

**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

Абдрахматов Канатбек Ермакович

Бишкек - 2024

СОДЕРЖАНИЕ

ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ И ОБОЗНАЧЕНИЙ.....	4
ВВЕДЕНИЕ.....	6
ГЛАВА 1. ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ.....	13
1.1 Сильные землетрясения Тянь-Шаня и Джунгарии.....	14
1.2 Геоморфология Джунгарского Алатау и основные краевые разломы.....	21
1.3 Сеть сейсмического мониторинга Джунгарии.....	23
1.4 Специальная система сейсмологического мониторинга ИГИ НЯЦ РК....	24
1.5 Особенности конфигурации и обработки данных станции сети СОМЭ МЧС РК и ИГИ НЯЦ РК.....	28
1.6 Представительность сети СОМЭ МЧС РК и ИГИ НЯЦ РК.....	32
ГЛАВА 2. МЕТОДОЛОГИЯ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	36
2.1 Составление унифицированного каталога землетрясений.....	36
2.2 Анализ каталога землетрясений для района Джунгарии.....	40
2.3 Определение механизма очагов землетрясений Джунгарии.....	44
2.4 Обработка снимков ДЗЗ и сбор данных на местах.....	48
2.5 Измерение смещений.....	49
2.6 Датировка четвертичных отложений.....	51
2.7 Морфологическое датирование уступов.....	52
ГЛАВА 3. РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ.....	54
3.1 Лепсинский разлом.....	54
3.2 Джунгарский разлом.....	59
3.2.1 Борохоро-Шань до реки Ыргайты (участки S7-S4)	63
3.2.2 От реки Ыргайты до реки Жаманты (участок S3)	67
3.2.3 От реки Жаманты до реки Тентек (участок S2).....	70
3.2.4 К северу от реки Тентек (участки S1 и S0).....	74
3.2.5 Разломы, трещиноватость и оползни в предгорьях Джунгарского Алатау.....	75
ГЛАВА 4. ВОЗМОЖНЫЕ СЦЕНАРИИ ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ.....	80

4.1 Хронология землетрясений.....	85
4.2 Магнитуды землетрясений и масштабирование.....	87
4.3 Сопоставление современных и палеоземлетрясений.....	89
4.4 Сейсмический режим территории Джунгарии в последние десятилетия.....	96
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	98
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	100

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	Комплексная сейсмологическая экспедиция института физики
СССР -	Земли Академий Наук СССР
ИГН АН	Институт геологических наук Академий Наук КазССР
КазССР -	
СОМЭ -	Сейсмологическая опытно методическая экспедиция
МЧС РК -	Министерство по чрезвычайным ситуациям Республики Казахстан
ИГИ	Институт геофизических исследований
НЯЦ РК -	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 аэронавтике 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

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. В этом районе выделены зоны с максимально возможной магнитудой более 8, а ожидаемая сейсмическая интенсивность сотрясений может достигать 9 баллов. 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 по инструментальным наблюдениям 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 релокализации гипоцентров известных землетрясений.

Необходимость проведения исследований по выявлению и картированию активных разломов является весьма актуальной в связи с планами освоения новых 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 разлома 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 главнейших разломов этого региона (Джунгарский и Лепсинский разломы).

- Установлено, что Джунгарский разлом и соседний с ним разлом Лепсы, возможно, «вспарывались» вместе, что привело к необычно высокому отношению величин смещения к длине, которое ранее предполагалось из поверхностного разрыва на разломе Лепсы. Результаты по определению возраста указывают на то, что самое последнее землетрясение для двух разломов произошло 2000–4000 лет назад. Оценена потенциальные максимальные магнитуды землетрясений в Mw 8,2 и Mw 8,4 соответственно для Джунгарского разлома отдельно или в сочетании с разломом Лепсы, который был бы одним из самых сильных из предполагаемых континентальных землетрясений по смещению разлома.

- 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 события с очень редкой повторяемостью. Это также позволит уточнить оценку сейсмической опасности указанной 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. В пределах зон основных разломов Джунгарии (главного Джунгарского и Лепсинского) могут возникать сильные землетрясения с потенциальной максимальной магнитудой M_w 8,2 и 8,4.
2. Полученные нами данные позволяют считать, что, в прошлом (примерно 400 лет назад) в Джунгарии имели место два различных сильных землетрясения с магнитудой 7,5–8,2 и 7,5 - Лепсинское и Текесское, а не одно, как считалось ранее некоторыми авторами. Этот факт следует учитывать при составлении карт сейсмической опасности Казахстана.
3. Полученные данные свидетельствуют о том, 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.

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 НАТО «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 P1éiades, 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 события с применением региональных скоростных моделей RSTT на современной ПО ПЛос, 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.); - "Конгресс INQUA" (Нагоя, Япония, июль 2015г.); - "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.); - Международная конференция Наука и технологии, SnT2023 (Вена, июль 2023); - 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 и РИНЦ.

Структура и объем диссертации. Диссертация изложена на 122 страницах машинописного текста, состоит из введения, четырех глав, заключения и списка литературы, включающего 192 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, 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 которых 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. 1.1а). 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. 1.1b), 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 ~ 8-14 м вдоль разлома Лепсы [25] и 70 км поверхностного разрыва с смещением 8 м в районе Текеса [94, 95] (см. рис. 1.1b), 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].

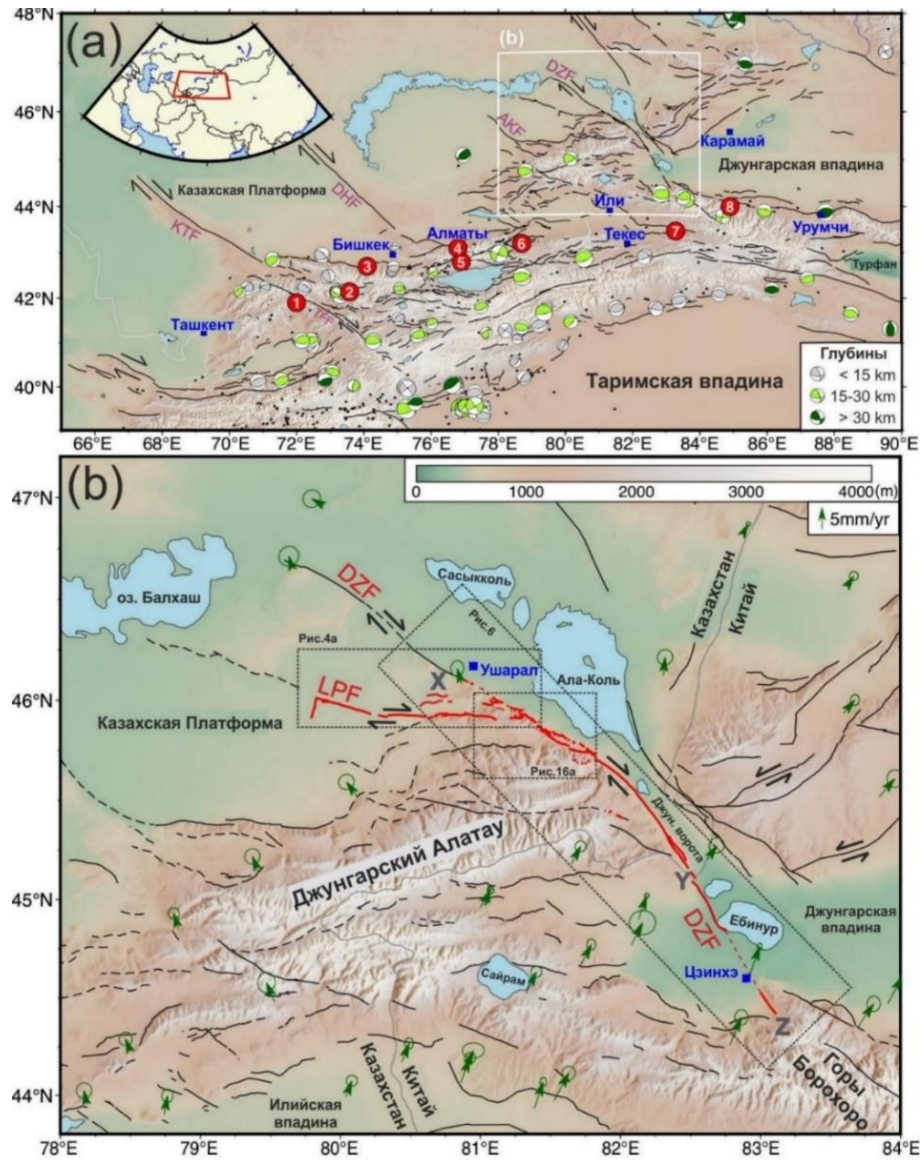


Рисунок 1.1 - Топография, активные разломы и отдельные исторические землетрясения Тянь-Шаня и Джунгарии и векторы скорости GPS [75]. (a) механизмы землетрясений с магнитудой $M_w > 5$, с указанием глубин очага [68]; черные точки – землетрясения с $M_w > 4$ для 1965–2019 годов по данным GCMТ [101, 102].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

1889г., 7-Нилки 1812г., 8-Манасское 1906г. [101, 78, 79, 103]. (b) Красными линиями отображенные исследованные разрывы. Точки X и Y являются границами для трех основных участков (Северо-западный, центральный и юго-восточный), определенных Кампбел и др. [25]. Охват спутниковых снимков Pléiades, используемый в нашем исследовании, простирается от точки X до Z. Голубые квадраты - основные города в этом районе; KTF- Каратауский разлом, DHF-Жалайыр-Найманский разлом, AKF- Актасский разлом, DZF - Джунгарский разлом, TFF: Таласо-Ферганский разлом.

В частности, на севере Тянь-Шаня произошли серия крупных землетрясений (M_b 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 изосейст бальности 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 разломе Лепсы, который является косым правосторонним и обратным разломом Казахской платформы (см. рис. 1.1b). Разлом Лепсы 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 $M_w 7,5-8,2$.

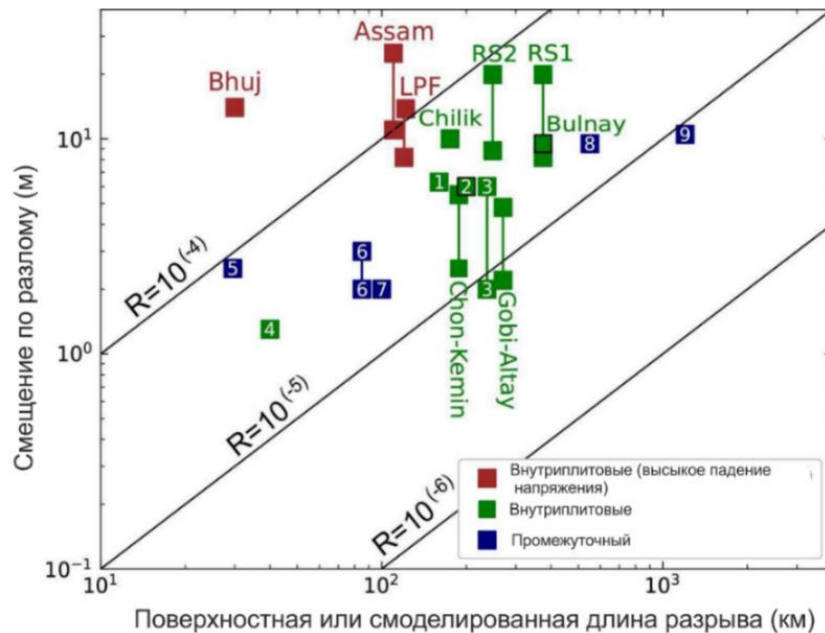


Рисунок 1.2 - Соотношение смещения разлома по поверхности сместителя или смоделированной длине разрыва с отношением смещения к длине (R).

Сильные внутриплатформенные и несколько известных межплитных исторических землетрясений представлены с предлагаемыми сценариями

разрыва. Внутриплатформенные землетрясения с высоким падением стресса помечены коричневым - землетрясение Ассам 1897 года (M_w 8,1), Бхуджи 2001 года (M_w 7,6) и разлома Лепсы (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) Chi-Chi 1999 (M_w 7,6), (8) Суматра 2005 ($M_w \sim 9$) и (9) землетрясения Тохоку ($M_w \sim 9$) 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 праводвиговой 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 ~20° 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 $2,2 \pm 0,8$ 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.

Лепсийнский разлом простирается примерно на 110° от Джунгарского Алатау до низменной Казахской платформы. Угол погружения $\sim 50^\circ$ на юг, обладает как обратными, так и декстрановыми 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 разлома Лепсы 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 СОМЭ МЧС РК. В таблице 1.1 приведены параметры мест расположения станций сети СОМЭ МЧС РК на территории Джунгарии.

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

№	Название станции	Код	С.Ш.	В.Д.	Высота над у.м., м
1	Талды-Курган	ТДК	45.006°	78.405°	601
2	Жаркент	DJR	44.431°	79.787°	1600
3	Капал-Арасан	КАР	45.283°	79.356°	946
4	Архарлы	АРХ	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/1*, 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 1994–2016 гг. геофизические станции, систему коммуникаций, а также созданный в 1999 году Центр сбора и обработки специальной сейсмической информации (ЦСОССИ), 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.

В настоящее время в Казахстанский сегмент системы мониторинга входят сейсмические группы PS023 «Маканчи», AS057 «Боровое», AS058 «Курчатов» и трехкомпонентная станция AS059 «Актюбинск» Международной системы мониторинга, а также сейсмические группы Каратау «KKAR», Акбулак «ABKAR», трехкомпонентные станций КНЦД «KNDC», Подгорное «PDGN», Маканчи «MAKZ», Курчатов «KURK», Боровое «BRVK», Ортау «OTUK» [137-140]. Кроме сейсмических, в систему наблюдения входят инфразвуковые группы – Актюбинск «IS31» Международной системы мониторинга, Курчатов «KURIS» и Маканчи «MKAIR».

Таким образом, в настоящее время в исследуемом районе Джунгарии функционируют шесть сейсмических станций СОМЭ МЧС РК и две станции ИГИ НЯЦ РК. На рисунке 1.3 представлена карта расположения сейсмических станций сети ИГИ НЯЦ РК и СОМЭ МЧС РК на всей территории Республики Казахстан.

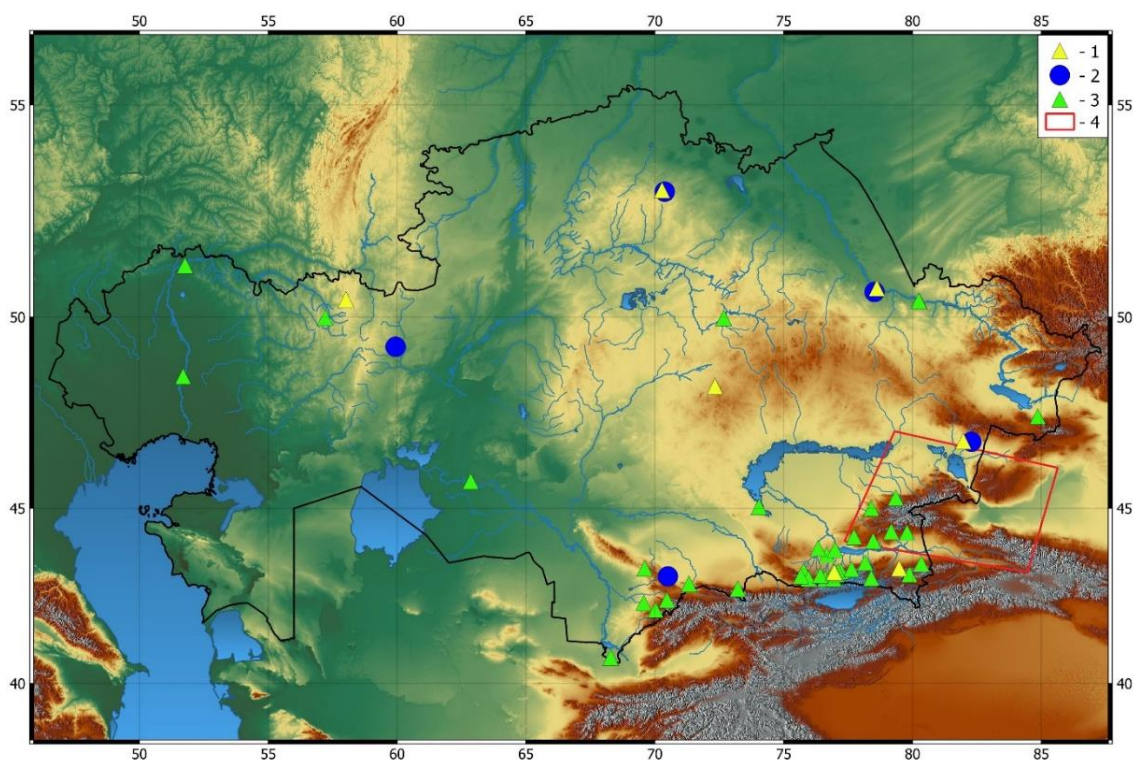


Рисунок 1.3 - Карта Республиканской сети сейсмологического мониторинга территорий Казахстана: 1- трехкомпонентные станции сети НЯЦ РК; 2 - сейсмические группы сети НЯЦ РК; 3- трехкомпонентные станции СОМЭ; 4- граница района исследования «Джунгария».

1.5 Особенности конфигурации и обработки данных станций сети СОМЭ 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 СОМЭ МЧС РК, являются трехкомпонентными, т. е. каждая станция регистрирует движение грунта в трех ортогональных направлениях. В практике СОМЭ 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.

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 нижеуровневой мировой модели шума Петерсона [144]. Это обеспечивает высокую эффективность станций по обнаружению сигналов от землетрясений и взрывов.

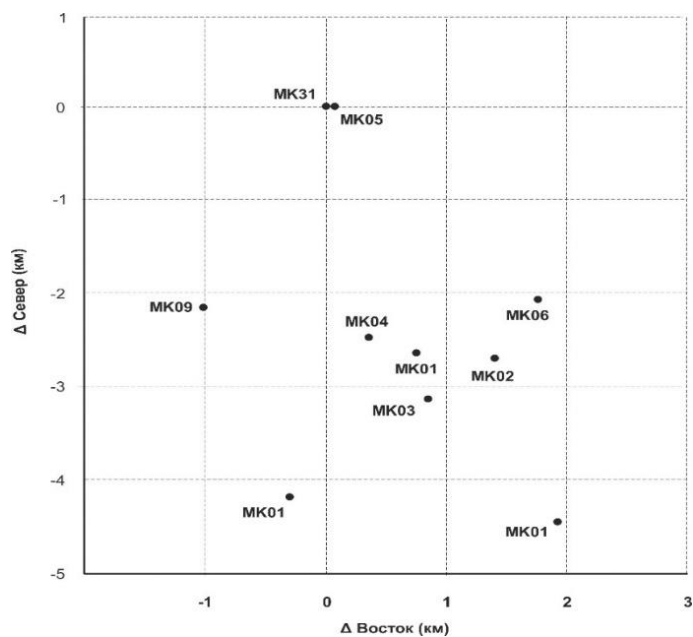


Рисунок 1.4 - Конфигурация сейсмической группы Маканчи.

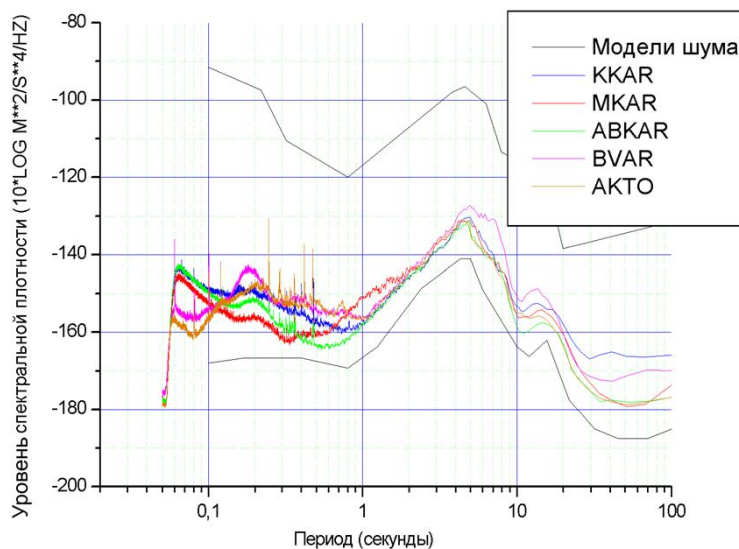


Рисунок 1.5 - Спектральные характеристики сейсмического шума сейсмических групп сети ИГИ НЯЦ РК.

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 телесеismicким 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 локации источников сигналов. На рисунке 1.6 приведена сейсмограмма события, зарегистрированного сейсмической группой Маканчи, и пример нахождения азимута на источник и кажущиеся скорости сейсмических волн.

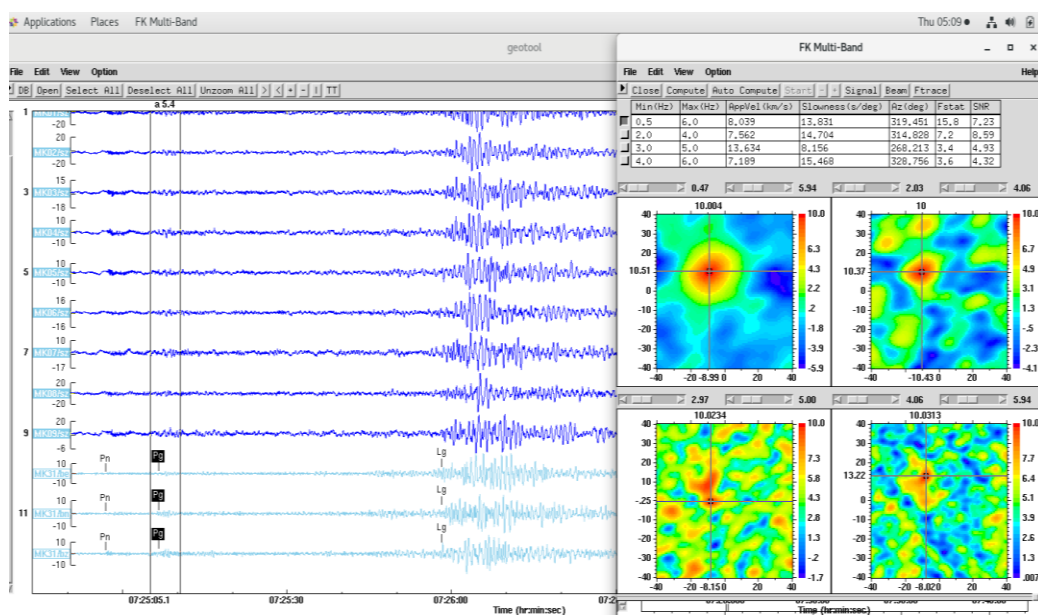


Рисунок 1.6 - Пример записи (слева) и нахождения азимута прихода и кажущейся скорости (справа) сейсмических сигналов по группе Маканчи.

1.6 Представительность станций сети СОМЭ 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.

В настоящее время сеть сейсмических станций СОМЭ МЧС РК обеспечивает уровень представительной регистрации землетрясений для энергетических классов $K \geq 7,5$ на всей территории Северного Тянь-Шаня и Южной Джунгарии, $K > 6,0$ - в центральной части хребтов Заилийский и Кунгей Алатау и $K > 8,0$ - на территории юго-востока Казахстана. Для всей территории Казахстана обеспечена представительная регистрация землетрясений с $K_{min}=8,6$ (см. рис. 1.7) [147].

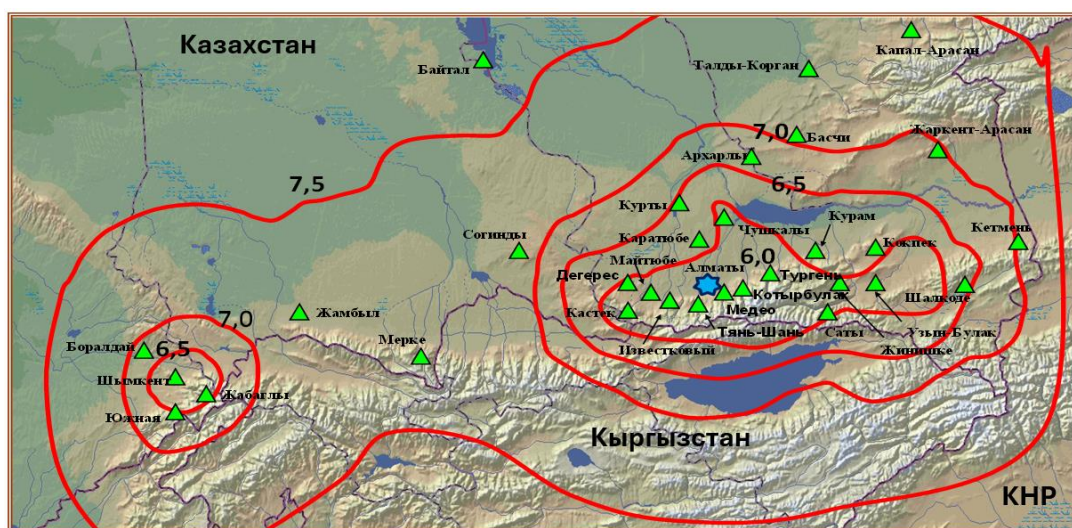


Рисунок 1.7 - Схема изолиний энергетической представительности землетрясений (K_{min}) сетью СОМЭ МЧС РК.

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.

По сейсмической группе эпицентр может быть найден по одной группе. Также по одной группе могут быть оценены и энергетические характеристики событий. В связи с этим для сети НЯЦ РК при построении карты областей представительной регистрации применяется другой подход, чем для сети трехкомпонентных станций СОМЭ МЧС РК. Достаточно покрытия 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 1.8 представлена карта областей представительной регистрации землетрясений с $K=8,5$ сейсмическими группами и трёхкомпонентными станциями. Как видно, вся территория Казахстана полностью перекрыта этими областями. Можно с уверенностью говорить, что события с энергетическим классом $K \geq 8,5$ не будут пропущены [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 2 и выше, а в радиусе 1300 км с $m_{rv} = 3,5$ и выше [149]. В настоящее время на всей территории Казахстана сетью ИГИ НЯЦ РК без пропусков регистрируются сейсмические события с магнитудой $m_{rv} = 3,5$ 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.

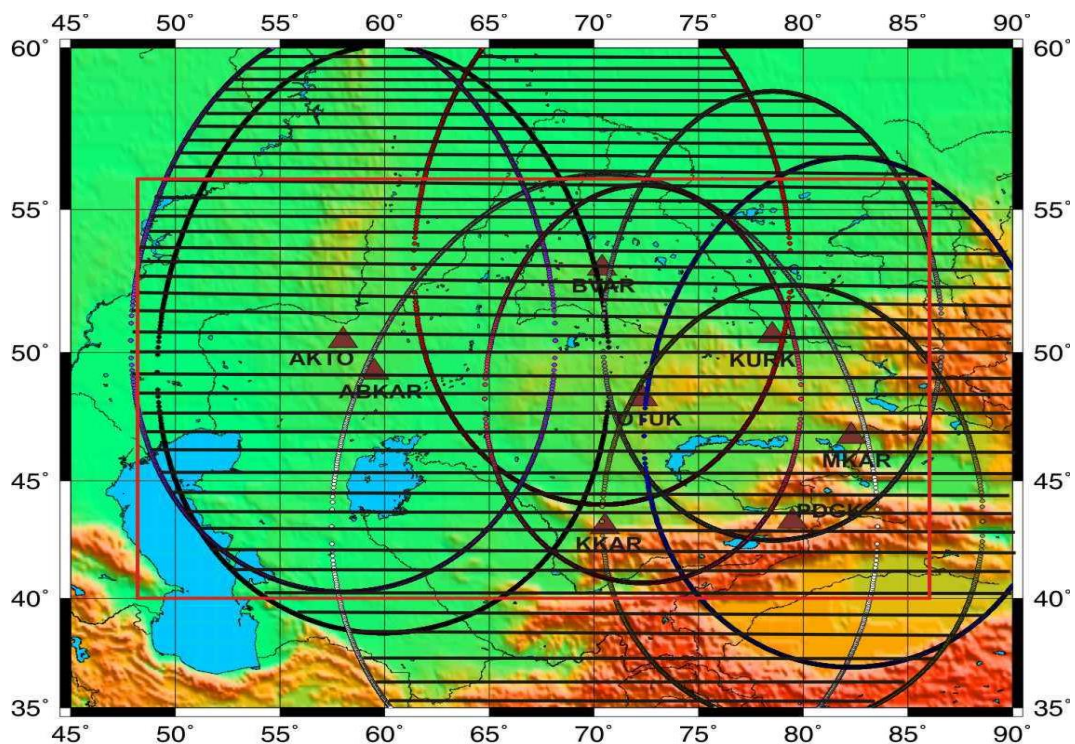


Рисунок 1.8 - Карта областей представительной регистрации землетрясений с $K = 8,5$ сейсмическими станциями сети ИГИ НЯЦ РК.

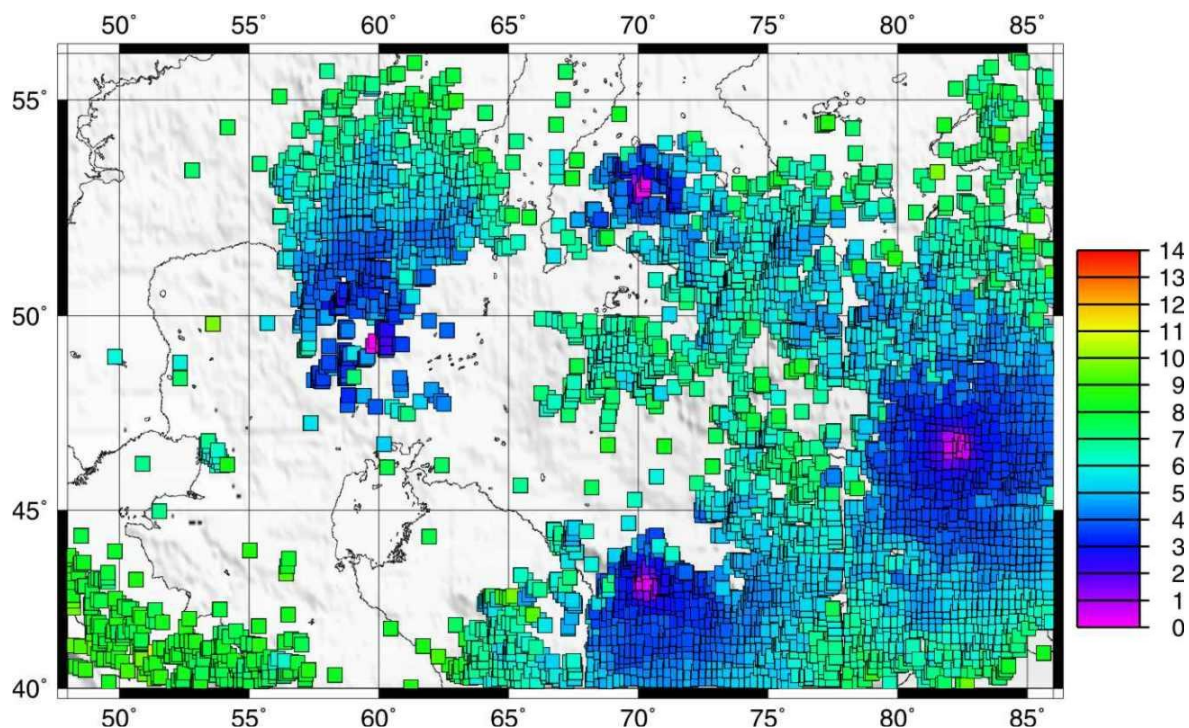


Рисунок 1.9 - Карта минимальных энергетических классов регистрируемых землетрясений.

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 СОМЭ 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

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 (EMSA), 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 EMSA 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 EMSA.

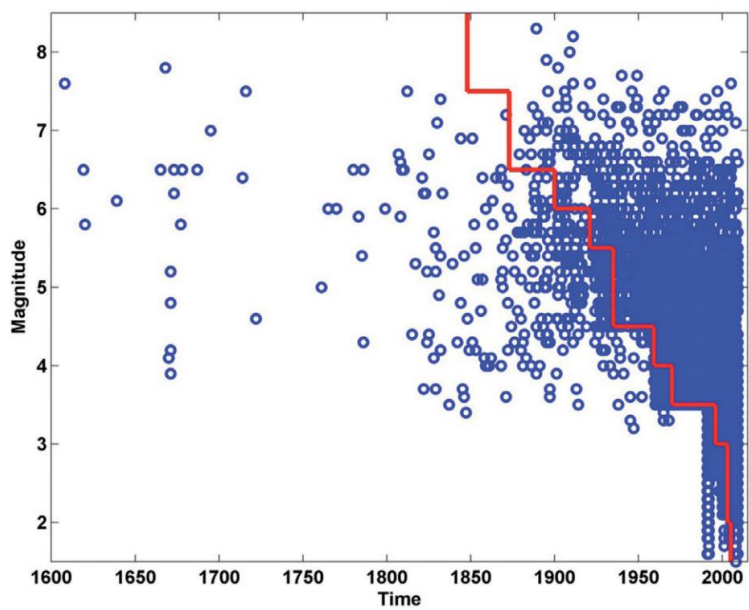


Рисунок 2.1 - Анализ полноты (красная линия) каталога ЕМСА по магнитуде MLH [154].

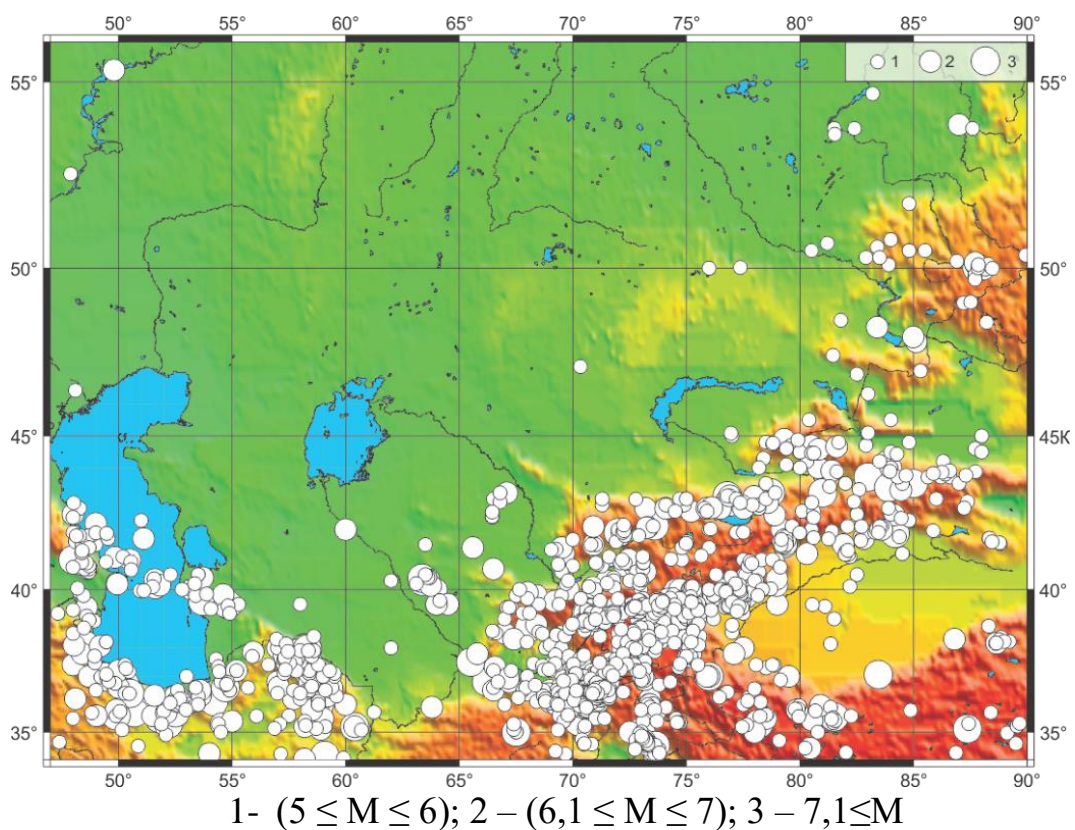


Рисунок 2.2 - Карта эпицентров землетрясений Центральной Азии с $M \geq 5$ (с исторических времен по 2009 год).

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. Цель проекта — это сохранение 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].

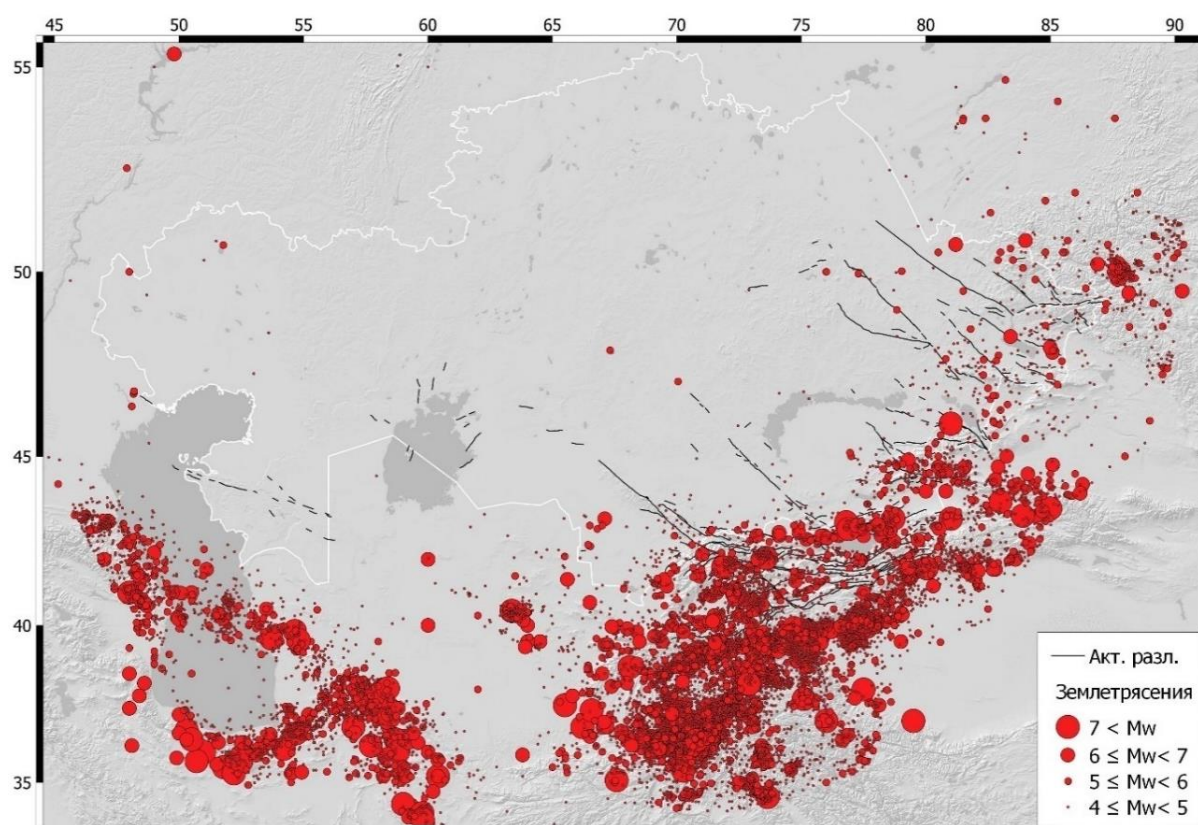


Рисунок 2.3 - Карта эпицентров землетрясений Центральной Азии с $M \geq 4$ (с исторических времен по 2017 год).

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.

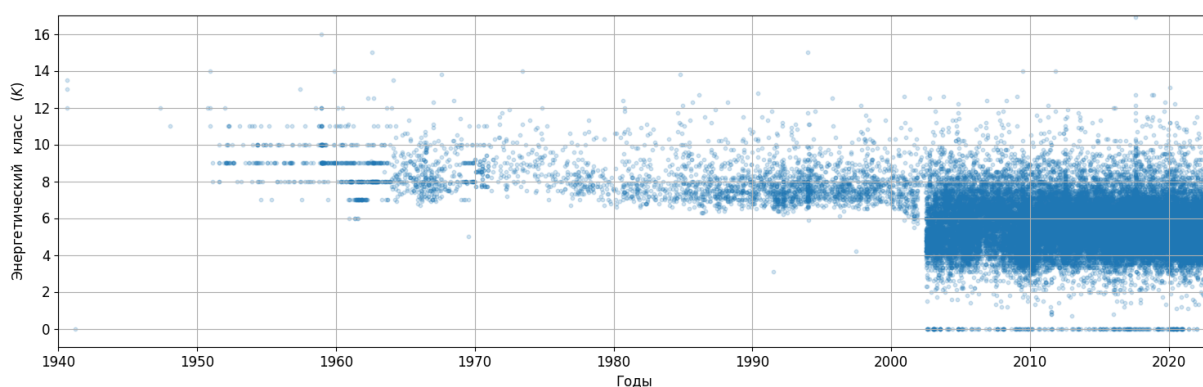


Рисунок 2.4 – График полноты каталога землетрясений территории Джунгарии.

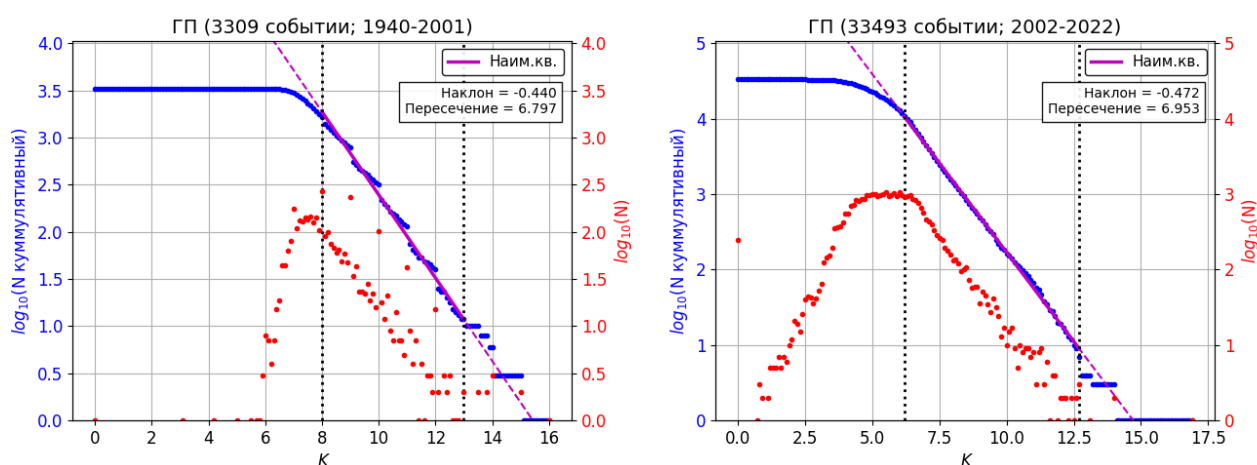


Рисунок 2.5 - График повторяемости землетрясений территории Джунгарии с 1940 по 2001 (слева) и с 2002 по 2022 (справа).

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). 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.

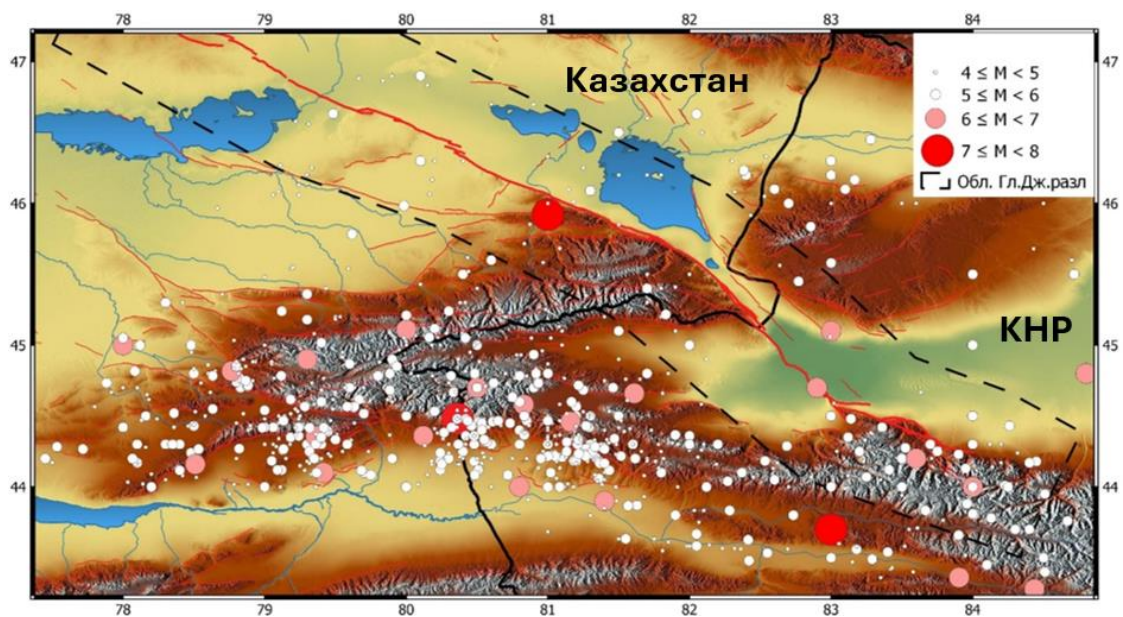


Рисунок 2.6 – Карта эпицентров землетрясений с $M_w \geq 4$ и активных разломов Джунгарии.

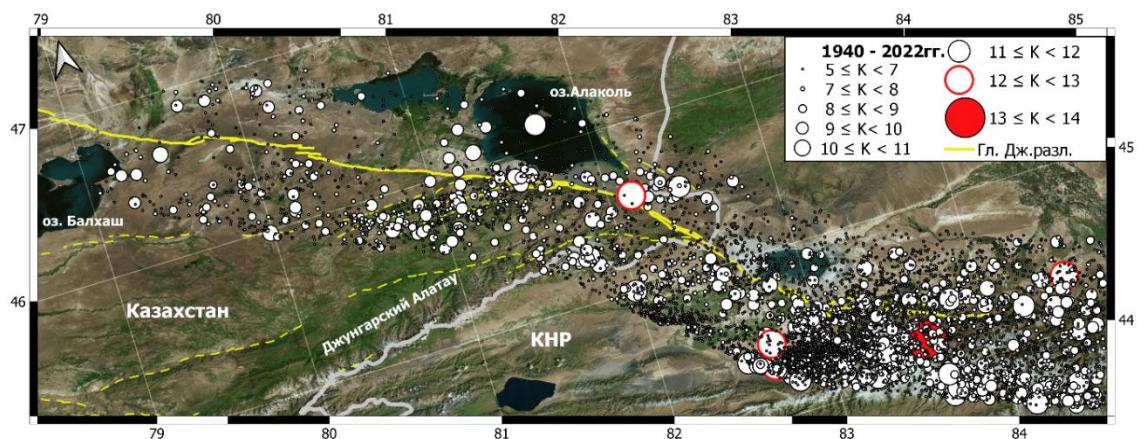


Рисунок 2.7 - Карта эпицентров землетрясений с $K_w \geq 5$ (1940-2022гг.) района главного Джунгарского разлома.

В каталоге CASHA-BU для района главного Джунгарского разлома имеются 12282 землетрясений, 179 из них попадают в период 1950–2001гг., 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).

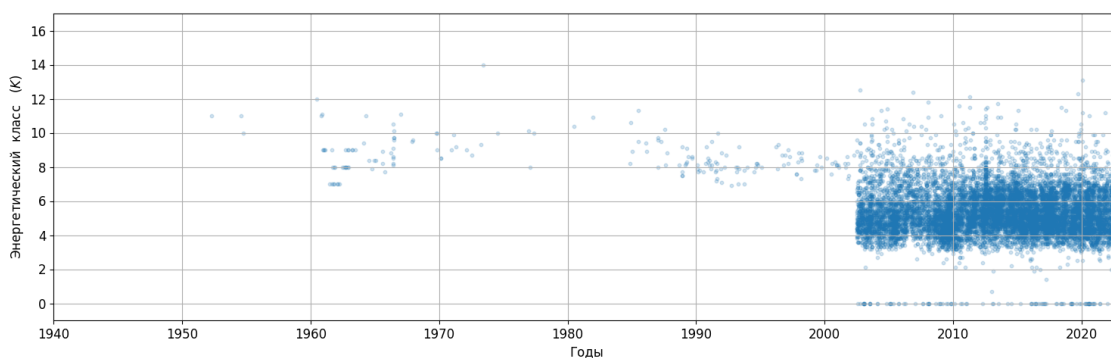


Рисунок 2.8 - График полноты каталога землетрясений CASHA-BU для района главного Джунгарского разлома.

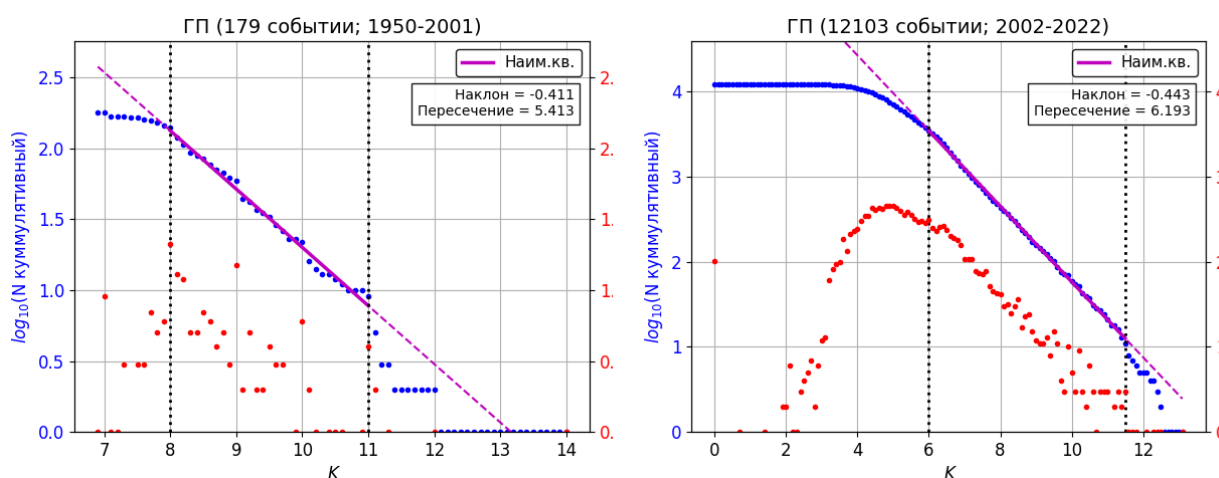


Рисунок 2.9 - График повторяемости землетрясений района главного Джунгарского разлома с 1950 по 2001гг. (слева) и с 2002 по 2022гг. (справа).

Нами 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.

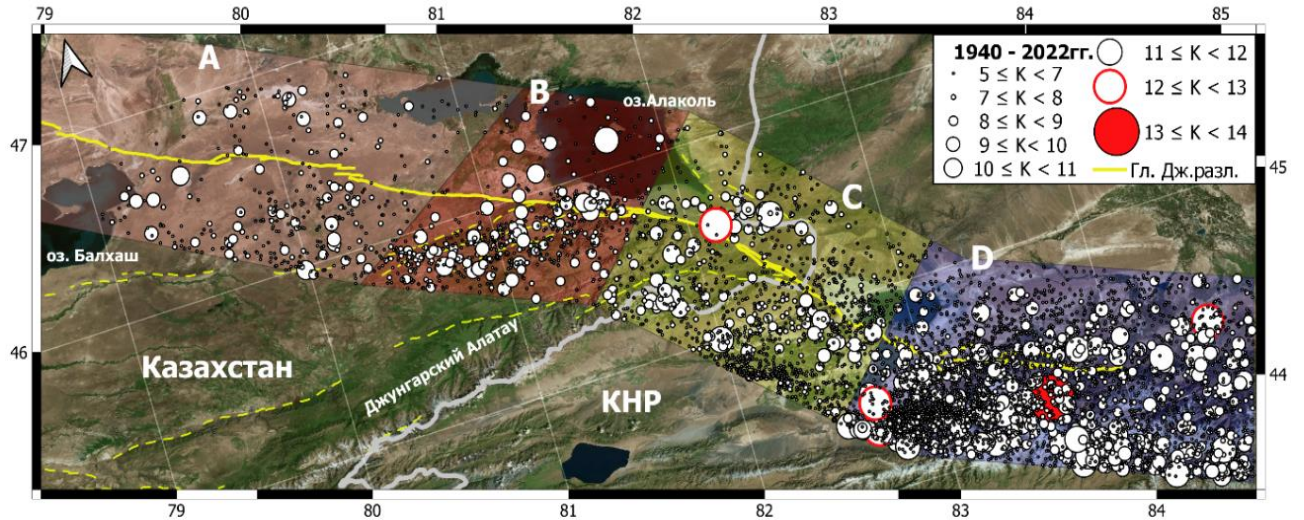
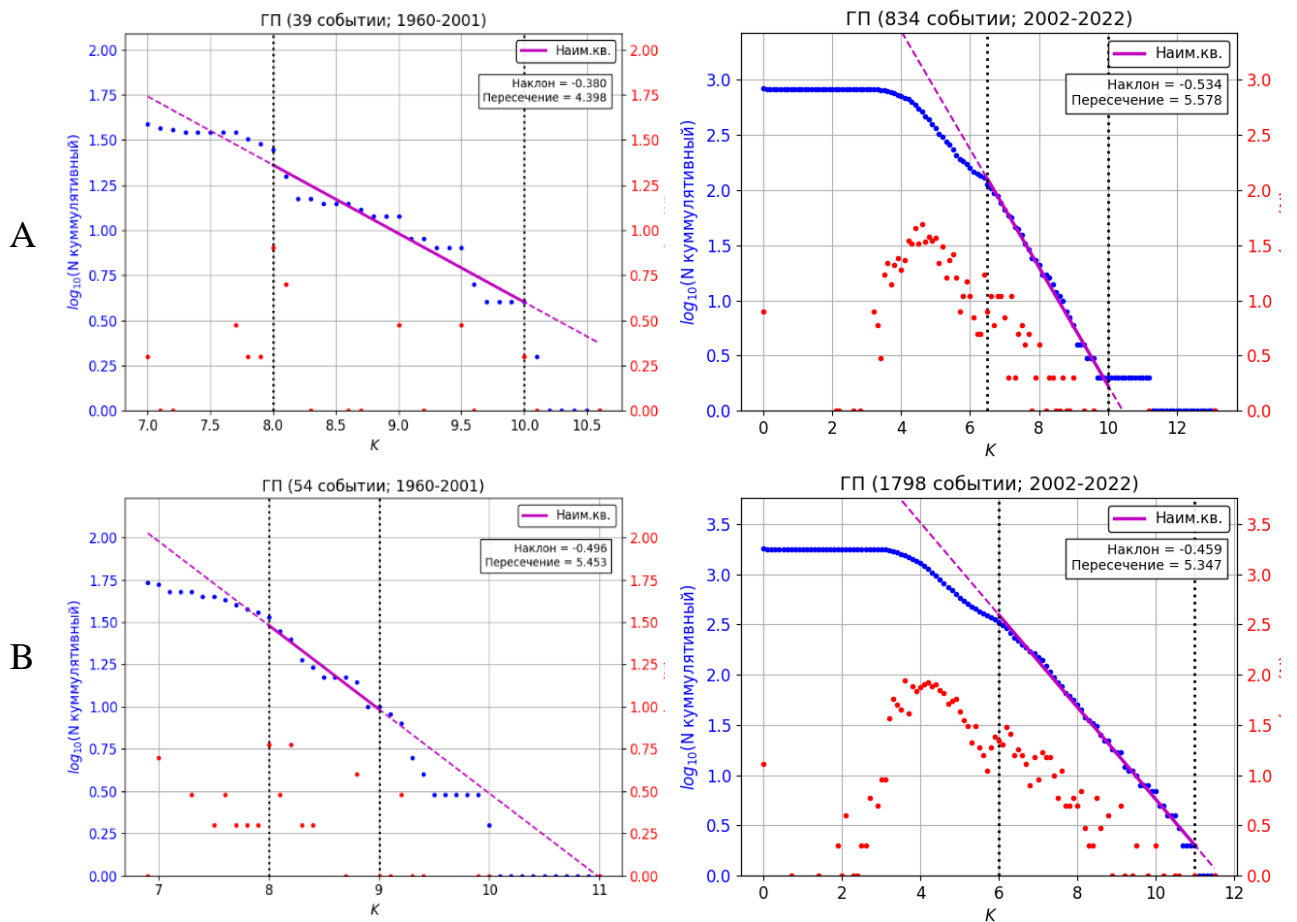


Рисунок 2.10 - Карта эпицентров землетрясений с $K \geq 5$ (1940-2022гг.) района главного Джунгарского разлома.



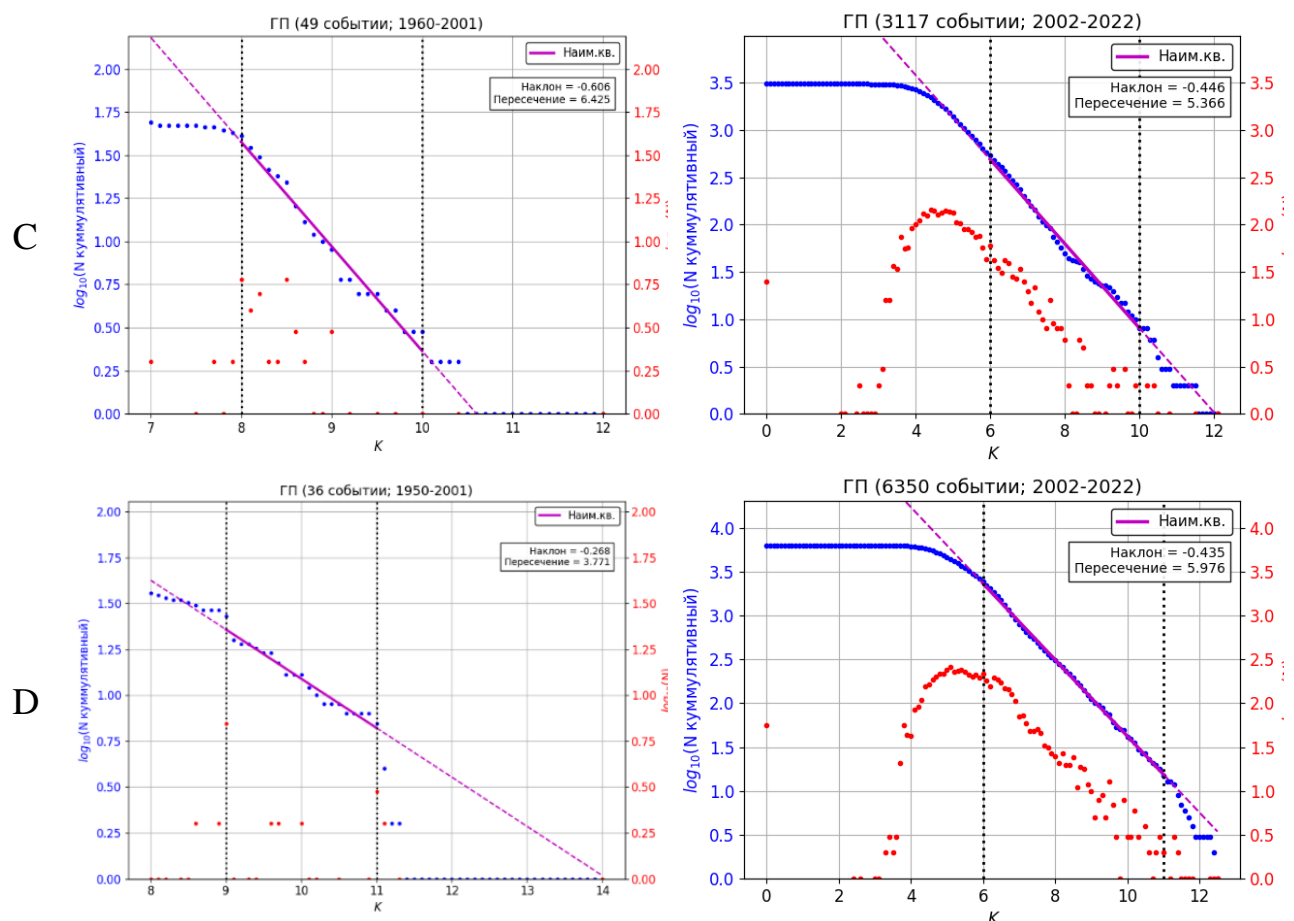


Рисунок 2.11 - График повторяемости землетрясений района главного Джунгарского разлома. Сегменты А, В, С, D с 1940 по 2001гг. (слева) и с 2002 по 2022гг. (справа).

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 стандартной методике Введенской А. В. [156] определяются параметры осей напряжений сжатия и растяжения и параметры двух равновероятных плоскостей разрыва и подвижек в очаге.

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 СОМЭ 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]. Возможность такого анализа существует даже в режиме, близком к реальному времени, как это делается, например, в Национальном центре информации о землетрясениях США (NEIC), в сейсмическом центре Гарвардского университета США и др. В Гарвардском университете по проекту «Тензор момента центроида» по данным более чем 100 цифровых станций глобальной сейсмической сети определяются СМТ и публикуется каталог параметров тензора момента центроида 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 центра сейсмического момента Джунгаро-Северо-Тянь-Шанского региона по данным каталога GСMT.

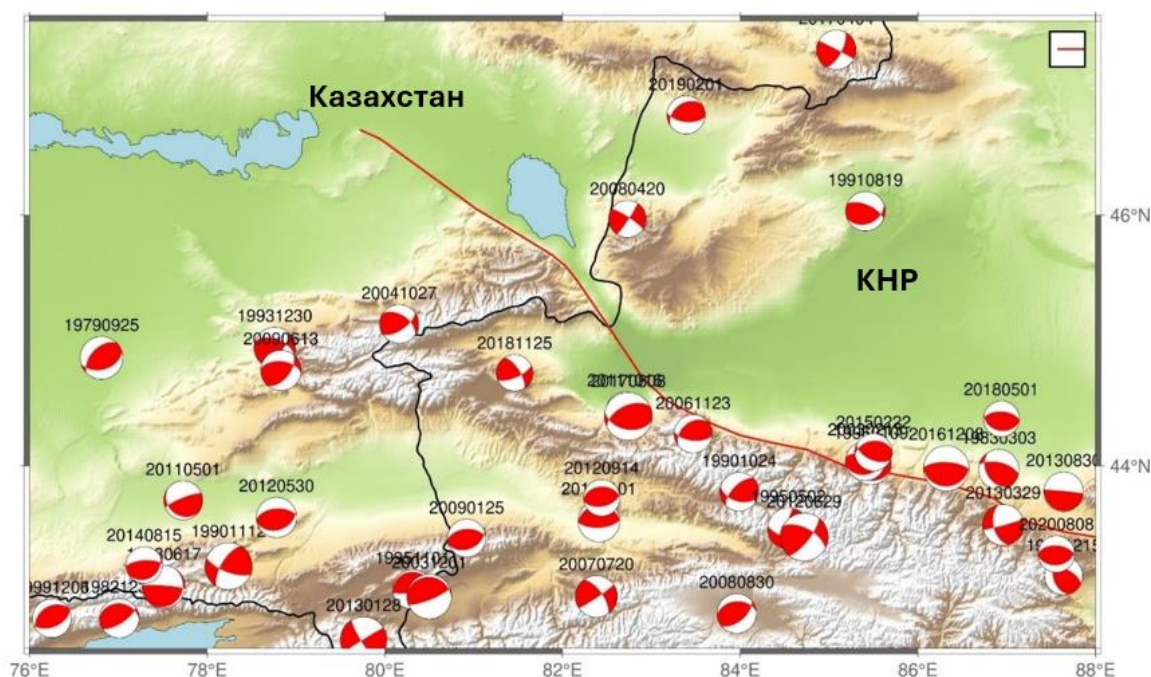


Рисунок 2.12 – Карта механизмов очагов землетрясений Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона по данным GСMT [102]. (красная линия – главный Джунгарский разлом).

Следует отметить, что в каталоге GСMT 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 СОМЭ 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 (см. рис. 2.13). 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.

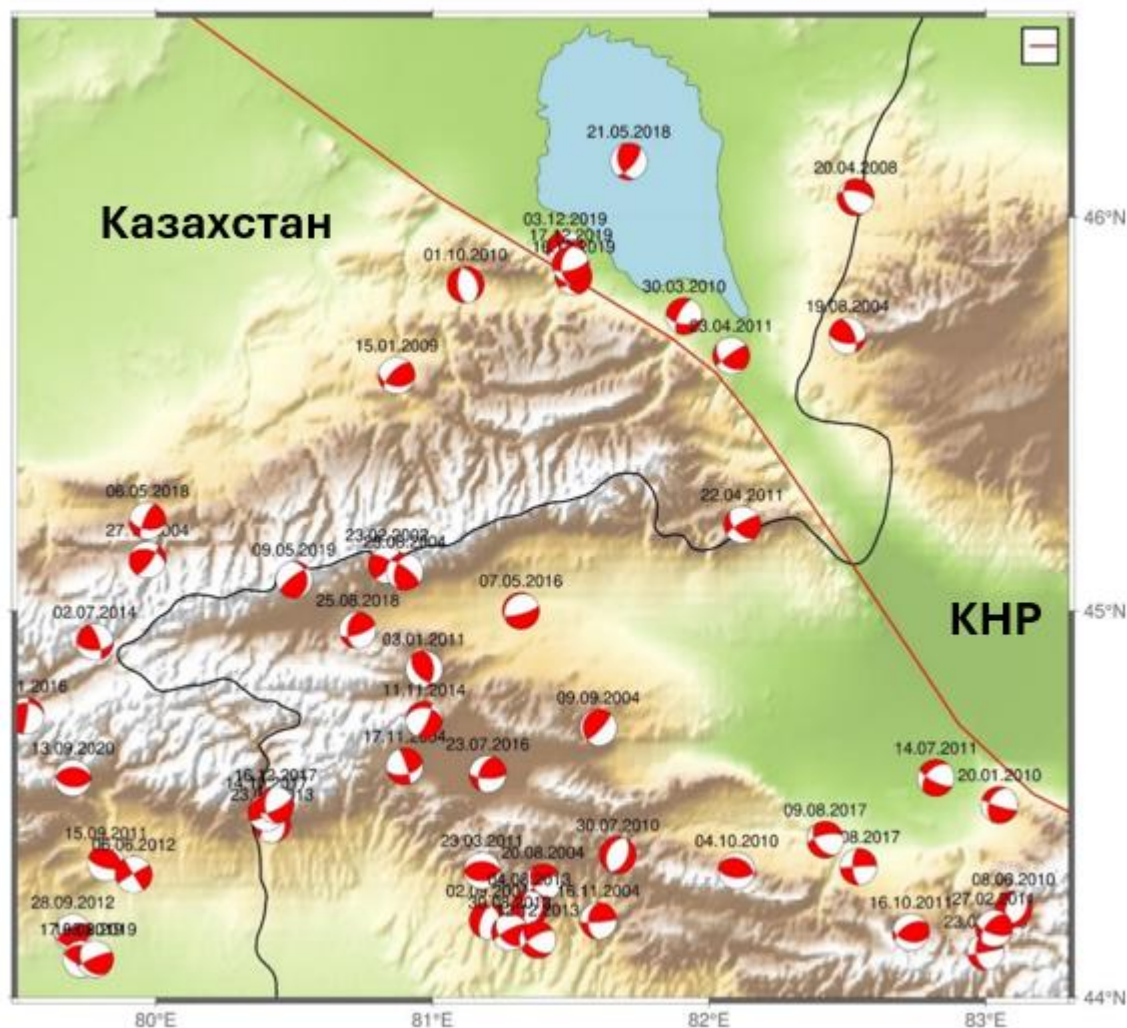


Рисунок 2.13 – Карта механизмов очагов землетрясений Джунгарии по данным каталога СОМЭ МЧС РК и ИГИ НЯЦ РК (красная линия – главный Джунгарский разлом).

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 (НМА) с разрешением 8 м, предоставленной Национальным управлением по авионавигации 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 разлома Лепсы. 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 $46,1^\circ \text{ N}$ до $44,4^\circ \text{ N}$ 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 структуры-из-движения (SfM) 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

Чтобы определить величину подвижки по разлому измерены горизонтальные и вертикальные смещения по картам Bing Map, Google Earth и Pléiades с использованием программного обеспечения QGIS. Горизонтальные смещения в основном представлены в виде смещенных 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 дамбами соответственно (см. рис. 2.14а). Измерения разделялись на три категории по качеству (высокое, среднее и низкое) на основе извилистости и

резкости русел [116]. Каждое измерение было дополнительно включено в индивидуальную функцию вероятности плотности (PDF), отображаемую в виде треугольника с фиксированной площадью (см. рис. 2.14b), и сложенную для формирования кумулятивной функции распределения вероятностей смещения (COPD), которая может быть использована для определения пиков в измеренных значениях смещения, которые могут быть результатом отдельных землетрясений, установленная методология, используемая в [120, 168, 116, 42]. Всего во время исследования было измерено 260 латерально смещенных русел, включая 179 русел вдоль южной части Джунгарского разлома, где подвижки, по видимому, является преимущественно правосторонним. Вертикальные смещения относятся к высотам уступов поперек разлома. Поскольку мы не знаем точного местоположения уступа разлома на поверхности, мы определяли положение разлома как самую крутую точку уступа [25, 97, 98].

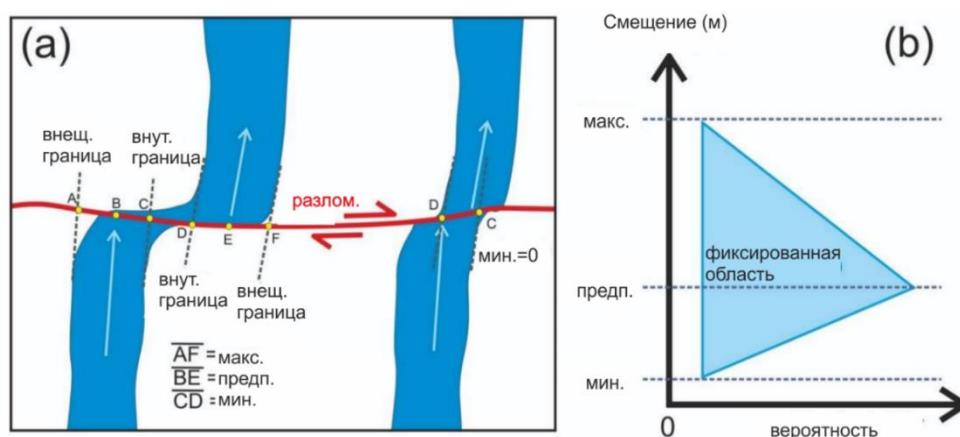


Рисунок 2.14 – Измерение горизонтального смещения по разлому.

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

Профили уступов измеряются в полевых условиях с помощью dGPS (GNSS приемник Spectra SP60) или извлекаются из ЦМР с помощью инструмента Terrain Profile Tool в программе QGIS. Границы между конусами выноса и

уступами были определены вручную путем определения видимого изменения кривизны вдоль профилей, избегая неровностей, вызванных эрозией или обрушением. Применялась линейная регрессия по методу наименьших квадратов для оценки уклона поверхности конуса выноса по обеим сторонам разлома. Чтобы учесть неопределенности, связанные с обработкой изображения и субъективным выбором уступа, конуса выноса и местоположения разлома, применялся метод Монте-Карло. Были отобраны диапазоны точек с разумными границами протяженности на каждой поверхности конуса выноса и положении разлома для каждого профиля. В качестве оценки неопределенности мы использовали стандартное отклонение в этих мультирасчетных смещениях. Тем не менее, следует отметить, что эта оценка по-прежнему игнорирует неопределенность, вызванную геометрией рельефа и изменчивостью высоты уступов вдоль простирания [169], поэтому на каждом участке было измерено несколько профилей.

Для каждого ручья на разлом проектировались уступы террас и середина русла. Предпочтительное смещение определялось на основе перенастройки середины русла (расстояние BE). Минимальное (CD) и максимальное (AF) смещения определялись выравниванием внутренней и внешней границы ручья. Если предпочтительное смещение меньше минимального смещения, как в случае справа (2.14a), минимальное смещение устанавливается равным нулю.

2.6 Датировка четвертичных образцов

Возраст смещенных террас определены с помощью радиоуглеродного анализа образцов раковин брюхоногих моллюсков и с помощью постинфракрасного инфракрасного стимулированного люминесцентного анализа (post-IR IRSL). Образцы отложений IRSL были собраны в трубки из нержавеющей стали, вбитые 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 геoarхеологических 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 (D_e) 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 $12,5 \pm 2,5$ % [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, мы рассчитали возраст диффузии (кт), выраженный в m^2 , от морфологии уступа и прилегающих к нему веерообразных поверхностей для каждого ортогонального к разлому топографического профиля. Мы использовали коэффициент диффузии равный $4,19 \pm 0,65$ m^2 /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]. Мы установили начальный угол в 35° и реализовали морфологическое датирование для «вероятных» одиночных уступов, которые показывают четкий один шаг без скоса вдоль уступов или прилегающих веерных поверхностей, которые могут быть результатом более ранних событий формирования уступов. Более того, мы применили этот метод только к профилям из измерений dGPS или из ЦМР, полученных с помощью БПЛА, которые лучше иллюстрируют морфологию уступа из-за более высокого разрешения

изображения, и мы использовали 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 имеющихся 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 GCMT 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 вдоль разлома Лепсы 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 значительный правый боковой компонент проявляется 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). Здесь ряд эфемерных оврагов и промежуточных гребней были смещены, а водоток запружен обращенным на север уступом, высотой 9–13 м и с правосторонним смещением 4–6 м. Кэмпбелл и др. [25] выкопали шурф в одном из пересохших прудов, образовавшихся там, где один из каналов был перекрыт уступом. Основание отложений не было достигнуто в яме, но радиоуглеродный образец почвы, полученный из глубины 1,05 м указывает на то, что уступ присутствовал в той или иной форме в течение, по крайней мере, 2000 лет. На спутниковых снимках свежие уступы прослеживаются на восток до долготы 81.2° на расстоянии ~10 км от следа Джунгарского разлома (см.рис. 3.1а).

Центральная часть Лепсийского разлома проходит вдоль подножия гор Шыбынды (см.рис. 3а). К западу от реки, Тентек Кэмпбелл и др. [25] определили уступ высотой 6–9 м с боковым смещением ~7 м, который, по их предположению, является результатом одиночного землетрясения, что согласуется с нашими собственными измерениями высоты уступа 7–10 м с террас, прилегающих к реке Тентек (см.рис. 3.1 а,в,г).

Обращенные на север уступы разлома Лепсы продолжают на запад вдоль подножия гор Шыбынды и сопровождаются дополнительными прерывистыми

свежими уступами в пределах южного, приподнятого, блока. Мы измерили кажущееся правостороннее смещение потока на 5–9 м по некоторым из этих уступов (см.рис. 3.1 e-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 a, 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 a, b).

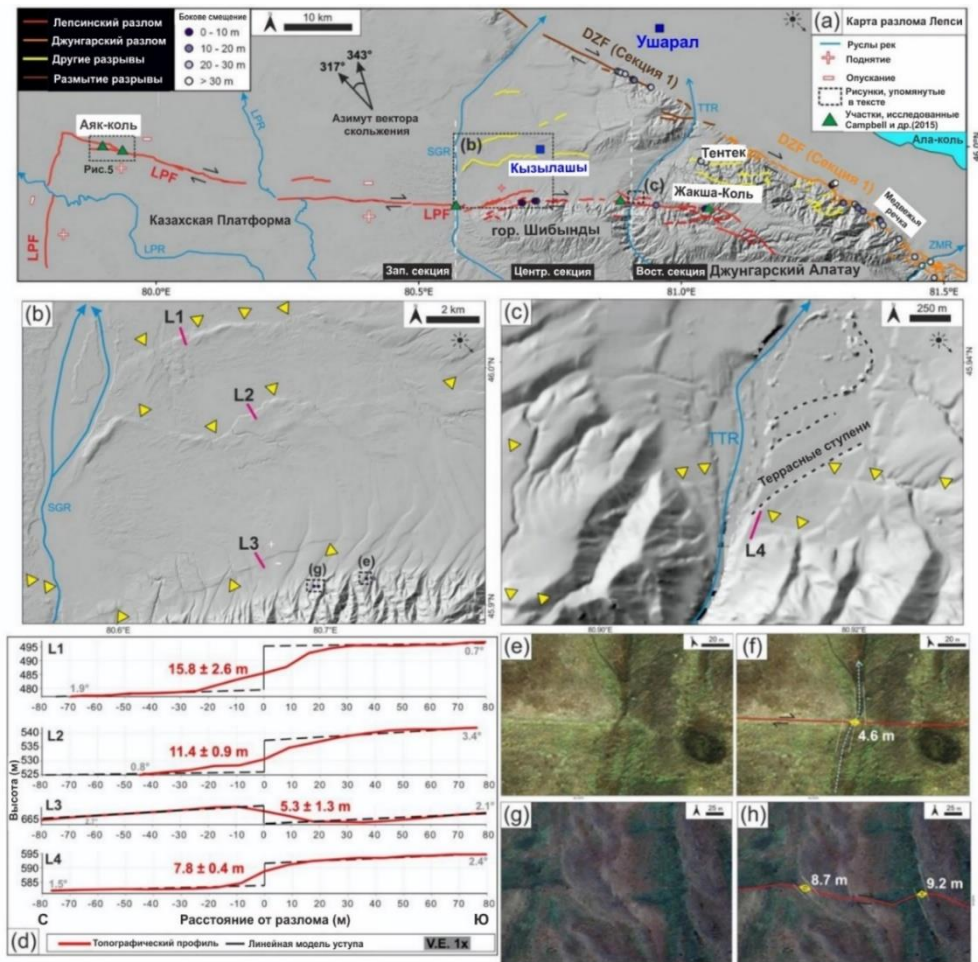


Рисунок 3.1 – Карта района Лепсинского и Джунгарского разлома.

(a) 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 разлома Лепсы. Места измерения бокового смещения показаны фиолетовыми точками). Диапазон расчетного азимута вектора смещения $317^\circ\text{--}343^\circ$ по Кэмпбеллу и др. (2015). LPR- р. Лепсы; SGR- р. Шынжылы; TTR- р. Тентек, ZMR - р. Жаманты. (б) Вторичные уступы в центральной части разлома Лепсы (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 разлома Лепсы, см. «b» для местоположения, со значениями смещения, аннотированными в (f) и (h).

Эти уступы достигают высоты 10–15 м. Мы не посещали эти уступы в полевых условиях и не знаем, представляют ли они единичные или кумулятивные смещения. Главный уступ Лепсы имеет высоту 7,4 м в месте пересечения р. Шынжылы по данным Кэмпбелл и др. [25]. Складчатые и надвиговые третичные отложения, 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) разлом Лепсы 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. Аяколь, 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 поперечно-слоистых песков, образующих верхнюю часть обнаженной речной последовательности Кэмпбелл и др. [25] подсчитали, что уступ, высота которого на этом участке составляет 5–7 м, сформировался в течение последних 400 лет до н.д. Более глубокие речные блоки, которые были деформированы деформацией мягких отложений, дали радиоуглеродный возраст 5328–4931 калиброванный радиоуглеродный год до н.д. [25]. Второй уступ высотой ~2 м к югу от Аякколь был врезан ныне заброшенным руслом реки, что позволяет предположить, что он образовался в результате более раннего землетрясения, которое привело к изменению русла реки. Шурф, вырытый в заброшенном речном русле, дал возраст OSL 2245 ± 480 лет и 1810 ± 400 лет, что позволяет предположить, что они могут быть загрязнены песками, полученными из более древних поднятых речных отложений, обнаженных в стенах соседнего русла [25]. К востоку от оз. Аякколь два уступа сливаются, образуя один уступ высотой ~9 м, который, как предполагается, является составной частью двух событий, учитывая, что два параллельных уступа имеют разный возраст (см. рис. 3.2) [25].

Результаты по возрасту Лепсинского разлома полученный в работе Кэмпбелл и др. не однозначны [25]. В одном месте (оз. Аякколь), где геоморфология указывает на единичный уступ и имеется подходящий материал для определения возраста, возраст уступа, по-видимому, не превышает 400 лет. На нескольких других участках, однако, 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, поднятые уступом на реке Шынжылы (см. рис. 3.2.а).

В районе оз. Аякколь также были обнаружены признаки деформаций мягких отложений возможного сейсмического происхождения, затронувших отложения, содержащие органический материал с возрастом 5328–4931 калиброванных радиоуглеродных лет.

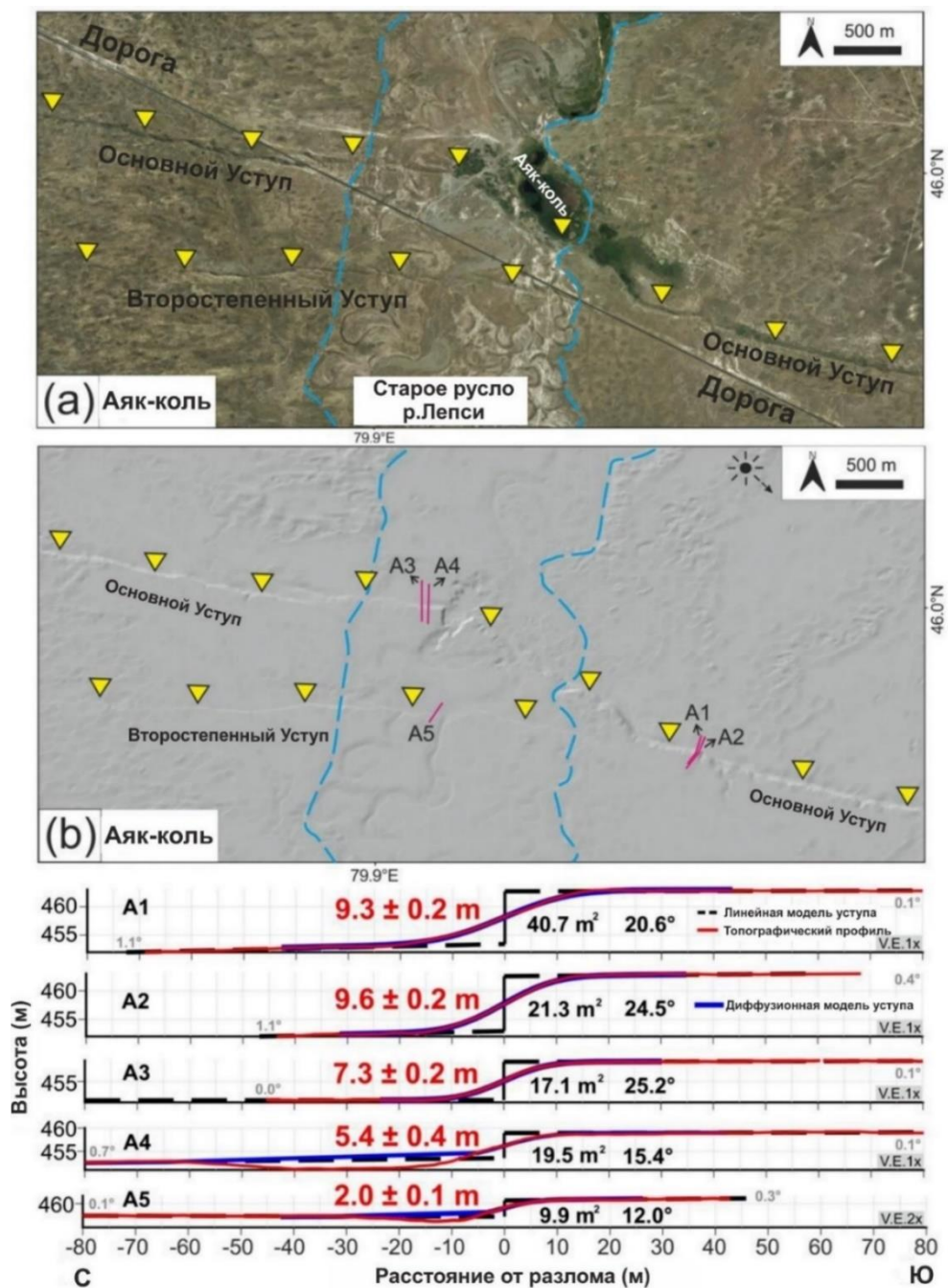


Рисунок 3.2 – Лепсинский разлом в районе оз. Аякколь: (а) спутниковый снимок Bing Map, (б) рельеф ЦМР НМА; синие пунктирные линии - старое русло р. Лепси; желтые стрелки - свежие уступы [25]. Ниже показаны пять дифференциальных топографических профилей GPS (A1-A5) с их высотой уступа (красный текст, 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 обратные 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 дает 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

Мы делим Джунгарский разлом на восемь секций на основе сегментации и 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.

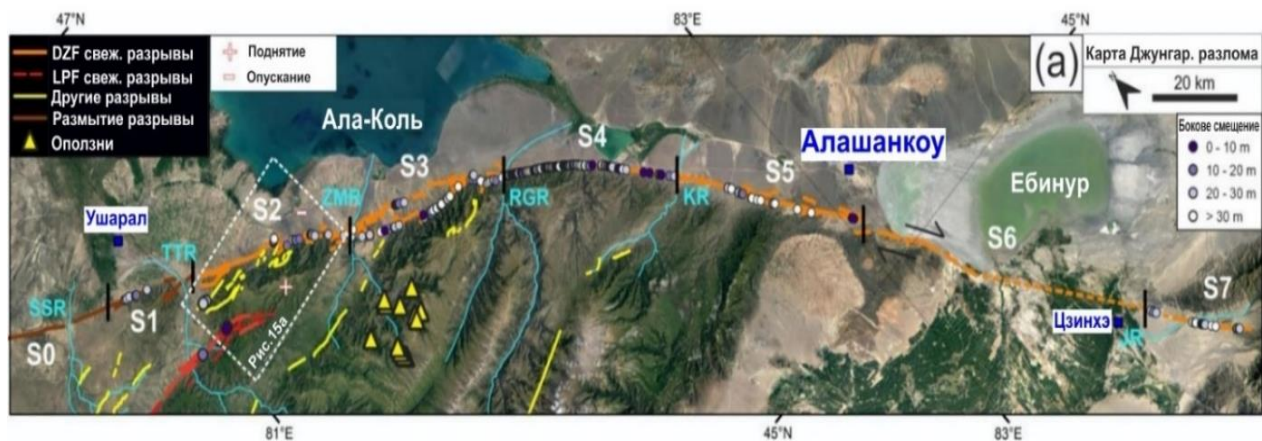


Рисунок 3.3 - Снимок Google Earth, показывающий Джунгарский разлом (DZF), и восточный Лепсинский разлом (LPF), а также вторичные разломы и нанесенные на карту оползни в горах Джунгарского Алатау. Измерения бокового смещения отмечены точками. Джунгарский разлом разделен на восемь сегментов с северо-запада 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 исследуем 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 одиночного скольжения в более северных и сложных наклонных участках скольжения (S2 и S3).

Таблица 3.1 - Характеристика сегментов Джунгарского разлома

Сегмент	Тип смещения	Непрерывность	Простираание	Длина (км)	Примечание
S0	Вертикаль- ные	хорошая	274°-300°	140	Разрушен- ные уступы
S1	Вертикаль- ные и боковые	хорошая	300°	20	Разрушен- ные уступы
S2	Вертикаль- ные и боковые	хорошая	300°	35	Много мелких ответвления
S3	Вертикаль- ные и боковые	хорошая	300°#	40	Основные две ветви
S4	В основном боковой	Сред.	306°-326°	40	Постепенное смена простираания
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					

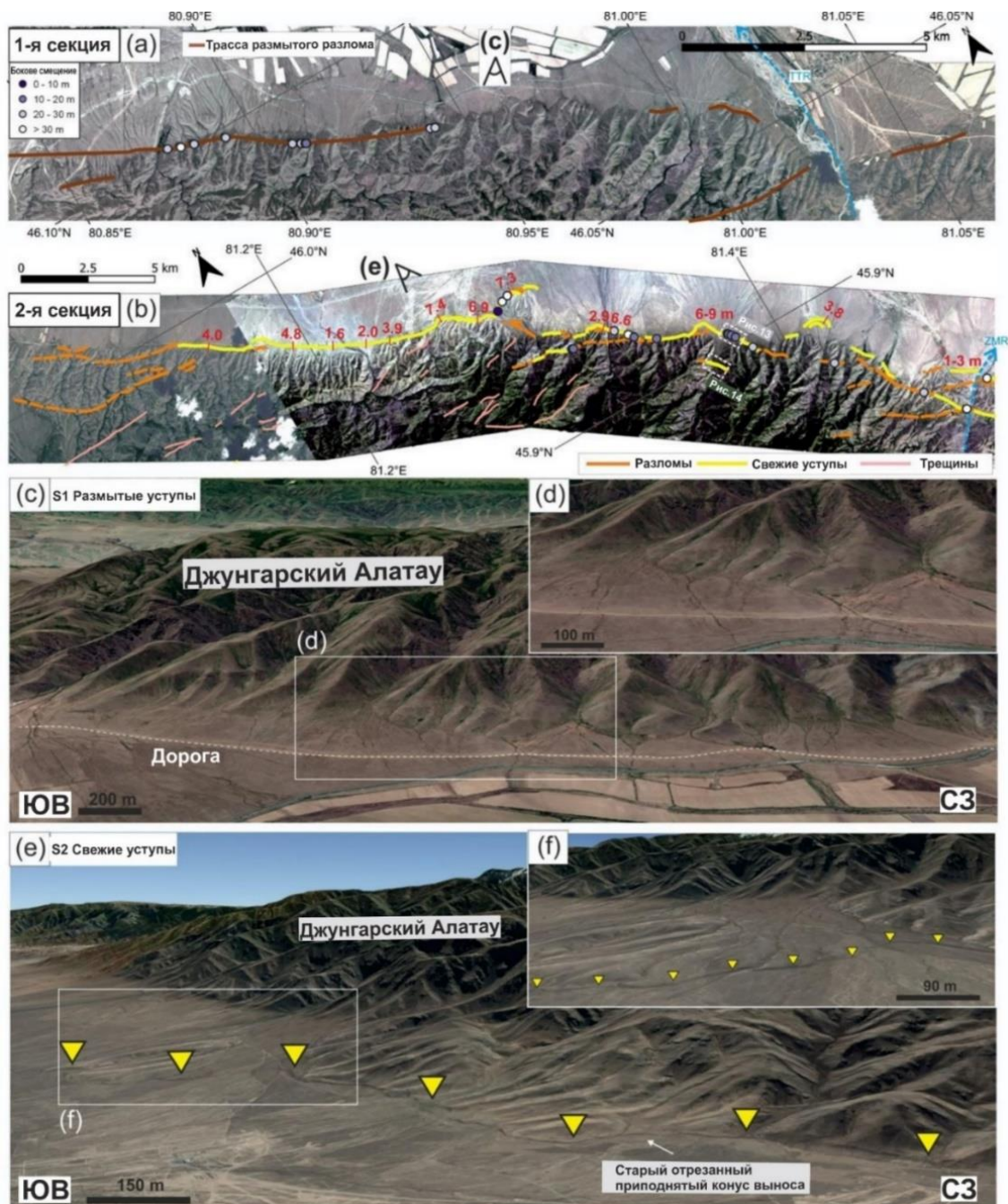


Рисунок 3.4 - Ортотрансформированные изображения Pliéades, показывающие (а) Сегмент 1 и (б) Сегмент 2 Джунгарского разлома с нанесенными на карту трассами разломов и смещениями (местоположения см. на рисунке 3.3, ТТР: р. Тентек, ZMR: р. Жаманты). Высоты свежих уступов отмечены красным текстом с короткими 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 потоков вдоль S7 расположены под углом (25° – 30°) к разлому, что затрудняет измерение точного смещения русел. Вертикальные смещения ограничены короткими транспрессионными и транстензионными участками [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 примыкании к бассейну озера Эбинур разлом становится трудно прослеживаемым, что заставляет нас выделить эту часть в отдельный участок S6 (см. рис. 3.5a). К югу от озера Эбинур следы разлома в основном скрыты широко распространенным сельским хозяйством. Тем не менее, мы обнаружили линейный след разлома прямо к югу от береговой линии и вероятный бассейн разрыва, следующий той же тенденции дальше на юг (см. рис. 3.5a-d), которые, возможно, зафиксировали разрывы на S6. К северу от озера виден разлом, прорезающий палеобереговую линию, но нет никаких геоморфологических особенностей, по которым можно было бы измерить боковые смещения.

Мы определили S5 как участок разлома от оз. Эбинур на север до р. Токты (см. рис. 3.6.b). Этот сегмент имеет 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 высококачественных боковых русел со смещением 7,9 м (см. рис. 3.6.i-j). Смещения по вертикали обнаруживаются только в пределах ретрансляционных зон. На второстепенных разломах имеются некоторые вертикальные смещения менее 1м, но боковых смещений не выявлено.

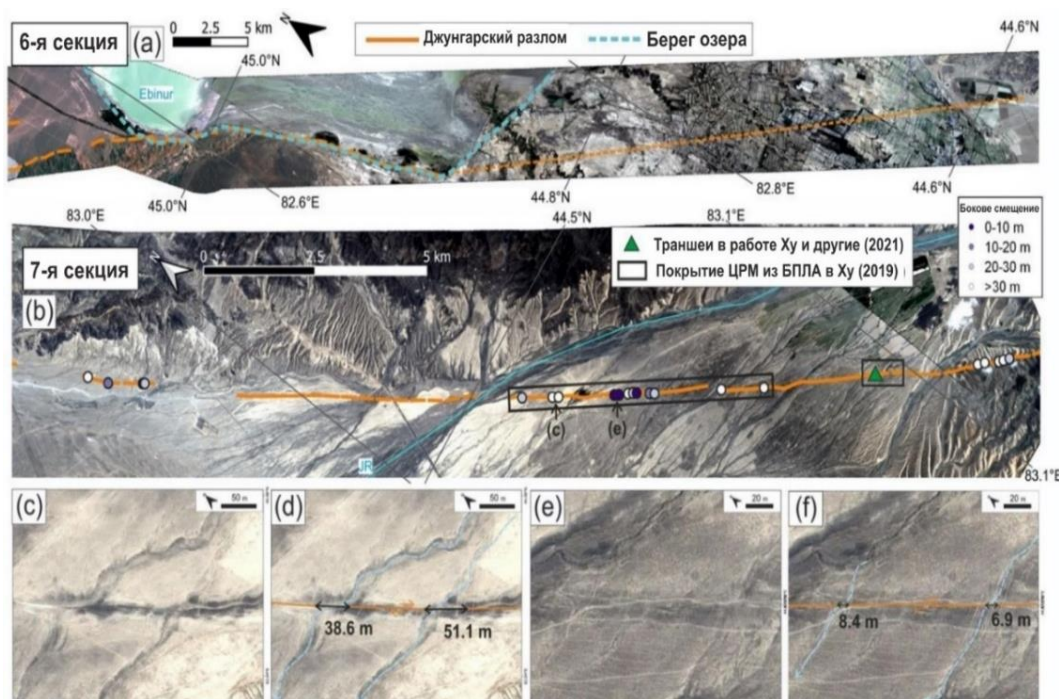


Рисунок 3.5 - Ортотрансформированное изображение Pliéades участков 6 (a) и 7 (b) с нанесенными на карту трассами разломов и местами измерения смещений. Максимальная протяженность береговой линии Эбинура показана синей пунктирной линией (a). Расположение траншеи и покрытие снимков с дронов высокого разрешения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

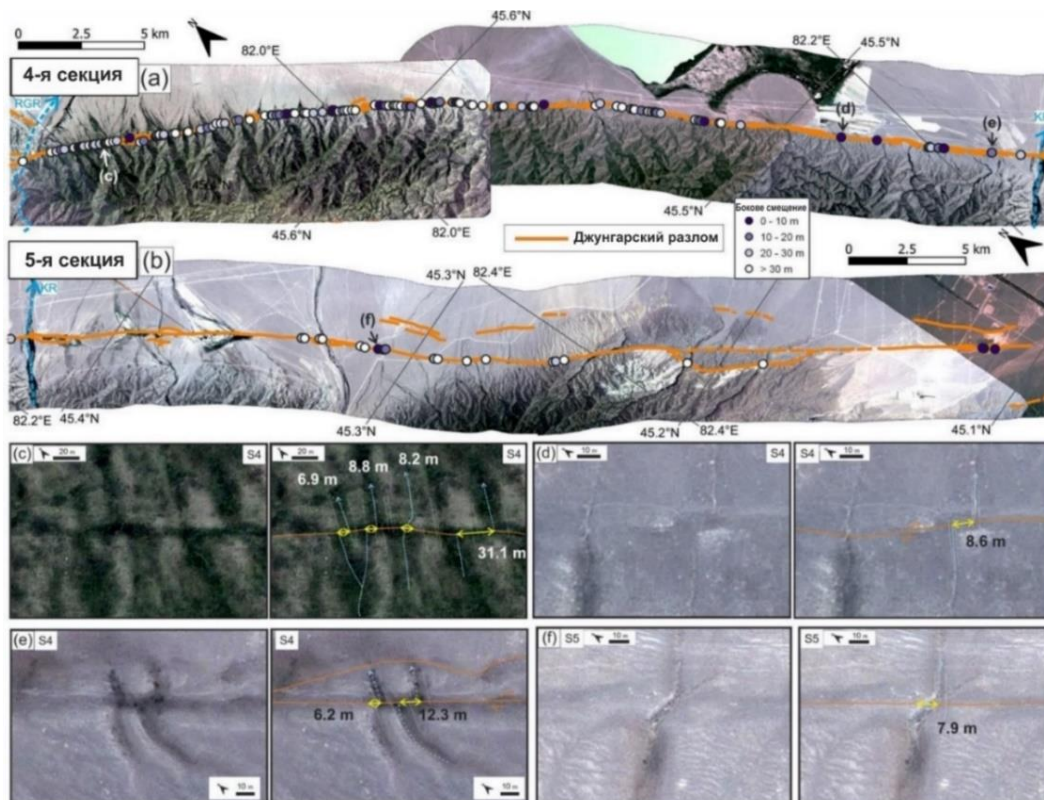


Рисунок 3.6 - Ортотрансформированные снимки Pléiades, показывающие секций S4(a) и S5(b) Джунгарского разлома с нанесенными на карту трассами разломов и местами измерения смещения. (c–f) Снимки Pléiades крупным планом, показывающие мельчайшие высококачественные смещенные каналы вдоль участков S4 и S5 со смещениями в метрах. В примере (e) показаны близко расположенные вероятные 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. Ырғайты, 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 сложной 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 м, 15,2 м и 23,7 м, которые, по нашему мнению, являются результатом подвижки при трех последних землетрясениях. Это соответствует подвижке на 8,8 м, 6,4 м и 8,5 м в самом последнем, предпоследнем и предпредпоследнем событиях соответственно (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.

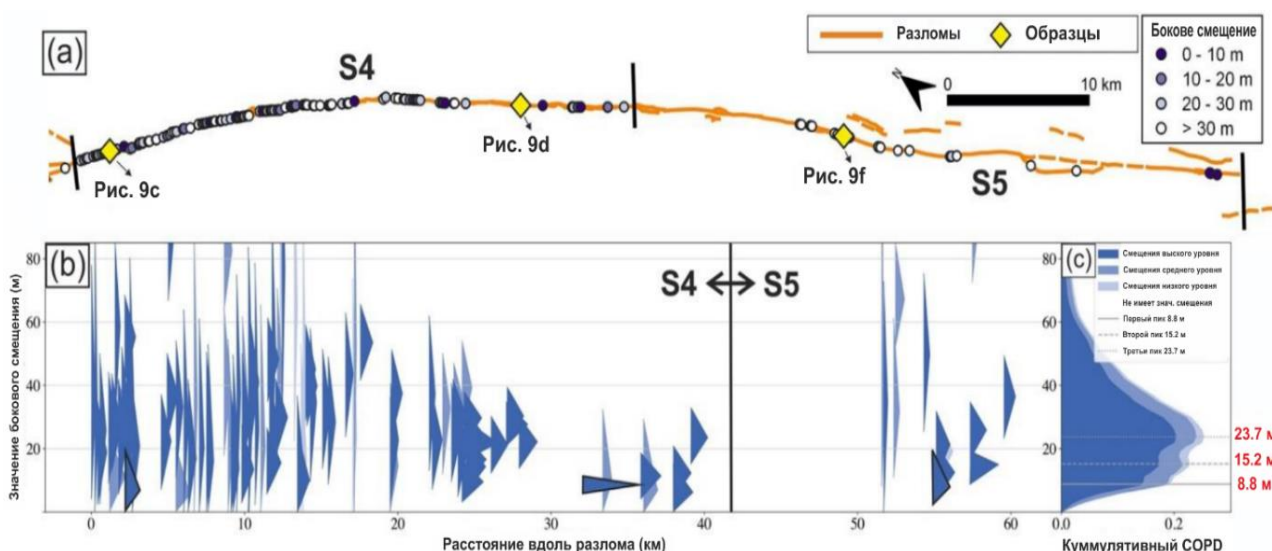


Рисунок 3.7 - Трасса участков S4 и S5 Джунгарского разлома (сверху) и График плотности вероятности смещения (COPD снизу) для 113 правосторонних каналов вдоль участков S4 и S5 S4 и S5.

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), полученных через этот уступ из цифровой модели, полученной с помощью беспилотника (см. рис. 3.9), показывают, что он имеет высоту $8-12$ м, за исключением профиля B4, где он составляет всего ~ 6 м. Мы отмечаем, что профиль B4 пересекает небольшой канал 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. Мы отобрали 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 $17,0 \pm 1,1$ тыс. лет (таблица 3.2), что должно предшествовать образованию уступов бассейна (см. рис. 3.9, e).

Морфологическое датирование уступов, за исключением профиля В4, дало средний возраст диффузии (кТ) $19,9 \pm 3,2$ м² и возраст уступа 6,5–3,5 тыс. лет (см. рис. 3.9, г).

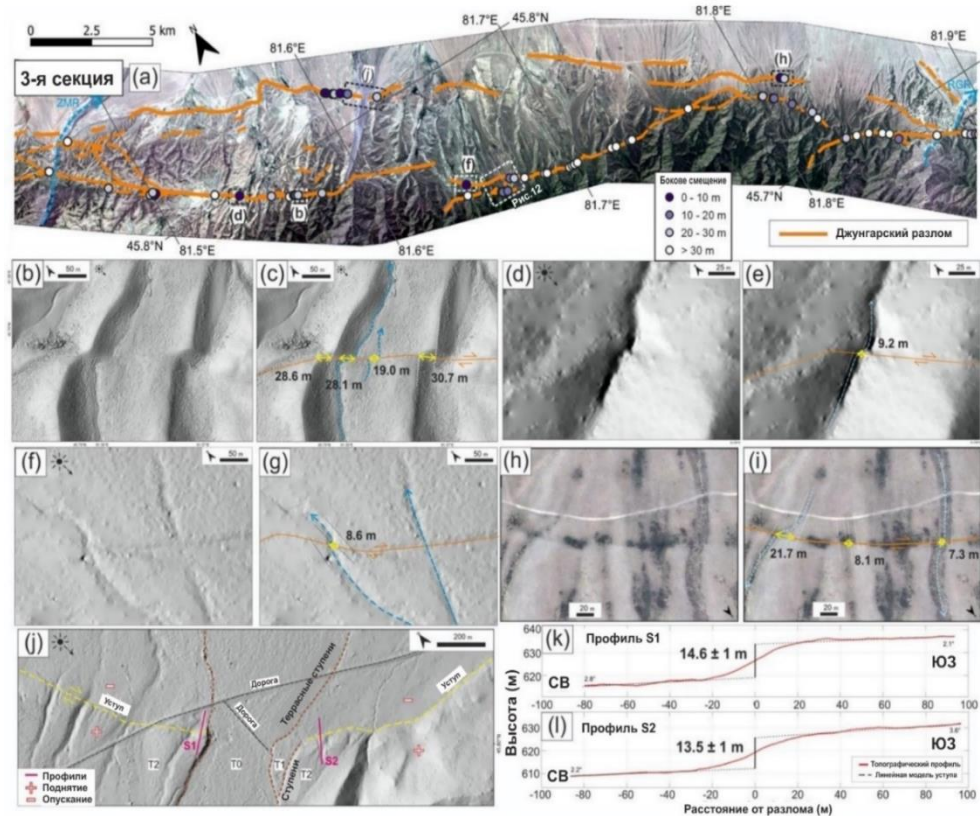


Рисунок 3.8 - (а) Ортоотраформированное изображение Pléiades, показывающий участок S3 Джунгарского разлома (см. местоположение на рисунок 3.3) с нанесенными на карту трассами разломов и измерениями смещения. (b)-(i) Ортоотраформированная и затененная топография, полученная из изображений Pléiades боковых смещенных каналов 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.

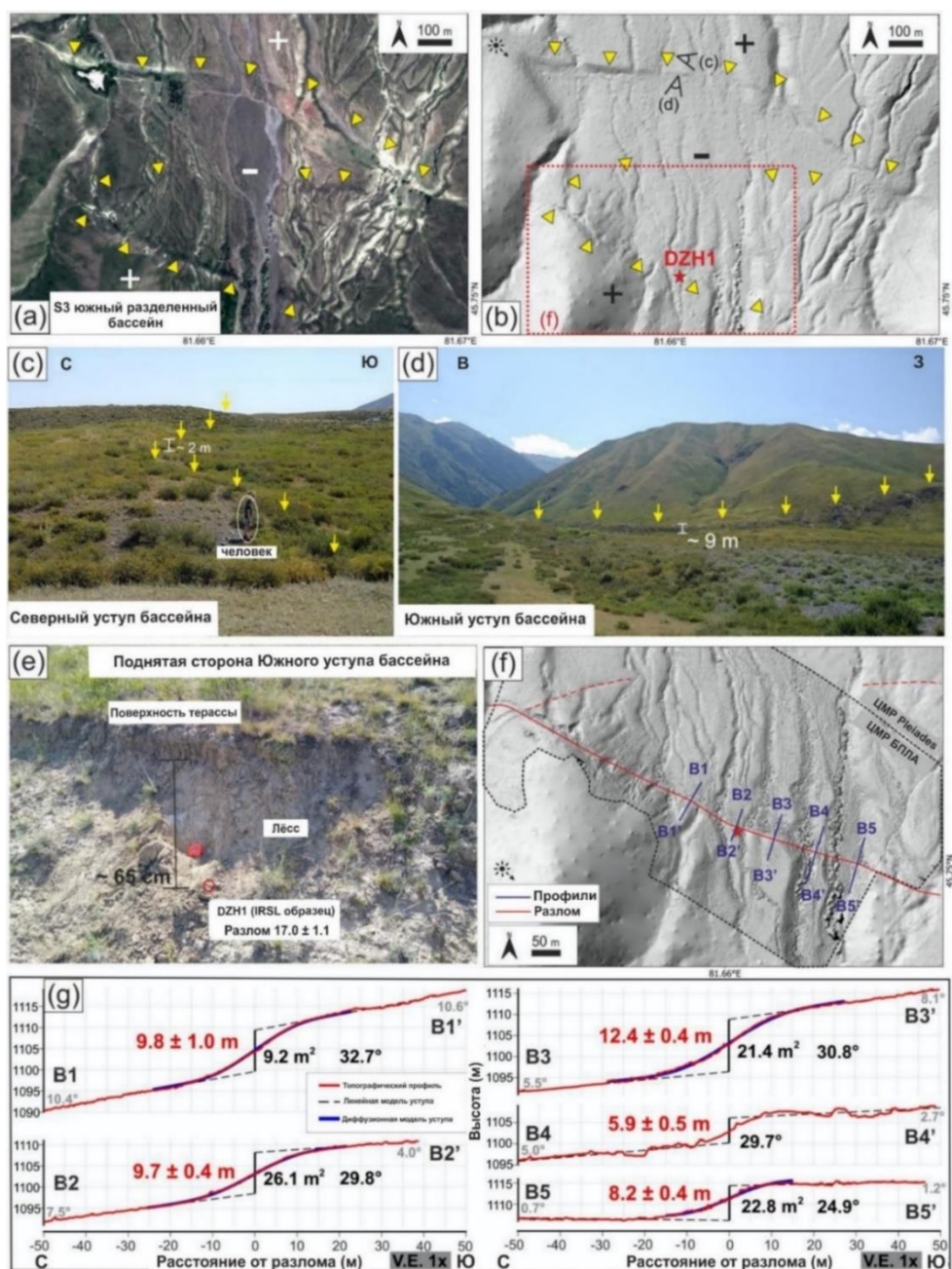


Рисунок 3.9 - Впадина вдоль Джунгарского разлома на сегменте S3 (местоположение см. на рисунке 3.8a). (a) Ортотрансформированные изображения Pléiades с уступами, показанными желтым цветом. (b) Топография с затененным рельефом, полученная из снимков Pléiades, с обозначением места отбора образца DZH1 (красная звездочка). (c и d) Полевые фотографии северного и южного уступов бассейна (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 простираем 300° . Разлом 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 потенциального смещения во время последнего события. Джунгарский разлом пересекает верхнюю (T2) и нижнюю (T1) аллювиальные поверхности, примыкающие к активной речной террасе (обозначенной T0 на рисунке 3.10c), которые были смещены разломом в косом направлении. Потоки на верхней поверхности, по-видимому, были смещены примерно на 12 м, при этом один из них потенциально имеет смещение на целых 15,7 м (см. рис. 3.10d). Уступ между террасами T2 и T1 смещен вправо на 13 м. На T1 отсутствуют надежные маркеры бокового смещения, вероятно, покрытого осадконакоплением в опущенной стороне. Шесть топографических профилей, извлеченных из модели SfM, полученной с помощью БПЛА, показывают одну ступень без скоса и с одинаковой высотой, в среднем $\sim 7,9$ 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. Сходство высоты уступов T1 и T2 на участке Медвежьей реки, а также сходство правостороннего смещения ручьев на поверхности T2 и уступа T1-T2 позволяют предположить, что обе террасы испытали одинаковое смещение.

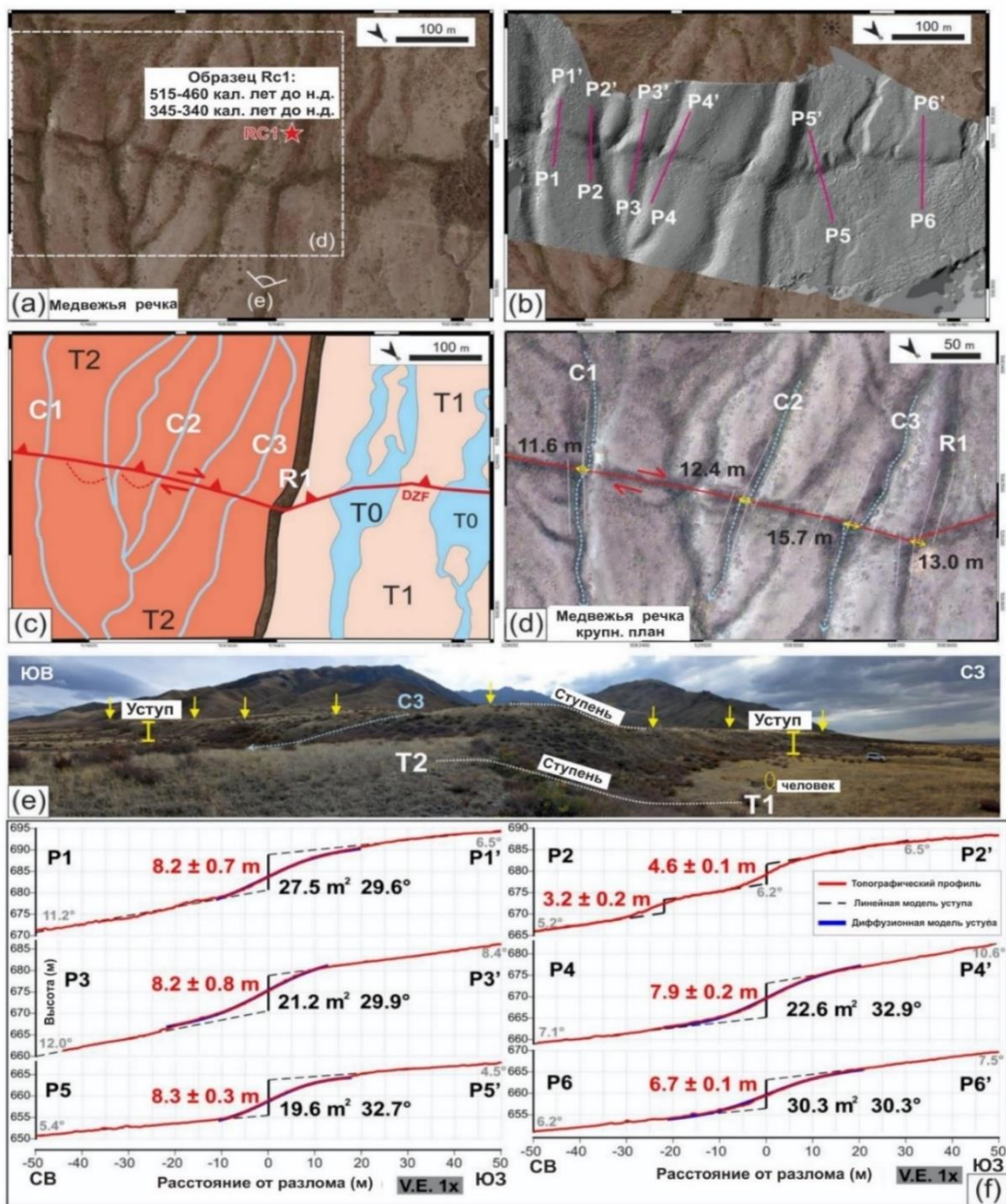


Рисунок 3.10 - (а) Ортотрансформированные снимки Pléiades, показывающие уступы и смещенные русла разлома на участке Медвежья река (81,37° в. д., 45,90° с. ш.) в пределах участка S2 (см. рисунок 3.11). Местоположение образца RC1 (красная звезда) и его возраст указано на рисунке (а). ЦМР, полученный с помощью БПЛА, показывающая тот же вид, что и на рисунке (а) 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 $24,2 \pm 1,8$ 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. 3.10а), и были получены радиоуглеродные возрасты 515–460 и 345–340 калиброванных радиоуглеродных лет (таблица 3.2).

Выше основного уступа р. Медвежья обнаружен второй уступ высотой $4,4 \pm 0,6$ м (см. рис. 3.11а, 3.11b). Этот уступ имеет возраст диффузии $15,9 \pm 2,9$ м², что предполагает возраст уступа 5,3–2,7 тыс. лет (см. рис. 3.11b). Другая проба улиток (RC2), залегающая в речных отложениях на глубине ~1 м на взброшенной, южной стороне разлома, дала радиоуглеродный возраст 3975–3835 калиброванных радиоуглеродных лет (см. рис. 3.11с, b и 3.11d, таблица 3.2).

Мы измерили высоту уступа по сегменту S2 по топографическим профилям с помощью цифровой модели рельефа, полученной из снимков Pléiades, в основном в местах, где уступ пересекает водосборы малых рек. Мы обнаружили устойчивые уступы высотой 6–9 м для южных двенадцати километров S2 (см. рис. 3.4b), включая участок реки Медвежья, как описано выше. Отдельные более низкие уступы высотой 1–4 м расположены на небольших выступах, а не на основном разломе. Отсутствие на главном разломе уступов менее 6–9 м, несмотря на широкую сохранность уступов и обилие молодых аллювиальных отложений, позволяет предположить, что уступы 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 единичном происхождении уступов высотой $1,6 \pm 0,2$ м. «Свежие» уступы заканчиваются на переходе от S2 к S1, при этом морфология S1 и S0, как описано ниже, гораздо более сглаженная.

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	$3.91 \pm$ 0.24	$17.0 \pm$ 1.1

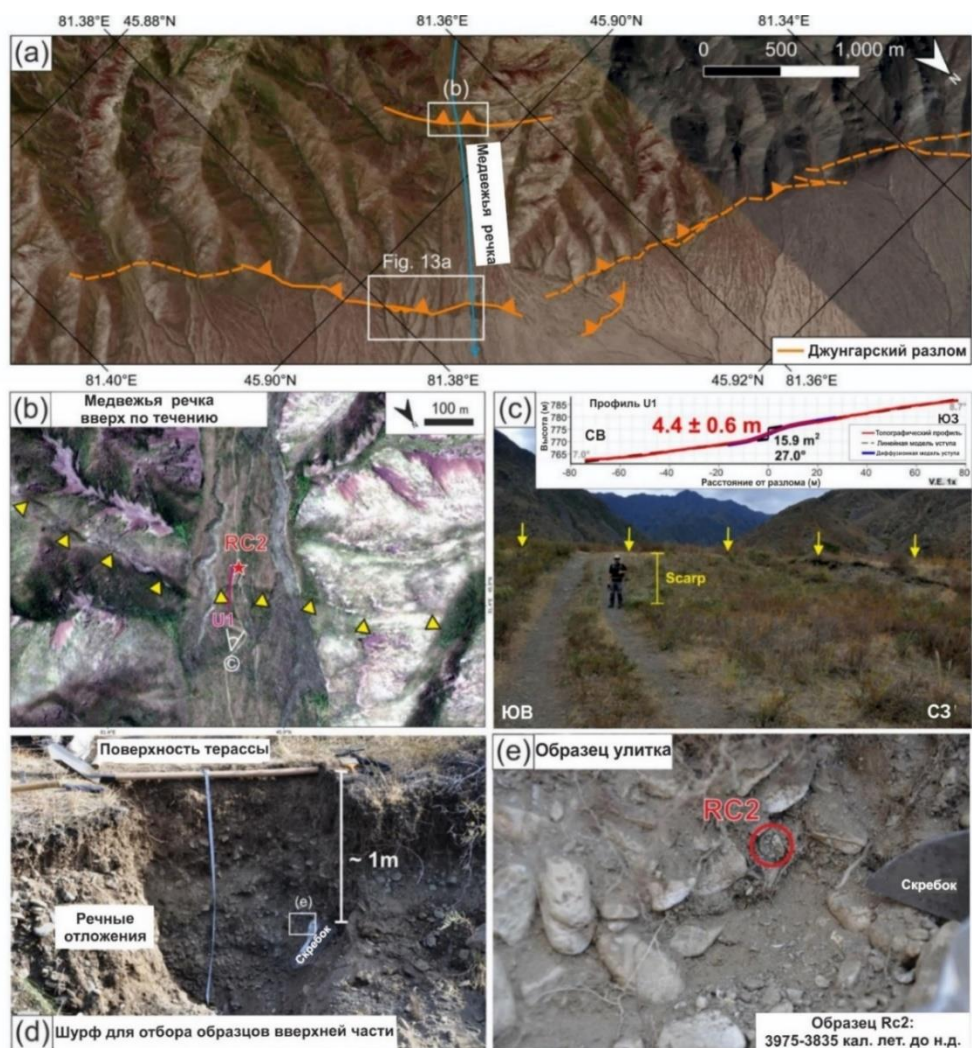


Рисунок 3.11 - (а) Ортотрансформированные изображения Pléiades, показывающие второй уступ (желтые стрелки) вверх по течению от участка Медвежья река (81,36° в.д., 45,90° с.ш.). Место отбора образца RC2 отмечено красной звездой, короткая красная линия - профиля dGPS. (с) Полевая фотография уступа с топографическим 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.

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. простираем 300° . На участке S1 общий рельеф составляет до 600 м с несколькими правыми смещениями около 20–30 м, 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

Резкое уменьшение высоты уступа с 6–9 м до менее 4 м в пределах участка S2 совпадает со значительным косым разломом и связанным с ним разломом, который проходит в направлении 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 возраст 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. 3.13a - 3.13g). Оползни сошли на крутых западных и северных склонах, а обломки образовали небольшие озера на дне прилегающих долин.

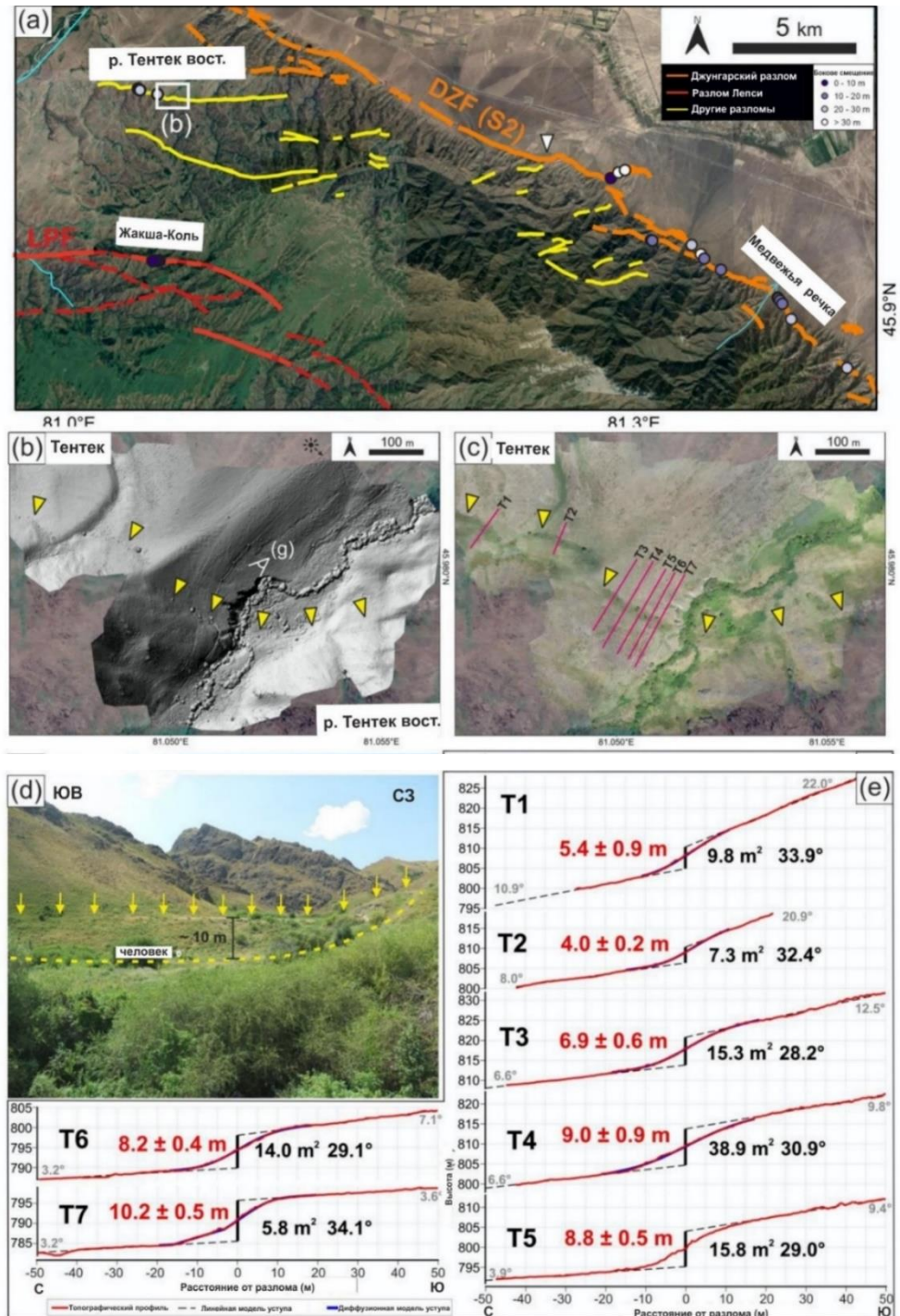


Рисунок 3.12 - (а) Снимок Bing Map, показывающий зону перехода между Лепсинским и Джунгарским разломами. Белым треугольником отмечен переход, где высоты свежих уступов Ю2 падают с 6–9 м до <4 м. (b, c) Топография

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 вверху и пунктирной линией внизу. (e) Семь профилей Т1-Т7 с результатами датирования их морфологических уступов.

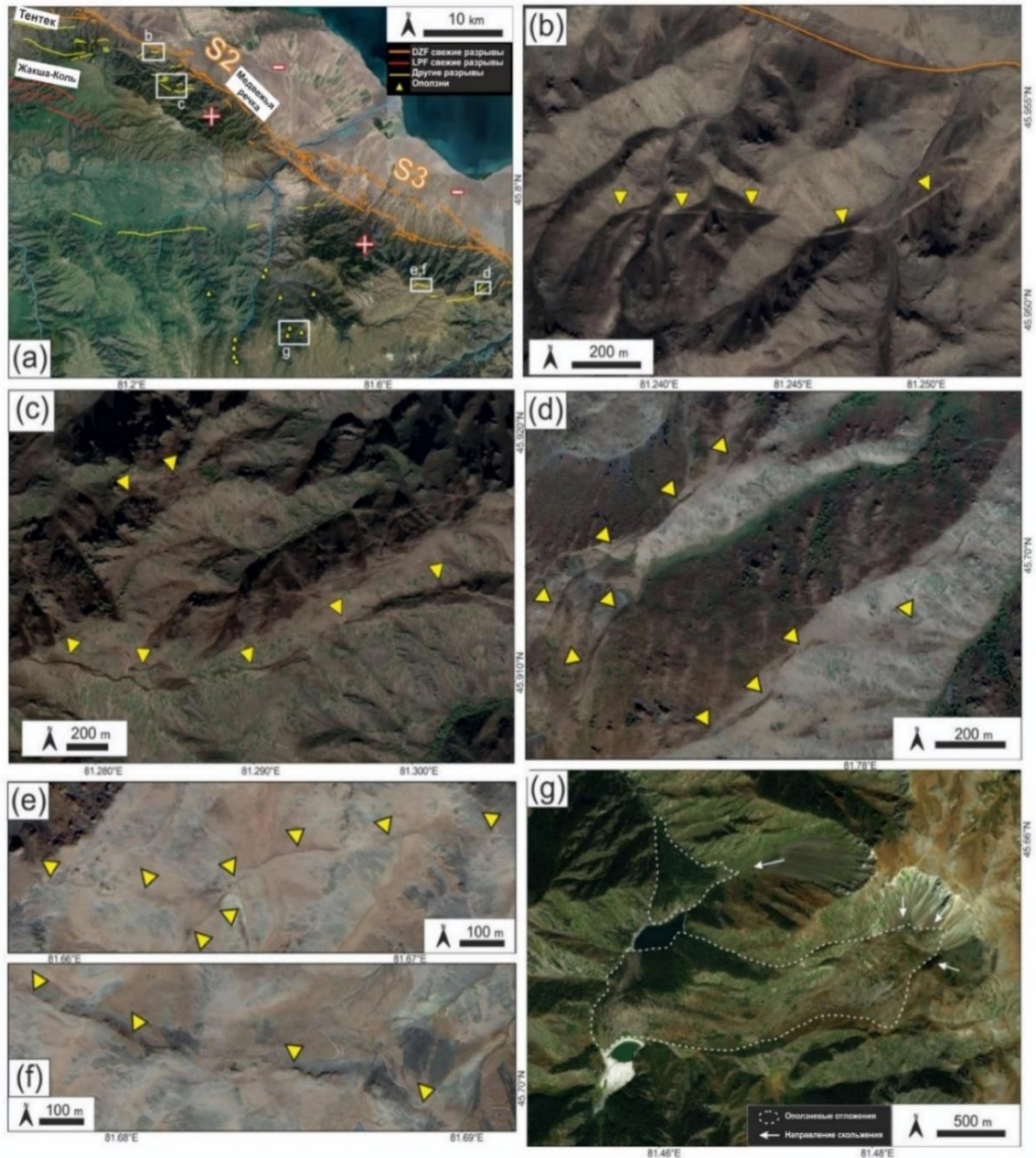


Рисунок 3.13 - (a) Снимок BingMap, показывающий северный Джунгарский Алатау с нанесенными на карту следами разломов и оползней. (b-f) Снимки Google Earth, на которых видны свежие трещины (отмечены желтыми

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, делится на восточную, центральную и западную части. Наблюдаются вертикальные смещения вдоль всей его длины, с выраженным правым боковым компонентом лишь в нескольких участках. Восточная часть разлома находится в горной местности, где высотные уступы и изменения русла рек свидетельствуют о тектонической активности. Центральная часть проходит у подножия горы Шыбынды, а к западу от реки Тентек обнаружены уступы с правосторонним смещением. На западном конце разлома образуется перегиб, сопровождаемый уступами, обращенными на юг. На периферии разлома свидетельства его активности менее выражены. Морфологическая датировка уступов показывает их возраст около 5,3–3,5 тысячи лет, подчеркивая их долговременную активность. 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, учитывая изменения геоморфологии и направления сдвига вдоль разлома. Эти 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 отличие от этого, сегмент S2 обнаруживает хорошо сохранные уступы, что указывает на наличие единичного землетрясения, 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

Мы описали признаки молодых геоморфологических смещений, которые интерпретируем как результат одиночных землетрясений вдоль Джунгарского и Лепсинского разломов, а также ряда косых разломов, занимающих горную область между ними. Южные части Джунгарского разлома (сегменты S7-S4) имеют простирание $\sim 328^\circ$ и являются преимущественно правосторонними сдвигами. Сегмент S3 имеет простирание $\sim 300^\circ$ и представляет собой косой сдвиг с правосторонней взбросовой составляющими, расчлененными на параллельные структуры, разделенные расстоянием до 6 км. Сегмент S2 представляет собой одиночный кососдвиговый разлом с ответвлениями на западе вглубь Джунгарского Алатау. Сегменты S1 и S0, по-видимому, не реактивировались с момента отложения самой молодой широко распространенной аллювиального конуса выноса, который не смещен разломами вдоль этих участков. Кэмпбелл и др. [25] оценили подвижку в восточной части Лепсинского разлома в 8,2–13,8 м и азимут вектора подвижки $317\text{--}343^\circ$ на месте, где они могли измерить как вертикальную, так и латеральную составляющие подвижки, а также оценили угол погружения разлома (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 сдвиг является преимущественно правосторонним, заставляют нас предположить, что азимут вектора подвижки постоянен на протяжении Джунгарского и Лепсинского разломов, как видно из других разрывов со значительными изменениями простирания, таких как землетрясение на разломе Денали 2002 г. и землетрясение Чи-Чи 1999 г. [179, 178].

Для оценки распределения подвижки, представляющей самый последний поверхностный разрыв вдоль Джунгарского разлома, мы используем разные подходы на юге и севере. На юге (сегменты S7-S4), где подвижка

преимущественно правосторонняя, мы используем спутниковые снимки высокого разрешения для выявления и измерения многочисленных смещений водотоков, что дает среднее правостороннее смещение 8,8 м (рисунок 3.7). Хотя мы находим водотоки со смещением менее 6 м на участке S5 возле Алашанькоу, как упоминалось в [36], они в основном расположены в районе с многочисленными разломами. Таким образом, мы предполагаем, что широко распространенное смещение $\sim 6-9$ м, обнаруженное вдоль участка S7-S4, где разлом имеет единственный поверхностный след, лучше отражает самый последний поверхностный разрыв вдоль основного разлома. На участке S2 обнаружены уступы высотой 6 – 9 м, которые, по-видимому, являются результатом единичного разрыва, 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. Наименьшее боковое смещение, обнаруженное на сегменте S2, близко к самому большому в мире косейсмическому чистому сдвиговому смещению, составляющему $\sim 15,5$ м [180], а с учетом компоненты косога сдвига на S2 общее сдвиговое смещение будет еще выше. Если принять азимут вектора подвижки 328° , эти измерения дают подвижку 14,7–19,9 м по плоскости разлома, падающей на юг под углом $39-55^\circ$ (см. рис. 4.1). Для сегмента S3 сложность разломов затрудняет оценку чистой подвижки, хотя минимальные боковые смещения 7,3–9,2 м были обнаружены вдоль основного сегмента сдвигов. Предполагая, что разлом падает под углом 47° на юг, так как он имеет такой же угол падения, что и участок S2, среднее простирание 300° и азимут вектора подвижки 328° , мы вычисляем сдвиг по разлому на 9,3–11,7 м. Аналогичный подход мы используем для оценки подвижки через уступы 6,9–10,2 м на Восточном участке р. Тентек, в переходной зоне между Джунгарским и Лепсинским разломами. Этот разлом параллелен разлому Лепсы с простиранием 280° . Мы оцениваем подвижку разлома в 10,4–15,4 м, предполагая азимут вектора подвижки 328° и падение разлома 50° , как это было обнаружено для соседнего разлома Лепсы [25]. Эти значения предполагают боковое

смещение 5,2–7,7 м. Подборка геометрии разломов и оценка подвижек для каждого участка приведены в таблице 4.1.

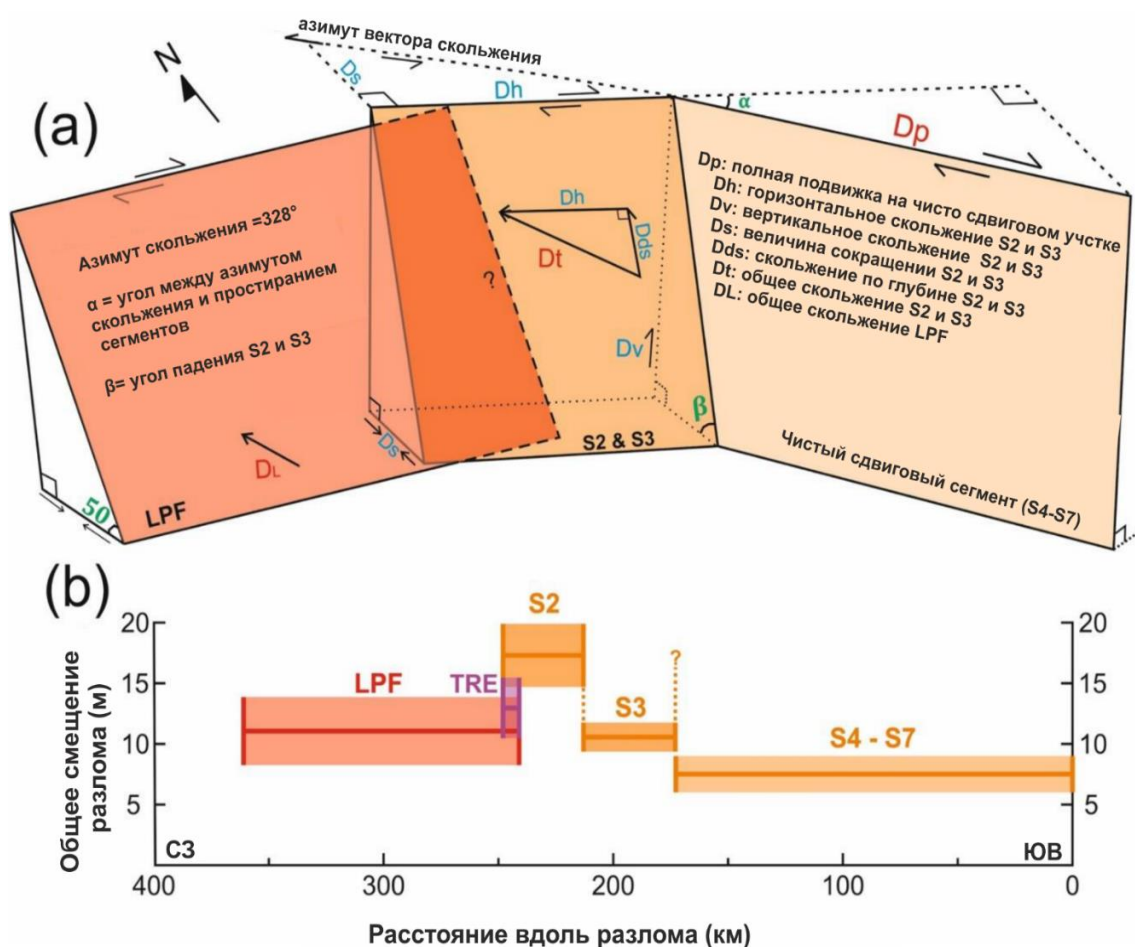


Рисунок 4.1 - (а) Эскиз, показывающий упрощенную геометрию разлома, включая разлом Лепсы и сегменты S2-S7 Джунгарского разлома. Подвижка на участках S2 и S3, которые включают существенные вертикальные и горизонтальные составляющие, оценивается с учетом постоянного азимута вектора подвижки 328° для всех участков. (б) Сдвиг разломов на разных сегментах этой системы с несколькими разломами, включая Джунгарский разлом (оранжевый), Лепсы (красный) и Восточные уступы реки Тентек (TRE).

Таблица 4.1 – Два сценария образования разрыва

Сегмент (участок)	Длина, км	Простиране	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 разлома Лепсы взяты из работы Кемпбел и др.
[#]SRL- долина поверхностного разрыва
[^] Mw рассчитано по формуле $Mw=7.04+0.89\log(AD)$ из [20]
⁺ Mw рассчитывается по формуле $\log(SRL)=-2.943+0.681Mw$ из [41]
TRE- восточнее реки Тентек

Непрерывность уступов вдоль Джунгарского разлома, их свежая морфология и большие интерпретируемые единичные смещения указывают на землетрясение, которое разрушило большую часть разлома, от сегмента S7 на юге до сегмента S2 на севере, на протяжении не менее 250 км. В целом, подвижка разлома в результате самого последнего события на Джунгарском разломе, по-видимому, увеличивается с юго-востока на северо-запад с наибольшей подвижкой в центральном сегменте S2 и, возможно, S3, где у нас нет ограничений на однократное смещение для обеих ветвей. Эта область сильного смещения находится на переходе от места, где разломы меняются с северо-запада-юго-востока на почти запад-восточное простирание. Он также примыкает к зоне косых разломов, ответвляющихся на запад от Джунгарского разлома в сторону разломов Тентек и Лепсы. Хотя нет прямой связи разрывов между Джунгарским и Лепсинским разломами, каждый из широко распространенных голоценовых разломов между ними разделен не более чем на 3 км, что повышает вероятность того, что два основных разлома разорвались одновременно во время одного землетрясения, которое могло бы иметь длину разрыва не менее 375 км.

Относительно сложные модели множественных разломов наблюдались в ряде недавних событий, когда произошло смещение по нескольким косым или разветвленным системам разломов, например, при землетрясении Ландерс 1992 г. [117], Дарфилдском землетрясении 2010 г. [181] и землетрясении Каикоура 2016 г. [182]. В последнем примере наблюдались крупные (> 10 м) многочисленные разрывы со сменой смещения от сдвигового к надвиговому движению вдоль простирания [182, 183], что аналогично сценарию, который мы представили здесь. Отметим, что нельзя сбрасывать со счетов сценарии с меньшей длиной разрыва, а также рассматриваем сценарий, при котором Джунгарский разлом разорвался один во время своего последнего землетрясения из сегментов S7-S2 с длиной разрыва 248 км.

4.1 Хронология землетрясений

Имеются относительно ограниченные данные о времени самого последнего события на Джунгарском и Лепсинском разломах. Наиболее подробная палеосейсмологическая информация на данный момент получена в работе [36], которые выделяют четыре события вдоль сегмента S7 (см. рис. 4.5b), с самым последним разрывом после 6,6 тыс. лет назад, предпоследним событием в диапазоне 12,2–6,6 тыс. лет назад, третьим в диапазоне 19,4–17,3 тыс. лет назад и четвертый либо до ~ 19,4 тыс. лет назад, либо занимает тот же диапазон 19,4–17,3 тыс. лет назад, что и следующее событие [36] дают среднее время повторения ~4-6 тыс. лет назад. Из наших полевых исследований у нас есть единственный образец IRSL DZH1 со смещенной террасы вдоль S3, который датируется 12 тыс. лет назад, что должно предшествовать самому последнему событию (см. рис. 4.9).

На первичном и вторичном уступах на участке Медвежья река (сегмент S2) две пробы радиоуглерода (RC1 и RC2) с одной и той же смещенной террасы дают возраст ~400 лет до н.д. (см. рис. 4.10 и 4.11). Мы отмечаем, что оба наших образца улиток для радиоуглеродного датирования могут не отражать возраст заброшенной террасы, поскольку вполне вероятно, что они врывались в слой гравия спустя долгое время после отложения гравия. Наши результаты по возрасту, хотя и ограниченные, могут быть совместимы с результатами [36], если мы предположим, что более старый (~ 4000 лет до н. д.), а не более молодой (~ 400 лет до н. д.) возраст участка Медвежьей реки более репрезентативен для возраста отложений террасы. В этом случае наши возрастные данные подтверждают наличие единственного крупного землетрясения вдоль Джунгарского разлома, произошедшего в течение последних ~4 тыс. лет. Возможно, это единственное землетрясение, произошедшее за последние ~17 тыс. лет, если считать уступы вдоль пулл-апарт-бассейна на S3, показанные на рисунке 4.9, результатом одного события, на что указывает отсутствие откоса в верхней части уступа. 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 вдоль разлома Лепсы в течение последних 400 лет, которое они условно относят к землетрясению 1716 г., описанному в каталоге Мушкетова и Орлова [96]. Доказательства 400-летнего возраста происходят из одного места (Аякколь). Однако наша морфологическая датировка предполагает, что уступы на Аякколе могут быть значительно старше, в диапазоне 7,4–3,5 тыс. лет назад. На нескольких участках Кэмпбелл и др. [25] находят доказательства деформации в более древнем диапазоне: запрудные отложения возле оз. Жаксыколь датируются не менее 2000 лет назад, 5000-летние речные отложения подняты уступом р. Шынжылы, деформация мягких отложений на Аякколе затронула отложения, датированные 5328–4931 калиброванными радиоуглеродными годами до н.д. Таким образом, имеющиеся данные о возрасте указывают на разрыв Лепсинского разлома в течение последних ~ 5000 лет, но требуют, чтобы разрыв <400 лет, ранее интерпретированный на Аякколе, был слишком молодым. Необходимы дальнейшие исследования, чтобы подтвердить, являются ли молодые возрасты на Аякколе ошибочными или же профили уступов кажутся аномально старыми.

Таким образом, большинство имеющихся свидетельств согласуется с единственным разрывом вдоль Джунгарского и Лепсинского разломов, который сместил террасы возрастом всего 4000 лет и вызвал затопление уступов в течение как минимум 2000 лет. Более позднее землетрясение в течение последних 400 лет могло произойти вдоль разлома Лепсы, о чем свидетельствует датировка на Аякколе, но морфологические уступы на всех наших участках, в том числе и вдоль разлома Лепсы, составляют 10–26 м², что указывает на начало деградации уступа в интервале 6 – 2 тыс. лет назад.

Анализ графика плотности вероятности смещения (COPD) для южных участков Джунгарского разлома дал пики смещения на 8,8 м, 15,2 м и 23,7 м, которые, как мы сделали вывод, представляют подвижку во время последних

трех землетрясений с величинами 8,8 м, 6,4 м и 8,5 м соответственно. Ху и др. [36] интерпретируют три или четыре землетрясения 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 последнее событие ближе к 4000 или 2000 лет назад. Если последние три землетрясения имели среднее смещение 23,7 м и если эти землетрясения произошли в течение последних 19,4–17,3 тыс. лет со средним интервалом повторяемости 4–6 тыс. лет, предполагаемая скорость бокового сдвига составит 1,2–1,4 мм/год и возраст $25,7 \pm 5,8$ тыс. лет для смещения ~ 50 м, измеренного Кэмпбелл и др. [73] правдоподобно.

4.2 Магнитуды землетрясений и масштабирование

Рассмотрены вероятные магнитуды по двум сценариям палеоземлетрясений. Первый сценарий (RS 1) предполагает, что Лепсинский разлом, Джунгарский разлом и разломы в переходной зоне между ними образовались во время одного землетрясения. В Сценарии разрыва 2 (RS2) только сегменты S2-S7 Джунгарского разлома разорвались вместе. Для расчета используем эмпирические отношения 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_o), высвобождаемого каждым сегментом разрыва:

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

Где μ — модуль сдвига 3×10^{10} Нм², D — среднее смещение, а A — площадь разрыва на плоскости разлома [184, 185]. 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 M_w 8,1–8,4 для первого сценария (RS1) и M_w 7,9–8,2 только для Джунгарского разлома (RS2). Диапазоны расчетных моментных магнитуд аналогичны полученным в Чиликском 1889 (M_w 8,0–8,3) и Чон-Кеминском (M_w 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 $4,0 \times 10^{-5}$ – $5,5 \times 10^{-5}$, а комбинированный Лепсинско-Джунгарский разрыв дает отношение $2,6 \times 10^{-5}$ – $3,7 \times 10^{-5}$. 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, сформировавшийся с палеозоя [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 [1876, 1867]; однако подборка сильных землетрясений в Тянь-Шане и Монголии в этом исследовании и некоторые примеры стабильных континентальных землетрясений [188], 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 выше 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. Расчеты магнитуды землетрясения 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 известном в Джунгарии сильном землетрясении 1715 г. Однако есть основания считать, что это два разных события. В каталоге, изданном в Китае [189], существует информация о землетрясении 1716 г. с магнитудой 7,5 (Текесское землетрясение). 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 [189] имеется карта изосейст (см. рис. 4.3), где показана линия разрыва при землетрясении и изосейсты балльности с пунктами на территории Китая и Казахстана, в которых согласно архивным материалам зафиксированы разрушения. Отмечены зоны обрушений, обвалы, оползни при этом землетрясении, а также положение разрыва в очаге [189]. По наблюдаемым палеосейсмодислокациям и данным о сотрясениях с большой долей вероятности оконтурена эпицентральная зона.

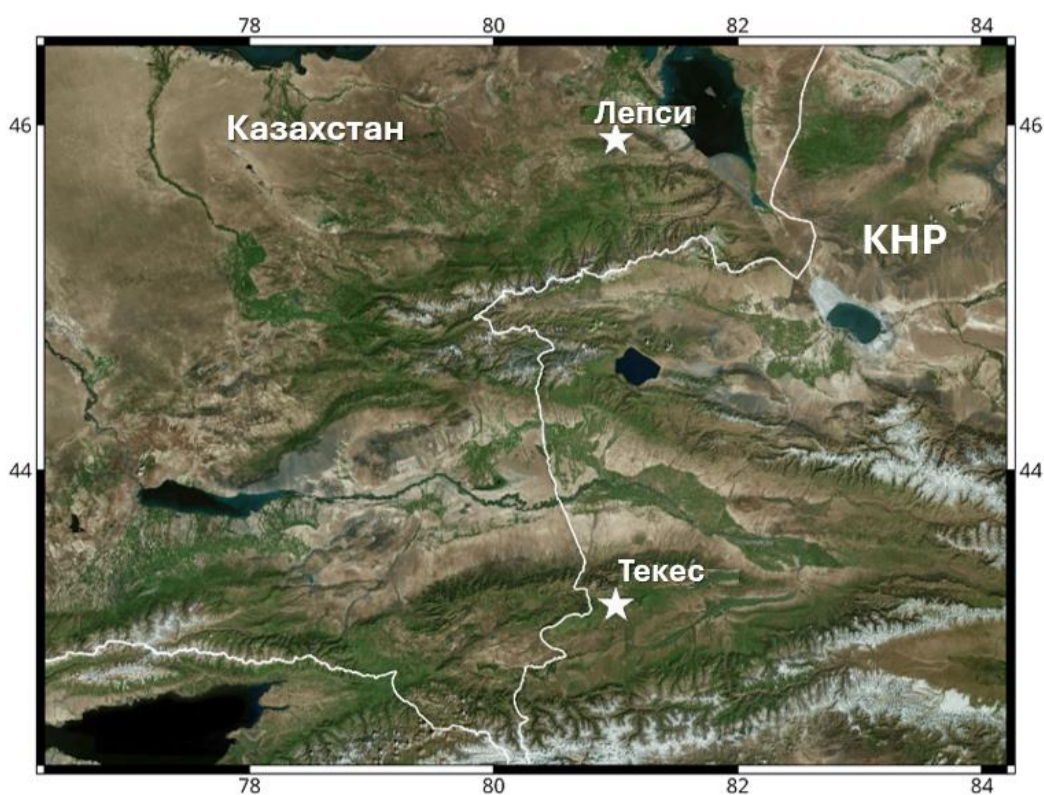


Рисунок 4.2 - Расположение эпицентров Лепсинского и Текесского землетрясений на карте Google.

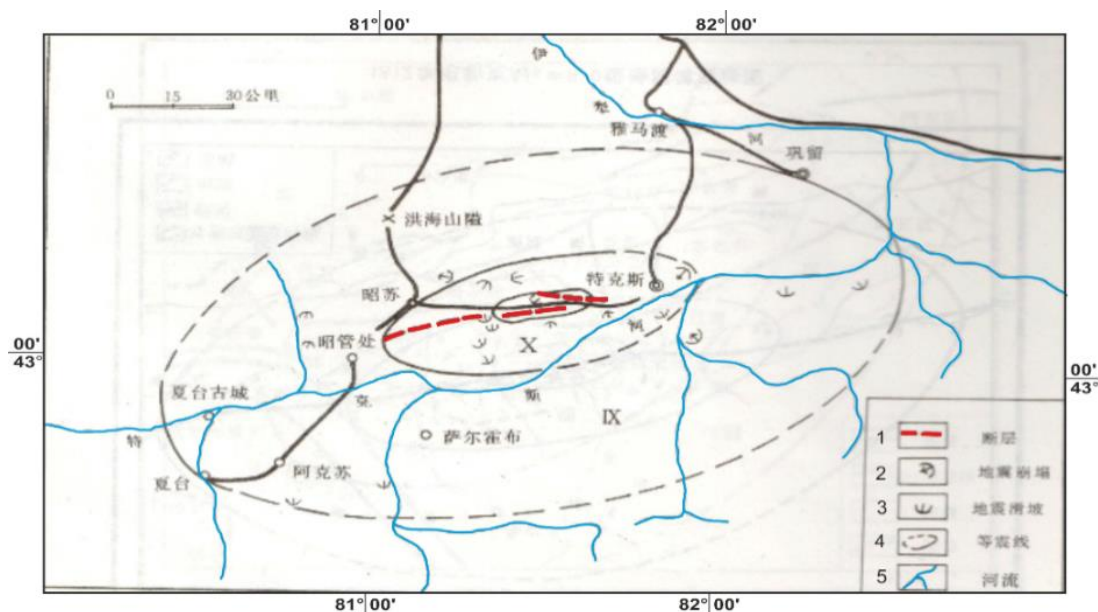


Рисунок 4.3 - Карта изосейст Текесского землетрясения ($M_w=7.5$) 1716 г. [189]: 1-разрывные нарушения; 2 - обвалы; 3 - оползни; 4 - изосейсты; 5 – реки.

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 Чон 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. Из рисунка б видно чередование периодов активизации с наличием сильных толчков (с магнитудой выше 7,5) и периодов затишья. В настоящее время в Джунгарии наблюдается период сейсмического затишья по сильнейшим землетрясениям.

Для уточнения каталога землетрясений Джунгарии была также использована информация из работ Куликовой [103], по уточнению параметров 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 $7,3 \pm 0,3$. 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.

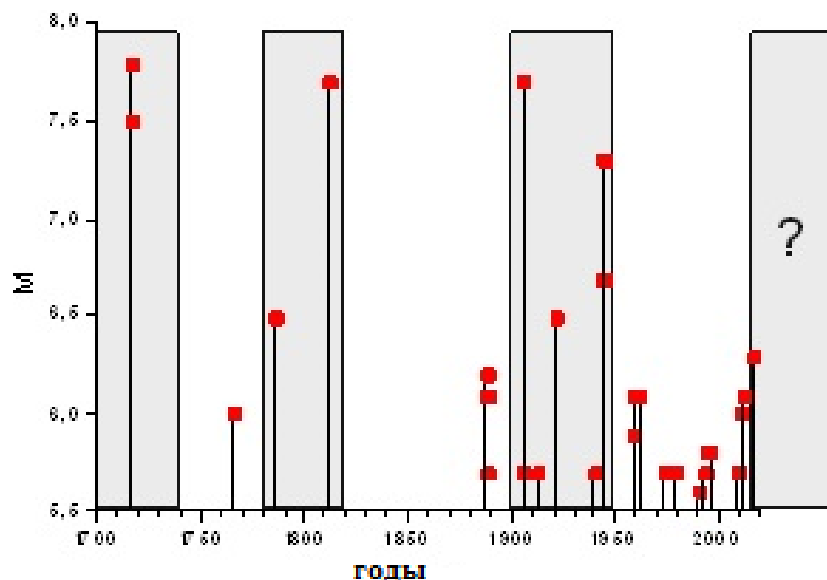


Рисунок 4.4 - Распределение сильных землетрясений Джунгарии с магнитудой $M > 5,5$ по годам.

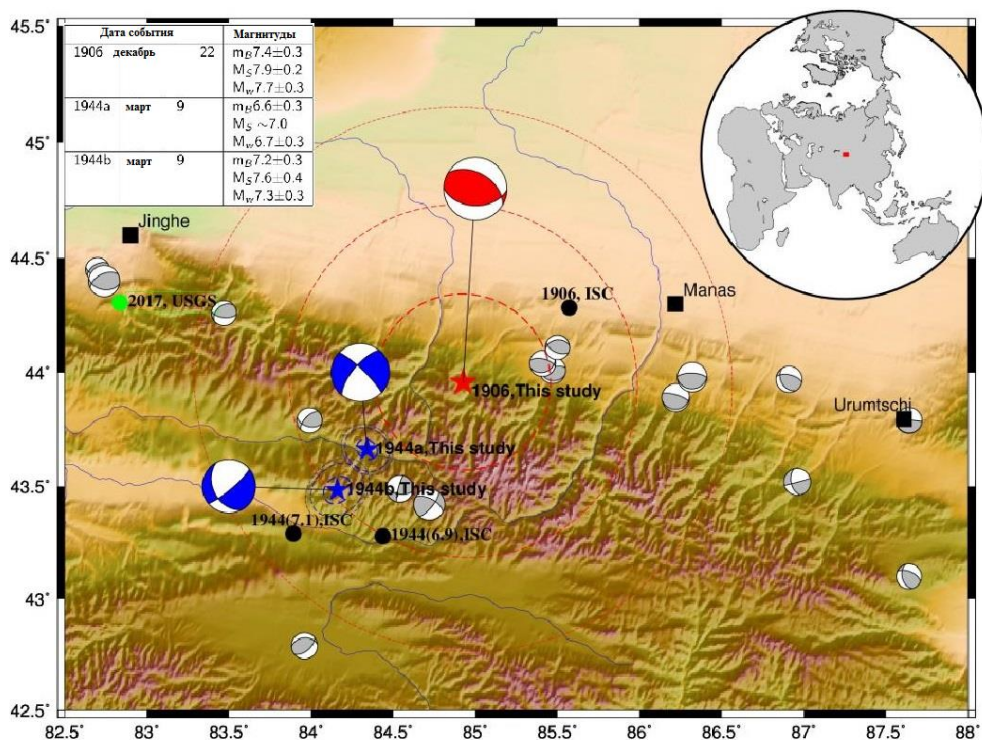


Рисунок 4.5 - Фокальные механизмы и результаты перелокализации Манасского (1906 г., красный цвет) и Синьянских землетрясений (1944г., синий цвет) [103].

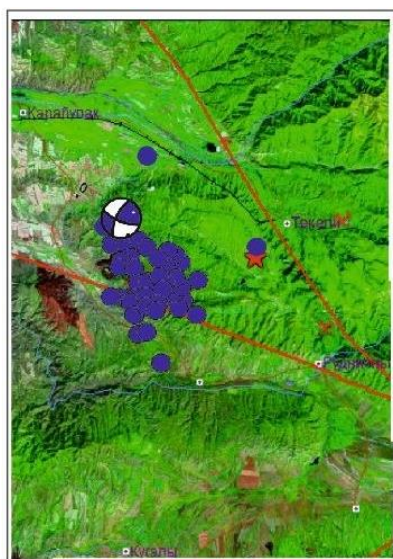
Уточнённые данные о параметрах этих землетрясений внесены в каталог землетрясений Центральной Азии [154, 155]. Эти данные позволяют лучше понять природу считавшегося «странным» Баканасского землетрясения 1979 г. с магнитудой $M_w=5,7$ на территории Казахстана. При совместном рассмотрении сейсмичности 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 [190]. 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.

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 $m_b=5,7$ (максимальная интенсивность сотрясений в городе Текели достигала 7 баллов) [191]. Сильнейшим на территории Китая было Борохорское землетрясение 2017 г., с $m_b=6,3$, которое ощущалось не только в Китае, но на большой территории Казахстана. Во всех трех случаях сценарий развития

процессов в очагах был подобным. Расположение очагов главных толчков и их афтершоков локализуется в тектоническом клине между разломами: Южно- и Западно-Джунгарским у Текелийских землетрясений, Южно- и Восточно-Джунгарским у – Борохорского (см. таб. 4.2, рис. 4.6).

Таблица 4.2 - Основные параметры последних сильных землетрясений Джунгарии

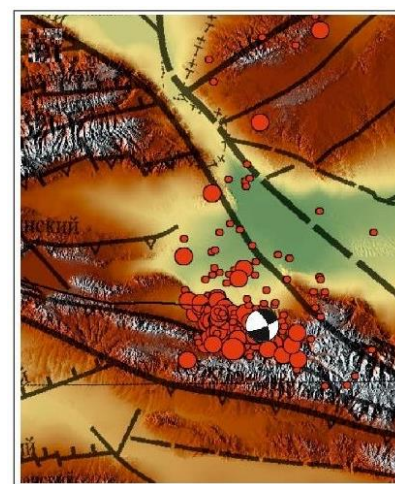
№	Дата	Время	С.Ш.	В.Д.	Глубина, км	Магнитуда, mb	Название
1	30.12.1993	14:24:02	44,74	78,8	21	5,7	Текели 1
2	13.06.2009	17:17:37	44,73	78,83	19	5,7	Текели 2
3	08.08.2017	23:27:53	44,37	82,83	20	6,3	Борохоро



а –Текелийское землетрясение, 1993 г.



б – Текелийское землетрясение, 2009 г.



в – Борохорское землетрясение, 2017 г.

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

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).

Следует отметить, что во всех 3-х случаях решения представляют собой комбинацию из крутопадающих плоскостей северо- и юго-восточного простирания, подвижки по которым реализовались в условиях близгоризонтального субмеридионального сжатия [191]. В первом движении превалирует горизонтальная составляющая подвижек по простиранию крутопадающих 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, крутопадающей 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 [191].

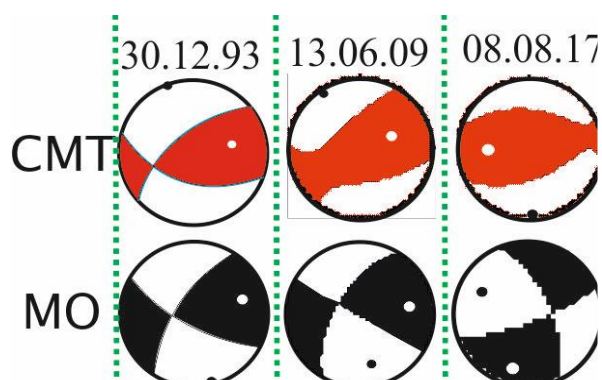


Рисунок 4.7 - Сопоставление решений механизма очага и СМТ для Текелийских землетрясений и Борохорского землетрясения

Афтершоковая деятельность развивалась в всячем 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 СОМЭ 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) [192].

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

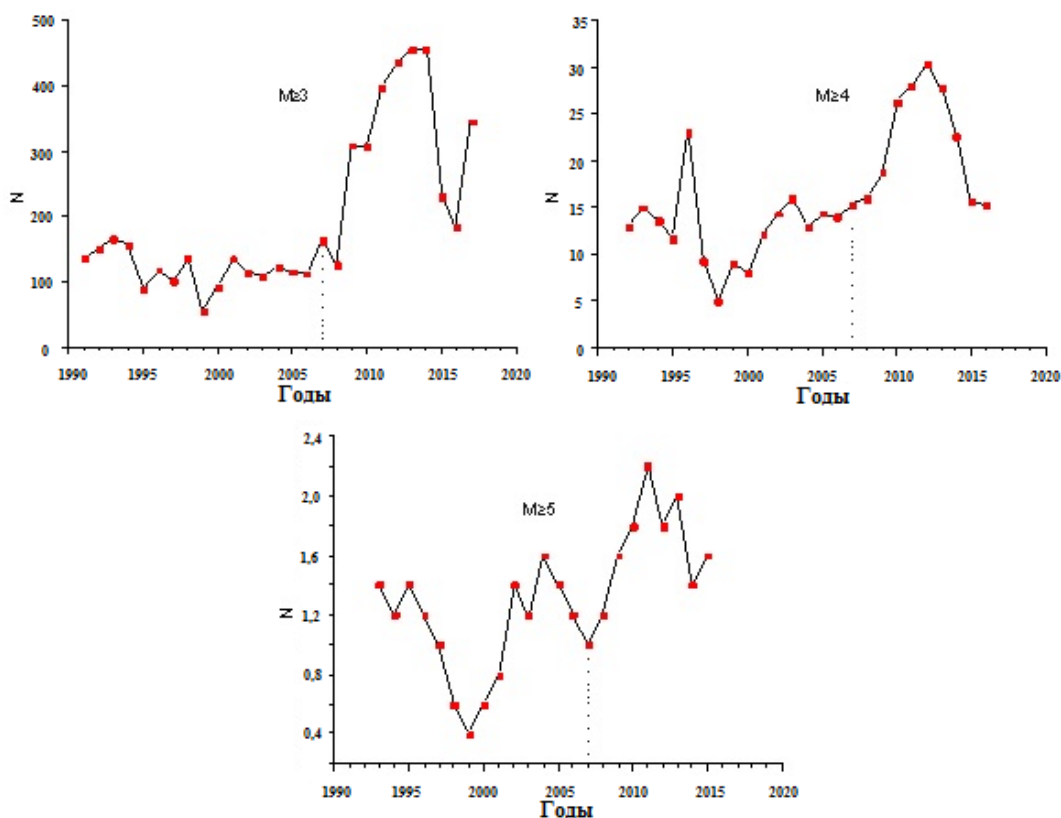


Рисунок 4.8 - Графики годовых вариаций землетрясений в разных магнитудных диапазонах [192].

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 проводилась с использованием спутниковых снимков. Наблюдается сильное смещение вдоль Джунгарского разлома, особенно в центральном сегменте S2. Возможно, что Джунгарский и Лепсинский разломы разорвались одновременно во время одного землетрясения.

В результате исследований выявлено четыре 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 палеоземлетрясения. 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. Используя различные методы расчета, произведена оценка моментной магнитуды землетрясений. Для первого сценария (RS1) магнитуды оцениваются в диапазоне от Mw 8,1 до 8,4, а для второго сценария (RS2) в диапазоне от Mw 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 1715 году. Однако существует информация о землетрясении 1716 года, известном как Текесское землетрясение, с магнитудой 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-Шана 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 слабой сейсмичности, охватывающей разные энергетические диапазоны, что свидетельствует о росте напряженности в этом районе. Для обеспечения безопасности необходимо продолжить мониторинг за сейсмической активностью 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 за 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 подвижка достигала ~20 м на северных сегментах сдвига и 6–9 м на южном сегменте чистого сдвига. Предполагаемая магнитуда этого палеоземлетрясения вдоль Джунгарского и Лепсинского разломов достигает M_w 8,4, что ставит его в число крупнейших известных внутриконтинентальных землетрясений.
3. Получены новые данные о сейсмической истории территории Джунгарии, с высокой долей вероятности показывают, что в Прибалхашье на

Лепсинском разломе в 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 7.5–8.2 и 7.5 - Лепсинское и Текесское, а не одно, как считается в [130, 144].

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 Suusamyр 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 Dagh) 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. Korzhenkov [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/https://doi.org/10.1029/JB086iB01p00345>.
90. **Ghose, S.** The MS = 7.3 1992 Suusamy, 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 Geological 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 (Mw7.7) 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. Беляшова [и др.] // Вестн. Нац. ядерного центра Респ. Казахстан. – 2002. – Вып. 2. – С. 5–8.
136. **Беляшова, Н. Н.** Сейсмологическая сеть Национального ядерного центра Республики Казахстан как составная часть Международной системы мониторинга ядерных испытаний [Текст] / Н. Н. Беляшова, 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.] // IELKH 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).

178. **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).
179. **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>.
180. **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>.
181. **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>.
182. **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>.
183. **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>.
184. **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/>.
185. **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>.
186. **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.
187. **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>.
188. **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>.
189. Inland Earthquake [Text]. – 1997. – N 11. – 179 p.
190. **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.
191. **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.
192. **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.