

**ИНСТИТУТ СЕЙСМОЛОГИИ
НАЦИОНАЛЬНОЙ АКАДЕМИИ НАУК КЫРГЫЗСКОЙ РЕСПУБЛИКИ**

Диссертационный совет Д.25.23.677



На правах рукописи

УДК 551.24 / 550.34 / 551.43

Мукамбаев Айдын Серикович

**Современная сейсмичность и палеосейсмология Восточного Тянь-Шаня и
Джунгарии**

25.00.01 - общая и региональная геология

Диссертация
на соискание ученой степени кандидата
геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

Доктор геолого-минералогических
наук, профессор, член-корреспондент
Национальной академии наук
Кыргызской Республики
Абдрахматов Канатбек Ермакович

Бишкек – 2025

СОДЕРЖАНИЕ

ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ И ОБОЗНАЧЕНИЙ.....	4
ВВЕДЕНИЕ.....	6
ГЛАВА 1. ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ.....	12
1.1 Сильные землетрясения Тянь-Шаня и Джунгарии.....	13
1.2 Геоморфология Джунгарского Алатау и основные краевые разломы.....	20
1.3 Сеть сейсмического мониторинга Джунгарии.....	22
1.4 Специальная система сейсмологического мониторинга ИГИ НЯЦ РК.....	23
1.5 Особенности конфигурации и обработки данных станции сети ННЦСНИ МЧС РК и ИГИ НЯЦ РК.....	27
1.6 Представительность станций сети ННЦСНИ МЧС РК и ИГИ НЯЦ РК.....	30
ГЛАВА 2. МЕТОДОЛОГИЯ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	35
2.1 Составление унифицированного каталога землетрясений.....	35
2.2 Анализ каталога землетрясений для района Джунгарии.....	39
2.3 Определение механизма очагов землетрясений Джунгарии.....	43
2.4 Обработка снимков ДЗЗ и сбор данных на местах.....	46
2.5 Измерение смещений.....	47
2.6 Датировка четвертичных отложений.....	49
2.7 Морфологическое датирование уступов.....	50
ГЛАВА 3. РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ.....	52
3.1 Лепсинский разлом.....	52
3.2 Джунгарский разлом.....	57
3.2.1 Борохоро-Шань до реки Ыргайты (участки S7-S4).....	61
3.2.2 От реки Ыргайты до реки Жаманты (участок S3).....	65
3.2.3 От реки Жаманты до реки Тентек (участок S2).....	68

3.2.4 К северу от реки Тентек (участки S1 и S0).....	72
3.2.5 Разломы, трещиноватость и оползни в предгорьях Джунгарского.	73
ГЛАВА 4. ВОЗМОЖНЫЕ СЦЕНАРИИ ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ.....	77
4.1 Хронология землетрясений.....	81
4.2 Магнитуды землетрясений и масштабирование.....	83
4.3 Сопоставление современных и палеоземлетрясений.....	85
4.4 Сейсмический режим территории Джунгарии в последние.....	92
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	95
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	97

ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ И ОБОЗНАЧЕНИЙ

СНиП РК -	строительные нормы и правила Республики Казахстан;
МНТЦ -	Международный научно-технический центр;
КНР -	Китайская Народная Республика;
NERC-ESRC-	Совет по исследованию природной среды Совет экономических и социальных исследований;
COMET -	Центра наблюдения и моделирования землетрясений, вулканов и тектоники;
INQUA -	Международный союз по изучению четвертичного периода;
EGU -	Европейский союз наук о Земле;
NATO -	Организация Североатлантического договора;
КСЭ ИФЗ АН СССР -	Комплексная сейсмологическая экспедиция института физики Земли Академий Наук СССР;
ИГН АН КазССР -	Институт геологических наук Академий Наук Казахского ССР;
ННЦСНИ -	Национальный научный центр сейсмологических наблюдений и исследований;
МЧС РК -	Министерство по чрезвычайным ситуациям Республики Казахстан;
ИГИ НЯЦ РК -	Институт геофизических исследований Национального ядерного центра Республики Казахстан;
ДВЗЯИ -	Договор о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний;
МСМ -	Международная система мониторинга;
ЦСОССИ -	Центр сбора и обработки специальной сейсмической Информации;
REB -	Пересмотренный бюллетень событий;
ISC -	Международный сейсмологический центр;
EMSC -	Европейского Средиземноморски сейсмологически центр;
ГС РАН -	Геофизическая служба Российской Академий Наук;

IRIS/DMC/	Объединенные исследовательские институты по сейсмологии/
GSN -	Центр управления данными/ Глобальная сейсмографическая сеть;
AFTAC -	Центра прикладных технологий ВМС США;
ECCH -	Единая система сейсмологических наблюдений;
CASRI -	Оценка сейсмической опасности в Центральной Азии;
EMCA -	Модель землетрясений Центральной Азии;
GEM -	Глобальная модель землетрясений;
CASHA-BU-	Единый бюллетень и оценка сейсмической опасности территории Центральной Азии;
CMT/GCMT -	Тензор момента центроида/ Глобальный тензор момента центроида;
NEIC -	Национальный информационный центр по землетрясениям США;
DEM HMA -	Цифровая модель рельефа (High Mountain Asia) Высокогорной Азии;
NASA -	Национальное управление по авиации и исследованию космического пространства США;
DGPS -	Система дифференциальной коррекции глобальных навигационных спутниковых систем;
БПЛА -	Беспилотный летательный аппарат;
PDF -	Вероятностная функция плотности;
COPD -	Вероятностная функция распределения кумулятивного смещения;
IRSL -	Датирование по инфракрасно стимулированной Люминесценции;
OSL -	Датирование по оптически стимулированной люминесценции;
CCЗ -	Север, северо-запад;
ЮЮВ -	Юг, юго-восток;
ДЗЗ-	Дистанционно Зондирование Земли
ЦМР-	Цифровая Модель Рельефа

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования. Как известно, изучение активных тектонических процессов представляет важнейшую часть фундаментальных исследований в науках о Земле. Изучение активных разломов, которые отчетливо проявлены в рельефе, в силу их геологической молодости, позволяет не только количественно охарактеризовать параметры разломов, но наиболее полно и всесторонне представить общие и частные закономерности распределения деформационных структур разного типа и разной степени напряженности на поверхности Земли [1, 2].

На территории Казахстана район Джунгарского Алатау является одним из наиболее сейсмически активных. Однако, как показывают современные данные, оценка сейсмической опасности по ряду причин, была занижена. Например, согласно карте сейсмического районирования Республики Казахстан 1998 года (СНиП РК 2.03-04-2001) [3] в регионе Восточного Казахстана тектонические структуры северо-восточного направления не выделялись и, соответственно, их сейсмоопасность не оценивалась. В 2003 году была составлена следующая карта сейсмического районирования территории Казахстана (СНиП РК 2.03-30-2006) [4], где такие структуры появились (за исключением Лепсинского разлома), но их опасность также недооценивалась.

Известно, что оценки сейсмической опасности базируются на детальных исследованиях основных активных разломов, а также современной и исторической сейсмичности региона. Привлекаются также данные инструментальных наблюдений в изучаемом регионе, которые помогают следить за тенденциями развития сейсмического процесса и делать заключения о среднесрочном и долгосрочном прогнозе сильных землетрясений.

Для улучшения имеющихся исторических каталогов землетрясений в целях повышения достоверности оценки сейсмической опасности территории Джунгарии, а также обеспечения возможности лучше понять природу некоторых наблюдаемых геодинамических проявлений в этом регионе, использованы новые

данные, полученные в последние годы разными исследователями о палеоземлетрясениях и результатах перелокализации гипоцентров известных землетрясений.

Необходимость проведения исследований по выявлению и картированию активных разломов является весьма актуальной в связи с планами освоения территорий, прежде всего, в оценке связанной с ними сейсмической опасности с целью обеспечения нормального бесперебойного функционирования инфраструктурных объектов и, прежде всего, безопасности людей.

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 следующих научных исследованиях: «Оценка сейсмической опасности и сейсмического риска на территории Кыргызской Республики» (2012–2014 гг.) по разделу: «Оценка сейсмической опасности и сейсмического риска по геологическим данным»; проект по созданию модели землетрясений Центральной Азии (EMCA), составная часть глобального проекта GEM – «Глобальная модель землетрясений» (2011-2014 гг.); проект МНТЦ KR2398 «Унифицированный бюллетень и оценка сейсмической опасности территории Центральной Азии» (CASHA-BU) (2018-2023 гг.); Создание информационной основы сейсмологической базы данных для составления: карт общего сейсмического зонирования территории Республики Казахстан (2013–2014 гг.), карт детального сейсмического зонирования территорий восточного Казахстана (2021–2022 гг.).

Цели и задачи исследования. Основной целью настоящей работы являлось переоценка сейсмической опасности территории Джунгарии на основе данных об активных разломах.

Среди решаемых задач:

- 1) Сбор палеосейсмологической информации об очаговых зонах

сильнейших землетрясений, имевших место в зоне Джунгарского и Лепсинского разломов с учетом данных о современной сейсмичности района;

2) Оценка сейсмической опасности зоны Джунгарского разлома;

3) Выявление потенциальных сейсмогенерирующих структур на основе полученных данных.

Полученные результаты и их новизна.

- Впервые для территории Восточного Казахстана оценена сейсмическая опасность главных разломов этого региона Джунгарского и Лепсинского.

- Установлено, что Джунгарский и соседний с ним Лепсинский разломы «вспарывались» вместе, что привело к необычно высокому отношению величин смещения к длине, которое ранее предполагалось из поверхностного разрыва на Лепсинском разломе. Оценены потенциальные максимальные магнитуды землетрясений M_w 8.2 и M_w 8.4 для Джунгарского разлома отдельно или в сочетании с Лепсинским, соответственно, которые были возможно, одним из самых сильных внутриплитных землетрясений.

- Полученные данные позволяют пересмотреть отношение к вопросу о возможности возникновения сильных землетрясений в равнинных частях Казахстана. Как показывают наши данные, в пределах районов равнинной части Казахстана, прилегающих к Тянь-Шаню, могут возникать сильные землетрясения, с продолжительным периодом повторяемости. Это означает необходимость новой оценки сейсмической опасности в пределах рассматриваемой в работе территории.

Практическая и экономическая значимость полученных результатов

Результаты исследования могут быть использованы при оценке сейсмической опасности территории Восточного Казахстана.

Экономическая значимость заключается в уменьшении риска и ущерба при возможном сильном землетрясении в данном районе.

Основные положения, выносимые на защиту:

1. Основные разломы Джунгарии (главный Джунгарский и Лепсинского разломы) генерируют сильные землетрясения с магнитудой 8.2–8.4;
2. Установлено, что в Джунгарии около 400 лет назад имели место два отдельных сильных землетрясения — Лепсинское и Текесское — с магнитудами 7.5–8.2 и 7.5, это опровергает факт о единственном событии, которое ранее отнесено на территорию Кокшальской зоны Южного Тянь-Шаня;
3. При оценке сейсмической опасности необходимо учитывать данные, охватывающие значительно длительный период, чем инструментальные наблюдения, поскольку в стабильных регионах, как показывает пример Лепсинского разлома, могут быть активные и потенциально опасные структуры;
4. Выявлен факт сходного сценария в проявлении главных толчков и их афтершоков у землетрясений в разных областях Джунгарии;
5. Анализ сейсмичности зоны разлома и сегментация эпицентров позволяют выделить наиболее активные участки.

Методика исследований и достоверность результатов. Диссертация выполнена на основе результатов научных исследований, выполненных в период с 2015 по 2023 года. В этот период диссертант принимал участие в полевых исследованиях, проведенных в зонах основных разломов Восточного Казахстана.

Исследования проведены при поддержке программы NERC-ESRC «Повышение устойчивости к стихийным бедствиям» «Землетрясения без границ» (NE/J02001X/1), COMET, финансируемой NERC (GA/13/M/031), программой NATO «Наука ради мира». Полевые работы в 2019 году проводились при поддержке Исследовательского фонда наук о Земле Владимира Потанина в Сент-Эдмунд-холле, Оксфорд. Спутниковые снимки были предоставлены за счет средств Центра наблюдения и моделирования землетрясений, вулканов и тектоники (COMET).

Для выявления особенностей активных разломов использована морфология уступов Лепсинского разлома и изучены доказательства его

продолжения на соседний Джунгарский разлом. Произведена оценка распределения смещения в одиночных и кумулятивных смещениях событий по длине Джунгарского разлома, используя комбинацию спутниковых снимков Pléiades, цифровых моделей, полученных из спутниковых снимков и полевых исследований, а также полевых измерений и отбора образцов для определения возраста землетрясений. Произведена оценка вектора смещения и чистого смещения последнего события из закартированных разрывов поверхности, и предложены возможные сценарии разрыва палеоземлетрясений на основе сегментации разломов и смещений.

Личный вклад автора состоит в выполнении всех этапов работ, включая обзор отечественных и зарубежных источников литературы по теме исследования, сбор, анализ и обработку спутниковых данных, проведение полевых работ в зонах Джунгарского и Лепсинского разломов с замерами величины смещений, отбором образцов для определения возраста подвижек и т.д., построение цифровых моделей развития приразломного рельефа в зонах основных разломов Джунгарии и оценка сейсмической опасности этого региона, распознавание природы сейсмических источников на территории Казахстана и приграничных районов КНР, релокация сейсмических событий с применением региональных скоростных моделей RSTT на современной ПО ILoc, составление унифицированного каталога землетрясений с новыми данными о палеоземлетрясениях, оцифровка и построение различных тематических карт и графиков с применением современных программных средств как ArcGIS, QGIS, GMT, PyGMT, Python и др.

Апробация результатов исследования. Основные результаты исследования докладывались на международных научно – практических конференциях: - "Генеральная ассамблея EGU" (Вена, апрель 2020г.); - "X Международная конференция «Мониторинг ядерных испытаний и их последствий» в поддержку международного Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ДВЗЯИ)" (Алматы, август 2018г.); - Международная конференция «Спитакское землетрясение 30 лет спустя: опыт и

перспективы» (Ереван, Армения, 2018г.); - Генеральная ассамблея EGU (онлайн 2020г.); - Современные методы оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений для территории Республики Казахстан (Алматы, 2022г.); - X Международная конференция Семипалатинский испытательный полигон: Наследие и перспективы развития научно-технического потенциала. (Курчатов, сентябрь 2023г.); - XI Казахстанско-Китайский международный симпозиум «Прогноз землетрясений, оценка сейсмической опасности и сейсмического риска в Центральной Азии» (Алматы, сентябрь 2023г.).

Полнота отражения результатов диссертации в публикациях. По материалам диссертации опубликованы 14 научных статей в печатных изданиях, рекомендованных в НАК КР, в том числе в издательствах входящих в систему Scopus, WS и РИНЦ.

Структура и объем диссертации. Диссертация изложена на 120 страницах машинописного текста, состоит из введения, четырех глав, заключения и списка литературы, включающего 196 источников. Работа иллюстрирована 5 таблицами, 44 фотографиями и рисунками.

Благодарности. Считаю своим долгом выразить благодарность научному руководителю за постановку задач, конструктивные и ценные профессиональные советы и рекомендации: доктору геолого-минералогических наук, профессору Абдрахматову Канатбек Ермековичу, который на протяжении всего периода работы над диссертацией был моим наставником. Отдельную благодарность за ценные советы и консультации по улучшению содержания, и структуры диссертации доктору физ.-мат. наук Михайловой Наталье Николаевне, доктору геол.-минерал. наук Кожурину Андрей Ивановичу и доктору геол.-минерал. наук Стром Александру Леонидовичу ученому секретарю диссертационного совета, кандидату географических наук Токторалиеву Эркину Торобековичу и всему коллективу Института сейсмологии НАН КР.

ГЛАВА 1. ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ

Первые геологические исследования Джунгарии носили рекогносцировочный характер. К их числу относятся работы А.В. Влангали (1849-1851гг.), И.В. Мушкетова (1874-1876гг.), Г.Д. Романовского (1876-1879гг.), Р.М. Закржевского (1882-1885гг.), В. А. Обручева (1905-1909гг.) в котрых отмечены общие контуры геологических разрезов и тектоники Джунгарского Алатау [5-7].

В 1906 году А.К. Майстер составил первую геологическую карту, в 1916 году под руководством Н.Г. Кассина производились геологические и гидрологические исследования и составлена геологическая карта масштаб 1:420000. В течение ряда лет (1933-1938 гг.) в Джунгарском Алатау большую геологическую работу проводит М. М. Юдичев, который на основании личных наблюдений и работ других авторов составил геологическую карту масштаба 1:1000000 и написал монографию «Джунгарский Алатау», где детально оповещаются стратиграфия, тектоника и полезные ископаемые района [8].

Территория Джунгарского Алатау изучалась многими выдающимися исследователями такие как Сваричевская З. А. (1952г.), Войтович В. С. (1969г.), Курдюков К. В. (1953г.), Галицкий В. В. (1957г.), Афоничев Н.А. (1990г.), Диденко-Кислицына Л. К. (1966г., 2006г.), Новиков И.С. (2014г.) [9-16]. Были выяснены основные особенности геоморфологии и новейшей тектоники указанного региона, разработаны и составлены местные схемы стратиграфии палеоген-неогеновых и четвертичных отложений, выявлены основные этапы развития рельефа и т. д.

С 1951 по 1955 года Н. А. Семенов и В. П. Нехорошев проводили работы по изучению геологии и металлогении горных хребтов Малайсары, Котуркаин и бассейна р. Биже, хр. Алтын-Эмель, гор Матай, Дегерес и др. На основании этих работ, обобщения и анализа всех имевшихся материалов А. И. Семеновым в 1954 году была составлена первая металлогеническая карта Джунгарского Алатау в масштабе 1:500 000.

Одной из примечательных особенностей Южного, Юго-Восточного Казахстана (Тянь-Шань и Джунгарский Алатау), является наличие серии новейших разломов, которые начинаются от орогенической области и протягиваются в северо-западном направлении, вспарывая тело Казахской платформы (Восточно и Западно-Джунгарские, Жалаир-Найманский, Каратауский разломы [10, 17–19]. Однако, несмотря на достаточно хорошую выраженность указанных разломов в рельефе, имеется весьма мало доказательств того, что эти разломы были активны в течение позднего плейстоцена-голоцена и еще меньше свидетельств того, что в пределах этих разломов происходили сильные сейсмические события. Именно поэтому оценка сейсмической опасности этих разрывных структур часто занижена, а некоторые из таких разломов вообще не учтены при подобных исследованиях.

1.1. Сильные землетрясения Тянь-Шаня и Джунгарии

Растет понимание того, что активные разломы глубоко внутри континентальных недр ведут себя неожиданным образом, учитывая современное изучение сильнейших землетрясений и разрывов разломов [20-26]. Наблюдения за разрушительными землетрясениями в таких регионах с исторических времен до недавнего времени показывают некоторые свидетельства пространственной и временной кластеризации, что создает проблемы при применении стандартных моделей возникновения землетрясений, не зависящих от времени [27-32].

Разрывы землетрясений в континентальных недрах могут быть сложными, и есть несколько примеров, которые показывают возможность возникновения очень сильных землетрясений в сети множественных коротких разломов, которые могут иметь особое значение для разрыва в диффузных сетях критически напряженных разломов, как это обычно наблюдается в условиях внутренней части плит [32-35]. Более принципиально, существует неопределенность в том, в какой степени недавние и исторические данные о землетрясениях охватывают максимальную вероятную магнитуду будущих землетрясений [36-38] и взаимосвязь между длиной разрыва, средним и

максимальным смещением и магнитудой [23, 39-42]. Некоторые разломы в континентальных недрах разрываются при землетрясениях, при этом общее смещение разломов значительно больше, чем ожидалось для их длины, в соответствии с общим отношением скольжения к длине [43, 44, 20, 23]. Например, землетрясение 2001 года с магнитудой M_w 7.6 в Бхудже (Индия) сопровождалось скольжением ~ 10 м на разломе, простирающемся на 20–30 км в сторону и на 20 км в глубину [22, 24], и землетрясение 1897 года с M_w 8.1 в Ассам (Индия), сопровождалось скольжением 11–25 м на разломе протяженностью 110 км [21]. Возникновение необычно больших количеств смещения может быть связано со структурной зрелостью разломов, поскольку было высказано предположение, что более незрелые разломы имеют тенденцию разрушаться при более энергичных разрывах [39]. Большие сейсмогенные толщи, встречающиеся в некоторых внутриплитовых областях, также, вероятно, влияют на измеренное смещение из-за большей площади плоскости разлома для данной длины разлома [45-47]. Классификация, моделирование и возможное понимание возникновения землетрясений в континентальных районах оказывает непосредственное воздействие на современные подходы к оценке сейсмической опасности [48, 30]. Однако существует ограниченное число примеров землетрясений, которые демонстрируют конкретное поведение или которые изучены достаточно подробно, чтобы помочь уточнить масштабные отношения для континентальных интерьеров. Поэтому важно пересмотреть исторические данные и изучить палеосейсмические данные для обеспечения баз данных достаточно большой продолжительности [49-56, 32, 36].

Тянь-Шань - самая протяженная горная система в Центральной Азии, простирающийся на 2500 км между долготой 70° – 90° . Она пережила два крупных орогенных процесса, первый из которых произошел в позднем палеозое, а второй, продолжающийся, этап начался в кайнозое [57, 58]. Большинство параллельных хребтов, составляющих Тянь-Шань, сложены докембрийскими и палеозойскими метаморфическими и структурно деформированными магматическими породами, образовавшихся в результате

слияния островодужных террейнов во время позднепалеозойского варисканско-герцинского орогенеза [10, 59]. После относительно спокойной тектонической обстановки в мезозое столкновение Индии и Евразии активизировало позднепалеозойские структуры и привело к значительной деформации поверхности примерно 25 млн лет назад [60-64]. Считается, что эта последняя фаза орогенеза началась в позднем олигоцене на западном и в центральном Тянь-Шане, тогда как начало горообразования на северном Тянь-Шане произошло позже, в миоцене [58, 63-65]. Тянь-Шань ограничен на юге Таримской впадиной, а на севере Казахстанской платформой и Джунгарской впадиной. Вдоль южной границы проходит широкий складчато-надвиговый пояс [66-68], тогда как для северной окраины характерны крутые взбросовые разломы первого порядка [69, 70]. Внутренняя часть содержит несколько ограниченных разломами межгорных впадин, заполненных кайнозойскими отложениями до 10 км (см. рис 1.1) [65]. В пределах Тянь-Шаня также широко распространены сдвиговые разломы, причем левосторонние разломы параллельны хребту, а правосторонние разломы ССЗ-ЮЮВ простирания пререзают его наискосок. Два наиболее заметных правосторонних разлома – Талас-Ферганский и Джунгарский (см. рис. 1.1a). Скорость смещения Талас-Ферганского разлома в позднечетвертичном периоде составляет 2.2–6.3 мм/год [71], Джунгарского разлома – 1.4–4.6 мм/год [10, 72, 73].

Постоянные и периодические измерения скорости по GPS показывают, что западный Тянь-Шань имеет сокращение земной коры, равное 15–22 мм/год, что вдвое меньше общей скорости укорочения, измеренной по всему столкновению Индия-Евразия. Скорость укорочения уменьшается на восток, тогда как параллельное левостороннее сдвигание увеличивается [74, 75]. Данные GPS и геологические исследования показывают, что меридиональное сокращение обеспечивается активными взбросами широтного простирания как на окраинах, так и внутри орогена [76]. Крупные правые сдвиговые разломы, пререзающие Тянь-Шань наискось, такие как Талас-Ферганский и Джунгарский, также могут иметь некоторое укорочение путем вращения вокруг вертикальной оси [71, 73,

77]. Около 1–3 мм в год укорочения наблюдается в Джунгарском Алатау, который представляет собой горный хребет к северу от Тянь-Шаня (см. рис. 1.1б). Приблизительно 2 мм в год укорочения наблюдается к северу от горных районов, в пределах Казахской платформы [74, 75].

За последние двести лет в пределах и вокруг Тянь-Шаня произошел ряд разрушительных землетрясений [78] к которым относятся землетрясение Нилки 1812 года с магнитудой $M_w=8.0$ [79, 80], землетрясение 1906 года Манас $M_w=7.7$ [81], прилегающих к Борохоро-Шань в восточных частях Тянь-Шаня (рис. 1.1, а). Северная окраина Тянь-Шаня, включая области, близкие к городам Бишкек и Алматы, были подвержены рядом сильных землетрясений, начиная с Беловодского землетрясения 1885 года ($M_w=6.9$) с эпицентральной зоной к западу от Бишкека [82], а затем Верненское землетрясение 1887 года ($M_w=7.3$), что нанесло ущерб и привело к обширному оползню к западу от г. Алматы [83], Чиликское землетрясение 1889 года ($M_w=8.0-8.3$) [84] и Кеминское землетрясение 1911 года ($M_w=8.0$) [85-88]. В западной части Тянь-Шаня в 1946 году произошло Чаткальское ($M_w=7.6$) [89] и Суусамырское землетрясение (1992 г. $M_w=7.2$) [90, 33]. Из всех этих землетрясений только 1911 и 1992гг. имеют разрывы, которые были идентифицированы и нанесены на современные карты [88, 33], хотя также были найдены вероятные разрывы землетрясений 1812, 1889 и 1946 годов [89, 32, 77].

В окрестностях Джунгарского Алатау относительно мало крупных инструментально зарегистрированных землетрясений (см. рис. 1.1б), и все же имеются многочисленные свидетельства значительных разрывов на поверхности в доисторическом прошлом [91-93, 36], в том числе 120 км поверхностный разрыв с смещением $\sim 8-14$ м вдоль Лепсинского разлома [25] и 70 км поверхностного разрыва с смещением 8 м в районе Текеса [94, 95] (см. рис. 1.1б), оба из которых были предложены в качестве потенциального источника сильного землетрясения в 1716 году [96].

Тянь-Шань имеет важное значение как естественная лаборатория для изучения возникновения внутриплитовых землетрясений, а нетронутый

природный ландшафт на большей части региона обеспечивает возможность регистрации отдельных разрывов землетрясений, которые имели место за последние несколько тысяч лет (например, [62, 76, 97-99, 71, 80]). Существует также исторические летописи и ранние инструментальные записи крупных, кластеризованных, а иногда и сложных землетрясений [74, 76, 78, 100].

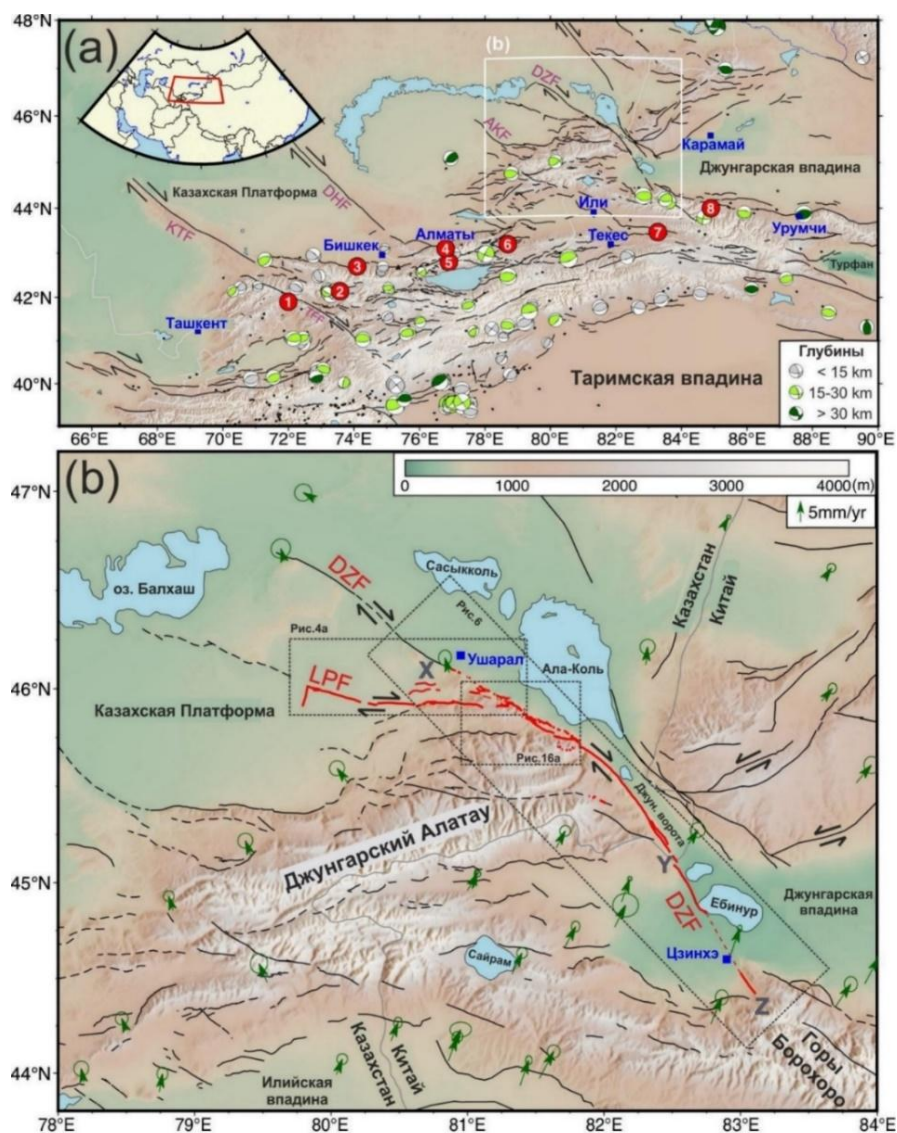


Рисунок 1.1 - Топография, активные разломы и отдельные исторические землетрясения Тянь-Шаня и Джунгарии и векторы скорости GPS [61, 75]. (a) механизмы землетрясений с магнитудой $M_w > 5$, с указанием глубин очага [68]; черные точки – землетрясения с $M_w > 4$ для 1965–2019 годов по данным GCMТ [101, 102]. Пронумерованные красные круги - эпицентры разрушительных землетрясений региона: 1- Чаткальское 1946г., 2- Суусамырское 1992г., 3- Беловодское 1885г., 4-Верненское 1887г., 5-Кеминское 1911г., 6-Чиликское

1889г., 7-Нилки 1812г., 8-Манасское 1906г. [101, 78, 79, 103]. (b) Красными линиями отображенные исследованные разрывы. Охват спутниковых снимков Pléiades, используемый в исследовании, простирается от точки X до Z. Голубые квадраты - основные города в этом районе; основные разломы: KTF-Каратауский, DHF-Жалайыр-Найманский, AKF-Актасский, DZF - Джунгарский, TFF: Таласо-Ферганский.

В частности, на севере Тянь-Шаня произошли серия крупных землетрясений (M_w 6.9-8.3), включающих Беловодское землетрясение 1885 г., Верном 1887 г., Чиликское 1889 г., Чон-Кеминское 1911 г. и Чуйское землетрясение 1938 г. [82-85, 104, 105]. Чиликское землетрясение 1889 года является крупнейшим из этой видимой последовательности, с моментной магнитудой, оцениваемой в 8.0–8.3 [84], и видимым разрывом по трем дискретным разломам, включая как лево-, так и правостороннее смещение, и с смещением до 10 м на центральном участке длиной 35 км ~ 175 км поверхностных разрывов, выявленных на основе спутниковых снимков и полевых исследований, короче, чем ожидалось для расчетной инструментальной величины по сравнению с глобальными компиляциями [32]. Широкое распространение изосейстальности предполагает гипоцентр глубиной до ~ 40 км [106]. Глубины гипоцентров землетрясений до 40 км определяются для некоторых недавних землетрясений, имевших место в предгорьях Тянь-Шаня на стыке с платформой [68, 107-109], и возможно, что эквивалентные глубины разрыва возможны в самых северных частях самого Тянь-Шаня, хотя современная сейсмичность в горных недрах обычно находится в диапазоне глубин 15-30 км (см. рис. 1.1а).

Впечатляющие масштабы и сложность Чиликского землетрясения 1889 г., а также других землетрясений в северном Тянь-Шане, побудили к исследованию долгосрочного поведения разломов в районе Тянь-Шаня. Такие исследования необходимы для того, чтобы пролить свет на возникновение крупных внутриплатформенных землетрясений в целом и лучше понять сейсмические риски, связанные с быстро растущими городами вдоль северной окраины Тянь-

Шаня, которые будут подвержены сотрясениям от крупных землетрясений на окраине и на предгорье (например, [110, 111]). В Тянь-Шане и его окрестностях подробно описаны лишь немногие землетрясения, произошедшие до XIX века [96, 112, 113], что означает, что идентификация и картирование разрывов имеет важное значение для расширения летописи в прошлое (например, [98-100, 114]).

Особенно поразительный одномоментный разрыв землетрясения описан у Кэмпбелл [25] на Лепсинском разломе, который является косым правосторонним и обратным разломом Казахской платформы (см. рис. 1.1b). Лепсинский разлом отличается своими размерами, с вертикальным смещением до 14 м, и необычно большим соотношением скольжения к длине, учитывая закартированную длину 120 км (см. рис. 1.2). Измерения скольжения, длины и предположения о том, что разрыв продолжается до максимальной глубины 35 км, использованы для оценки величины магнитуды в диапазоне M_w 7.5–8.2.

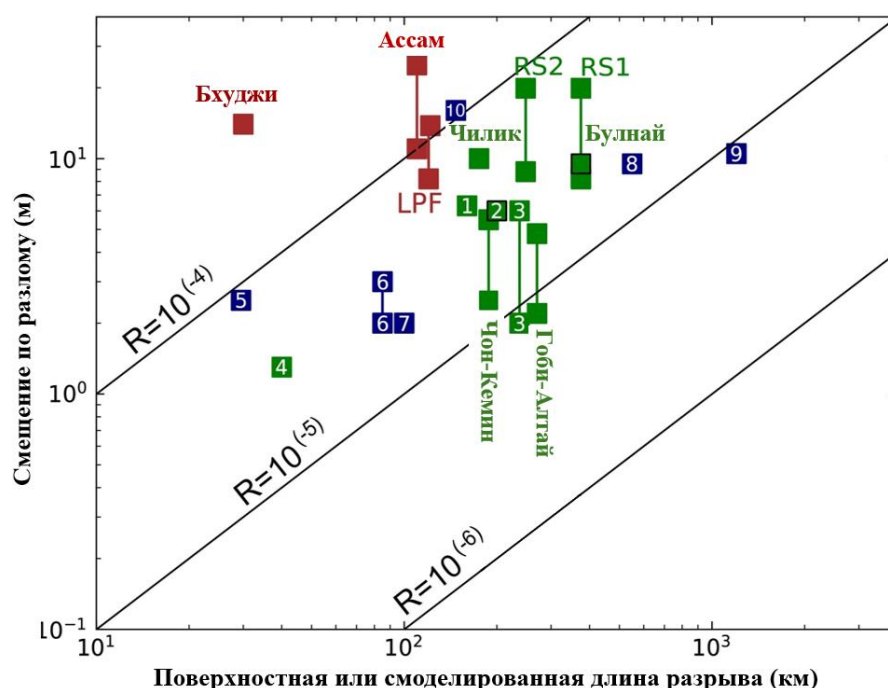


Рисунок 1.2 - Соотношение смещения к длине поверхностного или смоделированного разрыва (R). Внутриплатформенные землетрясения с высоким падением напряжения помечены коричневым - землетрясение Ассам 1897 года ($M_w=8.1$), Бхуджи 2001 года ($M_w=7.6$) и Лепсинского разлома (LPF) ($M_w=8.1-8.2$) [21, 25, 115]. Внутриплатформенные события высокой

магнитудой отмечены зелёным цветом своими названиями (1889 $M_w=8.0-8.3$ Чилик, 1905 $M_w=8.2-8.5$ Булнай, 1911 $M_w=7.8-8.0$ Чон-Кемин, 1957 $M_w=8.1$ Гоби Алтайское землетрясения) [32, 54, 84, 87, 116]. Другие внутриплатформенные события (зеленые) и известные межплитовые (синие) помечены цифрами для (1) Фуюн 1931 года ($M_w=7.9$), (2) Белуджистан 2013 года ($M_w=7.7$), (3) Хайюань 1920 года ($M_w=7.9$), (4) Могод 1967 года ($M_w=7.1$), (5) Дарфур 2010 ($M_w=7.1$), (6) Ландеры 1992 ($M_w=7.3$), (7) Чи-Чи 1999 ($M_w=7.6$), (8) Суматра 2005 ($M_w=9$) и (9) землетрясения Тохоку ($M_w=9$) 2011 года [117-124, 42]. Предложенные два сценария разрыва в настоящей работе отмечены как RS1 и RS2 (см. гл. 4.2)

1.2. Геоморфология Джунгарского Алатау и основные краевые разломы

Джунгарский Алатау представляет собой ороген, ориентированный примерно с востока на запад, географически отделенный от восточного Тянь-Шаня, хотя и тектонически связанный с ним (см. рис. 1.1a). Он имеет общую асимметрию с крутым рельефом на южной и восточной окраинах, с максимальным рельефом 2000м над окружающими осадочными бассейнами и постепенно уменьшающимся рельефом к западу и северу. Горные вершины сохраняют обширную поверхность пенеплена, изрезанную глубокими каньонами с востока на запад. Смещения и складчатость поверхности пенеплена указывают на наличие разломов внутри массива. Хребты Джунгарского Алатау с востока на запад ограничены взбросами, хотя присутствуют и правосторонние сдвиги с ориентировкой с ССЗ-ЮЮВ на СЗ-ЮВ, либо ограничивающие края высокого рельефа, как в случае Джунгарского разлома (см. рис. 1.1b).

Джунгарский правосторонний разлом проходит по границе северного Тянь-Шаня с юго-западной Джунгарской впадины, пересекая границу Казахстана и Китая. Джунгарский разлом существовал по крайней мере с середины палеозоя как структура, разделяющая герцинские тектонические зоны, и реактивировался с позднего кайнозоя как правосдвиговой разлом с взбросовой составляющей [10, 73]. Разлом имеет длину ~400 км и простирается с востока от

озера Балхаш на севере до Борохоро Шан в Китай на юге. Он разделяет горы Джунгарского Алатау и западную окраину Джунгарской котловины и проходит вдоль западной стороны Джунгарских ворот, крупного низкоуровневого перевала через хребты восточного Тянь-Шаня.

Джунгарский разлом был разделен на три основных геоморфологических участка [73]. Северо-западный участок представляет собой участок с низким рельефом на северо-западе ~ 150 км к северу от города Ушарал в пределах Казахской платформы. Центральный участок представляет собой участок протяженностью ~ 160 км, усекающий восточную окраину Джунгарского Алатау, с постепенным изменением простирания на $\sim 20^\circ$ у озера Алаколь. В этом центральном разрезе обнаружены косые компоненты скольжения с обратными и ударно-скользящими компонентами, разделенными на две субпараллельные ветви [73]. Юго-восточный участок простирается на ~ 90 км через бассейн озера Эбинур до берега Борохоро-Шаня. Джунгарский разлом заканчивается на юго-востоке либо в пределах Борохоро-Шаня, как показано на наших картах, либо продолжается через Борохоро-Шань и заканчивается Турфанской впадиной (например, [91, 92, 36]). В работах [92, 36], оценивают скорость смещения ~ 5 мм/год в течение последних 300 тыс. лет и ~ 3.2 мм/год в течение последних 100 тыс. лет, соответственно, в южной части разлома в Китае [73] оцениваемая скорость подвижки в 2.2 ± 0.8 мм/год в течение последних 26 тыс. лет на южной оконечности центрального участка, к северу от казахстанской границы, где долгосрочная скорость подвижки составляет 3 ± 1 мм/год [10, 72]. В настоящей работе исследован Джунгарский разлом от его северной оконечности до места впадения в Борохоро-Шань. Разлом разделен на восемь секций на основе сегментации, изменений простирания и пересечения с крупными ответвляющимися разломами.

Лепсинский разлом простирается примерно на 110° от Джунгарского Алатау до низменной Казахской платформы. Угол погружения $\sim 50^\circ$ на юг, обладает как обратными, так и декстральными компонентами скольжения с азимутом вектора скольжения $317^\circ\text{--}343^\circ$ [25]. Восточная часть Лепсинского

разлома, близкая к Джунгарскому разлому, имеет отчетливый след с поднятием южного крыла. Свежие палеосейсмические следы Лепсинского разлома простираются по всей длине, протяженностью ~120 км [25].

1.3. Сеть сейсмического мониторинга Джунгарии

Детальное систематическое изучение сейсмического режима землетрясений юго-востока Казахстана и прилегающей территории проводилось КСЭ ИФЗ АН СССР под руководством И. Л. Нерсесова [125-129]. Первая стационарная сейсмическая станция на территории Джунгарии была открыта в 1960 году в районе села Кызыл-Агач. Она была частью региональной сети наблюдений Северного Тянь-Шаня, куда входили станции Алма-Ата, Фрунзе (1927г.), Пржевальск (1950г.), Или (1951г.), Курменты (1951г.), Чилик (1951г.), Алма-Ата-2 (Талгар) (1951г.), Рыбачье (1952г.), Фабричная – (1953г.). Эти станции были оборудованы сейсмографами Харина с увеличением до 30–40 тыс., частотная характеристика которых позволяло получать записи близких и местных землетрясений.

В 1969 году в связи с организацией отдела геофизики при Институте геологических наук АН Казахской ССР, с июня 1976 года на его базе Института сейсмологии АН Казахской ССР сейсмические станции КСЭ ИФЗ АН СССР, расположенные на территории Казахстана, были переданы вновь организованному отделу ИГН АН Каз ССР.

В 1973-1980 годах происходит развитие сети региональных наблюдений с вводом в действие трех новых станций 1 класса – «Тургень», «Курты», «Медео», оснащенных высокочувствительной сейсмологической аппаратурой, установленной в штольнях на коренных породах, а также четырех станций 2 класса – «Талды-Курган», «Кастек», «Тянь-Шань», «Джамбул». Таким образом, станция Талды-Курган (1975) стала второй станцией на территории Джунгарии.

В 1987 году была открыта станция Жаркент, в 1988 году станция Кызыл-Агач была закрыта и вместо нее открыта станция Капал-Арасан. В 2000–2002 годах были открыты станции Архарлы, Мынбулак и в 2015 году станция

Коныролен [130]. В настоящее время все вышеперечисленные станции относятся к ННЦСНИ МЧС РК. В таблице 1.1 приведены параметры мест расположения станций сети ННЦСНИ МЧС РК на территории Джунгарии.

Таблица 1.1 - Сведения по сети сейсмических станции ННЦСНИ МЧС РК на территории Джунгарии

№	Название станции	Код	С.Ш.	В.Д.	Высота над у.м., м
1	Талды-Курган	TDK	45.006°	78.405°	601
2	Жаркент	DJR	44.431°	79.787°	1600
3	Капал-Арасан	KAP	45.283°	79.356°	946
4	Архарлы	ARX	44.213°	77.827°	1010
5	Мынбулак	MNB	44.099°	78.479°	1407
6	Коныролен	KNO	44.359°	79.179°	1630

1.4. Специальная система сейсмологического мониторинга ИГИ НЯЦ РК

В национальных интересах, в интересах развития регионального и международного сотрудничества правительством Республики Казахстан 30 сентября 1996 года подписан и 14 мая 2002 года ратифицирован Договор о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ДВЗЯИ) [131, 132].

Цель ДВЗЯИ заключается в том, чтобы эффективным, поддающимся контролю способом наложить запрет на проведение ядерных испытаний во всех средах. Как и в отношении других договоров, касающихся разоружения и нераспространения, одним из ключевых элементов на переговорах по ДВЗЯИ был режим контроля. Договориться о всеобъемлющем запрещении испытаний без надежного режима контроля было бы невозможно. Отсюда появилась статья IV, которая устанавливает режим контроля, состоящий из следующих элементов:

- 1) Международная система мониторинга;
- 2) Консультации и разъяснения;

- 3) Инспекции на месте;
- 4) Меры укрепления доверия.

Каждое государство – участник обязуется в соответствии с настоящим Договором сотрудничать через свой Национальный орган, учреждаемый согласно пункту 4 статьи III, с Организацией и с другими государствами-участниками для содействия контролю за соблюдением настоящего Договора путем: а) создания необходимых объектов для участия в этих мерах контроля и установления необходимой связи; б) предоставления данных, получаемых от национальных станций, которые входят в состав Международной системы мониторинга.

Подготовительной Комиссией при Техническом Секретариате Организации по ДВЗЯИ подготовлен документ *Requirements for Site Survey for Seismic Stations, 30 September 1997, Preparatory Commission for the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization (CTBTO) CTBTO/PC/IV/WGB/I*), который содержит следующие требования к выбору участка для размещения сейсмических станций:

- ✓ сейсмические станции должны иметь координаты, указанные в протоколе Договора, или близкие к ним;
- ✓ уровень фоновых сейсмических шумов должен быть низким и соотношение сейсмического сигнала к фоновому шуму – наилучшим;
- ✓ участок размещения станции должен быть сложен коренными, не разрушенными горными породами, а в местах установки сейсмометров горные породы должны быть однородными;
- ✓ топографическая ситуация в месте размещения сейсмической группы должна быть благоприятной;
- ✓ должна быть обеспечена возможность доступа к сейсмической группе для иностранных специалистов;
- ✓ участок должен быть доступен для транспорта;
- ✓ должны существовать источники энергии и необходимые коммуникации;

- ✓ должна существовать возможность материально-технического обеспечения станции.

В связи с перечисленными требованиями необходимые исследования по выбору участка для размещения новых сейсмических групп в Казахстане включали следующую последовательность работ [133, 134]: 1) выбор потенциальных альтернативных мест расположения сейсмической группы в районе с координатами, обозначенными в приложении к протоколу ДВЗЯИ. На этом предварительном этапе проводились работа с имеющимися в архивах геологическими и топографическими картами, отчетами; 2) рекогносцировочные полевые работы на каждом из намеченных участков, осмотр участков, инженерно-геологические исследования, изучение имеющейся инфраструктуры, сбор данных для исследования сейсмических шумов; 3) дополнительный сбор и анализ комплекса данных по участку – результатов инженерно-геологических исследований, изучения инфраструктуры, данных по сейсмическим шумам и др.; 4) отбор и утверждение одного из нескольких альтернативных участков с определением конфигурации элементов сейсмической группы; 5) проведение полевых работ на выбранном участке - разбивка сейсмической группы на местности, определение координат элементов группы, бурение при необходимости разведочных и гидрогеологических скважин для изучения на глубину геологического строения участка, уточнения литологического разреза, гидрогеологического режима и получения других необходимых данных; 6) разработка проекта станции.

Дальнейшие работы представляли собственно сооружение сейсмической группы и включали: а) этап строительства сейсмической станции – бурение скважин для установки сейсмометров, подведение электроэнергии, линий связи и других коммуникаций, сооружение зданий, обеспечивающих жизнедеятельность сейсмической группы; б) этап установки и настройки оборудования, пробного пуска сейсмической группы; в) этап сдачи станции в эксплуатацию; г) сертификацию станций международной комиссией.

Таким образом, на территории Республики Казахстан была создана и успешно функционирует система контроля за проведением ядерных испытаний. Система включает восстановленные, модернизированные и заново построенные в период 1994–2016гг. геофизические станции, систему коммуникаций, а также созданный в 1999 году Центр сбора и обработки специальной сейсмической информации (ЦСОСИ), расположенный в г. Алматы [135, 136]. Участки, где размещены станции и аппаратура, отвечают всем требованиям и критериям, которые были предъявлены Подготовительной Комиссией при Техническом Секретариате Организации по ДВЗЯИ.

На рисунке 1.3 представлена карта расположения сейсмических станций сети ИГИ НЯЦ РК и ННЦСНИ МЧС РК на всей территории Республики Казахстан [137-140].

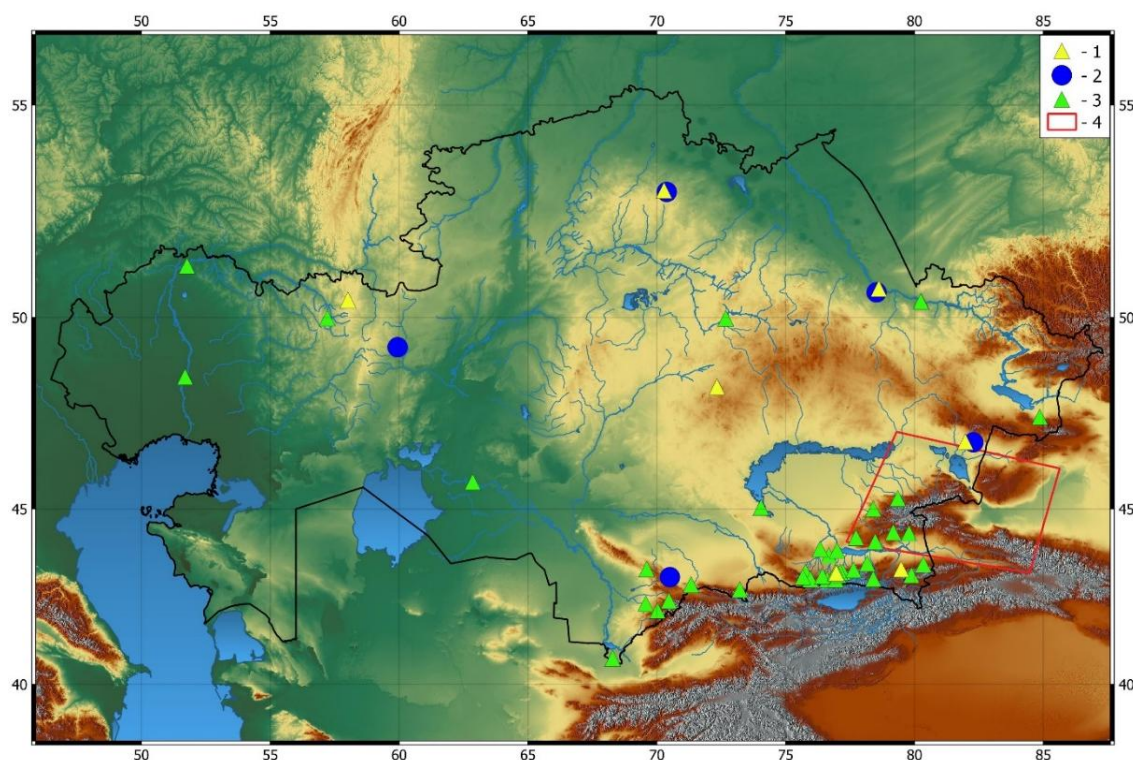


Рисунок 1.3 - Карта Республиканской сети сейсмологического мониторинга территорий Казахстана: 1- трехкомпонентные станции сети НЯЦ РК; 2 - сейсмические группы сети НЯЦ РК; 3- трехкомпонентные станции ННЦСНИ; 4- граница района исследования «Джунгария».

1.5. Особенности конфигурации и обработки данных станций сети ННЦСНИ МЧС РК и ИГИ НЯЦ РК

При всех сейсмологических исследованиях первоочередной задачей является определение времени возникновения (t_0) сейсмического события, координат эпицентра (φ , λ) и глубины очага (h) землетрясений или взрыва. Очевидно, что от надежности результатов их определения в значительной степени будут зависеть все последующие построения и выводы. В практике определения t_0 используют 2 способа: 1- по разностям вступлений P - и S -волн с помощью регионального годографа; 2 - по методу Вадати, путем построения в плоскости P и S - P зависимости между временами вступления P волн и S - P на различные станции. Кинематические методы определения положения эпицентра и глубины очага основаны на использовании времен вступлений или времен пробега сейсмических волн. Это графоаналитические методы Исикавы, изохрон, засечек, гипербол, эпицентральных и другие. Эпицентр землетрясений находят как пересечение линий гипербол, окружностей, хорд. Каждый из этих способов имеет преимущества и недостатки. Для определения гипоцентра сейсмического события вышеотмеченными методами необходимы данные как минимум 3-х станций, расположенных в различных азимутах от эпицентра.

Сейсмические станции, входящие в сеть ННЦСНИ МЧС РК, являются трехкомпонентными, т. е. каждая станция регистрирует движение грунта в трех ортогональных направлениях. В практике ННЦСНИ МЧС РК для определения основных параметров очагов (t_0 , φ , λ , h) используются вышеперечисленные методы, (в настоящее время – это машинные методы минимизации времен пробега).

Особенностью сети ИГИ НЯЦ РК является то, что она в основном состоит из сейсмических групп различной конфигурации, расположенных по периметру Казахстана. Сейсмические группы используют датчики, установленные в скважинах по определенной геометрической схеме на территории, максимальные размеры которой часто называют апертурой [141, 142]. На рисунке 1.4 представлена конфигурация сейсмической группы Маканчи, состоящая из 9

элементов. Расстояние между элементами сейсмической группы зависит от следующих факторов [141, 142]: 1- частота сигнала, который необходимо усилить; 2- шума, который необходимо снизить [143]; 3- геологии участка.

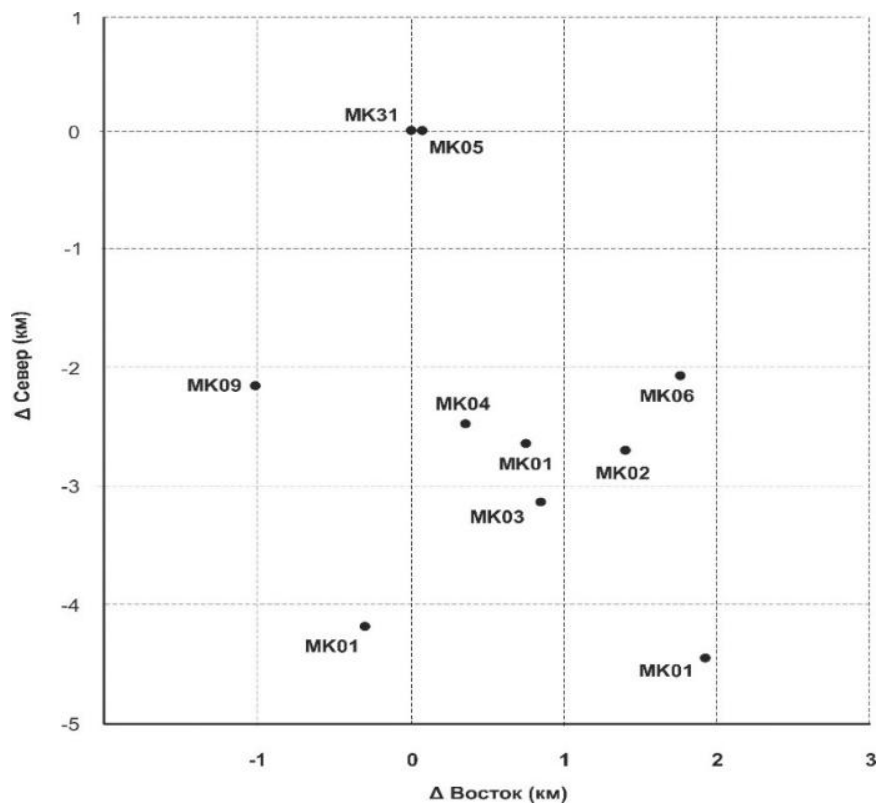


Рисунок 1.4 - Конфигурация сейсмической группы Маканчи.

Сейсмические группы отличаются наилучшими условиями для регистрации сейсмических сигналов среди всех казахстанских станций, характеризующимися низким уровнем сейсмических шумов в районе расположения. Как видно из рисунка 1.5, сейсмический шум на всех станциях достаточно низок, уровень спектральных кривых плотности сейсмического шума тяготеет к нижнеуровневой мировой модели шума Петерсона [144]. Это обеспечивает высокую эффективность станций по обнаружению сигналов от землетрясений и взрывов.

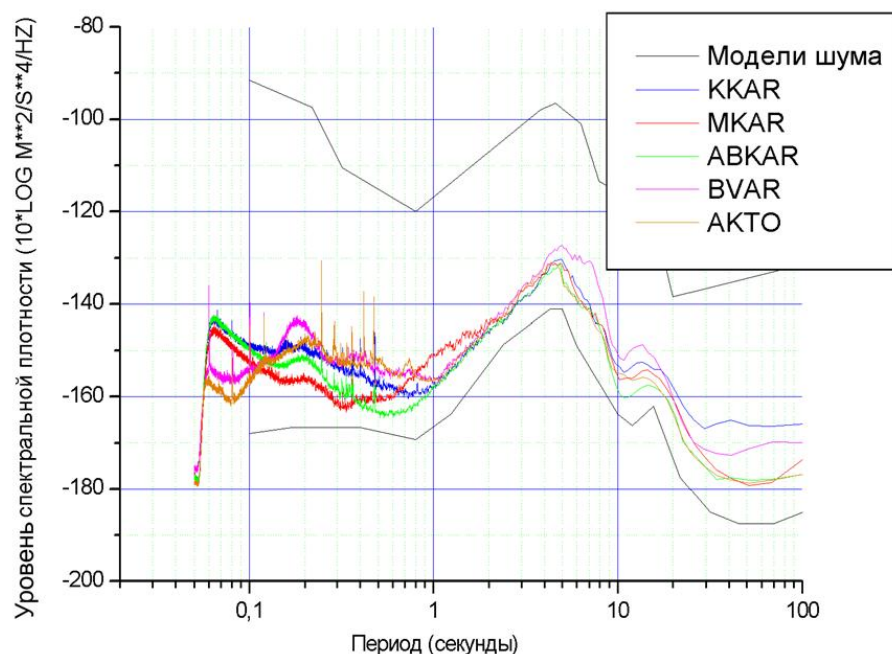


Рисунок 1.5 - Спектральные характеристики сейсмического шума сейсмических групп сети ИГИ НЯЦ РК.

Благодаря тщательному выбору площадок с точки зрения геологии и характеристик сейсмического шума, удачной конфигурации групп, комплексированию широкополосной и короткопериодной аппаратуры, все станции системы являются высокочувствительными как к региональным, так и к телесейсмическим событиям [133, 134, 143–146]. Это позволяет успешно использовать систему как в рамках национального, так и международного мониторинга.

Сейсмические группы имеют несколько важнейших преимуществ по сравнению с трехкомпонентными станциями. Данные группы могут быть использованы для увеличения отношения сигнал/шум, что облегчает выделение сигнала на фоне помех. При усреднении по группе случайный шум на индивидуальных датчиках значительно подавляется из-за деструктивной интерференции, а когерентные сейсмические волны усиливаются за счет конструктивной интерференции. Это позволяет получить более точные оценки времени вступления и природы сейсмических фаз.

Группы также позволяют получить более точные оценки азимута прихода и относительной скорости сейсмических сигналов по сравнению с 3-компонентными станциями. Эта информация помогает увеличить точность сейсмической локализации источников сигналов. На рисунке 1.6 приведена сейсмограмма события, зарегистрированного сейсмической группой Маканчи, и пример нахождения азимута на источник и кажущиеся скорости сейсмических волн.

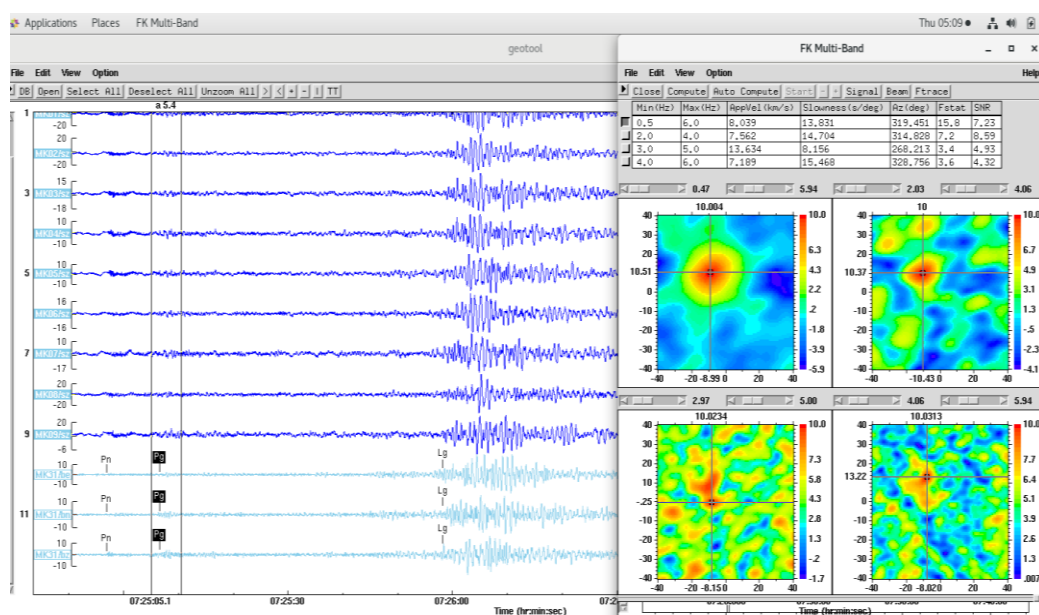
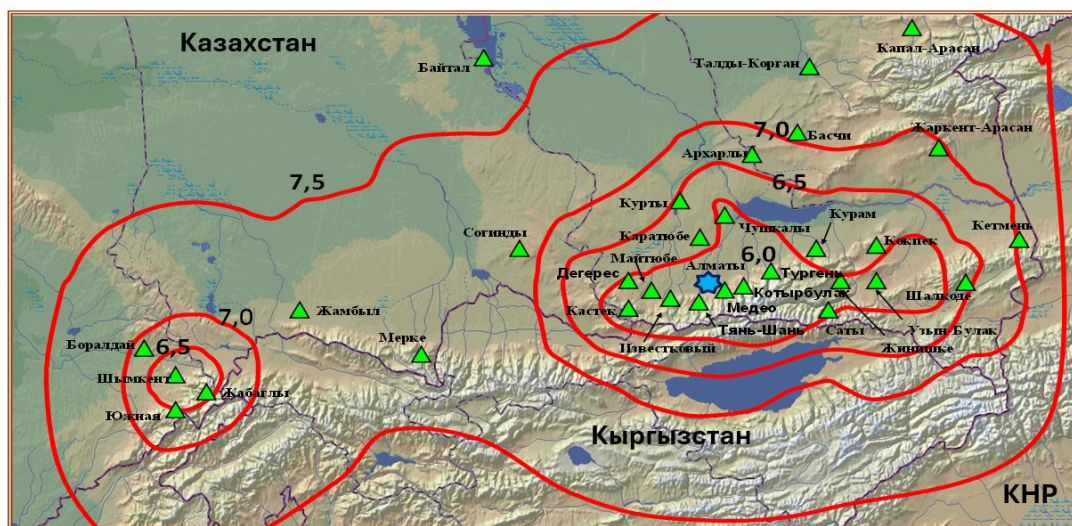


Рисунок 1.6 - Пример записи (слева) и нахождения азимута прихода и кажущейся скорости (справа) сейсмических сигналов по группе Маканчи.

1.6. Представительность станций сети ННЦСНИ МЧС РК и ИГИ НЯЦ РК

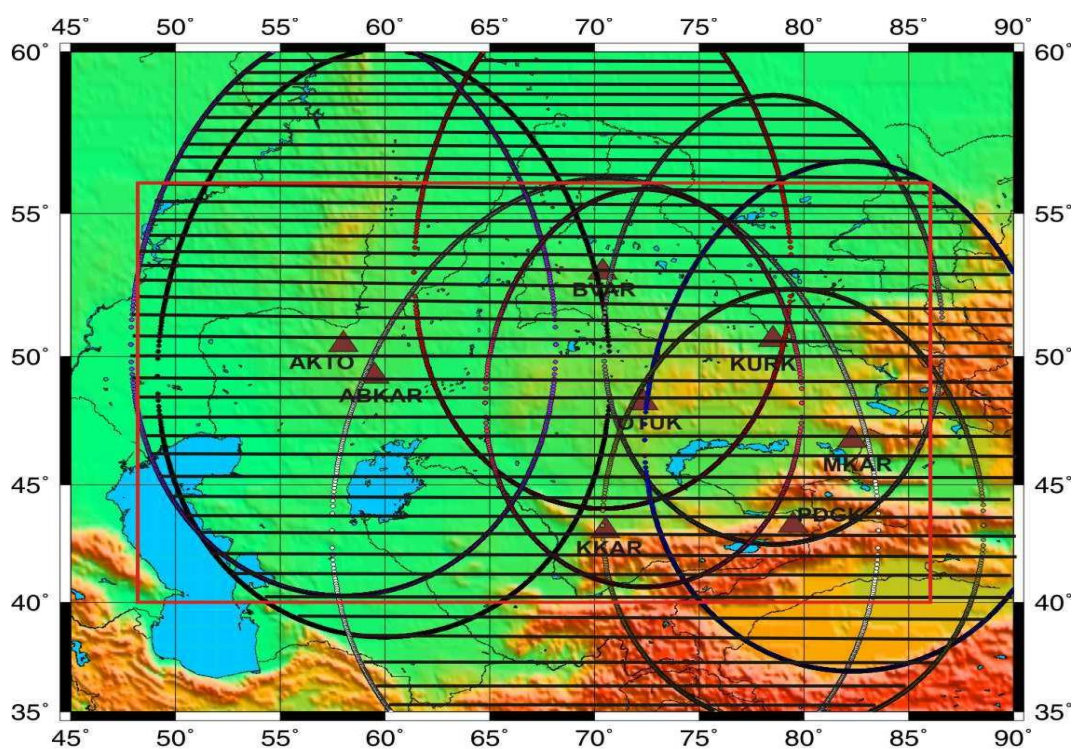
Одним из важнейших моментов при изучении сейсмического режима является оценка представительности землетрясений, которая определяется как минимальный пороговый уровень энергетического класса (K_{min}) или магнитуды (M_{min}), начиная с которого все землетрясения данного района регистрируются без пропуска. Построение карты эмпирических полей представительной регистрации землетрясений проводится разными способами: - способ анализа дальности регистрации землетрясений сейсмическими станциями; - способ

анализа графиков накопления числа землетрясений с очагами разных энергий; -
расчетный способ.



При отдельных трехкомпонентных станциях для построения поля представительной регистрации необходимым условием является наличие как минимум 3-х станций для локализации сейсмического события, расположенного в различных азимутах от эпицентра события.

территории областью представительной регистрации даже одной сейсмической группой, чтобы событие было обнаружено, распознано и обработано. Наилучшими по дальности регистрации на региональных расстояниях являются сейсмические группы АВКАР, ККАР и МКАР [148, 149].



На рисунке 1.9 показана карта минимальных энергетических классов событий, зарегистрированных сетью ИГИ НЯЦ РК, включенных в интерактивный каталог сейсмических событий KNDC [150]. Вся территория была разбита на элементарные ячейки 20 x 20 км и выбирался минимальный энергетический класс сейсмических событий, попавших в эту ячейку. Из рисунка видно, что магнитудная чувствительность районов сейсмических групп

Маканчи, Каратау, Акбулак очень высока. В радиусе около 555 км регистрируются землетрясения с магнитудой $m_{rv} \geq 2$, а в радиусе 1300 км с $m_{rv} \geq 3.5$ [149]. В настоящее время на всей территории Казахстана сетью ИГИ НЯЦ РК без пропусков регистрируются сейсмические события с магнитудой $m_{rv} \geq 3.5$ и с энергетическим классом $K \geq 8.5$. При этом значительно более слабые события регистрируются и локализуются вблизи сейсмических групп, что и видно на рисунке 1.9.

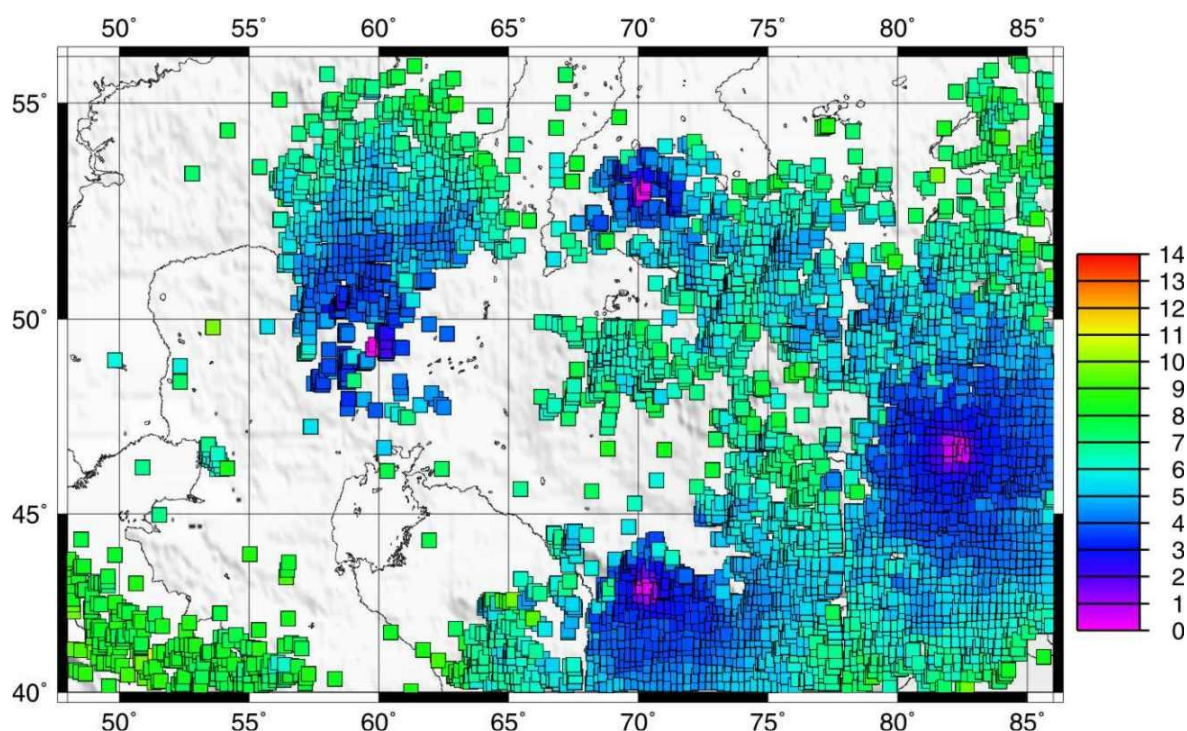


Рисунок 1.9 - Карта минимальных энергетических классов регистрируемых землетрясений.

Выводы по первой главе:

Территория Джунгарского Алатау изучалась многими выдающимися исследователями такие как Сваричевская З. А., Войтович В. С., Курдюков К. В., Галицкий В. В., Афоничев Н.А., Диденко-Кислицына Л. К. И., Новиков И.С. Были выяснены основные особенности геоморфологии и новейшей тектоники указанного региона, разработаны и составлены местные схемы стратиграфии палеоген-неогеновых и четвертичных отложений, выявлены основные этапы развития рельефа и т. д.

Понимание поведения активных разломов внутри континентальных недр является ключевым для эффективного прогнозирования и смягчения последствий землетрясений. Недавние исследования указывают на сложность этого поведения, особенно в контексте временной и пространственной кластеризации землетрясений, а также неожиданных смещений разломов. Геологические структуры, такие как Тянь-Шань, представляют собой объекты изучения, которые помогают расширить наше понимание о тектонических процессах и сейсмической активности.

В настоящее время сейсмический мониторинг Джунгарии и прилегающих территории производится шестью станциями сети ННЦСНИ МЧС РК и двумя станциями сети НЯЦ РК.

Введенная в строй сейсмическая группа Маканчи (НЯЦ РК) имеет низкий уровень сейсмических помех, и использование современных методов обработки сейсмических данных позволило уменьшить уровень представительной регистраций сейсмических событий из района территории Джунгарии.

ГЛАВА 2. МЕТОДОЛОГИЯ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектом исследования являются активные разломы, историческая и современная сейсмичность Джунгарии.

Предмет исследования: условия возникновения и характеристики крупных континентальных землетрясений восточного Тянь-Шаня, выявленных на территории Джунгарии.

2.1. Составление унифицированного каталога землетрясений

В задачу настоящей работы входил сбор информации как можно за более длительный период с древнейших времен до последних лет, поэтому были использованы самые различные источники данных и не только по Казахстану, но и по окружающим его странам. Следует отметить, что до 1990 г. года распада Советского Союза, сейсмические наблюдения, обработка данных, создание каталогов, построение карт сейсмического районирования происходило во всех республиках бывшего СССР координированно, по сходным подходам и методикам. Существовало тесное взаимодействие ученых разных стран в рамках ЕССН (г. Москва, руководитель ЕССН Н. В. Кондорская, 1962-1991гг), в рамках Среднеазиатского Центра по прогнозу землетрясений (г. Душанбе, Таджикский Институт сейсмостойкого строительства и сейсмологии, руководитель Негматуллаев С.Х., 1969-1991гг.). Это сотрудничество касалось, в первую очередь, составления каталогов землетрясений различного уровня оперативности. Результатом усилий сейсмологов СССР явился «Специализированный каталог землетрясений Северной Евразии с древнейших времен по 1990 г.» [151], который был использован при расчете комплекта карт районирования сейсмической опасности территории России [152]. После 1990 г. налаженная совместная работа сейсмологов разных стран бывшего Союза была нарушена. Прекратили свое существование оба Центра - ЕССН и Среднеазиатский. Резко сократилось количество работающих сейсмических станций в сопредельных с Казахстаном странах Центральной Азии. Было

прервано составление оперативных бюллетеней Средней Азии и Казахстана. Почти исчезла система обмена данными. Существовавшие до этого унифицированные подходы и методики претерпели изменения. Последствия этих негативных изменений не преодолены и до сих пор. Стало очевидным, что однородность каталогов для всей территории нарушена, восстановление сейсмологических баз данных за период с 1991 г. стало проблемой.

Первым шагом на пути современного сбора данных по землетрясениям Центральной Азии явились работы по проекту МНТЦ CASRI [153]. Проект выполнялся в 2006–2009 гг. с участием стран Центральной Азии Кыргызстана, Казахстана, Узбекистана и Таджикистана. Задача составления каталога касалась только сильных землетрясений с магнитудой более 4.5 и выполнялась при координации Центра данных ИГИ НЯЦ РК. Каталог был составлен по событиям до 2005 г.

Вторым шагом были работы в 2009–2014 гг. по проекту создания модели землетрясений Центральной Азии (EMCA), который, в свою очередь, являлся составной частью глобального проекта GEM – «Глобальная модель землетрясений». Эта работа координировалась Центром изучения Земли (GFZ) Потсдам, Германия. Исследуемая территория была расширена по сравнению с проектом CASRI за счет Туркменистана, каталог включал данные по 2009 г., нижней магнитудой землетрясений была $M=3.5$. Его достоинством является представление данных не только по традиционно сейсмически активной территории Казахстана, но и по другим регионам, до последнего времени считавшимися асейсмичными. Все магнитуды были приведены к одной опорной расчетной магнитуде, скоррелированной с самой приоритетной в последние годы моментной магнитудой M_w [154].

Рассмотрены различные пороговые значения магнитуды каталога EMCA для разных периодов времени: для периода 1900–1917 гг. пороговая магнитуда составляет $M_s=7.5$ для всей территории Центральной Азии и $M_s=6.5$ для неглубоких землетрясений в стабильных континентальных регионах; для периода 1918–1959 гг. пороговая величина составляет $M_s=6.25$; для 1960–2009 гг.

пороговая величина составляет $M_s=5.5$ (см. рис. 2.1). Учитывая результаты полноты, соотношение Гутенберга–Рихтера характеризуется значением b , равным 0.805. На рисунке 2.2 приведена карта эпицентров землетрясений с $M \geq 5$, вошедших в каталог ЕМСА.

В 2018 году стартовал проект МНТЦ «CASHA-BU» [155], при участии сейсмологических центров Казахстана, Кыргызстана и Таджикистана совместно с Ливерморской национальной лабораторией им. Лоуренса и Мичиганского государственного университета США. Целью сохранения в электронном виде имеющихся в архивах трёх стран (Казахстан, Кыргызстан, Таджикистан) сейсмических станционных бюллетеней, создание единого, унифицированного по параметрам сейсмического бюллетеня Центральной Азии. Сформированный на этих данных новый единый сейсмический каталог, а также проанализированные региональные записи сильных движений и база данных активных разломов Центральной Азии будут использованы для вероятностной оценки сейсмической опасности территории стран региона. На рисунке 2.3 приведена карта эпицентров землетрясений с $M_w \geq 4$, вошедших в каталог CASHA-BU [155].

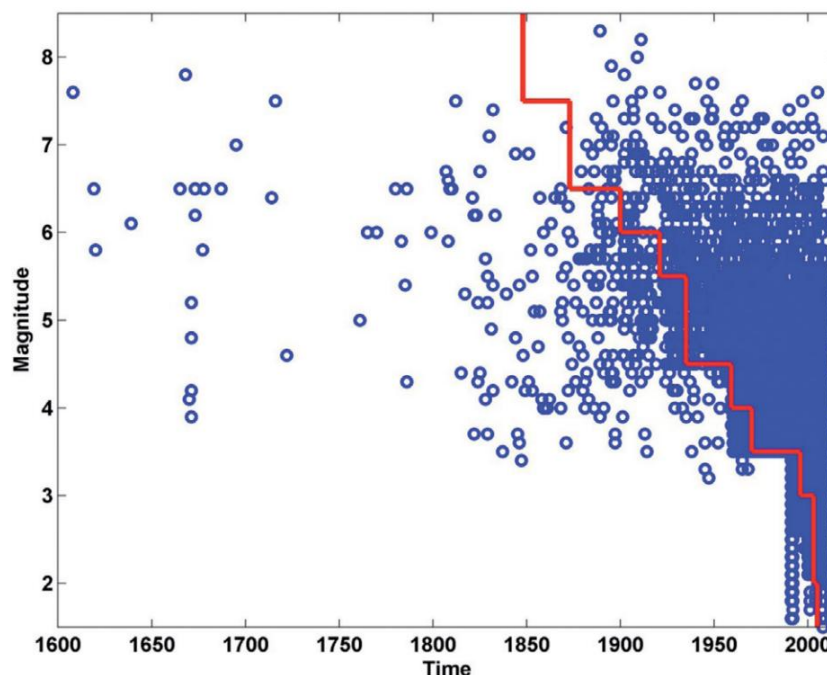
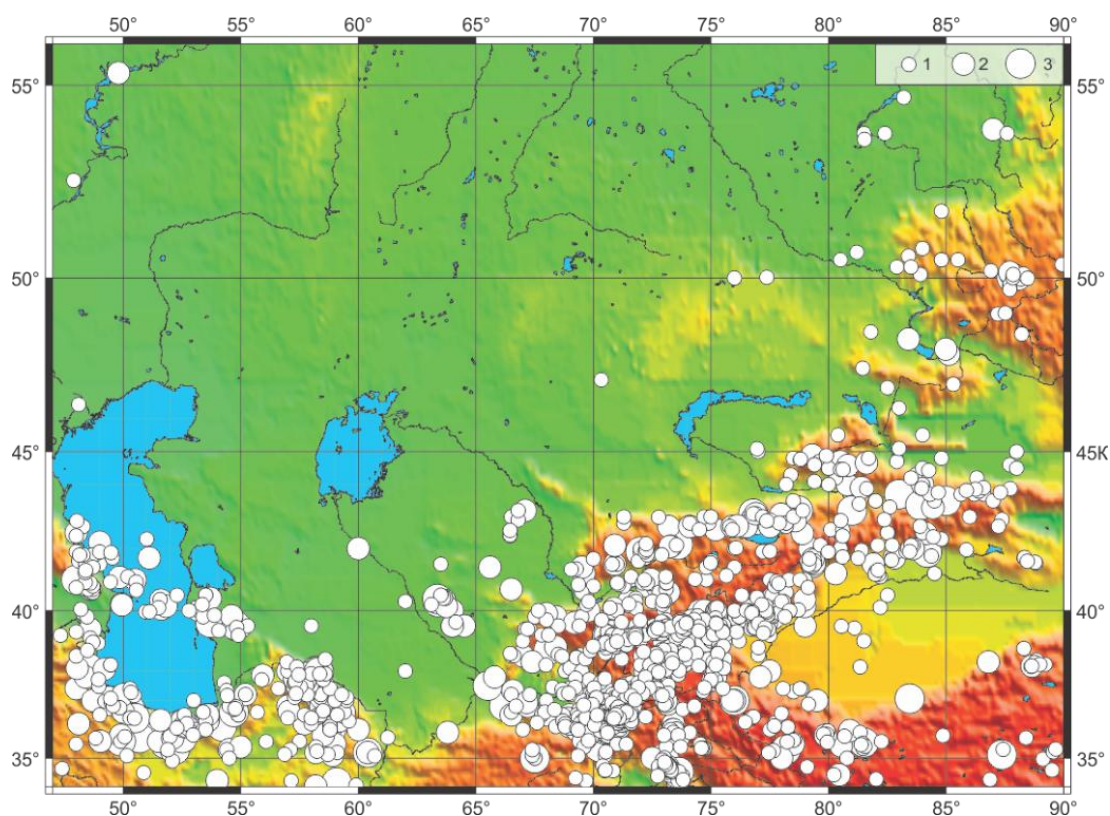


Рисунок 2.1 - Анализ полноты (красная линия) каталога ЕМСА по магнитуде MLH [154].



1- ($5 \leq M \leq 6$); 2 – ($6.1 \leq M \leq 7$); 3 – $7.1 \leq M$

Рисунок 2.2 - Карта эпицентров землетрясений Центральной Азии с $M \geq 5$ (с исторических времен по 2009 год).

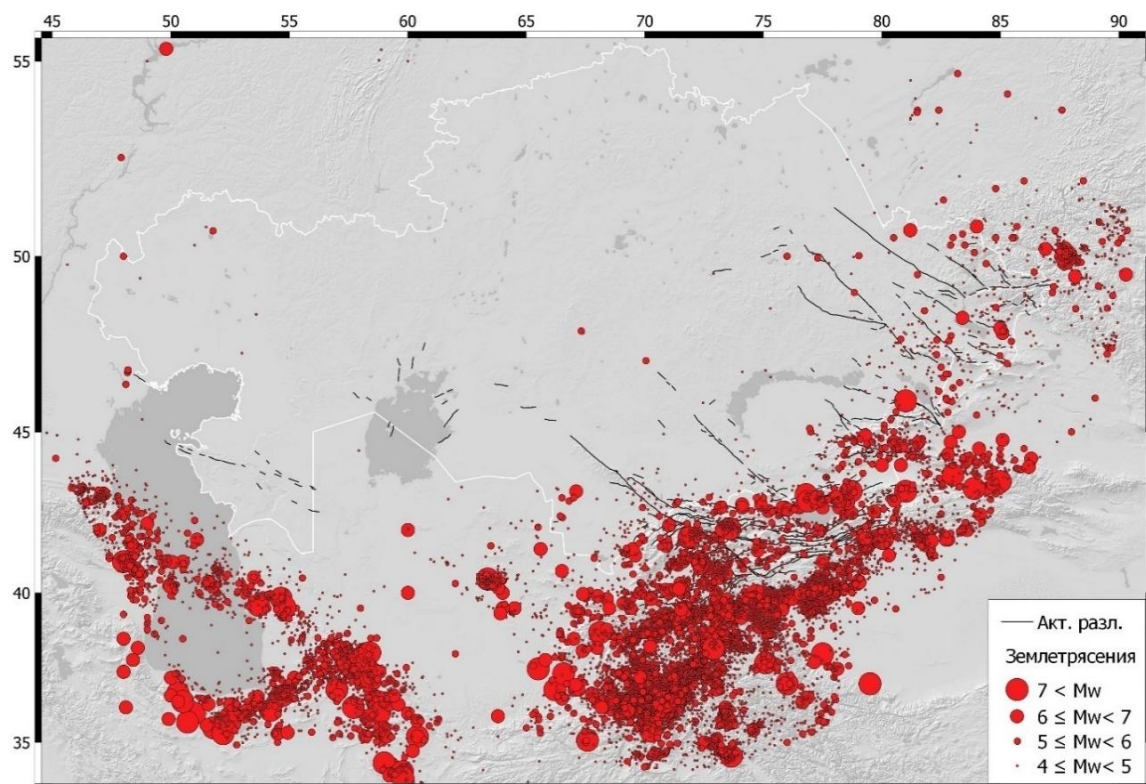


Рисунок 2.3 - Карта эпицентров землетрясений Центральной Азии с $M \geq 4$ (с исторических времен по 2017 год).

2.2. Анализ каталога землетрясений для района Джунгарии

Инструментальная регистрация землетрясений территории Джунгарии берет свое начало с 1940 годов. По мере увеличения количества станций (1980–2000 гг.) менялся уровень представительной регистрации сейсмических событий. Особенно резкое увеличение количества сейсмических событий и уменьшение уровня минимальной магнитуд наблюдается с 2002 года (см. рис. 2.4 и 2.5) - это связано с созданием специальной сети сейсмического мониторинга ИГИ НЯЦ РК и началом создания регионального сейсмологического бюллетеня в Центре данных ИГИ НЯЦ РК.

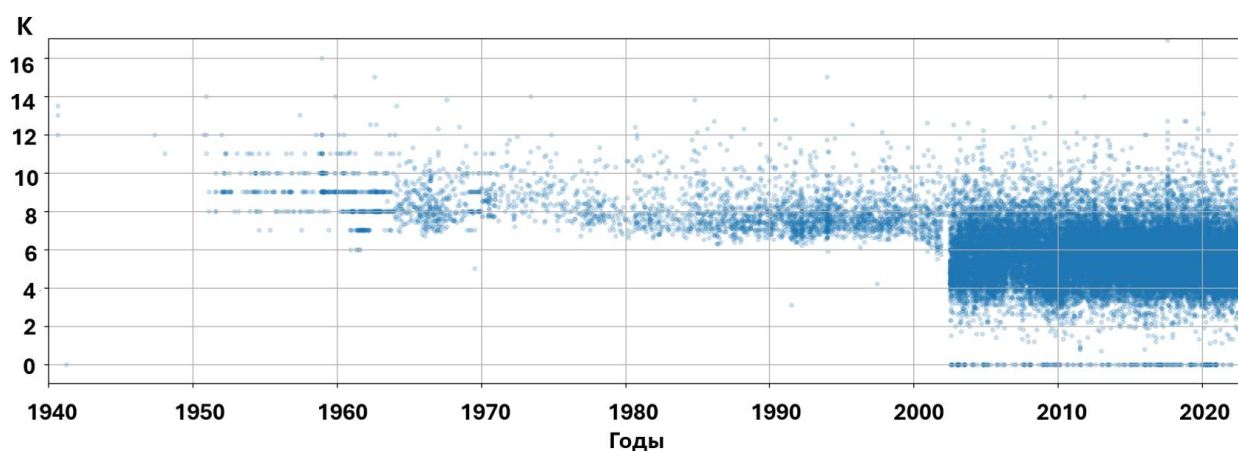


Рисунок 2.4 – График полноты каталога землетрясений территории Джунгарии.

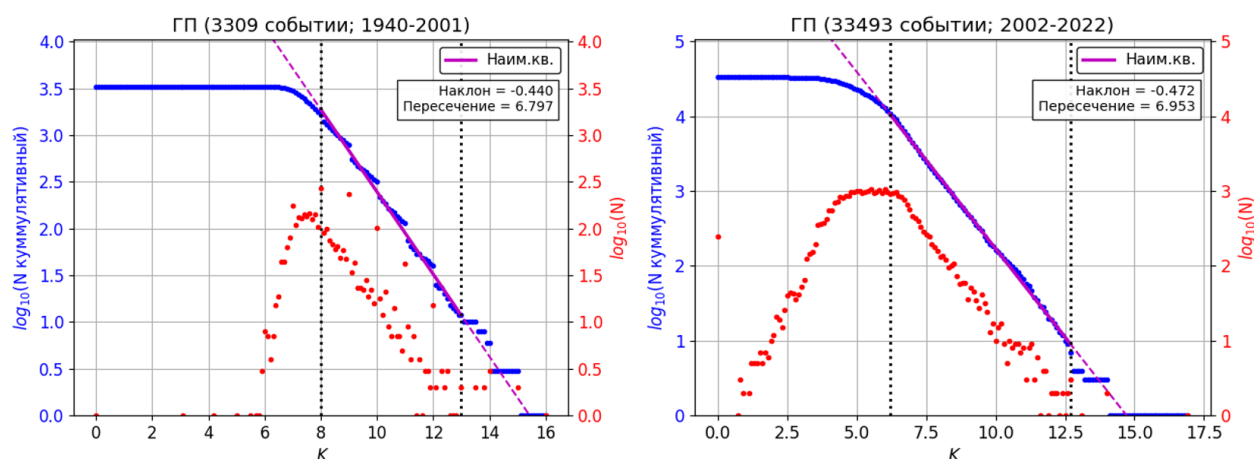


Рисунок 2.5 - График повторяемости землетрясений территории Джунгарии с 1940 по 2001 (слева) и с 2002 по 2022 (справа).

В каталоге CASHA-BU для всей Джунгарии на 1940–2001 и 2002–2022 годы имеются 3309 и 33493 землетрясения соответственно, а представительный

энергетический класс 8 и 6 (см. рис. 2.6). На рисунке 2.8 приведена карта активных разломов и эпицентров землетрясений с $M \geq 4$ по данным каталога ЕМСА (с древнейших времен по 2009 год) района Джунгарии, штриховкой выделен район в пределах 50 км зоны, вдоль главного Джунгарского разлома для которой проведен детальный анализ сейсмичности по каталогу CASHA-BU (см. рис. 2.7).

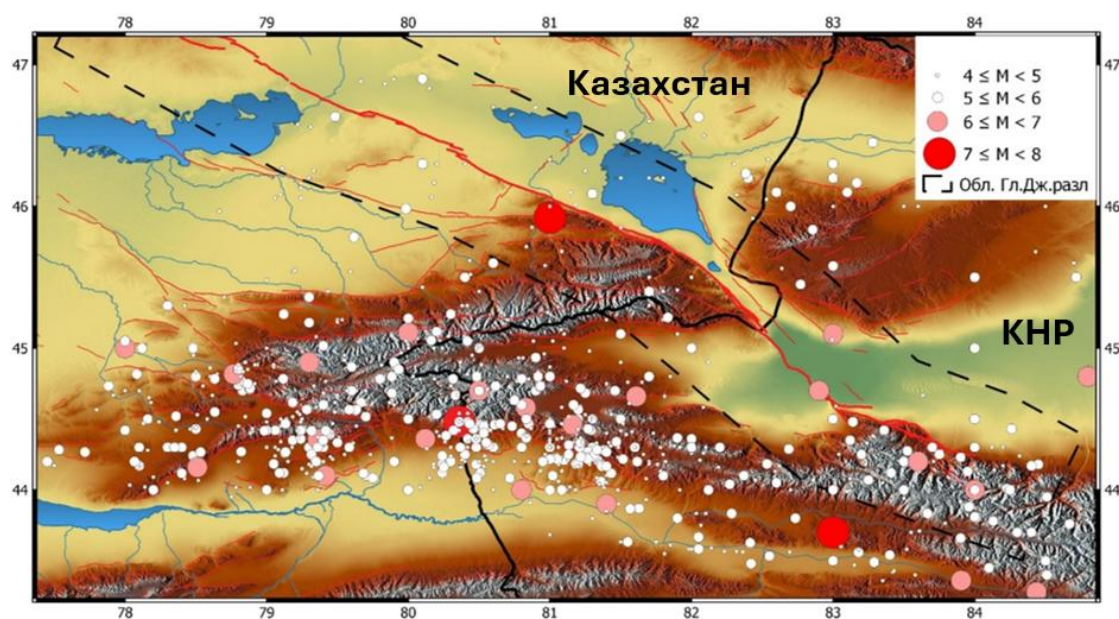


Рисунок 2.6 – Карта эпицентров землетрясений с $M_w \geq 4$ и активных разломов Джунгарии.

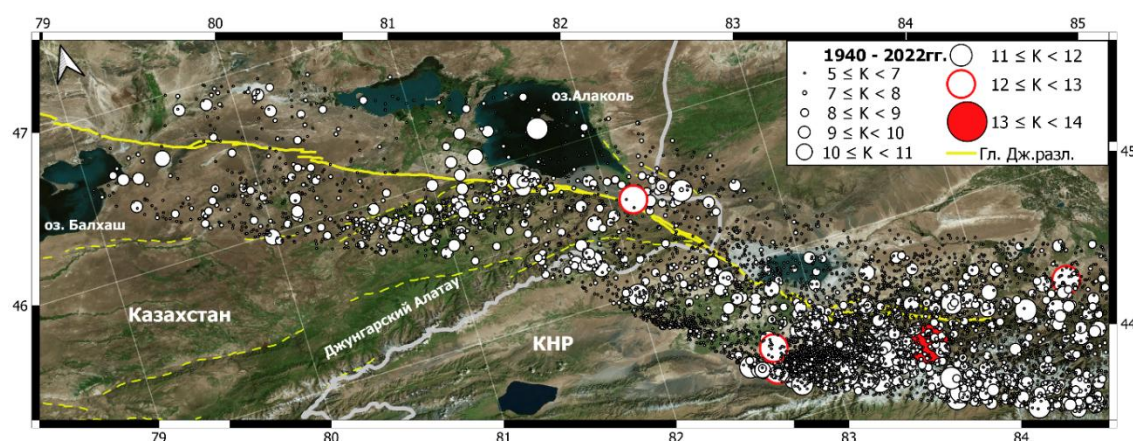


Рисунок 2.7 - Карта эпицентров землетрясений с $M_w \geq 5$ (1940-2022гг.) района главного Джунгарского разлома.

Самое сильное землетрясение в выделенном районе – это Лепсинское землетрясение (с $M_w \geq 7.5$), эпицентр которого связан с одноименным активным

разломом. Описание этого землетрясения приводится в четвертой главе настоящей работы.

В каталоге CASHA-BU для района главного Джунгарского разлома имеются 12282 землетрясений, 179 из них попадают в период 1950–2001 гг., где угол наклона графика повторяемости по энергетическому классу имеет значение -0.41 , остальные 12103 землетрясения произошли в интервале 2002–2022 гг., где угол наклона имеет значение -0.44 (см. рис 2.8, 2.9).

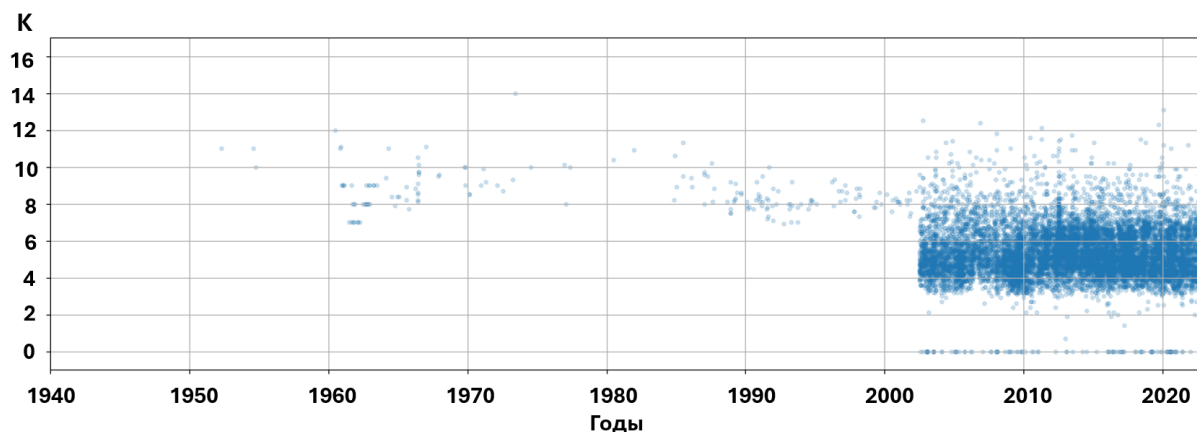


Рисунок 2.8 - График полноты каталога землетрясений CASHA-BU для района главного Джунгарского разлома.

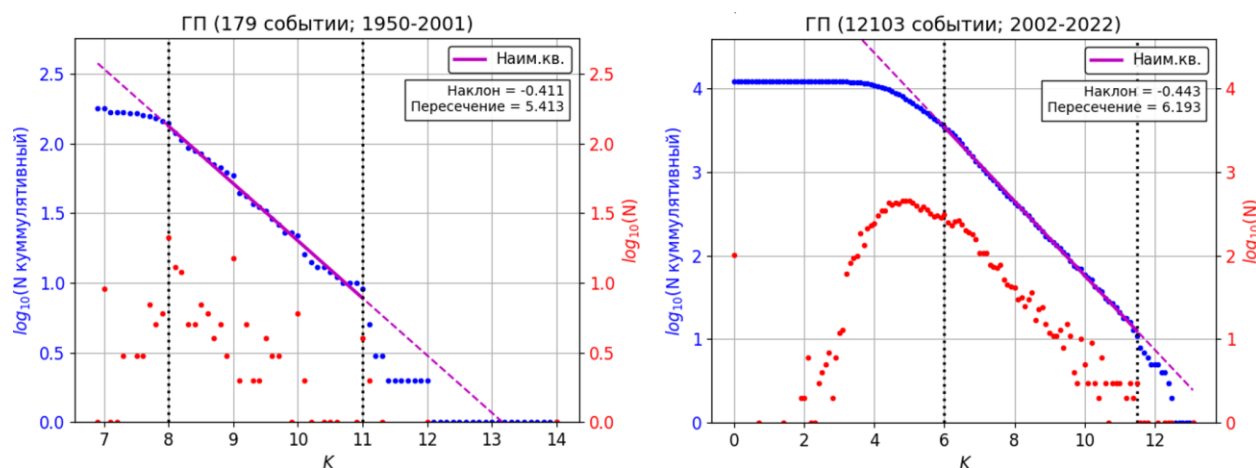


Рисунок 2.9 - График повторяемости землетрясений района главного Джунгарского разлома с 1950 по 2001 гг. (слева) и с 2002 по 2022 гг. (справа).

Произведена сегментация района главного Джунгарского разлома на четыре участка А, В, С, D (см. рис. 2.10), для каждого из которых построены графики повторяемости для двух периодов времени. Количество землетрясений и параметры графиков повторяемости для каждого сегмента по периоду времени приведены на рисунке 2.11. Следует отметить, что в сегменте D происходили

самые сильные землетрясения, и количество землетрясений в нем больше, чем в остальных. Это свидетельствует о том, что в настоящее время данный сегмент Джунгарского разлома находится в активной фазе.

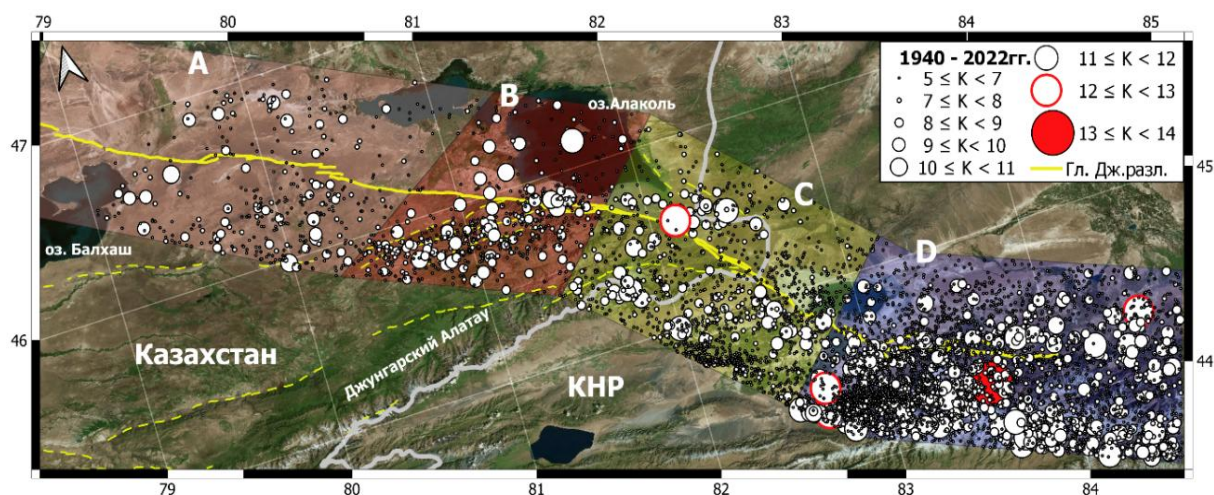


Рисунок 2.10 - Карта эпицентров землетрясений с $K \geq 5$ (1940-2022гг.) района главного Джунгарского разлома.

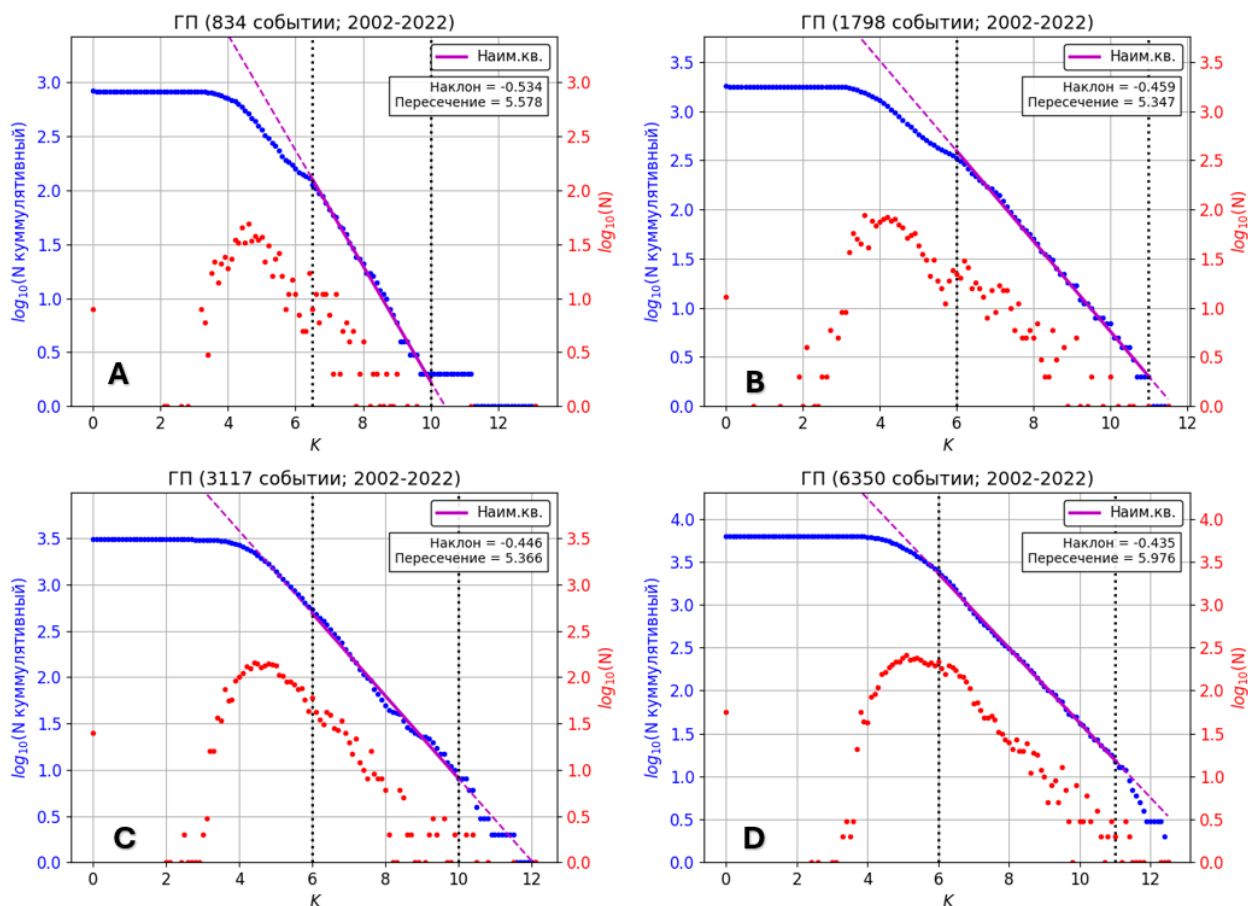


Рисунок 2.11 - График повторяемости землетрясений района главного Джунгарского разлома. Сегменты А, В, С, D за 2002-2022гг.

2.3. Определение механизма очагов землетрясений Джунгарии

Механизмы очагов (фокальные механизмы) определяются на основе моделирования очага в рамках теории дислокаций. По данным о направлениях смещений (знаках) в первых вступлениях продольных волн по методике Введенской А. В. [156].

В Казахстане массовое определение механизмов очагов начато с 1969 г. К настоящему времени накоплены данные о фокальных механизмах для землетрясений широкого диапазона энергии (от 6-го энергетического класса до $M_w=7.3$). Данные систематизируются для каталогов параметров механизмов очагов, публикуются, например, в двухтомнике [157] и ежегодниках «Землетрясения в СССР» и «Землетрясения Северной Евразии». До 2000 г. все определения проводилась вручную на сетке Вульфа [157]. После 2000 г. построения ведутся машинным способом. Так, например, в ННЦСНИ для этих целей используется программа определения механизмов очага Масаки Накамура [158]. Результаты анализа накопленного объема данных по механизмам очагов территории Казахстана представлены в ряде публикаций [159-161]. Установлено, что по слабым землетрясениям наблюдается значительный разброс в определяемых параметрах фокальных механизмов. Только используя представительную статистику механизмов слабых землетрясений можно получить достоверную картину поля региональных напряжений. Ту же картину дают немногочисленные, но наиболее сильные землетрясения, поскольку именно их очаги связаны с региональными разломами, их подготовка происходит под действием региональных напряжений, которые снимаются в процессе разрыва в очаге и могут быть реконструированы при построении механизма очага.

Существуют другие подходы к определению характеристик поля напряжений сейсмическими методами. Они разработаны после внедрения в практику наблюдений цифровых широкополосных сейсмических станций и создания глобальных сейсмических сетей. Их применение основано на анализе длиннопериодных сейсмических колебаний. С помощью инверсии волновых

форм рассчитываются компоненты тензора момента, определенные методом центроида (СМТ) [102]. В Гарвардском университете по проекту «Тензор момента центроида» по данным более чем 100 цифровых станций глобальной сейсмической сети определяются и публикуется каталог параметров тензора момента центроида (СМТ) для всех землетрясений мира с $M \geq 4.5$. Каталог с 1976г. доступен на web-сайте www.globalcmt.org. Кроме того, решения СМТ в оперативном режиме рассылаются в электронном виде пользователям, в том числе, в Центр данных ИГИ НЯЦ РК. В решении СМТ дополнительно к механизму очага приводится скалярный сейсмический момент и соответствующая моментная магнитуда. Поскольку при решении СМТ используется длиннопериодная составляющая сейсмических волн, можно считать, что данные о механизме относятся к главной фазе разрыва в очагах сильных землетрясений и несут информацию об общих характеристиках напряженного состояния среды. На рисунке 2.12 приведены решения механизмов очагов землетрясений по тензору центроида сейсмического момента Джунгаро-Северо-Тянь-Шанского региона по данным каталога GCMT.

Следует отметить, что в каталоге GCMT отсутствуют данные землетрясений Джунгарского разлома с очагами на территории Казахстана. В восточной части Джунгарского разлома преобладает близгоризонтальное растяжение- субмеридиональное сжатие, тип подвижек взброс, взбросо-сдвиг.

На рисунке 2.13 приведена карта стереограмм решений механизмов очагов землетрясений по данным станций сети ННЦСНИ МЧС РК и ИГИ НЯЦ РК. Расчёты проведены с применением программы Масаки Накамура. Землетрясения, очаги которых приурочены к Казахстанскому сегменту главного Джунгарского разлома, в районе оз. Алаколь имеют сдвиговый характер подвижек по обеим нодальным плоскостям. Оси напряжений сжатия и растяжения близгоризонтальны с близмеридиональной ориентацией сжатия и близширотной – растяжения. Подавляющее большинство землетрясений имеют одну из плоскостей северо-западного простирания, по которой происходил сдвиг, либо сдвиг с небольшой сбросовой компонентой.

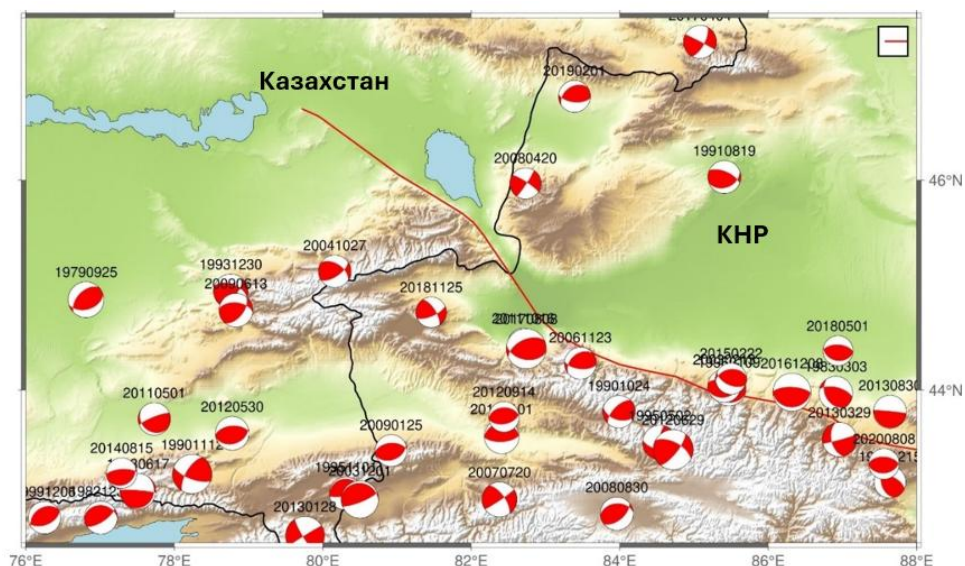


Рисунок 2.12 – Карта механизмов очагов землетрясений Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона по данным GСMT [102]. (красная линия – главный Джунгарский разлом).



Рисунок 2.13 – Карта механизмов очагов землетрясений Джунгарии по данным каталога ННЦСНИ МЧС РК и ИГИ НЯЦ РК (красная линия – главный Джунгарский разлом).

2.4. Обработка снимков ДЗЗ и сбор данных на местах

Данные дистанционного зондирования объединены с полевыми измерениями. На карты открытых источников, размещенные на Google Earth (<https://earth.google.com/>) и Bing (<https://ge-map-overlays.appspot.com/bing-maps>), а также коммерческие оптические спутниковые данные Pléiades были нанесены разломы и измерены смещения поверхности. Проанализирован рельеф местности с помощью ЦМР High Mountain Asia (HMA) с разрешением 8 м, предоставленной Национальным управлением по авиации и исследованию космического пространства (NASA) [162], которая охватывает часть исследуемой области к западу от долготы $81,8^{\circ}$ и к югу от широты 46° и впервые была использована для исследования поверхностных разрывов вдоль Лепсинского разлома. Получен ЦМР метрового разрешения на основе спутниковых снимков Stereo Pléiades вдоль Джунгарского разлома и изготовлен ЦМР с дециметровым разрешением ключевых участков по фотографиям, сделанным в полевых условиях беспилотными летательными аппаратами (БПЛА).

Пятнадцать комплектов би-стерео оптических изображений Pléiades были приобретены коллегами из университета Оксфорд за май 2016 года, июнь 2016 года и июнь 2019 года. Эти спутниковые снимки охватывают более 1350 км^2 с длиной 270 км от 46.1°N до 44.4°N и шириной ~ 5 км по всему Джунгарскому разлому. Каждый комплект имеет пару снимков из двух разных аспектов, и оба содержат панхроматический канал с разрешением 0.5 м и четыре мультиспектральных канала с разрешением 2 м (красный, зеленый, синий, ближний инфракрасный). Построен ЦМР высокого разрешения и ортотрансформированные изображения с помощью Leica Photogrammetry Suite, встроенного в программное обеспечение Erdas Imagine, выполнив следующую процедуру [163, 164, 33]. Во-первых, десятки связующих точек были идентифицированы как вручную, так и автоматически на парных панхроматических изображениях, чтобы разрешить взаимосвязь между координатами изображения и координатами земли. Во-вторых, для двух

изображений было реализовано по пиксельное сопоставление. В-третьих, для извлечения облаков точек использован инструмент Enhanced Automatic Terrain Extraction с 3D положениями точек, определенными на предыдущих шагах. В-четвертых, получившиеся облака точек были нанесены на сетку с шагом 1 м. Наконец, панхроматические изображения и ЦМР были использованы для получения мультиспектральных изображений, которые были использованы в картографировании.

Полевые исследования проводились в период с июля по сентябрь 2015, 2016 и 2019 гг. на отдельных участках вдоль Джунгарского разлома. Получены аэрофотоснимки малой высоты (90-100м), сделанные цифровой камерой, прикрепленной к квадрокоптеру DJI Phantom - 4. Для корреляции фотопланов и масштабирования в процессе фотограмметрии были установлены наземные контрольные маркеры, местоположения которых измерены с помощью дифференциального GPS (dGPS). Созданы ортофотопланы с разрешением ~10см, используя метод фотограмметрии SfM (Structure from Motion) с помощью программного обеспечения Agisoft Photoscan Pro [165]. Получившиеся облака точек были нанесены на сетку с шагом 10 см для создания растровых ЦМР.

2.5. Измерение смещения

Горизонтальные и вертикальные смещения измерялись по снимкам Bing Map, Google Earth и Pléiades с использованием программного обеспечения QGIS. Измерялись горизонтальные смещения долин водотоков и активных русел. Разрешение изображений недостаточно для того, чтобы проводить автоматические измерения [166, 167] по этой причине смещения русел измерялись вручную. Мы следовали методам и предположениям, описанным в работе [168], с предпочтительными, максимально и минимально допустимыми боковыми смещениями, определенными на основе расстояний поперек разлома между русловыми тальвегами (самая низкая отметка в русле), внешними и внутренними бровками водотоков (см. рис. 2.14а). Измерения разделялись на три категории по качеству (высокое, среднее и низкое) на основе извилистости и

резкости русел [116]. Каждое измерение включено в индивидуальную функцию вероятности плотности (PDF), отображаемая в виде треугольника с фиксированной площадью (см. рис. 2.14b), для формирования кумулятивной функции вероятности распределения смещения (COPD) используемая для определения пиковых значений смещений, которые могут быть результатом отдельных землетрясений [120, 168, 116, 42]. Всего во время исследования было измерено 260 латерально смещенных русел, включая 179 русел вдоль южной части Джунгарского разлома, где подвижки являются преимущественно правосторонними. Вертикальные смещения принимались равными высоте уступов (см. рис. 2.14c). Положение разлома определено как самая крутая точка на поверхности уступа (см. рис. 2.14c) [25, 97, 98].

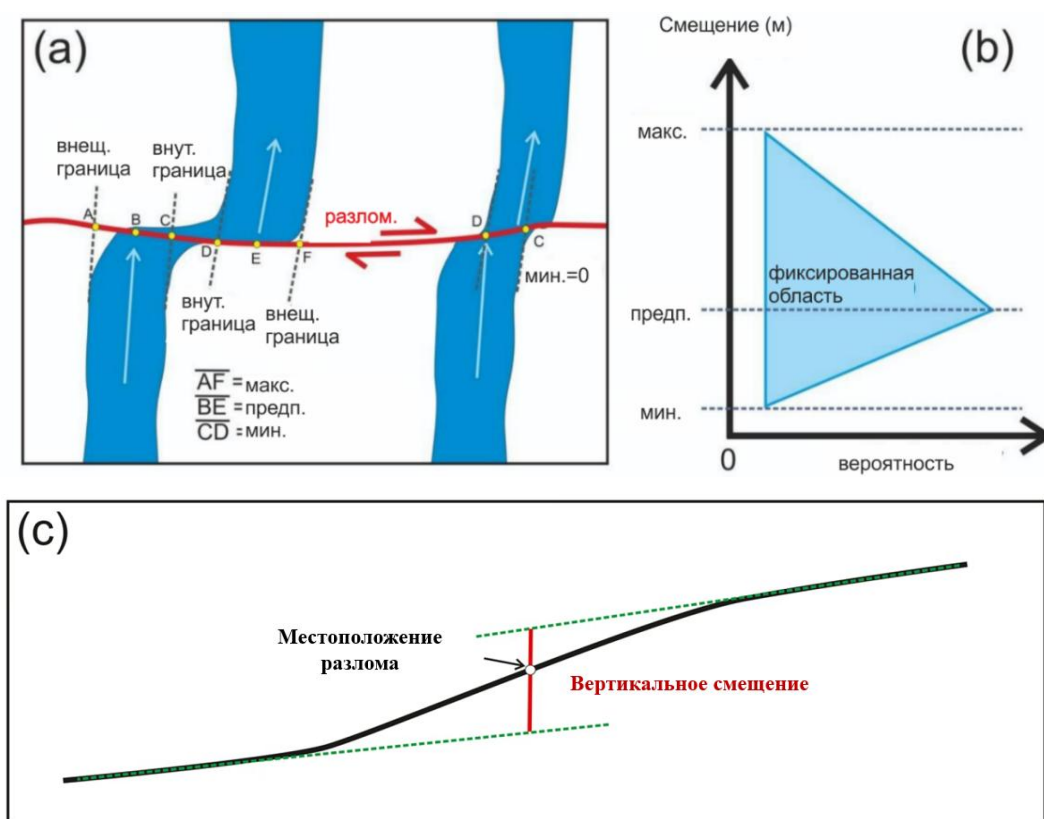


Рисунок 2.14 – Измерение смещения по разлому.

(a) измерение горизонтального смещения русел водотоков, с использованием спутниковых снимков, (b) иллюстрация того, как каждое измерение отображается в виде треугольника для демонстрации его функции вероятности плотности, (c) измерение вертикального смещения.

Профили уступов на конусах выноса измерялись в полевых условиях с помощью dGPS (GNSS приемник Spectra SP60), или измерялись по ЦМР с помощью инструмента Terrain Profile Tool в программе QGIS. Применялась линейная регрессия по методу наименьших квадратов для оценки угла наклона поверхности конуса выноса, а также метод Монте-Карло для учета неопределенности, связанные с обработкой изображения и субъективным выбором уступа, конуса выноса и местоположения разлома. Тем не менее, следует отметить, что эта оценка по-прежнему игнорирует неопределенности, вызванные геометрией рельефа и изменчивостью высоты уступов [169], поэтому на каждом участке было измерено несколько профилей.

2.6. Датировка четвертичных образцов

Возраст образцов определены с помощью радиоуглеродного анализа для раковин брюхоногих моллюсков и с помощью постинфракрасного инфракрасного стимулированного люминесцентного анализа (post-IR IRSL). Образцы отложений IRSL были собраны в трубки из нержавеющей стали, вбитых в вертикальные сегменты илистой породы или лёсса. Подготовка проб для дальнейшего анализа описана в работе [97]. В люминесцентной лаборатории Университета Шеффилда измеряли однозернистые post-IR сигналы IRSL в соответствии с процедурами, описанными в [170, 171]. Основываясь на предыдущем опыте работы с контролируемыми по возрасту образцами отдельных зерен из австралийских геоархеологических памятников [172], при оценке возраста всех образцов было использовано значение избыточной дисперсии в 15%. После оценки каждого измеряемого зерна не наблюдалось значительного систематического затухания IRSL. Мощность дозы в окружающей среде (De) оценивалась с использованием ICP-OES для K и ICP-MS для U и Th. Были сделаны поправки на содержание воды и уменьшение размера зерн, и оценка мощности дозы предполагала внутреннее содержание K 12.5 ± 2.5 % [173].

2.7. Морфологическое датирование уступов

Морфология уступа может быть использована для оценки возраста его формирования. Принцип этого метода датирования, рассмотренный Хэнксом [174], может быть применен только к уступам с одним событием и основан на гипотезе о том, что уступ разрушается как простой диффузионный процесс с течением времени. Исходя из этого предположения, рассчитан возраст диффузии (кт), выраженный в m^2 , от морфологии уступа и прилегающих к нему всевозможных поверхностей для каждого ортогонального к разлому топографического профиля. Мы использовали коэффициент диффузии, равный $4.19 \pm 0.65 m^2/\text{тыс.лет}$, рассчитанный для Борохоро-Шаня, так как он расположен близко к району исследования и схож по климату [175]. В начале диффузионной стадии начальный угол уступа (угол естественного откоса) принимается равным $30-35^\circ$, что означает, что уступы, круче этого угла, могут быть относительно молодыми [176-181]. Установлен начальный угол в 35° и реализовано морфологическое датирование для «вероятных» одиночных уступов. Этот метод применен только к профилям полученным из dGPS измерений или из ЦМР, полученных с помощью БПЛА, которые лучше иллюстрируют морфологию уступа из-за более высокого разрешения изображения. Использован средний возраст диффузии, усредненный по нескольким уступам, чтобы определить возраст на каждом исследуемом участке [97, 26].

Выводы по второй главе:

В каталоге землетрясений территории Центральной Азии CASRI имеются данные с исторических времен по 2005 год, порог минимальной магнитуды 4,5. Каталог EMCA является продолжением CASRI, представительный уровень магнитуды снижен до 3.5 и расширен до 2009 года. Последний каталог землетрясений CASHA-BU сформирован по 2017 год с привлечением данных всех имеющих стационарных бюллетеней и проведена перелокализация с использованием современных скоростных моделей. Уровень представительной магнитуды в каталоге CASHA-BU резко уменьшается начиная с 2002 года, что связано с созданием регионального бюллетеня по данным станций сети НЯЦ РК.

Автор диссертации принимал непосредственное участие при составлении каталогов землетрясений Центральной Азии EMCA и CASHA-BU.

По данным каталога механизмов GCMТ в восточной части Джунгарского разлома (на терр. КНР) преобладает близгоризонтальное растяжение, субмеридиональное сжатие и тип подвижек - взброс, взбросо-сдвиговый. В районе оз. Алаколь оси напряжений сжатия и растяжения близгоризонтальны с близмеридиональной ориентацией сжатия и близширотной – растяжения. Подвижки имеют сдвиговый характер по обеим нодальным плоскостям

Для измерений смещений по разломам использовались данные дистанционного зондирования и полевые измерения. Снимки из Google Earth, Bing и оптические спутниковые данные Pléiades были использованы для создания цифровой модели рельефа. В полевых исследованиях проводились съемки с применением беспилотных летательных аппаратов для получения изображений высокого разрешения. Полученные данные использовались для картографирования и анализа поверхностных разрывов.

ГЛАВА 3. РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

3.1. Лепсинский разлом

Свежий разрыв, протяженностью 120 км разделен на восточную, центральную и западную части с границами по рекам Шынжылы и Тентек (см.рис. 3.1. а) [25]. Вертикальное смещение легко распознается по всей длине разлома, в то время как значительные правосторонние смещения обнаружены только в нескольких местах, в восточном и центральном участках. Восточная часть Лепсинского разлома расположена в пределах относительно высокогорного рельефа Джунгарского Алатау. Кэмпбелл и др. [25] исследовали восточный участок у оз. Жаксыколь (см.рис. 3.1а). Обнаружены смещения ряда оврагов с временными водными потоками и разделяющих их гребней, водоток запружен обращенным на север уступом, высотой 9–13м, и с правосторонним смещением на 4–6 м. Кэмпбелл и др. [25] выкопали шурф в одном из пересохших прудов, образовавшихся там, где один из русел был перекрыт уступом. Основание отложений не было достигнуто, но радиоуглеродный образец почвы, полученный из глубины 1.05м, указывает на то, что уступ существовал по крайней мере, 2000 лет. На спутниковых снимках свежие уступы прослеживаются на восток до долготы 81.2° на расстоянии ~10км от следа Джунгарского разлома (см.рис. 3.1а).

Центральная часть Лепсинского разлома проходит вдоль подножия гор Шыбынды (см.рис. 3а). К западу от р. Тентек, Кэмпбелл и др. [25] обнаружили уступ высотой 6–9 м и горизонтальное смещение на ~7м, который, по их предположению, является результатом одного землетрясения, что согласуется с нашими измерениями высоты уступа 7–10м на террасах в районе р. Тентек (см.рис. 3.1а, 3.1с). Уступ Лепсинского разлома продолжается на запад вдоль подножия гор Шыбынды и сопровождается дополнительными прерывистыми свежими уступами в пределах южного, приподнятого, блока.

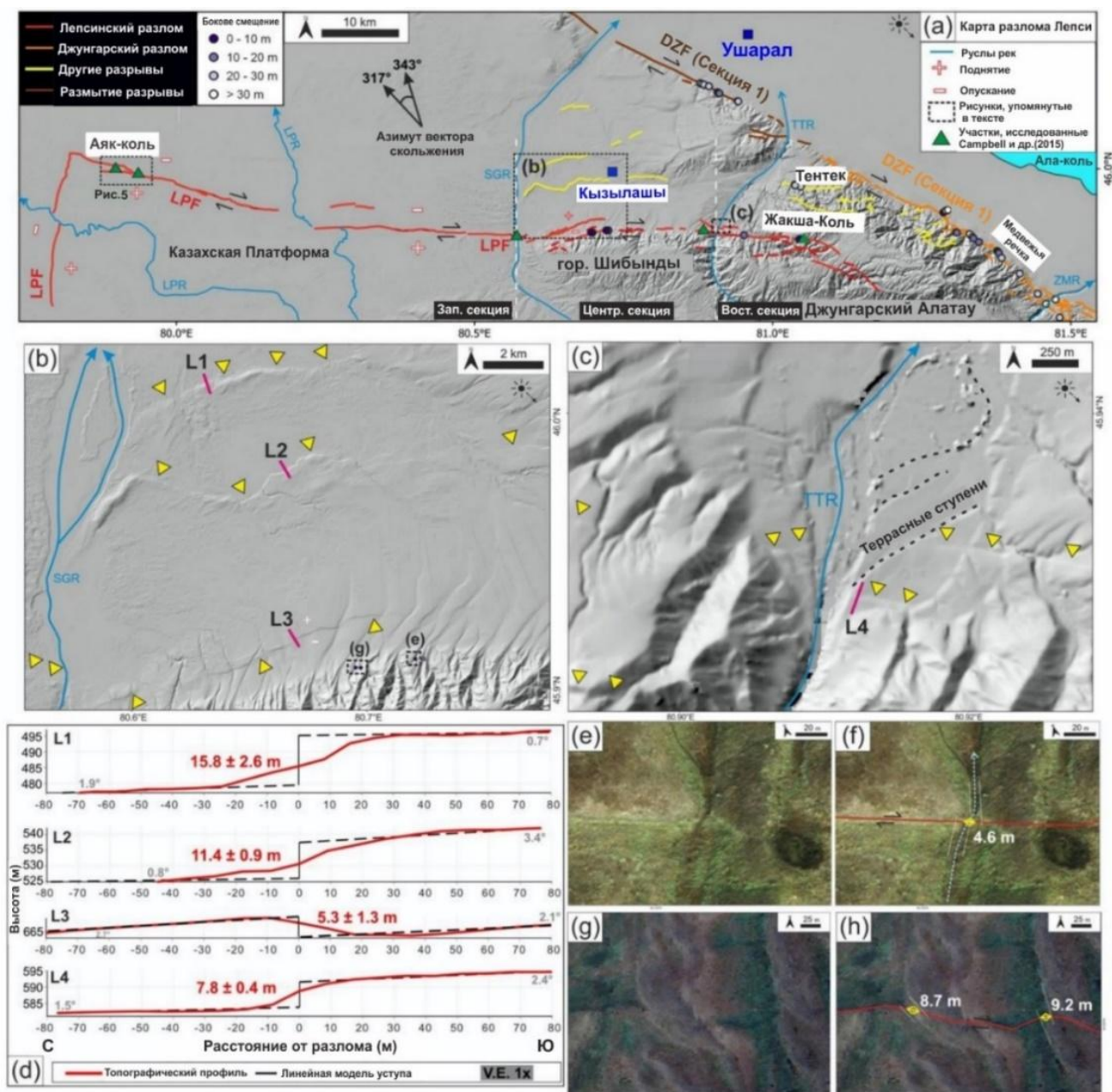


Рисунок 3.1 – Карта района Лепсинского и Джунгарского разлома.

(а) Цифровая модель рельефа (ЦМР НМА), показывающая Лепсинский разлом (красная линия) и часть Джунгарского разлома (оранжевая линия). «Свежие» уступы, определяемые по непрерывному уклону $>30^\circ$, отмечены желтым цветом. Белые пунктирные линии разделяют три основных участка Лепсинского разлома. Места измерения бокового смещения показаны фиолетовыми точками). Диапазон расчетного азимута вектора смещения $317^\circ\text{--}343^\circ$ по Кэмпбеллу и др. (2015). LPR- Лепсинский разлом; SGR- р. Шынжылы; TTR- р. Тентек, ZMR - р. Жаманты. (б) Вторичные уступы в центральной части Лепсинского разлома (см. «а») с положениями трех

топографических профилей (L1, L2 и L3), показанных короткими красными линиями. (с) Разрывы, прилегающие к реке Тентек, с маркировкой топографического профиля (L4). Черные пунктирные линии — уступы речной террасы. (d) Топографические профили, извлеченные из ЦМР НМА без увеличения по вертикали. (e) и (g) спутниковые изображения объектов с наименьшим латеральным смещением, обнаруженных вдоль Лепсинского разлома, см. «b» для местоположения, со значениями смещения, аннотированными в (f) и (h).

Ближе к западному окончанию центрального участка Лепсинский разлом изгибается к югу, образуя перегиб между его центральным и западным участками. На этом транспрессионном изгибе уступы, обращенные на север, вдоль переднего конца хребта сменяются уступом, обращенным на юг, высотой ~5 м, который хорошо виден на ЦМР НМА (см.рис. 3.1 а, b, g). Кроме того, на ЦМР НМА выявлены дополнительные крутые уступы к северу от основного следа разлома, примыкающие к транспрессионному изгибу, в районе села Кызылаши (см.рис. 3.1 а, b). Эти уступы достигают высоты 10–15м. Мы не посещали эти уступы в полевых условиях и не знаем, представляют ли они единичные или кумулятивные смещения. Главный уступ Лепсинского разлома имеет высоту 7.4 м в месте пересечения р. Шынжылы по данным Кэмпбелл и др. [25]. Складчатые и надвиговые деформации третичных отложений, обнажившиеся в приподнятой южной стороне разлома, свидетельствуют о длительном сокращении. Их радиоуглеродные и OSL-образцы, взятые из речного гравия, поднятого в южной части разлома, свидетельствуют о том, что эти отложения были подняты, по крайней мере, 5000 лет назад, хотя нет прямых ограничений на то, образовался ли уступ здесь в результате одного или нескольких землетрясений. К западу от реки Шынжылы (см. рис. 3.1a) Лепсинский разлом переходит в низменную степь Казахской платформы, при этом имеются лишь слабые свидетельства движения разлома, предшествующего четвертичному периоду. След разлома линейный, направленный на 107°, и

состоит из ряда коротких сегментов, поднятых к югу, и с небольшими провисшими прудами на их концах. Высота уступов достигает ~10 м [25]. На оз. Аякколь, ныне старое и обнаженное русло реки Лепсы (см. рис. 3.1–3.2), также образован уступ. На основании радиоуглеродного датирования тростника и оптически стимулированной люминесценции отложений поперечно-слоистых песков, Кэмпбелл, и др. [25] подсчитали, что уступ, высотой 5–7 м, сформировался в течение последних 400 лет до н.д. Более глубокие образцы в деформированных речных отложениях дали возраст 5328–4931 калиброванный радиоуглеродный лет до н.д. [25]. Второй уступ высотой ~2 м к югу от оз. Аякколь через который проходит старое русло р. Лепсы, позволяет предположить, что он образовался в результате более раннего землетрясения, которое привело к изменению русла р. Лепсы. Шурф, вырытый в старом русле реки, дал возраст OSL 2245 ± 480 и 1810 ± 400 лет, что позволяет предположить, что образцы могут быть перемешаны песками, полученными из более древних поднятых речных отложений, обнаженных в стенах соседнего русла [25]. К востоку от оз. Аякколь два уступа сливаются, образуя один высотой ~9 м, который, как предполагается, является результатом двух событий, учитывая, что два параллельных уступа имеют разный возраст (см. рис. 3.2) [25].

Данные о возрасте движений по Лепсинскому разлому [25] неоднозначны. В одном месте (оз. Аякколь), где геоморфология указывает на единичный уступ и имеется подходящий материал для определения возраста, возраст уступа не превышает 400 лет. На нескольких других участках есть свидетельства того, что уступ значительно старше, с запрудами против уступа возле оз. Жаксыколь, по крайней мере, 2000 лет назад, и речные отложения возрастом 5000 лет, в относительно поднятом крыле разлома в районе р. Шынжылы (см. рис. 3.2.а). В районе оз. Аякколь также были обнаружены признаки деформаций сейсмического происхождения, затронувших отложения, содержащие органический материал с возрастом 5328–4931 калиброванных радиоуглеродных лет.

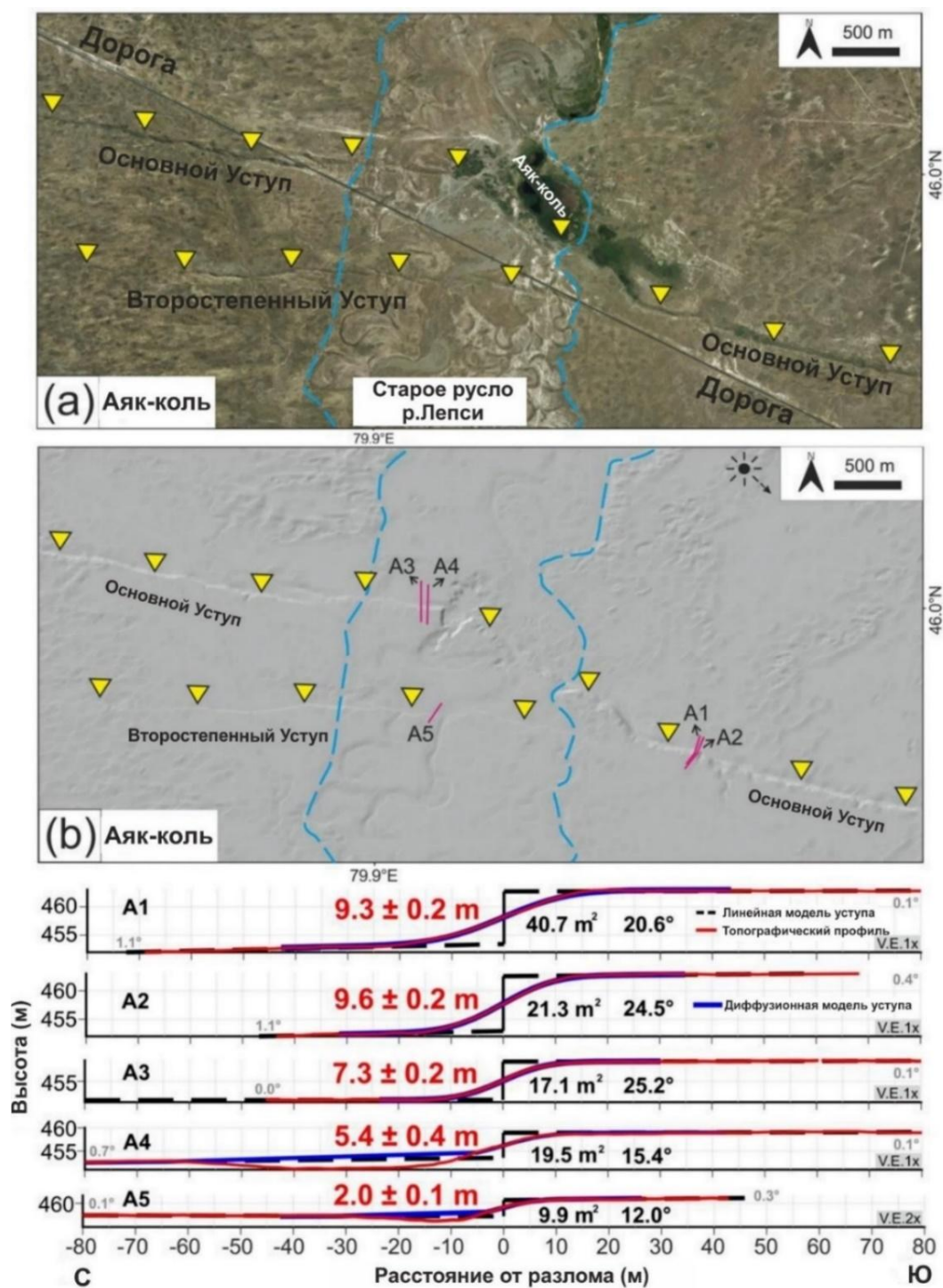


Рисунок 3.2 – Лепсинский разлом в районе оз. Аякколь: (а) спутниковый снимок Bing Map, (б) рельеф ЦМР НМА; синие пунктирные линии - старое русло р. Лепси; желтые стрелки - свежие уступы [25]. Ниже показаны пять дифференциальных топографических профилей GPS (A1-A5) с их высотой уступа (красный текст, в метрах), возрастом распространения (черный текст, в квадратных метрах), максимальными уклонами уступа (черный текст, в градусах) и уклонами конуса выноса (серый текст, в градусах). Синие линии

показывают модель диффузии уступа, а пунктирные линии показывают модель линейного уклона конуса выноса. Обратите внимание, что на профилях A4 и A5 в основании уступов имеются пересохшие водоемы, поэтому эти области были исключены при оценке модели линейного склона конуса выноса.

Морфологическое датирование уступов по профилям dGPS в районе оз. Аякколь дали средний возраст диффузии $18.0 \pm 0.9 \text{ м}^2$, это означает, что они образовались между 5300 и 3500 лет, при приложении массодиффузионного способа $4.19 \pm 0.65 \text{ м}^2$ (см. рис. 3.2) [175]. Морфологическая датировка предполагает гораздо больший возраст, чем 400 лет, предложенный Кэмпбелл и др. [25], но перекрывается с возрастом около 5000 лет, найденным в реке Шынжылы и в более древних отложениях в районе оз. Аякколь.

3.2. Джунгарский разлом

В настоящей работе Джунгарский разлом разделен на восемь секций (сегмента) на основе изменения простирания (см. рис. 3.3), как описано в таблице 3.1. Геоморфология разлома и направление сдвига изменяются по простиранию с постепенным переходом от почти чистого правостороннего сдвига на юго-востоке, где разлом простирается на $\sim 330^\circ$, к косому сдвигу со значительной вертикальной составляющей движения на северо-западе, где простирание составляет $\sim 300^\circ$. Сегменты S0 и S1 простираются от юга Ушарала до северо-западного окончания разлома (см. рис. 3.3.). Тектоническая геоморфология этих двух сегментов заметно отличается от геоморфологии S2, разлом в сегментах S0 и S1 проявляется только в виде деградированных уступов, а большая часть свидетельств разломов была полностью удалена речной эрозией во время отложения самого молодого поколения аллювиальных конусов вдоль хребта (см. рис. 3.4 с-d). Отдельные разрывы вдоль сегментов S0 и S1 не выделяются. Напротив, уступы в сегменте S2 хорошо сохранились и непрерывны даже в пределах молодых аллювиальных отложений (см. рис. 3.4 d-f). Кэмпбелл и др.

[25] сделали вывод, что уступы вдоль сегмента S2 образовались в результате одного землетрясения.

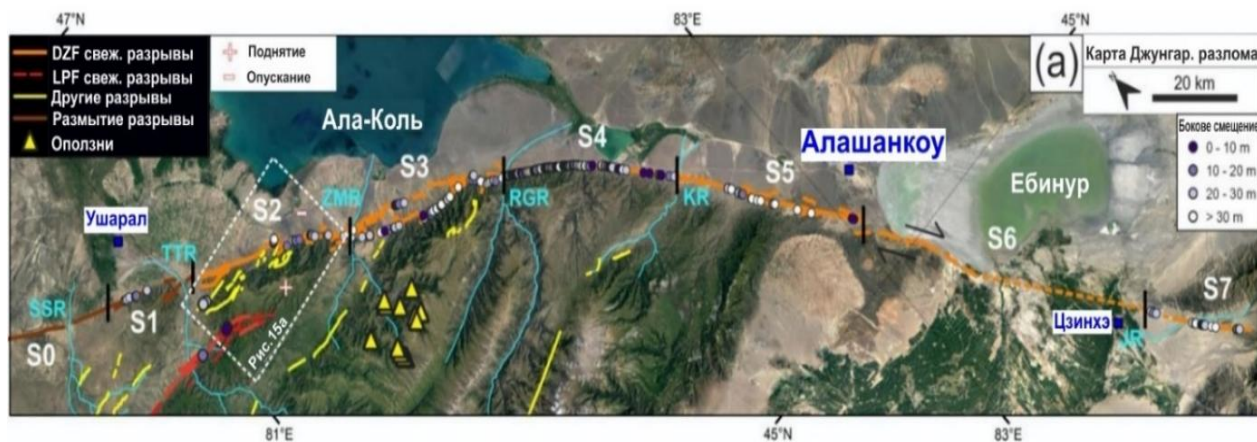


Рисунок 3.3 - Снимок Google Earth, показывающий Джунгарский разлом (DZF), и восточный Лепсинский разлом (LPF), а также вторичные разломы и нанесенные на карту оползни в горах Джунгарского Алатау. Измерения бокового смещения отмечены точками. Джунгарский разлом разделен на восемь сегментов с северо-запада на юго-восток (S0–S7), представленных вертикальными черными линиями. Увеличенные изображения каждого участка показаны на рисунках 4.4–4.6 и 4.8. Города отмечены синими квадратами. SSR: р. Шынжылы; TTR- р.Тентек; ZMR- р. Жаманты; RGR- р. Рыгайты; KR: р. Токты; JR: Река Цзин.

В настоящей работе исследована возможность того, что этот единичный разрыв может простираться гораздо дальше на юг вдоль Джунгарского разлома, по крайней мере, на 200 км, включая участок S3, состоящий из двух основных ветвей, и участки S4–S7, где разлом представляется чистым сдвигом. Выявлены дополнительные свежие уступы между Лепсинским и Джунгарским разломами и описано скопления коренных пород, сползающих в пределах прилегающих нагорий. Описание начнем с юга, где разлом, по-видимому, является преимущественно сдвиговым, а затем обратимся к свидетельствам одноактой подвижки в более северных и сложных участках (S2 и S3).

Таблица 3.1 - Характеристика сегментов Джунгарского разлома

Сегмент	Тип смещения	Непрерывность	Простираие	Длина (км)	Примечание
S0	Вертикаль- ные	хорошая	274°-300°	140	Разрушенные уступы
S1	Вертикаль- ные и боковые	хорошая	300°	20	Разрушенные уступы
S2	Вертикаль- ные и боковые	хорошая	300°	35	Много мелких ответвлений
S3	Вертикаль- ные и боковые	хорошая	300° [#]	40	Основные две ветви
S4	В основном боковой	Сред.	306°-326°	40	Постепенное смена простираия
S5	В основном боковой	Сред.	327°	43	Множество сменных зон
S6	(не определено)	(неизвестно)	327°	67	Не удалось выявить явных разрывов
S7	В основном боковой	Сред.	324°	23	Смещенные элементы плохого качества
Разрывы в S3 определяется линейностью, соединяющий конец S2 и начало S4					
Разрывы в S6 определяется линейностью, соединяющий конец S5 и начало S7					

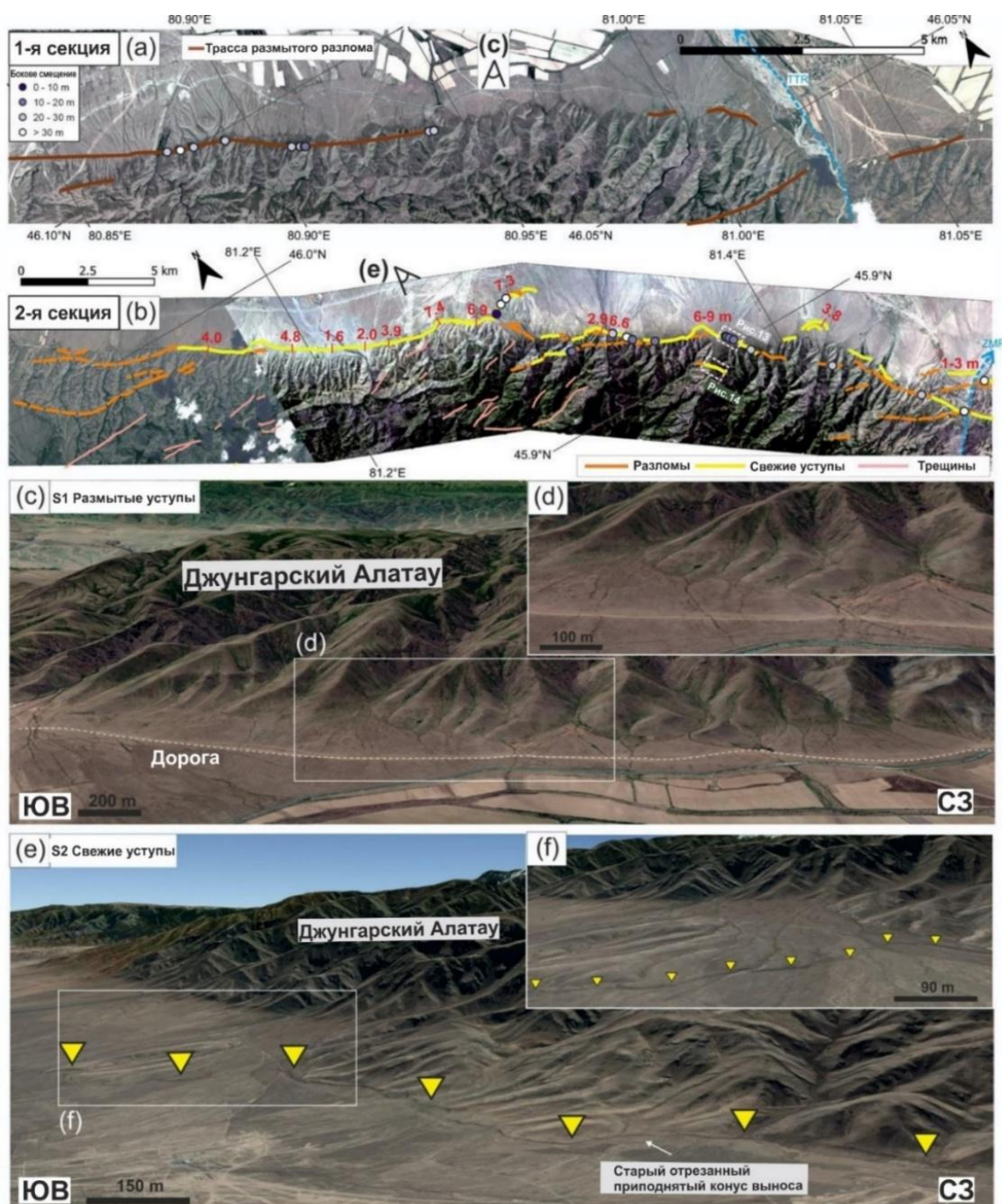


Рисунок 3.4 – Изображения спутника Pléiades, показывающие (а) сегмент 1 и (б) сегмент 2 Джунгарского разлома с нанесенными на карту трассами разломов и смещениями (местоположения см. на рисунке 3.3, ТТР: р. Тентек, ZMR: р. Жаманты). Высоты свежих уступов отмечены красным текстом с короткими красными линиями, показывающими измеренные местоположения. (с) и (е) — спутниковые снимки Google Earth, направленные под углом к юго-западу вдоль участков 1 и 2, с крупным планом, показанным на (d) и (f) соответственно, показывая разный уровень деградации уступа и морфологию на фронте хребта. между этими двумя разделами.

3.2.1 Сегмент Борохоро-Шань до реки Ыргайты (участки S7-S4)

От места выхода из Борохоро-Шаня на юге до пересечения реки Ыргайты Джунгарский разлом в целом прямой и непрерывный, без крупных ответвлений [73], хотя по геоморфологическим характеристикам его можно разделить на четыре участка (S7–S4). Участок S7 определяется как часть разлома от Борохоро-Шаня до города Цзинхэ. На этом участке разлом проходит через террасы и притоки реки на востоке реки Цзин (названной в данном исследовании Восточной рекой Цзин (JRE)). Большинство водотоков вдоль S7 расположены под углом (25° – 30°) к разлому, что затрудняет измерение точного смещения русел. Вертикальные смещения приурочены к короткими транспрессионными и транстензионными участкам [73, 36]. Несмотря на то, что боковые смещения вдоль секции S7 в основном определяются как низкого качества, наши измерения, основанные на снимках *Pléiades*, показывают, что наименьшие смещения составляют около 6.9–8.4 м (см.рис. 3.5b-f). Эти значения аналогичны смещению одного события в 6–9 м, интерпретированному [36] при изучении снимков с дронов высокого разрешения в этом районе и их дальнейшем анализе COPD.

В районе примыкания к бассейну озера Эбинур разлом становится трудно прослеживаемым, поэтому эту часть выделили в отдельный участок S6 (см. рис. 3.5a). К югу от озера Эбинур следы разлома стерты в результате широко распространенного возделывания сельскохозяйственных культур. Тем не менее, обнаружен линейный след разлома у южного берега и вероятные разрывы, следующий дальше на юг (см. рис. 3.5a-d). К северу от озера виден разлом, прорезающий старую береговую линию, но нет никаких геоморфологических особенностей, по которым можно было бы измерить боковые смещения.

Сегмент S2 определен как участок разлома от оз. Эбинур на север до р. Токты (см. рис. 3.6.b). Этот сегмент имеет азимут простирание 327° . В двух километрах к востоку от основного разлома имеется несколько гребней выдавливания длиной <2 км и впадин погружения, а также несколько вспомогательных разломов длиной ~ 5 км. Обнаружено несколько русел со четко

выраженным боковым смещением 7.9 м (см. рис. 3.6.i-j). Смещения по вертикали обнаруживаются только в пределах переходных зон. На второстепенных разломах имеются некоторые вертикальные смещения менее 1 м, но боковых смещений не выявлено.

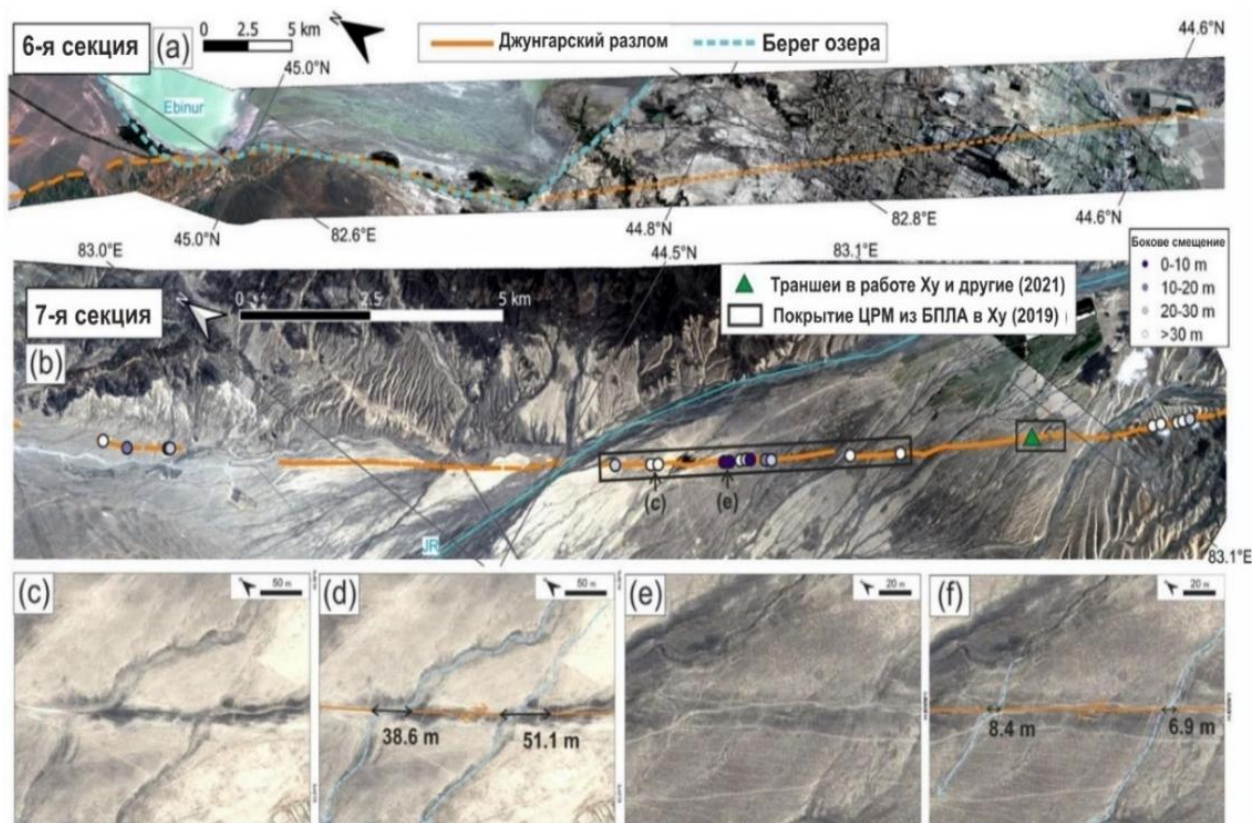


Рисунок 3.5 - Ортотрансформированное изображение Pléiades участков 6 (a) и 7 (b) с нанесенными на карту трассами разломов и местами измерения смещений. Максимальная протяженность береговой линии Эбинура показана синей пунктирной линией (a). Расположение траншеи и покрытие снимков с дронов высокого разрешения отмечены буквой (b) [36].

Участок S4 проходит от р. Токты на север до р. Ыргайты (см. рис. 3.6.a). В пределах этого сегмента простираение разлома изменяется от 326° на юго-востоке до 306° на северо-западе. Зона разлома узкая (<100 м), хорошо очерченная и непрерывная. Обнаружены многочисленные и широко распространенные русла с боковым смещением. Вертикальные смещения ограничиваются небольшими эстафетными зонами. Наименьшие качественные боковые смещения по одной

пряди, обнаруженные на этом участке, находятся в пределах 6.9–8.8 м (см. рис. 3.6).

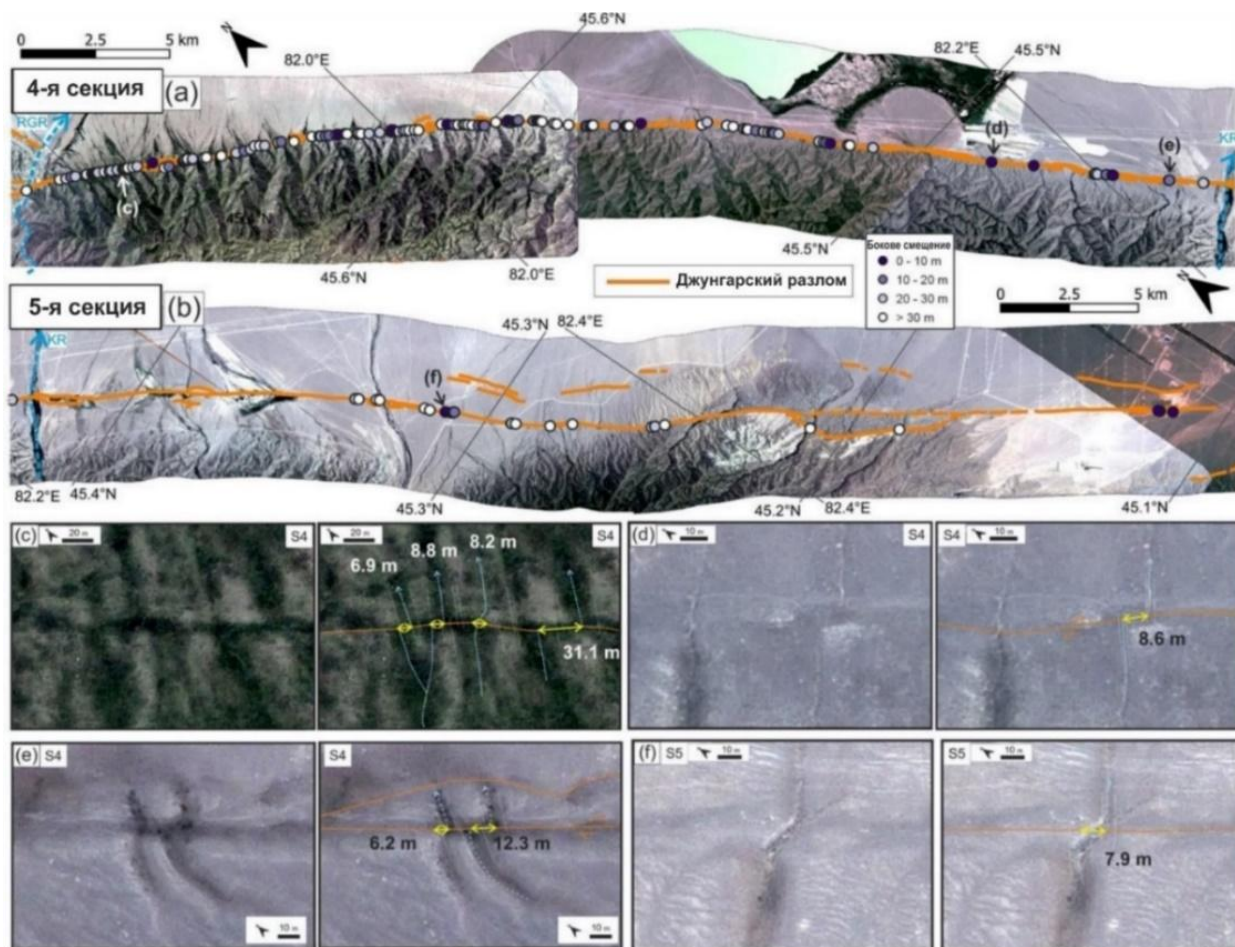


Рисунок 3.6 - Ортотрансформированные снимки Pléiades, показывающие секций S4(a) и S5(b) Джунгарского разлома с нанесенными на карту трассами разломов и местами измерения смещения. (c–f) Снимки Pléiades крупным планом, показывающие мельчайшие высококачественные смещенные русла вдоль участков S4 и S5 со смещениями в метрах. В примере (e) показаны смещенные близко расположенные русла, вероятно единичные события и кумулятивные смещения. В точке (e) имеется второй разлом, так что измеренное смещение может недооценивать смещение при землетрясении, и такого рода измерения будут исключены из графика плотности вероятности и анализа кумулятивной плотности вероятности смещения (COPD).

В целом Джунгарский разлом на участках S7-S4, южнее р. Ыргайты, относительно сплошной и имеет преимущественно сдвиговый характер со средним азимутом вектора сдвига $\sim 328^\circ$. Наименьшие боковые смещения, измеренные в пределах одной ветви на этих участках, находятся в диапазоне 6.9–8.8 м по отдельным измерениям (см. рис. 3.6.). Сделан вывод, что эти наименьшие смещения, вероятно, представляют подвижку во время самого последнего землетрясения с разрывом поверхности. Чтобы рассчитать среднее смещение и оценить доказательства предыдущих смещений, мы получили кумулятивную плотность вероятности смещений (COPD) из сложенной треугольной PDF отдельных смещений вдоль трассы одиночного разлома на участках S4 и S5 (см. рис. 3.7), где мы имеем наиболее качественные измерения [120, 116, 166]. На графике COPD показаны три пика 8.8, 15.2 и 23.7 метров, которые, по нашему мнению, являются результатом подвижки при трех последних землетрясениях. Это соответствует подвижке на 8.8, 6.4 и 8.5 метров при трех последних землетрясениях (см. рис. 3.7с). Несмотря на то, что пики COPD не являются заметными, предполагаемые величины для прошлого косейсмического скольжения, как правило, совпадают с наименьшими боковыми смещениями в 6.9–8.8 м по отдельным измерениям на снимках.

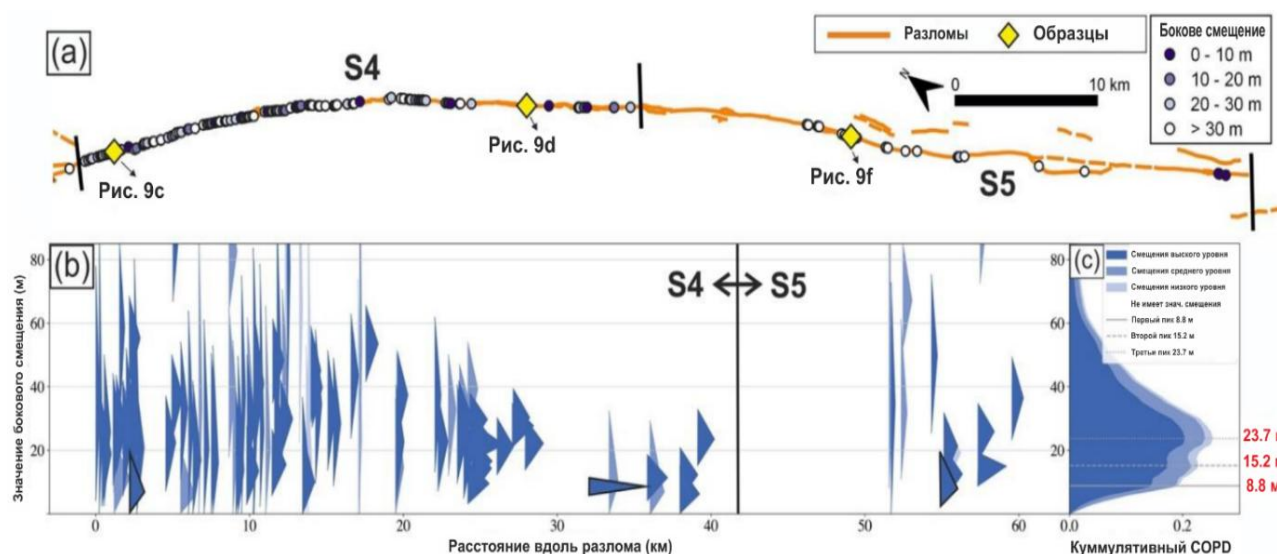


Рисунок 3.7 - Трасса участков S4 и S5 Джунгарского разлома (сверху) и график вероятности плотности смещения (COPD снизу) для 113 правосторонних русел вдоль участков S4 и S5.

3.2.2. От реки Ыргайты до реки Жаманты (участок S3)

Между реками Ыргайты и Жаманты Джунгарский разлом разделяется на две заметные ветви, что является уникальной геометрией вдоль этого разлома (см. рис. 3.8, а). Мы определили этот участок как участок S3 со средним простиранием 300° . На северной ветви преобладают вертикальные смещения, хотя также наблюдаются несколько, по-видимому, смещенных вправо русел (см. рис. 3.8, а). Уступ вдоль северной ветви пререзает ряд различных поколений аллювиальных конусов, причем наиболее распространенный из них имеет уступ высотой ~ 14 м (см. рис. 3.8).

Южная ветвь разлома уходит в предгорья Джунгарского Алатау и имеет преимущественно правосторонний сдвиг характер с обильными смещениями хребтов и водотоков (см. рис. 3.8, b, c). Наименьшие боковые смещения, обнаруженные нами вдоль южной ветви, составляют 7.3–9.2 м (см. рис. 3.8d, 3.8i). Небольшой (длиной ~ 1 км) грабен растяжения вдоль южной трассы разлома показан на рисунке 3.9. Южная сторона грабена ограничена обращенным на север крутым уступом разлома, смещающим аллювиальную поверхность. Пять топографических профилей (B1-B5), через этот уступ из цифровой модели, полученной с помощью БПЛА (см. рис. 3.9), показывают, что он имеет высоту 8–12 м, за исключением профиля B4, где он составляет всего ~ 6 м. Отметим, что профиль B4 пересекает небольшое русло и дорогу на верхнем конусе выноса, что могло изменить первоначальную форму уступа, хотя мы не можем исключить интерпретацию этого значения нижнего уступа, отражающего истинное смещение уступа. Топографические профили показывают, что уступы представляют собой одну ступеньку, что свидетельствует об единичном разрыве, хотя соседний 6-метровый уступ вместо этого может указывать на то, что они образовались как минимум в результате двух событий. Отобран один образец IRSL (DZH1) из обнажения лёсса под поверхностью террасы на поднятой стороне южного разлома. Проба была отобрана с глубины 65 см и дала возраст 17.0 ± 1.1 тыс. лет (таблица 3.2), что должно предшествовать образованию уступов (см. рис. 3.9e). Морфологическое датирование уступов, за исключением

профиля В4, дало средний возраст диффузии (кТ) 19.9 ± 3.2 м² и возраст уступа 6.5–3.5 тыс. лет (см. рис. 3.9, г).

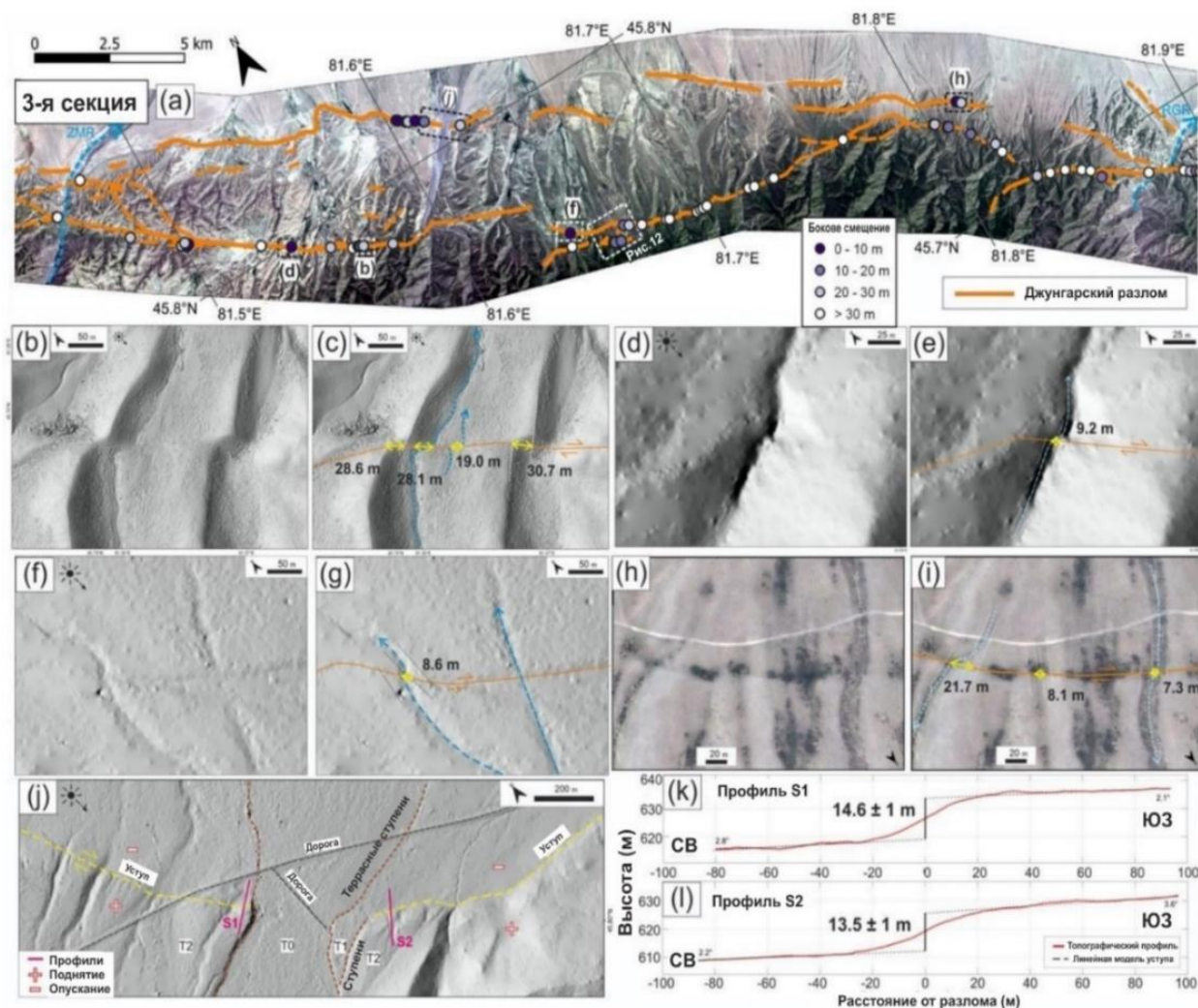


Рисунок 3.8 - (а) Ортотрансформированное изображение Pléiades, показывающий участок S3 Джунгарского разлома (см. местоположение на рисунок 3.3) с нанесенными на карту трассами разломов и измерениями смещения. (b)-(i) Ортотрансформированная и затененная топография, полученная из изображений Pléiades боковых смещенных русел на S3 с аннотированными величинами смещения, см. «а» для местоположений. (j) Топография с затененным рельефом, полученная из изображений Pléiades, показывающая террасы T2-T0, от старых к молодым, и уступы длиной ~ 14 м вдоль северной ветви разлома с отмеченными местоположениями двух профилей (S1 и S2). (k, l) Топографические профили S1 и S2 из ЦМР, полученных с помощью Pléiades, с указанием высот.

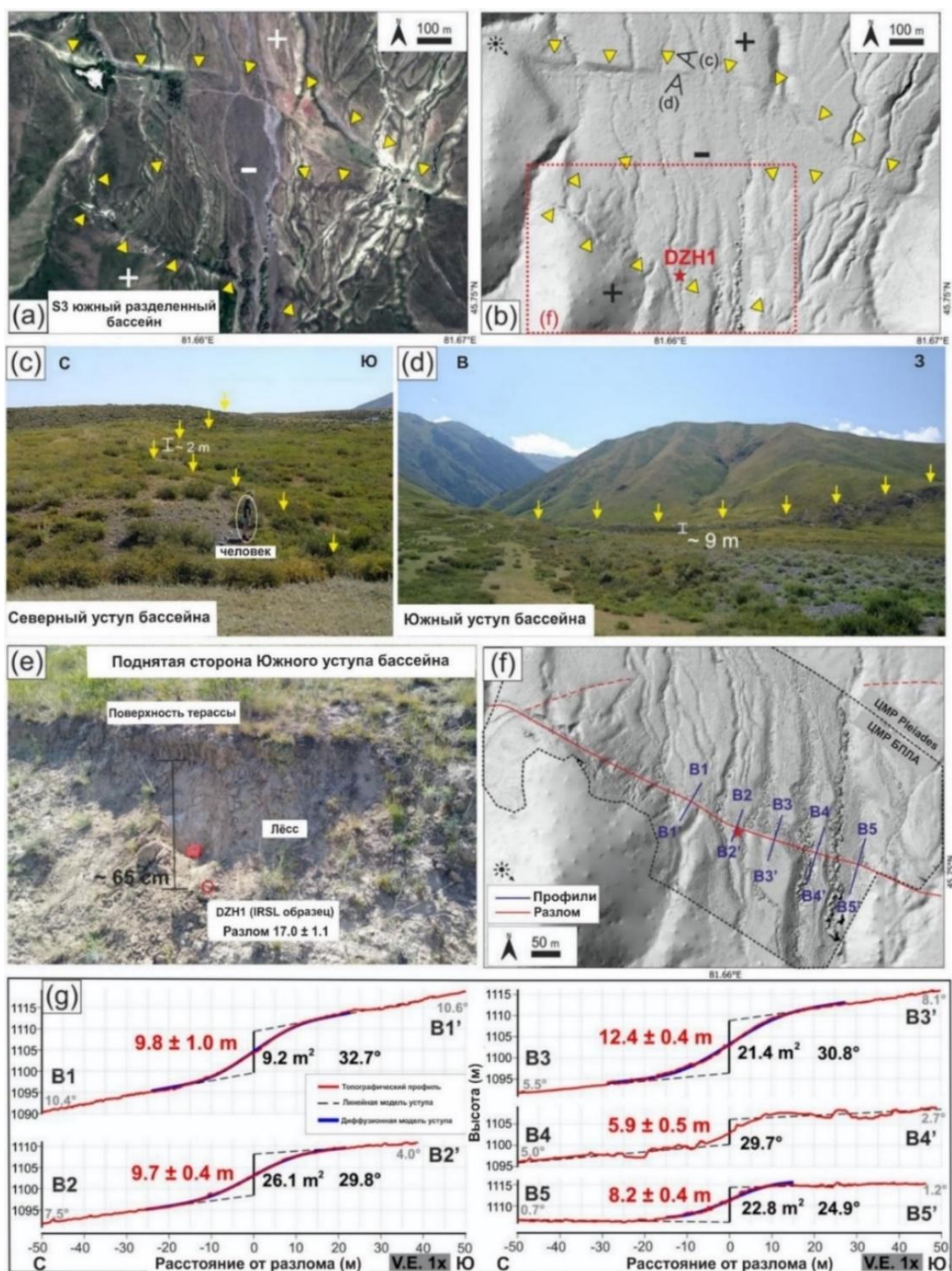


Рисунок 3.9 - Впадина вдоль Джунгарского разлома на сегменте S3 (местоположение см. на рисунке 3.8a). (a) Ортотрансформированные изображения Pléiades с уступами, показанными желтым цветом. (b) Топография с затененным рельефом, полученная из снимков Pléiades, с обозначением места отбора образца DZH1 (красная звездочка). (c и d) Полевые фотографии

северного и южного уступов (отмечены желтыми стрелками). (e) Образец IRSL DZH1 был отобран из лесса на глубине ~ 65 см от поверхности террасы на поднятой южной стороне разлома (см. b). Показан возраст IRSL. (f) Топография затененного рельефа, полученная с помощью беспилотника, показывающая пять топографических профилей (B1–B5), отмеченных синим цветом. (g) Топографические профили с результатами их морфологического датирования.

3.2.3. От реки Жаманты до реки Тентек (участок S2)

Участок S2 Джунгарского разлома простирается от р. Жаманты на юге до р. Тентек на севере с простиранием 300° . Движение в этом сегменте имеет значительную вертикальную составляющую, приуроченную к одному основному косому разлому, хотя небольшие свежие уступы распространены и в пределах прилегающих предгорий (см. рис. 3.4b).

Участок «Медвежья река» (см. рис. 3.10) важен для демонстрации смещения во время последнего события. Джунгарский разлом пересекает верхнюю (T2) и нижнюю (T1) аллювиальные поверхности, примыкающие к активной речной террасе T0 (см. рис. 3.10c), которые приподняты косым разломом. Водотоки, эродирующие поверхность были смещены примерно на 12 м, при этом один из них смещен на 15.7м (см. рис. 3.10d). Уступ между террасами T2 и T1 смещен вправо на 13 м. На T1 отсутствуют признаки горизонтального смещения, вероятно покрыт молодым осадконакоплением. Шесть топографических профилей, полученных из SfM с помощью БПЛА, показывают одну ступень с одинаковой высотой, в среднем ~7.9 м, как на старой, так и на более молодой террасе (см. рис. 3.10b, 3.10e, 3.10f). Профиль P2 имеет морфологию двойного уступа, что, по нашему мнению, является результатом локализованного оползания вдоль уступа, как показано пунктирными красными линиями на рисунке 3.10c. Равенство величин вертикальных смещений T1 и T2 на участке Медвежья река, а также правостороннего смещения ручьев позволяют предположить, что обе террасы испытали одинаковое смещение.

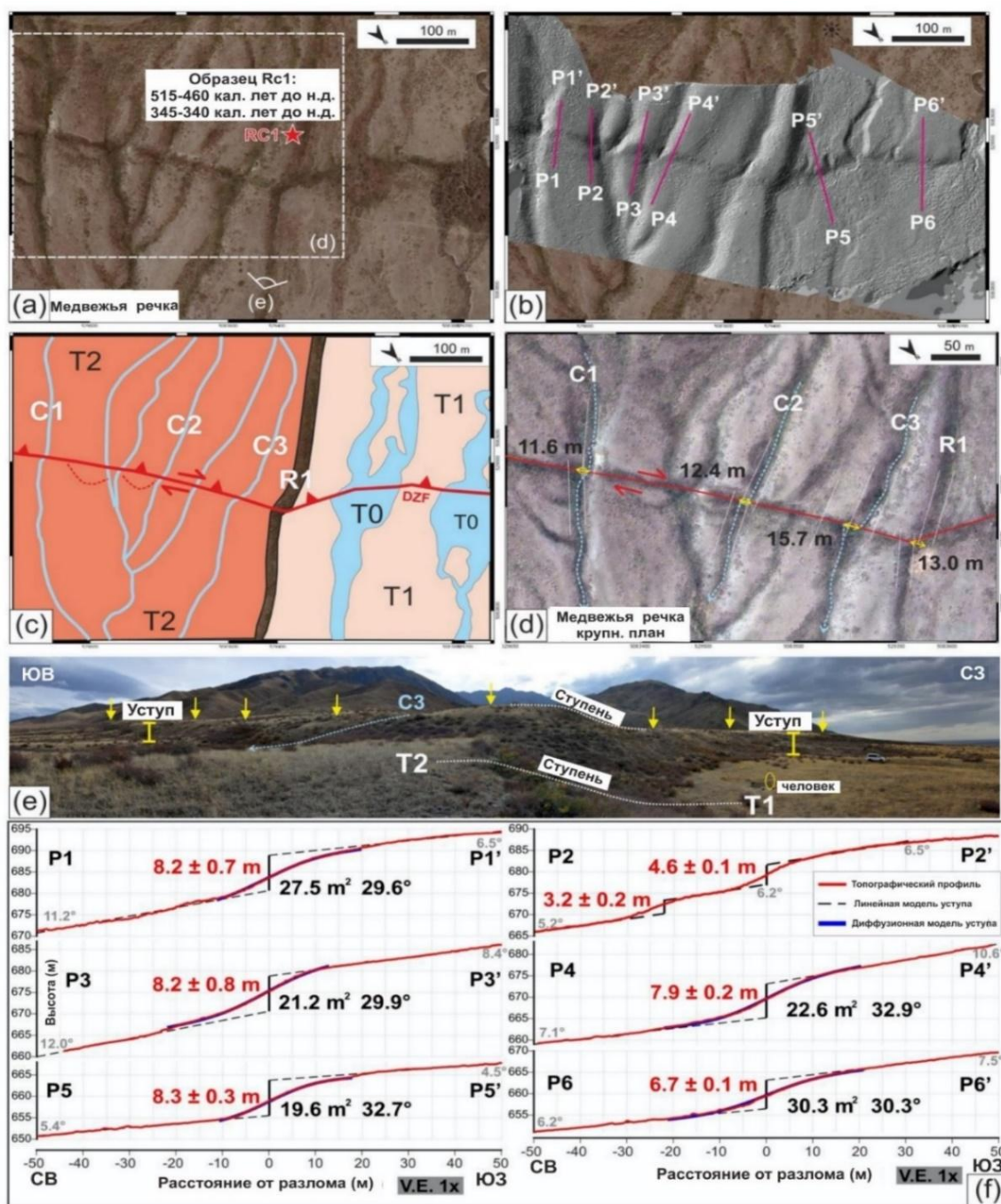


Рисунок 3.10 - (a) Ортоотраформированные снимки Pléiades, показывающие уступы и смещенные русла разлома на участке Медвежья река ($81,37^{\circ}$ в. д., $45,90^{\circ}$ с. ш.) в пределах участка S2 (см. рисунок 3.11). Местоположение образца RC1 (красная звезда) и его возраст указано на рисунке (a). ЦМР, полученный с помощью, БПЛА, показывающая тот же вид, что и на рисунке (a) и местоположения топографических профилей показаны на рисунке (b). Рисунок (c) - геоморфологическая карта, показывающая протяженность двух террас T1 и T2 и уступа R1 между ними, T0 —

современное русло реки. Рисунок (d) снимок крупного плана спутника *Pléiades*, показывающее смещенные русла C1, C2 и C3 и уступ R1 с величинами смещений в метрах. Рисунок (e) - панорамный вид, показывающий уступ, который имеет одинаковую высоту на обеих террасах T1 и T2. Рисунок (f) - топографические профили P1–P6, полученный из ЦМР от БПЛА, показывающие высоту уступов (красный текст, в метрах), возраст диффузии (черный текст, м²), максимальные уклоны уступа (черный текст, в градусах) и веерные уклоны (серый текст, в градусах).

Кроме того, морфология уступа предполагает на качественном уровне, что смещение произошло в результате одного землетрясения. Морфологическое датирование уступов для всех профилей, кроме P2, которые мы исключили из-за возможности оползания, дали средний возраст диффузии 24.2 ± 1.8 м², что предполагает возраст уступа 7.3–4.6 тыс. лет. На поднятой стороне уступа был собран образец улиток (RC1), извлеченный примерно на 1 м ниже поверхности верхней террасы (T2) (см. рис. 3.10a), и были получены радиоуглеродные возрасты 515–460 и 345–340 калиброванных радиоуглеродных лет (таблица 3.2).

Выше основного разломного уступа в долине р. Медвежья обнаружен еще один высотой 4.4 ± 0.6 м (см. рис. 3.11a, 3.11b). Этот уступ имеет возраст диффузии 15.9 ± 2.9 м², что предполагает возраст 5.3–2.7 тыс. лет (см. рис. 3.11b). Другая проба улиток (RC2), залегающая в речных отложениях на глубине ~1 м, на южной стороне разлома, дала возраст 3975–3835 калиброванных радиоуглеродных лет (см. рис. 3.11c, b и 3.11d, таблица 3.2).

Мы измерили высоту уступа по сегменту S2 по топографическим профилям с помощью ЦМР, полученной из снимков *Pléiades*, в основном в местах, где уступ пересекает водосборы малых рек. Мы обнаружили устойчивые уступы высотой 6–9 м вдоль южных двенадцати километров S2 (см. рис. 3.4b), включая участок реки Медвежья, как описано выше. Отсутствие на главном разломе уступов менее 6–9 м, несмотря на широкую сохранность и обилие молодых аллювиальных отложений, позволяет предположить, что уступы высотой 6–9 м образовались при одном землетрясении. Однако на северных семи

километрах S2 уступы резко уменьшаются (менее 5 м), Кэмпбелл и др. [73] обследовали эту часть разрыва и сделали вывод об одноактном происхождении уступов высотой 1.6 ± 0.2 м. «Свежие» уступы заканчиваются на переходе от S2 к S1, при этом морфология S1 и S0, как описано ниже, гораздо более сглаженная.

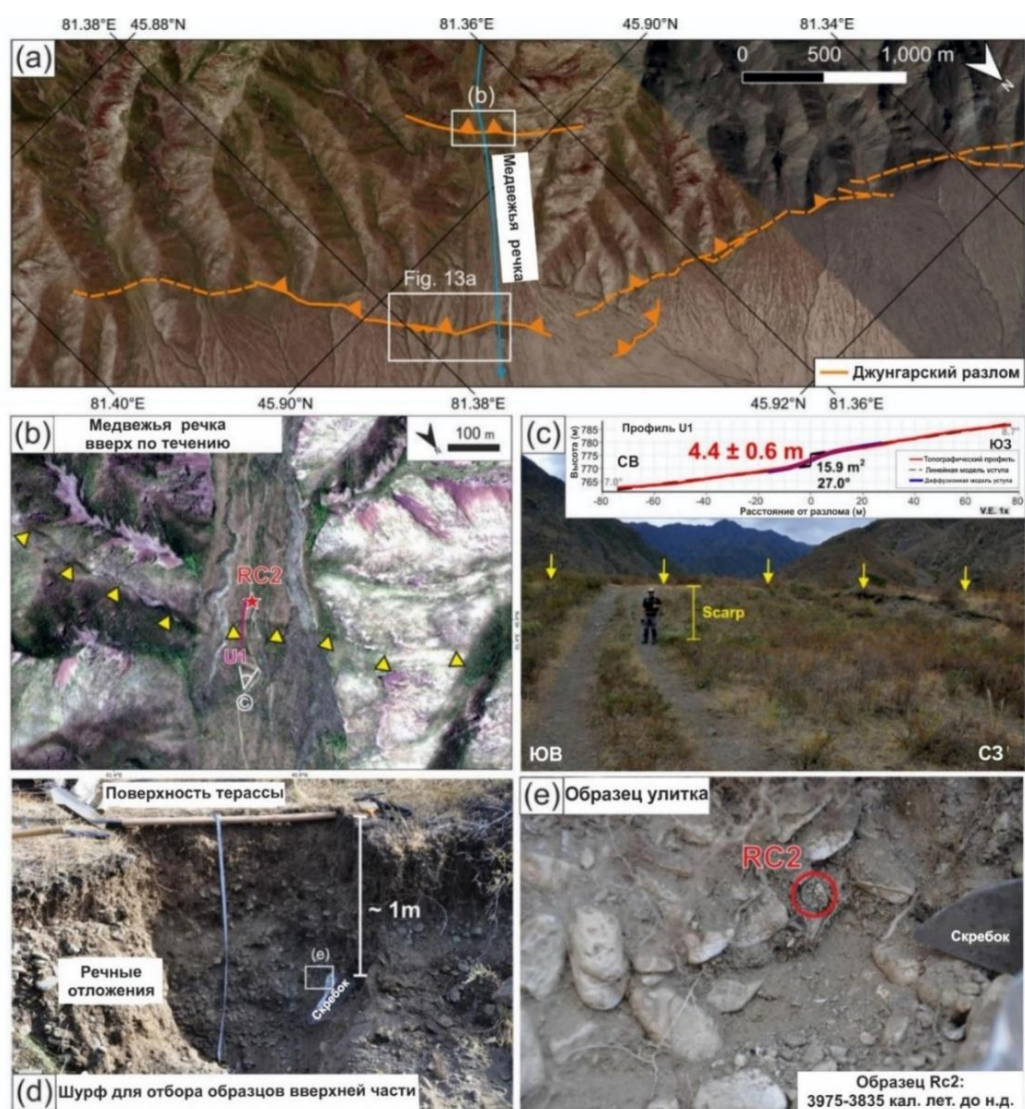


Рисунок 3.11 - (а) Ортотрансформированные изображения Pléiades, показывающие второй уступ (желтые стрелки) вверх по течению от участка Медвежья река (81.36° В.Д., 45.90° С.Ш.). Место отбора образца RC2 отмечено красной звездой, короткая красная линия - профиля dGPS. (с) Полевая фотография уступа с топографическим профилем dGPS и результатами морфологического датирования уступа, показанными на вставке. (d, e) Полевые

фотографии шурфа и образца брюхоногих моллюсков RC2 (красный кружок) с указанием калиброванным радиоуглеродным возрастом.

Таблица 3.2 – Результаты углеродного и инфракрасно-стимулированного люминесцентного (IRSL) датирования

Возраст по радиоуглеродному методу						
Образцы	Пункт	В.Д.	С.Ш.	Материал	Возраст (кал. лет до н.д.)	
RC1	Медвежья река	81.376	45.904	Ракушка улитки	515-460 345-340	
RC2	Медвежья река вверх по течению	81.364	45.897	Ракушка улитки	3975-3835	
Возраст по люминесцентному методу						
Образцы	Пункт	В.Д.	С.Ш.	Глубина (м)	Сумм. мощ. дозы (Гр/кг)	Возраст, тыс. лет
DZH1	Сегмент 3 грабен	81.660	45.751	0.65	3.91 ± 0.24	17.0 ± 1.1

3.2.4. К северу от реки Тентек (участки S1 и S0)

Мы определили S1 как участок разлома от р. Тентек на север до $\sim 46.10^\circ$ с. ш. с простиранием 300° . На участке S1 общий рельеф составляет до 600м с правосторонними смещениями около 20–30м, но свежих уступов и трещин не обнаружено (рисунок 3.3). Сегмент S0 определяется как часть разлома к северу от 46.10° с.ш. Этот сегмент также имеет простирание 300° , но изгибается на юг на 46.67° с.ш. до простирания 240° . Топографический рельеф на участке S0 в основном менее 200 м, без свежих уступов или боковых смещений.

3.2.5. Разломы, трещиноватость и оползни в предгорьях Джунгарского Алатау

В пределах сегмента S2 уступ главного разлома уменьшается от 6–9 м до <4 м и совпадает со связанным с ним разломом, который простирается на восток-северо-востока и выходит в низины восточнее р. Тентек, северо-восточнее Лепсинского разрыва (см. рис. 3.12а). Мы посетили косой разлом на участке «Восточнее р.Тентек» (см. рис. 3.12а), где обследовали крутые обращенные на север уступы, сохранившиеся в пределах небольшого водосбора ручья. Современный ручей прорезал приподнятый блок узким ущельем, оставив хорошо сохранившийся остаток уступа.

Высота уступа на отдельных топографических профилях колеблется от 4.0 до 10.2 м по простиранию, но большинство из них > 8 м, и на всех видна одна топографическая ступенька без скоса, что свидетельствует о смещении при одном землетрясении (см. рис. 3.12е). Вдоль этих уступов можно обнаружить объекты, смещенные на > 20 м. Нами проведено морфологическое датирование уступов 7 профилей на этом участке.

Профиль Т4 имеет возраст коэффициента диффузии более чем в два раза выше, чем у других. Средний коэффициента диффузии (кт) по всем профилям, кроме Т4, составляет $11.3 \pm 1.6 \text{ м}^2$, что подразумевает возраст уступа от 3.6 до 2 тыс. лет назад. Помимо этих высоких и свежих разломных уступов, на окраинах хребта в пределах переходной области между Джунгарским и Лепсинским разломами обнаружены небольшие и свежие трещины (см. рис. 3.12–3.13), которые широко распространены в предгорьях Джунгарского Алатау, особенно вблизи S2 и S3 (см. рис. 3.13а). Эти уступы хорошо видны на космических снимках, хотя признаков бокового смещения мы не обнаружили (см. рис. 3.13b - 3.13f). Мы также выделяем ряд крупных каменных лавин в пределах Джунгарского Алатау, прилегающих к S3 (см. рис. 3.13а - 3.13g). Оползни сошли на крутых западных и северных склонах, а обломки образовали небольшие озера на дне прилегающих долин.

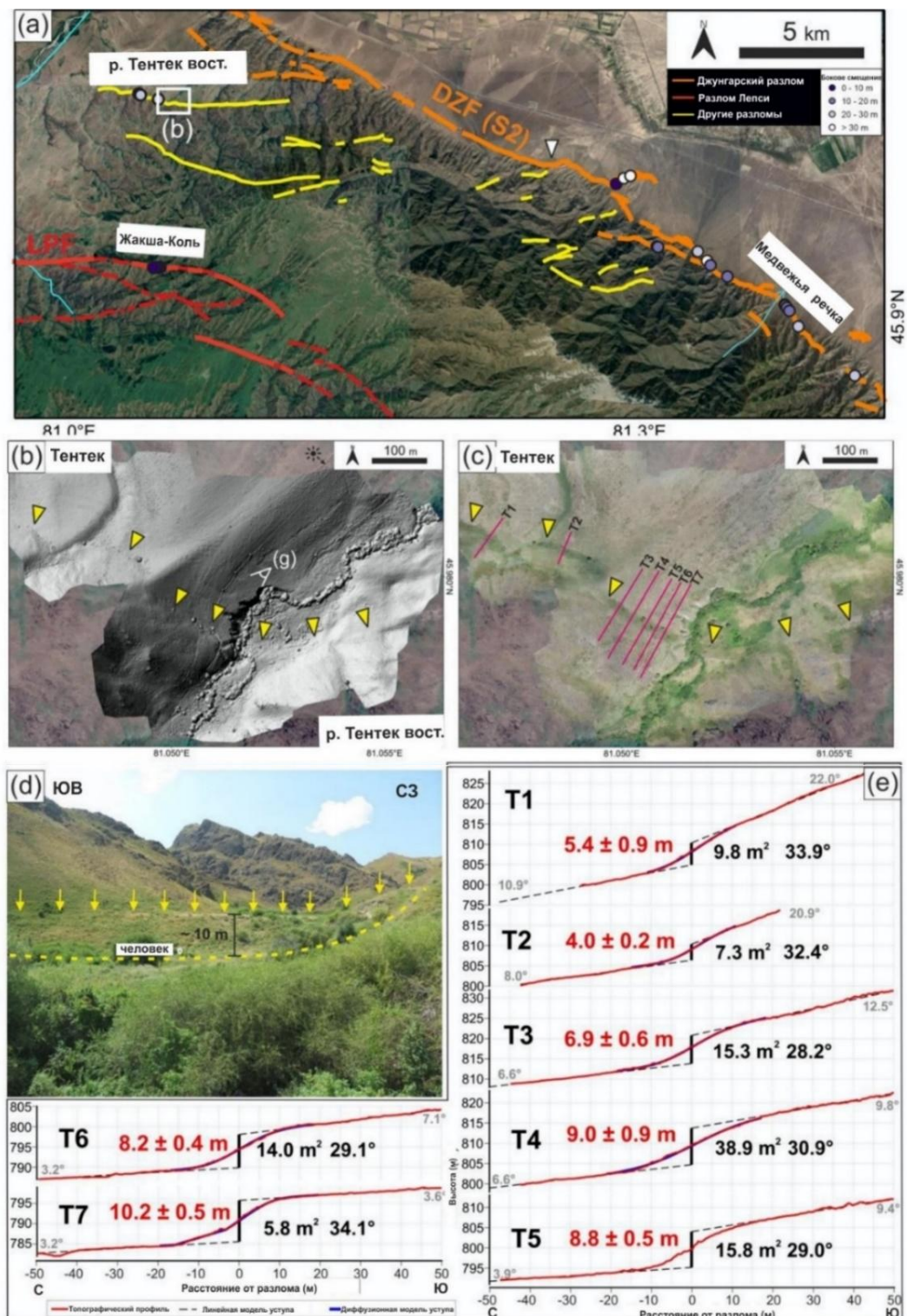


Рисунок 3.12 - Снимок Bing Map, показывающий зону перехода между Лепсинским и Джунгарским разломами (а). Белым треугольником отмечен переход, где высоты свежих уступов Ю2 падают с 6–9 м до <4 м. (b, c) Топография затененного рельефа и ортотрансформированные изображения, полученные с помощью дрона, показывающие свежие уступы и расположение семи топографических профилей (Т1-Т7) на участке реки Тентек в восточной

части (81.05° в.д., 46.00° с.ш.). (d) Полевая фотография уступа, отмеченная желтыми стрелками вверх и пунктирной линией внизу. (e) Семь профилей T1-T7 с результатами датирования их морфологических уступов.

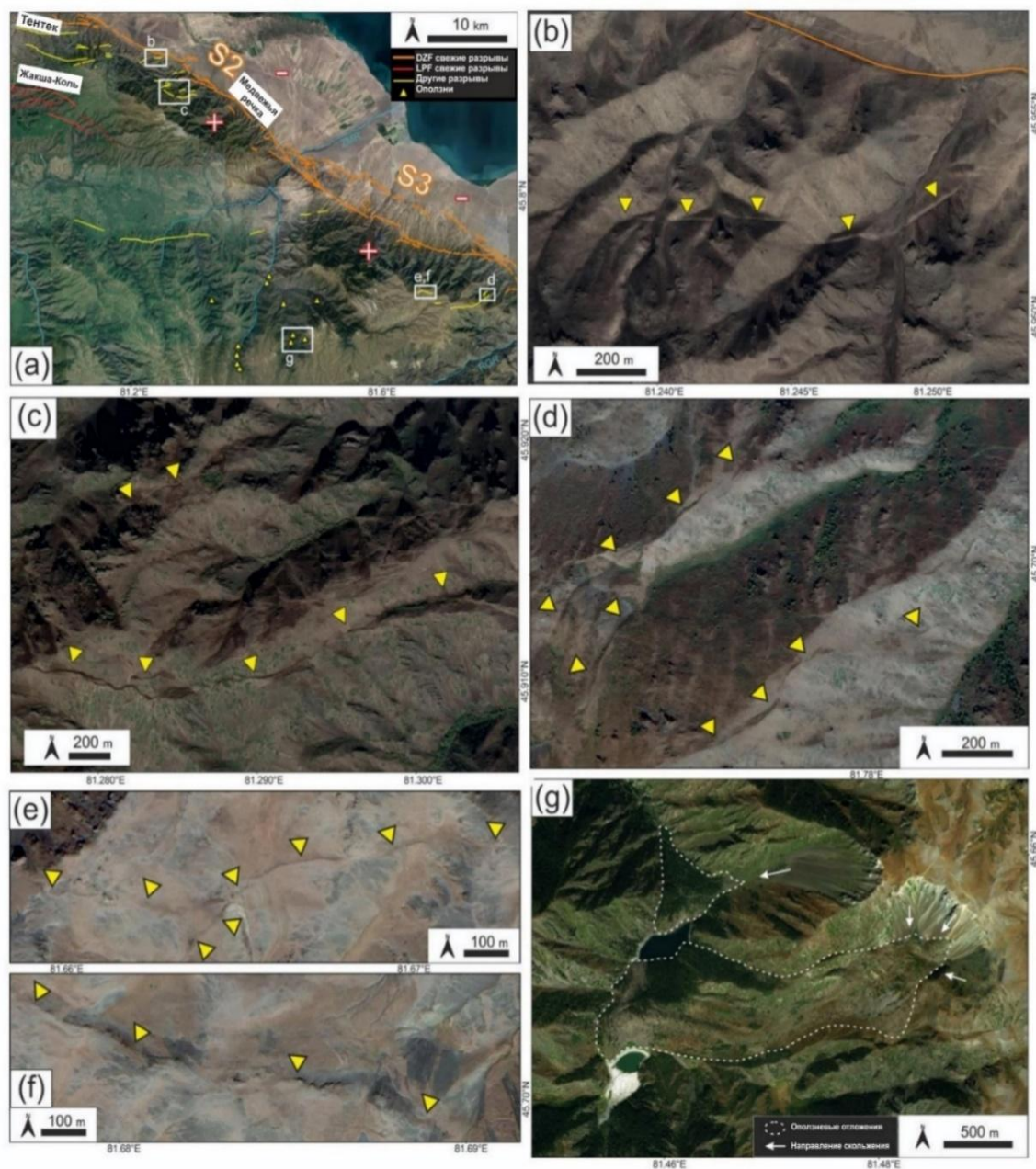


Рисунок 3.13 - (a) Снимок BingMap, показывающий северный Джунгарский Алатау с нанесенными на карту следами разломов и оползней. (b-f) Снимки Google Earth, на которых видны свежие трещины (отмечены желтыми стрелками) на поверхности холмов вблизи S2 (около 81.29° в.д., 45.92° с.ш.) и S3 (около 81.77° в.д., 45.70° с.ш.). (g) Снимки BingMap, показывающие примеры крупных оползней коренных пород (81.47° в.д., 45.65° с.ш.).

Выводы по третьей главе:

Лепсинский разлом, простирающийся на 120 км вдоль трассы, разделен на восточную, центральную и западную части. Наблюдаются вертикальные смещения вдоль всей его длины, с выраженным правым боковым компонентом. Восточная часть разлома находится в горной местности, где наличие разломных уступов, а также отклонения русел рек свидетельствуют о тектонической активности. Центральная часть проходит у подножия горы Шыбынды, а к западу от р. Тентек обнаружены уступы с правосторонним смещением. На западном конце разлома есть перегиб, сопровождаемый уступами, обращенными на юг. На окончании разлома свидетельства его активности менее выражены. Морфологическая датировка уступов показывает их возраст около 5.3–3.5 тыс. лет. Все это указывает на необходимость дальнейших исследований для оценки сейсмического потенциала и рисков для региона.

В данной работе мы провели сегментацию Джунгарского разлома на восемь участков. Сегменты различаются как по геоморфологическим особенностям, так и по характеру проявления самого разлома. Сегменты S0 и S1, простирающиеся от юга Ушарала до северо-западного конца разлома, характеризуются деградированными уступами и отсутствием явных признаков разлома из-за речной эрозии. В сегменте S2 существуют хорошо сохранные уступы, схожая морфология и их формирование вызвало единичное землетрясение, приведшего к их формированию. В данной работе также исследуется возможность продолжения этого единичного разрыва на юг, за пределами сегмента S2, на расстояние до 200 км, включая участки S3, S4-S7. Эти участки разлома характеризуются различными геоморфологическими особенностями и преимущественно чистым сдвигом. Определены дополнительные свежие уступы между Лепсинским и Джунгарским разломами, а также описаны скопления коренных пород, что свидетельствует о деятельности разлома. Данное исследование важно для более глубокого понимания характера разлома и его потенциального влияния на региональную сейсмическую активность.

ГЛАВА 4. ВОЗМОЖНЫЕ СЦЕНАРИИ ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Геоморфологические признаки выявленных смещений свидетельствуют об одновременной подвижке вдоль Джунгарского и Лепсинского разломах. Южные части Джунгарского разлома (сегменты S7-S4) простираются по азимуту $\sim 328^\circ$ и являются правосторонними сдвигами. Сегмент S3 имеет простирание $\sim 300^\circ$ и представляет собой сдвиг со взбросовой составляющей. Сегмент S2 представляет собой одиночный разлом с ответвлениями на западе вглубь Джунгарского Алатау. Подвижек по сегментам S1 и S0, по-видимому, не было после формирования аллювиального конуса выноса (его поверхность не смещена). Кэмпбелл и др. [25] оценили подвижку в восточной части Лепсинского разлома в 8.2–13.8 м и азимут вектора подвижки в $317\text{--}343^\circ$, а также угол падения разлома в 50° . Сходство азимута вектора смещения с азимутом, определенным Кэмпбеллом и др. [25] по Лепсинскому разлому, а также азимут вектора подвижки 328° , подразумеваемый трендом Южного Джунгарского разлома, где движение были преимущественно правосторонними заставляют предположить, что азимут вектора подвижки постоянен на протяжении Джунгарского и Лепсинского разломов.

Для оценки распределения смещений во время самой последней молодой подвижки вдоль Джунгарского разлома использованы разные подходы. На юге (сегменты S7-S4), где подвижка преимущественно правосторонняя, использованы спутниковые снимки высокого разрешения для выявления и измерения многочисленных смещений. Средняя величина правостороннего смещения определена в 8.8 м (рисунок 3.7). Смещение менее 6 м на участке S5 возле Алашанькоу, как упоминалось в [36], расположены в районе с многочисленными разломами. Таким образом, предполагается, что широко распространенное смещение в 6–9 м, обнаруженное вдоль участка S7-S4, лучше отражает самый молодой поверхностный разрыв вдоль основного разлома. На участке S2 обнаружены уступы высотой 6–9 м, которые, по-видимому, являются

результатом одноактного смещения, а на участке «Медвежья река» простирание разлома составляет 300° , а уступы высотой 6.7 – 8.9 м связаны с латеральными водоизмещениями 11.6–15.7 м. Максимальное боковое смещение, обнаруженное на сегменте S2, близко к самому большому в мире косейсмическому чистому сдвиговому смещению, и составляет ~ 15.5 м [184], а с учетом компоненты сдвига на S2 общее сдвиговое смещение будет еще выше. Если принять азимут вектора подвижки в 328° , эти измерения дают подвижку 14.7–19.9 м по плоскости разлома, падающей на юг под углом $39\text{--}55^\circ$ (см. рис. 4.1). Для сегмента S3 сложное строение разломной зоны затрудняет оценку чистой подвижки, хотя минимальные боковые смещения в 7.3–9.2 м были обнаружены вдоль основного сдвигового сегмента. Предполагая, что разлом падает под углом 47° на юг, так как он имеет такой же угол падения, как и на сегменте S2, со средним простиранием 300° и азимутом вектора подвижки 328° , вычислена величина сдвига по разлому в 9.3–11.7 м. Аналогичный подход использован для оценки подвижки на Восточном участке в районе р. Тентек, в переходной зоне между Джунгарским и Лепсинским разломами. Этот разлом параллелен Лепсинскому разлому с простиранием 280° . Оценена подвижка вдоль разлома в 10.4–15.4 м, предполагая азимут вектора подвижки 328° и падение разлома в 50° , как это было обнаружено для соседнего Лепсинского разлома [25]. Эти значения предполагают горизонтальное смещение 5.2–7.7 м. Подборка геометрии разломов и оценка подвижек для каждого участка приведены в таблице 4.1.

Непрерывность уступов вдоль Джунгарского разлома, свежая и схожая морфология от сегмента S7 на юге до сегмента S2 на севере, на протяжении не менее 250 км указывают на единичную подвижку по разлому. В целом, величина подвижки по Джунгарскому разлому увеличивается с Юго-Востока на Северо-Запад, с наибольшей подвижкой в центральном сегменте S2 и, возможно, S3. Эта область большого смещения находится на переходе от места, где линии Джунгарского разлома меняется простирание с северо-западного на почти субширотное и примыкает к зоне разломов, ответвляющихся на запад от Джунгарского в сторону Лепсинского разломов в районе восточнее р. Тентек.

Хотя и нет прямой связи между Джунгарским и Лепсинским разломами, широко распространенные голоценовые разломы между Джунгарским и Лепсинским, повышают вероятность того, что подвижка длиной сейсморазрыва в 375км вдоль двух основных разломов образовались одновременно.

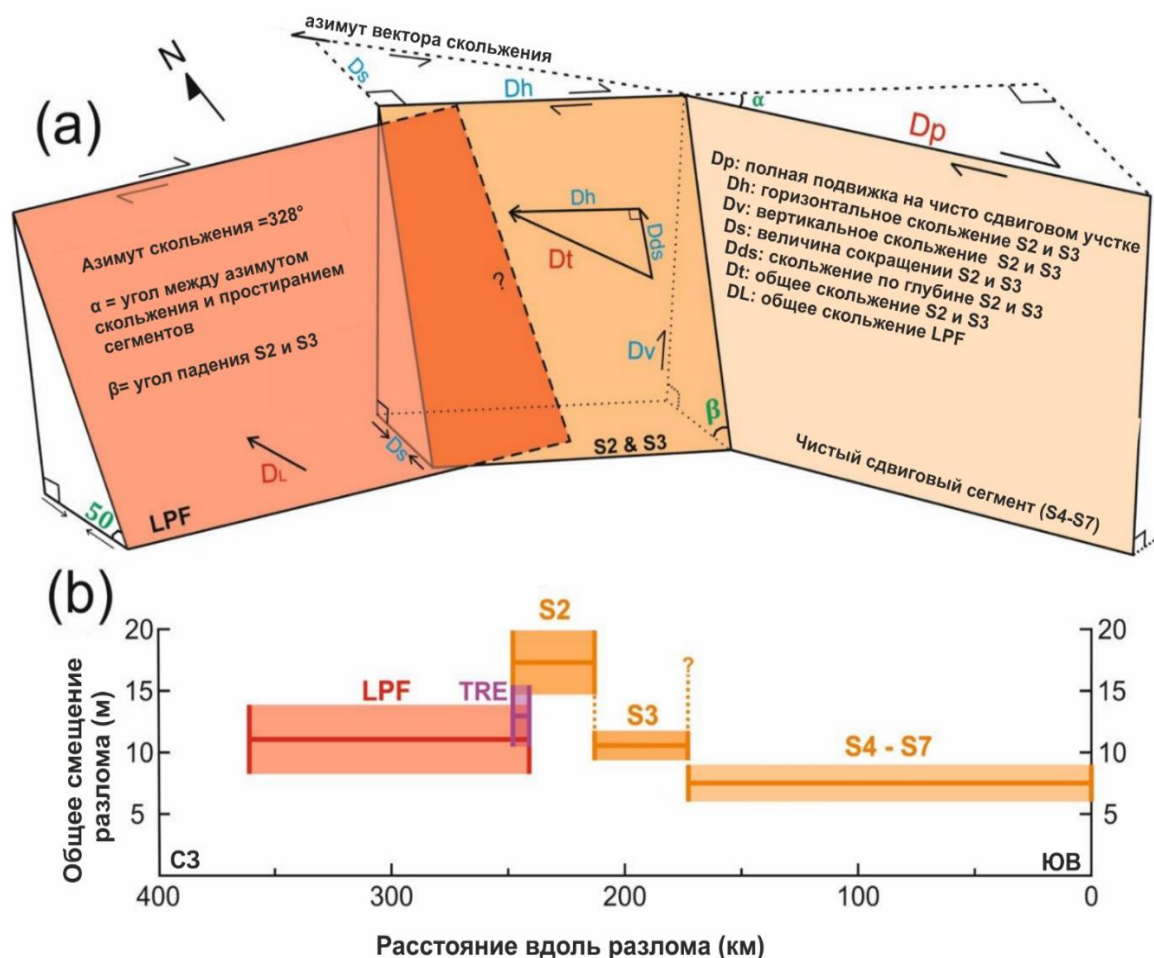


Рисунок 4.1 - (a) Эскиз, показывающий упрощенную геометрию разлома, включая Лепсинский разлом и сегменты S2-S7 Джунгарского разлома. Подвижки на участках S2 и S3, которые включают существенные вертикальные и горизонтальные составляющие, оцениваются с учетом постоянного азимута вектора подвижки 328° для всех участков; (b) смещения на сегментах S2-S7 Джунгарского разлома (оранжевый) и Лепсинского (красный) и на разломе восточнее р. Тентек (TRE).

Таблица 4.1 – Два сценария образования разрыва

Сегмент (участок)	Длина, км	Простираение	Угол падения	Измеренное минимальное боковое смещение, м	Измеренное минимальное вертикальное смещение, м	Предполагаемое среднее смещение (AD), м	
LPF	120*	290°	50° Ю*	5–9*	5–9*	8.2–13.8*	
TRE	7	280°	50° Ю	-	6.9-10.2	10.4-15.4	
S2	35	300°	39° - 50° Ю	11.6-15.7	6.7-8.9	14.7-19.9	
S3	40	300°	47° Ю	7.3-9.2	-	9.3-11.7	
S4-S7	173	328°	90° Ю	6.0-9.0	-	6.0-9.0	
Сценарии	Участки разрывов	SRL [#] , км	AD, м	Mw из AD [^]	Mw из SRL ⁺	Mw из Mo	Соотношение скольжения к длине
RS1	LPF+ TRE+ (S2-S7)	375	8.2–19.9	7.9–8.2	8.1	8.1–8.4	2.6x10 ⁻⁵ – 3.7x10 ⁻⁵
RS2	S2-S7	248	8.8–19.9	7.9–8.2	7.8	7.9–8.2	4.0x10 ⁻⁵ – 5.5x10 ⁻⁵

*параметры Лепсинского разлома взяты из работы Кемпбел и авторы.
[#]SRL- длина поверхностного разрыва; AD- среднее скольжение;
[^] Mw рассчитано по формуле $Mw = 7.04 + 0.89 \log(AD)$ из [20]
⁺ Mw рассчитывается по формуле $\log(SRL) = -2.943 + 0.681 Mw$ из [41]
TRE- восточнее реки Тентек

В последнем примере наблюдались крупные (>10 м) многочисленные разрывы со сменой смещения от сдвигового к надвиговому движению вдоль простирания [186, 187], что аналогично сценарию, который мы представили здесь.

Отметим, что нельзя сбрасывать со счетов сценарии с меньшей длиной разрыва, при котором подвижка по Джунгарскому разлом произошла вдоль его сегментов S7-S2, с общей длиной сейсморазрыва в 248 км.

4.1. Хронология землетрясений

Имеются относительно ограниченные данные о времени последних подвижек вдоль Джунгарского и Лепсинского разломов. Наиболее подробная палеосейсмологическая информация на данный момент получена в работе [36], в которой выделены четыре подвижки вдоль сегмента S7 (см. рис. 4.5b), с самым молодой разрыв произошёл после 6.6 тыс. лет назад, предпоследнее в интервале 12.2–6.6 тыс. лет назад, третье в интервале 19.4–17.3 тыс. лет назад и четвертый в том же интервале 19.4–17.3 тыс. лет назад. Такие временные оценки дают среднее время повторяемости примерно 4–6 тыс. лет [36]. Полученный образец (IRSL DZH1) давший возраст примерно в 12 тыс. лет, возможно, показывает время смещения террасы S3 перед самым молодым событием (см. рис. 4.9).

На участке Медвежья река (сегмент S2) две радиоуглеродные образцы (RC1 и RC2) дают возраст ~ 400 и ~ 4000 лет до н.д. (см. рис. 3.10 и 3.11 и табл. 3.2). Очевидно, что радиоуглеродное датирование улиток в террасовых отложениях может не отражать возраст деформированной террасы, поскольку вполне вероятно, что улитки проникали в глубь спустя долгое время после отложения гравия. Полученные результаты по возрасту, хотя и ограниченные, могут быть совместимы с результатами [36], если предположим, что более старый (~ 4000 лет до н. д.), а не более молодой (~ 400 лет до н. д.) возраст репрезентативен для отложений на участке Медвежья река. В этом случае полученные возрастные данные подтверждают наличие единственной крупной подвижки вдоль Джунгарского разлома, произошедшего в течение последних

~4000 лет до н.д. Возможно, что это единственное за последние ~17 тыс. лет, если рассматривать уступы вдоль впадины на S3 (см. рисунке 3.9), как результат единичного события, на что указывает относительно крутой уступ. Один профиль на этом участке показал меньшую величину подвижки, что, если бы оно было реальным, означало бы, что за последние 17 тыс. лет произошло более одного землетрясения.

Кэмпбелл и др. [25] делают вывод о сильном землетрясении в зоне Лепсинского разлома в течение последних 400 лет, которое они относят к землетрясению 1716 г., описанном в каталоге Мушкетова и Орлова [96]. Доказательства 400-летнего возраста происходят из одного места в районе оз. Аякколь. Однако наша морфологическая датировка предполагает, что уступы в районе оз. Аякколь могут быть значительно древнее, в диапазоне 7.4–3.5 тыс. лет назад. На нескольких участках Кэмпбелл и др. [25] находят доказательства деформации в более древнем диапазоне: отложения возле оз. Жаксыколь датируются не менее 2000 лет назад, 5000-летние речные отложения подняты в бассейне р. Шынжылы, деформация рыхлых отложений на оз. Аякколь затронула отложения, датированные 5328–4931 калиброванными радиоуглеродными годами до н.д. Таким образом, имеющиеся данные о возрасте указывают на подвижку вдоль Лепсинского разлома в течение последних ~ 5000 лет, что не соответствует определению в ~400 лет. Необходимы дальнейшие исследования, чтобы подтвердить, являются ли молодые возрасты в районе оз. Аякколь ошибочными или же профили уступов кажутся аномально старыми.

Таким образом, большинство имеющихся свидетельств указывает на одну и ту же, одновременную подвижку вдоль Джунгарского и Лепсинского разломов, при котором были смещены террасы с возрастом примерно в 4000 лет, и которая привела к накоплению отложений, с возрастом порядка (минимум) 2000 лет в основании разломного уступа. Более позднее землетрясение в течение последних 400 лет могло произойти вдоль Лепсинского разлома, о чем свидетельствует датировка на оз. Аякколь, но морфологически анализ уступов на всех участках,

в том числе и вдоль Лепсинского разлома, дает возраст диффузии 10–26 м², что указывает на начало деградации уступа в интервале 6 – 2 тыс. лет назад.

Анализ графика плотности вероятности смещении (COPD) для южных участков Джунгарского разлома дал пики 8.8, 15.2 и 23.7 метров. Эти значения отражают накопление общего (кумулятивного) смещения при трех подвижках (землетрясениях) при индивидуальных смещениях в 8.8, 6.4 и 8.5 м. Ху и др. [36] выявили следы трех, возможно четырех подвижек (землетрясений) в южной части Джунгарского разлома за последние 19.4–17.3 тыс. лет со средней повторяемостью 4–6 тыс. лет. Необходимы дальнейшие исследования, чтобы оценить, произошло ли самое молодое событие ближе к 4000 или 2000 лет назад. Если три последние подвижки привели к кумулятивному смещению в 23.7 м, и если они произошли в течение 19.4–17.3 тыс. лет со средним интервалом повторяемости 4–6 тыс. лет, то средняя скорость горизонтальных движений могла достигать 1.2–1.4 мм/год, а выявленное Кэмпбелл и др. [73] смещение примерно в 50 м могло накопиться примерно за 25.7 ± 5.8 тыс. лет.

4.2. Магнитуды землетрясений и масштабирование

Рассмотрены вероятные магнитуды по двум сценариям палеоземлетрясений. Первый сценарий (RS1) предполагает, что Лепсинский разлом, Джунгарский разлом и разломы в переходной зоне между ними образовались во время одного землетрясения. В сценарий 2 (RS2) только сегменты S2-S7 Джунгарского разлома разорвались вместе. Для расчета используем эмпирические соотношения из Wells&Coppersmith [20] и Thingbaijam [41]. Используя средние коэффициенты для сдвиговых разломов от среднего сдвига (AD), по формуле 1 произведен расчёт моментной магнитуды $M_w 7.7-8.2$ для RS1 и $M_w 7.7-8.0$ для RS2 (см. табл. 4.1). Применение масштабного соотношения между величиной и длиной поверхностного разрыва (SRL) дает $M_w 8.1$ для RS1 и $M_w 7.8$ для RS2. Мы также рассчитываем магнитуды на основе комбинированного сейсмического момента (M_0), высвобождаемого каждым сегментом разрыва:

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_o - 6.06, \text{ где } M_o = \mu AD, (1)$$

Где μ — модуль сдвига 3×10^{10} Нм², D — среднее смещение, A — площадь разрыва на плоскости разлома [188, 189]. Мы предполагаем, что глубина составляет 15–30 км, учитывая типичные глубины землетрясений в Тянь-Шане, хотя мы отмечаем, что в соседней Казахской платформе было землетрясение с глубиной ~40 км (см. рис. 3.1) [108, 68]. Применение диапазона глубин и других параметров источников, перечисленных в таблице 4.1, дает значения моментной магнитуды в диапазоне Mw 8.1–8.4 для первого сценария (RS1) и Mw 7.9–8.2 только для Джунгарского разлома (RS2). Диапазоны расчетных моментных магнитуд аналогичны полученным в Чиликском 1889 (Mw 8.0–8.3) и Кеминском (Mw 7.8–8.0) землетрясениях 1911 г. [32, 88, 84, 87], что указывает на то, что в Джунгарском Алатау могли происходить землетрясения такой же силы, как и в северном Тянь-Шане, несмотря на более низкую скорость деформации.

Диапазоны отношения смещения к длине для каждого сценария рассчитываются из среднего минимального смещения и среднего максимального смещения среди каждого сегмента разрыва, а затем делятся на общую длину разрыва. Только разрыв Джунгарского разлома дает отношение 4.0×10^{-5} – 5.5×10^{-5} , а комбинированный Лепсинско-Джунгарский разрыв дает отношение 2.6×10^{-5} – 3.7×10^{-5} . Эти отношения обычно совместимы с глобальными отношениями масштабирования, которые находятся в диапазоне 1 – 10×10^{-5} [44, 20, 40]. Предполагается, что Джунгарский разлом следует глобальным масштабным соотношениям между смещением и длиной, даже если он находится во внутриконтинентальной и относительно медленно деформирующейся обстановке, что может быть связано со структурной зрелостью Джунгарского разлома, поскольку он является реактивированным разломом формировавшийся в палеозое [25, 39, 107].

Сравнивая эти два сценария разрыва с другими известными сильными внутриплитными землетрясениями, которые имеют хорошо изученные поверхностные разрывы, общая протяженность Джунгарско-Лепсинского

разрыва аналогична таковой для Булнайского 1905 г. (375 км) и Гоби-Алтайского (360 км) землетрясений 1975 г., но с большим сдвигом разлома [116, 54]. Добавляя наши находки доисторических разрывов вдоль Джунгарского Алатау к другим примерам гигантских внутриплитных землетрясений, мы обнаруживаем, что они примерно соответствуют глобальным соотношениям и не имеют большого расхождения с землетрясениями на границе плит. Действительно, есть несколько событий с высоким падением напряжения, что означает, что во время землетрясения высвобождается больше энергии, например землетрясения в Бхудже и Ассаме, имеющие большую площадь смещения и разрыва [21, 24, 115]. В некоторых исследованиях также указывается, что падение напряжения при внутриплитных землетрясениях, как правило, выше, чем при межплитовых [191, 190]; однако подборка сильных землетрясений в Тянь-Шане и Монголии в этом исследовании и некоторые примеры стабильных континентальных землетрясений [192], похоже, не согласны с этой идеей. Мы предполагаем, что различные параметры внутриплитных разломов, такие как их зрелость, локальная литология, мощность земной коры и неоднородность подвижек, могут вызывать изменчивость их падения напряжения и отношения подвижки к длине [41]. Поэтому вопрос о том, действительно ли внутриконтинентальные разломы имеют особое поведение при разрыве и насколько они отличаются от разломов на границе плит, все еще требует дальнейшего изучения.

4.3. Сопоставление современных и палеоземлетрясений

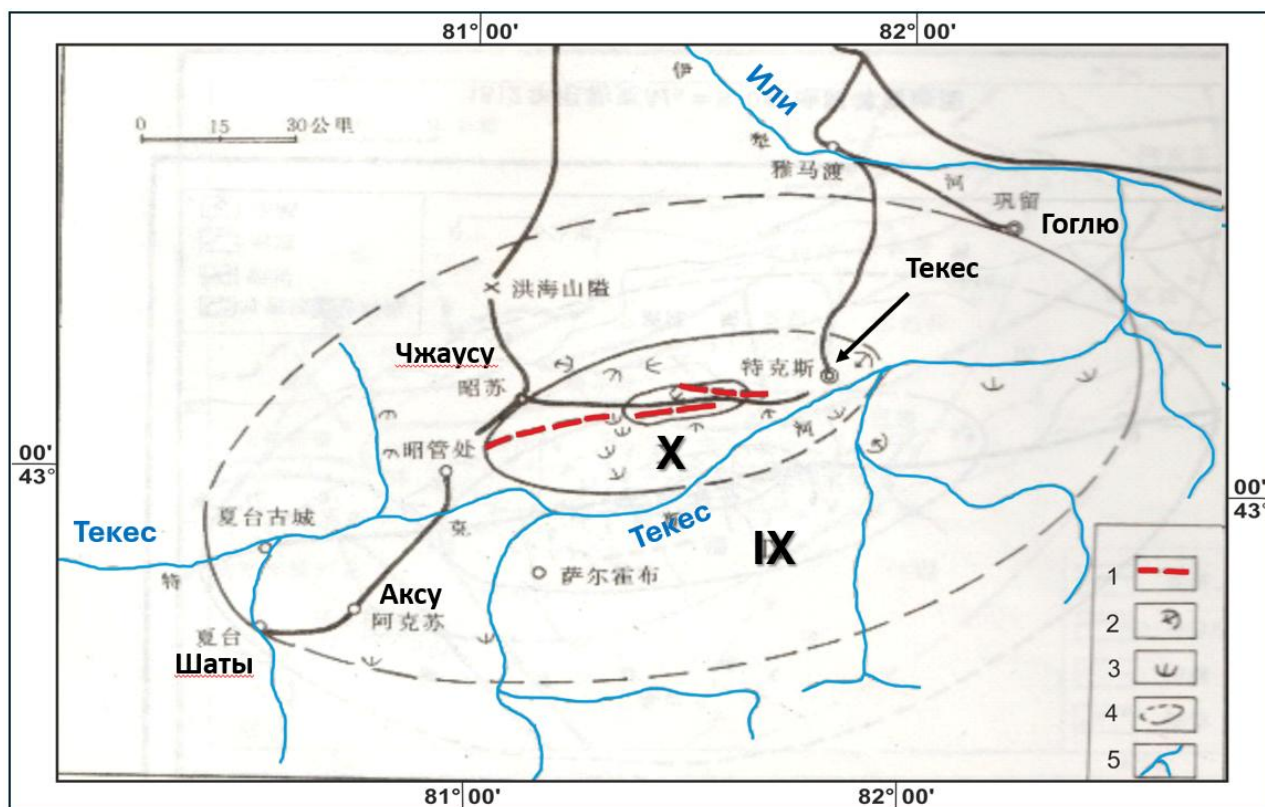
Таким образом, полученные данные показали, что в Восточном Прибалхашье на Лепсинском разломе, простирающемся в направлении В-З на ~120 км от Джунгарского Алатау до нижележащей Казахской платформы, в прошлом имели место сильнейшие землетрясения. Определение возраста самых последних поверхностных событий на Лепсинском разломе позволяет предположить, что здесь произошло два сильных землетрясения: первое, как минимум, 5000 лет назад в западной части разлома, и второе примерно 400 лет

назад по всей длине разлома. Проведенные расчеты по различным эмпирическим соотношениям позволили предположить, что последнее землетрясение могло иметь максимальную магнитуду M_w 7.5–8.2.

Полученные данные позволяют считать, что Лепсинское землетрясение, вероятно, и есть то событие, о котором упоминается в каталоге Мушкетова Орлова [96] как о самом раннем в Джунгарии сильном землетрясении 1716 г. Однако в каталоге, изданном в Китае [193], существует информация о Текесском землетрясении 1716 г. с магнитудой 7.5. Его очаговая зона расположена строго на юг от предполагаемого Лепсинского землетрясения примерно в 300 км (см. рис. 4.2). По Текесскому землетрясению в той же работе [193] имеется карта изосейст (см. рис. 4.3), где показана линия разрыва при землетрясении и изосейсты балльности с пунктами на территории Китая, в которых согласно архивным материалам зафиксированы разрушения. Отмечены зоны обрушений, обвалы, оползни при этом землетрясении, а также положение разрыва в очаге [193].



Рисунок 4.2 - Расположение эпицентров Лепсинского и Текесского землетрясений на карте Google.



1-разрывные нарушения; 2 - обвалы; 3 - оползни; 4 - изосейсты; 5 – реки.

Рисунок 4.3 - Карта изосейст Текесского землетрясения ($M_w=7.5$) 1716 г. [193].

Следует отметить, что особенностью проявления сильных землетрясений на Северном Тянь-Шане является пространственно-временное группирование сильнейших землетрясений в один период активизации, как это было, например, в конце XIX — начале XX века. За 26 лет в пределах одной сейсмогенерирующей зоны произошли Верненское (1887г.), Чиликское (1889г.) и Кеминское (1911 г.) землетрясения, два из которых имели магнитуду, превышающую 8. Аналогичная закономерность присуща и району Джунгарии. На рисунке 4.4 показано временное распределение сильных землетрясений Джунгарии, заметно чередование периодов активизации с наличием сильных толчков (с магнитудой выше 7.5) и периодов затишья. В настоящее время в Джунгарии наблюдается период сейсмического затишья.

Для уточнения каталога землетрясений Джунгарии была также использована информация из работ Куликовой [103], в которой уточнены

параметры трех землетрясений Джунгарии: Манасского 22 декабря 1906 г. с магнитудой $M_w 7.3 \pm 0.3$ и двух Сияньских землетрясений, произошедших в один день 6 марта 1944 г. с магнитудами $M_w 6.7 \pm 0.3$ и 7.3 ± 0.3 . Их эпицентры были перелокализованы по данным о временах вступлений, снятых с архивных сейсмограмм мира. Переопределены магнитуды, а также получены решения по механизмам очагов. На рисунке 4.5 представлена карта с переопределенными эпицентрами и механизмами этих землетрясений.

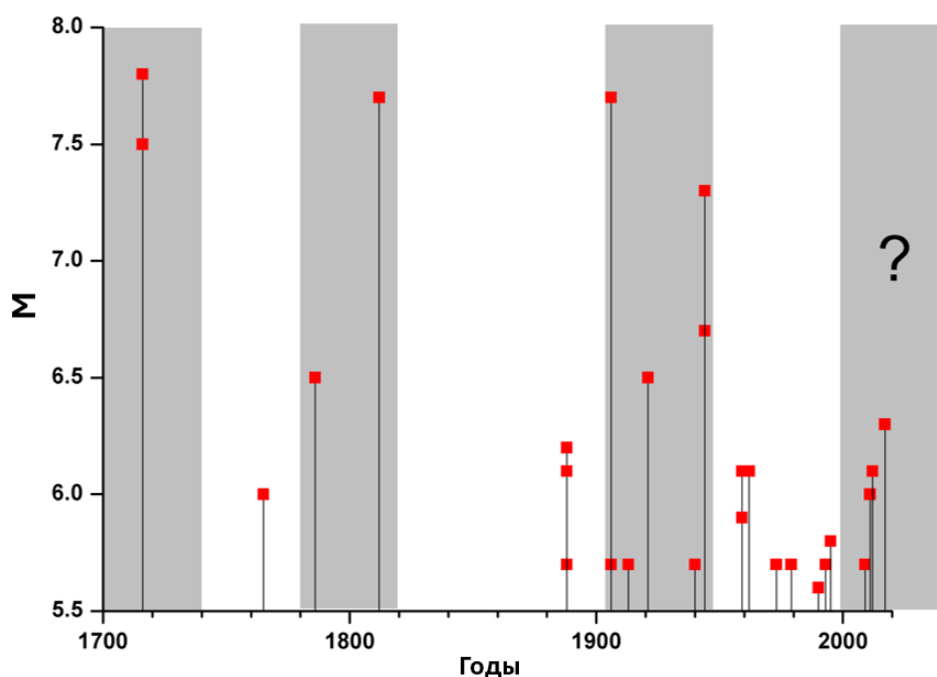


Рисунок 4.4 - Распределение сильных землетрясений Джунгарии с магнитудой $M > 5.5$ по годам.

Уточнённые данные о параметрах этих землетрясений внесены в каталог землетрясений Центральной Азии [154, 155]. Эти данные позволяют лучше понять природу считавшегося «странным» Баканасского землетрясения 1979 г. с магнитудой $M_w=5.7$ на территории Казахстана. При рассмотрении сейсмичности всего большого района Джунгарии на территории Казахстана и Китая обращает на себя внимание цепочка глубоких землетрясений, протянувшаяся вдоль хребтов юго-восточно – северо-западного простирания (см. рис. 1.1а). Глубина всех этих землетрясений составляет более 30 км. На севере завершает эту цепочку Баканасское землетрясение с глубиной очага 40 км [194]. Это

землетрясение, произошедшее в 1979 г., долгое время считалось уникальным по ряду особенностей, среди которых: 1) пространственное расположение его очага на платформе в практически асейсмичном районе; 2) экстремально большая глубина очага для Северного Тянь-Шаня, 3) полное отсутствие афтершоков. Ставилась под сомнение глубина очага этого землетрясения – 40 км, нехарактерная для землетрясений Северного Тянь-Шаня. Но этот вопрос снимается при сопоставлении позиции землетрясения в тектоническом плане на карте большого района Джунгарии со всей цепочкой глубоких очагов с выходом на платформу. Лепсинское землетрясение, имеющее также большую глубину (30 км) и находящееся на платформе, вписывается в аналогичную цепочку, только вдоль другого разлома такого же простирания.

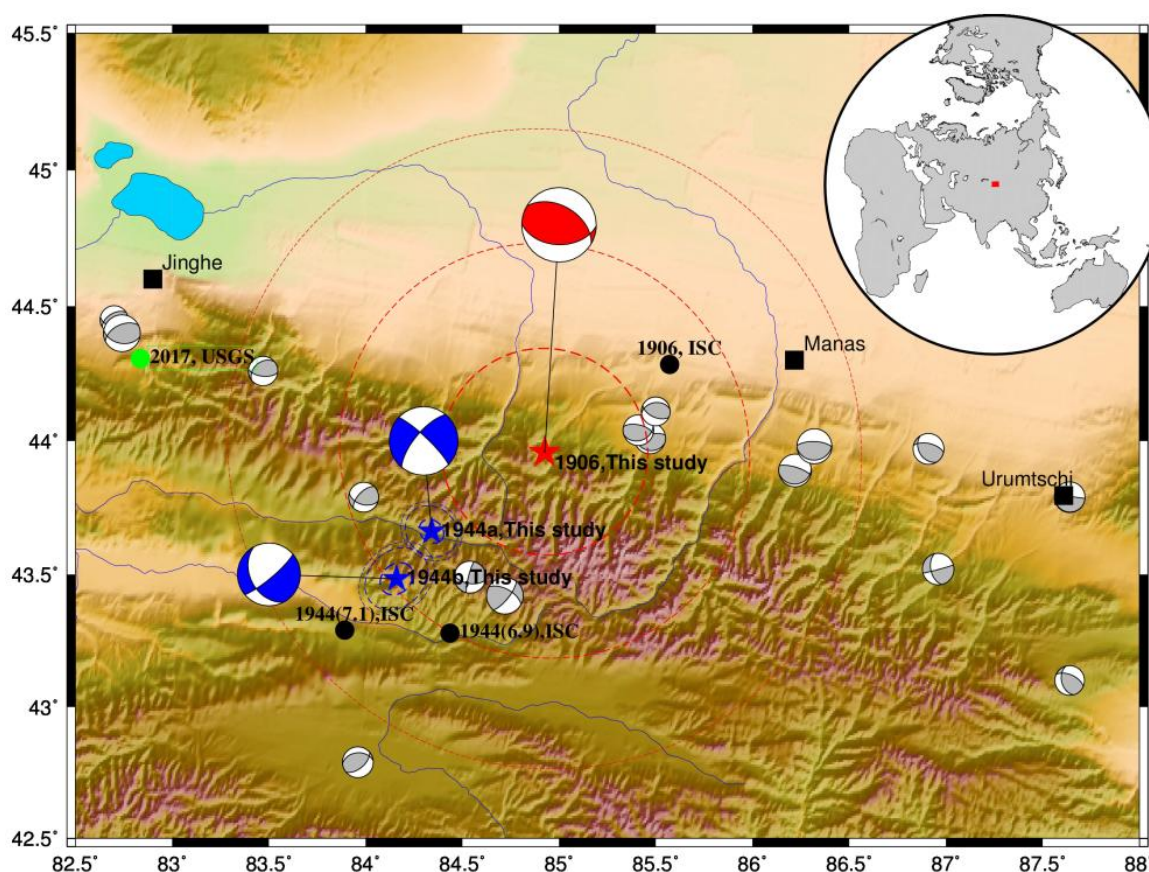


Рисунок 4.5 - Фокальные механизмы и результаты перелокализации Манасского (1906 г., красный цвет) и Синьянских землетрясений (1944г., синий цвет) [103].

Выявлен интересный факт сходного сценария в проявлении главных толчков и их афтершоков у землетрясений в разных областях Джунгарии. По сильнейшим землетрясениям с магнитудой более 7 в настоящее время наблюдается сейсмическое затишье, однако землетрясения меньшей магнитуды (5–6) происходят на этой территории, как на территории Казахстана, так и Китая. В Казахстане к таким событиям относятся Текелийские землетрясения 1993 г. и 2009 г. с магнитудой $m_b=5.7$ (максимальная интенсивность сотрясений в городе Текели достигала 7 баллов) [195]. Сильнейшим на территории Китая было Борохорское землетрясение 2017 г., с магнитудой $m_b=6.3$, которое ощущалось не только в Китае, но на большой территории Казахстана. Во всех трех случаях сценарий развития процессов в очагах был подобным. Очаги главных толчков Текелийских землетрясений и их афтершоков располагаются в тектоническом клине между Южно- и Западно-Джунгарским разломами, Борохорского между Южно- и Главным Джунгарским разломами (см. таб. 4.2, рис. 4.6).

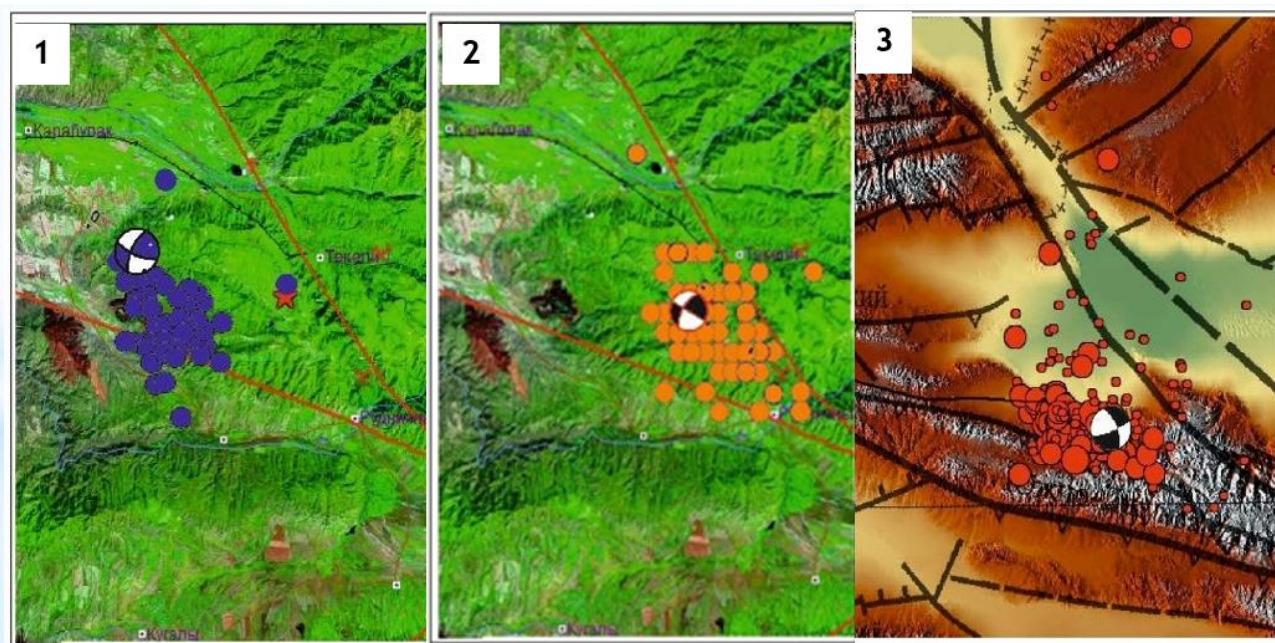


Рисунок 4.6 - Карта эпицентров главных толчков и афтершоков трех землетрясений, указанных в таблице 5.2.

Таблица 4.2 - Основные параметры последних сильных землетрясений Джунгарии

№	Дата	Время	С.Ш.	В.Д.	Глубина, км	Магнитуда, mb	Название
1	30.12.1993	14:24:02	44,74	78,8	21	5,7	Текели 1
2	13.06.2009	17:17:37	44,73	78,83	19	5,7	Текели 2
3	08.08.2017	23:27:53	44,37	82,83	20	6,3	Борохоро

Во всех трех случаях отмечены одинаковые особенности при сопоставлении решений механизмов очагов по первым вступлениям объемных волн (МО) и тензора центроида сейсмического момента (СМТ) по методике инверсии поверхностных волн (см. рис. 4.7).

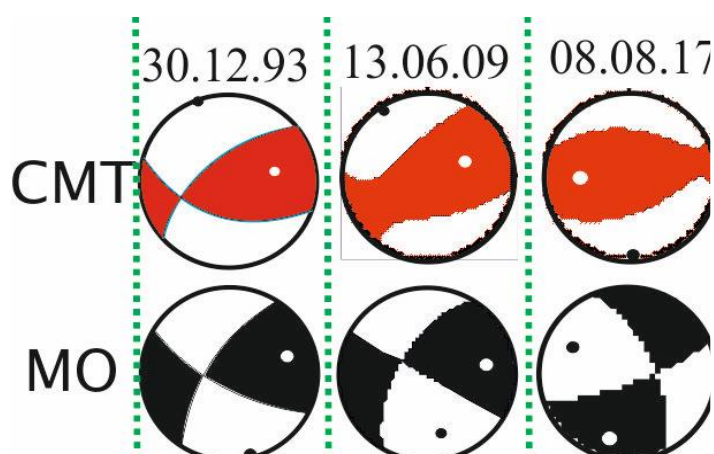


Рисунок 4.7 - Сопоставление решений механизма очага и СМТ для Текелийских землетрясений и Борохорского землетрясения

Следует отметить, что во всех трех случаях решения представляют собой комбинацию из крутопадающих плоскостей северо-восточного и юго-восточного простирания, подвижки по которым реализовались в условиях близгоризонтального субмеридионального сжатия [195]. В первом движении

превалирует горизонтальная составляющая подвижек по простиранию круто падающих плоскостей, а в главной фазе – взброс, причем падение плоскостей при развитии разрыва становится более пологим. Больше подобие по данным 2-х методов получено для плоскости северо-восточного простирания, круто падающей на юго-восток в Текелийских очагах и на северо-запад – в Борохорском, являющейся более вероятной плоскостью разрыва, тогда как ориентация 2-й плоскости в разных методах существенно отличается [195]. Афтершоковая деятельность развивалась в висячем крыле плоскостей разрывов северо-восточного простирания - в Текелийских – в юго-восточном направлении, в Борохорском – в северо-западном. Такое расположение очагов в клине между двумя тектоническими разломами ограничивает силу землетрясения в данном месте размерами клина. Поле афтершоков, линейные размеры клина хорошо соответствуют магнитудам описываемых событий.

4.4. Сейсмический режим территории Джунгарии в последние десятилетия

Сейсмический мониторинг территории Джунгарии продолжается. В нем принимают участие сейсмические станции ННЦСНИ МЧС РК, ИГИ НЯЦ РК, а также станции глобальных сетей сейсмического мониторинга.

Во временном ходе сейсмичности было замечено, что в последние десять лет в этом районе наблюдается резко нестабильная ситуация. С 2007 г. произошла активизация слабой сейсмичности. Причем увеличение количества землетрясений затронуло разные энергетические диапазоны событий - с магнитудой 3 и более, 4 и более, 5 и более (см. рис. 4.8) [196].

Наблюдаемый тренд в изменении количества событий с магнитудой 5 и более свидетельствует о росте напряженности в этом районе. Мониторинг за этой территорией должен продолжаться.

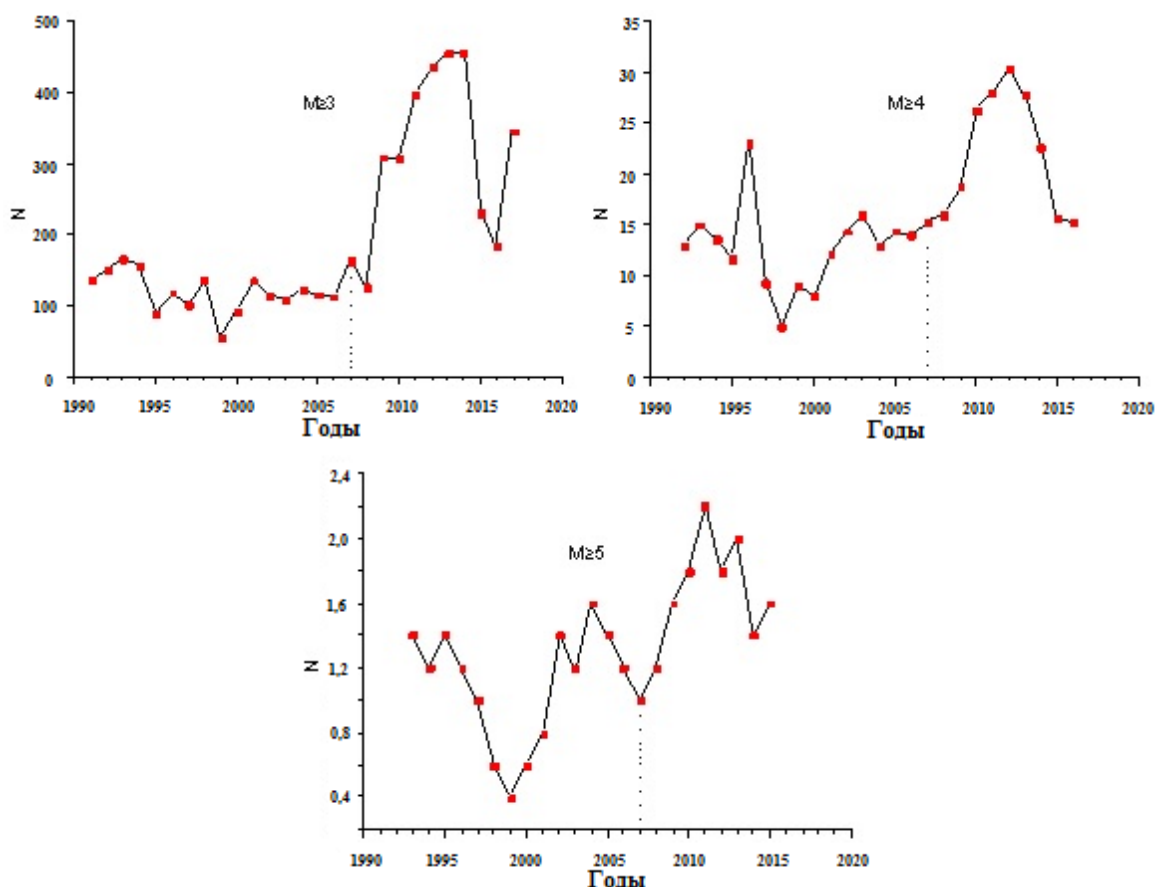


Рисунок 4.8 - Графики годовых вариаций землетрясений в разных магнитудных диапазонах [196].

Выводы по четвертой главе:

В результате исследований выявлены признаки молодых геоморфологических смещений вдоль Джунгарского и Лепсинского разломов, а также косых разломов между ними. Оценка подвижек вдоль разлома проводились с использованием спутниковых снимков. Обнаружено значительное смещение вдоль Джунгарского разлома, особенно в центральном сегменте S2. Возможно, что Джунгарский и Лепсинский разломы разорвались одновременно во время одного землетрясения.

В результате исследований выявлены следы четырех землетрясения вдоль сегмента S7 Джунгарского разлома, с самым последним около 6,6 тыс. лет назад. Имеется также информация о более молодых событиях вдоль Лепсинского разлома, предположительно, в течение последних 400 лет, некоторые данные,

полученные на Аякколе, могут указывать на более старые события, до 5000 лет назад.

Рассмотрены два возможные сценария палеоземлетрясений. В первом сценарии предполагается, что разрывы на Лепсинском и Джунгарском разломах образовались во время одного события, в то время как во втором сценарии разрыв произошел только на сегментах S2-S7 Джунгарского разлома. С использованием различных способов расчета произведена оценка моментной магнитуды землетрясений. Для первого сценария (RS1) магнитуды оцениваются диапазоном от M_w 8.1 до 8.4, а для второго сценария (RS2) диапазоном от M_w 7.9 до 8.2. Эти оценки сопоставимы с магнитудами других сильных землетрясений.

Полученные данные позволяют считать, что Лепсинское землетрясение, вероятно, и есть то событие, о котором упоминается в каталоге Мушкетова Орлова как самое раннее известное сильное землетрясение в Джунгарии в 1716 году. Однако существует информация о землетрясении 1716 года, известном как Текесское землетрясение, с магнитудой M_w 7.5.

Отмечается пространственно-временное группирование сильнейших землетрясений в Северном Тянь-Шане и Джунгарии. Рассмотрена цепочка сильных землетрясений, произошедших в течение 26 лет в районе Северного Тянь-Шаня и Джунгарии, а также их сходство. Наблюдается сходство сценариев развития землетрясений в разных областях Джунгарии, включая сравнение механизмов очагов и афтершоковой деятельности. Этот анализ имеет значение для более глубокого понимания сейсмической активности в регионе и ее потенциальных последствий.

На территории Джунгарии наблюдается увеличение слабых сейсмических событий, охватывающей разные энергетические диапазоны, что свидетельствует о росте напряженности в этом районе. Для обеспечения безопасности необходимо продолжить мониторинг сейсмической активности на этой территории.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные выводы и результаты проведенной работы заключаются в следующем:

1. Наши результаты представляют собой ценный пример возникновения землетрясения на крупном внутриконтинентальном сдвиговом разломе. Анализ и наблюдения палеоразрывов по космическим снимкам и полевым исследованиям указывают на вероятное возникновение сильного землетрясения в последние 4000 лет с потенциальной длиной разрыва до 375 км для комбинированного Джунгарско-Лепсинского разрыва.
2. Это сложное землетрясение было связано с подвижкой по двум отдельным разломам и распределенным разломным движением между ними, при этом суммарная сдвиговая подвижка достигала ~20м на северных сегментах и 6–9м на южном чисто сдвиговом сегменте. Предполагаемая магнитуда этого палеоземлетрясения вдоль Джунгарского и Лепсинского разломов достигает M_w 8.4, что ставит его в число крупнейших известных внутриконтинентальных землетрясений.
3. Полученные новые данные о сейсмической истории территории Джунгарии с высокой долей вероятности показывают, что на Лепсинском разломе в Прибалхашье прошлом имели место сильнейшие землетрясения, последнее из которых с магнитудой около 8 произошло примерно 400 лет назад. При этом, в Джунгарии имели место два различных сильных землетрясения с магнитудой M_w 7.5–8.2 и 7.5 - Лепсинское и Текесское, а не одно, как считается в [96, 112].
4. Из этого факта следует, что при оценке сейсмической опасности и рассмотрении долгосрочных деформаций следует охватывать исследованиями гораздо больший период времени, не ограничиваясь данными только периода инструментальных наблюдений. Пример Лепсинского разлома показывает, что структуры в регионах, которые считаются стабильными, могут быть реально сейсмически опасными.

5. В последние 70 лет на территории Джунгарии не было событий с магнитудой более 7, но ход изменения количества событий с магнитудой 5 свидетельствует о нарастании напряженности в этом районе.
6. Сопоставление различных параметров наиболее сильных землетрясений Джунгарии последнего периода на территории Казахстана и на территории Китая свидетельствует о большом сходстве в их параметрах и сценариях развития процессов в очагах. Показано, что два Текелийских землетрясения в Казахстане и Борохорское землетрясение в Китае подтверждают вывод об единой системе напряжений, действующих в этом районе.
7. Новые сейсмические данные о сильных землетрясениях дают основу для геодинамических построений и тектонических интерпретаций в Джунгарии, выявленные очаги сильнейших землетрясений должны быть учтены при расчетах карт сейсмического зонирования нового поколения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Trifonov, V. G.** Late Quaternary tectonic movements of western and central Asia [Text] / V. G. Trifonov // Geol. Soc. Am. Bull. – 1978. – N 89(7). – P. 1059–1072.
2. **Кожурин, А.И.** Активные разломы: обнаружение, изучение, геодинамические приложения. Сборник Материалов V Сахалинской молодежной научной школы "Природные катастрофы: Изучение, мониторинг, прогноз". Южно-Сахалинск. 2011. С. 30–42.
3. Строительство в сейсмических районах (СНиП РК В. 1.2-4-48) [Текст] / Комитет по делам строительства и жилищно-коммунального хозяйства Министерства энергетики, индустрии и торговли Республики Казахстан. – Алматы, 1998. – 39 с.
4. Строительство в сейсмических районах (СНиП РК 2.03-30-2006) [Текст] / Комитет по делам строительства и жилищно-коммунального хозяйства Министерства энергетики, индустрии и торговли Республики Казахстан. – Алматы, 2006. – 80 с.
5. **Влангали, А. Г.** Геогностические поездки в восточную часть Киргизской степи в 1849 и 1851 годах// Горный журнал, 1853. - Кн.IV. - С.1-63.
6. **Закржевский, Р. М.** Краткий отчет северного склона Джунгарского Алатау // Записки Западно-Сибирского отдела Императорского русского географического общества — Омск: Типогр. Штаба Омск. в. окр., 1893.
7. **Обручев, В. А.** Пограничная Джунгария [Текст]: отчет о путешествиях, совершенных в 1905, 1906 и 1909 гг. на средства Том. технол. ин-та. – Л.: Изд-во АН СССР, 1940. – Т. 3 Вып. 2: Географическое геол. описание. – 292 с.
8. **Юдичев, М.М.** Джунгарский Алатау [Текст] / М. М. Юдичев // – М., Л.: Изд-во Акад. наук СССР, – 1940. – 160с.
9. **Сваричевская, З. А.** К истории Балхаш-Алакольской впадины // Вестн. ЛГУ: Серия биол., геогр., – 1952. – № 7.

10. **Войтович, В. С.** Природа Джунгарского разлома [Текст] / В. С. Войтович // Тр. АН СССР. – М., 1969. – С. 220–249.
11. **Курдюков, К. В.** Современные разломы вдоль подножия Джунгарского Алатау [Текст] / К. В. Курдюков // Природа. – 1953. – № 12. – С. 100–103.
12. **Галицкий, В. В.** Палеогидрография и неотектоника Восточного Прибалхашья [Текст] / В. В. Галицкий // Изв. АН КазССР. Сер. геол. – 1957. – Вып. 2 (28). – С. 32–42.
13. **Афоничев, Н.А.** Новейшая тектоника и рельеф северного склона Джунгарского Алатау. В кн. «Вопросы географии Казахстана». – Алма-Ата, изд-во АН Каз. ССР, – 1960. – Вып. 7.
14. **Диденко-Кислицына, Л. К.** Новейшая тектоника [Текст] / Л. К. Диденко-Кислицына // Геология и металлогения Джунгарского Алатау. – Алма-Ата, – 1966. – С.160 –166.
15. **Диденко-Кислицына, Л. К.** Кайнозой юго-восточного Казахстана [Текст] / Л. К. Диденко-Кислицына. – Алматы: [б.и.], 2006. – Ч. 2: Геоморфология. Новейшая тектоника. История формирования рельефа и осадконакоплений, палеоэкология. – 91 с.
16. **Новиков, И. С.** Неотектоника и сейсмичность западной части Алтае-Саянской горной области, Джунгарской впадины и Китайского Тянь-Шаня [Текст] / И. С. Новиков, П. Г. Дядьков, М. П. Козлова, Г.М. Мамедов, А.В. Михеева, О.В. Черкас// Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55, № 12. – С. 1802–1814.
17. **Суворов, А. И.** Главные разломы Казахстана и Средней Азии [Текст] / А. И. Суворов // Разломы и горизонтальные движения земной коры. – М., 1963. – С. 75.
18. **Суворов, А. И.** Глубинные разломы платформ и геосинклиналей [Текст] / А. И. Суворов. – М.: Недра, 1973. – 216 с.
19. **Курскеев, А. К.** Альпийский тектогенез и сейсмогенные структуры [Текст] / А. К. Курскеев, А. В. Тимуш. – Алма-Ата: Наука, 1987. – 179 с.

20. **Wells, D. L.** New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement [Text] / D. L. Wells, K. J. Coppersmith // Bulletin - Seismological Society of America. – 1994. – N 84(4). – P. 974–1002.
21. **Bilham, R., & England, P.** (2001). Plateau ‘pop-up’ in the great 1897 Assam earthquake [Text] / R. Bilham, P. England // Nature. – 2001. – N 410(6830). – P. 806–809.
22. **Schmidt, D. A.** InSAR constraints on the source parameters of the 2001 Bhuj earthquake [Text] / D. A. Schmidt, R. Bürgmann // Geophysical Research Letters. – 2006. – N 33(2).
23. **Leonard, M.** Earthquake fault scaling: Self-consistent relating of rupture length, width, average displacement, and moment release [Text] / M. Leonard // Bulletin of the Seismological Society of America. – 2010. – N 100(5 A). – P. 1971–1988.
24. **Copley, A.** The 2001 Mw 7.6 Bhuj earthquake, low fault friction, and the crustal support of plate driving forces in India [Text] / A. Copley, J.-P. Avouac, J. Hollingsworth, S. Leprince // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2011. – N 116(B8).
25. **Campbell, G.E.** Great earthquakes in low strain rate continental interiors : An example from SE Kazakhstan [Text] / Campbell, G.E. Walker, R.T. Abdrakhmatov, K.E. [et al.] // Journal of Geophysical Research : Solid Earth, Figure. – 2015. – N 1. – P. 1–28.
26. **Walker, R. T.** The egiin davaa prehistoric rupture, central mongolia: A large magnitude normal faulting earthquake on a reactivated fault with little cumulative slip located in a slowly deforming intraplate setting [Text] / Walker, R. T. Wegmann, K. W. Bayasgalan, A. [et al.] // Geological Society Special Publication. – 2017. – N 432(1). – P. 187–212.
27. **Shimazaki, K.** Time-predictable recurrence model for large earthquakes [Text] / K. Shimazaki, T. Nakata // Geophysical Research Letters. – 1980. – N 7(4). – P. 279–282.

28. **Sieh, K.** The repetition of large-earthquake ruptures [Text] / K. Sieh // Proceedings of the National Academy of Sciences. – 1996. – N 93(9). – P. 3764–3771.
29. **Stein, S.** Mid-continent earthquakes as a complex system [Text] / Stein, S. Liu, M. Calais, E. Li, Q. // Seismological Research Letters. – 2009. – N 80(4). – P. 551–553.
30. **Liu, M.** Mid-continental earthquakes: Spatiotemporal occurrences, causes, and hazards [Text] / M. Liu, S. Stein // Earth-Science Reviews. – 2016. – N 162. – P. 364–386.
31. **Salditch, L.** Earthquake supercycles and Long-Term Fault Memory [Text] / L. Salditch, S. Stein, J. Neely [et al.] // Tectonophysics. – 2020. – N 774(July 2019). – P. 228–289.
32. **Abdrakhmatov, K. E.** 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] / K. E. Abdrakhmatov, R. T. Walker, G. E. Campbell [et al.] // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2016. – N 1. – P. 1–17.
33. **Ainscoe, T. F.** Variability in surface rupture between successive earthquakes on the Suusamyr Fault, Kyrgyz Tien Shan: Implications for palaeoseismology [Text] / T. F. Ainscoe, K. E. Abdrakhmatov, S. Baikulov [et al.] // Geophysical Journal International. – 2019. – N 216(1). – P. 703–725.
34. **King, T. R.** Surface-Rupturing Historical Earthquakes in Australia and Their Environmental Effects: New Insights from Re-Analyses of Observational Data [Text] / T. R. King, M. Quigley, D. Clark // Geosciences. – 2019. – Vol. 9, Issue 10. – P. 408.
35. **Ross, Z. E.** Hierarchical interlocked orthogonal faulting in the 2019 Ridgecrest earthquake sequence [Text] / Z. E. Ross, B. Idini, Z. Jia [et al.] // Science. – 2019. – N 366(6463). – P. 346 LP – 351.
36. **Hu, Z.** Slip Rate and Paleoseismology of the Bolokenu-Aqikekuduk (Dzhungarian) Right-Lateral Strike-Slip Fault in the Northern Tian Shan, NW

- China [Text] / Z. Hu, X. Yang, H. Yang [et al.] // Tectonics. – 2021. – N 40(8). – e2020TC006604.
37. **Pierce, I.** Accommodation of Plate Motion in an Incipient Strike-Slip System: The Central Walker Lane [Text] / I. Pierce, S. G. Wesnousky, L. A. Owen [et al.] // Tectonics. – 2021. – N 40(2).
38. **Walker, R.T.** Slip-rate on the Main Köpetdag (Kopeh Dag) Strike-slip fault, Turkmenistan, and the active tectonics of the South Caspian [Text] / R. T. Walker, Y. Bezmenov, G. Begenjev [et al.] // Tectonics. – 2021. – N 40(8). – P.1–27.
39. **Manighetti, I.** Earthquake scaling, fault segmentation, and structural maturity [Text] / I. Manighetti, M. Campillo, S. Bouley, F. Cotton // Earth and Planetary Science Letters. – 2007. – N 253(3/4). – P. 429–438.
40. **Wesnousky, S. G.** Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures: Issues and implications for seismic-hazard analysis and the process of earthquake rupture [Text] / S. G. Wesnousky // Bulletin of the Seismological Society of America. – 2008. – N 98(4). – P. 1609–1632.
41. **Thingbaijam, K. K.** New empirical earthquake source-scaling laws [Text] / K. K. S.Thingbaijam, P. M. Mai, K. Goda // Bulletin of the Seismological Society of America. – 2017. – N 107(5). – P. 2225–2246.
42. **Qu, Q.** Magnitude of the 1920 Haiyuan Earthquake Reestimated Using Seismological and Geomorphological Methods [Электронный ресурс] / Q. Qu, G. Kulikova, J. Yu [et al.] // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2020. – N 125(8). – <https://doi.org/10.1029/2019JB019244>
43. **Scholz, C. H.** Scaling laws for large earthquakes: consequences for physical models [Text] / C. H. Scholz // The Geographical Journal. – 1982. – N 48(4). – P. 348.
44. **Scholz, C. H.** Scaling differences between large interplate and intraplate earthquakes [Text] / C. H. Scholz // Bulletin of the Seismological Society of America. – 1986. – N 76(1). – P. 65–70.
45. **Stockmeyer, J. M.** Seismic Hazards of Multisegment Thrust-Fault Ruptures: Insights from the 1906 Mw 7.4–8.2 Manas, China, Earthquake [Text] / J. M.

- Stockmeyer, J. H. Shaw, S. Guan // *Seismological Research Letters*. – 2014. – N 85(4). – P. 801–808.
46. **Lu, R.** Seismotectonics of the 2016 M 6.2 Hutubi Earthquake: Implications for the 1906 M 7.7 Manas Earthquake in the Northern Tian Shan Belt, China [Text] / R. Lu, D. He, X. Xu [et al.] // *Seismological Research Letters*. – 2018. – N 89(1). – P. 13–21.
 47. **Jackson, J. A.** Relations between earthquake distributions, geological history, tectonics and rheology on the continents [Text] / J. A. Jackson, D. McKenzie, K. Priestley // *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. – 2021. – N 379(2193). – P. 20190412. – <https://doi.org/10.1098/rsta.2019.0412>.
 48. **Li, Q.** Spatiotemporal complexity of continental intraplate seismicity: Insights from geodynamic modeling and implications for seismic hazard estimation [Text] / Q. Li, M. Liu, S. Stein // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 2009. – N 99(1). – P. 52–60. – <https://doi.org/10.1785/0120080005>.
 49. **Wallace, R. E.** Earthquake recurrence intervals on the San Andreas fault [Text] / E. Robert Wallace // *Bulletin of the Geological Society of America*. – 1970. – N 81(10). – P. 2875–2889. – [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1970\)81\[2875:ERIOTS\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1970)81[2875:ERIOTS]2.0.CO;2).
 50. **Sieh, K. E.** Prehistoric large earthquakes produced by slip on the San Andreas fault at Pallett Creek, California [Text] / K. E. Sieh // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 1978. – N 83(B8). – P. 3907–3939.
 51. **Pantosti, D.** Paleoseismology along the 1980 surface rupture of the Irpinia fault: implications for earthquake recurrence in the southern Apennines, Italy [Text] / D. Pantosti, D. P. Schwartz, G. Valensise // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 1993. – N 98(B4). – P. 6561–6577.
 52. **Zhang, P.** Paleoearthquake rupture behavior and recurrence of great earthquakes along the Haiyuan fault, northwestern China [Text] / P. Zhang, W. Min, Q. Deng, F. Mao // *Science in China Series D: Earth Sciences*. – 2005. – N 48(3). – P. 364–375. – <https://doi.org/10.1360/02yd0464>.

53. **McCalpin, J. P.** Paleoseismology [Text] / J. P. McCalpin, G. A. Carver. – Amsterdam-London: Academic Press, 2009. – 615 p. – (International Geophysics, 95).
54. **Rizza, M.** Earthquake geology of the Bulnay fault (Mongolia) [Text] / M. Rizza, C. F. Richter, C. Prentice [et al.] // Bulletin of the Seismological Society of America. – 2015. – N 105(1). – P. 72–93. – <https://doi.org/10.1785/0120140119>.
55. **Baize, S.** First assessment of recent tectonics and paleoearthquakes along the Irtysh fault (Eastern Kazakhstan) [Text] / S. Baize, K. Reicherter, A. Avagyan [et al.] // Geomorphology. – 2019. – N 326. – P. 90–106. – <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.09.013>.
56. **Bi, H.** Surface Slip Distribution Along the West Helanshan Fault, Northern China, and Its Implications for Fault Behavior [Text] / H. Bi, W. Zheng, Q. Lei [et al.] // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2020. – N 125(7). – P. 1–20. – <https://doi.org/10.1029/2020JB019983>.
57. **Windley, B.F.** Paleozoic accretion and Cenozoic redeformation of the Chinese Tien Shan Range, central Asia [Text] / B. F. Windley, M. B. Allen, C. Zhang [et al.] // Geology. – 1990. – N 18(2). – P. 128–131. – [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018<0128:PAACRO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<0128:PAACRO>2.3.CO;2).
58. **Windley, B.F.** Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt [Text] / B. F. Windley, D. Alexeiev, W. Xiao [et al.] // Journal of the Geological Society. – 2007. – N 164(1). – P. 31–47.
59. **Burtman, V.** Structural geology of variscan Tien Shan, USSR [Text] / V. Burtman // Am. J. Sci. – 1975. – N 275(January). – P.157–186.
60. **Molnar, P.** Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision, Science [Text] /P. Molnar, P. Tapponnier // Science. – 1975. – N 30(3). – P. 213–219.
61. **Tapponnier, P.** Active faulting and cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baykal Regions [Text] / P. Tapponnier, P. Molnar // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 1979. – N 84(B7). – P. 3425–3459. – <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/JB084iB07p03425>.

62. **Avouac, J. -P.** Active Faulting and Folding Along the Northern Tien Shan and Late Cenozoic Rotation of the Tarim Relative to Dzungaria and Kazakhstan [Text] / J.-P. Avouac, P. Tapponnier, M. Bai [et al.] // Journal of Geophysical Research. – 1993. – N 98(B4). – P. 6755–6804.
63. **Abdrakhmatov, K.E.** Origin, direction, and rate of modern compression of the central Tien Shan (Kyrgyzstan) [Text] / K. E. Abdrakhmatov, R. J. Weldon, S. C. Thompson [et al.] // Russian Geology and Geophysics. – 2001. – № 42(10). – C. 1585–1609.
64. **De Grave, J.** Distant effects of India–Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology [Text] / J. De Grave, M. M. Buslov, P. Van den haute // Journal of Asian Earth Sciences. – 2007. – N 29(2). – P. 188–204. – <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2006.03.001>.
65. **Hendrix, M.S.** Sedimentary record and climatic implications of recurrent deformation in the Tian Shan: Evidence from Mesozoic strata of the north Tarim, south Junggar, and Turpan basins, northwest China [Text] / M. S. Hendrix, S. A. Graham, A. R. Carrol [et al.] // GSA Bulletin. –1992. – N 104(1). – P. 53–79. – [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1992\)104<0053:SRACIO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1992)104<0053:SRACIO>2.3.CO;2).
66. **Burchfiel, B.C.** Crustal Shortening on the Margins of the Tien Shan, Xinjiang, China [Text] / B. C. Burchfiel, E. T. Brown, Q. Deng [et al.] // International Geology Review. – 1999. – N 41(8). – P. 665–700. – <https://doi.org/10.1080/00206819909465164>.
67. **Burtman, V.** Nappes of the southern Tien Shan [Text] / V. Burtman // Russian Journal of Earth Sciences. – 2008. – N 10(1). – P. 1–35.
68. **Sloan, R.A.** Earthquake depth distributions in central Asia, and their relations with lithosphere thickness, shortening and extension [Text] / R. A. Sloan, J. A. Jackson, D. McKenzie, K. Priestley // Geophysical Journal International. – 2011. – N 185(1). – P. 1–29. – <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04882.x>.
69. **Wang, C.Y.** Crustal structure of the northern margin of the eastern Tien Shan, China, and its tectonic implications for the 1906 M~7.7 Manas earthquake [Text]

- / C. Y. Wang, Z. E. Yang, H. Luo, W. D. Mooney // Earth and Planetary Science Letters. – 2004. – N 223(1/2)/. – P. 187–202. – <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.04.015>.
70. **Selander, J.** 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. E. Oskin, C. Ormukov, K. E. Abdrakhmatov // Tectonics. – 2012. – N 31(4). – P. 1–22. – <https://doi.org/10.1029/2011TC003002>.
 71. **Rizza, M.** Rate of Slip From Multiple Quaternary Dating Methods and Paleoseismic Investigations Along the Talas-Fergana Fault: Tectonic Implications for the Tien Shan Range [Text] / M. Rizza, K. E. Abdrakhmatov, R. T. Walker [et al.] // Tectonics. – 2019. – N 38(7). – P. 2477–2505. – <https://doi.org/10.1029/2018TC005188>.
 72. **England, P.** The field of crustal velocity in Asia calculated from Quaternary rates of slip on faults [Text] / P. England, P. Molnar // Geophysical Journal International. – 1997. – N 130(3). – P. 551–582. – <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb01853.x>.
 73. **Campbell, G.E.** 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. E. Abdrakhmatov [et al.] // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2013. – N 118(10). – P. 5681–5698. – <https://doi.org/10.1002/jgrb.50367>.
 74. **Abdrakhmatov, K.E.** Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates [Text] / K. E. Abdrakhmatov, S. A. Aldazhanov, B. H. Hager [et al.] // Nature. – 1996. – N 384(6608). – P. 450–453. – <https://doi.org/10.1038/384450a0>.
 75. **Zubovich, A.V.** GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions [Text] / A. V. Zubovich, X. Q. Wang, Y. G. Scherba [et al.] // Tectonics. – 2010. – N 29(6). – P. 1–23. – <https://doi.org/10.1029/2010TC002772>.
 76. **Thompson, S.C.** 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. – N107(B9), ETG 7-1-ETG. – P. 7-32. – <https://doi.org/10.1029/2001jb000596>.
77. **Wu, C.** Opposite Sense of Strike-Slip Faulting and Crustal Rotation Accommodating Left-Lateral Shear Between the Tianshan Mountains and Kazakh Platform [Text] / C. Wu, W. Wang, W. Zheng [et al.] // Geophysical Research Letters. – 2021. – N 48(24). – P. 1–8. – <https://doi.org/10.1029/2021GL096442>.
 78. **Kalmeteva, Z.A.** Atlas of earthquakes in Kyrgyzstan [Text] / Z. A. Kalmeteva, A. Mikolaichuk, B. D. Moldobekov [et al.] // – Bishkek: CAIAG, 2009. – 232 p.
 79. **Yin, G.** The fault and the maximal displacement of Nilike earthquake in 1812 [Text] / G. Yin, J. X. Jiang, H. D. Pei // Inland Earthquake. – 2006. – N 20(4).
 80. **Wu, C.** Oblique Right-Lateral Faulting Along the Northern Margin of the Ili Basin in the Northern Tian Shan, Northwest China [Text] / C. Wu, G. Ren, J. Yu [et al.] // Tectonics. – 2020. – N 39(10). – P. 1–22. – <https://doi.org/10.1029/2020TC006061>.
 81. **Zhang, F.** Blind Thrust, Folding Earthquake, and the 1906 Manas Earthquake, Xinjiang (in Chinese) [Text] / P. Zhang, Q. Deng, X. Xu [et al.] // Seismology and Geology. – 1994. – N 16(3). – P. 193–204.
 82. **Molnar, P.** Seismic moments of major earthquakes and the rate of shortening across the Tien Shan [Text] / P. Molnar, S. Ghose // Geophysical Research Letters. – 2000. – N 27(16). – P. 2377–2380. – <https://doi.org/10.1029/2000GL011637>.
 83. **Hay, M. B.** The Earthquakes of May and June, 1887, in the Verny (Vernoe) District, Russian Turkestan, and Their Consequences [Text] / M. B. Hay // Proceedings of the Royal Geographical Society and Monthly Record of Geography. – 1888. – N 10(10). – P. 638–646. – <https://doi.org/10.2307/1800851>.
 84. **Krüger, F.** Instrumental magnitude constraints for the 11 July 1889, Chilik earthquake [Text] / F. Krüger, G. Kulikova, A. Landgraf // Geological Society, London, Special Publications. – 2017. – N 432(1). – P. 41 LP – 72. – <https://doi.org/10.1144/SP432.8>.

85. **Bogdanovich, K.I.** Earthquake in Northern District of Tien Shan, 22 December 1910 [Text] / K. I. Bogdanovich, I. M. Kark, B. Y. Korolkov, D. I. Mushketov // Communications of the Geological Community, St Petersburg, Russia (in Russian). – 1914.
86. **Delvaux, D.** Landslides and surface breaks of the 1911 Ms 8.2 Kemin earthquake, Kyrgyzstan [Text] / D. Delvaux, K. E. Abdrakhmatov, I. N. Lemzin, A. I. Strom // Landslides. – 2001. – N 42(10). – P. 1583–1592.
87. **Kulikova, G.** Source process of the 1911 M8.0 Chon-Kemin earthquake: investigation results by analogue seismic records [Text] / G. Kulikova, F. Krüger // Geophysical Journal International. – 2015. – N 201(3). – P. 1891–1911. – <https://doi.org/10.1093/gji/ggv091>.
88. **Arrowsmith, J.R.** Surface rupture of the 1911 Kebin (Chon–Kemin) earthquake, Northern Tien Shan, Kyrgyzstan [Text] / J. R. Arrowsmith, C. J. Crosby, A. M. Korzhnikov [et al.] // Geological Society. London, Special Publications. – 2017. – N 432(1). – P. 233 LP – 253. – <https://doi.org/10.1144/SP432.10>.
89. **Simpson, D.W.** Tectonics and seismicity of the Toktogul Reservoir Region, Kirgizia, USSR [Text] / D. W. Simpson, M. W. Hamburger, V. D. Pavlov, I. L. Nersesov // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 1981. – N 86(B1). – P. 345–358. – <https://doi.org/10.1029/JB086iB01p00345>.
90. **Ghose, S.** The MS = 7.3 1992 Suusamyr, 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.
91. **Yang, X.** Late quaternary activity of Jinghe-Alashankou section of the Boluokenu Fault, interior Tianshan [Text] / X. Yang, J. Shen // Seismology and Geology. – 2000. – N 22(3). – P. 305–315.
92. **Shen, J.** Characteristics of the Late Quaternary right-lateral strike-slip movement of Bolokenu-Aqikekuduk fault in northern Tianshan Mountains, NW China [Text] / J. Shen, Y. Wang, Y. Li // Geoscience Frontiers. – 2011. – N 2(4). – P. 519–527. – <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2011.05.004>.

93. **Cording, A.** ¹⁰Be exposure dating of river terraces at the southern mountain front of the Dzungarian Alatau (SE Kazakhstan) reveals rate of thrust faulting over the past ~400ka [Text] / A. Cording, R. Hetzel, M. Kober, J. Kley // Quaternary Research (United States). – 2014. – N 81(1). – P. 168–178. – <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2013.10.016>.
94. **Yang, Z.** Finding of Tekes-Zhaosu Earthquake Faults in Xinjiang and Some Discussion [Text] / Z. Yang, H.-Z. Guo, D.-X. Ding, D.-Z. Xu // Seismology and Geology. – 1988. – N 10(3). – P. 6.
95. **Rogozhin, E.A.** Paleoseismic ruptures in the potential seismic source of major earthquakes in the Dzhungar Tien Shan [Text] / E. A. Rogozhin, J. Shen, Q. Chen, X. Shen // Seismic Instruments. – 2015. – N 51(2). – P. 99–110. – <https://doi.org/10.3103/s0747923915020073>.
96. **Mushketov, I. V.** Catalog of earthquakes of the Russian Empire [Text] / I. V. Mushketov, A. P. Orlov // Russian Geoglogical Society, St. Petersburg (in Russian), 1893. – 582 p.
97. **Grützner, C.** Assessing the activity of faults in continental interiors: Palaeoseismic insights from SE Kazakhstan [Text] / C. Grützner, E. Carson, R. T. Walker [et al.] // Earth and Planetary Science Letters. – 2017. – N 459. – P. 93–104. – <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.11.025>.
98. **Grützner, C.** Active Tectonics Around Almaty and along the Zailisky Alatau Rangefront [Text] / C. Grützner, R. T. Walker, K. E. Abdrakhmatov [et al.] // Tectonics. – 2017. – N 36(10). – P. 2192–2226. – <https://doi.org/10.1002/2017TC004657>.
99. **Campbell, G.E.** Rapid Late Quaternary Slip, Repeated Prehistoric Earthquake Rupture, and Widespread Landsliding Associated With the Karakudzhur Thrust, Central Kyrgyz Tien Shan [Text] / G. E. Campbell, R. T. Walker, K. E. Abdrakhmatov [et al.] // Tectonics. – 2019. – N 38(11). – P. 3740–3764. – <https://doi.org/10.1029/2018TC005433>.
100. **Abdrakhmatov, K. E.** Active Tectonics and Seismic Hazard of the Issyk-Kul Basin in the Kyrgyz Tian-Shan. [Text] / K. E. Abdrakhmatov, K. D. Djanuzakov,

- D. Delvaux // Lake Issyk-Kul: Its Natural Environment. – 2002. – P. 147–160. – Springer Netherlands. – https://doi.org/10.1007/978-94-010-0491-6_11.
101. **Dziewonski, A. M.** Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity [Text] / A. M. Dziewonski, T.-A. Chou, J. H. Woodhouse // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 1981. – N 86(B4). – P. 2825–2852.
 102. **Ekström, E.** The global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes [Text] / G. Ekström, M. Nettles, A. M. Dziewonski // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 2012. – N 200/201. – P. 1–9. – <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.04.002>.
 103. **Kulikova, G.** Source parameters of the 1906 [Text]: Manas earthquake from historical seismograms analysis Preliminary Report / G. Kulikova. – 2018.
 104. **Мушкетов, И.В.** Верненское землетрясение 28 мая 1887 г. [Соч.]. // Труды Геологического комитета; Т. 10, № 1. – 1890. – 154 с.
 105. **Vilgelmzon, P. M.** Kemin-Chu Earthquake of July 21, 1938 [Text] / P. M. Vilgelmzon. – Academy of Sciences of the Kazakh, Almaty SSR, 40. – 1947.
 106. **Bindi, D.** Locations and magnitudes of earthquakes in Central Asia from seismic intensity data [Text] / D. Bindi, S. Parolai, A. Gómez-Capera [et al.] // Journal of Seismology. – 2014. – N 18(1). – P. 1–21. – <https://doi.org/10.1007/s10950-013-9392-1>.
 107. **Chen, W.-P.** Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere [Text] / W.-P. Chen, P. Molnar // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 1983. – N 88(B5). – P. 4183–4214. – <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/JB088iB05p04183>.
 108. **Alinaghi, A.** Seismic array analysis and redetermination of depths of earthquakes in Tien-Shan: implications for strength of the crust and lithosphere [Text] / W.-P. Chen, P. Molnar // Geophysical Journal International. – 2014. – N 198(2). – P. 1111–1129. – <https://doi.org/10.1093/gji/ggu141>.

109. **Grützner, C.** Shortening Accommodated by Thrust and Strike-Slip Faults in the Ili Basin, Northern Tien Shan [Text] / C. Grützner, G. E. Campbell, R. T. Walker [et al.] // Tectonics External link. – 2019. – N 38(7). – P. 2255–2274. – <https://doi.org/10.1029/2018TC005459>.
110. **Mosca, I.** Integrating outcomes from probabilistic and deterministic seismic hazard analysis in the Tien Shan [Text] / I. Mosca, B. Baptie, S. Sargeant, R. T. Walker // Bulletin of the Seismological Society of America. – 2019. – N 109(2). – P. 688–715. – <https://doi.org/10.1785/0120180081>.
111. **Amey, R. M. J.** Significant Seismic Risk Potential from Buried Faults Beneath Almaty City, Kazakhstan, revealed from high-resolution satellite DEMs [Text] / R. M. J. Amey, J. R. Elliott, E. Hussain [et al.] // Earth and Space Science. – 2021. – N 8(9). – <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2021EA001664>.
112. **Kondorskaya, N. V.** New catalog of strong earthquakes in the USSR from ancient times through 1977 (in Russian) [Text] / N. V. Kondorskaya, N. Shebalin. – World Data Center A for Solid Earth Geophysics, – 1977. – 608 p.
113. Compilation of seismic data in Xinjiang Uygur autonomous region (in Chinese) [Text] // Seismological Bureau of Xinjiang. – Beijing, China, – 1985. – P. 38–44.
114. **Thompson, S. C.** Active tectonics in the central Tein Shan, Kyrgyz Republic [Text] / S. C. Thompson. – University of Washington, 2001. – 141 p.
115. **Negishi, H.** Size and orientation of the fault plane for the 2001 Gujarat, India earthquake (Mw 7.7) from aftershock observations: A high stress drop event [Text] / H. Negishi, J. Mori, T. Sato [et al.] // Geophysical Research Letters. – 2002. – N 29(20). – P. 10–14. – <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2002GL015280>.
116. **Kurtz, R.** Horizontal surface-slip distribution through several seismic cycles: The Eastern Bogd fault, Gobi-Altai, Mongolia [Text] / R. Kurtz, Y. Klinger, M. Ferry, C. F. Richter // Tectonophysics. – 2018. – N 734–735(March). – P. 167–182. – <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.03.011>.
117. **Sieh, K.** Near-field Investigations of the Landers Earthquake Sequence, April to July 1992 [Text] / K. Sieh, L. Jones, E. Hauksson [et al.] // Science (New York,

- N.Y.), 1993. – N 260(5105). – P. 171–176. – <https://doi.org/10.1126/science.260.5105.171>.
118. **Ma, K. F.** Spatial and temporal distribution of slip for the 1999 Chi-Chi, Taiwan, Earthquake [Text] / K. F. Ma, J. Mori, S.J. Lee // Bull. Seismol. Soc. Am., – 2004. – N 91(5). – P.1069-1087.
 119. **Catherine, J. K.** Constraints on rupture of the December 26, 2004, Sumatra earthquake from far-field GPS observations [Text] / J. K. Catherine, V. K. Gahalaut, V. K. Sahu // Earth and Planetary Science Letters. – 2005. – N 237(3). – P. 673–679. – <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.07.012>.
 120. **Klinger, Y.** Characteristic slip for five great earthquakes along the Fuyun fault in China [Text] / Y. Klinger, M. Etchebes, P. Tapponnier, C. Narteau // Nature Geoscience. – 2011. – N 4(6). – P. 389–392. – <https://doi.org/10.1038/ngeo1158>.
 121. **Quigley, M.** Surface rupture during the 2010 Mw 7.1 Darfield (Canterbury) earthquake: Implications for fault rupture dynamics and seismic-hazard analysis [Text] / M. Quigley, R. Van Dissen, N. Litchfield [et al.] // Geology. – 2012. – N 40(1). – P. 55–58. – <https://doi.org/10.1130/G32528.1>.
 122. **Satake, K.** Time and space distribution of coseismic slip of the 2011 Tohoku earthquake as inferred from tsunami waveform data [Text] / K. Satake, Y. Fujii, T. Harada, Y. Namegaya // Bulletin of the Seismological Society of America. – 2013. – N 103(2B). – P. 1473–1492.
 123. **Avouac, J.-P.** The 2013, Mw 7.7 Balochistan earthquake, energetic strike-slip reactivation of a thrust fault [Text] / J.-P. Avouac, F. Ayoub, S. Wei, J. P. Ampuero [et al.] // Earth and Planetary Science Letters. – 2014. – N 391. – P. 128–134. – <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.01.036>.
 124. **Bollinger, L.** 25 000 Years Long Seismic Cycle in a Slow Deforming Continental Region of Mongolia [Text] / L. Bollinger, Y. Klinger, S. Forman [et al.] // Scientific Reports. – 2021. – N 11(1): 17855. – <https://doi.org/https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-310793/v1>.
 125. Землетрясения в СССР [Текст] / отв. ред. Е. Ф. Саваренский. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – 412 с.

126. Атлас землетрясений в СССР. Результаты наблюдений сети сейсмических станций СССР 1911–1957 гг. [Текст] / сост. С. С. Андреев. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 338 с.
127. **Горбунова, И. В.** Детальное изучение сейсмичности Северного Тянь-Шаня [Текст] / И. В. Горбунова // Тр. Ин-т физики Земли АН СССР. – 1962. – № 25(192). – С. 312–324.
128. **Горбунова, И. В.** Построение карты активности с постоянной точностью [Текст] / И. В. Горбунова // Тр. Ин-т физики Земли АН СССР. – 1964. – № 32(199). – С. 138–148.
129. **Крестников, В. Н.** Восточный Казахстан [Текст] / В. Н. Крестников, Г. И. Рейснер, И. В. Горбунова // Сейсмическое районирование СССР. – М., 1968. – С. 331–342.
130. **Жунусова, А. Ж.** Сейсмическая станция Сейсмологической опытно-методической экспедиции Министерства образования и науки Республики Казахстан в 2015 г. [Текст] / А. Ж. Жунусова, Б. Б. Бектурганова // Землетрясения Северной Евразии. – 2021. – Вып. 24.
131. Договор о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ДВЗЯИ) [Текст]: подготовительная комис. Договора о всеобъемлющем запрещении ядерн. испытаний (ОДВЗЯИ). – Вена, 1998. – 168 с.
132. О ратификации Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний: Закон Респ. Казахстан от 14 дек. 2001 г., N270-II [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://adilet.zan.kz/rus/docs/Z010000270>. – Загл. с экрана.
133. **Неделков, А. И.** Исследования по выбору площадок для новых сейсмических групп на территории Казахстана [Текст] / А. И. Неделков // Геофизика и проблемы нераспространения: Вестн. Нац. ядерного центра Респ. Казахстан. – 2001. – Вып. 2. – С. 48–54.
134. **Джунек, В.** Выбор площадок и установка сейсмических групп в Казахстане для мониторинга соблюдения Договоров о запрещении ядерных испытаний

- [Текст] / В. Джунек, Д. А. Клаутер, Ф. Венанзи [и др.] // Вестн. Нац. ядерного центра Респ. Казахстан. – 2009. – Вып. 3. – С. 22–28.
135. **Тухватулин, Ш.Т.** Система геофизического мониторинга, созданная в Национальном ядерном центре Республики Казахстан, и ее возможности [Текст] / Ш. Т. Тухватулин, Л. Н. Тихомиров, Н. Н. Беяшова [и др.] // Вестн. Нац. ядерного центра Респ. Казахстан. – 2002. – Вып. 2. – С. 5–8.
136. **Беяшова, Н. Н.** Сейсмологическая сеть Национального ядерного центра Республики Казахстан как составная часть Международной системы мониторинга ядерных испытаний [Текст] / Н. Н. Беяшова, М. Н. Малахова // Вестн. Нац. ядерного центра Респ. Казахстан. – 2000. – Вып. 2. – С.13–16.
137. **Михайлова, Н. Н.** Казахстанская система сейсмических наблюдений Института геофизических исследований Национального ядерного центра и ее информационные возможности [Текст] / Н. Н. Михайлова // Обеспечение сейсмической безопасности города Алматы: сб. науч. тр. науч.-техн. конф. – Алматы, 2009. – С. 88.
138. **Михайлова, Н. Н.** О региональном сотрудничестве в области сейсмического мониторинга в Центральной Азии [Текст] / Н. Н. Михайлова // Вестн. Нац. ядерного центра Респ. Казахстан. – 2010. – Вып. 3. – С. 5–10.
139. **Михайлова, Н.Н.** Новые Казахстанские станций, установленные в рамках проекта CAREMON [Текст] / Н. Н. Михайлова, А. Стролло, В. Г. Кунаков [и др.] // Вестн. Нац. ядерного центра Респ. Казахстан. – 2012. – Вып. 1. – С. 27–32.
140. **Михайлова, Н. Н.** Сейсмические данные станций НЯЦ РК для решения проблем сейсмобезопасности Казахстана [Текст] / Н. Н. Михайлова // Вестн. Нац. ядерного центра Респ. Казахстан. – 2008. – Вып. 2. – С. 79–84.
141. **Синёва, З. И.** Обоснование апертуры новой сейсмической группы «Боровое» на основе корреляционного анализа сейсмических данных [Текст] / З. И. Синева, Н. Н. Михайлова // Вестн. Нац. ядерного центра Респ. Казахстан. – 2001. – Вып. 2. – С.55–59.

142. **Михайлова, Н. Н.** Обработка данных сейсмических станций НЯЦ РК [Текст] / Н. Н. Михайлова // Геофизика и проблемы нераспространения. Вестн. Нац. ядерного центра Респ. Казахстан. – 2002. – Вып. 2. – С.64–68.
143. **Комаров, И.И.** Модель сейсмического шума по наблюдениям геофизической обсерватории "Маканчи" [Текст] / И. И. Комаров, З. И. Синева, Н. Н. Михайлова, Г. С. Абдрахманова // Вестн. Нац. ядерного центра Респ. Казахстан. – 2000. – Вып. 2. – С.17–23.
144. **Peterson, J.** Observation and Modeling of Seismic Background Noise [Text]: Open-File Report 93-322 / J. Peterson. – New Mexico, 1993. – 42 p.
145. **Беляшова, Н.Н.** Динамические характеристики сейсмического шума по казахстанской сети станций ядерного мониторинга [Текст] / Н. Н. Беляшова, Н. Н. Михайлова, З. И. Синева, И. И. Комаров // Тезисы докл. 2-й Междунар. конф. по проблемам нераспространения ядерного оружия 14–17 сент. – Курчатов, – 1998г.
146. **Соколова, И. Н.** Модель сейсмического шума по наблюдениям сейсмической станции Подгорное [Текст] / И. Н. Соколова, А. С. Мукамбаев // Вестн. Нац. ядерного центра Респ. Казахстан. – 2007. – Вып. 1. – С. 57–63.
147. **Сыдыков, А.** Сейсмический режим территории Казахстана [Текст] / А. Садыков. – Алматы: Ғылым, 2004. – 270 с.
148. **Синёва, З. И.** Оценка эффективности Казахстанских станций ядерного мониторинга [Текст] / З. И. Сыдыков, Н. Н. Михайлова // Вестн. Нац. ядерного центра Респ. Казахстан. – 2013. – Вып. 2. – С.12–17.
149. **Рябенко, П. В.** Эффективность сейсмических станций в мониторинге землетрясений территории Центральной Азии [Текст] / П. В. Рябенко, Н. Н. Михайлова // Вестн. Нац. ядерного центра Респ. Казахстан. – 2016. – Вып. 4. – С.70–76.
150. Электронный ресурс Казахстанского национального центра данных [Электронный ресурс]. – Режим доступа: www.kndc.kz. – Загл. с экрана.
151. **Кондорская, Н. В.** Специализированный каталог землетрясений для сейсмического районирования Северной Евразии [Текст] / Н. В.

- Кондорская, В. И. Уломов // Основные достижения Объединенного ин-та физики Земли им. О. Ю. Шмидта за 1992–1996 гг. – М., 1996. – Т. 1. – С. 108–109.
152. **Уломов, В.И.** Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации - ОСР-97 [Текст]: Масштаб 1:8000000. Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах / В. И. Уломов, Л. С. Шумилина. – М.: 1999. – 57 с.
153. Seismic Risk Assessment in Central Asia” Final Project Activity Report on the work performed from 02.01.2006 to 04.30.2009 [Text]: ISTC Project No. KR-1176 / Institute of Geophysical Research NNC RK; Project submanager N.N. Mikhailova. – P. 46.
154. **Mikhailova, N.N.** Central Asia earthquake catalogue from ancient time to 2009 [Text] / N. N. Mikhailova, A. S. Mukambayev, I. Aristova [et al.] // Annals of Geophysics. – 2015. – Vol. 58. – N 1. – CO102.
155. **Bondár, I.** A comprehensive earthquake catalog in Central Asia (CASHA-BU) [Text] / I. Bondár, B. Czece, K. Mackey [et al.] // 1ELKH Research Centre for Astronomy and Earth Sciences. – Hungary, 2021. – P. 1–10.
156. **Введенская, А. В.** Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций [Текст] / А. В. Введенская. – М.: Наука, 1969. – 136 с.
157. **Михайлова, Н.Н.** Каталог землетрясений Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий [Текст]: в 2 т. / сост. Н. Н. Михайлова, А. А. Власова. – Алма-Ата: Наука, 1990. – Т. 1: 1975–1982 гг. – 202 с.; Ч. 2: 1983–1987 гг. – 227 с.
158. **Nakamura, M.** Determination of focal mechanism solution using initial motion polarity of P and S waves [Text] / M. Nakamura // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 2002. – P. 130.

159. **Михайлова, Н. Н.** Поле сейсмоструктурной деформации и параметры разрывообразования на Северном Тянь-Шане [Текст] / Н. Н. Михайлова, А. А. Власова // Изв. АН Каз ССР. Сер. геол. – 1991. – № 4. – С. 87–92.
160. **Михайлова, Н. Н.** О механизмах очагов землетрясений Центрального Казахстана [Текст] / Н. Н. Михайлова, Н. Н. Полешко // Вестн. Нац. ядерного центра Респ. Казахстан.: Геофизика и проблемы нераспространения. – 2003. – Вып. 2. – С. 100–105.
161. **Михайлова, Н. Н.** О механизмах очагов землетрясений Восточного Казахстана [Текст] / Н. Н. Михайлова, Н. Н. Полешко // Вестн. Нац. ядерного центра Респ. Казахстан. – 2005. – Вып. 2. – С. 142–146.
162. **Shean, D.** High Mountain Asia 8-meter DEM Mosaics Derived from Optical Imagery, Version 1. [Indicate subset used] [Text] / D. Shean. – Boulder, Colorado USA., 2017. – NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. – <https://doi.org/10.5067/KXOVQ9L172S2>.
163. **Middleton, T.** A major , intraplate , normal-faulting earthquake : The 1739 Yinchuan event in northern China [Text] / T. Middleton, R. T. Walker, B. Parsons [et al.] // Journal of Geophysical Research : Solid Earth. – 2015. – N 4. – P. 293–320. – <https://doi.org/10.1002/2015JB012355>.Received.
164. **Zhou, Y.** Assessing the ability of Pleiades stereo imagery to determine height changes in earthquakes: A case study for the El Mayor-Cucapah epicentral area [Text] / Y. Zhou, B. Parsons, J. R. Elliott [et al.] // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2015. – N120(12). – P. 8793–8808. – <https://doi.org/10.1002/2015JB012358>.
165. **Westoby, M.J.** “Structure-from-Motion” photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications [Text] / M. J. Westoby, J. Brasington, N. F. Glasser [et al.] // Geomorphology. – 2012. – N 179. – P. 300–314. – <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.08.021>.
166. **Zielke, O.** LaDiCaoz and LiDARImager-MATLAB GUIs for LiDAR data handling and lateral displacement measurement [Text] / O. Zielke, J. R.

- Arrowsmith // *Geosphere*. – 2012. – N 8(1). – P. 206–221. – <https://doi.org/10.1130/GES00686.1>.
167. **Stewart, N.** “3D_Fault_Offsets,” a Matlab Code to Automatically Measure Lateral and Vertical Fault Offsets in Topographic Data: Application to San Andreas, Owens Valley, and Hope Faults [Text] / N. Stewart, Y. Gaudemer, I. Manighetti [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2018. – N 123(1). – P. 815–835. – <https://doi.org/10.1002/2017JB014863>.
 168. **Elliott, A.J.** Rupture termination at restraining bends: The last great earthquake on the Altyn Tagh Fault [Text] / A. J. Elliott, M. E. Oskin, J. Liu-zeng, Y. X. Shao // *Geophysical Research Letters*. – 2015. – N 42(7). – P. 2164–2170. – <https://doi.org/10.1002/2015GL063107>.
 169. **Mackenzie, D.** Untangling tectonic slip from the potentially misleading effects of landform geometry [Text] / D. Mackenzie, A. J. Elliott // *Geosphere*. – 2017. – N 13(4). – P. 1310–1328. – <https://doi.org/10.1130/GES01386.1>.
 170. **Rhodes, E. J.** Dating sediments using potassium feldspar single-grain IRSL: Initial methodological considerations [Text] / E. J. Rhodes // *Quaternary International*. – 2015. – N 362. – P. 14–22. – <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.12.012>.
 171. **Zinke, R.** Highly Variable Latest Pleistocene-Holocene Incremental Slip Rates on the Awatere Fault at Saxton River, South Island, New Zealand, Revealed by Lidar Mapping and Luminescence Dating [Text] / R. Zinke, J. F. Dolan, E. J. Rhodes [et al.] // *Geophysical Research Letters*. – 2017. – N 44(22). – P. 11, 301–311, 310. – <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2017GL075048>.
 172. **Rhodes, E. J.** Developments in optically stimulated luminescence age control for geoarchaeological sediments and hearths in western New South Wales, Australia [Text] / E. J. Rhodes, P. C. Fanning, S. J. Holdaway // *Quaternary Geochronology*. – 2010. – N 5(2). – P. 348–352. – <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.quageo.2009.04.001>.

173. **Huntley, D. J.** The K content of the K-feldspars being measured in optical dating or in thermoluminescence dating [Text] / D. J. Huntley, M. R. Baril // *Ancient Tl.* –1997. – N 15(1). – P. 11–13.
174. **Hanks, T. C.** The Age of Scarplike Landforms From Diffusion-Equation Analysis [Text] / T. C. Hanks // *Quaternary Geochronology: Methods and Applications.* – 2000. – N 4. – P. 313–338.
175. **Pang, L.** Late Pleistocene Uniform Rate of Thrusting Along the Fault's Strike: A Case Study From the Northern Tian Shan Foreland [Text] / L. Pang, H. Lu, D. Wu [et al.] // *Tectonics.* – 2021. – N 40(4). – P. 1–23. – <https://doi.org/10.1029/2021tc006726>.
176. **Wallace, R. E.** Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada [Text] / E. Wallace, Robert // *GSA Bulletin.* – 1977. – N 88(9). – P. 1267–1281. – [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88<1267:PAAOYF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<1267:PAAOYF>2.0.CO;2).
177. **Colman, S. M.** Ages estimated from a diffusion equation model for scarp degradation [Text] / S. M. Colman, K. E.N. Watson // *Science.* – 1983. – N 221(4607). – P. 263–265. – <https://doi.org/10.1126/science.221.4607.263>.
178. **Spelz, R.M.** Quaternary alluvial-fan development, climate and morphologic dating of fault scarps in Laguna Salada, Baja California, Mexico [Text] / R. M. Spelz, J. M. Fletcher, L. A. Owen, M. Caffee // *Geomorphology.* – 2008. – N 102(3/4). – P. 578–594. – <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.06.001>.
179. **Carson, M. A.** Hillslope form and process [Text] / M. A. Carson, M. J. Kirkby. – Cambridge Geographical Studies, 1972. – 475 p.
180. **Nash, D. B.** Morphologic dating of degraded normal fault scarps [Text] / D. B. Nash // *The Journal of Geology.* – 1980. – N 88(3). – P. 353–360.
181. **Pierce, K. L.** Effect of height and orientation (microclimate) on geomorphic degradation rates and processes, late-glacial terrace scarps in central Idaho [Text] / K. L. Pierce, S. M. Colman // *Geological Society of America Bulletin.* – 1986. – N 97(7). – P. 869–885. – [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1986\)97<869:EOHAOM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1986)97<869:EOHAOM>2.0.CO;2).

182. **Lee, J. -C.** Geometry and structure of northern surface ruptures of the 1999 Mw =7.6 Chi-Chi Taiwan earthquake: influence from inherited fold belt structures [Text] / J.-C. Lee, H.-T. Chu, J. Angelier [et al.] // Journal of Structural Geology. – 2002. – N 24(1). – P. 173–192. – [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(01\)00056-6](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00056-6).
183. **Haeussler, P. J.** Surface Rupture and Slip Distribution of the Denali and Totschunda Faults in the 3 November 2002 M 7.9 Earthquake, Alaska [Text] / P. J. Haeussler, D. P. Schwartz, T. E. Dawson [et al.] // Bulletin of the Seismological Society of America, 94(6B). – 2004. – S. 23–52. – <https://doi.org/10.1785/0120040626>.
184. **Rodgers, D. W.** World ' s largest coseismic strike-slip offset : The 1855 rupture of the Wairarapa Fault , New Zealand , and implications for displacement [Text] / D. W. Rodgers, T. A. Little // length scaling of continental earthquakes. – 2006. – N 111. – P. 1–19. –<https://doi.org/10.1029/2005JB004065>.
185. **Quigley, M.** Physical and Statistical Behavior of Multifault Earthquakes: Darfield Earthquake Case Study, New Zealand [Text] / M. Quigley, A. Jiménez, B. Duffy, T. R. King // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2019. – N 124(5). – P. 4788–4810. – <https://doi.org/10.1029/2019JB017508>.
186. **Hollingsworth, J.** Dynamically triggered slip on a splay fault in the Mw 7.8, 2016 Kaikoura (New Zealand) earthquake [Text] / J. Hollingsworth, L. Ye, J.-P. Avouac // Geophysical Research Letters. – 2017. – N 44(8). – P. 3517–3525. – <https://doi.org/10.1002/2016GL072228>.
187. **Xu, W.** Transpressional Rupture Cascade of the 2016 Mw 7.8 Kaikoura Earthquake, New Zealand [Text] / W. Xu, G. Feng, L. Meng [et al.] // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2018. – N 123(3). – P. 2396–2409. – <https://doi.org/10.1002/2017JB015168>.
188. **Aki, K.** Generation and Propagation of G Waves from the Niigata Earthquake of June 16, 1964. : Part 2. Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the G wave spectrum [Text] / K. Aki // Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo. – 1966. – Vol. 44, Issue 1. –

- P. 73–88. – The Earthquake Research Institute, University of Tokyo. – <https://ci.nii.ac.jp/naid/120000871042/en/>.
189. **Kanamori, H.** The energy release in great earthquakes [Text] / H. Kanamori // Journal of Geophysical Research (1896-1977). – 1977. – N 82(20). – P. 2981–2987. – <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/JB082i020p02981>.
190. **Kanamori, H.** Theoretical Basis of Some Empirical Relations in Seismology [Text] / H. Kanamori, D. L. Anderson // Bulletin - Seismological Society of America. – 1975. – N 65(5). – P. 1073–1095.
191. **Allmann, B. P.** Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes [Text] / B. P. Allmann, P. M. Shearer // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2009. – N 114(1). – P. 1–22. – <https://doi.org/10.1029/2008JB005821>.
192. **Yang, H.** Surface slip distributions and geometric complexity of intraplate reverse-faulting earthquakes [Text] / H. Yang, M. Quigley, T. K. King // Bulletin of the Geological Society of America. – 2021. – N 133(9/10). – P. 1909–1929. – <https://doi.org/10.1130/B35809.1>.
193. Inland Earthquake [Text]. – 1997. – N 11. – 179 p.
194. **Михайлова, Н. Н.** О необычном Баканасском землетрясении 1979 г. в Казахстане (MW=5,7) [Текст] / Н. Н. Михайлова, Н. Н. Полешко // Вестн. Нац. ядерного центра Респ. Казахстан. – 2013. – Вып. 2. – С. 154–160.
195. **Михайлова, Н. Н.** Текелийские землетрясения в Казахстане в 2009 году: очаг и воздействия [Текст] / Н. Н. Михайлова, Н. Н. Полешко // Вопросы инженер. сейсмологии. – 2010. – Т. 37, № 2. – С. 20–33.
196. **Михайлова, Н. Н.** Новые детали сейсмической истории и современной сейсмичности Джунгарии [Текст] / Н. Н. Михайлова, А. С. Мукамбаева, Н. Н. Полешко, И. Л. Аристова // Вестн. Нац. ядерного центра Респ. Казахстан. – 2019. – Вып. 2. – С.81.