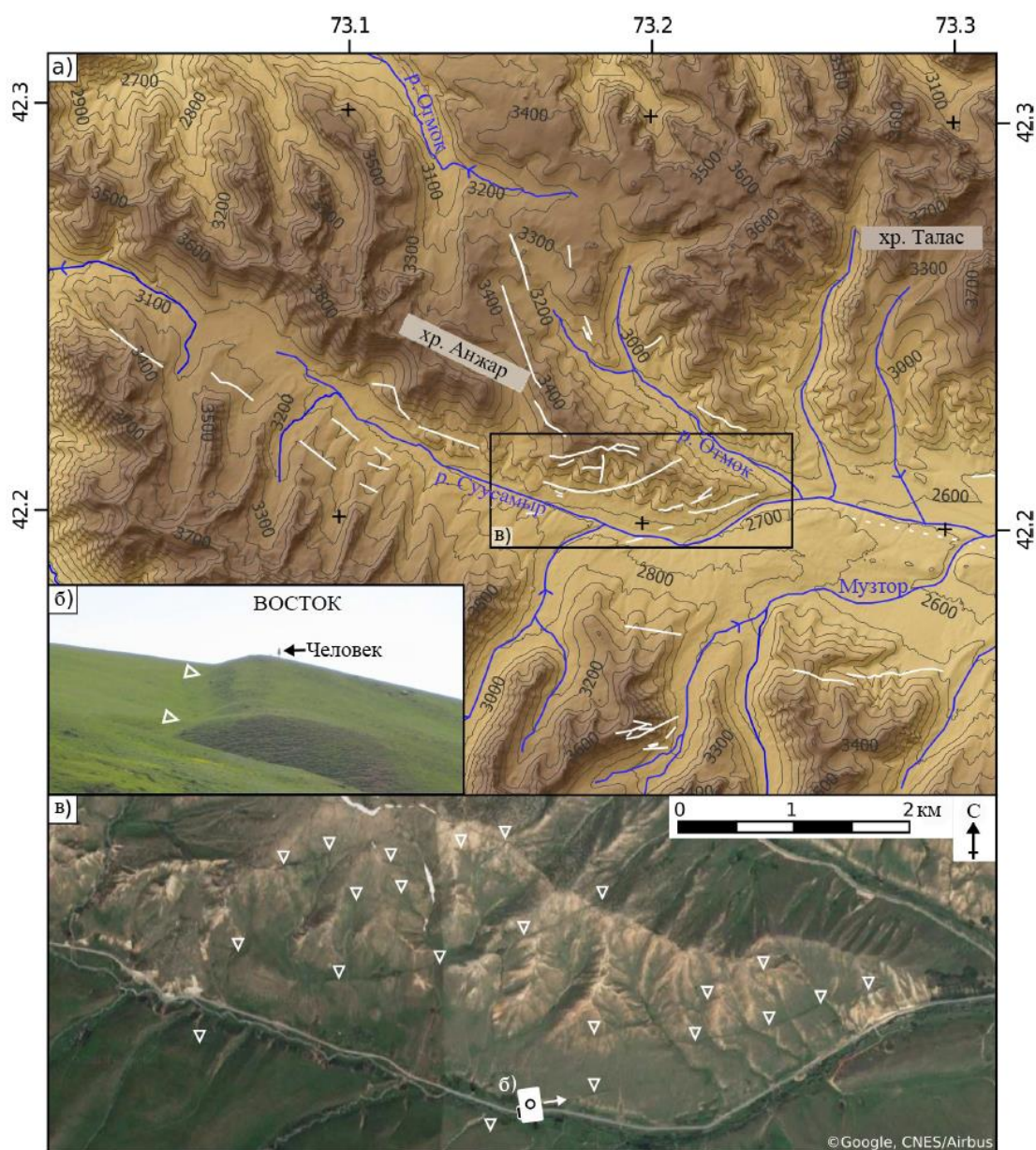


Рис. 2.17. а) ЦМР западной оконечности Суусамырской впадины, с разломными уступами, отмеченными белым цветом. б) Полевая фотография одного из уступов. Человек верхом на лошади для масштабирования. в) Спутниковые изображения Google Earth, показывающие некоторые видимые уступы. Уступы отмечены открытыми треугольниками (не каждый уступ может

быть отмечен треугольником в этом масштабе, см. панель а) для более точного отображения).

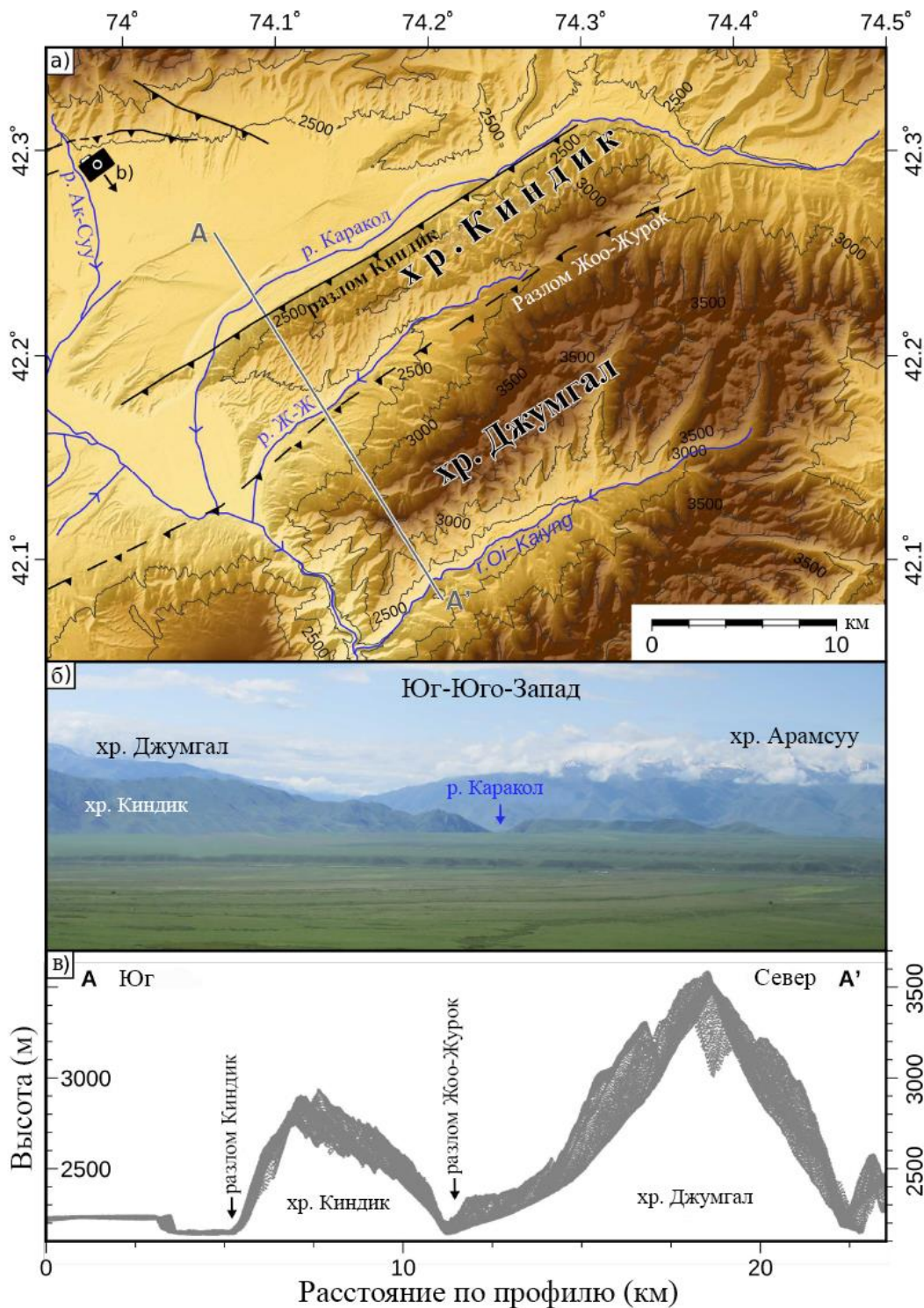


Рис. 2.18. Восточная оконечность Суусамырской впадины с активными разломами, отмеченными черными галочками. Река Джоужурек. б) Полевая

фотография, направленная на юг в сторону хребтов, образующих юго-восточный край Суусамырской котловины. в) топографический профиль через AW3D30 ЦМР. Ширина полосы 2 км. Обратите внимание на асимметрию в диапазоне Киндик.

Выводы

Глава детально анализирует активные разломы Суусамырской впадины, которые сыграли ключевую роль в формировании рельефа за последние 50 тысяч лет, демонстрируя тектоническую активность в виде уступов, складок, поднятий и смещений, что подтверждается как полевыми наблюдениями, так и данными спутникового картирования (Pleiades, AW3D30), топографических профилей и палеосейсмологических раскопок; особое внимание уделено Арамсуйскому разлому с его сложной морфологией, участкам Турабулак и Чет-Корумды с явной сегментированностью структур, слепым разломам Айгырджала, устаревающим уступам Ак-Суу и кумулятивным смещениям Каракольского разлома, а также западным и восточным границам впадины, где выявлены различия в активности разломов, что делает этот анализ значимым для оценки сейсмической опасности региона, планирования устойчивого строительства и прогнозирования землетрясений.

Глава 3. Остаточные деформации Суусамырского землетрясения 1992 года

Землетрясение 19 августа 1992 года нанесло серьезный ущерб Суусамырскому району и незначительный ущерб Бишкеку (рис. 3.) Сотрясения достигали интенсивности 10 баллов по MSK-64 на отдельных участках и составляли 8-9 баллов на большей части Суусамырской впадины [110]. Сообщалось о 53 погибших, главным образом в результате оползней, а также о значительном ущербе от сотрясения зданий в соседних деревнях [110].

Основной толчок был зафиксирован сейсмическими станциями по всему миру и аналоговой региональной сетью. Цифровая региональная сеть и дополнительные шесть временных локальных станций зарегистрировали афтершоки через 7 и 27 дней после основного толчка [109]. Меллорс и др. (1997) [110] оценили фокальный механизм события, используя поверхностные волны. Механизм показывает разлом, простирающийся восток-запад ($088-100^\circ$), круто падающий на юг ($49-60^\circ$), с взбросовым типом смещения и небольшой праводвиговой составляющей (смещение по горизонтальной плоскости $105-127^\circ$). Это соответствует вектору смещения, направленному на северо-запад, и азимуту оси P приблизительно $333-359^\circ$ - типичному значению для Тянь-Шаня [108]. Глубина центра определена в 12-17 км, моментная магнитуда составляет $M_w 7.0-7.3$, разрыв распространялся на запад Mellors et al., (1997) [109] обнаружили, что модель с одним событием хорошо подходит для наблюдаемых сигналов, но возможен и сложный источник. Расположение афтершоков образовали плоскость, падающую на юг от поверхности на южной стороне впадины реки Суусамыр к гипоцентру на глубине ~ 18 км. Основываясь на афтершоковой зоне [109] оценили общую длину разрыва в 50 ± 10 км с центром около $\sim 73,5-73,6^\circ E$. В течение первых двух часов произошли три сильных афтершока ($M_s 6.6$, $M_s 6.6$ и $M_s 6.0$), расположенных к западу от основного толчка [109]. Поскольку два из перемещенных эпицентров афтершока находятся к югу от зоны небольших афтершоков, зарегистрированных локальной сетью, возможно, что сильные афтершоковые перемещения, основанные на теле сейсмических данных, могут иметь смещение на юг. Определить очаговые механизмы или глубины афтершока не представлялось возможным из-за негустого телесеismicкого покрытия и помех от поверхностных волн [109].

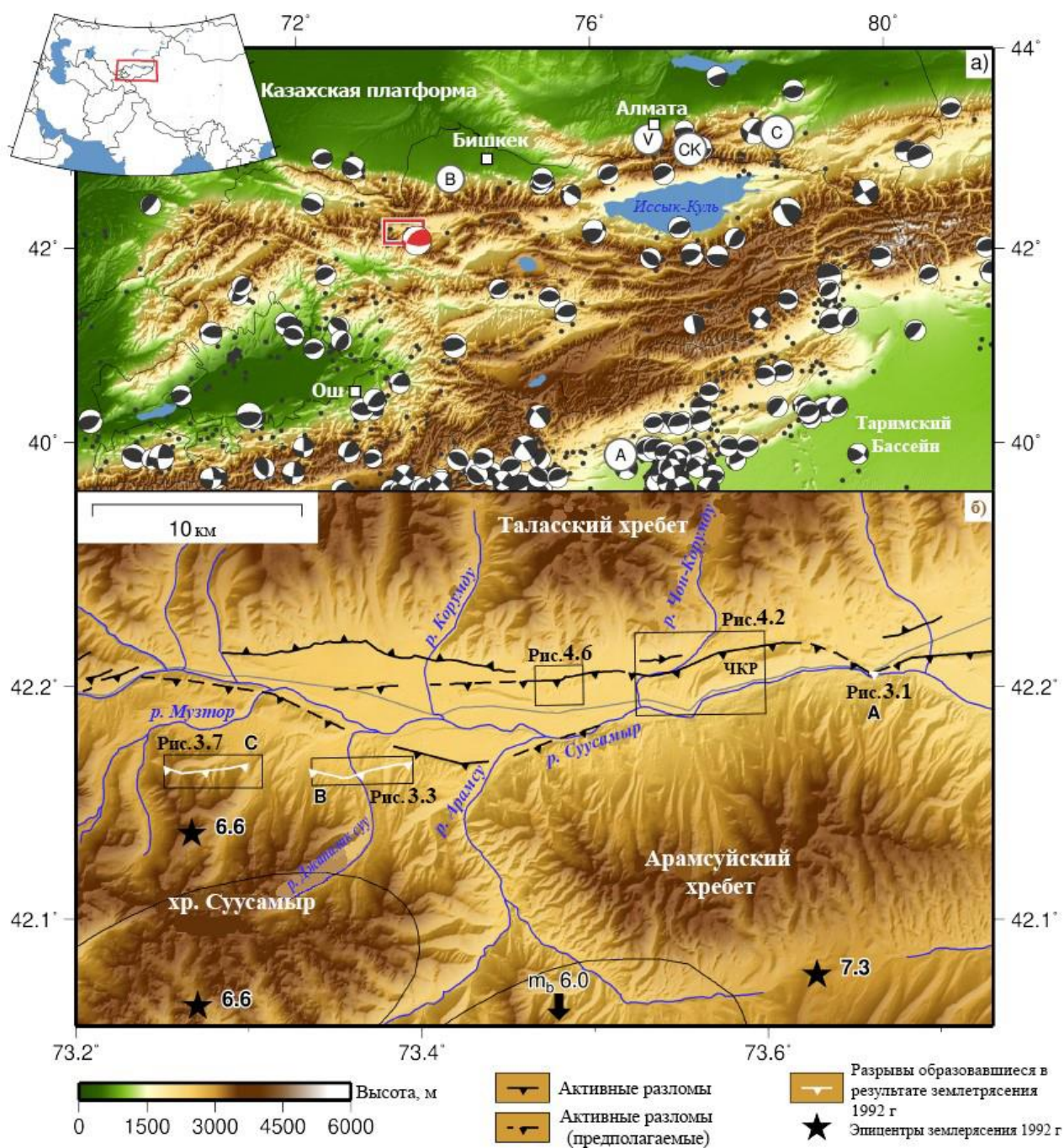


Рис. 3. Обзорная карта Суусамырской котловины и ее положения в пределах Тянь-Шаня. Красным прямоугольником показано расположение панели в). Механизм очага: Суусамырское землетрясение 1992 года [110]. Механизм черного фокуса: землетрясения каталога СМТ. Белые точки: Эпицентры Чилик 1889, Чон-Кемин 1911, Верный 1887, Беловодское 1885 и Атуши [122, 123]. Маленькие черные точки: землетрясения из бюллетеня ЕНВ за 1960-2008 гг. б) Обзор западного Суусамыра бассейн. Черными звездочками

отмечены эпицентры Суусамырского землетрясения и двух крупнейших подземных толчков [109]. Черными линиями с галочками отмечены основные активные разломы (по моей собственной карте). Землетрясение 1992 года разрушило участки на востоке (обозначены А и рис. 2) и западе (белые линии с обозначениями В и С).

Полевые и вертолетные исследования, проведенные в течение года после землетрясения, показали, что поверхностные разрывы возникли в двух различных местах, разделенных промежутком в 25 км. [4, 37, 109, 110], Восточный участок расположен недалеко от трассы М41 на восточной оконечности хребта Чет-Корумды (ЧКР) - вытянутого холма в долине между Таласким хребтом и хребтом Арамсу (рис. 3). На этом восточном участке Ghose и др. (1997) сообщили о выходящем на север обрыве длиной 500 м, оба конца которого смещали русло реки Суусамыр, вызывая пороги. Они сообщили, что уступ имеет морфологию "складка-уступ" с максимальным вертикальным смещением 2,7 м. на отметке, показывающей конвергенцию, они оценили чистое смещение в $4,2 \pm 0,4$ м. Они также сообщили о нескольких более коротких, меньших смещениях уступов в нижней части основного уступа; они приписывают незначительные уступы, обращенные на север, к приповерхностным распластываниям или вторичной деформации, а южные уступы, разрушающие само шоссе, как наиболее вероятные на крутых плоскостях разломов (не показаны на рис. 3 поскольку дорога была восстановлена).

Второй участок разрыва находится в 25 км к западу от участка М41, вдоль северного хребет перед хребтом Суусамыр. Ghose и др. (1997) [109, 110] сообщают, что разрывы там разделены на три сегмента, которые тянутся на ~3,4 км по склону к западу от реки Джалпаксу (рис. 3. б). Эти сегменты также интерпретируются как обращенные к северу уступы с длиной 800 м, 1,2 км и 1 км с максимальным вертикальным смещением 1,8 м, 0,9 м и 0,8 м

соответственно, хотя эти измерения были сделаны в ходе рекогносцировочного визита, а не в качестве детальной съемки. Богачкин и др. (1997) [76] сообщили, что западные разрывы протягивались на более чем 6 км, но не дали достаточно подробной информации о местоположении или количестве сегментов разрыва, чтобы мы могли понять расхождение между их значением и значением Ghose et al. (1997), [109,110] так как две цифры в работе Богачкина и др. (1997) [76] показывают сегменты разрыва, которые также были описаны Ghose et al. (1997). [109,110]

Данные Богачкина и др. (1997) [76] и Ghose et al. (1997) [109,110] различаются по тому, имели ли поверхностные разрывы сдвиговую компоненту. Богачкин и др. (1997) [76] сообщили о правосторонней составляющей смещения до 10-15 см на западном участке разлома и 20-30 см на восточном участке в соответствии с правосторонней составляющей сейсмического механизма. Ghose и др. (1997) [109,110] не нашли доказательств сдвигового смещения, но сильно разрушенная почва и дерн на восточном участке могли замаскировать небольшой (например, 20-30 см) латеральный компонент, и боковое смещение $\leq 10-15$ см также могло быть пропущено при посещении западных разрывов. Вторичные трещины и разломы были отмечены в нескольких местах вдоль впадины, не считая серии грабенов вдоль гребня ЧКР и серии трещин, связанных с оползнями на хребте Арамсу к югу и юго-востоку от первичного разрыва по шоссе М41. Оползни на южной стороне ЧКР также разрушили шоссе, крупные валуны, прилегающие к хребту, были смещены и опрокинуты сильным ускорением, и в этом районе произошло множество других оползней и камнепадов [109,110].

3.1. Поверхностные разрывы землетрясения 1992 года.

На основе спутниковых снимков, подтвержденных полевыми работами, я определил уступ, протяженностью $\sim 7,6$ км, который образовался во время землетрясения 1992 года в Суусамыре - 5,4 км в дополнение к 2,2 км разрывов,

нанесенных на карту предыдущими публикациями [109, 110]. Большая часть около 6,9 км находятся в пределах 12-километрового участка около ручьев Джалпаксу и Чолгондысай, а ранее нанесенный на карту уступ длиной 525-600 м расположен в 23 км к востоку от него, недалеко от шоссе М41 (а, б и в, на рис. 3.1). В этом разделе я рассматриваю и пересматриваю расположение и размеры разрывов 1992 года.

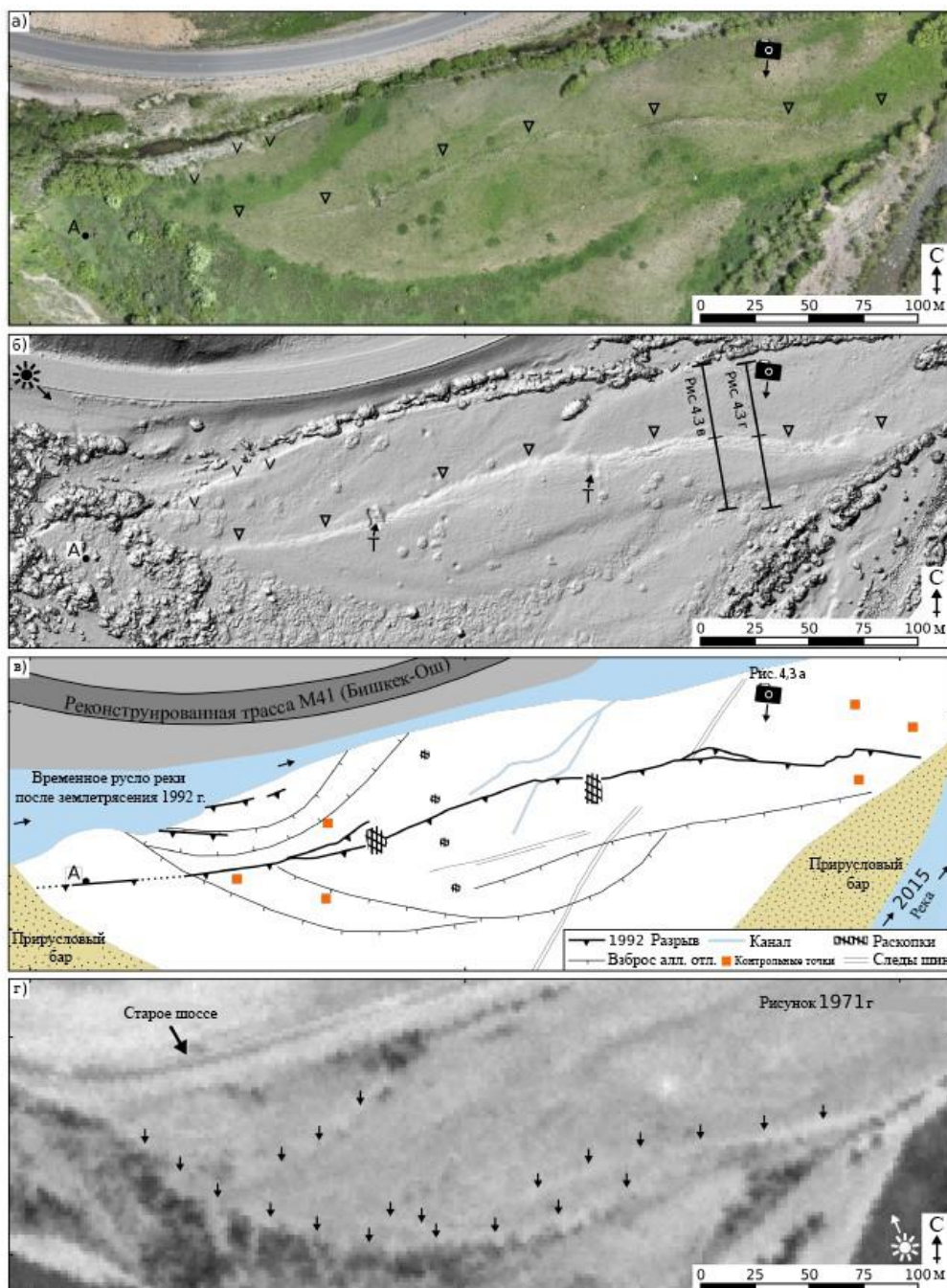


Рис. 3.1. а) Ортофотосъемка БПЛА, показывающая разрывы 1992 года на трассе М41. б) Цифровая карта БПЛА того же района. Треугольники отмечают основной уступ, Vs отмечают второстепенные уступы, Т отмечает старые участки траншей. А – маркирует нулевую точку на рис. 1.3 б. в) Геоморфологическая карта местности, показанная на панелях а) и б). г) снимки CORONA КН-4В, полученные 22 сентября 1971 года, показывают ту же область до землетрясения. Стрелки указывают на флювиальные врезы, отмеченные на панели в).

3.2. Шоссе М41 (Бишкек-Ош): восточные разрывы.

Наиболее крупные разрывы от землетрясения 1992 года отмечаются на низкой речной террасе между шоссе М41 и излучиной реки Суусамыр (А на рис. 3., рис. 3.1). Поднятие южного крыла разлома во время землетрясения перекрыло реку и вызвало кратковременный частичный отвод основной реки вдоль северной стороны разлома [109,110] (рис. 3.1). Уступ хорошо сохранился: трещины и разрывы в траве все еще видны в поле (рис. 3.2 а) и поэтому с тех пор, как река приняла свое нынешнее русло вскоре после землетрясения, произошло лишь минимальное изменение участка. Ghose и др. (1997) [109,110] интерпретировали морфологию как складчатый уступ с пологим южным крылом и более крутым северным крылом. С помощью изображений 1971 года КН-4В (рис. 3.1 г) мы видим, что предполагаемое южное крыло предшествует землетрясению, и поэтому его можно интерпретировать как террасовый уступ. Поднятое крыло слегка искривлено; примерно на половине топографических профилей секция взброшенного крыла наклонена на несколько градусов круче к северу чем опущенное крыло (например, рис. 3.2 г). Влияние этого на измерения смещения невелико по сравнению с высотой уступа и фиксируется в пределах погрешности. На своем протяжении (200-м) на самом высоком участке уступ имеет среднюю высоту около 2,7 м и максимальную высоту $3,1 \pm 0,1$ м (рис. 3.2). Смещение быстро затухает в обе стороны, вниз до 0,5 м по

мере приближения к реке на западе и $1,4 \pm 0,1$ м на востоке. Два дополнительных уступа вдоль берега временного русла реки все еще хорошо видны и имеют высоту до 0,9 м (рис. 3.1), третий нанесен на карту сейчас зарастает. Ghose и др. (1997) [109,110] использовали наблюдения смещенных следов автомобильных шин, расположенных косо по отношению к разлому, и предположили отсутствие сдвига (что делает эту оценку верхней границей) для измерения сокращения поперек разлома и оценки максимального смещения в $4,2 \pm 0,4$ м (местоположение отмечено на рис. 3.1). Их значение неопределенности $\pm 0,4$ м было присвоено с допуском погрешности в 10%. Наши измерения высоты уступа согласуются с их данными, использованными в этой оценке. Используя максимальную высоту уступа $3,1 \pm 0,1$ м и предполагая максимальное вероятное падение 60° , мы находим, что максимальное смещение имеет нижнюю границу $3,6 \pm 0,1$ м. Нам не удалось найти никаких дополнительных маркеров для измерения горизонтальных перемещений.

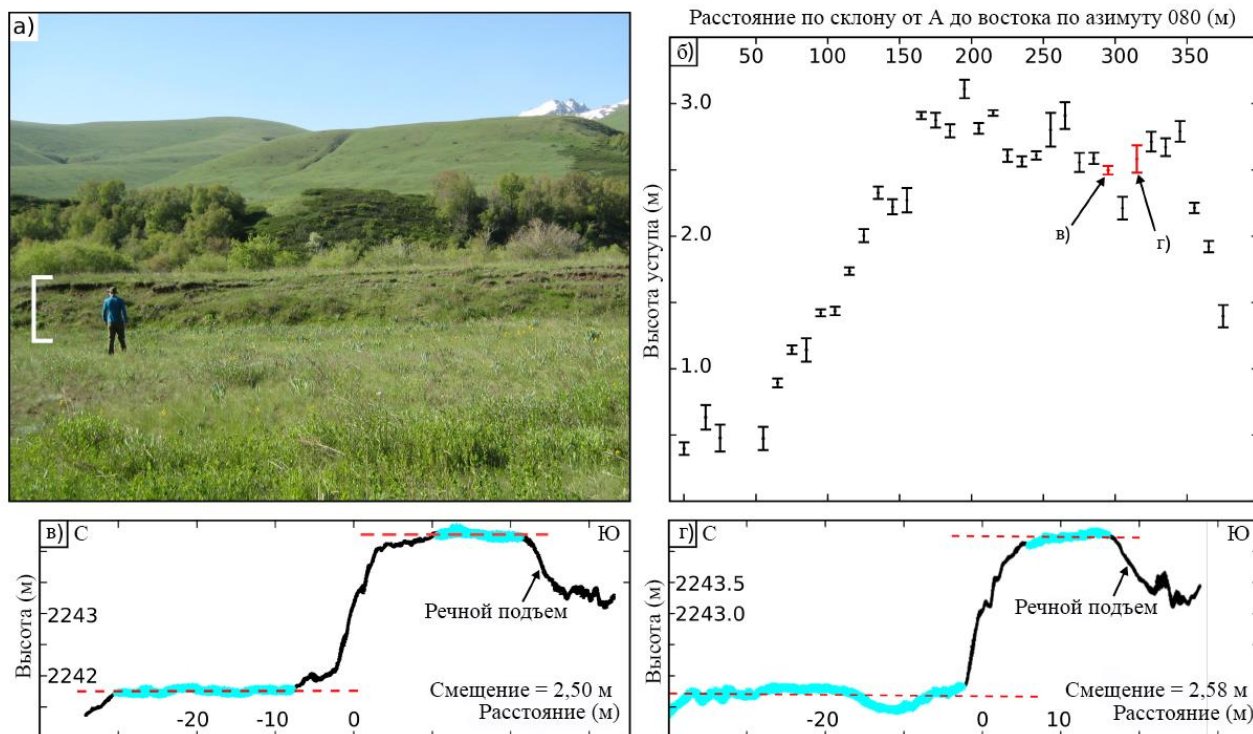


Рис. 3.2. а) Полевая фотография Восточного разрыва 1992 года, точка обзора отмечена на Рисунке 1.2. б) распределение высоты уступа. в) & г) примеры профилей, используемых для распределения броска.

Наиболее яркой характеристикой восточной части разрыва является его малая длина по отношению к высоте. Наши модели высот и изображения предполагают, что оригинальное картирование не было пропустило растягивающих свидетельств разрыва. За рекой на западе, поверхность имеется только один единственный уступ, видимые на спутниковых снимках, который, по-видимому, являются речным и также виден на изображениях CORONA до 1992 года. На восточной стороне разлома есть участок шириной 250 м, на котором река сейчас делает крутой изгиб. Земля здесь сезонно затопляется, поэтому любые уступы могут быть быстро размывы, но, как показано на рис. 3.2 б, уступ быстро сужается по мере приближения к реке с обеих сторон, что предполагает, что он естественно заканчивается в реке. Ghose и др. (1997) [109, 110] сообщили, что уступ создал пороги в реке на обоих ее концах и составил карту уступа как пересекающего всю ширину реки. Если предположить, что уступ прорвался по крайней мере на полпути через реку с каждой стороны и в лучшем случае прорвал всю ширину реки, то общая длина восточного разрыва составляет, следовательно, 525-600 м.

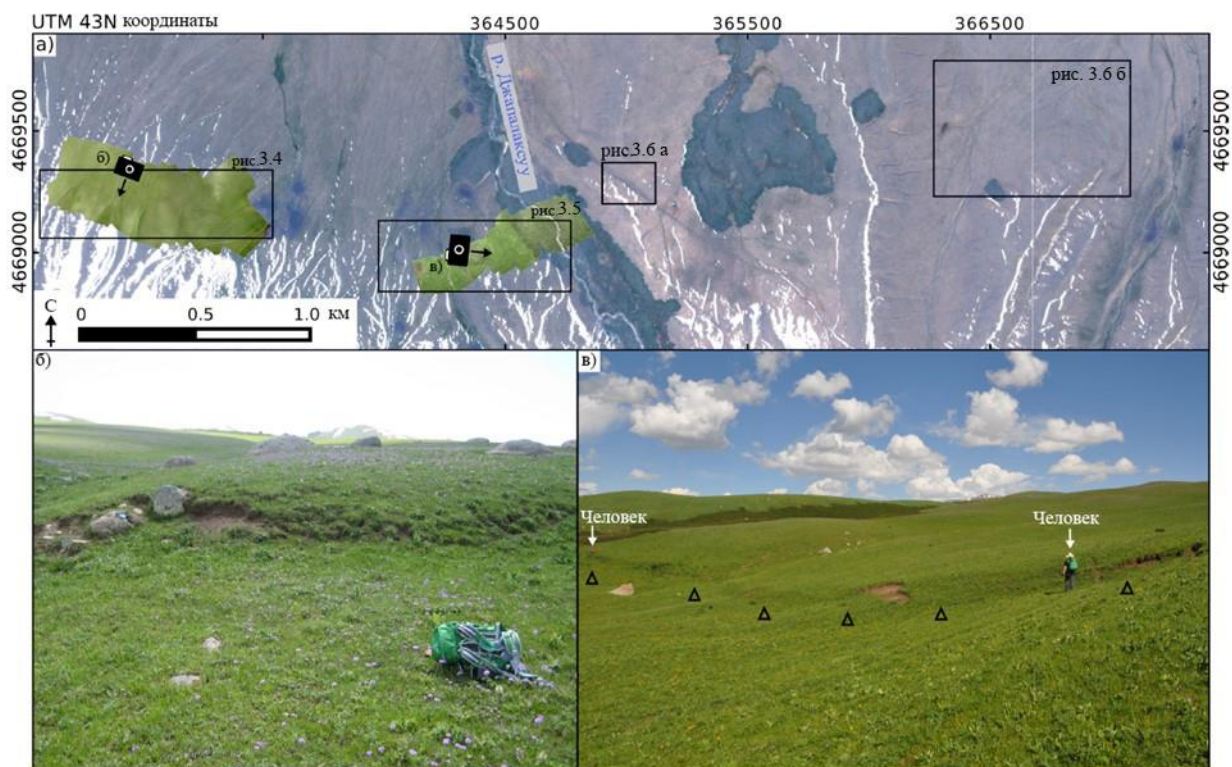


Рис. 3.3. а) Обзор разломов 1992 года вокруг реки Джалпаксу, показывающий: ортофотоснимки с двух съемок БПЛА. б) фотография уступа крупным планом, дневной рюкзак для масштабирования. в) вид вдоль участка уступа.

3.3. Джалпаксу: западные разрывы.

Вторая группа разрывов 1992 года расположена в 25 км к западу от описанных в разделе 3.2 и проходит по северному склону хребта Суусамыр (в) на рис. 3, рис. 3.3). Они состоят из трех сегментов к западу от реки Джалпаксу, которые были идентифицированы Ghose и др. (1997) и Богачкин и др. (1997), [109, 110, 102] и два новых нанесенных на карту участка к востоку от реки. Относительное расположение трех ранее идентифицированных сегментов соответствует описанию Ghose и др. (1997) [109, 110], но их длина значительно меньше, чем 3,4 км, в которую они оценили. Включая склон между сегментами, ранее выявленные разрывы охватывают 2 км; сами разрывы составляют 1,5 км в длину. Ghose и др. (1997) [109,110] не смогли провести детальное

обследование трех сегментов, которые они идентифицировали; мы посетили все три в полевых условиях и построили ЦМР и ортофотоснимки, полученные с помощью обзорных фотографий БПЛА. Западный и центральный сегменты из трех имеют длину 340 м и 550 м соответственно (рис. 3.4). Они простираются на $\sim 104^\circ$ и перекрываются в зоне уступов, при этом центральный сегмент на 40–70 м ниже другого. Третий сегмент расположен в 600 м восточнее и имеет простирание $\sim 68^\circ$ (рисунки 1 и 6). Он простирается на 600 м к западу от реки Джалпаксу, прежде чем затушевывается растительностью по мере приближения к самой реке (рис. 3.5).

Хотя уступы свежие, и отчеты того времени подтверждают, что это уступы землетрясения 1992 г., снимки КН-4А 1968 г. показывают уступы в том же месте, что на западном и центральном сегменте, которые даже соответствуют изгибам разрывов 1992 г. (рис. 3.4 а и 3.4 б), показывая, что землетрясение 1992 г. привело к разрыву существовавшего ранее уступа. Поэтому наши измерения смещения на рис. 3.5 являются смещениями составного уступа, а не смещениями отдельных событий. На третьем отрезке, наиболее близком к реке Джалпаксу, не видно ранее существовавшего уступа, и уступы, видимые на снимках х-4А, не выходят за пределы протяженности свежего разрыва 1992 года. Это говорит о том, что доисторическое землетрясение или землетрясения также только разорвали короткие сегменты.

На рисунках 4.5 г и 4.6 б показаны распределения высот уступов на трех сегментах, которые были определены ранее. Эти сегменты имеют одинаковую высоту; профили показывают смещения 2 м или более, но более типичная высота уступа составляет около 0,7–1,2 м. При переходе между западным и центральным сегментами два уступа сужаются так, что общее смещение остается примерно одинаковым вдоль простирания, пока оно не затухает на концах разрывов. Для преобразования измерений высоты уступа в оценки смещения мы использовали расширенную версию метода профиля Маккензи и

Эллиота (2017) [115], который учитывает падение разлома, угол наклона, долю бокового смещения и их неопределенности. Используя равномерную функцию плотности вероятности $15-45^\circ$ для падения, боковое смещение $\pm 10\%$ и соответствующий наклон для каждого профиля, профили обычно имеют максимально вероятное смещение $0,9-1,5$ м с большой верхней полосой погрешности из-за неопределенности в приповерхностном падении разлома. Распределение расчетного смещения вдоль удара не сильно отличается по форме от распределения высоты уступа, показывая, что распределение на рис. 3.4 г отражает реальное распределение смещения, достигающего поверхности, и не является иллюзией, вызванной эффектами геометрии. Мы не наблюдали здесь никаких боковых смещений, но отмечаем, что очень немногие хорошие маркеры пересекают уступы, которые показывали бы боковые смещения, и некоторые маломасштабные свидетельства могли быть потеряны из-за эрозии.

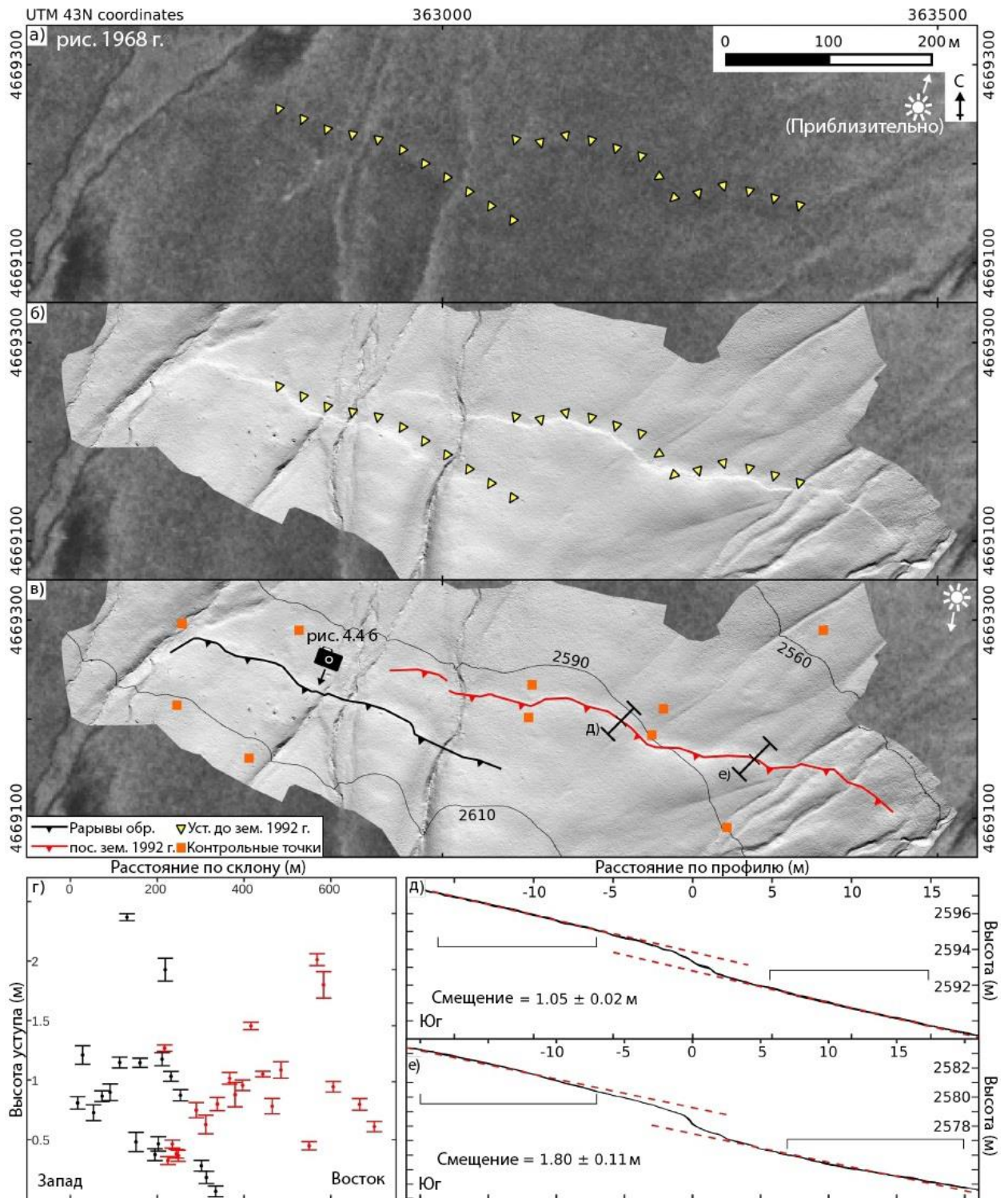


Рис. 3.4. Участок двух сегментов разломов 1992 года к западу от реки Джалпаксу (Рис. 3.3). а) снимки КН-4А 21 сентября 1968 года, показывающие ранее существовавшие уступы, отмеченные желтыми треугольниками. б) та же самая область, цифровая модель рельефа с разрешением 10 см, приобретенного в июне 2016 года. в) интерпретированная версия ЦМР, показывающая разрывы

1992 года. г) распределение высот двух сегментов разрыва, показанное на рисунке в). Расстояние вдоль уступа — это расстояние по прямой линии по азимуту 104°. д) типичный пример профилей, используемых для измерения высоты уступа. Наиболее подходящие линии показаны пунктирным красным цветом, а сечения профиль, чтобы они были подогнаны, отмечен двумя. е) пример профиля с большей неопределенностью. Секция поднятое крыло (южная) имеет неравномерный наклон и на три градуса круче, чем секция подножия.

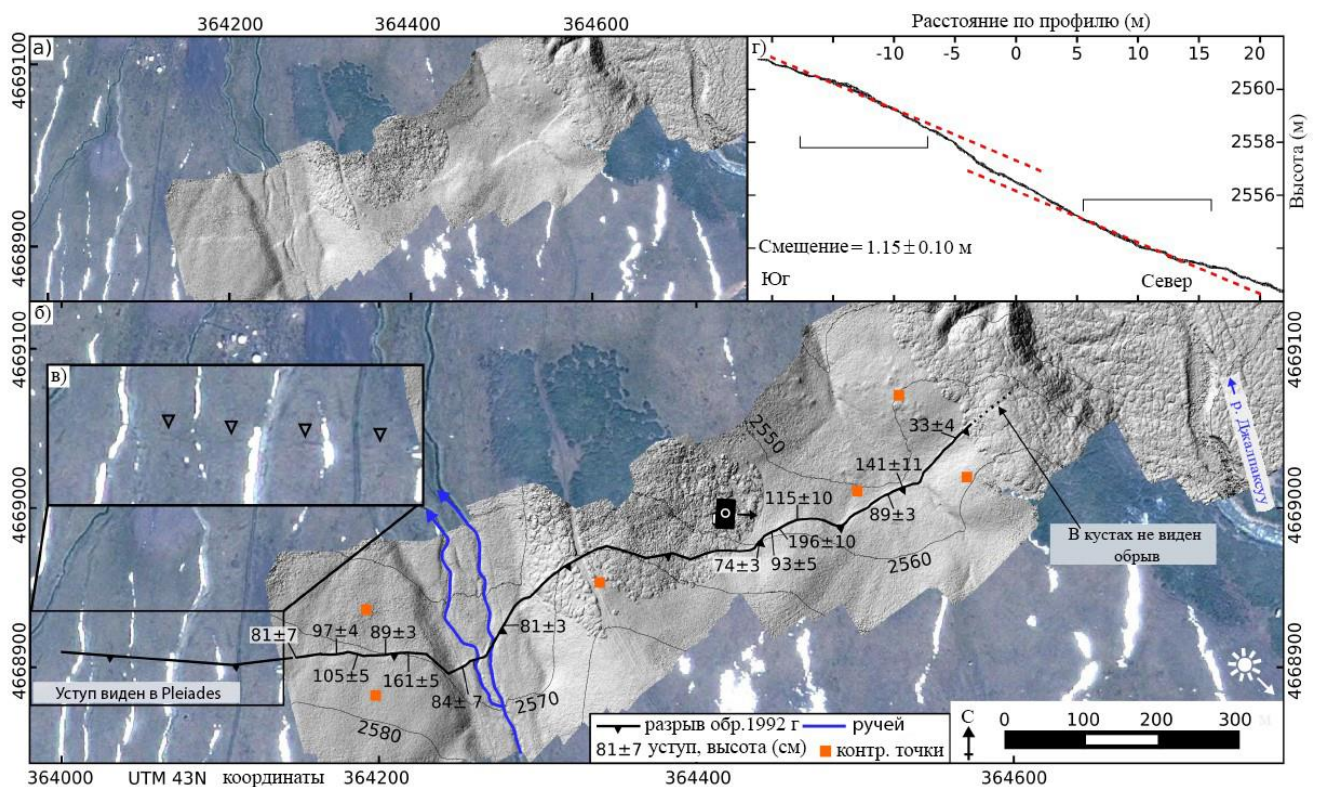


Рис. 3.5. Восточный из трех сегментов поверхностного разрыва 1992 года к западу от реки Джалпаксу, описанный Ghose и др. (1997). а) ЦМР БПЛА наложен на изображения Плеяд. б) Интерпретация. в) крупный план изображений Плеяд. г) типичный топографический профиль. Наиболее подходящие линии показаны красным пунктиром, и отмечены участки профиля, которые совпадали.

Хотя Ghose и др. (1997) [109,110] и Богачкин и др. (1997) [102] не нанесли на карту никаких разрывов на склоне холма к востоку от реки Джалпаксу

(рис.3), мы обнаружили два свежих сегмента, которые, как можно судить по морфологии, возникли в 1992 году. Первый лежит в 400 м к востоку от нанесенного на карту отрезка, имеет длину 130 м и может быть виден на изображениях Плянд (рис. 3.3 и 3.6 а). Второй разрыв имеет длину 530 м и расположен в 1400 м к востоку от первого по азимуту 082° (рис. 3.6 б, в). Хотя мы не посетили ни один из новых отображенных сегментов в поле, сегмент 530 м имеет аналогичное или немного меньшее затенение на снимках, чем уже отображенные уступы, а более короткий сегмент имеет меньшее затенение, что предполагает, что они имеют меньшие высоты, чем уже отображенные уступы. На изображении Googlearth со снежным покровом (рис. 3.6 б) показаны уступы, отбрасывающие тень при освещении с юга на юго-восток, что означает, что, как и ранее нанесенные на карту разрывы, эти уступы обращены на север. Их возраст неизвестен, но они не заросли растительностью и тонкие очертания, что можно интерпретировать как открытые трещины, оба такого же состояния, которые соответствуют уступам 1992 года, а не доисторическим уступам, которые я показываю в разделе 1.5.

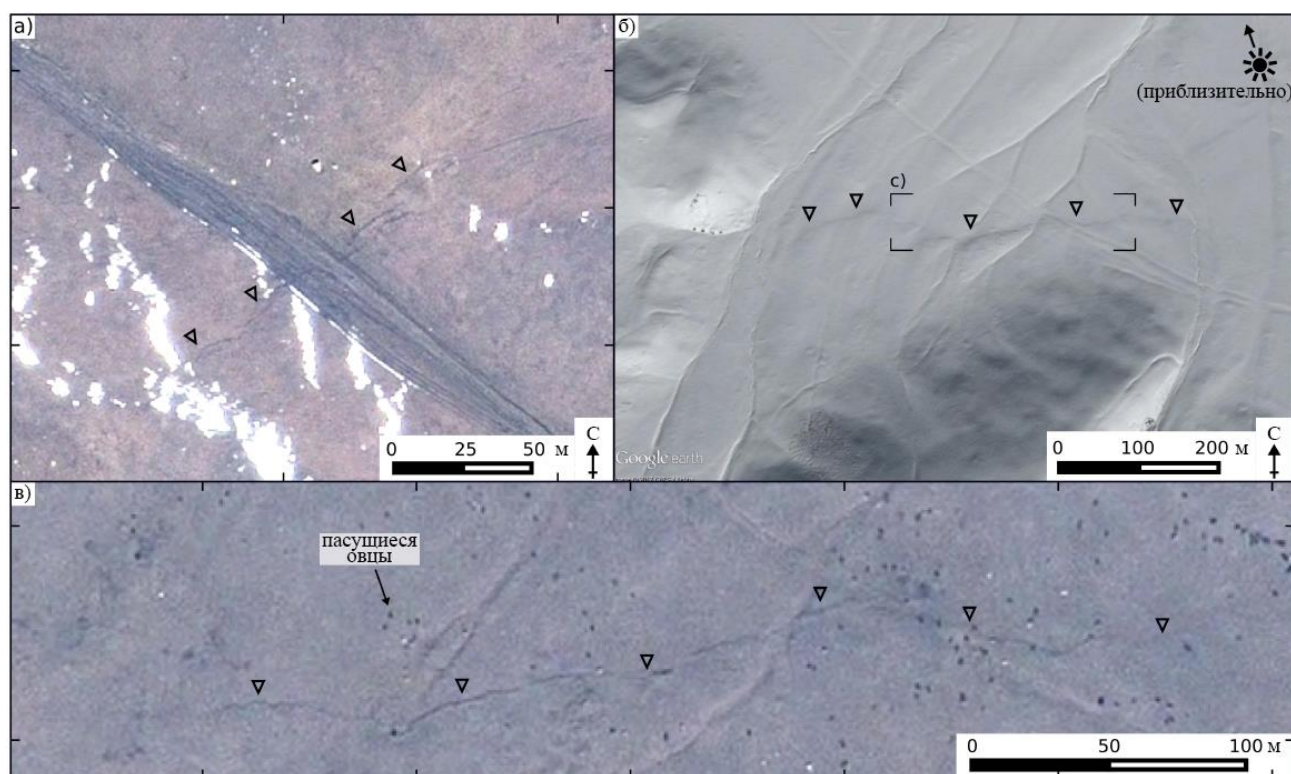


Рис. 3.6. Вновь выявленные поверхностные разрывы, расположение которых показано на рис. 3.3 а) Изображение Pleiades небольшого склона к востоку от реки Джалпаксу. Обратите внимание, что уступ достаточно свежий, что были видны параллельные нити трещин. б) заснеженный снимок 9 ноября 2016 года, показывающая тень другого уступа. Снимки из Google Earth, авторские права CNES / Airbus. в) изображения Pleiades, показывающие те же самые уступы пересекающие небольшие сайки, что и на панели б).

3.4. Чолгондысай.

Уступ разлома длиной 4 км начинается в 6 км западнее западной оконечности джалпаксуйского разлома, вдоль простираня (рис. 3, рис. 3.7 и 4.9). В его восточной половине наблюдается значительное изменение уклона и шероховатости поперек склона от более крутого, более грубого рельефа на юге до более мелкого, более гладкого рельефа вниз по склону на северной стороне. Уступ здесь имеет случайные трещины (рис. 3.7 а). После перехода шириной 180 м южнее разлом продолжается и пересекает ручей Чолгондысай. В этом разрезе разлом пересекает топографию с падением $>70^\circ$ ю.ш. (по оценкам в полевых условиях, рис. 3.8 б), и есть участок длиной около 1 км с многочисленными эшелонированными открытыми трещинами, указывающими на компонент правого сдвига (рис. 3.7 б). Правосторонняя компонента также проявляется в более крупном масштабе - смещение преимущественно на юг, но вертикальное смещение больше на западных склонах хребтов, чем на восточных склонах и на одном восточном склоне обращенный к склону уступ кажется направленным на север (рис. 3.7 а). По всей видимости, это правосторонний сдвиг.

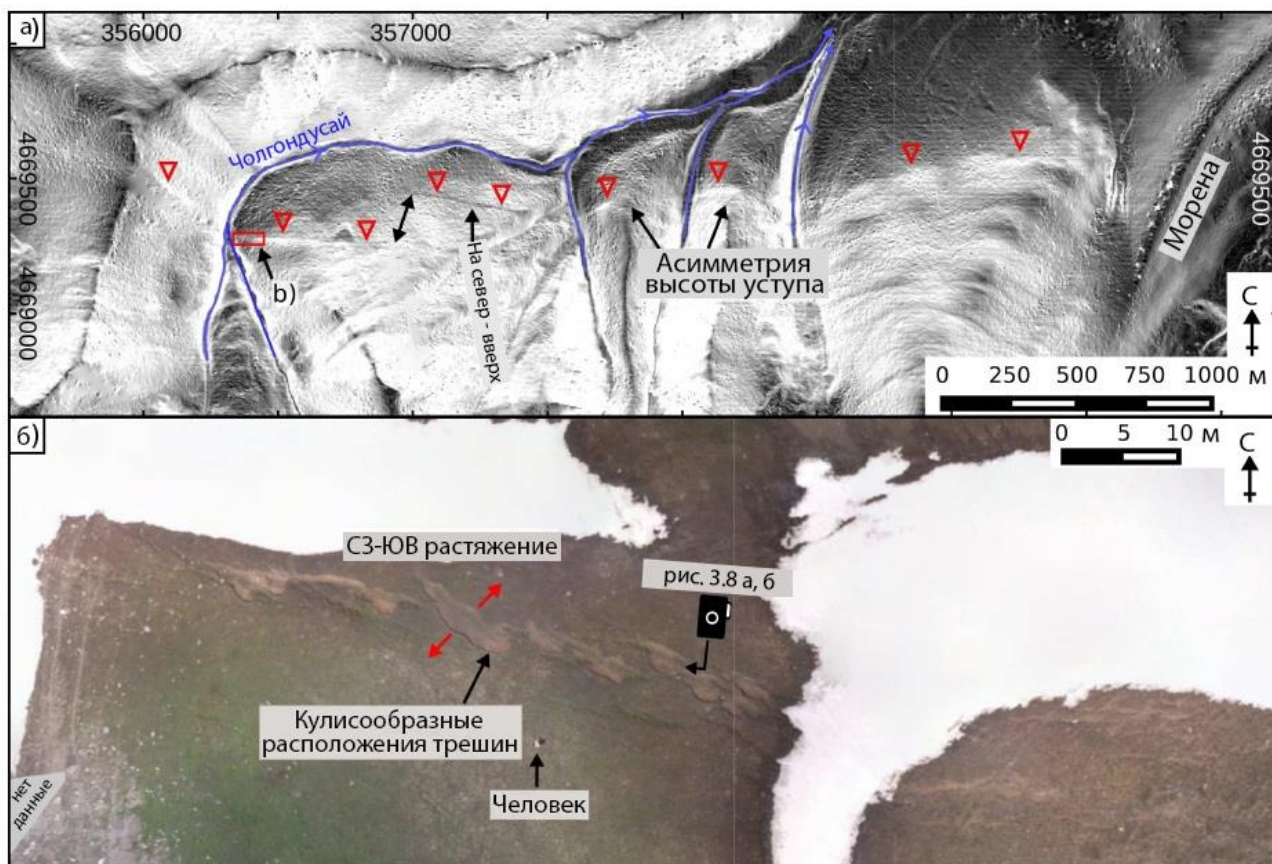


Рис. 3.7. Сегмент Чолгондусайского разлома. а) Цифровая модель рельефа Pleiades Уступ отмечен красными треугольниками. б) ортофотосъемка БПЛА свежих эшелонированных трещин на Уступе вблизи ручья Чолгондусай. Расположение показано на рисунке а).

Вся длина уступа протяженностью 4 км также видна на изображениях Corona до 1992 года и изменения склона и неровности поперек него позволяют предполагать, что здесь происходило несколько землетрясений. В июне 2016 года мы наблюдали продолговатые участки снега, укрытые от обращенного к северу уступа, который имеет плавно изогнутое поперечное сечение и высоту 3-8 м. Как видно на рис. 3.8 а, трещины в почве на гребне уступа имеют некоторую молодую растительность внутри них, но в целом все еще свежие и не зарастают, подобно трещинам на подтвержденных уступах 1992 года (раздел 3.1). В прошлом столетии в этом регионе не было других землетрясений магнитудой более 6, которые могли бы образовать трещины, поэтому вполне вероятно, что трещины действительно датируются 1992 годом, когда

произошло возобновление этого сложного уступа. По крайней мере, участок протяженностью 1 км имеет обильные свежие трещины, и случайные трещины на восточном 3 км уступа предполагают, что он тоже может иметь некоторые небольшие перемещения в 1992 году. Мы не нашли никаких свидетельств уступов, пересекающих морену и склон холма между Чолгондысайским разломом и Джалпакской сегментом.

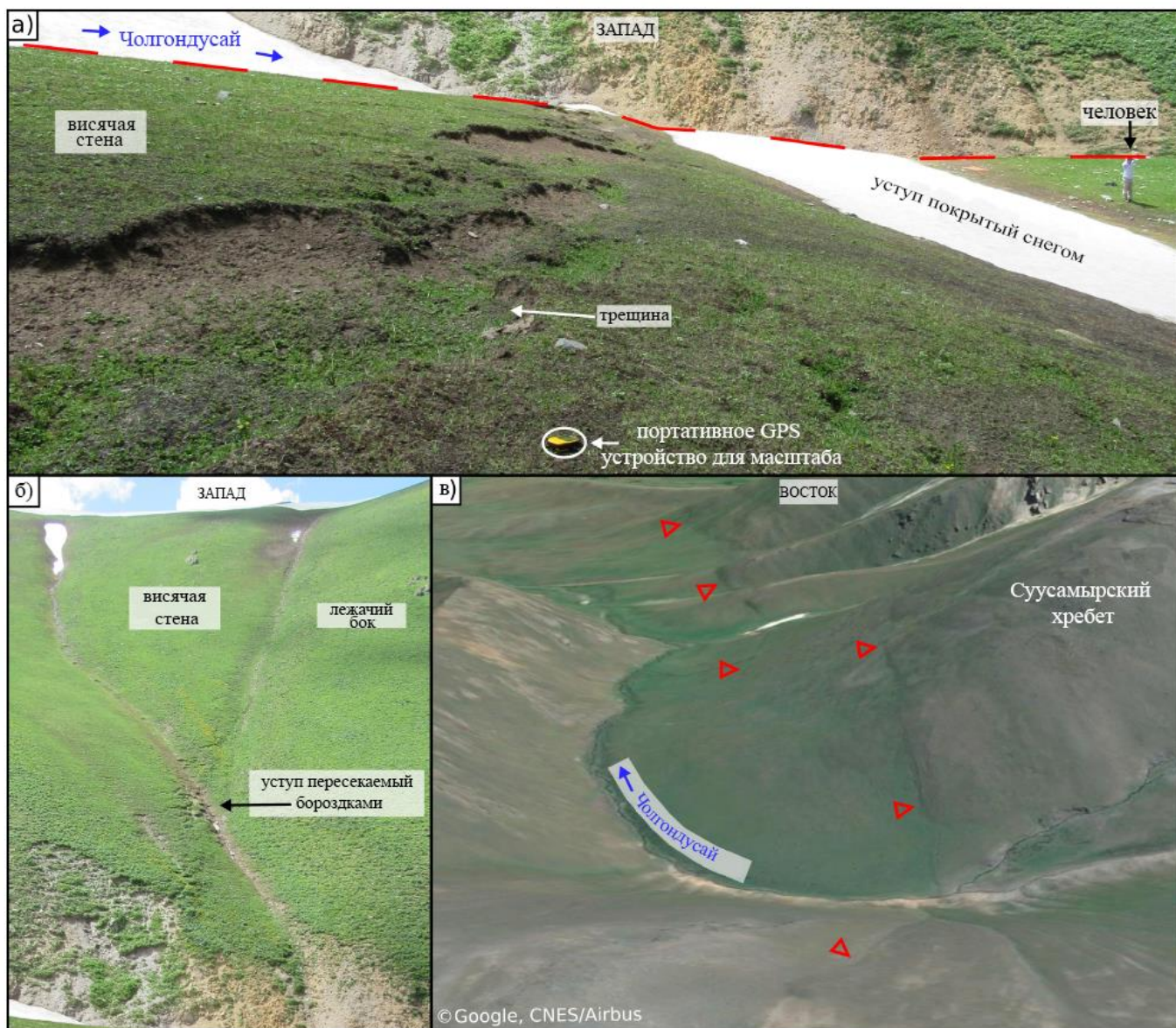


Рис. 3.8. а) и б) полевые фотографии сегмента Чолгондысайского разлома, показывающие свежие трещины и уступ, круто поднимающийся вверх по склону. (в) перспективный вид Google Earth, смотрящий в противоположном

направлении вдоль разлома. Наш полевой участок находится на переднем плане. Дата получения изображения 16 августа 2013 года.

Выводы

В главе проведен детальный анализ остаточных деформаций Суусамырского землетрясения 1992 года, которое характеризовалось магнитудой M_w 7.0–7.3 и вызвало разломы с максимальным вертикальным смещением до 3,1 м. Исследование выявило два основных участка разрывов: восточный участок у трассы М41 с крупным складчатым уступом и западный участок вдоль северного склона хребта Суусамыр, где зафиксированы меньшие смещения. Использование спутниковых снимков, данных БПЛА и полевых наблюдений позволило уточнить протяженность и характер разрывов, а также обнаружить новые их сегменты. Эти данные подтверждают сложность механизма землетрясения и важны для оценки сейсмической активности региона и прогноза последствий будущих событий.

Глава 4. Доисторические разрывы

Ранее уже были показаны два участка разрывов землетрясения 1992 года, которые подновили ранее существовавшие уступы. В этом разделе мы опишем доисторические разрывы, которые мы идентифицировали в эпицентральной области, но некоторые не были возобновлены в 1992 году. Эти уступы расположены вдоль северных краев антиклиналей, которые проходят через долину и находятся в пределах 25-километрового промежутка между восточным и западным разрывами.

4.1. Чет-Корумду

Хребет Чет-Корумду был местом наиболее интенсивного сотрясения и значительных вторичных эффектов во время землетрясения 1992 года (раздел 3, Ghose et al. (1997)).[109,110] Длина хребта составляет около 10 км, а высота над рекой Суусамыр достигает 300 м (рис. 4.2). В обнажениях оползневых уступов

на южном склоне ЧКР видны пласты плохо консолидированных отложений, варьирующихся от крупнозернистого песка до булыжников диаметром до 10 см. Хотя эти слои находятся к югу от гребня хребта, они падают к северо-западу (простираются на 240°) под углом $25-40^\circ$, что указывает на то, что они являются северным крылом антиклинали и что река Суусамыр прорезала ядро складки. Интерпретация хребта как фрагмента северного крыла складки приводит к выводу, что грабены, которые появились вдоль гребня хребта в 1992 году, скорее всего, связаны с гравитационным коллапсом во время тряски, а не являются разломами, возникшими в результате роста складки.

Ранее О.К.Чедия и другие провели в указанном районе исследования по оценке темпов голоценовых тектонических движений и попытались определить длительность периодов сейсмических затиший в Срединном Тянь-Шане. Для этого было выбрано два участка, одним из которых являлся Чон-Корумдинский (рис. 4.1)

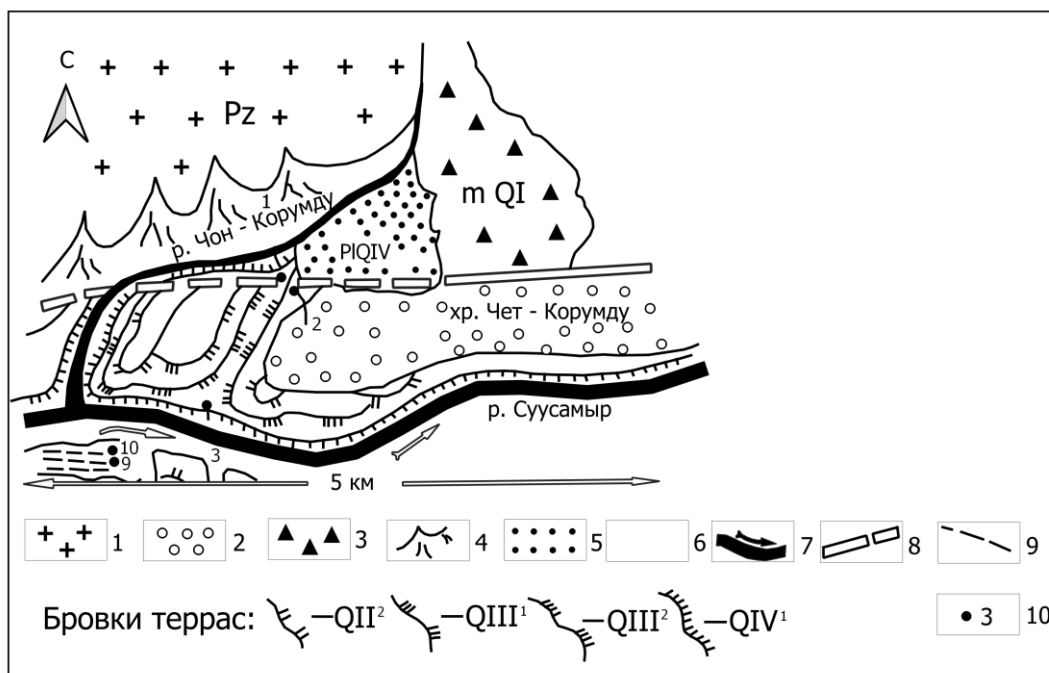


Рис. 4.1. Приустьевая часть р. Чон – Корумду. 1 – домезозойские образования, 2 – неогеновая полевая моласса, 3 – нижнеплейстоценовая морена, 4 – современные конусы выноса, 5 – голоценовый пролювий, 6 – четвертичные

террасовые отложения, 7 – русла рек, 8 – краевой разлом, 9 – сейсморвы, 10 – горная выработка и ее номер.

Для определения скорости смещения по разлому, который предполагался по северному борту хребта Чет-Корумду, были пройдены два шурфа (рис. 4.1) из которых были отобраны образцы на определение возраста радиоуглеродным методом. Шурф №1, расположенный ближе к западному борту, был пройден до глубины 145 см, на которой появилась аллювиальная галька и вода. Выше при преобладании суглинистых осадков на глубинах 60-70 см и 90-97 см были вскрыты древние почвы, абсолютный возраст которых составил 5420 ± 80 и 6880 ± 90 лет соответственно.

Шурф №2, заданный ближе к восточному борту, пройден до глубины 122 см до аналогичного галечника, заливаемого водой. Проба из линзы полгребенной почвы на глубине 58-71 см дала абсолютный возраст – 2400 ± 80 лет. Таким образом, надаллювиальная, временами заболачиваемая р. Чон-Корумды врезалась на 5-7 м, что дает в среднем миллиметровую скорость врезания.

Однако, мы обнаружили, что на самом деле активный уступ в этом месте расположен севернее уступа, в пределах которого О.К.Чедия и другие прошли вышеуказанные шурфы (рис. 4.1).

Морена, отложенная ледниками, сползающими с Таласского хребта, находится напротив западного конца хребта Чет-Корумду (рис. 4.2). Западный край морены подрезан аллювиальной поверхностью, принадлежащей реке Чон-Корумду, но с тех пор, как она врезалась в морену, река была отклонена на запад, оставив брошенную долину через ЧКР [89, 121] и ряд низких аллювиальных террас. Короткий, обращенный на юг уступ перерезает террасы и часть нижней поверхности конуса выноса. Уступ имеет большее смещение там, где пересекает более древние поверхности, показывая, что его активность продолжалась в течение периода формирования различных поверхностей (рис.

4.2). Мы интерпретируем это как обратный взброс, потому что трасса разлома движется к северу к более низкому рельефу.

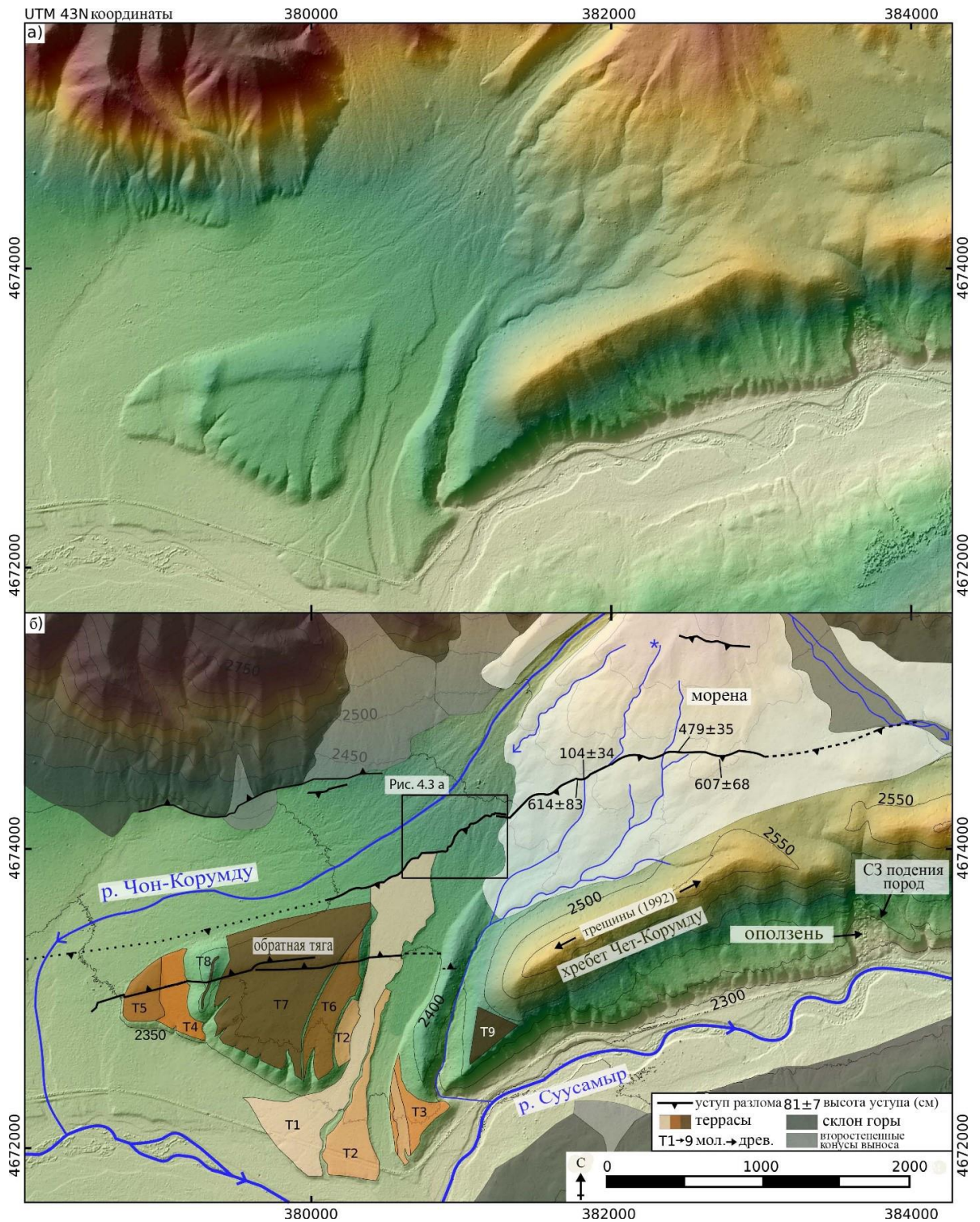


Рис. 4.2. а) Затененные ЦМР Пляды для западной оконечности ЧКР (расположение показано на рис. 3). б) моя интерпретация этой области. Объяснения см. в тексте.

Значительный, обращенный к северу уступ проходит вдоль северного края ЧКР (рис. 4.2). В морене к северу от ЧКР уступ проявляется изменением дренажной системы — один сай (отмеченный звездой на рис. 4.2) отклоняется вдоль разлома, и уступ образует низину, перпендикулярную направлению дренажа. Есть несколько участков, подходящих для измерений смещения в морене, и для участков, которые мы выбрали, было необходимо совместить линии регрессии с неравными уклонами по обе стороны профилей, поэтому мы отнеслись с некоторой осторожностью к детальной интерпретации результатов. Однако мы обнаружили вертикальные смещения на 4,4–7 м на поверхности морены, а в русле ручья нашли вертикальное смещение на 0–1,3 м (рис. 4.2). После выхода на аллювиальную поверхность к западу от морены уступ пересекает множество небольших сайков, стекающих с севера на юг. Его высота обычно составляет 2–3 м в восточной части этого участка (рис. 4.3), но высота уменьшается до <1 м. После ~1,3 км по конусу выноса уступ затухает к западу, если он вообще присутствует, из-за эрозии. Разница в высоте между уступом в морене и конусом выноса показывает, что уступ разорвался во время нескольких доисторических землетрясений, а морена показывает смещения от событий, предшествовавших конусу выноса. Мы также полагаем, что разлом увеличивался в результате землетрясений с разрушением поверхности до отвода реки Чон-Корумды и что складчатость и разломы произошли одновременно.

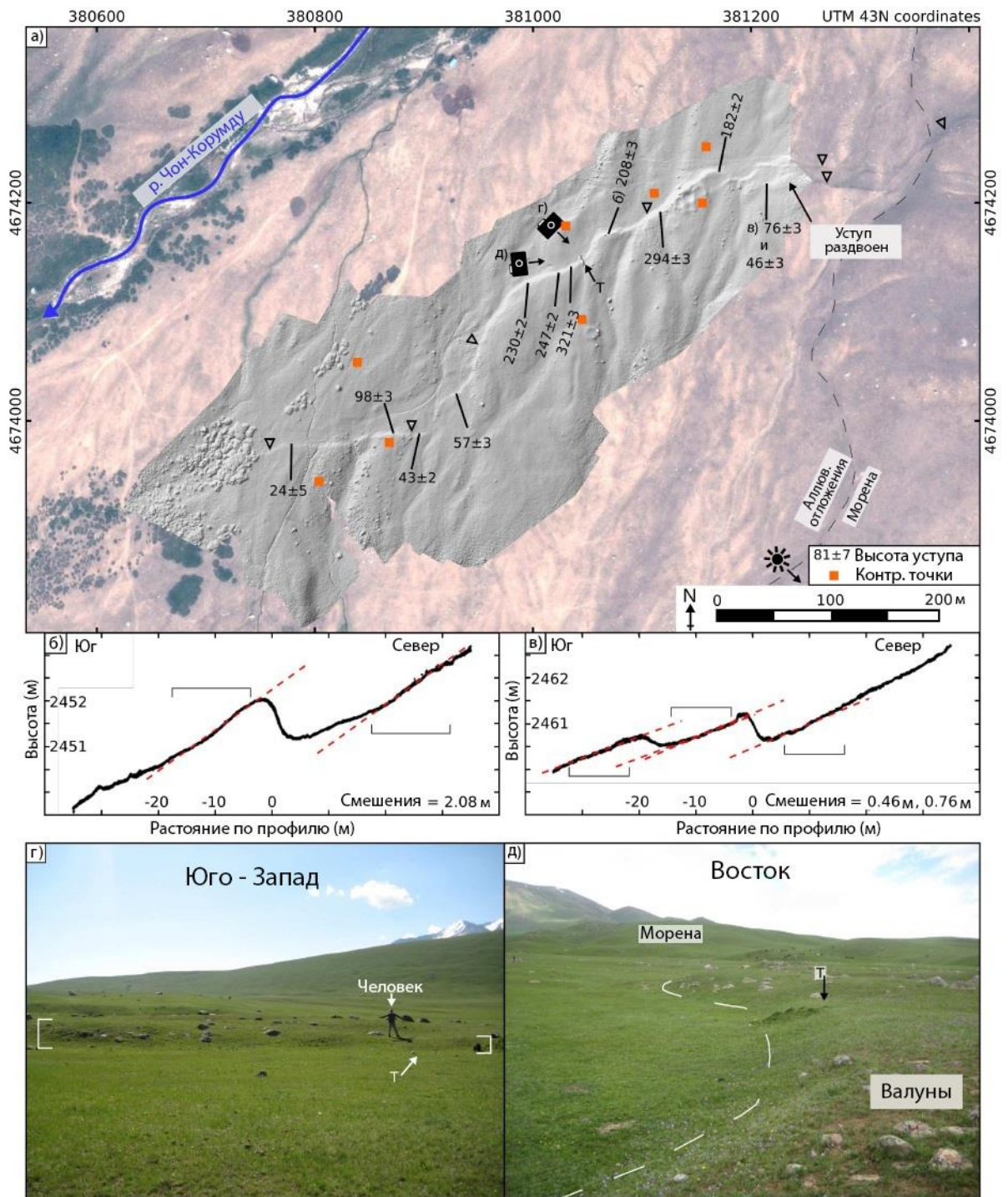


Рис. 4.3. а) ЦМР обращенного вверх уступа вокруг траншеи 2015 года (Т), с высотами уступа. б) и в) топографические профили. г) и д) полевые фотографии уступа, обратите внимание, что траншея находится в низкой точке в бывшем канале и что в других местах валуны обнажаются в поднятом крыле, но погребены в опущенном крыле.

В поле уступ гладкий и без видимых трещин в поднятом крыле (рис. 4.3 д). Чтобы оценить современную историю активности уступа, мы прорыли траншею поперек него на 42.2104°N, 073.5589°E по азимуту 334° (рис. 4.3 и 4.4). Это место, где один из заброшенных небольших каналов пересекает уступ, а высота уступа относительно невелика 1.1 м. Полное описание траншеи и отложений приведено на рисунках. 4.4 и 4.5 и в таблице 1.1. Северная сторона траншеи (опущенное крыло) обнажает последовательность субгоризонтальных глин и песков до глубины 1,8 м, где подстиляется плотным конгломератом (слой 90). Мы интерпретируем конгломерат как речные аллювиальные отложения, которое образует эту поверхность, а песок и глину, как отложения, образовавшиеся в результате подпруды. Поднятое крыло сложено твердым валунным конгломератом и илистой глиной с гравийными пластами, перекрытыми примерно полуметровой плохо отсортированной почвой. Отложения поднятого крыла массивны, с разной макроструктурой, отличающейся от отложений опущенного крыла, поэтому все отложения поднятого крыла интерпретируются как субслой слоя 90 (конгломерата), а не как результат чрезмерного заполнения уступа. В центральной части траншеи, ниже топографического уступа, слоистые глины и пески были смещены и повернуты несколькими ветвями обратных взбросов и имеют много свидетельств пластической деформации (рис. 4.5). Обломки из неконсолидированных песчано-гравийных прослоев размазываются вдоль зоны разлома и частично выравниваются с ней (слой 120). Тонкий слой песка (20) покрывает зону разлома и не был смещен. Выше плохо отсортированная почва является, по-видимому, источником притока осадочных пород после землетрясения, переработки неконсолидированного материала зоны разлома и эрозии поднятого крыла.

Мы интерпретируем отложения, обнаруженные в траншее как свидетельства, по меньшей мере, двух землетрясений. Первый смещенный гравийный конгломерат (слой 90 и субблоки) образовал обращенный вверх по

склону уступ. Слои глины и песка, видимые в опущенном крыле (слои 30-80) образовались против этого склона, а затем были разрушены во время второго землетрясения. Слои 10 и 20 образовались после землетрясений; нет никакого смещения этих блоков и никаких нарушений на уровне земли.

Радиоуглеродные даты и возраст ISRL из образцов, собранных в траншее, показывают, увеличение возраста с глубиной (рис. 4.4). Полная информация о результатах приведена в таблицах 1.2 и 1.3. Образец KGZ15-C02 был взят из слоя 20, который датирует самое последнее событие, и дал возраст 3166-3347 cal год BP (полный диапазон 2σ). Образцы IRSL KGZ15-L01, KGZ15-L02 и KGZ15-L03 были взяты из слоя 40, который пересекается линией разлома, чтобы дать слой двойной толщины в зоне разлома (см. квадраты C4 и C5 на рис. 4.4), это один из самых молодых слоев до последнего землетрясения. Образцы IRSL дали даты $3,0\pm 0,1$ ka, $3,0\pm 0,2$ ka и $3,5\pm 0,2$ ka (таблица 1.3). Возрасты IRSL до землетрясения и радиоуглеродная дата образца KGZ15-C02 неразличимы, учитывая их неопределенность. Наши радиоуглеродные пробы из древнейших отложений глубже в траншее дают нам минимальную оценку даты предпоследнего землетрясения, с той же оговоркой в отношении унаследованности. Самая глубокая проба, взятая из блока 80 чуть выше конгломерата валунов, дала возраст 7866-8001 тыс. лет назад, а следующая, на 20 см выше, дала возраст 5935-6249 тыс. лет назад.

Таким образом, уступ ЧКР разорвался при нескольких событиях; можно идентифицировать два поверхностных разрушительных события в траншее, где уступ пересекает заброшенную речную поверхность. Первый, вероятно, предшествует ~ 8 ka, а второй - ~ 3 ka, что, совпадает с частотой повторяемости сильных землетрясений в Тянь-Шане, которая составляет несколько тысяч лет [68, 123, 114, 131] Не наблюдается никаких признаков косейсмического или постсейсмического смещения после землетрясения 1992 года.

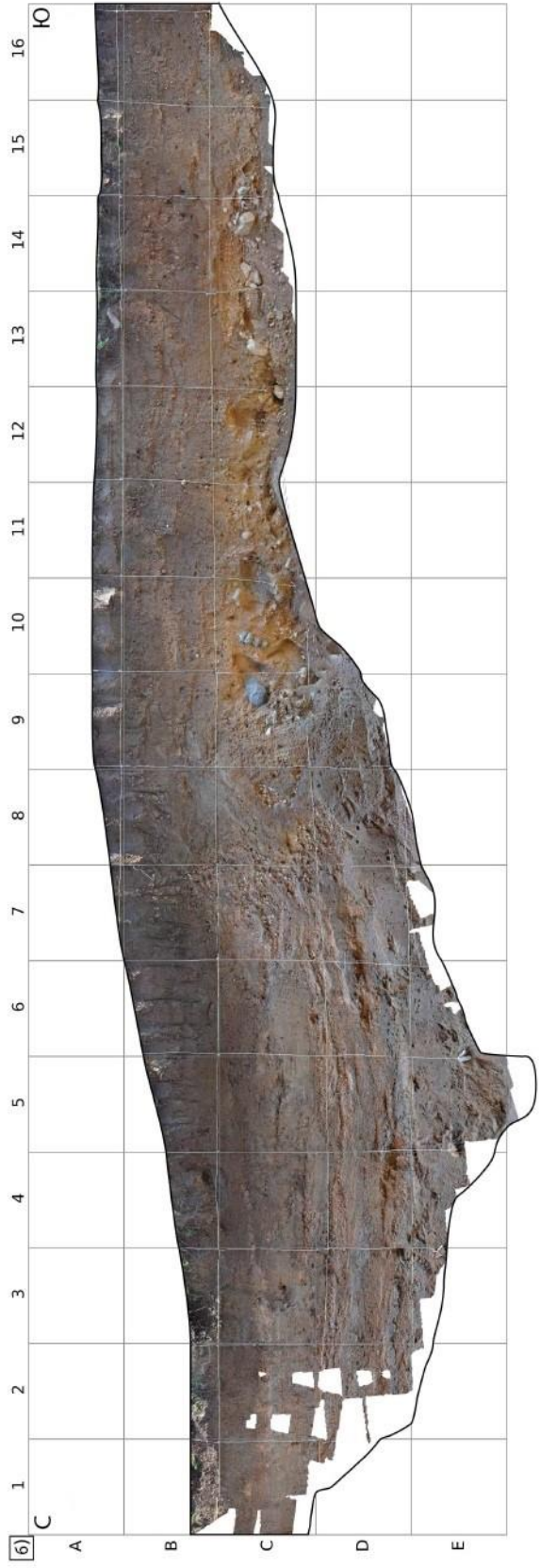
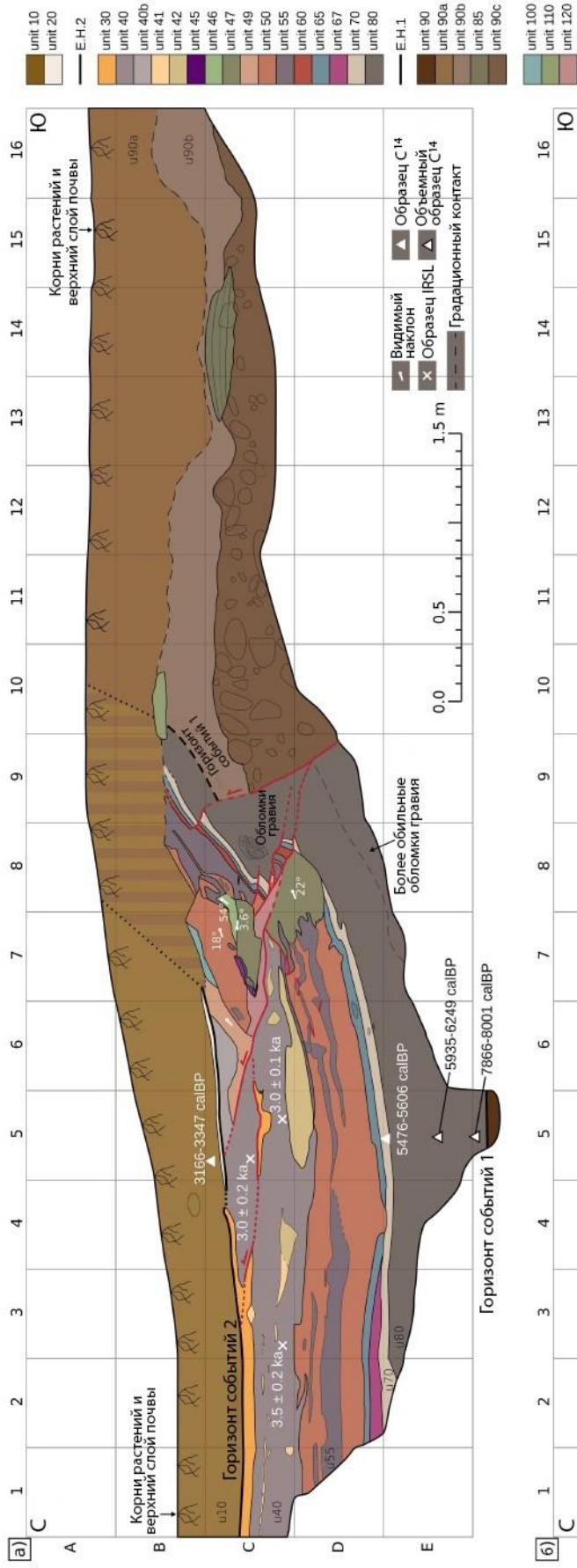


Рис. 4.4. а) Траншейный журнал для траншеи ЧКР 2015 года (расположение показано на рис. 4.2 в, описания единиц приведены в таблице 1.1). б) фотомозаика траншеи.

Таб. 1.1. Описание осадочных блоков, выявленных в траншее ЧКР (см. рис. 4.4)

Номер прослоя	Описание
Слои, образованные после землетрясения	
10	Коричневая илистая почва с повсеместными включениями грубого песка, плохо сортированная. Редко - короткие (10 см) линзы со среднезернистым красным песком.
20	Крупнозернистый песок с мелкозернистым заполнителем. Тонкий слой несогласно лежит над деформированными слоями в зоне разлома.
Слои, образованные до самых последних событий	
30	Среднезернистый или крупнозернистый красный песок, плохо отсортированный и рыхлый.
40	Коричневая песчанистая илистая глина, темнеющая с глубиной.
40б	Коричневая глина с включениями гравийных обломков. Интерпретируется как относящийся к слою 40.
41	Линзы с красным с мелким песком (разбросаны по всему слою 40).
42	Мелкий гравий с мелкой песочной заполнителем (в толстых линзах в пределах млоя 40).
45	Деформированная линза из хорошо отсортированного серого песка средней зернистости.
46	Деформированная линза из умеренно хорошо отсортированного мелкого гравия.
47	Гравийная линза от средней до крупной зернистости - отложения в канале, расположенные на уступе разлома. Несогласный нижний контакт со слоями 70 и 80; к северу переслаивается со слоями 50 и 55.
49	Грубый гравий с глиняным заполнителем. Не встречается в других местах траншеи, расположены только в зоне разлома; контакт с слоем 40б становится постепенным на северной стороне.
50	Грубозернистый до мелкого песок, тончайшего к верхней части. Хорошо отсортировано.
55	Слои бурой глины, пространственно (> 1 м), пересекающиеся с слоем 50. Относительно жесткие слои в деформируемых рыхлых песках, следовательно содержат структуры сокращения вблизи зоны разлома.

60	Непрерывный крупнозернистый слой песка, найденный в основании слоя 50, блокирующий глиняный слой 65.
65	Темная (сине-пурпурно-серая) глина.
67	Красный, от среднего до крупного песок. Сужается к разлому.
70	Бледная, бежевая глина.
80	Темно-коричневая глина, затемняющаяся почти до черной, богатой органикой глины. Становится более богатой гравием и ближе к разлому.
85	Слоистое отложения русла, мелкий песок до среднего гравия. Гораздо лучше сортировка, чем в слое 90с.
90	Твердый конгломерат ила и булыжника.
90а	Коричневая илистая почва с повсеместным включением грубого песка, плохой сортировки.
90б	Очень илистая бледно-коричневая глина, содержащая немного гравия и спорадические обломки <10 см. Отличается от твердого гравия (слой 90с) ниже, но неуверенно, постепенный верхний контакт.
90с	Твердый конгломерат из крупного гравия, булыжников и валунов: самая древний слой, обнаруженный в траншее.
не сопоставимые элементы	
100	Глинистый грубый песок с корнями. Смешанная зона из слоев 10, 49 и 50?
110	Линза из крупного песка и мелкого гравия.
120	Гравий размазан вдоль зоны разлома; обломки выровнены с плоскостью разлома. Может быть получен из нескольких разных подразделений.

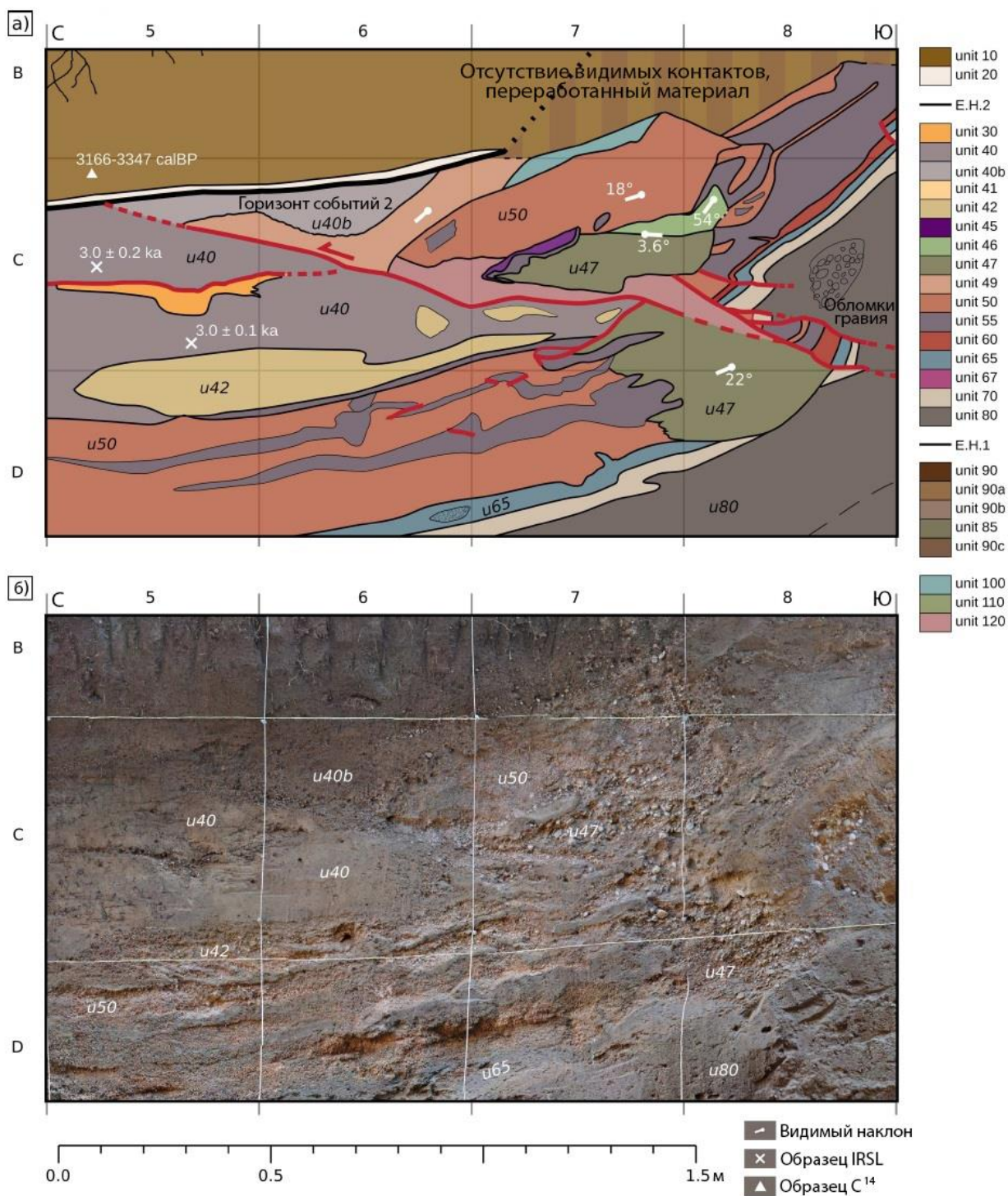


Рис. 4.5. Крупный план зоны разлома на рис. 4.4

Расположение образца	Долгота	Широта	Высота	Глубина	Описание	Обычный ¹⁴ C Возраст	92.4%) Калиброванный диапазон дат (95,4%)
	°E	°N	m	cm		yr BP	calBP

						год ВР	
<u>SUU16C05</u> ТБК	073.4766	42.2029	2422	45	bulk, B layer soil сыпучие, слой почвы В	4300±30	4961-4925(9.4%), 4918-4901(2.2%),
<u>SUU16C06</u> ТБК	073.4766	42.2029	2422	60	bulk, B layer soil сыпучие, слой почвы В	4010±30	4893-4830(83.8%)
<u>KGZ15-C02</u> СКР	073.5589	42.2104	2448	40	Charcoal уголь	3040±30	4567-4561(0.9%), 4531-4418(94.5%)
<u>KGZ15-C04</u> СКР	073.5589	42.2104	2448	170	bulk, dark brown clay объем, темно-коричневая глина	7110±30	3347-3166
<u>KGZ15-C05</u> СКР	073.5589	42.2104	2448	150	bulk, dark clay объем, темная глина	5260 ±30	8001-7923(75.1%), 7901-7866(20.3%)
							6033-5935(51.4%)
<u>KGZ15-C07</u> СКР	073.5589	42.2104	2448	130	Charcoal charcoal Древесный уголь Древесный уголь	4820 ±30	5606-5576 (34.8%), 5548-5476(60.6%)

Таб. 1.2. результаты датировки ^{14}C . Нулевое ВР (до настоящего времени) определяется как 1950 год н. э. ТБК - траншея Турабулак. СКР- траншея Чет-Корумды.

Образец	Глубина	Общая мощность дозы	Количество	OD	De pIRIR225 - robust outlier removal	pIRIR225 age
	см	%	Gy a ⁻¹		Gy	ka
KGZ15-L01	55	8.24±0.32	16	24±4	24.6±1.2	3.0±0.2
KGZ15-L02	80	8.13±0.30	16	19±3	20.1±0.9	3.0±0.1
KGZ15-L03	60	7.63±0.30	19	22±3	21.1±0.9	3.5±0.2

Таблица. 1.3. Результаты люминесцентного датирования из траншеи Чет-Корумды. Работа выполнена Эндрю С. Карром. Неопределенность — это стандартная ошибка. Долгота 073.5589 ° E, широта 42.2104 °N, высота 2448 м.

OD = параметр сверхдисперсии. Возрасты для KGZ15-L02 и KGZ15-L03, но не KGZ15-L01, корректируются на выцветание (раздел 1.3.2). Общее количество используемых аликвот относится к общему количеству используемых аликвот до удаления выброса. Параметр асимметрии был рассчитан вслед за Bailey and Arnold. Неопределенность в отношении возраста одна Сигма.

4.2. Турабулак

Далее на запад, в Турабулаке виден еще один уступ, который не разорвался в 1992 году (Рис. 4.6). Уступ расположен примерно в 2,2 км к западу от ЧКР, где терраса, образованный двумя небольшими притоками, выходящими из Таласского хребта, прерывается двумя небольшими антиклиналями, которые деформируют поверхность уступа. Восточная антиклиналь является более заметной из двух, с рельефом 50 м и длиной 1,5 км. Сай, направленный на юг, теперь отклоняется на восток вокруг антиклинали, причем дренажный канал сохраняется в виде брошенной впадины в гребне складки (рис. 4.6 а). Гребень меньшей, западной складки находится на 230 м ниже по склону восточной складки и расчленен двумя активными руслами и четырьмя брошенными впадинами. Мы называем этот участок Турабулак, по названию, которое топографические карты дают западному из двух притоков, впадающих в террасу.

Как и на участке ЧКР (раздел 1.5.1), через него проходит обращенный к северу по склону уступ, пересекающий конус выноса в 400 м. к северу от западной складки. Уступ слабо виден на изображениях Плянд и Google earth и может быть прослежен на протяжении 1,2 км, прежде чем он совсем затухнет (рис. 4.6 а). Он не виден на более высокой, более древней поверхности к востоку. В полевых условиях уступ идентифицируется по небольшому изменению высоты (обычно 15-35 см на БПЛА и до 62 см) и тонкому изменению литологии поверхности: булыжники выступают на поднятом крыле, тогда как опущенное крыло содержит немного более зеленую, более плотную

траву, растущую в свободной от булыжника почве (рис. 4.6). Топографические профили через БПЛА ЦМР показывают, что заполнение уступа и закругленный угол поднятого крыла привели к субгоризонтальной области уступа шириной 4-5 м между двумя сторонами смещенного, плоского, $\sim 4^\circ$ наклонного аллювиального конуса (например, рис.4.6 д, е).

Мы выкопали небольшую траншею поперек уступа на 42.2029°N , 073.4766°E в точке, где подножие имеет несколько более плотную растительность, чем в среднем, и которая распознается по аэрофотоснимкам, показанным на рисунках 4.6 б и 4.6 в, как незначительный заброшенный канал. В стенке траншеи мы обнаружили аллювиальный гравийный слой, состоящий из хорошо округлых, размером ~ 10 см, преимущественно гранитных булыжников с заполнителем из крупнозернистого песка, который содержал небольшую долю грязи. В поднятом крыле (южное) гравий достигает поверхности с некоторым тонким почвенным покрытием, в опущенном крыле верхний слой гравия смещен вертикально вниз на 45-55 см, и уступ заполнен однородным песчаным грунтом.

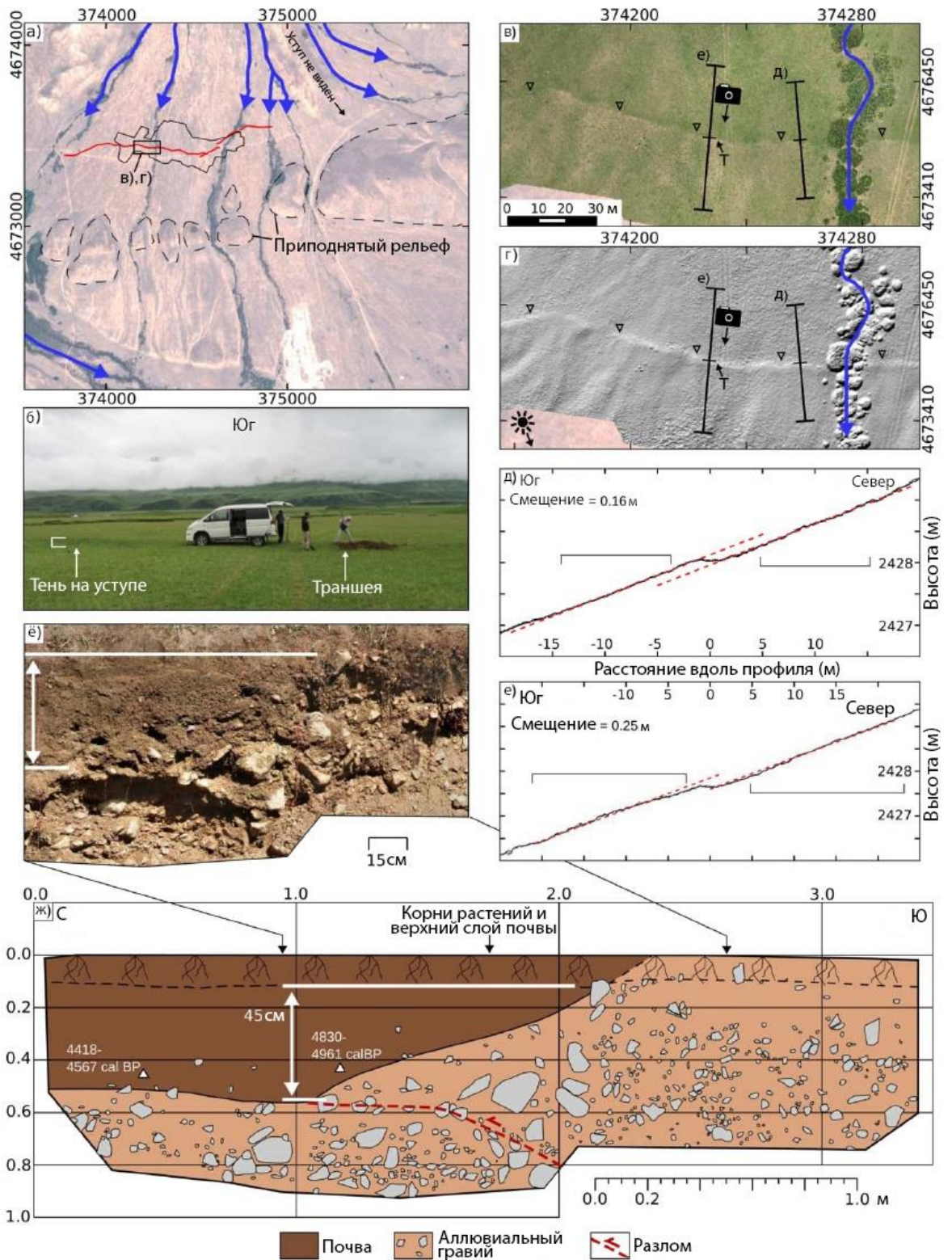


Рис. 4.6. а) Изображения Pleiades турабулакского участка, расположение которого показано на рис. 3. Красная линия показывает уступ, черная сплошная линия отмечает область покрытия ЦМР БПЛА. б) фотография участка уступа и траншеи. Уступ выделяется легкой тенью, бегущей слева направо. в) БПЛА

ортофото уступа, черные треугольники отмечают уступ, Т показывает участок траншеи, камера показывает точку обзора панели б). г) затененный 10 см ЦМР той же площади. д) типичный топографический профиль. Наиболее подходящие линии показаны красным пунктиром, а отмечены участки профиля, на которые они были установлены. е) Как д) но для расположения поперек участка траншеи. ё) фотомозаика центральной части восточной стенки траншеи, показывающая верхний слой гравия, смещенный на 45 см и образовавшийся в результате этого обращенный в гору уступ, частично заполненный бурым грунтом. ж) разрез траншея восточной стены. Масштаб и расположение белых отметок точно такие же, как на панели ё).

Мы интерпретируем траншею как свидетельство единственного землетрясения, которое сместило слой гравия, образующий уступ, который с тех пор был частично заполнен песчаной почвой. Разлом не заметен в гравии траншеи, но мы предварительно отметили его вдоль выпуклой поверхности, поперек которой был контраст в сцеплении, и которая была видна на обеих стенках траншеи (рис. 4.6). Его нижняя часть имеет видимый угол падения 27° , в то время как верхняя часть является субгоризонтальной и может быть результатом обрушения висячего клина стены. Принимая угол падения разлома 30° , и предполагая, что нет горизонтального смещения, 45-55 см вертикального горизонтального смещения соответствует 90-110 см смещения по падению. Два объемных радиоуглеродных образца из основания почвы, которые датируются после землетрясения, дали даты $\sim 4400-4960$ ВР (таблица 1.2), поэтому вполне вероятно, что землетрясение предшествует 4,4–4,9 ка, но я не нельзя сбрасывать со счетов, что оно может быть моложе радиоуглеродного возраста из-за наследования в радиоуглероде. Разница между двумя датами может быть отнесена к наследственности и к отложению почвы, занимающему некоторое время.

О.К. Чедия и др. [84] напротив устья р. Чон-Корумды по правому борту р. Сусамыр в уступе среднеплейстоценовой террасы закартировали три древних, судя по степени сохранности, заплывших сейсморва (рис. 4.7). Наиболее хорошо сохранились средний и нижний, который были вскрыты канавами. В среднем канава имела глубину 210 см. До глубины 50 см идет черноземная почва с валунами и галькой, скатившимися с террасовой нашлапки, от 50 см до 60см- слой каштановой палеопочвы. Возраст этой почвы определен как 3250+70 лет.

В нижнем рве пройдена канава глубиной 170 см. Здесь обнаружены две палеопочвы на глубинах 40-50 см и 95-110 см, которые имели возраст 1530+60 лет и 2750+110 лет.

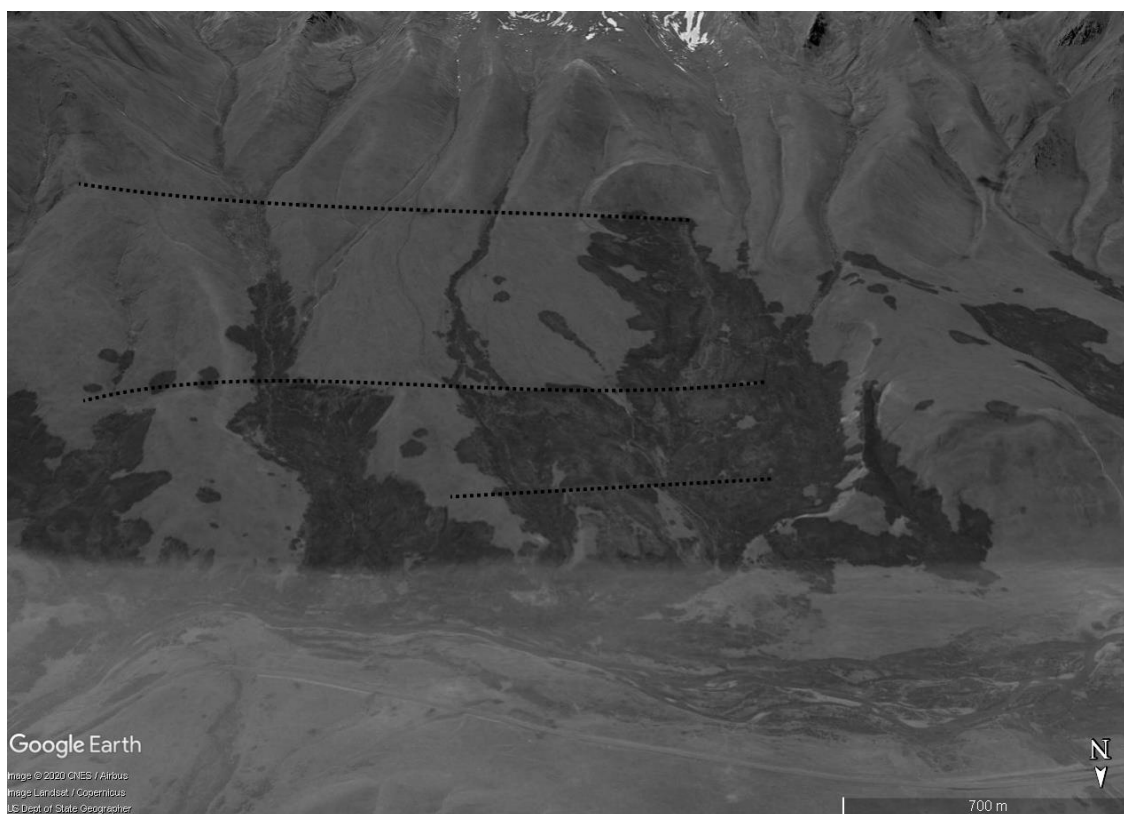


Рис. 4.7. Правый борт долины. Суусамыр, напротив устья р. Чон-Корумды. Показано положение «сейсморвов»

Авторы считают, что при допущении, что почвы сформировались вскоре после образования (или подновления) сейсморвов, можно полагать, что

землетрясения, обусловившие их появление, происходили перед указанными датами, т.е. до 3250 лет, до 2750 лет, и до 1530 лет. Другими словами, одно сейсмическое событие интенсивностью не менее 9 баллов – в одно тысячелетие.

Однако, при детальном рассмотрении участка, приведенного О.К.Чедия (рис. 4.7) в качестве участка, где видны так называемые «сейсморвы», создается впечатление, что указанные структуры являются остатками древних оползней (рис. 4.8), которые могли возникнуть и вне связи с землетрясениями. К тому же, ясно видно, что трассы «сейсморвов» совпадают с выходами грунтовых вод на поверхность.

Активизация оползней или повторное смещение участков их тел могло происходить и при слабых землетрясениях. Поэтому мы считаем, что повторяемость сильных землетрясений «интенсивностью не менее 9 баллов» - очень сильно завышена.

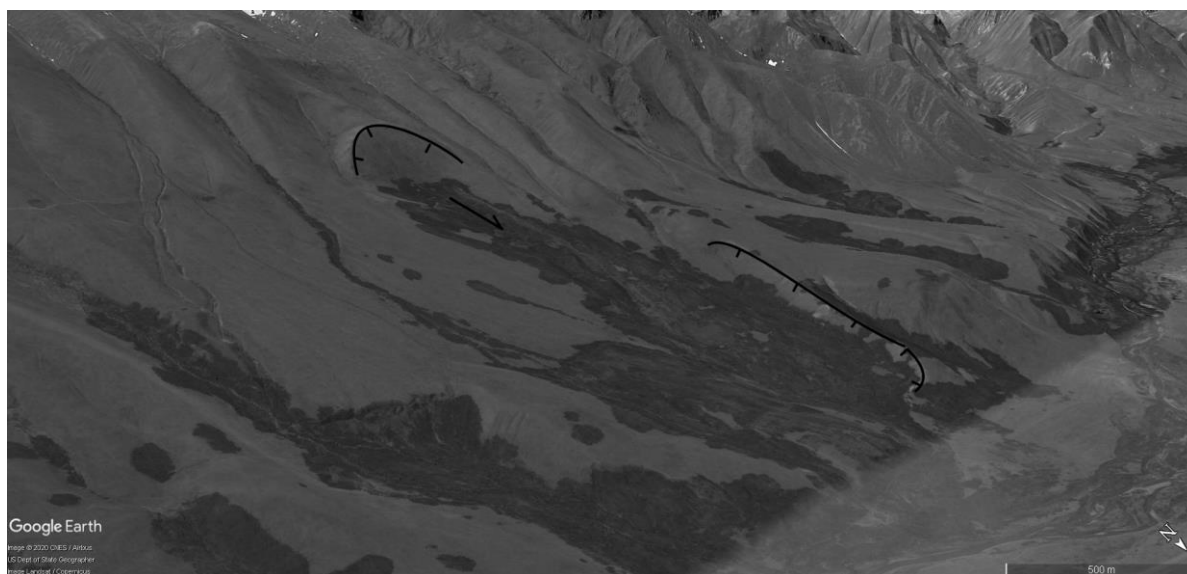


Рис. 4.8. Оползни по правому борту долины р. Суусамыр, напротив устья р. Чон-Корумды.

А.М.Корженков и др. (1993) [39] считают, что в среднем и позднем голоцене в пределах Сусамырской впадины произошло минимум 8

землетрясений, что предполагает повторяемость сильных землетрясений здесь: одно - раз тысячу лет. К сожалению, эти авторы не проводили никаких детальных исследований типа тренчинга и их выводы не могут считаться кондиционными.

Как показано выше, можно идентифицировать два поверхностных разрушительных события, имевших место в пределах Сусамырской впадины. Первый, вероятно, предшествует ~ 8 ка, а второй - ~ 3 ка, что, совпадает с частотой повторяемости сильных землетрясений в Тянь-Шане, которая составляет несколько тысяч лет [13, 68, 123, 114, 131]

Таким образом, наши результаты подтвердили, что разрывы от Суусамырского землетрясения 1992 года были фрагментарными и короткими, учитывая величину их смещения. Мы показали, что западные разрывы, которые были нанесены на карту, как имеющие длину 3,4 км [109, 110] были еще короче, на 2,0 км, но мы также обнаружили, что эти разрывы на западе были частью более длинной, разрозненной серии свежих уступов, которые в общей сложности охватывают почти 12 км, где смещение достигло или предположительно почти достигло поверхности. На шоссе М41 разрыв на востоке, большая часть смещения, которое можно было бы ожидать для землетрясения мощностью 7,2 Mw, основанного на соотношениях по крайней мере $3,6 \pm 0,1$ м действительно достиг поверхности, но, даже включая наши новые наблюдения, мы остались с неразрушенным промежутком >20 км в области, которая испытала самые сильные сотрясения, и которая находится непосредственно над плоскостью, определяемой афтершоками.

Нельзя исключить возможность того, что эти два участка разрывов являются результатом двух разных землетрясений. Вполне возможно, что разрывы на западе являются поверхностными разрывами афтершока Ms 6.6, а не основного толчка. В этом случае перед нами все еще стояла бы трудная задача объяснить, почему единственный разрыв от основного толчка Mw 7.2

принял на себя значительную часть смещения, ожидаемого для землетрясения такой величины, но был только ≤ 600 м длиной. Даже для этой современной последовательности землетрясений, поскольку основной и последующий толчки были настолько близки во времени, мы не можем различить их поверхностные разрывы, поэтому мы должны рассматривать их как одно событие для целей сравнения с палеосейсмической летописью.

Основываясь исключительно на разрывах 1992 года, мы могли бы предположить, что землетрясение разрушило поверхность только в тех точках, где трасса разлома проходит вдоль основания хребта, и что там, где деформация мигрировала от фронта хребта, приповерхностное смещение разлома было размещено в молассовом заполнении посредством складчатости. Хотя этот вывод согласуется с наблюдениями относительно самого последнего события, он не совпадает с наблюдениями от доисторических землетрясений. В разделе 4 мы показали два места, где доисторические землетрясения разрушили поверхность вдоль складок. Траншеи через эти уступы не показывают никаких признаков смещения во время землетрясения 1992 года. Таким образом, вершина разлома достигает поверхности, но реактивация разлома, по-видимому, носит прерывистый характер.

На рис. 4.9 показана интерпретация истории землетрясений в таких районах, как Суусамыр. Разлом не разрывает полностью новые уступы, с каждым землетрясением результаты показывают, что уступы Чолгондысайского, Джалпаксинского и Чет-Корумдинского хребтов были разорваны по меньшей мере дважды, но палеосейсмические исследования на любом из участков в отдельности выявили бы различные истории землетрясений. Уступы намного короче, чем предполагаемая протяженность разлома в 50 ± 10 км для землетрясения 1992 года. Погребение или эрозия уступов, безусловно, способствует разорванности разрыва, однако наблюдения здесь показывают, что значительная разорванность может быть присуща

тектоническим разрывам. Оба явления наиболее очевидны на разрыве шоссе М41, где разрывы, пересекающие реку, были размыты в течение нескольких месяцев мощной рекой, но распределение высоты уступа, которое мы измерили, показывает реальное затухание в пределах сотен метров. Погребение и эрозия являются повсеместными процессами, которые необходимо учитывать при палеосейсмических исследованиях; наши наблюдения также показывают, что, как и разрывы 1992 года, доисторические разрывы уже были фрагментированы при их создании (разделы 3 и 3.3).

Установившаяся практика применения соотношений к исследованиям доисторического периода землетрясений предполагает, что поверхностные разрывы и смещения являются репрезентативными параметрами разломов на глубине. Действительно, среди взбросовых землетрясений есть примеры, когда поверхностное выражение согласуется со смещением на глубине, включая землетрясения 1988 Tennant Creek, Australia (Bowman, 1992) [147], 1999 Chi-Chi, Taiwan (Ji et al., 2001; Lee et al., 2003) [148]. Однако разброс в соотношениях длины поверхностного разрыва и особенно смещения магнитуды для взбросовых землетрясений свидетельствует о большом диапазоне в их поведении и поверхностном выражении.

Уже известно, что многие землетрясения не приводят к разрыву поверхности т. е. слепые разрывы (например, Стайн и Кинг, 1984; Лин и Штейн, 1989; Stein и Йейтса, 1989) [149], и что при данной величине более при взбросовых землетрясений, чем сдвиговых или сбросовых землетрясений, не приводят к разрыву поверхности. Неспособность смещения достичь поверхности обычно приписывается части неглубокого смещения, которое распределится складкообразованием, или к большинству косейсмического смещения, находящегося на глубине.

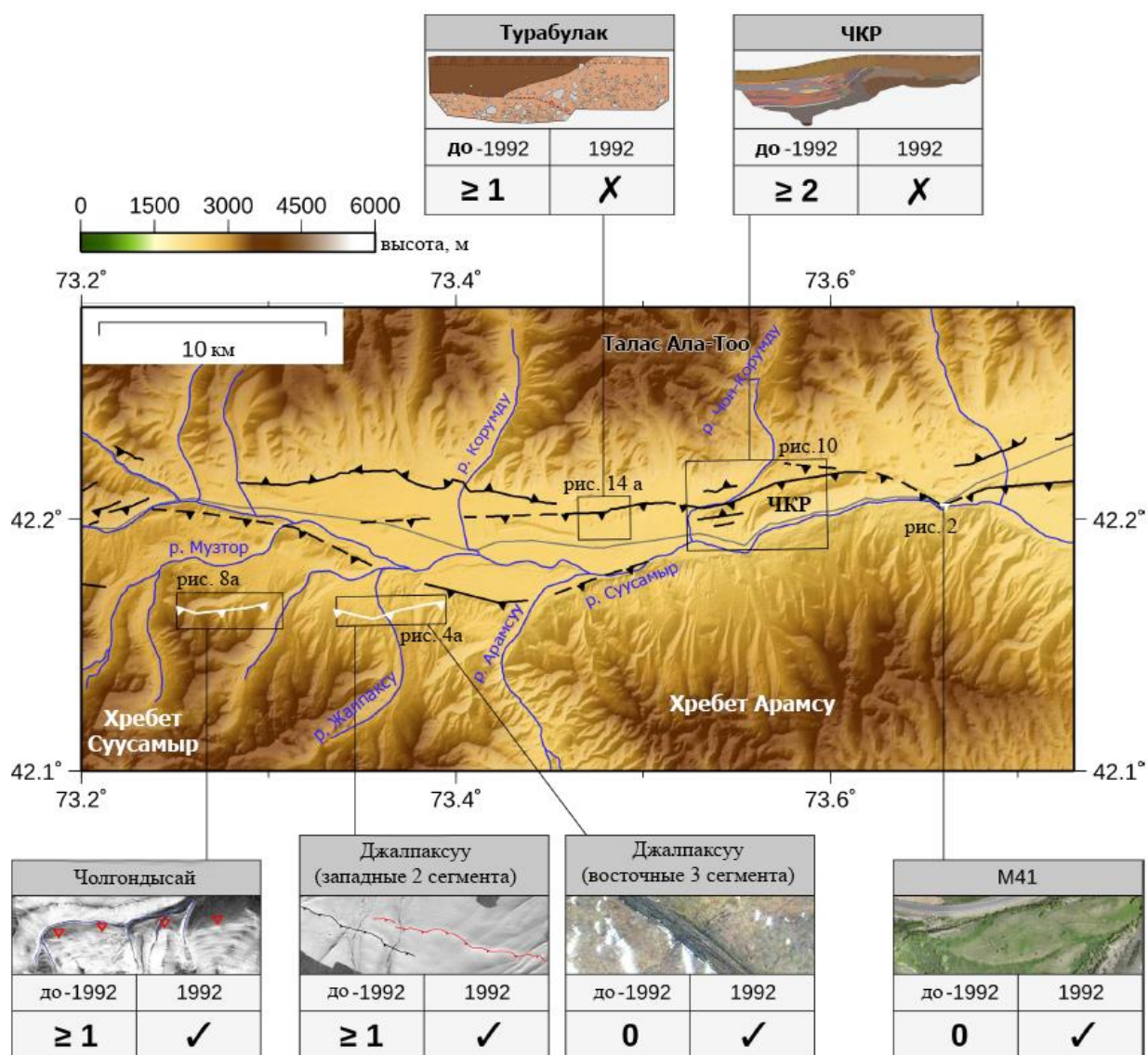


Рис. 4.9. Краткое изложение данных о разрушающих поверхность землетрясениях на каждом из участков. Условные обозначения на рисунке 3.

Есть два сценария, которые включают смещение, частично достигающее поверхности при разрывах. Первый состоит в том, что землетрясение производит поверхностные разрывы какого-либо вида на большом расстоянии, но они имеют меньшее среднее смещение, чем ожидалось для их моментной величины. Это было замечено для землетрясений, Иран (Walker et al., 2005) [150], и совпадают с приведенными выше объяснениями. Землетрясение 1992 года в Суусамыре демонстрирует противоположное явление, поскольку смещение поверхностных разрывов примерно соответствует тому, что

ождается от величины землетрясения в соответствии с известными соотношениями, но разрывы короткие и разделены промежутком, который больше их общей длины. Землетрясения, которые показали большие промежутки между сегментами поверхностных разрывов, не являются чем-то неожиданным. Землетрясение 1952 года в округе Керн, Калифорния, США было землетрясением, которое вызвало поверхностные разрывы по обе стороны впадины Сан-Хоакин, но было слепым под самой Впадиной. Землетрясение 2005 года, Иран, достигло поверхности, где слоистость была плоской и субпараллельной разлому, но не там, где слоистость была деформирована, или слоистость была наклонена к плоскости разрыва. Ни одно из этих событий не имело такого высокого отношения смещения к длине, как восточный сегмент Суусамырского землетрясения.

Как в округе Керн уезде, так и в Дахуйе структурный или литологический контроль оказал значительное влияние на характер поверхностного разрыва, но получение информации о нескольких землетрясениях на Арамсуйском разломе позволяет нам углубить наше понимание. Суусамырское землетрясение 1992 года имело внешне простую кинематику - его механизм, как и ожидалось для региона, не требует моделирования сейсмограмм с использованием субсобытий, и это было крупное землетрясение, которое разрушило большую часть или весь сейсмогенный слой [109,108]. Как я уже говорил, вполне вероятно, что наличие или отсутствие складок у поверхности Земли оказало влияние на характер землетрясения 1992 года, но вариабельность характера разрывов, которую мы обнаружили между землетрясениями 1992 года и доисторическими землетрясениями, показывает, что существует также «унаследованная» вариабельность. Это делает Суусамыр важным примером для палеосейсмологии взбросов в целом. Хотя можно было бы разумно ожидать, что структура будет постоянной на протяжении нескольких циклов землетрясений, и чтобы получить аналогичные результаты, в случае Суусамыра

понимание особенностей этого события не может быть получена без анализа на нескольких участках.

Выводы

Мы использовали спутниковые снимки, ЦМРs и полевые исследования для картографирования и измерения поверхностных трещин от Суусамырского землетрясения 1992 года и доисторических землетрясений на Арамсуйском разломе. Имеются данные об общей протяженности до 7,6 км свежих поверхностных разрывов от землетрясения 1992 года в Суусамыре - величина более длинная, чем считалось ранее, но все же значительно меньшая, чем длина подземных разрывов, оцененная по протяженности облака афтершоков или по соотношениям с учетом магнитуды землетрясения. Разрывы были прерывистыми, причем западный состоял из шести сегментов, которые были разбросаны на 12 км, а восточный, длиной 0,6 км, отделен от западных разрывов промежутком >20 км. По крайней мере, три из секций разрыва с 1992 года были на уже существующих уступах, но мы также выявили дополнительные активные разломы, которые не разорвались во время землетрясения 1992 года, несмотря на то что они находились в промежутке между разрывами 1992 года. Проведя траншеи в двух местах на этих уступах, мы составили палеосейсмическую запись для разлома, которая показывает минимум три разрушающих поверхность землетрясения в течение прошлых $\sim \geq 8$ тыс. лет, но картографирование также показывает, что уступы разлома короткие, прерывистые и расположены беспорядочным образом. Ни один отдельный участок разломного уступа не содержит полной информации об истории землетрясений, и, хотя имеется множество свидетельств тектонического сокращения вдоль впадины, нет ни одного непрерывного уступа или складки, вдоль которых можно было бы использовать тренчинг или стандартные эмпирические отношения для распознавания истории землетрясений $M > 6$.

Наши результаты обновляют и дополняют примеры землетрясений, разрушающих поверхность в Тянь-Шане. Они также демонстрируют, что землетрясения, имеющие взбросовый механизм, могут иметь изменчивость, выходящую за рамки того, что может быть объяснено только структурной геологией или приповерхностной литологией, и подчеркивают важность изучения как можно большего числа участков для исследований, направленных на установление сейсмической истории разлома.

Глава 5. Скорость смещения крыльев разломов и скорость сокращения земной коры

Чтобы понять региональное значение Суусамырской впадины необходимо оценить скорость смещения разломов. Суусамырская впадина имеет весьма ограниченные возможности для проведения измерений скорости смещения. Как мы уже описывали в Главе 1., мы не нашли никаких возможностей для датировки в местах, которые мы посетили вдоль Каракольского разлома. Нам не удалось получить какой-либо поверхностный возраст для участка Ак-Суу и потенциальные участки на Турабулаке, которые были непригодны из-за чрезмерной неопределенности в установлении исходной морфологии поверхности. Тем не менее, мы смогли определить скорости смещения крыльев разломов и оценить сокращение земной коры в этом районе, используя датирование четвертичных поверхностей, нарушенных активными разломами и палеосейсмологического разреза Чет-Корумды.

5.1. Определение возраста четвертичных поверхностей.

Для сбора образцов для определения возраста мы вырыли шурф на одной из террас западной оконечности ЧКР, заброшенной рекой Чон-Корумды (Т7 на рис. 2.22) в 42.19987°N 73.54617°E . Верхний слой в шурфе состоял из мелкозернистой песчаной почвы, которая была средне-коричневой и имела незначительное окаймление вверх, но в остальном была однородной. На глубине $\sim 40\text{-}55$ см произошел резкий переход к белому, хорошо развитому

карбонатному слою (рис. 2.22 б). Переход также приблизительно соответствовал контакту с плохо отсортированным конгломератом. Слой конгломерата состоял из округлых включений в основном гранита, которые достигали 10 см в диаметре. Уровень развития карбонатов соответствовал III стадии в Gile et al. (1966) [151] системе описания. Слой имел белую окраску, с мелкими зернами, а также более крупными включениями, имеющими карбонатные покрытия. Слой не был затвердевшим, но содержал некоторые конкреции, в которых несколько небольшие пластинки или зерна были связаны между собой карбонизацией. Многие из галек и булыжников были покрыты снизу карбонатными корками толщиной до 10 мм. Как описано Gile et al. (1966), эти корки состояли из карбоната с определенной, плотно упакованной тканью, которая была легко отличима от гораздо более тонкого, более слабого проникающего карбоната. Мы собрали четыре обломка с толстыми пластинчатыми корками вблизи вершины конгломерата для датировки $^{230}\text{Th}/\text{U}$.

Датировка $^{230}\text{Th}/\text{U}$ дает возраст $> 107.5^{+6.9}_{-7.0}$ тыс. лет назад как время стабилизации террасы T7. Как обсуждалось ранее, на хорошо датированных участках было обнаружено, что временной промежуток до выпадения карбонатных осадков составляет ≤ 10 тыс. лет, варьирующиеся географически. Однако, поскольку для нашего участка были успешно датированы только две полосы, мы должны признать несколько большую неопределенность в возрасте. Нельзя исключить, что поверхность T7 датируется ~ 125 ka-датой образования террасы Q² II, которая была признана по всему Тянь-Шаню.[104]

В идеальной ситуации можно было бы сравнить рельеф тектонически деформированного участка террасы T7 с недеформированным участком для измерения тектонических деформаций. В данном случае это невозможно, так как поверхность T7 была погребена на севере речными отложениями из отводимой реки Чон-Корумды и размыта с южной стороны рекой Суусамыр.

Вместо этого мы используем разницу высот между Т7 и днищем брошенной долины в качестве минимального относительного подъема, отмечая при этом, что само днище, вероятно, было несколько поднято с момента его образования. Перепад высот достигает 45 м. Угол падения разлома землетрясения 1992 года, равный $49-60^\circ$ [109,110,] согласуется с $55-62^\circ$ падением самой нижней части разлома в траншее. Поэтому мы используем падение разлома 55° для преобразования из скорости подъема в оценку скорости смещения разлома.

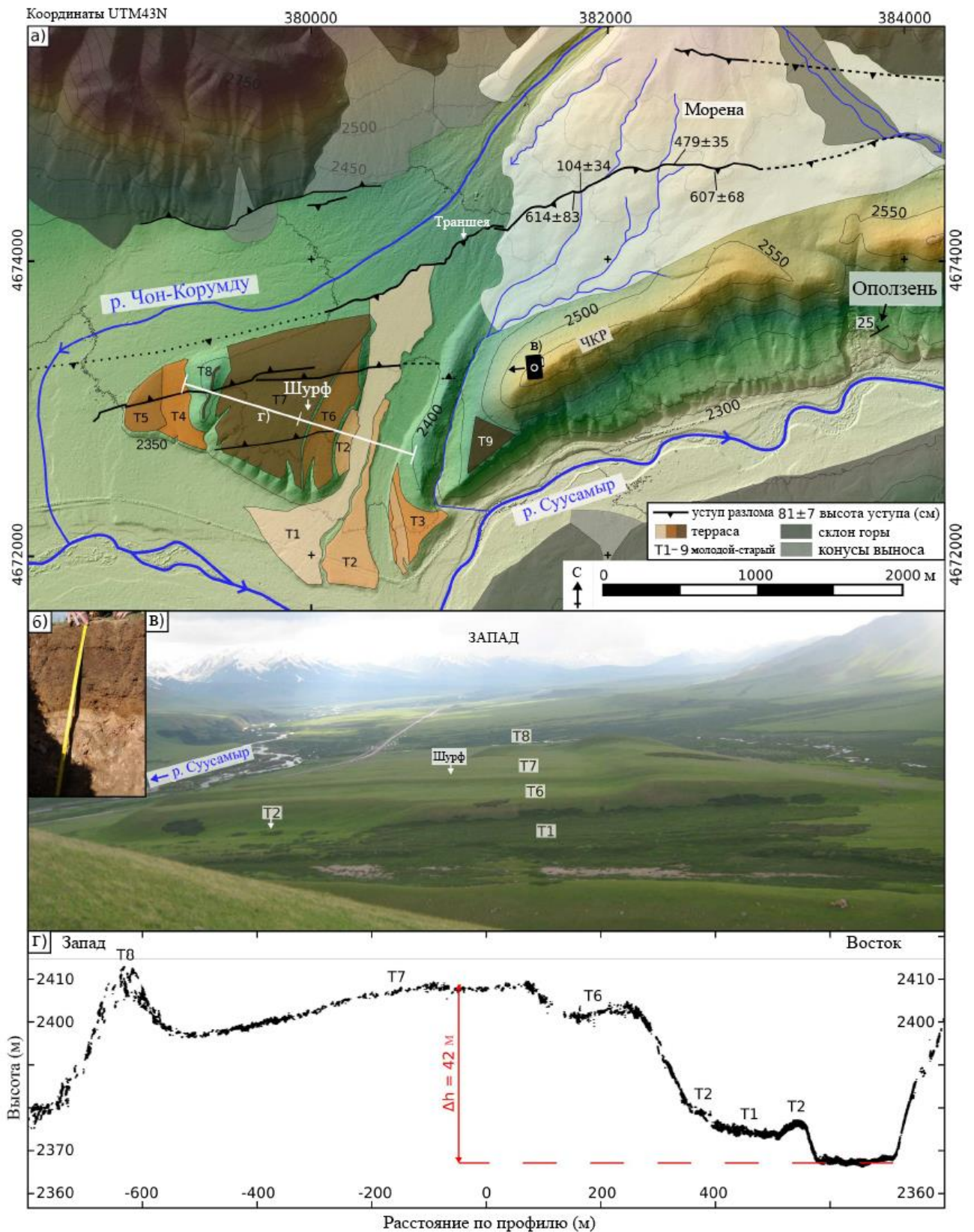


Рис. 5.1. а) Карта и ЦМР западной оконечности ЧКР, показывающие местоположение шурфа, из которого были отобраны образцы для $^{230}\text{Th} / \text{U}$ датировки и показан уступа, который пересекает морену. Высота уступа в

сантиметрах. б) фотография стенки шурфа, показывающая песчаный грунт и педогенный карбонат. в) Полевая фотография, вид на запад от ЧКР, расположение показано на а). г) топографический профиль вдоль линии, показанной на панели а), показывающий перепад высот 50 м. между местом отбора проб и дном брошенной долины.

Принимая возраст поверхности 107,5 тыс. лет, высоту 45 м и падение разлома 55° , получаем оценку скорости смещения $0,5 \pm 0,3$ мм/год с учетом 60% неопределенности, учитывающей неопределенность в подъеме, падении и временном промежутке.

Второе ограничение скорости четвертичного смещения может быть получено из морены, через которую проходит уступ разлома ЧКР. Это, в сочетании с оценкой смещения для уступа, даст прямую оценку скорости смещения самого разлома. Возраст морен в Суусамырской впадине не опубликован. Хотя было много исследований, направленных на датировку морен и установление истории оледенения [120, 142] единственная ледниковая стадия, которая может быть надежно коррелирована через Тянь-Шань, это та, которая произошла 15-28 тыс. лет назад во время морской изотопной стадии (MIS) 2. Морены, датируемые этим периодом времени, также являются самыми молодыми идентифицированными крупными моренами, за исключением малых морен голоцена, которые близки к современным ледникам.

Лифтон и др. (2014) [152] обнаружили, что разница в высоте снеговой линии (ELA) между ледниками MIS 2 и современными ледниками находится < 500 м, и что самая низкая высота морен из MIS 2 была найдена на высоте 2600 м. С Суусамыре сейчас нет ледников, но есть разница в высоте 1500 м между мореной, которую мы интересуемся, и вершиной ее водосбора, а основание морены находится на высоте 2430 м. Таким образом, морена, пересекающая разлом ЧКР, находится на более низкой высоте и ниже современных ледников, чем известные морены MIS 2. Согласно недавним исследованиям оледенения

Тянь-Шаня, по крайней мере, одно оледенение, предшествовавшее MIS 2, все еще сохранило морены, которые были более обширными, чем оледенение MIS 2 [120, 142].

Данные о возрасте $^{230}\text{Th}/\text{U}$ образцов почвенных карбонатов. Ошибки дают 95% уровень достоверности. Все соотношения изотопов являются коэффициентами активности.

Образец	Вес (mg)	U (ppm)	^{232}Th (ppm)	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	Измеренный		Rho [†]	Возраст (kyr)	Первоначальный $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ [‡]
					$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$			
as01	9.33	7.85	2.06	$7.855^{+0.037}_{-0.035}$	$0.673^{+0.002}_{-0.002}$	$1.142^{+0.004}_{-0.004}$	0.31	$85.9^{+7.6}_{-8.0}$	1.181 ± 0.007
as04	9.97	7.26	1.74	$9.719^{+0.053}_{-0.052}$	$0.761^{+0.003}_{-0.002}$	$1.144^{+0.004}_{-0.004}$	0.33	$107.5^{+6.9}_{-7.0}$	1.196 ± 0.007
as02	10.16	2.10	3.42	$1.807^{+0.010}_{-0.010}$	$0.964^{+0.005}_{-0.004}$	$1.115^{+0.006}_{-0.006}$	0.25	-	-
as05	10.58	3.26	7.37	$1.395^{+0.008}_{-0.008}$	$1.032^{+0.005}_{-0.005}$	$1.122^{+0.005}_{-0.005}$	0.23	-	-

[†] Корреляция ошибок для $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ – $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$.

[‡] Обратно рассчитано исходя из возраста и скорректированного на детрит $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$.

Таб. 2.1. Возрастные данные $^{230}\text{Th}/\text{U}$ для образцов педогенных карбонатов. Ошибки дают 95% уровень достоверности. Все изотопные соотношения являются отношениями активности.

Эти наблюдения показывают, что более раннее, более обширное оледенение могло быть ответственно за морену ЧКР. Однако Тянь-Шаньские морены с хорошо ограниченным возрастом находятся к югу или востоку от Суусамыра и исследования оледенения не были сосредоточены на этой, северо-западной, части Тянь-Шаня. Также признается, что неклиматические эффекты, а главное в данном случае топография (например, хребет Чет-Корумду) может влиять на время и положение отложений морены, поэтому мы не уверены, что морены ЧКР не датируются MIS 2.

Оледенения, которые были более ранними и более обширными, чем оледенения MIS 2, были датированы разными возрастами в разных местах (Koppes et al., 2008; Zech, 2012; Lifton et al., 2014; Blondin et al., 2016). Обзор Blondin et al. (2016) пришли к выводу, что из-за малого числа образцов и/или низкого разрешения датировки пока не представляется возможным достоверно идентифицировать какое-либо одно оледенение Тянь-Шаня до оледенения MIS 2. Можно прийти к выводу, что, хотя Морена ЧКР может предшествовать MIS 2, местные и региональные записи оледенения недостаточно развиты, чтобы

подтвердить это или предположить, каким был бы возраст морены, если бы она действительно предшествовала MIS 2. Поэтому возрастное ограничение для морены состоит в том, что она датируется по крайней мере 15 тыс лет.

Самое большое вертикальное смещение, которое мы измерили через уступ в морене выше ЧКР, составляет $6,1 \pm 0,8$ м (Глава 2). Принимая падение разлома $55 \pm 6^\circ$ и предполагая, что высота уступа равна смещению по разлому, получаем скорость смещения для этого разлома $\geq 0,5 \pm 0,1$ мм/год за последние ≥ 15 лет.

5.2. Оценка скорости смещения по частоте повторения землетрясений.

По датам и величине смещения прошлых землетрясений можно вычислить среднюю скорость смещения по разлому, который был вскрыт нашей траншее. Здесь мы используем результаты палеосейсмологии на участке разлома ЧКР, описанном в главе 3 (расположение отмечено на рис. 5.1), чтобы получить оценку скорости смещения, которая отличается от двух в разделе 5.1. Максимальная высота уступа на участке траншеи и вертикальное смещение, видимое в траншее, составляют приблизительно 2,5-3,2 м. Если предположить, что падение разлома составляет $55 \pm 6^\circ$ и что уступ первоначально образовался 8 тыс. лет назад, то это соответствует средней скорости смещения 0,36–0,53 мм/год. Хотя это смещение было получено из относительно надежных оценок возраста и смещения, как и в случае двух других коэффициентов смещения, с ним связаны некоторые оговорки. Это скорость смещения, усредненная всего за три землетрясения, только два из которых очевидны на этом участке, так как мы не видели никакой деформации от землетрясения 1992 года в траншее. Учитывая, что у нас нет оснований полагать, что интервал повторения землетрясений на этом участке постоянен и, фактически, наши даты из главы 3 свидетельствуют о том, что это не так, следует принять меры

предосторожности, прежде чем использовать это в качестве долгосрочной скорости смещения.

Наши оценки скорости смещения $0,5 \pm 0,3$ мм/год от Т7, $\geq 0,5 \pm 0,1$ мм/год для разлома, пересекающего морену, и $0,36-0,53$ мм/год от траншеи согласуются с тем, что этот участок разлома имеет скорость смещения приблизительно около $0,5$ мм / год. Хотя каждая оценка имеет ограничения и неопределенности, отрадно, что три отдельных метода дают сходные результаты.

Сведя воедино наши наблюдения на всех участках разлома, описанных в разделе 2.3, можно констатировать, что поверхностное выражение северо-вергентного сокращения коры является переменным, и на поверхности разлом выглядит сильно сегментированным. В западной части впадины мы видим прерывистые разломные уступы вдоль Суусамырского хребта и более глубокие разломы в пределах дна впадины. Разлом имеет различную морфологию в районе к северу от хребта Арамсу, с областями Турабулак и ЧКР, имеющими складки и прерывистые уступы перед ними. В более широкой восточной части впадины, к востоку от места разрыва магистрали М41, мы видим три разлома: один вблизи южного края впадины (восточный участок Арамсу), один (участок Айгырджал) в центре впадины и третий (участок Ак-Суу) прямо на северном краю впадины. Эти три сегмента обычно состоят из уступов, а не складок, поэтому разлом действительно достигает поверхности вдоль них. В целом имеются непрерывные свидетельства наличия разломов по всей длине впадины - протяженностью более 70 км.

Основываясь на данных сейсмологии о местоположении [126] и поверхностные разрывы (Глава 4), можно полагать, что землетрясение 1992 года в Суусамыре разорвало разлом в трех районах – на западе, в районе Турабулака и ЧКР, а также часть айгырджальского участка, хотя они появляются как отдельные сегменты на поверхности. Мы предполагаем, что эти

участки, по крайней мере, соединены в один разлом на глубине. Поэтому, несмотря на сегментированный внешний вид поверхности, вполне вероятно, что восточная часть впадины также способна разрушаться при крупных землетрясениях. Скудость палеосейсмологических данных и редкий характер поверхностных разломов при каждом землетрясении (Глава 4) не позволяют нам определить, происходило ли в прошлом какое-либо отдельное землетрясение, вспоровшее всю протяженность впадины.

Минимальная оценка скорости смещения по Суусамырскому разлому при ЧКР $\approx 0,5$ мм/год сопоставима со скоростями смещения от $\sim 0,1$ до $\sim 2,9$ мм / год, полученными предшествующими исследователями, [139] которые исследовали восемь разломов по профилю вкост Тянь-Шаня к востоку от Суусамыра (центральная долгота разлома 72.5°). Это говорит о том, что стиль распределения укорочений на долготе Суусамыра аналогичен стилю в области, которая была исследована указанными авторами. Этот район также сходен по рельефу с Суусамырской и Токтогульской впадинами, так как имеет сходные высоты и содержит межгорные впадины. Это в отличие от казахского Тянь-Шаня к востоку от Иссык-Куля, где по некоторым данным скорость смещения менее $0,6$ мм/год для четырех разломов и исключительную, в основном криповую зону фронтальный разлом в районе долины р. Каркара и связанные с ним структуры с более высокой скоростью смещения $\geq 4,3$ мм/год.

Структурное разнообразие, подобной тому, что наблюдается на Суусамыре, может быть вызвано наличием позднекайнозойских отложений в пределах впадины из-за реологических свойств отложений и отсутствия в них установленного зрелого разлома. Однако, в отличие от Арамсуйского разлома, Каракольский разлом имеет гораздо более четкий поверхностный след, образуя относительно длинные непрерывные уступы вдоль фронта хребта, без признаков его проникновения на дне впадины (разрез 2.7). Контрастное поверхностное выражение двух разломов в одной и той же впадине показывает,

что существует более сложный контроль над поверхностным выражением взбросов здесь, чем только местная стратиграфия.

В западной части впадины имеются активные северо-вергентные разломы, расположенные на некотором расстоянии к северу от южного фронта хребта. Наиболее экстремальным случаем является участок Ак-Суу, который фактически находится на северном фронте, но участок Айгырджал и, в меньшей степени, участки ЧКР и Турабулак показывают то же явление. В настоящее время наблюдается относительно мало признаков активности вдоль южного, восточного направления Арамсу, которое следует ближе к горным хребтам в юго-восточной части впадины. Учитывая, что горные хребты являются продуктом тектонических смещений на разломах и их положение контролируется положением, которое разломы имели в прошлом, эти наблюдения позволяют предположить, что активность мигрировала из своего установленного положения вглубь впадины. Такое же явление было описано ранее К.Е. Абдрахматовым (1995).[13] Активные северо-вергентные разломы в настоящее время вовлекают в поднятие дно впадины и почти соприкасаются с Каракольским разломом (рис. 1.1, 2.5 и 2.7). Это говорит о том, что Суусамырская впадина находится в процессе закрытия впадины. Его западная половина уже более узкая, чем другие межгорные впадины, и разломы Айгырджал и Ак-Суу показывают, что закрытие восточной половины впадины продолжается. Тем не менее, наличие уступа, образовавшегося в результате многочисленных землетрясений в верхней части Токтогульской впадины, показывает, что даже после закрытия впадины разломы там все еще могут порождать землетрясения.

5.3. Кластеризация связей между разломами.

Примечательным аспектом исторических данных о землетрясениях в Центральной Азии является то, что в конце 19-го и начале 20-го веков на Северный Тянь-Шань с интервалом в несколько десятилетий обрушилась серия

землетрясений магнитудой $>6,5$. Это были 1885 М6.9 Беловодское, 1887 М7.3 Верный, [127], 1889 М8 Чилик [122,68], 1911 М8.0 Чон - Кемин и 1938 М6.9 землетрясения Кемино-Чу [23, 56, 122]. Эта серия землетрясений образует очевидный "кластер" во времени и пространстве, и, так как пространственно-временная кластеризация землетрясений была зарегистрирована в некоторых других частях мира, приводит к вопросу о том, является ли такая кластеризация важной характеристикой Тянь-Шаньских землетрясений в целом.

Одной из наиболее полных историй палеоземлетрясений в Тянь-Шане является зона разломов, ограничивающих Киргизский хребет с северной стороны. Разломы уходят падают к югу и состоят из эшелонированных по отношению друг к другу Иссык-Атинского, Чонкурчакского и Шамси-Тундукского разломов (рис. 5.2). Хотя Иссык-Атинский разлом отделен от других до ~ 10 км на поверхности, Абдрахматов и другие (2007) [5] пришли к выводу, что Иссык-Атинский разлом представляет собой пологое ответвление Чонкурчак - Шамси-Тундукской системы разломов и что разломы встречаются на глубине. Чонкурчакский разлом является самым западным разломом, который был вовлечен в серию землетрясений конца XIX и начала XX века, разорвавшись в 1885 году при Беловодском землетрясении, и палеосейсмические исследования были проведены на нескольких участках вдоль него и Иссык-Атинского разлома (места расположения участков показаны на рис. 5.2).

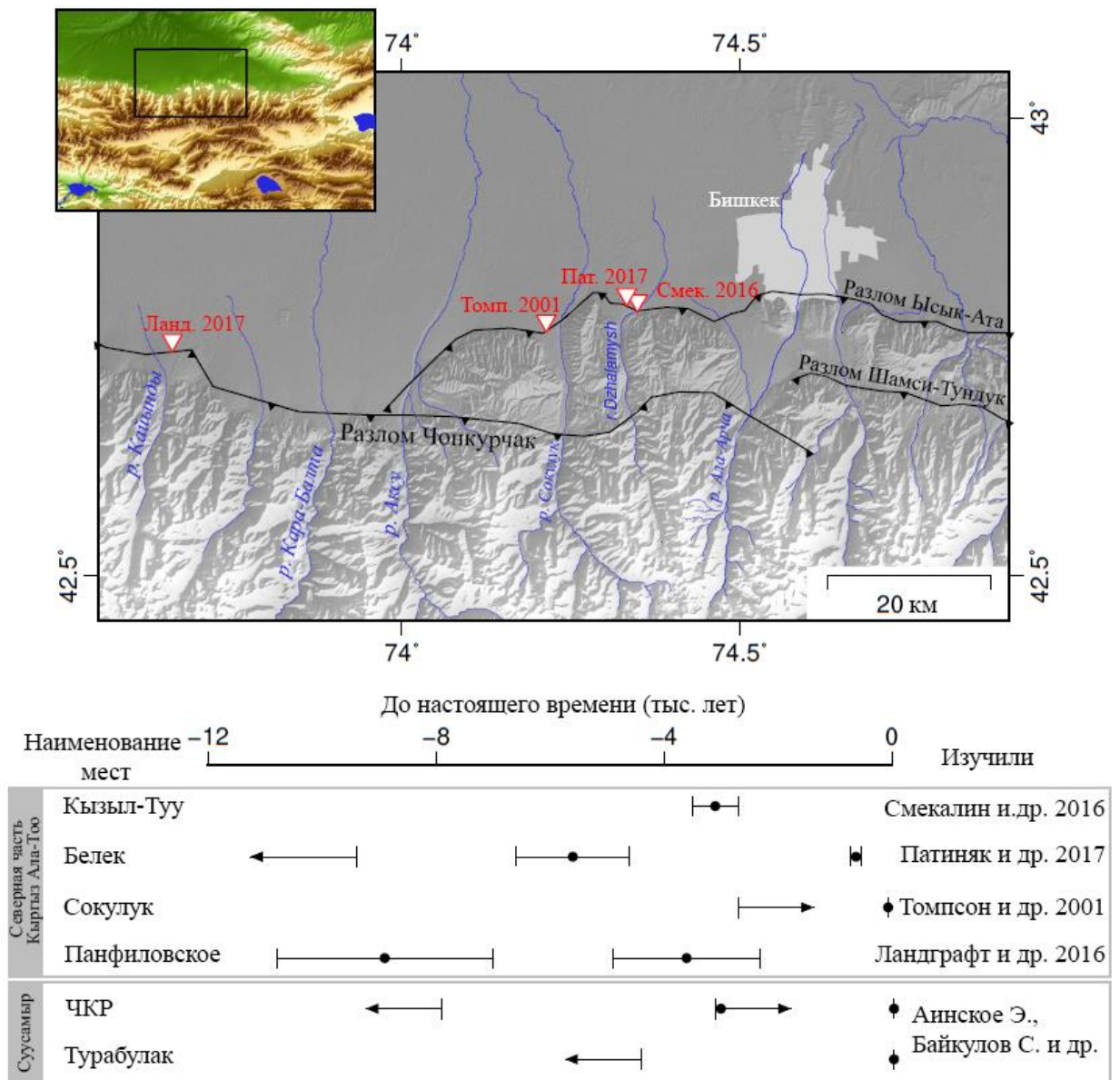


Рис. 5.2. Вверху: карта разломов Северного хребта фронта Кыргызского хребта, показывающая траншейные участки из опубликованной литературы. Расположение показано на рис. 1. Внизу: график, показывающий даты землетрясений на участках северного Кыргызского хребта и в Суусамыре. Точки показывают даты землетрясений. Столбики ошибок равны одной сигме, но обратите внимание, что распределения вероятностей не являются нормальными распределениями. Землетрясение 1992 года в Суусамыре не вспороло поверхность на участках ЧКР или Турабулак, но включено сюда, потому что эти части разлома, как полагают, разорвались на глубине.

На рис. 5.2 представлена краткая хронология палеосейсмических результатов с Киргизского хребта и Суусамырского участка. На участке долины р.Сокулук на Иссык-Атинском разломе (42.767°N,74.214°E) Абдрахматов и др. (2019) [3] интерпретировали смещения террас как свидетельство четырех событий, произошедших с момента образования веера 13.5–12.7 cal kyr BP. По крайней мере, три из них были идентифицированы в траншее, пройденной указанными авторами; самым последним было Беловодское событие 1885 года, а предпоследнее событие было датировано как <2,3–2,7 калиброванных лет до нашей эры. Смекалин и др. (2016) [69] и (Patyniak et al., 2017) [131] раскопали палеосейсмические траншеи в устье соседней долины, (рис. 5.2). The Patyniak и др. (2017) [131] наблюдали в траншее, пройденной у села Белек (42.795°N 74.333°E) три палеоземлетрясения: одно $\sim 630 \pm 95$ cal B.P., другое около $\sim 2.6 \pm 1.0$ cal kyr B.P., и третье до 10.5 ± 1.1 до нашей эры. Смекалин и соавт. (2016) [61] прорыли другую канаву на том же конусе выноса Patyniak et al. (2017) [131] в районе села Кызыл-Туу (приблизительно 42.788°N, 74.349°E), но сообщили о других результатах — они нашли доказательства одного палеоземлетрясения приблизительно 2721-3500 cal BP. Обе исследовательские группы отмечают, что этот участок разлома не был затронут при зБеловодском землетрясении в 1885 году.

Во время работ по Чонкурчакскому разлому, Ландграф и др. (2016) [123] раскопал три траншеи и проведено наземное космогенное нуклидное датирование валунов на конусе выноса у села Панфиловска (42.745°, 73.660°) (рис. 5.2). Отметим, что, их участок находится почти непосредственно к северу от шоссе М41, разрушенного землетрясением 1992 года в Суусамыре. Они обнаружили, что самое последнее событие произошло между 1,6–5,8 ka, возможно, около $3,6 \pm 1,3$ ka (как определено с использованием модели OxCal и их предпочтительная, но не окончательная интерпретация), и предпоследнее событие между $\sim 5,8 - 14,8$ ka, возможно, около $8,9 \pm 1,9$ ka (опять же, оценка $8,9 \pm 1,9$ ka была произведением той же модели OxCal).

Как видно из сводки дат землетрясений, приведенной на рис. 5.2, в пределах неопределенности возможно, что участки Панифловское и ЧКР могли иметь одинаковую историю землетрясений, за исключением события 1992 года. Однако из-за широты неопределенностей также возможно, что землетрясения в этих двух местах были разделены более чем на тысячу лет. Другие участки показывают истории землетрясений, которые отличаются друг от друга, а также для участков Панифловского и ЧКР. Мы пришли к выводу, что имеющиеся данные не дают убедительных доказательств временной кластеризации между разломами северной части Киргизского хребта и Суусамырского разлома, но для получения достоверных выводов потребуется дальнейшая работа.

Выводы

Мы нанесли на карту ряд разломов и складок по всей Суусамырской впадине. Северо-вергентный Арамсуйский разлом состоит из нескольких сегментов на поверхности, некоторые из которых являются складками, а другие - уступами разлома. Некоторые из сегментов слегка смещены друг относительно друга вдоль простирания, и в некоторых местах на одной и той же долготе имеется более одной разломной линии. Есть активные следы разломов вдоль южного края впадины, а также другие на дне впадины на много километров к северу от линии фронта. Вместе, сегменты показывают разломы по всей длине впадины.

Южно-вергентный Каракольский разлом, также активен, но, в отличие от Суусамырского разлома, он показывает разломные уступы длиной ~10 км вдоль части края впадины. За западной оконечностью впадины находится зона, содержащая многочисленные разломные уступы длиной менее 3 км и различной ориентации, которые пересекают рельеф, в основном с южным смещением. Восточный край впадины, с другой стороны, состоит из разломов, которые не имеют свежих уступов. Мы считаем, что скорость смещения Суусамырского разлома на западном конце его участка хребта Чет-Корумды

составляет $\sim 0,5$ мм/год, но это следует считать минимальной скоростью смещения, потому что некоторое укорочение может быть компенсировано складыванием или любыми несопоставленными нитями разлома. Суусамырское землетрясение 1992 года мощностью 7,2 Mw разрушило разлом под несколькими сегментами на западе впадины, показав, что, несмотря на отсутствие непрерывности на поверхности, Каракольский разлом способен вызывать крупные землетрясения. Таким образом, восточная часть впадины также, вероятно, способна вызывать крупные землетрясения.

В настоящее время наблюдаются северо-вергентные активные разломы на расстоянии до 25 км к северу от фронта хребта, что свидетельствует о миграции активности вглубь впадины и оставлении в некоторых местах < 1 км расстояния между противоположными разломами. Таким образом, Суусамырская впадина, по-видимому, находится в процессе закрытия. Сопоставление палеосейсмических записей разломов в Суусамырской котловине и на противоположной стороне Киргизского хребта не дает убедительных доказательств временной кластеризации, но неопределенность в датах доисторических землетрясений означает, что некоторая кластеризация не может быть исключена.

Заключение.

Основные результаты и выводы проведенных в данной работе исследований, заключаются в следующем:

1. Мы использовали спутниковые снимки, ЦМР и полевые исследования для картографирования и измерения поверхностных трещин от Суусамырского землетрясения 1992 года и доисторических землетрясений на Арамсуйском разломе. Имеются данные об общей протяженности до 7,6 км свежих поверхностных разрывов от землетрясения 1992 года в Суусамыре - величина более протяженная, чем считалось ранее, но все же значительно меньшая, чем длина

подземных разрывов, оцененная по протяженности облака афтершоков или по соотношениям с учетом магнитуды землетрясения. Разрывы были прерывистыми, причем западный состоял из шести сегментов, которые были разбросаны на 12 км, а восточный, длиной 0,6 км, отделен от западных разрывов промежутком >20 км. По крайней мере, три из секций разрыва с 1992 года были на уже существующих уступах, но мы также выявили дополнительные активные разломы, которые не разорвались во время землетрясения 1992 года, несмотря на то, что они находились в промежутке между разрывами 1992 года.

2. Проведя траншеи в двух местах на этих уступах, мы составили палеосейсмическую запись для разлома, которая показывает минимум три разрушающих поверхность землетрясения в течение прошлых $\sim \geq 8$ тыс. лет, но картографирование также показывает, что уступы разлома короткие, прерывистые и расположены беспорядочным образом. Ни один отдельный участок разломного уступа не содержит полной информации об истории землетрясений, и, хотя имеется множество свидетельств тектонического сокращения вдоль впадины, нет ни одного непрерывного уступа или складки, вдоль которых можно было бы использовать тренчинг или стандартные эмпирические отношения для распознавания истории землетрясений $M > 6$.
3. Наши результаты обновляют и дополняют примеры землетрясений, разрушающих поверхность в Тянь-Шане. Они также демонстрируют, что землетрясения, имеющие взбросовый механизм, могут иметь изменчивость, выходящую за рамки того, что может быть объяснено только структурной геологией или приповерхностной литологией, и подчеркивают важность изучения как можно большего числа участков для исследований, направленных на установление сейсмической истории разлома.

4. Мы закартировали ряд разломов и складок по всей Суусамырской впадине. Северо-вергентный Арамсуйский разлом состоит из нескольких сегментов на поверхности, некоторые из которых являются складками, а другие - уступами разлома. Некоторые из сегментов слегка смещены друг относительно друга вдоль простирания, и в некоторых местах на одной и той же долготе имеется более одной разломной линии. Есть активные следы разломов вдоль южного края впадины, а также другие на дне впадины на много километров к северу от линии фронта. Вместе, сегменты показывают разломы по всей длине впадины.
5. Южно-вергентный Каракольский разлом, также активен, но, в отличие от Суусамырского разлома, он показывает разломные уступы длиной ~10 км вдоль части края впадины. За западной оконечностью впадины находится зона, содержащая многочисленные разломные уступы длиной менее 3 км и различной ориентации, которые пересекают рельеф, в основном с южным смещением. Восточный край впадины, с другой стороны, состоит из разломов, которые не имеют свежих уступов. Мы считаем, что скорость смещения Суусамырского разлома на западном конце его участка хребта Чет-Корумды составляет ~0,5 мм/год, но это следует считать минимальной скоростью смещения, потому что некоторое укорочение может быть компенсировано складыванием или любыми несопоставленными нитями разлома. Суусамырское землетрясение 1992 года мощностью 7,2 Mw разрушило разлом под несколькими сегментами на западе впадины, показав, что, несмотря на отсутствие непрерывности на поверхности, Каракольский разлом способен вызывать крупные землетрясения. Таким образом, восточная часть впадины также, вероятно, способна вызывать крупные землетрясения.

6. В настоящее время наблюдаются северо-вергентные активные разломы на расстоянии до 25 км к северу от фронта хребта, что свидетельствует о миграции активности вглубь впадины и оставлении в некоторых местах <1 км расстояния между противоположными разломами. Таким образом, Суусамырская впадина, по-видимому, находится в процессе закрытия. Сопоставление палеосейсмических записей разломов в Суусамырской котловине и на противоположной стороне Киргизского хребта не дает убедительных доказательств временной кластеризации, но неопределенность в датах доисторических землетрясений означает, что некоторая кластеризация не может быть исключена.

Литература

1. Абдрахматов, К. Е. Новая карта районирования территории Кыргызской Республики [Текст] / К. Е. Абдрахматов // Тезисы Пятого Междунар. симп. «Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов». Бишкек, 19-24 июня. – Бишкек, 2011. – С. 12–13.
2. Новые данные о поверхностных разрывах Суусамырского землетрясения 1992 года с $M=7.3$ [Текст] / К. Е. Абдрахматов, С. К. Байкулов, Е. А. Ainscoe [и др.] // Наука, новые технологии и инновации Кыргызстана. – Бишкек, 2018. – № 9. – С. 32–39.
3. Абдрахматов, К. Е. Временные кластеры в сейсмическом режиме северного Тянь-Шаня (на примере сильных землетрясений) [Текст] / К. Е. Абдрахматов, А. Б. Джумабаева, С. Байкулов // Вестн. ин-та сейсмологии Нац. АН Кырг. Респ. – 2019. – № 1 (13). – С. 19–25.
4. Абдрахматов, К. Е. Сейсмическая опасность Суусамырской Внутригорной впадины [Текст] / К. Е. Абдрахматов, И. Н. Лемзин, О. К. Чедия // Разработка количественных методов оценки сейсмической опасности территории Кыргызской Республики на основе методов комплексного анализа геологических, геофизических и сейсмологических данных: отчет. – Бишкек, 1992. – Т.2. – С. 186–195.
5. Абдрахматов, К. Е. Активная тектоника Тянь-Шаня [Текст] / К. Е. Абдрахматов, С. Томпсон, Р. Уилдон. – Бишкек: Илим, 2007. – 71 с.
6. Абдрахматов, К. Е. К сеймотектонике Суусамырской впадины [Текст] / К. Е. Абдрахматов, С. К. Байкулов // Изв. Нац. АН Кырг. Респ. – 2017. – № 1. – С. 14–16.

7. 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.
8. 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.
9. Абдрахматов, К. Е. Палеосейсмичность Центрального Тянь-Шаня [Текст] / К. Е. Абдрахматов, И. Н. Лемзин // Изв. АН КиргССР. – 1990. – № 4. – С. 21–25.
10. Абдрахматов, К. Е. повторяемость сильных землетрясений в Суусамырской впадине [Текст] / К. Е. Абдрахматов, С. Байкулов, Э. А. Эйнско // Наука, новые технологии и инновации Кыргызстана. – 2021. – № 1. – С. 23–27. – DOI 10.26104/NNTIK.2019.45.557.
11. 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.
12. 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.
13. Абдрахматов, К. Е. Тектонические движения позднего плейстоцена и голоцена территории Кыргызской Республики [Текст]: автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук / К. Е. Абдрахматов. – Бишкек, 1995. – 35 с.
14. Абдрахматов, К. Е. Четвертичная тектоника Чуйской впадины [Текст] / К. Е. Абдрахматов. – Фрунзе: Илим, 1988. – 118 с.
15. Предварительные результаты исследования активных разломов Чуйской впадины методом «Тренчинга» [Текст] / К. Е. Абдрахматов, А. Б. Джумабаева, С. Байкулов, Н. Канаев // Вестн. ин-та сейсмологии Нац. АН Кырг. Респ. – 2015. – № 1. – С. 6–12.
16. Байкулов, С. К. Геология кайнозоя и сейсмичность Суусамырской впадины и её горного обрамления [Текст] / С. К. Байкулов // Сборник материалов IX Междунар. конф. молодых ученых и студентов «Современные техника и технологии в научных исследованиях». ИС РАН, 27-28 марта 2017 г., г. Бишкек. – Бишкек, 2017. – С. 8–16.
17. Байкулов, С. К. О возможности кластеризации крупных сейсмических событий на территориях Чуйской и Суусамырской впадин [Текст] / С. К. Байкулов // Вестн. ин-та сейсмологии Нац. АН Кырг. Респ. – 2019. – № 2 (14). – С. 22–26.

18. Байкулов, С. К. Сейсмодислокации Таласской впадины [Текст] / С. К. Байкулов // XVII Уральская молодежная научная школа по геофизике: сб. науч. материалов, Екатеринбург, 21–26 марта 2016 г. – Екатеринбург, 2016. – С. 14–17.
19. Байкулов, С. К. Геология кайнозоя и сейсмичность Суусамырской впадины и её горного обрамления [Текст] / С. К. Байкулов // Современные техника и технологии в научных исследованиях: сб. материалов IX Междунар. конф. молодых ученых и студентов, Бишкек, Кырг. Респ., 27–28 марта 2017 г. – Бишкек, 2017. – С. 8–16.
20. Байкулов, С. К. Изучение активных разломов Суусамырского региона методом тренчинга [Текст] / С. К. Байкулов // Современные техника и технологии в научных исследованиях: сб. материалов X Междунар. конф. молодых ученых и студентов, Бишкек, 18–20 апр. 2018 г. – Бишкек, 2018. – С. 10–13.
21. Байкулов, С. К. О возможности кластеризации крупных сейсмических событий на территориях Чуйской и Суусамырской впадин [Текст] / С. К. Байкулов // Вестн. ин-та Сейсмологии Нац. АН Кырг. Респ. – 2019. – № 2(14). – С. 22–26.
22. Байкулов, С. Палеоген-неогеновые отложения Суусамырской впадины и прилегающих территорий [Текст] / С. Байкулов, Э. Э. Рахмединов, Г. Тилек Кызы // Вестн. ин-та Сейсмологии Нац. АН Кырг. Респ. – 2022. – № 1(19). – С. 30–35.
23. 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 // Труды геол. ком. Новая сер. – СПб., 1914. – Вып. 89. – С. 256.
24. 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.
25. Геологическая среда возникновения землетрясений Киргизии [Текст] / [В. И. Кнауф, А. В. Миколайчук, К. Нурманбетов и др.]. – Фрунзе: Илим, 1985. – 87 с.
26. Горшков, Г. П. Землетрясения на территории Советского Союза [Текст] / Г. П. Горшков. – М.: Географиздат, 1949. – 120 с.
27. Гребенникова, В. В. Метод оперативного расчёта интенсивности сейсмических сотрясений в населённых пунктах Кыргызстана при сильных землетрясениях [Текст] / В. В. Гребенникова, Е. Л. Миркин // Землетрясения Северной Евразии, 2011 г. – Обнинск, 2017. – С. 495–501.

28. 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.
29. Палеосейсмология и археосейсмологические данные по западному Алабашконуроленскому внутригорному бассейну (южная часть озера Иссык-Куль, Кыргызстан) [Текст] / Е. В. Деев, И. В. Турова, А. М. Корженков [и др.] // Рос. геология и геофизика. – 2016. – № 57 (7). – С. 1090-1098. – doi:10.1016/2016.06.008. 4.1, 4.5.1.
30. Детальное сейсмическое районирование Восточной Киргизии [Текст] / [К. Д. Джанузаков, В. И. Кнауф, О. К. Чедия и др.]. – Фрунзе: Илим, 1988. – 250 с.
31. Новые данные по палеосейсмологии на территории Алайской впадины (Юго-Западный Тянь-Шань) [Текст] / А. Б. Джумабаева, С. Байкулов, К. Е. Абдрахматов [и др.] // Вестн. ин-та сейсмологии Нац. АН Кырг. Респ. – 2022. – № 1(19). – С. 36–42.
32. Джумабаева, А. Б. Некоторые результаты палеосейсмологических исследований в Чуйской впадине (Северный Тянь-Шань) [Текст] / А. Б. Джумабаева, К. Е. Абдрахматов, С. К. Байкулов // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: тез. докл. VII Междунар. симп. К 80-летию со дня рождения выдающегося ученого, основателя и первого директора ИС РАН Ю. А. Трапезникова (18.10.1936 - 13.04.1999), Бишкек, 19–24 июня 2017 г. – Бишкек, 2017. – С. 22–25.
33. 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 Казахстан-Китай. Междунар. симп. 2-4 июня 2010 г. – Алматы, 2010. – С. 115–116.
34. 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. – 278 с. – (Тр. геол. ком. Новая сер. Вып. 89).
35. Атлас землетрясений Кыргызстана [Текст] / [З. А. Кальметьева, А. В. Миколайчук, Б. Д. Молдобеков и др.]. – Бишкек: ЦАИИЗ, 2009. – 213 с.
36. Карта сейсмического районирования территории Кыргызской Республики [Текст]: объяснит. зап. / К. Е. Абдрахматов, К. Д. Джанузаков, А. Г. Фролова, В. Н. Погребной. – Бишкек: [б.и.] 2012. – 51 с.
37. Каталог землетрясений Института сейсмологии Национальной академии наук Кыргызской Республики [Текст]: за 1992-1993 гг.

38. 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.
39. Корженков, А. М. Формы рельефа, сформированные в течение Суусамырского землетрясения 1992 г. в Северном Тянь-Шане [Текст] / А. М. Корженков, М. Омуралиев // Геоморфологический риск. II Лекции, посвящ. памяти Н. А. Флоренсова: сб. Ноябрь, 1993. – С. 105–106.
40. Об отклонениях дренажной сети, обусловленной современной тектоникой в Суусамырской впадине, Северный Тянь-Шань [Текст] / А. М. Корженков, Д. Бауман, Э. М. Мамыров [и др.] // Русское геогр. о-во. – 2003. – Т. 135, вып. 2. – С. 49–61.
41. Корженков, А. М. Сейсмогеология Тянь-Шаня (в пределах территории Кыргызстана и прилегающих районов) [Текст] / А. М. Корженков. – Бишкек: Илим, 2006. – 289 с.
42. Лемзин, И. Н. Новейшие складки покрова и разломы (на примере Тянь-Шаньского орогена) [Текст] / И. Н. Лемзин, Т. А. Чаримов // Наука и новые технологии. – Бишкек, 2010. – № 2. – С. 60–65.
43. 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.
44. Макаров, В. И. Композиционный, структурный и геодинамический контроль эволюции межгорных и внутри горных бассейнов Тянь-Шаня [Текст] / В. И. Макаров // Рос. геология и геофизика. – 2012. – № 53 (4). – С. 367–375. – doi:10.1016/j. rgg.2012.03.001. 5.1.
45. Макаров, В. И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня [Текст] / В. И. Макаров. – М.: Наука, 1977. – 172 с. – (Тр. ГИН АН СССР, вып. 307).
46. 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.
47. 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.

48. Мамыров, Э. Землетрясения Тянь-Шаня: магнитуда, сейсмический момент и энергетический класс [Текст] / Э. Мамыров. – Бишкек: Инсанат, 2012. – 234 с.
49. 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.
50. 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.
51. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. [Текст]. – М.: Наука, 1977. – 535 с.
52. 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.
53. 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.
54. Омуралиев, М. О. Сейсмические деформации и сейсмические опасности в западной части северной Киргизии [Текст] / М. О. Омуралиев, Т. А. Чарымов // Тр. АН Кыргызстана. – 1990. – № 4. – С. 83–88.
55. Оползни и разрывы Кеминского землетрясения 1991 г. с Ms 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.
56. Оползни и разрывы Кеминского землетрясения с Ms=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.
57. 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.
58. Отчет лаборатории сейсмотектоники ИС НАН КР за 2015 г. [Текст] / К. Е. Абдрахматов, С. К. Байкулов и др. – Бишкек, 2015.
59. Палеосейсмология [Текст]: в 2 т. / под ред. Джеймса П. Мак Калпина. – М.: Науч. мир, 2011. – Т. 2. – 400 с.
60. Палеосейсмология [Текст]: в 2 т. / под ред. Д. Мак-Калпина. – М.: Науч. мир, 2011. – Т. 1. – 560 с.; Т. 2. – VIII, 387 с.

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. Рахмединов, Э. Э. Сейсмическая опасность территории Нарынской области (Кыргызская Республика) [Текст] / Э. Э. Рахмединов, Г. Тилек кызы, С. К. Байкулов // Научные исслед. в Кырг. Респ. – 2019. – № 1. – С. 21–27. – EDN: SYPMSW.
63. Ризниченко, Ю. В. Проблема величины землетрясений [Текст] / Ю. В. Ризниченко // Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. – М., 1974. – Т. 1. – С. 43–78.
64. 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.
65. Садыбакасов, И. Неотектоника центрального Тянь-Шаня [Текст] / И. Садыбакасов. – Фрунзе: Илим, 1972. – 116 с.
66. Садыбакасов, И. Неотектоника центральной части Тянь-Шаня [Текст] / И. Садыбакасов. – Фрунзе: Илим, 1972. – 118 с. Повтор № 123
67. Сейсмогравитационные структуры Тянь-Шаня Геология кайнозоя и сеймотектоника Кыргызстана [Текст] / О. К. Чедия, К. Е. Абдрахматов, И. Н. Лемзин, А. М. Корженков // Геология кайнозоя и сеймотектоника Тянь-Шаня. – Бишкек, 1994. – С. 85–97.
68. Скорость смещений крыльев активных разломов Северного Тянь-Шаня и сейсмическая опасность [Текст] / К. Е. Абдрахматов, А. Б. Джумабаева, А. С. Молдобаев [и др.] // Изв. Нац. АН Кырг. Респ. – 2016. – № 2. – С. 32–36.
69. Палеосейсмологические исследования в плейстосейсмической зоне Беловодского землетрясения 1885 года, Северный Тянь-Шань [Текст] / О. П. Смекалин, В. С. Имаев, А. М. Корженков, А. В. Чипизубов // Сейсмические приборы. – 2016. – №52 (4). – С. 279–289. – doi:10.3103/S0747923916040083. 5.8.1. (2016).
70. 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.
71. Строительство в сейсмических районах [Текст]: свод правил СП 14.13330.2013, СНиП-П-7-81. – М.: Минрегион, 2013. – 126 с.
72. 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.

73. 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.
74. 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.
75. 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.
76. 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.
77. Тилек Кызы, Г. Использование PGA для определения сейсмического риска [Текст] / Г. Тилек Кызы, Э. Э. Рахмединов, С. К. Байкулов // Современные техника и технологии в научных исследованиях: сб. материалов XIV Междунар. конф. молодых ученых и студентов, Бишкек, 27–29 апр. 2022 г. / отв. ред. О. Б. Забинякова. – Бишкек, 2022. – С. 201–203.
78. Тилек Кызы, Г. Сейсмичность Чуйской впадины и её горного обрамления [Текст] / Г. Тилек Кызы, С. К. Байкулов, Э. Э. Рахмединов // Современные техника и технологии в научных исследованиях: сб. материалов XI Междунар. конф. молодых ученых и студентов: в 2-х т. Бишкек, 24–26 апр. 2019 г. – Бишкек, 2019. – Т. 1. – С. 197–201.
79. Тилек, К. Г. Анализ и оценка сейсмического риска города Бишкек с использованием программы orenquake [Текст] / К. Г. Тилек, К. Е. Абдрахматов, С. К. Байкулов // Наука, новые технологии и инновации Кыргызстана. – 2021. – № 4. – С. 73–79. – DOI 10.26104/NNTIK.2019.45.557.
80. Тилек, К. Г. Джумгальская впадина (Кыргызстан): геологическая, тектоническая и сейсмическая характеристики [Текст] / К. Г. Тилек, Э. Э. Рахмединов, С. К. Байкулов // Изв. ВУЗов Кыргызстана. – 2021. – № 5. – С. 21–27. – DOI 10.26104/IVK.2019.45.557.
81. Фортуна, А. Б. Палеогеновые и неогеновые отложения Суусамырской впадины и окружающих территорий [Текст] / А. Б. Фортуна // Разработка количественных методов оценки сейсмической опасности территории Кыргызской Республики на основе методов комплексного анализа

- геологических, геофизических и сейсмологических данных: отчет / Ин-т сейсмологии Нац. АН Кырг. Респ. – Бишкек, 1992. – Т.2. – С. 206–217.
82. Чаримов, Т. А. Геоморфологическое строение нижней части долины реки Джергалан (Восточная часть Иссык-Кульской впадины) [Текст] / Т. А. Чаримов, С. К. Байкулов, Э. Э. Рахмединов // Вестн. ин-та Сейсмологии Нац. АН Кырг. Респ. – 2017. – № 1(9). – С. 108–112.
 83. Чедия, О. К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня (Морфоструктуры и неотектоника Тянь-Шаня) [Текст] / О. К. Чедия. – Фрунзе: Илим, 1986. – 313 с.
 84. Чедия, О. К. О темпах тектонических движений в голоцене и попытке определить продолжительность сейсмических затиший в центральном Тянь-Шане [Текст] / О. К. Чедия, Г. Михель, В. Михайлов // Эхо науки. – 1997. – № 1. – С. 13–17.
 85. Чедия, О. К. Новейшая тектоника Суусамырской впадины и её обрамления [Текст] / О. К. Чедия, А. К. Трофимов, Н. Ф. Удалов // Материалы по новейшему этапу геологического развития Тянь-Шаня. – Фрунзе, 1971. – С. 83–94.
 86. Чедия, О. К. Морфоструктуры и новейший орогенез Тянь-Шаня [Текст] / О. К. Чедия. – Фрунзе: Илим, 1986. – 316 с.
 87. Штейнберг, В. В. Параметры колебаний грунтов при сильных землетрясениях [Текст] / В. В. Штейнберг // Вопросы инженер. сейсмологии. – 1986. – Вып. 27. – С. 7–22.
 88. Шульц, С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня [Текст] / С. С. Шульц. – М.: ОГИЗ-ГЕОГРАФИЗ, 1948. – 222 с.
 89. Шульц, С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня [Текст] / С. С. Шульц. – М.: Географгиз, 1948. – 222 с.
 90. Суусамырское землетрясение 19 августа 1992 г. [Текст]: отчёт / Ф. Н. Юдахин, К. Д. Джанузаков, Б. И. Ильясов, А. М. Муралиев. – Бишкек: Фонды ИС НАН КР, 1992.
 91. Яценко, В. Топографическая съемка территории СССР, выполненная в масштабе 1:25 000 [Текст] / В. Яценко // Картографические науки и дистанционное зондирование. – 1990. – №27 (1). – С. 3–8. – doi:10.1080/07493878.1990.10641783. A.2.
 92. Multisegment rupture in the 11 July 1889 Chilik earthquake (Mw 8.0-8.3), Kazakh Tien Shan, interpreted from remote sensing, field survey, and paleoseismic trenching [Text] / К. Е. Abdrakhmatov, R. T. Walker, G. E. Абдрахматов [et al.] // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2016. –

- N 121(6). – P. 4615–4640. – doi:10.1002/2015JB012763. 1.2, 4.1, 4.3.2, 4.5.1, 5.8.1.
93. Takaku, J., T. Tadono, and K. Tsutsui (2014), Generation of high resolution global DSM from ALOS PRISM, pp. 243–248, doi:10.5194/isprsarchives-XL-4-243-2014. 4.3.1, 5.2, 5.3, 5.4
 94. Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates [Text] / K. Y. Abdrakhmatov, S. A. Aldazhanov, B. H. Hager [et al.] // *Nature*. – 1996. – N 384(6608). – P. 450–453. – doi:10.1038/384450a0. 1.2.
 95. Onset, style and current rate of shortening in the central Tien Shan (Kyrgyzstan) [Text] / K. Abdrakhmatov, R. Weldon, S. Thompson [et al.] // *Russ. Geol. Geophys.* – 2001. – N 42. – P. 1502–1526. – 1.2, 1.2, 3.2.1, 5.1, 5.7.
 96. Variability in surface rupture between successive earthquakes on the Suusamyr Fault, Kyrgyz Tien Shan: implications for palaeoseismology [Text] / E. A. Ainscoe, K. E. Abdrakhmatov, S. Baikulov [et al.] // *Geophysical Journal International*. – 2019. – N 216(1). – P. 703–725. – doi:10.1093/gji/ggy457. 1.4.
 97. 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.
 98. Arrowsmith, J. R. Seismotectonic range-front segmentation and mountain-belt growth in the Pamir-Alai region, Kyrgyzstan (India- Eurasia collision zone) [Text] / J. R. Arrowsmith, M. R. Strecker // *GSA Bulletin*. – 1999. – N 111(11). – P. 1665–1683. – doi:10.1130/0016-7606(1999)111<1665:SRFSAM>2.3.CO;2. 1.2
 99. Exhumation history of the western Kyrgyz Tien Shan: implications for intramontane basin formation [Text] / A. Bande, E. R. Sobel, A. Mikolaichuk [et al.] // *Tectonics*. – 2017. – N 36(1). – P. 163–180. – doi:10.1002/2016TC004284. 1.2.
 100. Talas-Fergana Fault Cenozoic timing of deformation and its relation to Pamir indentation [Text] / A. Bande, E. R. Sobel, A. Mikolaichuk, V. T. Acosta // *Geological Society*. – London, 2017. – Special Publications. – N 427(1). – P. 295–311. – doi:10.1144/SP427.1. 1.2, 3.6.
 101. Seismic hazard assessment in Central Asia: Outcomes from a site approach [Text] / D. Bindi, K. Abdrakhmatov, S. Parolai [et al.] // *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*. – 2012. – N 37. – P. 84–91. – doi:10.1016/j.soildyn.2012.01.016. 4.1.

102. The structure of the 1992 Susamyр earthquake source based on its geological and seismological manifestations [Text] / B. Bogachkin, A. Korzhenkov, E. Mamyrov [et al.] // *Izvestiya - Physics of the Solid Earth*. – 1997. – N 33(11). – P. 867–882. – 4.2, 4.4, 4.4.2, 4.4.2, 5.1, 5.1
103. Partitioning of intermontane basins by thrust-related folding, Tien Shan, Kyrgyzstan [Text] / D. Burbank, J. McLean, M. Bullen [et al.] // *Basin Research*. – 1999. – N 11(1). – P. 75–92. – doi:10.1046/j.1365-2117.1999.00086.x. 1.2, 2.1, 5.1, 5.1, 5.3.1, 5.7.
104. Timing and process of river and lake terrace formation in the Kyrgyz Tien Shan [Text] / R. J. Burgette, R. J. Weldon II, K. Y. Abdrakhmatov [et al.] // *Quaternary Science Reviews*. – 2017. – N 159. – P. 15–34. – doi:10.1016/j.quascirev.2017.01.003. 5.6.1.
105. The Dzhungarian fault: Late Quaternary tectonics and slip rate of a major right-lateral strike-slip fault in the northern Tien Shan region [Text] / G. E. Campbell, R. T. Walker, K. Abdrakhmatov [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2013. – N 118(10). – P. 5681–5698. – doi:10.1002/jgrb.50367. 5.1.
106. Cobbold, P. Cenozoic transpression and basin development [Text] / P. Cobbold, E. Sadybakasov, J. Thomas // *Kyrgyz Tianshan, Central Asia, in Geodynamic Evolution of Sedimentary Basins, International Symposium*. ed. F. Roure et al. – Moscow, 1994. – P. 457. – 5.1, 5.7.
107. Landslides and surface breaks of the 1911 Ms 8.2 Kemin earthquake, Kyrgyzstan [Text] / D. Delvaux, K. Abdrakhmatov, I. N Lemzin, A. Strom // *Russian Geology and Geophysics*. – 2001. – N 42. – P. 1583–1592. – 1.2, 5.8.1.
108. Ghose, S. M. Source parameters of moderate-sized earthquakes in the Tien Shan, central Asia from regional moment tensor inversion [Text] / S. Ghose, M. Hamburger, C. Ammon // *Geophysical Research Letters*. – 1998. – N 25(16). – P. 3181–3184. – 1.2, 1.2, 4.2, 4.6, 5.1, 5.1, 5.6.3.
109. The Ms = 7.3 1992 Suusamyр, Kyrgyzstan, earthquake in the Tien Shan: 2. Aftershock focal mechanisms and surface deformation [Text] / S. Ghose, R. J. Mellors, A. M. Korjenkov [et al.] // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1997. – N 87(1). – P. 23–38. – 4.1, 4.2, 4.4, 4.4.1, 4.4.1, 4.4.2, 4.6, 4.4.2, 4.5.1, 4.6, 5.1.
110. Rupture process of the 19 August 1992 Susamyр, Kyrgyzstan, earthquake [Text] / S. Ghose, R. J. Mellors, A. M. Korjenkov [et al.] // *Journal of Seismology*. – 1997. – N 1(3). – P. 219–235. – doi:10.1023/A:1009780226399. 4.1, 4.2, 4.4.1, 5.6.1.

111. Goode, J. K. Basin width control of faulting in the Naryn Basin, south-central Kyrgyzstan [Text] / J. K. Goode, D. W. Burbank, B. Bookhagen // *Tectonics*. – 2011. – N 30(6). – doi:10.1029/2011TC002910. 5.1, 5.7
112. Goode, J. K. Pliocene-Pleistocene initiation, style, and sequencing of deformation in the central Tien Shan [Text] / J. K. Goode, D. W. Burbank, C. Ormukov // *Tectonics*. – 2014. – N 33(4). – P. 464–484. – doi:10.1002/2013TC003394. 5.1.
113. 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.
114. Assessing the activity of faults in continental interiors: Palaeoseismic insights from SE Kazakhstan [Text] / C. E. Grutzner, R. T. Carson, E. J. Walker [et al.] // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2017. – N 459. – P. 93–104. – doi:10.1016/j.epsl.2016.11.025. 4.1, 4.5.1.
115. Improving urban seismic risk estimates for Bishkek, Kyrgyzstan, through incorporating recently gained geological knowledge of hazards [Text] / R. M. J. Amey, J. R. Elliott, C. S. Watson [et al.] // *Natural Hazards*. – 2023. – Vol. 116, N 1. – P. 365–399. – DOI 10.1007/s11069-022-05678-0. – EDN OKAIWT.
116. 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.
117. Takaku, J., T. Tadono, and K. Tsutsui (2014), Generation of high resolution global DSM from ALOS PRISM, pp. 243–248, doi:10.5194/isprsarchives-XL-4-243-2014. 4.3.1, 5.2, 5.3, 5.4
118. Whitney, J. W. A Methodology for Probabilistic Fault Displacement Hazard Analysis (PFDHA) [Text] / J. W. Whitney, S. S. Olig, G. R. Toro // *Earthquake Spectra*. – 2003. – N 19(1). – P. 191–219. – doi:10.1193/1.1542891. 4.1.
119. Atlas of Earthquakes in Kyrgyzstan [Text] = Атлас землетрясений Кыргызстана / Z. Kalmetieva, A. Mikolaichuk, B. Moldobekov [et al.]. – Бишкек: ЦАИИЗ, 2009. – 232 с. – 1.2, 4.1.
120. Late quaternary glaciation in the Kyrgyz Tien Shan, Quaternary [Text] / M. Koppes, A. R. Gillespie, R. M. Burke [et al.] // *Science Reviews*. – 2008. – N 27(7/8). – P. 846–866. – 5.6.1.
121. Recent drainage diversions under thrusting conditions in the Suisamyr Valley, the Tien Shan Range, Kyrgyzstan, Israel [Text] / A. Korjenkov, D. Bowman, K. Haselton, N. Porat // *Journal of Earth Sciences*. – 1999. – N 48(2). – P. 63–79. – 4.5.1, 5.1, 5.3.1, 5.3.5, 5.12, 5.5

122. Kulikova, G. Source process of the 1911 M8.0 Chon-Kemin earthquake: investigation results by analogue seismic records, Geophysical [Text] / G. Kulikova, F. Kruger // Journal International. – 2015. – N 201(3). – P. 1891–1911. – doi:10.1093/gji/ggv091. 1.2, 4.1, 5.8.1.
123. Repeated large-magnitude earthquakes in a tectonically active, low-strain continental interior: The northern Tien Shan, Kyrgyzstan [Text] / A. Landgraf, A. Dzhumabaeva, K. E. Abdrakhmatov [et al.] // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2016. – N 121(5). – P. 2015JB012,714, doi:10.1002/2015JB012714. 1.2, 4.1, 4.5.1, 5.6.2, 5.8.1.
124. Constraints on the late Quaternary glacial history of the Inylchek and Sary-Dzaz valleys from in situ cosmogenic ¹⁰Be and ²⁶Al, eastern Kyrgyz Tian Shan [Text] / N. Lifton, C. Beal, C. Hattestrand [et al.] // Quaternary Science Reviews. – 2014. – N 101. – P. 77–90. – doi:10.1016/j.quascirev.2014.06.032. 5.6.1.
125. Mamyrov, E. Control Parameters of Magnitude - Seismic Moment Correlation for the Crustal Earthquakes [Text] / E. Mamyrov // Open Journal Earthquake Res. – 2013. – N 2. – P. 60–74.
126. The Ms = 7.3 1992 Suusamy, Kyrgyzstan, earthquake: 1. Constraints on fault geometry and source parameters based on aftershocks and body-wave modeling [Text] / R. J. Mellors, F. L. Vernon, G. L. Pavlis [et al.] // Bulletin of the Seismological Society of America. – 1997. – N 87(1). – P. 11–22. – 4.1, 4.2, 4.4.1, 4.6, 4.6, 5.1, 5.6.1, 5.8.
127. Mushketov, I. Le tremblement de terre de Verny, 28 Mai (9 Juin) 1887 [Text] / I. Mushketov // Memoires du Comite Geologique. – 1890. – N 10 (1). – 1.2, 5.8.1.
128. Explanatory Notes and Catalogue of 823 Mineral Deposits Shown on the Map of Mineral Resources of the Kyrgyz Republic, Scale 1:1,000,000 [Text] / V. Nikonorov, J. Karaev, F. Borisov [et al.]. – Bishkek, 2000. – 75 p. – 5.1, 5.1, 5.5, 5.7.
129. Structural constraints in neotectonic studies of thrust faults from the magnetotelluric method, Kochkor Basin, Kyrgyz Republic [Text] / S. K. Park, S. C. Thompson, A. Rybin [et al.] // Tectonics. – 2003. – N 22(2). – doi:10.1029/2001TC001318. 5.1.
130. The Pamir Frontal Thrust Fault: Holocene Full-Segment Ruptures and Implications for Complex Segment Interactions in a Continental Collision Zone [Text] / M. Patyniak, A. Landgraf, A. Dzhumabaeva [et al.] // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2021. – N 126 (12). – DOI: 10.1029/2021jb022405 EDN: IYVVCX

131. Paleoseismic Record of Three Holocene Earthquakes Rupturing the IssykAta Fault near Bishkek, North Kyrgyzstan Paleoseismic Record of Three Holocene Earthquakes Rupturing the IssykAta Fault near Bishkek [Text] / M. Patyniak, A. Landgraf, A. Dzhumabaeva [et al.] // Bulletin of the Seismological Society of America. – 2017. – N 107(6). – P. 2721–2737. – doi:10.1785/0120170083. 4.1, 4.5.1, 5.7, 5.8.1.
132. The Pamir Frontal Thrust fault: Holocene full - segment ruptures and implications for complex segment interactions in a continental collision zone [Text] / M. Patyniak, A. Landgraf, A. Dzhumabaeva [et al.] // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2021. – N 126. – e2021JB022405. DOI: 10.1029/2021JB02.
133. Slip-accumulation patterns and earthquake recurrences along the Talas-Fergana Fault—Contributions of high-resolution geomorphic offsets [Электронный ресурс] / M. Rizza, C. Dubois, J. Fleury [et al.] // AGU Fall Meeting Abstracts. – 2017. – 42. – Режим доступа: <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2017AGUFM.T42A..04R/abstract/>. – Загл. с экрана.
134. Tectonics and seismicity of the Toktogul Reservoir Region, Kirgizia, USSR, Journal of Geophysical Research [Text] / D. W. Simpson, M. W. Hamburger, V. D. Pavlov, I. L. Nersesov // Solid Earth. – 1981. – N 86(B1). – P. 345–358. – doi:10.1029/JB086iB01p00345. 5.7.
135. Exhumation of basement-cored uplifts: Example of the Kyrgyz Range quantified with apatite fission track thermochronology [Text] / E. R. Sobel, M. Oskin, D. Burbank, A. Mikolaichuk // Tectonics. – 2006. – N 25(2). – TC2008, doi:10.1029/2005TC001809. 5.1.
136. Quaternary deformation in the Eastern Pamirs, Tadjikistan and Kyrgyzstan [Text] / M. R. Strecker, W. Frisch, M. W. Hamburger [et al.] // Tectonics. – 1995. – N 14(5). – P. 1061–1079. – doi:10.1029/95TC00927. 1.2
137. Quaternary tectonic evolution of the Pamir Tian Shan convergence zone, Northwest China [Text] / J. A. Thompson Jobe, T. Li, J. Chen [et al.] // Tectonics. – 2017. – N 36(12). – P. 2748–2776. – doi:10.1002/2017TC004541. 3.2.1, 3.3, 3.2.2, 3.2.3
138. Thompson, S. C. (2001), Active tectonics in the central Tien Shan, Kyrgyz Republic, Thesis. 5.8.1, 5.8.1
139. Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, central Asia [Text] / S. C. Thompson, R. J. Weldon, C. M. Rubin [et al.] // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2002. – N 107(B9). – 2203, doi:10.1029/2001JB000596. 1.2, 1.2, 4.1, 4.3.3, 5.1, 5.1, 5.7, 5.8, 5.8.1.

140. Analysis of Seismic Activity in the Crust from Earthquake Relocation in the Central Tien Shan [Text] / Y. Xu, S. W. Roecker, R. Wei [et al.] // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 2006. – N 96(2). – P. 737–744. – doi:10.1785/0120030220. 3.6, 3.15.
141. Fault- related fold styles and progressions in fold-thrust belts: Insights from sandbox modeling [Text] / D.-P. Yan, Y.-B. Xu, Z.-B. Dong [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2016. – N 121(3). – 2015JB012,397, doi:10.1002/2015JB012397. 1.2.
142. Late Cenozoic tectonic evolution of the southern Chinese Tian Shan [Text] / A. Yin, S. Nie, P. Craig [et al.] // *Tectonics*. – . – N 17(1). – P. 1–27. – doi:10.1029/97TC03140. 1.2.
143. Zech, R. A late Pleistocene glacial chronology from the Kitschi-Kurumdu Valley, Tien Shan (Kyrgyzstan), based on 10be surface exposure dating [Text] / R. Zech // *Quaternary Research*. – 2012. – N 77(2). – P. 281–288. – doi:10.1016/j.yqres. 2011.11.008. 5.6.1.
144. Tectonic interaction between the Pamir and Tien Shan observed by GPS [Text] / A. Zubovich, T. Schone, S. Metzger [et al.] // *Tectonics*. – 2016. – p. 2015TC004055, doi:10.1002/2015TC004055. 1.2.
145. Wells, D., and K. Coppersmith (1994), New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84 (4), 974–1002. 3.6, 4.1, 4.6
146. CMai, P. M., and G. C. Beroza (2000), Source Scaling Properties from Finite-Fault-Rupture Models, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90 (3), 604–615, doi:10.1785/0119990126. 4.1
147. Bowman, J. R. (1992), The 1988 Tennant Creek, northern territory, earthquakes: A synthesis, *Australian Journal of Earth Sciences*, 39(5), 651–669, doi:10.1080/08120099208728056. 4.6
148. Ji, C., D. V. Helmberger, T.-R. A. Song, K.-F. Ma, and D. J. Wald (2001), Slip distribution and tectonic implication of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, Earthquake, *Geophysical Research Letters*, 28(23), 4379–4382, doi:10.1029/2001GL013225. 4.6
149. Stein, R., and G. King (1984), Seismic potential revealed by surface folding: 1983 Coalinga, California, earthquake, *Science*, 224(4648), 869–872. 2.1, 4.6
150. Walker, R. T., E. Bergman, J. Jackson, M. Ghorashi, and M. Talebian (2005), The 2002 June 22 Changureh (Avaj) earthquake in Qazvin province, northwest Iran: epicentral relocation, source parameters, surface deformation and

geomorphology, *Geophysical Journal International*, 160(2), 707–720, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02516.x. 4.6

151. Gile, L. H., F. F. Peterson, and R. B. Grossman (1966), Morphological and genetic consequences of carbonate accumulation in desert soils, *Soil Science*, 101(5), 347. 5.6.1
152. Lifton, N., C. Beel, C. Hattestrand, C. Kassab, I. Rogozhina, R. Heermance, M. Os kin, D. Burbank, R. Blomdin, N. Gribenski, M. Caffee, B. M. Goehring, J. Hey man, M. Ivanov, Y. Li, Y. Li, D. Petrakov, R. Usubaliev, A. T. Codilean, Y. Chen, J. Harbor, and A. P. Stroeven (2014), Constraints on the late Quaternary glacial history of the Inylchek and Sary-Dzaz valleys from in situ cosmogenic BIBLIOGRAPHY 213 10be and 26al, eastern Kyrgyz Tian Shan, *Quaternary Science Reviews*, 101, 77–90, doi:10.1016/j.quascirev.2014.06.032. 5.6.1