

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ ИМ. А.А. ТРОФИМУКА
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи



ДЕЕВ ЕВГЕНИЙ ВИКТОРОВИЧ

**НЕОТЕКТОНИКА И ПАЛЕОСЕЙСМИЧНОСТЬ ВНУТРИГОРНЫХ ВПАДИН
СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ
(НА ПРИМЕРЕ ГОРНОГО АЛТАЯ И СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ)**

25.00.03 – геотектоника и геодинамика

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

НОВОСИБИРСК 2018

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	6
Глава 1. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ НЕОТЕКТОНИКИ И ПАЛЕОСЕЙСМИЧНОСТИ ВНУТРИГОРНЫХ ВПАДИН.....	19
1.1. Морфотектонические и геологические методы изучения структуры внутригорных впадин и их обрамления, зон разломов и первичных палеосейсмодислокаций.....	19
1.2. Методы геоэлектрики.....	26
1.3. Изучение вторичных сейсмогенных деформаций – сейсмитов – в разрезах рыхлых отложений.....	34
1.4. Методы археосейсмологических исследований.....	52
1.5. Определение абсолютного возраста отложений и сейсмогенных деформаций.....	61
1.6. Методы исследования травертинов.....	62
Глава 2. АНАЛИЗ СТРУКТУРЫ КРУПНЫХ КАЙНОЗОЙСКИХ ВПАДИН ГОРНОГО АЛТАЯ И СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ.....	67
2.1. Краткий обзор неотектоники и сеймотектоники Горного Алтая.....	68
2.2. Строение и сеймотектоника наиболее крупных внутригорных впадин Горного Алтая.....	82
2.2.1. Структура Чуйской впадины.....	82
2.2.2. Параметрические геоэлектрические характеристики кайнозойских отложений Чуйской впадины – ключ к расшифровке структуры осадочного выполнения внутригорных впадин Горного Алтая.....	89
2.2.3. Структура фундамента и осадочного выполнения Курайской впадины.....	105
2.2.4. Неоднородности структуры Уймонской впадины по геологическим и геоэлектрическим данным.....	118
2.3. Иссык-Кульская впадина в кайнозойской структуре Северного Тянь-Шаня.....	130
2.4. Основные выводы о структуре кайнозойских впадин Горного Алтая и Северного Тянь-Шаня.....	141

Глава 3. ВЫЯВЛЕНИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВ ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В	
ПРЕДЕЛАХ ВНУТРИГОРНЫХ ВПАДИН ГОРНОГО АЛТАЯ.....	143
3.1. Палеосейсмодислокации в системе Чуйской и Курайской впадин	143
3.1.1. Тренчинговые исследования поверхностных разрывов	
палеоземлетрясений в Курайской зоне разломов	143
3.1.2. Изучение вторичных сейсмогенных деформаций (сейсмитов)	
в четвертичных отложениях впадин	163
3.1.3. Обсуждение полученных результатов и выводы о	
палеосейсмичности района Чуйской и Курайской впадин.....	171
3.2. Первичные и вторичные палеосейсмодислокации в Уймонской впадине	176
3.2.1. Изучение позднеплейстоцен–голоценовых разломных уступов в	
зоне Южно-Теректинского разлома.....	176
3.2.2. Анализ среднеголоценовых вторичных сейсмогенные деформации	
разреза Маргалинский	182
3.2.3. Выявление позднеплейстоценовых сейсмитов в аллювии р. Катунь	
и в отложениях этапа спуска ледниково-подпрудных озер.....	187
3.2.4. Оценка палеосейсмичности района Уймонской впадины.....	194
3.3. Сильные палеоземлетрясения в зоне Катунского разлома.....	195
3.3.1. Структура зоны Катунского разлома	195
3.3.2. Анализ вторичных палеосейсмодислокаций в четвертичных	
отложениях Яломанского грабена (южное окончание разлома).....	209
3.3.3. Палеосейсмологические и археосейсмологические исследования	
в Чемальском и Манжерокском грабенах (северное окончание разлома)	236
3.3.4. Оценка параметров палеоземлетрясений в зоне Катунского разлома	253
3.4. Зоны концентрации палеоземлетрясений Горного Алтая, характерные для	
них параметры древних и исторических сейсмических событий	256
Глава 4. ПАЛЕОСЕЙСМИЧНОСТЬ ВПАДИН ПРИИССЫККУЛЯ.....	259
4.1. Палеосейсмологические исследования в зоне Аксуйского краевого разлома	259
4.1.1. Структура Чон-Аксуйского и Кичи-Аксуйского грабенов	259
4.1.2. Сейсмодислокации Кеминского (Кебинского) землетрясения 03.01.1911 г.	262
4.1.3. Тренчинговые исследования разломного уступа в Чон-Аксуйском грабене	269
4.2. Палеосейсмологические и археосейсмологические исследования зоны	
Культорского краевого разлома	275
4.2.1. Тренчинг разломного уступа в зоне Культорского разлома	275

4.2.2. Археосейсмологические и исторические данные о возможном возрасте поверхностного разрыва в зоне Культорского разлома	278
4.3. Древние и исторические землетрясения Южного Прииссыккуля	288
4.3.1. Неотектоника бассейнов рек Тоссор и Каджи-Сай.....	289
4.3.2. Сейсмодислокации в долинах ручьев Тегерек-Сай и Сугетты.....	293
4.3.3. Изучение разломного уступа в зоне Южно-Тегерекского разлома.....	299
4.3.4. Археосейсмологические исследования средневековых Каджи-Сазских и Тоссорского городищ	303
4.3.5. Палеосейсмологические и археосейсмологические исследования в западной части Алабаш-Конуроленской впадины	311
4.3.6. Оценка возрастных рубежей средневековых землетрясений в Южном Прииссыккулье	323
4.4. Древняя и историческая сейсмичность западной части Иссык-Кульской впадины.....	327
4.4.1. Палеосейсмологические исследования разломных уступов в обрамлении массива Кызыл-Омпул.....	328
4.4.2. Тренчинг разломного уступа в зоне Тогуз-Булакского краевого разлома	334
4.4.3. Археосейсмологические исследования городищ Сары-Булун	338
4.5. Вторичные сейсмогенные деформации (сейсмиды) в позднеплейстоценовых отложениях оз. Иссык-Куль.....	348
4.5.1. Сейсмиды в позднеплейстоценовых отложениях массива Боз-Бармак	348
4.5.2. Сейсмиды разреза Тоссор	355
4.6. Сеймотектоническая позиция очаговых зон палеоземлетрясений и основные параметры палеосейсмичности Прииссыккуля	369
 Глава 5. ТРАВЕРТИНЫ КАК ИНДИКАТОР ВОЗРАСТНЫХ РУБЕЖЕЙ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЙ ПАЛЕОСЕЙСМИЧНОСТИ КУРАЙСКОЙ ЗОНЫ РАЗЛОМОВ ГОРНОГО АЛТАЯ.....	
5.1. Структурная позиция и литотипы травертиновых тел	373
5.2. Петрографические, минералогические и изотопно-геохимические характеристики травертинов.....	388
5.3. Механизм формирования и возраст травертинов, их связь с палеосейсмичностью и палеогеографией региона.....	394
5.4. Основные выводы о связи травертинообразования с сейсмическими подвижками по разломам и палеогеографией региона	398

ЗАКЛЮЧЕНИЕ	399
ЛИТЕРАТУРА.....	403

ВВЕДЕНИЕ

Представленное исследование связано с научным направлением, ориентированным на анализ неотектонической эволюции и сеймотектоники внутриконтинентальных орогенов. Расширение и детализация сейсмической летописи, определение максимально возможных магнитуд и периода повторяемости землетрясений в целях оценки сейсмического режима и сейсмической опасности их территорий – одна из ключевых научных проблем в рамках этого направления.

Актуальность темы исследования. Внутригорные впадины – одни из основных морфотектонических элементов в структуре кайнозойских внутриконтинентальных орогенов. Их анализ необходим для понимания неотектонической эволюции регионов. Они являются территориями постоянного проживания и интенсивной хозяйственной деятельности человека. Высокая плотность населения, наличие хранилищ токсичных и радиоактивных отходов, развитие предприятий горнодобывающего и топливно-энергетического комплекса (строительство ПАО «Газпром» газопроводов «Сила Сибири-2» в Горном Алтае и «Ташкент-Бишкек-Алматы» в Кыргызстане, планируемое возведение малых ГЭС) требуют адекватных оценок параметров их сейсмического режима и сейсмической опасности. Вместе с тем, сейсмологические каталоги более или менее систематически освещают сейсмическую историю только последних 200–250 лет. Этого явно недостаточно для анализа сейсмического режима и достоверной оценки сейсмической опасности в регионах. Отсюда следует важнейшая актуальная задача – дополнение каталога сильных землетрясений Северного Тянь-Шаня и Горного Алтая для бóльшего возрастного интервала. Единственным надежным источником информации о положении очаговых зон, магнитудах, возрастах и периоде повторяемости сильных палеоземлетрясений служат данные палеосейсмологии и археосейсмологии.

Степень разработанности темы исследований. Тенденции развития мировой науки в последние десятилетия демонстрируют активизацию структурно-геоморфологических, сеймотектонических, палеосейсмологических и археосейсмологических исследований, направленных на анализ сейсмичности и оценку сейсмической опасности территорий, попадающих в сферу хозяйственной деятельности человека. Десятки ежегодных публикаций отражают серьезные успехи мирового научного сообщества в направлении анализа неотектоники, сеймотектоники и палеосейсмичности различных регионов Евразии, Южной и Северной Америки, Африки и Австралии (Трифонов и др., 1988, 2002, 2012; Семинский и др., 2005; Корженков, 2006; Парфеев, Саньков, 2006; Имаев и др., 2008; Чипизубов и др., 2009;

Смекалин и др., 2011; Имаева и др., 2012; Рогожин, 2012; Лунина и др., 2014; Nikonov, 1988b; McCalpin, 1996; Ulomov et al., 1999; Rodríguez-Pascua et al., 2000; Kozhurin, 2004; Martinez-Martinez et al., 2006; Bryant, Hart, 2007; Koehn et al., 2010; Mackey et al., 2010; Moretti, Ronchi, 2011; Yeats, 2012; Liu-Zeng et al., 2015; Dong et al., 2018; Copley et al., 2018; и многие другие).

В результате кайнозойских внутриконтинентальных деформаций, которые в настоящее время большинством исследователей рассматриваются как отдаленный эффект коллизионных взаимодействий между Индийской и Евразийской литосферными плитами (Molnar, Tapponnier, 1975; Tapponnier and Molnar, 1979; Le Pichon et al., 1992; Dobretsov et al., 1996; Yin, 2010; Delvaux et al., 2013), в северной части Центральной Азии возникла система относительно жестких блоков (Сибирская, Западно-Сибирская, Казахская и Таримская платформы, Джунгарский бассейн), разделенных внутриконтинентальными орогенами (Памир, Тянь-Шань, Горный, Монгольский и Гобийский Алтай, Западный и Восточный Саян и т.д.).

Северный Тянь-Шань и Горный Алтай приурочены к северному фронту Альпийско-Гималайского горного пояса. Многие разломы в их пределах являются активными сейсмогенерирующими структурами, с которыми связаны сильные землетрясения, зафиксированные в исторический и инструментальный периоды наблюдений (Чедия, 1986; Трифонов и др., 2002; Джанузаков и др. 2003; Новиков, 2004; Корженков, 2006; Рогожин и др., 2008; Кальметьева и др., 2009; Буртман, 2012б; Avouac et al., 1993; Molnar, Ghose, 2000; Delvaux et al., 2001; Buslov et al., 2003; Yang et al., 2008; Jolivet et al., 2010; Selander et al., 2012; Macaulay et al., 2014; Campbell et al., 2015; Arrowsmith et al., 2017; и многие другие).

Территория Северного Тянь-Шаня является одним из высокосейсмичных регионов мира. Уникальная серия сильных землетрясений произошла здесь с конца XIX по конец XX столетия. Она включает Беловодское (02.08.1885 г.; $M_s = 7.0$; $I_0 = 9-10$ баллов), Верненское (08.06.1887 г.; $M = 7.3$; $I_0 = 9-10$ баллов), Чиликское (11.07.1889 г.; $M = 8.3$; $I_0 = 10$ баллов), Кеминское (Кебинское) (03.01.1911 г.; $M_w = 7.8$; $I_0 = 10-11$ баллов), Кемино-Чуйское (20.06.1938 г.; $M = 6.9$; $I_0 = 8-9$ баллов), Джаланаш-Тюпское (24.03.1978 г.; $M = 7$; $I_0 = 8-9$ баллов) и Чон-Байсоорунское (12.11.1990 г.; $M = 6.4$; $I_0 = 8$ баллов) землетрясения (Джанузаков и др., 2003). Высокий сейсмический потенциал Горного Алтая подтвердило Чуйское землетрясение (27.09.2003 г.; $M_s = 7.3$; $I_0 = 8-9$ баллов).

Вместе с тем, достаточно полноценные региональные сейсмологические сети на территории Северного Тянь-Шаня и Горного Алтая были развернуты только в 1950-1960-х гг. прошлого столетия. За прошедший период наблюдений накоплен большой объем данных по сейсмичности территорий, которые обобщены в работах (Кондорская, Шебалин, 1977; Джанузаков и др., 2003; Кальметьева и др., 2009; Уломов, Медведева, 2011). Эти каталоги также содержат сведения об отдельных сильных исторических землетрясениях и освещают

сейсмическую историю территорий за период около 200-250 лет. Представления о исторических и доисторических землетрясениях в настоящее время формируются благодаря палеосейсмологическим и археосейсмологическим исследованиям (Рогожин, Платонова, 2002; Корженков, 2006; Рогожин и др., 2008; Деев и др., 2009а, 2012а, 2013а, 2015а, 2016б; 2018; Корженков и др., 2011, 2016а,б, 2018а,б; Деев, Корженков, 2016; Деев, 2018; Thompson et al., 2002; Bowman et al., 2004b; Korjenkov et al., 2003, 2012; Campbell et al., 2013, 2015; Landgraf et al., 2016; Deev et al., 2017; Korzhenkov, Deev, 2017; и др.).

Объекты исследования. В качестве объектов диссертационного исследования выбраны внутригорные впадины и ограничивающие их активные разломы в северной части Центральной Азии. В Горном Алтае – это три наиболее крупные впадины палеогенового заложения: 1) Чуйская и Курайская, ограниченные с севера активными разломами Курайской зоны, с юга – Южно-Чуйским разломом; 2) Уймонская – северная граница которой проходит по зоне активного Южно-Теректинского разлома. Кроме того, рассмотрен ряд приразломных грабен (Яломанский, Чемальский, Усть-Семинский и Манжерокский), которые были заложены в раннечетвертичное время вдоль активной Катунской зоны разломов. Среди впадин северного Тянь-Шаня изучены формирующаяся с палеогена Иссык-Кульская впадина, а также малые впадины южного и северного Прииссыккуля (Алабаш-Конуроленская, Каджисазская, Чон-Аксуйская и Кичи-Аксуйская). Особое внимание здесь уделено зонам Тогуз-Булакского, Культурского, Аксуйского, Коконадыр-Тегерекского, Южно-Тегерекского, Южно-Иссыккульского и Чилико-Кеминского разломов. В пределах впадин и зон активных разломов изучен широкий спектр первичных и вторичных палеосейсмодислокаций. В анализ также включены поля травертинов, сформировавшиеся в зонах активных разломов в периоды их сейсмической активизации.

Цель исследования – с применением комплекса современных геолого-геофизических, морфотектонических, палеосейсмологических, археосейсмологических, минералого-петрографических, изотопно-геохимических и геохронологических методов и подходов проанализировать структуры впадин и ограничивающих их зон активных разломов, определить параметры сильной палеосейсмичности и коррелируемые с сейсмическими процессами возрастные эпохи травертинообразования.

Задачи исследования.

1. На основе морфотектонических, геологических и геоэлектрических данных проанализировать структуры кайнозойских впадин и ограничивающих их зон активных разломов, установить этапы их развития.

2. Палеосейсмологическими и археосейсмологическими методами выявить и изучить ранее неизвестные первичные и вторичные палеосейсмодислокации, связанные с сильными

землетрясениями. Определить сеймотектоническую позицию и параметры палеоземлетрясений (кинематику и величины сейсмогенных смещений, магнитуды, интенсивность, положение очаговых зон, возраст), оценить максимальные магнитуды и периоды повторяемости палеоземлетрясений, характерные для активных разломов.

3. На основе морфотектонических, геологических, минералого-петрографических и изотопно-геохимических исследований установить структурную взаимосвязь полей позднечетвертичных травертинов с активными разломами. С использованием методов абсолютной геохронологии определить возраст карбонатов травертинов. С учетом полученных ^{14}C и U/Th возрастов провести корреляцию этапов травертинообразования с выявленными палеосейсмическими событиями.

Методы исследования и фактический материал. Для решения задач использована совместная интерпретация результатов морфотектонических, структурно-геологических, палеосейсмологических, археосейсмологических, литолого-седиментологических, геофизических, минералого-петрографических, изотопно-геохимических и геохронологических исследований. Такой комплексный подход для исследования внутригорных впадин и палеосейсмичности структур северной части Центральной Азии применен впервые, хотя различные методы в том или ином сочетании использовались и ранее (Трифонов и др., 1988, 2002; Корженков, 2006; Лунина и др., 2009; 2016; Неведрова и др., 2014, 2017; Добрецов и др., 2016; Семинский и др., 2016; Wu et al., 2005; Valtr, Hanžl, 2008; Dujardin et al., 2014; Kokh et al., 2017; и др.). Теоретические основы и вопросы практического применения использованных методов изложены в работах известных специалистов в области неотектоники, сеймотектоники, палеосейсмологии и археосейсмологии, процессов травертинообразования (Девяткин, 1981; Чедия, 1986; Трифонов и др., 1988, 2002; 2012; Копп, 1997; Стром, 1997; Имаев и др., 200; Новиков, 2004; Семинский и др., 2005; Корженков, 2006; Буртман, 2012; Рогожин, 2012; Nikonov, 1988; McCalpin, 1996; Hancock et al., 1999; Burbank, 2001; Pentecost, 2005; Galadini, 2006; и др.).

Для построения моделей современной блоковой структуры внутригорных впадин и их горного обрамления, включая выявление межблоковых границ (разломов) и поверхностных разрывов палеоземлетрясений (разломных уступов), использовался морфотектонический анализ разномасштабных топографических и геологических карт, цифровых моделей рельефа Земли, многоспектральных космоснимков с использованием инструментария ГИС. Возможности ГИС-технологий использовались при пространственном сопоставлении разноплановой и разномасштабной геолого-геоморфологической, геофизической информации, данных дистанционного зондирования Земли, а также для графической реализации получаемых

результатов. Данные дистанционного зондирования Земли позволили выявить перспективные в плане изучения следов палеоземлетрясений археологические памятники.

Полевое изучение первичных палеосейсмодислокаций включало детализацию их морфологии (высота, протяженность, сегментация), в том числе с использованием современных систем GPS. Внутренняя структура разломных уступов была изучена путем документирования стенок траншей (тренинг) и естественных обнажений. Стенки обнажений послойно описывались с анализом фациальных характеристик отложений, выявлением плоскостей сейсмогенных разрывов, определением типа и амплитуд смещения по ним, коллювиальных клиньев и т.д. Изучение разрезов четвертичных отложений, выполняющих впадины, производилось на естественных обнажениях. В обнажениях фиксировались присутствующих в них деформационные структуры. В результате их разбраковки с учетом фациально-генетических характеристик и палеогеографических обстановок формирования отложений были выделены и изучены вторичные сейсмогенные деформации (сейсмиды). Оценка магнитуд и интенсивности палеоземлетрясений проводилась по опубликованным эмпирическим зависимостям между ними и параметрами сейсмогенных разрывов и вторичных деформаций. Положение сейсмогенных разрывов, а в ряде случаев и вторичных сейсмогенных деформаций, позволили наметить очаговые зоны палеоземлетрясений. При изучении археологических памятников, архитектура которых была нарушена сейсмическими событиями, составлялись планы памятников, проводилась фиксация их положения относительно поверхностных разрывов палеоземлетрясений, анализировались деформаций, связанные с палеоземлетрясениями (изломы, наклоны, изменение первоначального положения, направленные смещения элементов конструкций, перекрытие коллювием и т.д.).

Тренинговые исследования, изучение естественных разрезов отложений, в том числе, содержащих вторичные сейсмодислокации, и археологических памятников, сопровождалось отбором образцов для радиоуглеродного (^{14}C и AMS ^{14}C) и люминесцентного (ОСЛ, ИК-ОСЛ) определения абсолютного возраста. Естественнонаучное датирование археологических объектов использовалось для определения возраста палеоземлетрясений. Пробоподготовка и определение абсолютных возрастов проведено в специализированных лабораториях России, США, Литвы, Эстонии, Польши, Голландии и Дании.

Наряду с геологическими данными при анализе структуры внутригорных впадин и разломных уступов активно использовалась интерпретация данных геоэлектрических методов (ВЭЗ, ЗС, электротомография), полученных специалистами ИНГГ СО РАН под руководством Н.Н.Неведровой.

Полевыми исследованиями выявлены и закартированы многочисленные поля травертинов вдоль разломных зон Горного Алтая. Для каждого поля была охарактеризована морфология

травертиновых образований, выполнено послойное описание разрезов четвертичных отложений, включающих травертины, произведена фиксация разрывных нарушений и т.д., отобраны коллекции карбонатного материала для петрографических и изотопно-геохимических исследований, U/Th и ^{14}C определения абсолютного возраста. Комплекс петрографических и изотопно-геохимических исследований травертинов, согласно современным мировым стандартам, включает в себя: изучение фазового состава травертинов и взаимоотношений фаз методами оптической и электронной микроскопии, изучение микроэлементного состава карбонатов методом РФА СИ, микрозондовые исследования минеральных фаз, выявление изотопных соотношений кислорода и углерода.

В ходе полевых работ, проведенных диссертантом в 1992–2018 гг., внутренняя структура разломных уступов исследована в 11 траншеях и карьерах, 2 естественных обнажениях. В пределах внутригорных впадин задокументировано около 200 разрезов палеоген-неогеновых и четвертичных отложений. В 25 из них зафиксированы и исследованы деформационные структуры, генетически связанные с палеоземлетрясениями. Методами археосейсмологии в Горном Алтае и Прииссыккулье исследовано 7 средневековых городищ, 10 иных разновозрастных и разнотипных археологических памятников (курганых могильников, отдельных захоронений, кромлехов, коруков, таш-коро), несущих в своей архитектуре признаки сейсмогенных деформаций. Выявлено и описано 17 полей травертиновых образований на территории центральной и восточной частей Горного Алтая, данные по 9 из которых использованы в рамках диссертационного исследования. В пределах этих полей отобрана коллекция из 75 образцов травертинов, для которых в 30 шлифах методами оптической микроскопии и рентгенофазового анализа для поляризационного микроскопа изучены петрографические характеристики травертинов (сделано 235 фотографий), методом СЭМ определен фазовый состав и морфология минеральных индивидов (сделано 150 фотографий и 160 анализов). Произведено определение микроэлементного состава методом РФА-СИ, получено 63 микрозондовых анализа минералов, 19 анализов изотопных характеристик углерода и кислорода в CaCO_3 . Для вод 5 современных источников в пределах полей травертинов определен макро- и микроэлементный состав методом ICP-AES. При непосредственном участии автора выполнено около 25 измерений ВЭЗ, включая 15 параметрических, 14 зондирований ЗС, 8 электротомографических профилей. Произведена геологическая интерпретация нескольких десятков геоэлектрических профилей, полученных по различным методикам специалистами ИНГГ СО РАН, алтайскими геофизическими партиями в 1960–1980 гг. При характеристике неотектонической и геологической структуры территорий, использовались опубликованные тектонические схемы, геологические и топографические карты, фондовые геолого-геофизические материалы, многоспектральные космоснимки (Landsat,

Spot, Modis и др.), цифровые модели рельефа Земли (SRTM, GMRT), литературные источники. Сейсмологическая информация заимствована из каталогов NEIC, IRIS, Алтае-Саянского филиала Геофизической службы СО РАН, (Кондорская, Шебалин, 1977; Кальметьева и др., 2009; Уломов, Медведева, 2011).

Определение возрастов палеоземлетрясений и этапов трвертинообразования подкреплено более чем 60 определениями абсолютного возраста, выполненными радиоуглеродным, ОСЛ, ИК-ОСЛ и U-Th методами.

Защищаемые научные результаты.

1. По геоэлектрическим характеристикам кайнозойские отложения наиболее крупных впадин Горного Алтая разделены на низкоомный и высокоомный комплексы, сформированные в различных геодинамических обстановках. На этапе палеоген–неогенового растяжения при слаборасчлененном рельефе впадины заполнялись тонкообломочными озерными отложениями. В основную (четвертичную) фазу орогенеза морфоструктуры трансформировались в рамповые и полурамповые бассейны, где накапливались грубообломочные отложения. Ограниченная активными разломами Иссык-Кульская впадина имеет сходную историю развития и является более масштабным аналогом впадин Горного Алтая.

2. Выделены три зоны концентрации сейсмогенных деформации нижнего плейстоцена–голоцена в Горном Алтае, в пределах которых определен возраст сильных ($M_w \geq 6.7$) палеоземлетрясений. Установлено, что максимальные M_w палеоземлетрясений для Курайской, Южно-Теректинской и Катунской зон разломов находятся в диапазоне 7.2–7.7.

3. Определено положение очаговых зон 11 сильных ($M_w \geq 6.1$) позднеплейстоцен – голоценовых землетрясений в Прииссыккулье. Впервые установлены парные землетрясения с возрастом около 13, 8 и 3 тыс. лет, XI–XII и XV–XVI вв. н.э., произошедшие в разных частях региона. Доказано, что максимальные M_w палеоземлетрясений в южной части Иссык-Кульской впадины достигали значений 6.9–7.3, на ее западе – 7.2–7.6.

4. Предложен новый способ определения возрастов палеоземлетрясений с использованием абсолютных возрастов травертинов, которые выполняют роль индикаторов сейсмогенных подвижек в эпохи деградации оледенений и мерзлоты. Определено, что подъем подземных углекислых вод, длительно блокированных мерзлотой в карбонатных коллекторах, к поверхности периодически усиливался в результате развития трещиноватости при землетрясениях в Горном Алтае с возрастом 5.8, 6.5, 11, 16 и 123 тыс. лет.

Научная новизна.

1. Впервые применен комплекс морфотектонических, геолого-структурных, литолого-седиментологических, палеосейсмологических, археосейсмологических, геоэлектрических, минералого-петрографических, изотопно-геохимических и геохронологических методов и

методических приемов для анализа структуры, активной тектоники и палеосейсмичности внутригорных впадин севера Центральной Азии.

2. С привлечением геоэлектрических данных установлена мощность осадочного выполнения Уймонской впадины – до 1500 м. Полученные данные ставят Уймонскую впадину в один ряд с Курайской и Чуйской впадинами, мощность осадочного выполнения которых достигает 1600 и 1200 м соответственно. По результатам параметрических геоэлектрических измерений в пределах детально исследованных геологических объектов достоверно определены геоэлектрические характеристики палеоген-четвертичных отложений, выполняющих впадины. Показано, что осадочное выполнение всех впадин разделяется на низкоомный и высокоомный комплексы, соответствующие самостоятельным этапам развития морфоструктур. Низкоомный комплекс сложен палеоген–неогеновыми существенно глинистыми озерными отложениями. Он накапливался в бассейнах, развивавшихся в обстановке растяжения или транстенсии при невысокой расчлененности рельефа. Перекрывающие его высокоомный комплекс четвертичных грубообломочных отложений сформировался в основной этап кайнозойского горообразования, когда впадины развиваются как рамповые и полурамповые бассейны.

3. В контексте палеосейсмологических и археосейсмологических исследований:

а) В пределах Курайской зоны разломов выявлены и изучены ранее неизвестные разломные уступы, образовавшиеся в очаговых зонах сильных палеоземлетрясений ($M_w = 6.7-7.5$) с возрастом около 6.3, 5.7, 3.2 и 1.3 тыс. лет. Период повторяемости палеоземлетрясений составляет от 600 до 2500 лет. Кинематика сейсмогенных разрывов указывает на уникальный для Горного Алтая факт – палеоземлетрясения связаны со взбросами, по которым отложения впадин смещаются в сторону Курайского хребта. Из анализа сейсмиков следует, что ограничивающие Чуйскую и Курайскую впадины разломы в плейстоцене неоднократно генерировали землетрясения с $M \geq 5-5.5$;

б) Доказано надвигание Теректинского хребта на Уймонскую впадину по зоне Южно-Теректинского разлома. Впервые установлено, что с этим разломом связаны очаговые зоны сильных палеоземлетрясений, произошедших в 7–8 вв. н.э. ($M_w = 7.4-7.7$) и около 16 тыс. лет назад ($M \geq 7$). Последнее послужило триггером для формирования сейсмогравитационных структур, образовавших плотину подпрудного озера в Уймонской впадине. Изучение сейсмиков в озерных отложениях и перекрывающих их осадках, подкрепленное определениями абсолютного возраста, позволило установить, что разрушение плотины и спуск озера связан с землетрясением ($M \geq 7$) на рубеже около 6 тыс. лет. В четвертичных отложениях Уймонской впадины зафиксированы вторичные сейсмогенные деформации (сейсмиды), вызванные землетрясениями с $M \geq 5-5.5$ в интервале 100–90 и около 77 тыс. лет назад;

в) В зоне Катунского активного разлома выделены приразломные грабены, выполненные четвертичными отложениями. По результатам анализа вторичных сейсмогенных деформаций отложений установлено, что с южным флангом разлома связана очаговая зона землетрясения с возрастом моложе 12.5 тыс. лет ($M_w = 7.2-7.6$), палеоземлетрясения с $M \geq 5-5.5$ и их кластеры, которые произошли ~ 150 и 90 тыс. лет назад, в интервалах 38–19 (с повторяемостью ~ 2 тыс. лет) и 19–12.5 тыс. лет. Определено, что с северным флангом разлома связано землетрясение с $I \geq 5-6$ баллов, нарушившее конструкции курганов могильника Чултуков Лог–1 в период с III в. до н.э. по начало I в. н.э.;

г) В Северном Прииссыккулье выявлено положение трех ранее неизвестных очаговых зон палеоземлетрясений, связанных с Аксуйским (~ 12.7 и 3 тыс. лет; $M_w = 6.3-6.7$) и Культорским (XV–XVI вв. н.э.; $M_w = 6.8-7.3$) разломами. К югу от оз. Иссык-Куль впервые установлены первичные и вторичные палеосейсмодислокации, указывающие на нахождение здесь очаговых зон трех палеоземлетрясений, произошедших ~ 8 тыс. лет назад ($M_w = 6.5-6.9$), в XI–XII вв. н.э. ($M_w = 6.9-7.3$), в XV–XVI вв. н.э. ($M_w = 6.6-7.2$). Показано, что палеоземлетрясения связаны с обратными взбросами, по которым смещения направлены в сторону Терской хребта;

д) Доказано, что разломные уступы в западной части Иссык-Кульской впадины сформировались при надвигании Киргизского и Кунгейского хребтов на ее осадочное выполнение. Установлено, что подвижки по разломам генерировались землетрясениями с $M_w = 6.2-7.6$ в голоцене, ~ 13.8 и 3 тыс. лет назад, а городища Сары-Булун разрушены в XII в. при землетрясении с $I \geq 8$ баллов. В озерных отложениях четвертичной антиклинали Боз-Бармак зафиксированы горизонты сейсмиков, соответствующие 7 землетрясениям с $M \geq 5-5.5$, произошедшим около 22 тыс. лет назад;

е) Определение возрастов палеоземлетрясений впервые позволило выявить парные кластеры землетрясений, которые произошли на юге и западе Прииссыккулья около 8 тыс. лет назад, на западе и севере – около 13, 3 тыс. лет назад и в XI–XII вв. н.э., юге и севере – в XV–XVI вв. н.э.

4. Доказано, что вдоль активных разломов Курайской зоны Горного Алтая отложения обогащенных углекислотой палеоисточников (травертины) образуют два основных литотипа: 1) цемент осадочных и тектонических брекчий, конгломератов; 2) натечные агрегаты. Впервые ^{14}C и U/Th методами определены возрастные рубежи травертинообразования, коррелируемые с палеоземлетрясениями, произошедшими около 6.5 и 5.8 тыс. лет назад ($M_w \sim 7$), в интервале 11–16 тыс. лет и около 123 тыс. лет назад. Установлено, что подземные воды, из которых формировались травертины, длительное время блокировались в карбонатных коллекторах мерзлотой, о чем свидетельствуют изотопные характеристики углерода CaCO_3 . Подъем

подземных вод из коллекторов к поверхности усиливался в результате развития открытой трещиноватости при деградации мерзлоты и палеоземлетрясениях.

Теоретическая и практическая значимость работы.

1. Теоретическая значимость проведенных исследований определяется выполнением работы в рамках ряда направлений, в том числе «Геодинамические закономерности вещественно-структурной эволюции твердых оболочек Земли: тектоническая эволюция Центральной Азии в кайнозое, реконструкции долговременного сейсмического режима», включенных правительством РФ и Российской Академией наук в «Программу фундаментальных научных исследований государственных академий наук на 2013–2020 годы». Установленные закономерности неотектоники, сеймотектоники и палеосейсмичности межгорных впадин, обусловленные различными геодинамическими обстановками в регионе, могут быть использованы в плане сравнительного тектонического анализа однотипных объектов, для выявления закономерностей тектонической эволюции литосферы и современной геодинамики Северного Тянь-Шаня и Горного Алтая, а также северной части Центральной Азии в целом.

2. Методическая значимость работы заключается в разработке нового подхода к определению возрастов палеоземлетрясений. Он основан на корреляции возрастных рубежей травертинообразования с сейсмическими событиями, что позволяет оценивать возраста палеоземлетрясений с использованием абсолютных датировок (^{14}C и U/Th) карбонатов травертинов.

3. Практическая значимость работы заключается в востребованности составленных каталогов сильных древних землетрясений и данных по активным разломам для уточнения параметров сейсмического режима, сейсмического районирования и оценки сейсмической опасности обследованных территорий. Полученные в ходе научного исследования результаты использованы специалистами АО «Горно-Алтайская экспедиция» при составлении листов М-45-IV (Июгач), М-45-XIV (Усть-Кокса), М-45-XXIII (Кош-Агач) и М-45-XXIV (Цаган-Нур) Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе, серия Горно-Алтайская).

Личный вклад соискателя. Соискателем лично постановлены научные задачи исследования, которое базируется на авторском полевом материале. Диссертантом инициировано комплексное геолого-геоэлектрическое изучение структуры Уймонской впадины, проведена постановка геологических задач при полевых геоэлектрических исследованиях коллегами осадочного кайнозойского выполнения Чуйской и Курайской впадин, выполнена геологическая интерпретация данных геоэлектрики (совместно с Н.Н.Неведровой). Прделана большая работа по анализу фациальной архитектуры четвертичных отложений в

разномасштабных впадинах Горного Алтая (совместно с И.Д.Зольниковым). Соискателем выполнен тренчинг первичных поверхностных разрывов палеоземлетрясений вдоль Курайской и Южно-Теректинской зон активных разломов, изучены сейсмичности в Горном Алтае, оконтурены районы и определены основные возрастные рубежи их формирования в пределах Чуйской, Уймонской впадин и приразломных грабенов Катунской зоны разломов. С авторской подачи и при его непосредственном участии начато изучение структурной связи процессов травертинообразования с активными разломами и палеоземлетрясениями в Горном Алтае; минералого-петрографические и изотопно-геохимические характеристики травертинов выявлены совместно с Э.В.Сокол, С.Н.Кох и Ю.М.Ряполовой. Соискатель руководил палеосейсмологическими исследованиями в Прииссыкулье, включая проходку, описание траншей и естественных обнажений (совместно с А.М.Корженковым). Проведены пионерные исследования курганных могильников с целью обнаружения деформаций, связанных с древними землетрясениями в Горном Алтае (в сотрудничестве с А.П.Бородовским).

Степень достоверности и апробация результатов. Высокая степень достоверности научных результатов обеспечена применением современных принятых в мировом сообществе методов морфотектонических, геофизических, литолого-седиментологических, палеосейсмологических, археосейсмологических, минералого-петрографических, изотопно-геохимических и геохронологических исследований, использованием современного оборудования.

Полученные результаты докладывались и получили одобрение специалистов на различных международных и всероссийских конференциях, совещаниях, семинарах и симпозиумах, среди них: the 14th International Workshop on Present Earth Surface Processes and Long-term Environmental Changes in East Eurasia (Новосибирск, 2017), V и VII Международные симпозиумы «Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов» (Бишкек, 2011, 2017, 2018), третья и четвертая тектонофизические конференции «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле» (Москва, 2012, 2016), XXXI, XXXII, XXXVII, XXXIX и XLVI Тектонические совещания (Новосибирск, 2004; Москва, 1998, 1999, 2004, 2006, 2014), VI и X Всероссийские совещания по изучению четвертичного периода (Новосибирск, 2009; Москва, 2017), IV и V Всероссийские археологические съезды (Казань, 2014; Барнаул-Белокуриха, 2017), Отчетная научная сессии Института археологии и этнографии СО РАН (Новосибирск, 2017), Международная конференция «Геодинамика, оруденение и геоэкологические проблемы Тянь-Шаня» (Бишкек, 2013), Международная конференция «Современное состояние наук о Земле» (Москва, 2011), III Международная конференция «Полевые практики в системе высшего профессионального образования» (Горный Алтай, 2009), Совещания по программе фундаментальных исследований «Геодинамическая эволюция

литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» (Иркутск, 2003, 2004, 2005, 2006, 2008), XXVIII Пленум Геоморфологической комиссии РАН (Новосибирск, 2004), Объединенный международный электромагнитный семинар «Исследования в сейсмоактивных регионах» (Новосибирск, 2004), Вторая и Третья Сибирские международные конференции молодых ученых по наукам о Земле (Новосибирск, 2004, 2006).

Полученные результаты успешно представлены как отчетные материалы при выполнении государственных заданий, проектов и программ различных научных фондов. Исследования проводились в соответствии с планами НИР Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН и выполнены в лаборатории «Геодинамики и палеомагнетизма». Они также поддержаны грантами РФФИ №№ 18-05-00389-а, 08-05-00926-а, 04-05-64788-а (руководитель) и 13-05-00054-а (исполнитель), проектом INTAS № 93-134 (исполнитель), проектом РНФ № 14-60-0036 (исполнитель), междисциплинарными интеграционными проектами фундаментальных исследований в СО РАН №№ 18 и 69 (ученый секретарь), №№ 44 и 56 (исполнитель), проектом научной программы «Университеты России» (ответственный исполнитель), проектом Программы Министерства образования и науки РФ «Развитие научного потенциала высшей школы» (ответственный исполнитель), проектом Федеральной целевой научно-технической программы «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития науки и техники» (руководитель), проектами Временных молодежных трудовых коллективов ОИГГМ СО РАН № 1773, 1734, 1739 (руководитель), двумя грантами в области естественных и гуманитарных наук в номинации «Кандидаты наук РАН» Благотворительного Фонда содействия отечественной науки (руководитель).

Основные результаты работы прошли экспертную оценку в международных и российских научных журналах.

Публикации. По теме диссертации опубликовано 132 работы: 48 – статей в рецензируемых журналах по списку ВАК, одна рецензированная монография, 5 статей в рецензируемых журналах, не входящих в список ВАК, 3 – в изданиях научных организаций, 75 – в материалах совещаний и конференций.

Структура и объем работы. Диссертация общим объемом 450 страниц состоит из введения, 5 глав и заключения. Она включает 275 рисунков, 12 таблиц. Библиография содержит 561 источник.

Благодарности. Автор благодарит заведующего лабораторией «Геодинамики и палеомагнетизма» ИНГГ СО РАН академика В.А.Верниковского за всестороннюю поддержку темы исследований в рамках тематики НИР. Отдельную благодарность автор выражает д.г.-м.н. А.М.Корженкову, многолетнее сотрудничество с которым позволило автору получить опыт исследований в области палеосейсмологии и археосейсмологии, и д.г.-м.н. И.Д.Зольникову,

сотрудничество с которым позволило продвинуться в понимании процессов четвертичного осадконакопления и четвертичной палеогеографии. При полевых работах, в рамках научных исследований по теме диссертации, в процессе написания работы и при обсуждении ее разделов автор плодотворно сотрудничал с академиком Н.Л.Добрецовым, чл.-корр. И.Ю.Кулаковым, докторами наук Е.А.Рогожиным, Н.Н.Неведровой, А.П.Бородовским, Э.В.Сокол, И.Н.Ельцовым, В.Д.Суворовым, С.К.Кривоноговым, Й.Мажейка (Литва), В.Г.Трифоновым, Л.А.Сим, Ю.Л.Ребецким, В.Н.Староверовым, Б.П.Сибиряковым, И.С.Новиковым, А.В.Паниным, А.М.Муралиевым (Кыргызстан), М.В.Родкиным, профессорами Терри Павлисом (США), Питером Молнаром (США), Джуном Шеном (КНР), кандидатами наук Г.Г.Русановым, С.Н.Кох, А.Л.Стромом, Д.В.Назаровым, А.С.Гладковым, Т.А.Чаримовым (Кыргызстан), А.М.Санчаа, А.В.Марининым, С.А.Гуськовым, А.В.Постновым, Н.А.Бушенковой, С.М.Бабушкиным, А.А.Емановым, Е.Б.Сибиряковым, Ю.К.Советовым, Е.М.Высоцким, А.Р.Агатовой, А.С.Гибшером, А.Е.Шалагиновым, С.В.Абдиевой (Кыргызстан), Е.Л.Бородовской, сотрудниками научных учреждений и молодыми специалистами В.А.Кольченко (Кыргызстан), Д.В.Лужанским (Кыргызстан), И.В.Туровой, Ю.М.Ряполовой, С.А.Котлер, С.В.Гольцовой, П.В.Пономаревым. Всем перечисленным специалистам диссертант глубоко признателен и искренне благодарен.

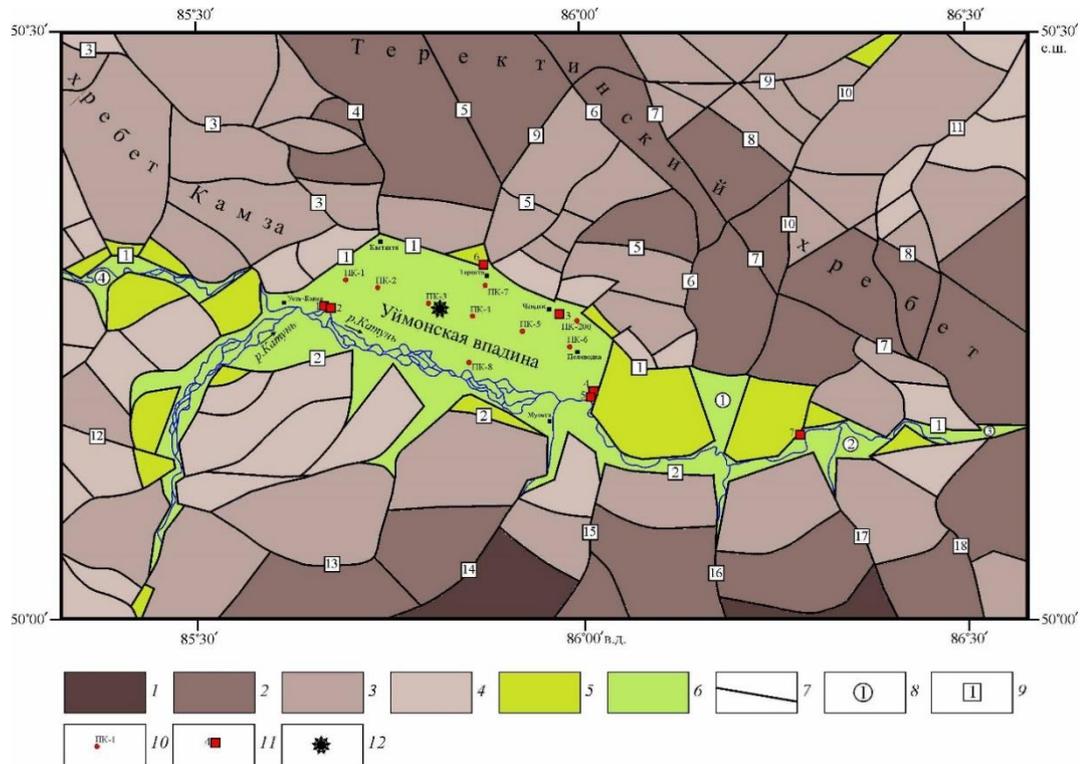
Глава 1. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ НЕОТЕКТОНИКИ И ПАЛЕОСЕЙСМИЧНОСТИ ВНУТРИГОРНЫХ ВПАДИН

Современный уровень исследований структуры внутригорных впадин и их обрамления, а также зон активных разломов и палеосейсмодислокаций требует комплексной интерпретации результатов морфотектонических, структурно-геологических, литолого-седиментологических, палеосейсмологических, археосейсмологических, геоэлектрических, сейсмологических, минералого-петрографических, изотопно-геохимических и геохронологических исследований.

1.1. Морфотектонические и геологические методы изучения структуры внутригорных впадин и их обрамления, зон разломов и первичных палеосейсмодислокаций

“Морфотектоника” является синонимом “структурной геоморфологии”, которая изучает взаимодействие тектонических и поверхностных экзогенных процессов, формирующих неоднородности ландшафта в регионах с проявлением активной деформации в масштабе времени от дней до миллионов лет (Burbank, Anderson, 2001). Современные морфотектонические исследования опираются на разнообразные методы геоморфологии, структурной геологии, сейсмологии, геохронологии, геодезии, стратиграфии, четвертичной геологии и реализованы для многих тектонически активных регионов, в том числе и внутриконтинентальных орогенов (Уфимцев, 1992, 2011; Копп, 1997; Новиков, 2004; Уфимцев и др., 2009; Burbank, Anderson, 2001; Bull, 2007). В более широком смысле некоторые методические основы морфотектоники применимы для анализа рельефа фундамента и внутренних реперных поверхностей разнотипных осадочных бассейнов (Деев, Зиновьев, 1999; Деев и др., 2000, 2004; Deyev, Zinoviev, 2003).

В рамках представляемой работы морфотектонические исследования были направлены на построение моделей современной блоковой структуры внутригорных впадин и их горного обрамления (например, рисунок 1.1), включая выявление межблоковых границ (разломов) и поверхностных разрывов палеоземлетрясений (разломных уступов), указывающих на их активность. Современные морфотектонические исследования, помимо традиционного анализа рельефа земной поверхности, отраженного на разномасштабных топографических картах, космо- и аэроснимках, подразумевают использование инструментария геоинформационных систем (ГИС). Инструментарий ГИС позволяет существенно упростить и ускорить



1–6 – поднятые блоки с абсолютными высотами: 1 – свыше 3000 м, 2 – от 3000 до 2500 м, 3 – от 2500 до 2000 м, 4 – от 2000 до 1500 м, 5 – от 1500 до 1000 м, 6 – осадочные комплексы, перекрывающие блоки с отметками ниже 1000 м; 7 – разломы; 8 – впадины (цифры в кружках): 1 – Катандинская, 2 – Тюнгурская, 3 – Тургундинская, 4 – Тюгюрюкская; 9 – разломы (цифры в квадратах): 1 – Южно-Теректинский, 2 – Кучерлинско-Уймонский, 3 – Камзинский, 4 – Кастахтинско-Каерлыкский, 5 – Теректинский, 6 – Верхнекатандинско-Каракольский, 7 – Тургундинско-Каракольский, 8 – Казнахтинский, 9 – Большеяломанский, 10 – Яломано-Катандинский, 11 – Малояломанский, 12 – Южно-Актайгинский, 13 – Окольский, 14 – Мультинский, 15 – Акчанский, 16 – Кураганский, 17 – Кучерлинский, 18 – Аккемский; 10 – пикеты зондирования ЗС и ВЭЗ и их номера; 11 – разрезы с сейсмогенными деформациями: 1 – Усть–Башталинский–2, 2 – Усть–Башталинский–1, 3 – Чендекский, 4 – Восточно-Уймонский, 5 – Маргалинский, 6 – Теректинский, 7 – Тюнгурский; 12 – скважина № 1

Рисунок 1.1 – Неотектоническая схема района Уймонской межгорной впадины, по (Деев и др., 2013а)

пространственное сопоставление разноплановой и разномасштабной геолого-геоморфологической, геофизической информации, данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ), графическую реализацию получаемых результатов с переходом от одного масштаба построений и географических проекций к другим, формировать тематические базы данных. Возможности пакетов ГИС позволяют активно вовлекать в информационное поле

результаты анализа цифровых моделей рельефа (ЦМР), данные мультиспектральных космических снимков и т.д. (Leverington et al., 2002; Jordan et al., 2005; Shahzad, Gloaguen, 2011a, b; Ferraris et al., 2012; Fisher et al., 2013; Gao et al., 2013; Flores-Prieto et al., 2015).

Для морфотектонического анализа, применительно к различным территориям Горного Алтая и Прииссыкулья, на базе ArcGIS (ArcMap, ArcView, MapInfo) создавались проекты (геоинформационные модели). В первую очередь, в них включались разномасштабные топографические и геологические карты (рисунок 1.2). Стандартная процедура геокодирования материалов бумажных носителей включала: 1) сканирование материалов; 2) геокодирование (географическую привязку) растровых изображений и их сшивку в требуемые планшеты. В последующем, геокодированные растровые изображения использовались для снятия с них векторизованных слоев тематической информации (гидросети, разновозрастных зон разломов, выявленных при геологическом картировании, комплексов кайнозойских отложений и т.д.). При необходимости для локальных участков производилась оцифровка изолиний рельефа. Полученные векторные данные о распределении высот в дальнейшем использовались для создания адекватных (исходным бумажным листам) сеточных моделей рельефа, геоинформационного моделирования на их основе.

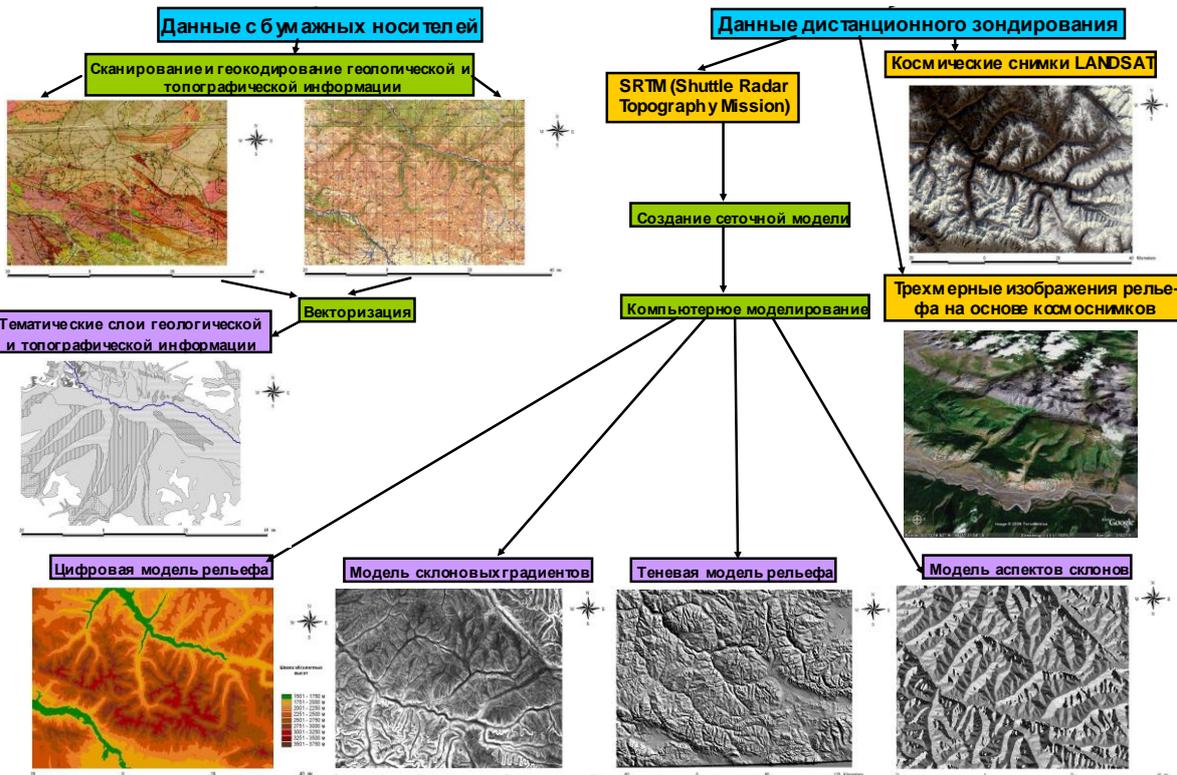


Рисунок 1.2 – Последовательность создания геоинформационной модели для морфотектонического анализа

Другую часть геоинформационных моделей составили данные ДДЗ. В качестве ЦМР наиболее часто использовались данные радарной съемки Земли SRTM (Shuttle Radar Topography Mission; <http://srtm.csi.cgiar.org>). Изначальное разрешение SRTM составляет 90×60 м. В ряде случаев шаг сетки ЦМР был приведен к размеру 60×60 м (Деев, Чупина, 2013). Встроенные модули ArgGis позволяют создать на основе SRTM цифровую сеточную модель рельефа и проводить моделирование на ее основе с созданием дополнительного комплекта карт (теневых моделей рельефа, моделей склоновых градиентов, аспектов склонов и т.д.), строить высотные профили (Мартысевич и др., 2006; Деев, Чупина, 2013). Кроме того, использовались модели рельефа, созданные на базе ЦМР GMRT (Global Multi-Resolution Topography), доступные в сетевом приложении GeoMapApp, разрабатываемом Колумбийским университетом (<http://www.geomapapp.org>). В геоинформационные проекты также были загружены космоснимки Landsat и QuickBird. Многие из них сегодня доступны пользователям в сетевых приложениях GoogleEarth, Яндекс.Карты и т.д.

Комплексный анализ различных характеристик рельефа, выраженных на ЦМР, топокартах и космоснимках позволил с большей достоверностью провести разнотипные градиентные границы между выделяемыми разномасштабными блоками. Выявленные градиентные структуры коррелировались с различными геолого-геоморфологическими признаками активности межблоковых зон: характером гидросети (наличие висячих, ящико- и каньонообразных долин, их спрямленных участков и изломов), тектоногенными уступами и их лестницами, местами превращенными в фасеты, деформациями эрозионных и аккумулятивных форм рельефа различного генезиса, приразломными деформациями осадков межгорных впадин. Включенные в геоинформационные модели базы данных, содержащие информацию о параметрах инструментально зарегистрированных и исторических землетрясений, дали возможность произвести сопоставление элементов современной блоковой структуры изученных территорий с сейсмологическими данными, что наряду с геолого-геоморфологическими признаками позволило выделить среди совокупности границ блоков активные разломы или их сегменты. Данные ДДЗ также позволяют определять местоположение поверхностных палеосейсмодислокаций, в т.ч. разломных уступов (рисунок 1.3).

Изучение разрезов отложений, выполняющих впадины, производилось на естественных обнажениях. Для этого в пределах обнажений выполнялся ряд вертикальных сечений, в которых слои и пачки выделялись с учетом цветовых характеристик отложений, их гранулометрического состава, ориентировки и полуколичественного определения степени окатанности крупнообломочного материала (использована 5-балльная классификация окатанности частиц (Хабаков, 1946)), характера слоистости. Для выделенных элементов слоистой текстуры определялись мощности и генезис, фиксировался характер

взаимоотношений и деформации различной природы. Для гранулометрического анализа использовалась классификация фракций А.В. Раукаса (1981) и классификация гранулометрических типов отложений Н.Н. Верзилина (1995). В ряде случаев для определения гранулометрического состава отложений и их сравнительно-генетического анализа использовался ситовый анализ, например, (Зольников и др., 2015). Выделение дресвяно-гравийной фракции (1 мм – 1 см) производилось непосредственно в полевых условиях с использованием набора сит. Из отделенного мелкозема (фракции менее 1 мм) отбирались образцы для дальнейшего анализа на лазерном гранулометре «MICROTRAC X100» (ИГМ СО РАН).



Уступ сечет предгорную равнину в зоне сочленения Курайского хребта и северо-западной части Чуйской впадины (Горный Алтай). Он нарушает целостность голоценовых пролювиальных конусов выноса, выходов олигоцен-нижнемиоценовой кошагачской свиты и сформированных по ней оползневых тел. Сам уступ разрушается более поздними оползнями и прорезается antecedentными долинами временных водотоков

Рисунок 1.3 – Разломный уступ (положение показано белыми стрелками), выделяемый на космическом снимке QuickBird (<https://yandex.ru/maps>)

После этого производилась прорисовка границ слоев и текстурных особенностей отложений между вертикальными колонками-сечениями. Дополнительно выполнялось панорамное фотографирование обнажений и фотографирование текстур и структур в крупном масштабе. В камеральных условиях осуществлялась сшивка фотопанорам и их совмещение со сканированными и векторизованными полевыми зарисовками разрезов, дальнейшее уточнение элементов разноранговой слоистости. Все это позволило получить документацию обнажений не только в виде литологических колонок, но и в виде детально отрисованных геологических разрезов, достаточно точно отражающих геологическое строение толщ.

Выделенные с использованием ДДЗ разломные уступы фиксировались с использованием портативных GPS. При этом треками определялись протяженность и точное местоположение разломных уступов, уточнялась их сегментация. В пределах сегментов определялись высоты разломных уступов. При исследовании разломных уступов в Курайской зоне разломов Горного Алтая использовался геодезический приемник профессионального класса (GPS приемник “Promark”). С его помощью было произведено профилирование сегментов первичных палеосейсмодислокаций, позволившее определить их высоты и вертикальный отступ смещений с точностью до 0.2 м. Достаточно хорошие результаты трекирования разломных уступов и их поперечного профилирования дает использование программы свободного доступа “Locus Map” для смартфонов, работающих на платформе “Android”.

Наряду с изучением внутренней структуры разломных уступов в естественных обнажениях, которые создаются прорезающими их водотоками, в практике мировых исследований широкое распространение получил “тренинг” – исследование сейсмодислокаций в искусственных горных выработках – траншеях и канавах (Смекалин и др., 2010; Pantosti, Yeats, 1993; McCalpin, 1996; Pantosti et al., 2004; Liu-Zeng et al., 2015; Deev et al., 2017; и многие другие). Проходка выработок производилась вручную или с использованием экскаватора. Стенки искусственных и естественных обнажений поквратно картировались с использованием сетки 0.5×0.5 или 1×1 м. Фиксировались элементы слоистости, нарушающие их разломы, трещины и складки. Определялись отложения, слагающие крылья разлома, коллювиальные клинья, соответствующие сейсмическому событию, осадки, накопившихся после землетрясения, тип разлома, элементы его залегания и амплитуда смещения, сопровождающие складчатые деформации и трещиноватость. Наличие нескольких генераций разломов, срезающихся или перекрывающихся разновозрастными отложениями и/или разновозрастных коллювиальных клиньев и палеопочв, позволяет восстанавливать несколько сейсмических подвижек (рисунок 1.4). Векторизованные в графических компьютерных программах изображения стенок траншей позволяют при необходимости проводить реконструкцию положения крыльев разлома на момент сейсмогенной подвижки или восстанавливать событийную историю развития разломного уступа. Картирование стенок сопровождалось отбором образцов палеопочв, гумусированных прослоев, костного материала и раковин гастропод на радиоуглеродное определение абсолютного возраста.

Для оценки моментных (M_w) магнитуд или магнитуд по поверхностным волнам (M_s) палеоземлетрясений используются эмпирические зависимости, полученные при сопоставлении параметров современных сейсморазрывов и связанных с ними землетрясений. При этом зависимости определяются для различных параметров сейсмогенных разрывов: протяженности разрыва или его отдельных сегментов, средних, максимальных, горизонтальных, вертикальных

и полных амплитуд смещений, площади распространения сейсмогенных разрывов и т.д. Индивидуальные зависимости анализируются для различных по кинематике групп разломов: сдвигов, сбросов и взбросов (Стром, Никонов, 1997; Лунина, 2001; Bonilla et al., 1984; Nikonov 1988b; Wells, Coppersmith, 1994; Wang, Tao, 2003; Papazachos et al., 2004). Наиболее предпочтительным параметром является длина сейсморазрыва на поверхности, но она проблематично определяется из-за деструкции и сегментации разрывов последующими эрозионными процессами и требует большего количества траншей для установления одновозрастности разрыва в различных точках. Мы наиболее часто использовали амплитуду смещения по разлому, замеренную в конкретной точке. Не имея возможности оценить насколько величина смещения, измеренная в одной точке, близка к максимальному или среднему его значению, мы использовали диапазон значений, подставляя выявленные значения смещений в корреляционные зависимости между моментной магнитудой и величинами как среднего, так и максимального смещения. Наиболее часто использованы корреляционные зависимости из (Wells, Coppersmith, 1994). Пересчет моментной магнитуды (M_w) в более привычные для сейсмологических исследований магнитуды по поверхностным волнам (M_s) и локальную магнитуду (M_{LH}) приведен в таблице 1.1.

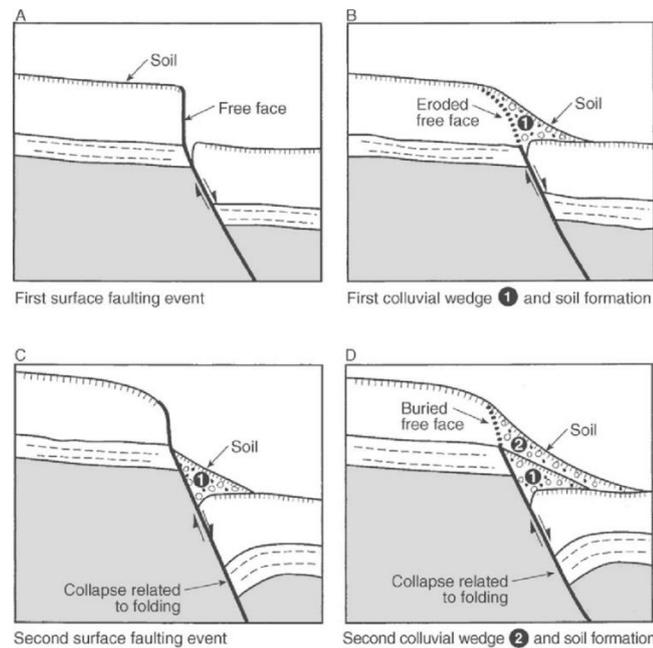


Рисунок 1.4 – Схема формирования разновозрастных коллювиальных клиньев и почв при повторяющихся подвижках по сбросу (Hengesh et al., 2004 на основе (Schwartz, Coppersmith, 1984))

Таблица 1.1 – Пересчет магнитуд M_{LH} (M_s) в M_w , по (Уломов и др., 2016)

Тип магнитуды	Значение										
M_{LH} (M_s)	3.5	4.0	4.5	5.0	5.5	6.0	6.5	7.0	7.5	8.0	8.5
M_w	4.25	4.62	5.02	5.43	5.83	6.23	6.63	7.00	7.50	8.00	8.90

1.2. Методы геоэлектрики

Внутригорные впадины – одни из основных элементов орографической структуры Центральной Азии. Только выполняющие их отложения несут необходимую информацию для понимания эволюции неотектонической структуры региона. Однако доступные для непосредственного изучения разрезы кайнозойских отложений расположены преимущественно в прибортовых частях впадин. Глубокие скважинные разрезы также немногочисленны. Поэтому при изучении внутренних частей впадин на первый план выдвигаются геофизические методы. Для исследования геологических сред и разломов в сейсмоактивных зонах в настоящее время среди прочих геофизических методов активно используется электромагнитный комплекс (Баталев и др., 2011; Мороз и др., 2015; Добрецов и др., 2016; Лунина и др., 2009; 2016; Семинский и др., 2016; Новиков, Поспеева, 2017; Chen, 1995; Chu et al., 1996; Yang et al., 2002; Güreş, Bayrak, 2007; Lunina et al., 2012; Keskinsezer, Beyhan, 2013; и др.).

В геоэлектрических условиях кайнозойских тектонических впадин Горного Алтая хорошо себя зарекомендовал комплекс электромагнитных методов с контролируемым источником: вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ), электромагнитные зондирования становлением поля в ближней зоне (ЗС) и электротомография (Неведрова и др., 2001, 2011а, б, 2013, 2014, 2017; Деев и др., 2011, 2012б, в; Оленченко и др., 2011; Неведрова, Эпов, 2012; Неведрова, Шалагинов, 2015). К преимуществам этих методов следует отнести значительное количество модификаций, которые позволяют исследовать внутреннюю структуру впадин от дневной поверхности до значительных глубин. Их неоспоримыми плюсами являются относительно низкая стоимость и развитые способы оперативной обработки полевых данных.

Современные методы интерпретации данных электромагнитных методов позволяют получить количественные оценки геоэлектрической модели, в частности, глубины до фундамента, толщины отдельных литологических комплексов, слагающих осадочный чехол, глубинное положение и характеристики разломных нарушений и, таким образом, построить базовую геоэлектрическую модель. В дальнейшем, опираясь на созданную модель, можно уточнить строение отдельных особенно сложно построенных участков впадины на основе дополнительных измерений и моделирования на их основе.

С помощью метода ЗС возможно изучение глубинного строения, включая верхнюю часть палеозойского основания, практически на любом участке впадины. Важно, что с помощью индуктивных модификаций метода, не требующих заземлений, можно выполнять измерения в зонах развития многолетней мерзлоты и присутствия на поверхности грубообломочных отложений. Измерения методом ЗС выполнялись в различных модификациях

(с соосными и разнесенными установками), обеспечивающих необходимую глубину исследований с выходом на опорный горизонт (фундамент) впадин (Неведрова и др., 2011а, б, 2012, 2013, 2014; Деев и др., 2011, 2012б, в). Сторона генераторной петли равнялась 500 м, измерительной – 200 м. Измерительные модули в разнесенных установках размещались в 600–1000 м от центра генераторной конструкции. Зондирования проведены с помощью двух систем регистрации сигнала: «Байкал-МЭРС» и «Импульс». Обработка и интерпретация полевых данных ЗС проводилась специалистами-геофизиками с использованием соответствующих программных средств в рамках модели горизонтально-однородных сред.

Профильные измерения ЗС, в частности, позволили впервые выявить глубины залегания фундамента Уймонской впадины, спрогнозировать на основании геоэлектрической модели геологический разрез впадины и обосновать заложение уникальной параметрической скважины (Деев и др., 2012г; Неведрова и др., 2013; Русанов и др., 2017) (см. раздел 2.2.4). При исследованиях в Чуйской и Курайской впадинах также использованы переинтерпретированные фондовые материалы, полученные геофизическими партиями в 60–80-е гг. прошлого века (Деев и др., 2011, 2012в; Неведрова и др., 2011б, 2014).

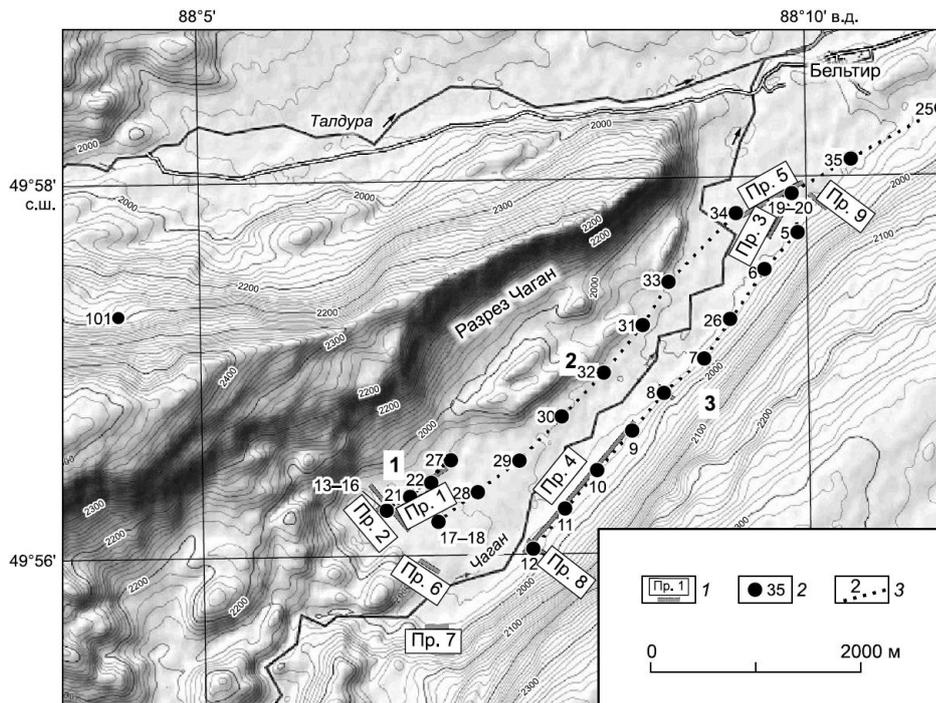
Для исследования верхней части (200–300 м) осадочного выполнения внутригорных впадин с присутствием островных многолетнемерзлых пород оптимально использовать метод ВЭЗ, который позволяет получить детальные геоэлектрические характеристики и маломощных приповерхностных слоев. В обозначенном интервале глубин данные ВЭЗ и ЗС хорошо согласуются.

Измерения методом ВЭЗ выполнялись с симметричной градиентной четырехэлектродной установкой Шлюмберже. Измерения проведены как в отдельных пунктах, так и по профилям с различным шагом между пикетами. Полуразносы генераторной линии находились в интервале от 1.5 до 1000 м. Величина максимального полуразноса $AB/2$ определяется в зависимости от предполагаемой глубины исследования на различных участках впадин и сложности рельефа. При выполнении ВЭЗ использованы два типа аппаратуры: АНЧЗ и SARIS, имеющие высокую помехозащищенность (Неведрова и др., 2013).

Для повышения однозначности интерпретации данных геоэлектрики на территории впадин Горного Алтая, в Чуйской впадине были выполнены параметрические наблюдения методом ВЭЗ (см. раздел 2.2.2). Измерения этим методом были осуществлены на ряде хорошо изученных геологических разрезов и позволили охарактеризовать геоэлектрические характеристики основных стратиграфических единиц кайнозойского разреза впадины, а также крупных комплексов, отвечающих самостоятельным этапам ее неотектонической эволюции (Деев и др., 2011, 2012в). Эти исследования в дальнейшем позволили выявить общие черты

строения и истории развития Чуйской, Курайской и Уймонской впадин (Деев и др., 2012в, г; Неведрова и др., 2014; Русанов и др., 2017).

Следующий пример иллюстрирует возможности метода ВЭЗ применительно к определению структуры впадин на неглубоких прибортовых участках и выявлению зон разломов и трещиноватости. Повышенный интерес к строению юго-западной части Чуйской впадины возник после сильного Чуйского землетрясения 2003 г. с $M_w = 7.3$ и интенсивностью 8–9 баллов, за которым последовал длительный афтершоковый процесс (Гольдин и др., 2004; Еманов, Лескова, 2005; Еманов и др., 2009; Лескова, Еманов, 2013). Ящикообразный участок долины р. Чаган находится в эпицентральной зоне землетрясения (рисунок 1.4).



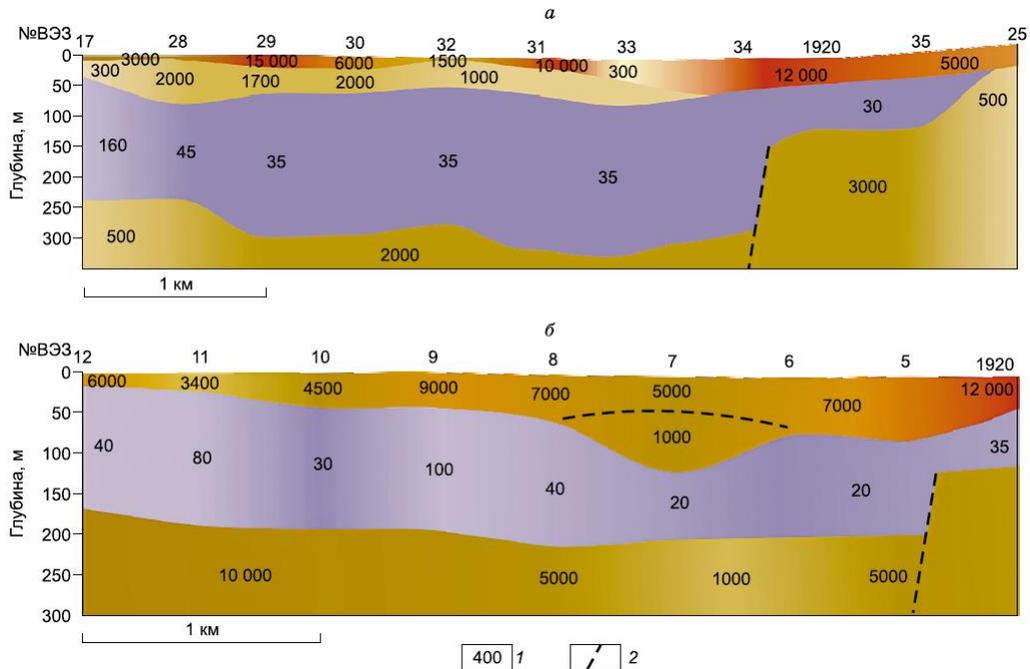
1 – профили электротомографии, 2 – пункты ВЭЗ, 3 – профили ВЭЗ

Рисунок 1.4 – Схема наблюдений методами постоянного тока в долине р. Чаган, юго-западная часть Чуйской впадины, по (Неведрова и др., 2017)

Рассмотрим геоэлектрическое строение участка по протяженным профилям ВЭЗ 2 и 3 (рисунок 1.5). Стартовая интерпретационная модель была построена с учетом априорных данных, и геоэлектрические характеристики разреза обоснованы по данным скважин, результатам параметрических измерений ВЭЗ (Деев и др., 2012в). В целом она хорошо сопоставляется с геоэлектрическими моделями, полученными нами ранее для Чуйской и Курайской впадин (Неведрова и др., 2001, 2014; Деев и др., 2012в).

В верхней части разреза наблюдается слой, который слагают отложения с высокими значениями удельного электрического сопротивления (УЭС). Он может быть сопоставлен с толщей плейстоцен-голоценовых аллювиальных и флювиогляциальных валунно-галечников.

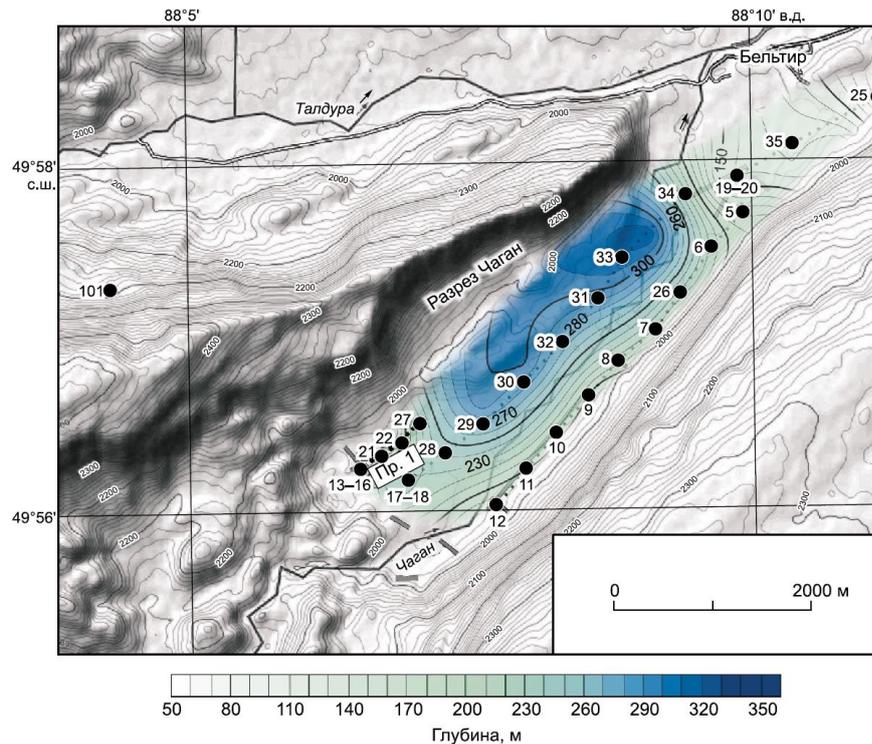
Участки разреза с максимальными значениями УЭС, скорее всего, соответствуют зонам развития многолетней мерзлоты. Выделяемый ниже слой с УЭС в диапазоне 300–2000 Ом · м, согласно общей геологической ситуации, может быть соотнесен с грубообломочными нижне-среднеплейстоценовыми отложениями башкаусской свиты и подстилающими ее нижнеплейстоценовыми песчаными образованиями бекенской свиты (Неведрова и др., 2017).



1 – удельное сопротивление, Ом · м; 2 – предполагаемый разлом

Рисунок 1.5 – Геоэлектрические разрезы (Неведрова и др., 2017): а – по профилю 2, б – по профилю 3 в долине р. Чаган

Еще глубже выделен наиболее однородный низкоомный слой. Его УЭС составляет в среднем от 40 до 60 Ом · м (в краевых частях долины значения могут возрастать до 100 Ом · м и более), а мощность варьирует от 120 до 150 м. По значениям УЭС можно предположить, что он соотносится с неогеновыми озерными отложениями глинисто-песчаного состава. Подстилает осадочные горизонты относительно неглубоко залегающий (~ 300 м) в этом районе палеозойский фундамент. На обоих разрезах по изменению абсолютных отметок кровли фундамента и резкому изменению мощности низкоомного геоэлектрического слоя зафиксирован разлом. Следовательно, геоэлектрические разрезы отражают блоковое строение участка (Неведрова и др., 2017). Построенная по данным ВЭЗ карта глубин до фундамента наглядно показывает наличие приподнятого блока на северо-востоке с сокращенной до 120 м мощностью кайнозойских отложений относительно юго-западного блока, в пределах которого глубины до высокоомного основания достигают 300 м (рисунок 1.6).

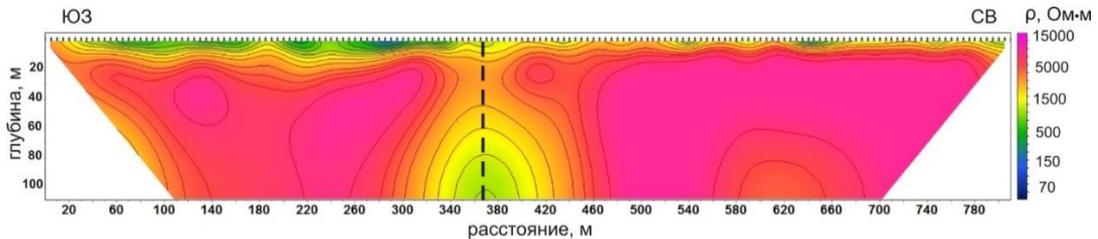


Условные обозначения см. на рисунке 1.4

Рисунок 1.6 – Рельеф поверхности фундамента по данным ВЭЗ. Долина р. Чаган
(Неведрова и др., 2017)

Использование методик и аппаратуры для электротомографии на постоянном токе позволяет изучать верхние части разрезов на глубинах до 100 м. Свою эффективность электротомография показала при исследовании зон сочленения межгорных впадин со своим горным обрамлением, особенно в плане изучения выраженных в рельефе и погребенных активных разломов и связанных с ними зон трещиноватости (Деев и др., 2012г; Неведрова и др., 2017). Электротомографическое профилирование выполнялось с использованием станции «Скала-48», предназначенной для работы методом сопротивлений в различных модификациях (ВЭЗ, электропрофилирование, 2D- и 3D-томография). К станции подключаются два 24-электродных кабеля с шагом между электродами 5 м, что позволяет получить геоэлектрический разрез по профилю протяженностью 235 м. Более протяженные непрерывные профили выполнены путем переноса первого сегмента многоэлектродного кабеля предыдущей расстановки далее по профилю. С использованием четырехэлектродной установки Шлюмберже глубинность измерений составила около 50–60 метров. Для увеличения глубины измерений до 100 м были реализованы измерения с трехэлектродной установкой AMN_{∞} , с выносным питающим электродом. Современные методы обработки результатов электротомографии позволяют оперативно обрабатывать полученную информацию и оценивать ее качество непосредственно на месте наблюдения (Неведрова и др., 2017).

Для иллюстрации возможностей метода электротомографии вернемся к долине р. Чаган. По данным ВЭЗ, выполненных с шагом в среднем 500 м между пунктами, невозможно определить геоэлектрические характеристики выявленной разломной зоны (см. рисунок 1.5), таких как точное положение и наклон сместителя, ширину. Для уточнения этих параметров и выяснения возможного проявления разлома в верхней части разреза были проведены измерения по профилю 5 электротомографии (см. рисунок 1.4).



Штриховая линия – предполагаемый разлом

Рисунок 1.7 – Разрез по данным электротомографии по профилю 5 (Неведрова и др., 2017)

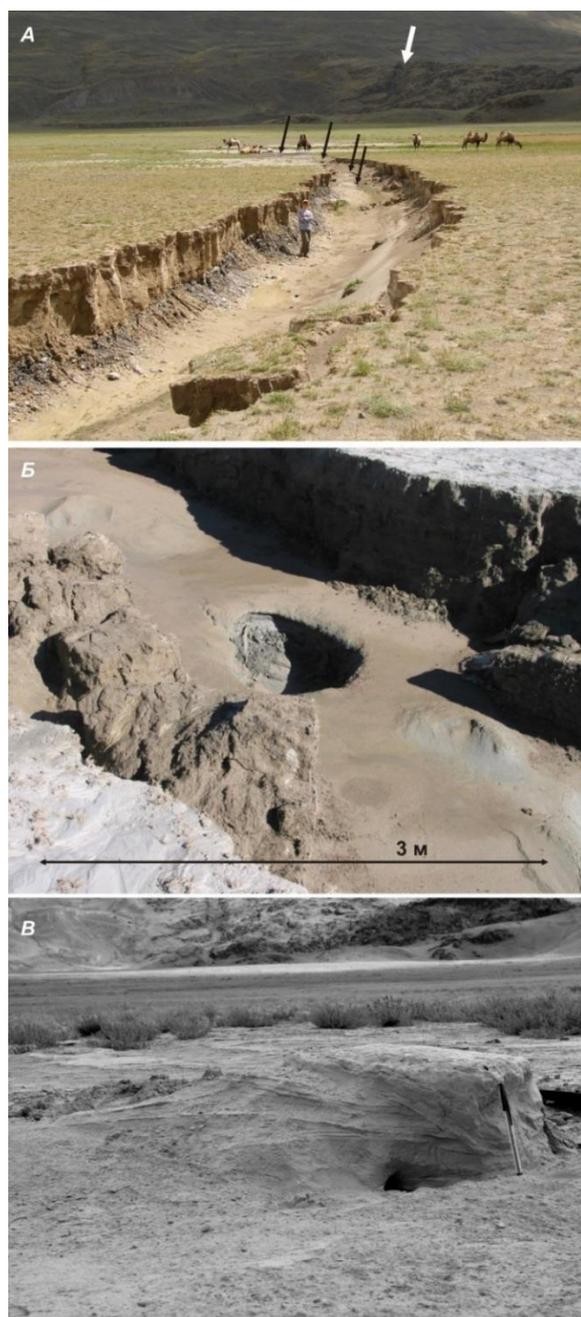
Профиль длиной 800 м выполнен между пунктами ВЭЗ 34 и 19–20 с трехэлектродной установкой, и по результатам интерпретации двумерный разрез построен до глубин более 100 м. На разрезе, практически в его середине, хорошо выделяется субвертикальная зона шириной до 130 м с пониженным сопротивлением горных пород, разделяющая два более высокоомных блока (рисунок 1.7). Таким образом, данные электротомографии указывают на возможность продолжения выявленной на разрезах по данным ВЭЗ разломной зоны и в четвертичные отложения. Понижение сопротивлений может быть следствием повышенной трещиноватости отложений в зоне влияния разломной зоны и ее обводненности. Это подтверждается и тем, что после Чуйского землетрясения 2003 г. на простирании выявленной разломной зоны сформировались многочисленные бугры пучения (рисунок 1.8) (Неведрова и др., 2017).



Вид на северо-восток, на заднем плане Курайский хребет. Фотография автора

Рисунок 1.8 – Линейно расположенные бугры пучения на пойме р. Чаган в зоне предполагаемого разлома, возникшие после Чуйского землетрясения 2003 г.

(Неведрова и др., 2017)



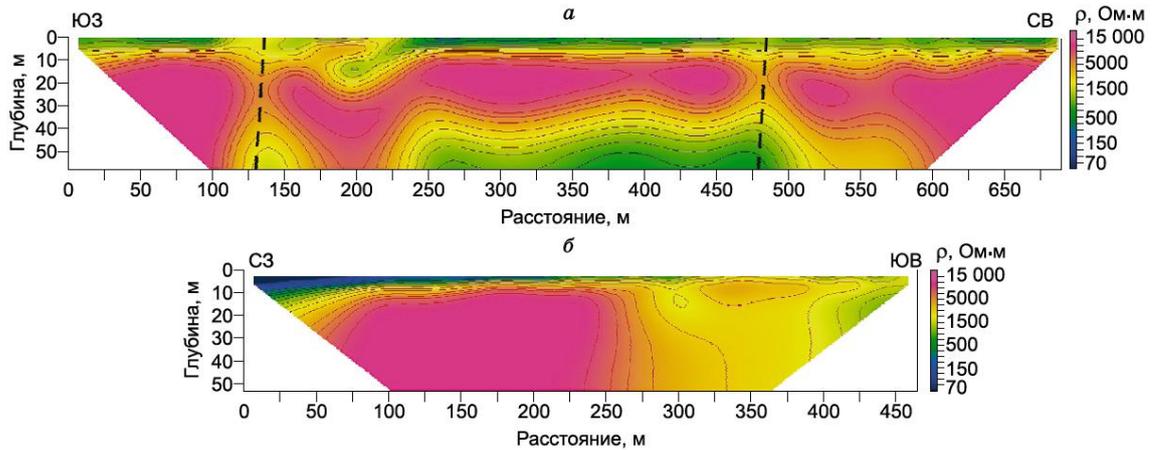
А – один из сейсморов; черными стрелками показано положение грифонов; белая стрелка – древний сейсморов на коренном ригеле. *Б* – один из грифонов, из которого происходило излияние грязеводной массы. *В* – вулкан, сложенный алевритопесчаным материалом. Фотографии автора

Рисунок 1.9 – Первичные и вторичные сейсмогенные деформации Чуйского землетрясения 2003 г. в долине р. Чаган (Неведрова и др., 2017)

Профили 1 и 2 электротомографии выполнены в юго-западной части долины р. Чаган (см. рисунок 1.4.). Здесь днище долины вблизи ригеля, сложенного коренными породами и имеющего разломное ограничение, пересекла трасса основных сейсмогенных разрывов Чуйского землетрясения 2003 г. Первичные сейсмодислокации представлены здесь тремя эшелонированно надстраивающими друг друга сейсморами шириной до 6 м и протяженностью до 150 м (Рогожин и др., 2007). В парагенезе с трещинами растяжения проявились грифоны и вулканы (рисунок 1.9), из которых происходило излияние алевритопесчаных и грязевых масс в результате развития процесса флюидизации приповерхностной части осадочного разреза (Деев и др., 2006; Рогожин и др., 2007). Раскопки грифонов позволили зафиксировать подводящие каналы грифонов в виде даек на глубину в первые метры (Lunina, Gladkov, 2015).

Профиль 1 направлен вкрест простирания сейсмогенных разрывов, а профиль 2 – вдоль простирания сейсмодислокаций. На разрезе по профилю 1 наблюдаются субвертикальные и наклонные зоны пониженных сопротивлений разной протяженности, соответствующие разрывам на поверхности (рисунок 1.10а). Эти зоны рассекают высокоомный слой с УЭС до

15000 Ом·м, который по значениям сопротивлений, очевидно, соответствует многолетнемерзлым породам. Зоны разрывов в многолетнемерзлых породах могли служить каналами миграции подмерзлотных вод, которые, наряду с надмерзлотными водами участвовали в излиянии на дневную поверхность разжиженного материала при формировании вторичных сейсмодислокаций Чуйского землетрясения (Неведрова и др., 2017).



a – по профилю 1, *б* – по профилю 2. Юго-западная часть долины р. Чаган. Штриховые линии – предполагаемые разломы

Рисунок 1.10 – Разрезы по данным электротомографии в зоне первичных сейсмодислокации Чуйского землетрясения 2003 г. (Неведрова и др., 2017)

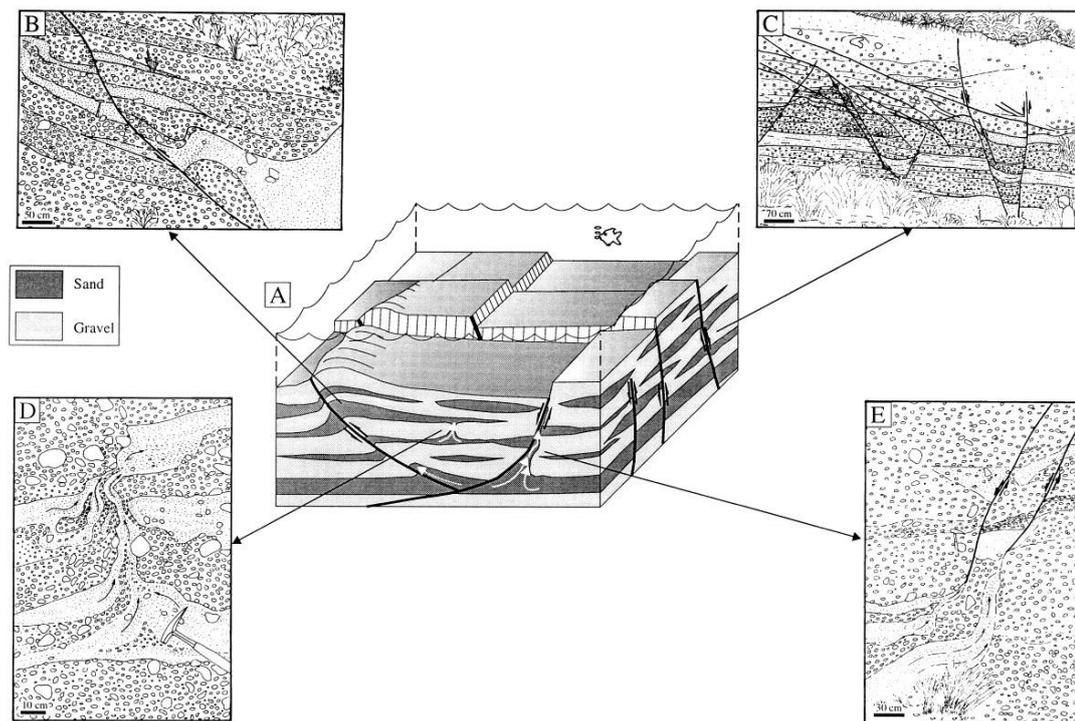
На разрезе по профилю 2 видно, что многолетнемерзлые высокоомные породы не имеют сплошного распространения, так как в его юго-восточной части выделяется протяженная зона с пониженными значениями сопротивления (см. рисунок 1.10б).

1.3. Изучение вторичных сейсмогенных деформаций – сейсмиков – в разрезах рыхлых отложений

Термин “сейсмикиты” (“seismites”), используемый для обозначения вторичных сейсмогенных деформаций в осадках и осадочных горных породах, был введен в геологический обиход Адольфом Зейлахером (Seilacher, 1969). Не остались в стороне и отечественные исследователи. Так в конце 60-х годов прошлого столетия К.И. Микуленко с соавторами (Микуленко, Острый, 1968; Микуленко, Афанасьев, 1969) обратил внимание на наличие в керне скважинных разрезов нижней–средней юры (тюменская свита) и мела (куломзинская, тарская, киялинская и покурская свиты) в Обь-Иртышском междуречье Западно-Сибирской плиты разнотипных сингенетических деформационных структур: флюидалные структуры и структуры внедрения, плейчатость, флексуры, простые и сложные складки, одиночные и образующие системы разрывы слоев, кластические дайки. Было показано, что рассматриваемые деформации: 1) располагаются на определенных стратиграфических уровнях, подстилаются и перекрываются недеформированными отложениями, а толщины самих интервалов с деформациями колеблются от первых сантиметров до нескольких десятков метров; 2) проявляются вне зависимости от литологического состава пород (аргиллиты, алевролиты, песчаники); 3) прослеживаются на большие расстояния; 4) периодически повторяются в разрезе и 5) тяготеют к зонам региональных разломов, проявлявшим активность в мезозое. Эти критерии, по мнению авторов цитируемых работ, в достаточной степени свидетельствуют о подводно-оползневом генезисе деформаций, а в качестве наиболее вероятных триггеров оползней выдвинуты землетрясения.

Следует согласиться с подводно-оползневым генезисом для описанных деформаций в нижнемеловых отложениях, которые формировались в условиях палеосклонов и при боковом заполнении эпиконтинентального морского бассейна. Через палеосклоны посредством турбидных потоков осуществлялся транзит терригенного материала из “шельфовых” обстановок к глубоководным частям бассейна седиментации. В результате, у подножия мигрирующих склонов в условиях лавинной седиментации накапливался алевроито-песчаный материал подводных конусов выноса, а также обвальные и оползневые отложения. Естественно присутствие здесь оползневых структур, структур внедрения в подстилающие баженовские аргиллиты, включений обломков и окатышей подстилающих аргиллитов, брекчиевидных структур, трещиноватости, в том числе и со смещениями по разрывам (Брехунцов и др., 1999; Карагодин и др., 2000; Деев и др., 2004, 2012б; Курчиков и др., 2010). Однако, деформации, приуроченные к отложениям континентальных фаций (озерных, аллювиальных и т.д.) тюменской и покурской свит, следует соотносить с “сейсмитами”.

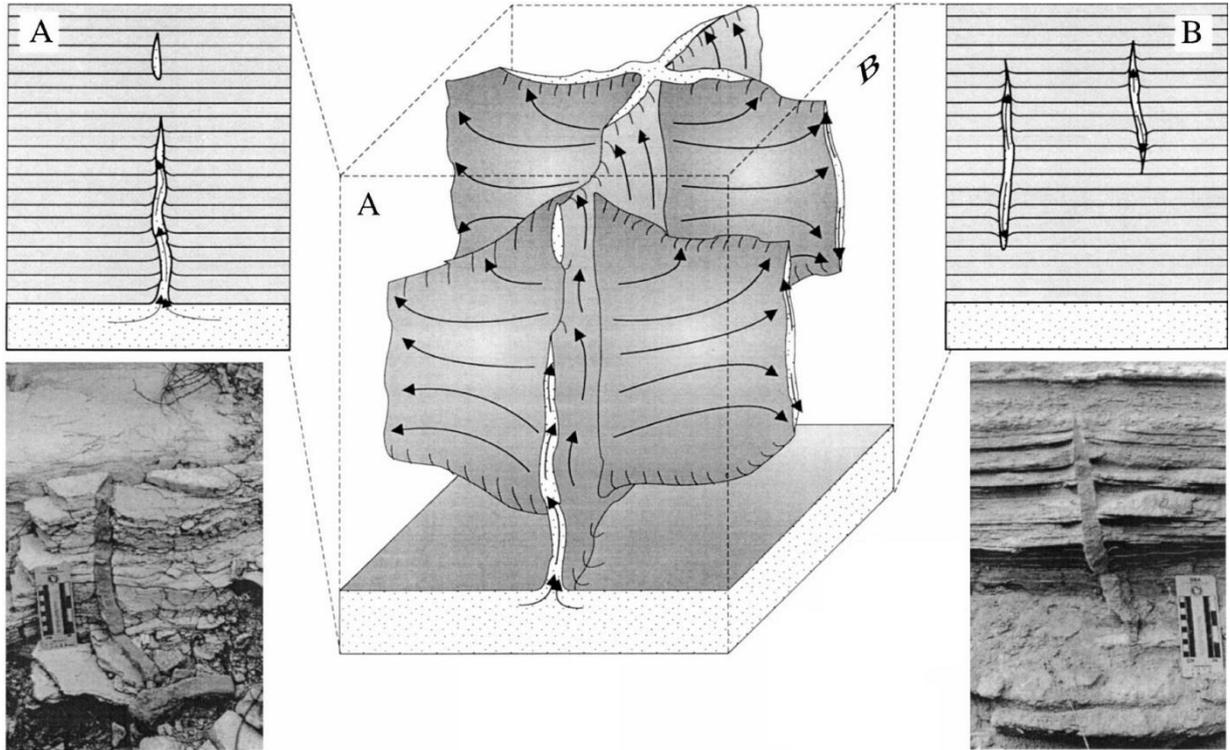
В настоящее время под термином “сейсмиды” объединяют широкий класс деформационных структур, которые возникают при хрупких (рисунок 1.11), хрупко-пластических и пластических деформациях, эффектах разжижения и флюидизации во время землетрясений в рыхлых или слабосцементированных и в различной степени водонасыщенных отложениях. В осадочных последовательностях они фиксируются в виде алеврито-песчаных даек (рисунок 1.12) и силлов, систем трещин и разломов, структур растяжения, разнотипных структур перемешивания слоев с разной гранулометрией (рисунок 1.13, 1.14), флексур, складок, осадочных брекчий и т.д. (Корженков и др., 1999, 2014б; Деев и др., 2005; 2009а, 2012а,б; 2013а, 2015а; Бискэ и др., 2009; Николаева, 2009; Гладков, Лунина, 2010; Шитов и др., 2010; Лунина и др., 2012; Никонов, 2012; Hempton, Dewey, 1983; Plaziat et al., 1990; Korjenkov, 2000; Rodríguez-Pascua et al., 2000; Owen, 2003; Montenat et al., 2007; Moretti, Ronchi, 2011; Gladkov et al., 2016; Lunina, Gladkov, 2016). Лабораторные эксперименты (рисунок 1.15) демонстрируют принципиальную возможность получения морфологически подобных структур при вибрационном воздействии на рыхлые влагонасыщенные осадки (Kuenen, 1958; Owen, 1996; Moretti et al., 1999).



Белые и черные стрелки показывают движение вверх разжиженного песка и гравия, что во многих случаях благоприятствует формированию плоскостей микроразломов

Рисунок 1.11 – Схема формирования микроразломов и песчаных интрузий в пачке переслаивания гравийно-галечников и песков при циклических напряжениях сдвига, возникших в результате сейсмического события, по (Rodríguez-Pascua et al., 2000) с

изменениями



В пределах основной дайки песок из разжиженного слоя поднимается вверх. Подчиненные дайки формируются при боковом токе песка. Вставки А и В иллюстрируют морфологию основной и подчиненных даек и их взаимоотношения с вмещающими отложениями

Рисунок 1.12 – Схема формирования песчаных даек при сейсмических событиях, по (Rodríguez-Pascua et al., 2000) с изменениями

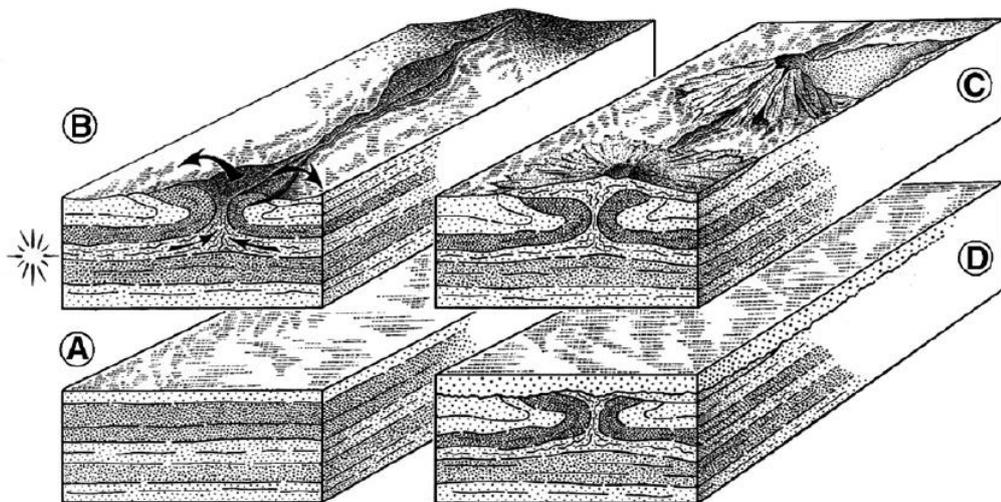


Рисунок 1.13 – Схематическое изображение процесса формирования песчаных вулканов (Montenat, 1980)

Анализу параметров и механизмов деформационного поведения зернистых сред при сейсмических событиях посвящен ряд публикаций, в том числе (Lowe, 1975; Allen, 1982; Owen, 1987, 2003). Высказаны предположения о том, что волновое воздействие нарушает седиментационную структуру, и осадок переупаковывается. Это приводит к уменьшению пористости осадка и повышению давления порового флюида. При различных соотношениях литостатического и порового давлений реализуются механизмы флюидизации и разжижения. Ранние стадии последнего способствуют развитию пластической деформации с образованием разнородных пликативных форм и флексур. Усиление разжижения приводит к дальнейшей прогрессирующей деструкции первичных осадочных структур с формированием флюидальных и массивных текстур. Следствием флюидизации является движение алеврито- или песчано-водных потоков по трещинам, ряд из которых служит питающими каналами проявляющихся на поверхности песчаных вулканов. На проявление этих механизмов положительно влияет меньшая зернистость осадка и отрицательно — присутствие в нем значительного количества глинистых минералов, увеличивающих сцепление.

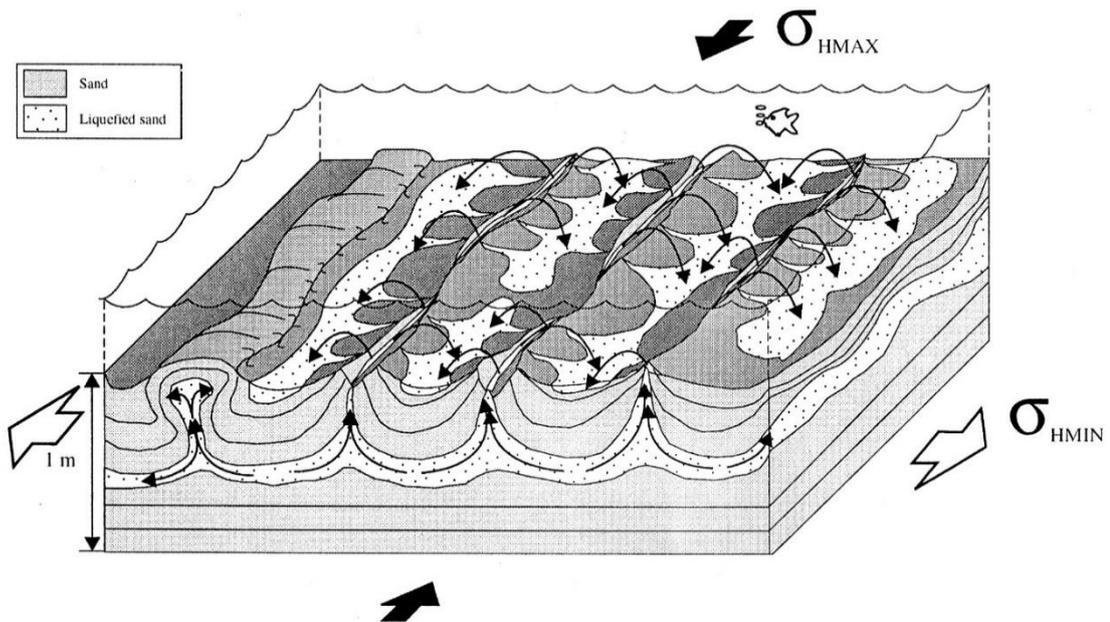
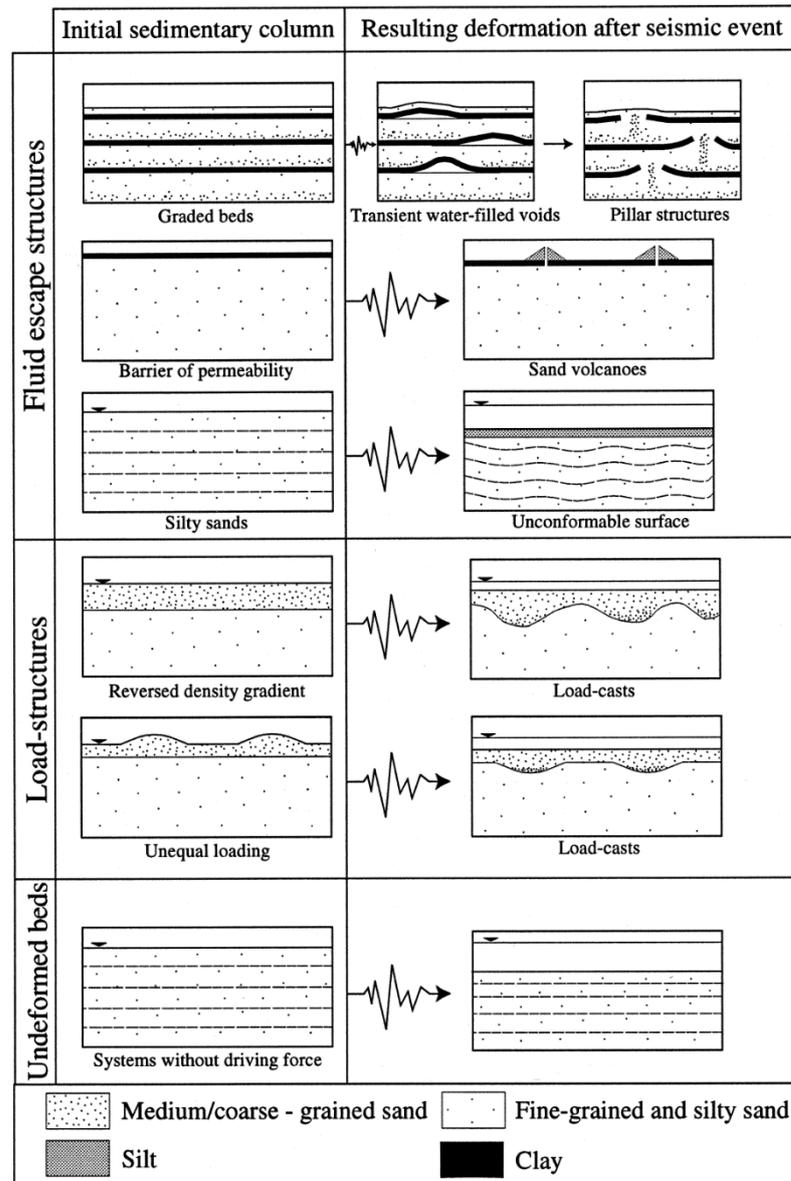


Рисунок 1.14 – Схема формирования подушечных структур и песчаных диапиров при сейсмических событиях, по (Rodríguez-Pascua et al., 2000) с изменениями

Проведенные нами исследования (Сибиряков, Деев, 2008) позволяют анализировать возможные варианты развития деформации зернистой среды при сейсмическом воздействии. Показано, что тип деформации данной среды зависит, главным образом, от типа флюида в поровом пространстве. Если поры заполнены газом, деформация будет хрупкой с образованием трещин. Если поры заполнены жидкостью, будут происходить разжижение и флюидизация

среды. В последнем случае существенное значение приобретают удельная поверхность порового пространства, пористость и поровое давление. Например, чем ниже пористость

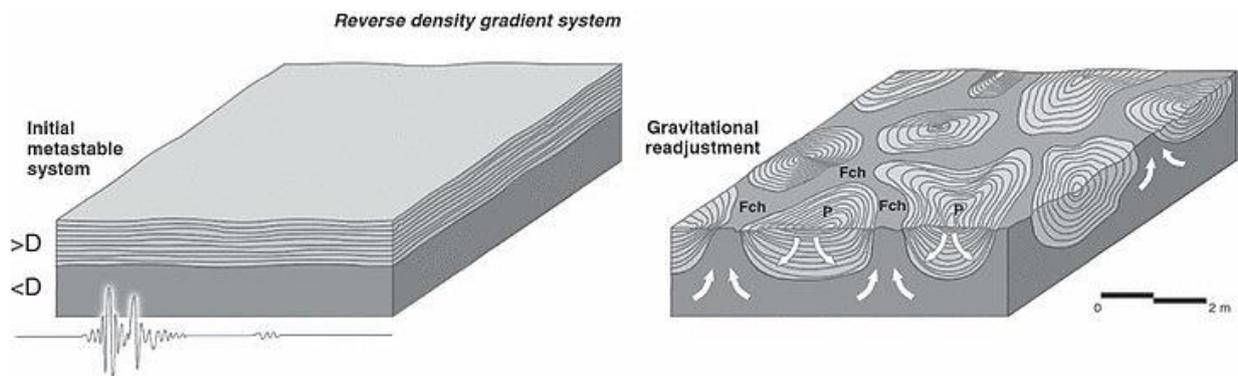


Слева находится начальная осадочная колонна, справа результат разжижения и флюидизации после сейсмического события

Рисунок 1.15 – Основные виды структур деформации рыхлого осадка, воспроизведенные с использованием вибростола, по (Moretti et al., 1999)

и выше удельная поверхность порового пространства, т.е. чем более мелкозернистым является осадок, тем сильнее он будет подвержен разжижению и флюидизации. Этому же способствует и наличие флюидоупора (замкнутая пористость). Именно поэтому наиболее благоприятной средой для проявления процессов разжижения при землетрясениях являются рыхлые влагонасыщенные осадки гранулометрических фракций в интервале 0.01–1 мм (Tsuchida, Hayashi, 1971). Применительно к нашим объектам, озерные и пойменные алеврито-

песчаные отложения являются наиболее подходящими объектами для поиска сейсмиков (Деев и др., 2005; 2009а, 2012а, б; 2013а, 2015а; Корженков и др., 1999, 2014б; Sims, 1973,1975; Hempton, Dewey, 1983; Korjenkov, 2000; Rodríguez-Pascua et al., 2000; Moretti, Ronchi, 2011; Bowman et al., 2004а; Rana et al., 2013; Üner, 2014; Gladkov et al., 2016). Дополнительная неустойчивость в осадочных системах при прохождении сейсмических волн возникает из-за разности в удельных весах контактирующих осадков (системы с обратным градиентом плотности) (Деев и др., 2009а; Kuenen, 1958; Moretti et al., 1999; Owen, 2003). Так, система будет неустойчивой, если удельный вес у верхнего осадка будет больше, чем у нижнего (рисунок 1.16). Чаще всего в изученных разрезах такого рода неустойчивость определяется бóльшим гранулометрическим размером частиц вышележащего осадка, хотя в ряде случаев, вероятно, влияет упаковка, пористость осадков, степень их насыщения водой. Наиболее часто в таких случаях возникают структуры нагрузки, псевдонодулы, пламеневидные и подушечные структуры. Неустойчивость в деформируемые осадочные последовательности могут вносить и локальные склоновые градиенты, в том числе и в косослоистых сериях.



D – объемная плотность, P – подушки, Fch – флюидизированные каналы

Рисунок 1.16 – Трехмерная модель образования структур нагрузки в системе с обратным градиентом плотности, по (Alfaro et al., 2010)

Два важных аспекта определяют сейсмичность как важный инструмент палеосейсмологических исследований в сейсмоактивных регионах мира: 1) несравнимо большее площадное распространение таких структур при землетрясениях относительно первичных сейсмодислокаций, 2) их консервация в осадочных последовательностях и, как следствие, сохранность не только на протяжении голоцена–плейстоцена, но и вплоть до десятков и сотен миллионов лет, например (Rossetti, 1999; Netoff, 2002; Jewell, Ettensohn, 2004; Mazumder et al., 2006), тогда как первичные сейсмодислокации и сейсмогравитационные структуры уничтожаются процессами эрозии за тысячи – десятки тысяч лет.

Обобщения для различных регионов мира показывают, что эффекты, связанные с разжижением и флюидизацией, начинают устойчиво проявляться в приповерхностных рыхлых

влажноссыщенных осадках, главным образом, при землетрясениях с $M \geq 5-5.5$ (Kuribayashi, Tatsuoka, 1975; Ambraseys, 1988; Obermeier, 1996; Galli, 2000; Papathanassiou et al., 2005), т.е. они возникают в областях сотрясений с интенсивностью $I \geq VI-VII$ по шкале MSK-64. Аналогичные зависимости для инструментально зарегистрированных землетрясений с глубинами гипоцентров 10–40 км на территории гор Южной Сибири, Монголии и северо-востока Казахстана показали, что и здесь эффекты разжижения и флюидизации возникают, начиная с пороговых значений $M_s \geq 5.2$ и $I_0 = VI-VII$ (шкала MSK-64) (Андреев, Лунина, 2012).

Проблематично использовать отдельные места обнаружения сейсмитов для оценки положения эпицентров древних землетрясений, поскольку возможное эпицентральное расстояние до мест разжижения и флюидизации резко возрастает с увеличением магнитуды землетрясения. В зависимости от величины магнитуды древнего землетрясения палеоэпицентры могут располагаться от мест разжижения и флюидизации грунтов на расстояниях до 10 км при $M = 5.0$, до 30 км при $M = 6.0$, до 100 км при $M = 7.0$ и до 300 км при $M = 8.0$ (рисунок 1.17).

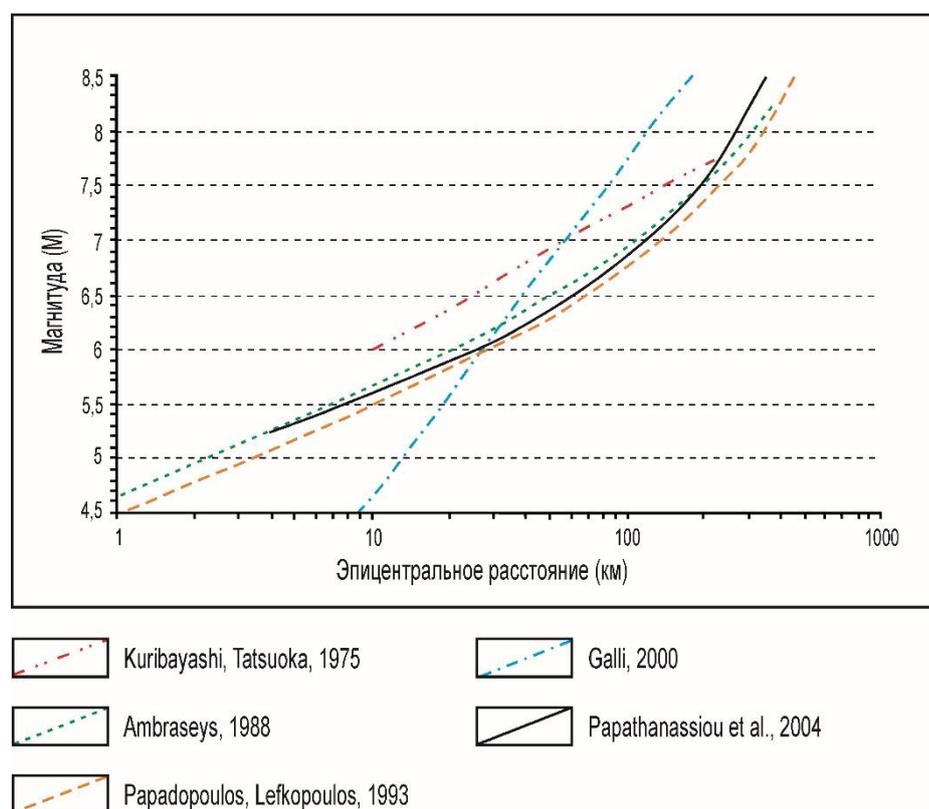


Рисунок 1.17 – Эпицентральное расстояние мест проявления структур разжижения и флюидизации в зависимости от магнитуды землетрясения по данным разных авторов

Однако на примере обобщения данных по итальянским землетрясениям за последнюю тысячу лет P. Galli (2000) показал, что эффекты разжижения в 90 % случаев располагают на расстоянии до 50 км от эпицентра. В работах (Андреев, Лунина, 2012; Лунина и др., 2014)

установлено, что места проявления структур разжижения и флюидизации, которые имели место при землетрясениях на юге Сибири, сопредельных территориях Монголии и Северного Казахстана в 1950–2008 гг., в 93 % случаев локализируются в пределах 40 км от разлома, с которым ассоциируется сейсмическое событие.

В виду отсутствия четких связей между магнитудами землетрясений и типами сейсмиков, широкого разброса мест возникновения сейсмиков от эпицентра при различных магнитудах (Ambraseys, 1988; Galli, 2000; Papathanassiou et al., 2005), недостаточной обнаженности многих территорий, наличия ограниченного количества хорошо коррелируемых разрезов с сейсмитами на площади исследований, эти структуры крайне редко позволяют достоверно реконструировать положение древних эпицентральных зон и магнитуду конкретных землетрясений (Лунина и др., 2011; Obermeier, 1996; Obermeier et al., 2005; Rudersdorf et al., 2017). В большей степени они важны для общей оценки сейсмичности района исследований и удревления его сейсмической летописи. Исключение составляют песчано-алевритовые дайки, высота и ширина которых позволяют, с использованием корреляционных зависимостей из (Lunina, Gladkov, 2015), оценить магнитуды и интенсивности палеоземлетрясений.

Справедливости ради необходимо отметить, что морфологически подобные структуры возникают и при других процессах (Деев и др., 2009а; 2013а; Lowe, 1975; Van Loon, 2009; Owen et al., 2011; Owen, Moretti, 2011). В пределах осадочных толщ, выполняющих внутригорные впадины, они могут иметь также седиментационное, гляциогенное, криогенное, солифлюкционное, обвальное, оползневое, подводно-оплывневое и волноприбойное происхождение. Поэтому каждый раз важно провести четкую “отбраковку” сейсмогенных деформаций от структур иного генезиса. Проиллюстрируем это на ряде примеров.

Можно исключить присутствие гляциодинамических и гляциотектонических структур (рисунок 1.18 А) в разрезах внеледниковых зон, так как для этого типа дислокаций необходима деятельность ледника, т.е. в разрезах где отсутствуют морены. Деформации, возникшие при динамическом воздействии ледника, имеют, как правило, генеральную ориентировку. Деформации, связанные с формированием инверсионных форм ледникового рельефа, диагностируются в контексте строения разрезов (рисунок 1.18 Б–Г).

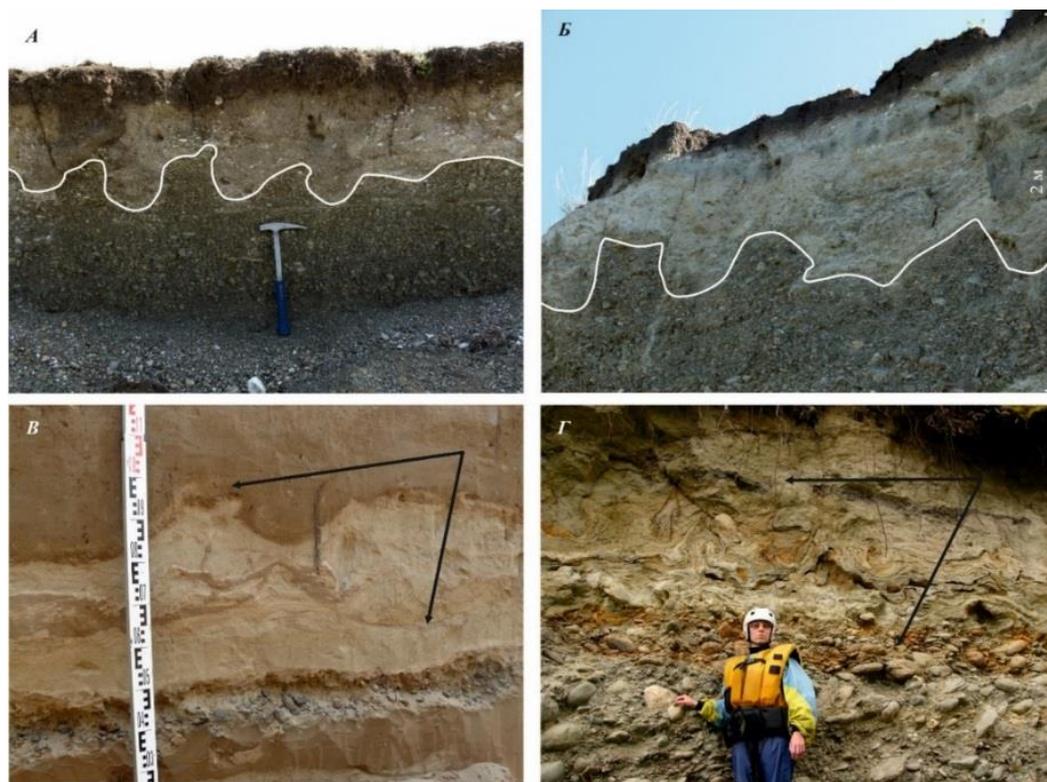
Морфологически разные структуры, образующиеся при разжижении, могут быть признаком исчезнувшей многолетней мерзлоты. Солифлюкционные деформации (рисунок 1.19) формируются при таянии подземных линз льда инъекционного происхождения, сегрегационных шлиров, льда-цемента и повторно-жильного льда. Однако такие деформации возникают только в субэдральных условиях и тяготею преимущественно к верхним частям разрезов. Более того, солифлюкционные структуры зачастую образуют парагенезис с грабенообразными просадками и клиновидными псевдоморфозами по повторно-жильным

льдам (рисунок 1.20). В силу вышесказанного можно исключить присутствие криогенных и солифлюкционных деформаций в озерных обстановках, т.к. формирование подземных льдов на дне озера представить достаточно сложно, а солифлюксий является субэаральным процессом.



А – дисгармоничная складчатость в варвоподобных ледниково-озерных отложениях Чаганского разреза (Чуйская впадина), возникшая в результате движения ледника. Движение ледника происходило слева – направо. *Б–Г* – деформации в инверсионных грядах (Уймонская впадина). Изначально аллювиальные отложения накапливались в пределах русел-каналов, прорезанных в крупных наледях, покрывавших наземные дельты в эпоху МИС–2. Гряды сформировались при таянии наледей и преобразовании синформного выполнения русел в антиформные валы. Флексуры, системы трещин и микроразломов генетически связаны с процессом оползания крыльев валов в процессе инверсии. Фотографии автора

Рисунок 1.18 – Гляциодинамические деформации и деформации, возникшие при формировании инверсионных форм ледникового рельефа в плейстоценовых отложениях Горного Алтая

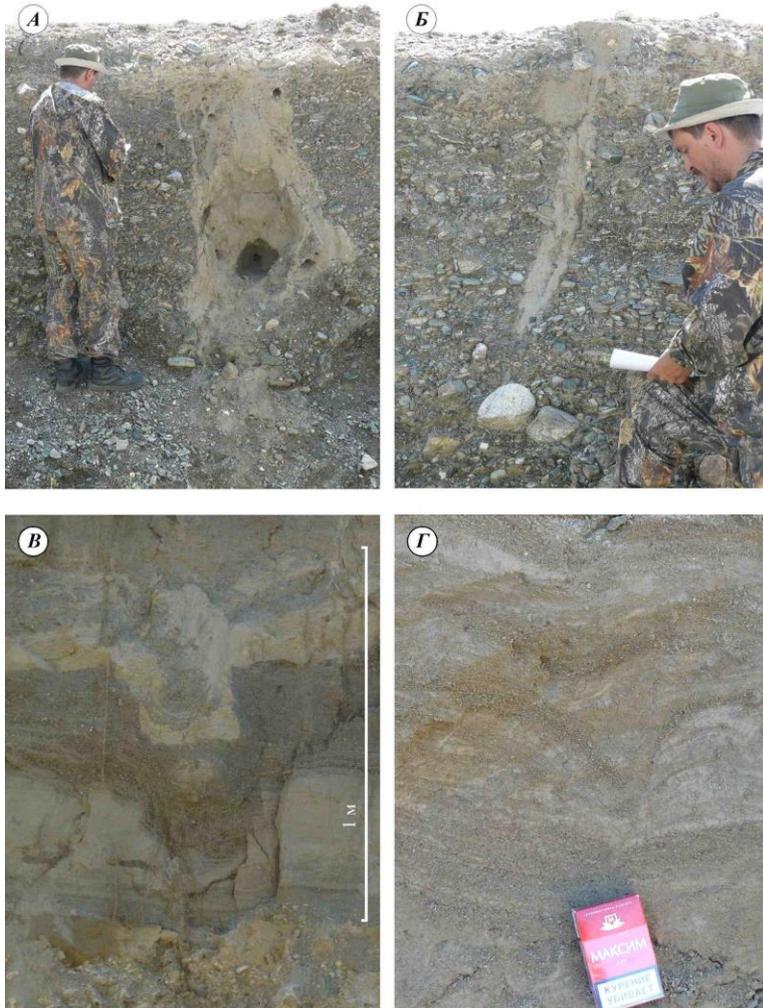


А – перемешивание пролювиальных галечников с делювиальными алевритами и песками, включающими гравий и гальку (Курайская впадина, Горный Алтай). *Б* – перемешивание русловых валунно-галечников с субэральными алевритами, песками и супесями, надпойменная терраса р. Катунь (Уймонская впадина, Горный Алтай). *В* – перемешивание аллювиальных отложений второй надпойменной террасы р. Ангара (западная оконечность острова Сосново-Тушамский). *Г* – соллюфлюкционное перемешивание верхней части русловых валунно-галечников, пойменных песков и алевритов, палеопочвы, лессовидных супесей в надпойменной террасе р. Башкаус (район п. Сартан, Горный Алтай). Фотографии автора

Рисунок 1.19 – Конволюции, возникающие в отложениях в результате развития солифлюкции

Морфологически сходные с сейсмитами текстуры могут возникать в отложениях грязекаменных, мутьевых и дребисных потоков, которые завершают разрезы суперпаводковых циклов в магистральных долинах Горного Алтая и транспортируют материал со склонов долины к ее днищу после спада паводка (Зольников, Деев, 2013а; Деев и др., 2015а; Carling, 2013). Особенно благоприятные условия для таких седиментационных процессов возникают в палеогляциозоне на этапе спуска подпрудно-ледниковых водоемов (Зольников и др., 2008, 2010; Зольников, Деев, 2013а). Они представлены алеврито-песчано-дресвяно-щебнегалечными миктитами мощностью от 0.5 до 5.0 м, которые залегают на подстилающих отложениях с эрозионным контактом. В отложениях присутствуют складки волочения, полосы

с кляксообразными очертаниями, рулеты, микродиапиры и т.д., сформированные при оплывневом движении материала и часто вытянутые в направлении движения потоков (рисунок 1.21). Однако все эти текстуры являются сингенетичными. Сейсмиды же развиваются как вторичные деформационные структуры по уже сформированным седиментационным текстурам.



А–Б – мерзлотные клинья – алеврито-песчаные псевдоморфозы по эпигенетическим ледяным жилами, секущие голоценовый пролювий в Чуйской котловине. *В* – грабенообразная просадка в позднеплейстоценовом пойменном аллювии р. Катунь (Уймонская впадина). *Г* – мерзлотный клин в позднеплейстоценовых озерных отложениях Уймонской впадины. Фотографии автора

Рисунок 1.20 – Деформации четвертичных отложений Горного Алтая, связанные с развитием мерзлотных процессов

Похожие на сейсмиды структуры и текстуры, сингенетичные процессу осадконакопления и отражающие его специфику, характерны также для аллювиальных обстановок (восходящая рябь течения (рисунок 1.22 А), продавливание галечным материалом подстилающих пойменных алевритов и песков (рисунок 1.22 Б–В), подводно-оползневых образований (рисунок 1.23). Переносимые в суперпаводковых потоках блоки озерных алевритов и песков, находящиеся в мерзлом состоянии, дробятся и могут быть приняты за брекчии, возникшие при землетрясении (рисунок 1.22 Г). Попадающие в параллельно-слоистые озерные алевриты и пески коллювиальные обломки и друпстоуны деформируют их с образованием различного рода конволюций (рисунок 1.24). Другое дело, если коллювиальные обломки образуют протяженные повторяющиеся линзы среди озерных отложений и пространственно



A, B – конволюционная слоистость в отложениях мустьевого потока (разрез Карьер-Манжерок-2, район п. Манжерок, Горный Алтай). Рулеты и складки волочения в отложениях грязекаменных потоков: *B* – северный борт Чуйской впадины (Горный Алтай), *Г* – восточная часть Усть-Канской впадины (Горный Алтай). Фотографии автора

Рисунок 1.21 – Текстуры мустьевых и грязекаменных потоков



Рисунок 1.22 – *A, B* – русловые галечники, продавливающие подстилающие их пойменные алевриты и пески (Менкский карьер, район п. Акташ, Горный Алтай). *B* – восходящая рябь течения в аллювии (Менкский карьер, район п. Акташ, Горный Алтай). *Г* – блок озерных алевритов и песков, транспортировавшийся в мерзлом состоянии в суперпаводковом потоке и дробившийся во время транспортировки (разрез сальджарской толщи, район п. Чепош, Горный Алтай). Фотографии автора



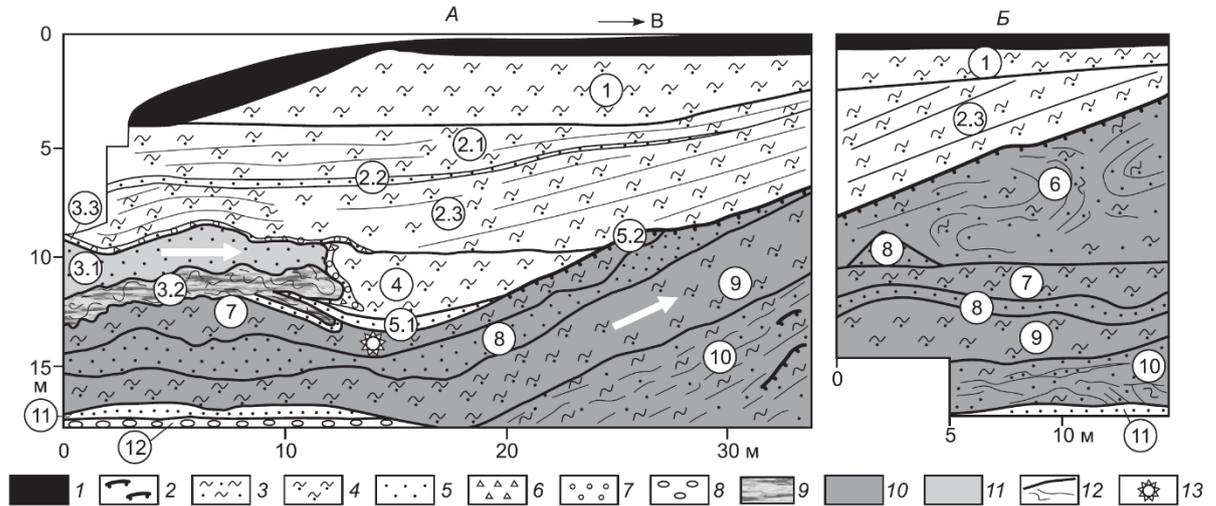
Рисунок 1.23 – Подводно-оплывневые деформациях в отложениях позднеплейстоценового озера (северный борт Чуйской котловины, Горный Алтай). Фотографии автора



Рисунок 1.24 – Коллювиальные обломки, деформирующие озерные алевриты и пески в четвертичных разрезах западной части Чуйской впадины (Горный Алтай). Фотографии автора связаны с сейсмогенными конволюциями.

Деформации, связанные с развитием оползневых процессов, контекстно распознаются, исходя из геоморфологической ситуации и/или при изучении разрезов. Проиллюстрируем это на примере строения разрезов террасового комплекса левого берега р. Енисей, в районе

г. Красноярска. Здесь расположен комплекс археологических памятников под общим названием «Афонтова гора», который является одним из ключевых объектов палеолита Сибири. Автору посчастливилось участвовать в 2014 г. в спасательно-археологических работах на памятнике Афонтова гора-II.



1 – техногенный слой; 2 – палеопочвы; 3 – переслаивание песка и супесей; 4 – супесь легкая пылеватая; 5 – песок; 6 – дресва; 7 – гравий; 8 – галька; 9 – пластически деформированные отложения в основании верхней оползневой пластины; 10 – тело более древнего оползня; 11 – тело более молодого оползня; 12 – элементы слоистости; 13 – место обнаружения основных палеоантропологических находок. Стрелками показаны направления движения оползней в проекции на разрез. Цифры в кругах – номера слоев

Рисунок 1.25 – Основной геологический разрез памятника Афонтова гора-II

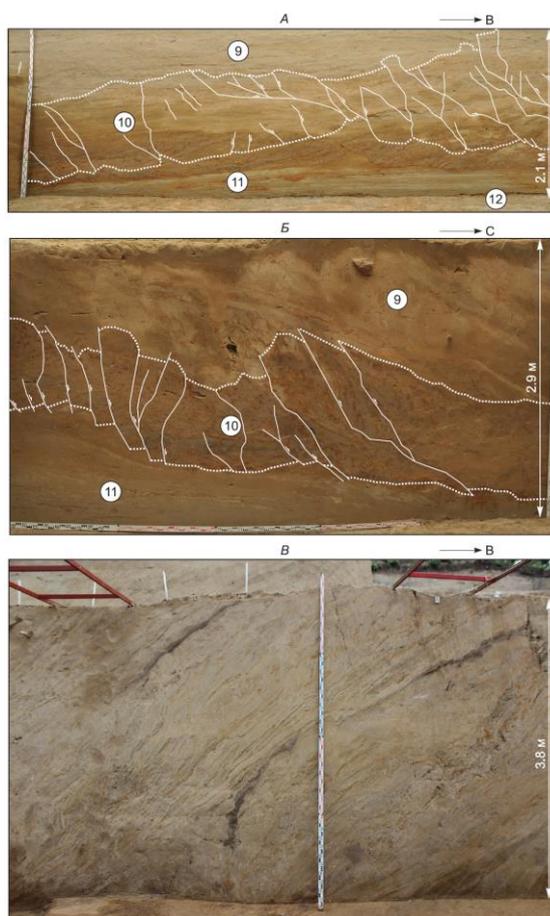
(Зольников и др., 2017)

Нами было установлено, что постседиментационные деформации, связанные с развитием оползневых процессов, наблюдаются в отложениях как II, так и III террас (Дервянко и др., 2014; Зольников и др., 2017). Приведенный на рисунке 1.25 разрез вскрывает ступень рельефа с пологой поверхностью размерами приблизительно 150×250 м, которая с юго-запада и северо-востока ограничивается логами. В рельефе данная ступень читается как древний оползень с хорошо выраженной стенкой отрыва (Громов, 1948). В структуре¹ преимущественно субаэральных отложений (лессы и делювий) выделено две оползневые пластины, перемещенные около 12 тыс. лет назад. Более древний и существенно более крупный оползень включает в себя отложения пачек 6–10. Пластина дробится на разномасштабные блоки (рисунок 1.26 А, Б). Некоторые оползневые блоки повернуты настолько, что ориентировка в

¹ Детальное послойное описание разреза см. в (Зольников и др., 2017).

них первично-седиментационной слоистости и инициальных палеопочв становится крутонаклонной или даже субвертикальной. Внутри самих блоков слоистость нарушается структурными ансамблями складок пластического течения, трещин и малоамплитудных разломов различной кинематики (рисунок 1.26 *В*), иногда вплоть до ее полного уничтожения. В наиболее влагонасыщенной верхней части оползня проявились структуры разжижения в виде крупных (первые метры) складок и языков (рисунок 1.27) (Зольников и др., 2017).

Второй оползень представлен отложениями пачки 3.1, которая сложена светло-серыми тонкомелкозернистыми параллельно-слоистыми делювиальными песками мощностью до 2.6 м. Непосредственно под оползневой пластиной располагается деформированная при ее движении в сложные складки пластического течения лессовидная супесь мощностью до 1.5 м (пачка 3.1, рисунок 1.28 *А*). Внутри блока слоистость нарушена разноориентированными системами малоамплитудных (смещения до первых сантиметров) микроразломов преимущественно сбросовой кинематики (рисунок 1.28 *Б*) (Зольников и др., 2017).



А, Б – дробление на блоки при оползневом движении компетентной пачки 10, заключенной между некомпетентными отложениями пачек 9 и 11. *В* – характер нарушения первичной слоистости внутри блоков слоя 10. Фотографии и интерпретация автора

Рисунок 1.26 – Характер деформаций отложений в нижней части «древнего» оползня (Зольников и др., 2017)



Рисунок 1.27 – Характер деформаций отложений в верхней части «древнего» оползня (Зольников и др., 2017). Фотографии и интерпретация автора

Оползневые тела, отсаженные с III надпойменной террасы, надвинуты на II надпойменную террасу. При этом деформации отложений II террасы наблюдаются не только в основании оползневых пластин, но и дальше по направлению к р. Енисей. В отложениях II террасы неоднократно зафиксированы флексурные изгибы, одиночные разломы взбросо-надвиговой и сбросовой кинематики, их системы, вращение блоков и даже песчаный вулкан (рисунок 1.29, 1.30). В ряде случаев удалось выявить два уровня развития деформаций, разделенных недеформированными отложениями. Таким образом, есть основания полагать, что

две разновозрастные генерации деформаций проявлялись синхронно как в отложениях II террасы, так и в отложениях III террасы (Зольников и др., 2017).

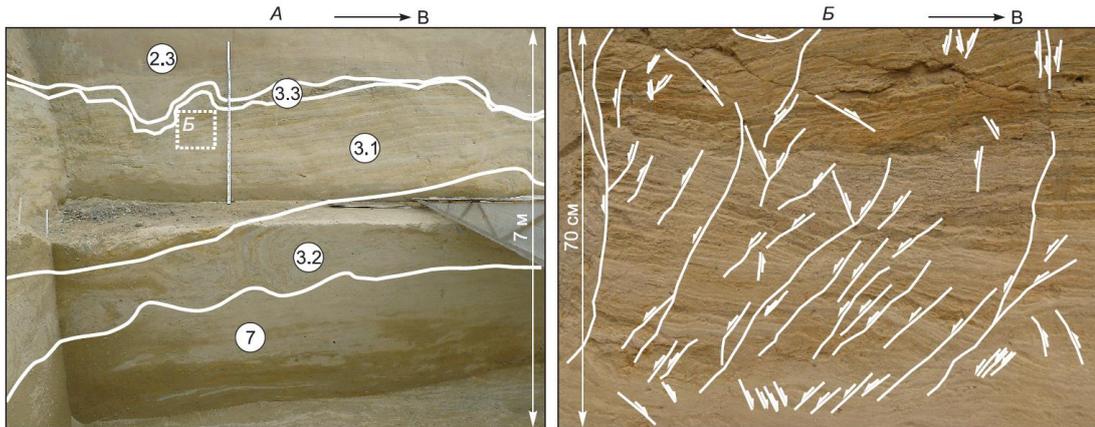
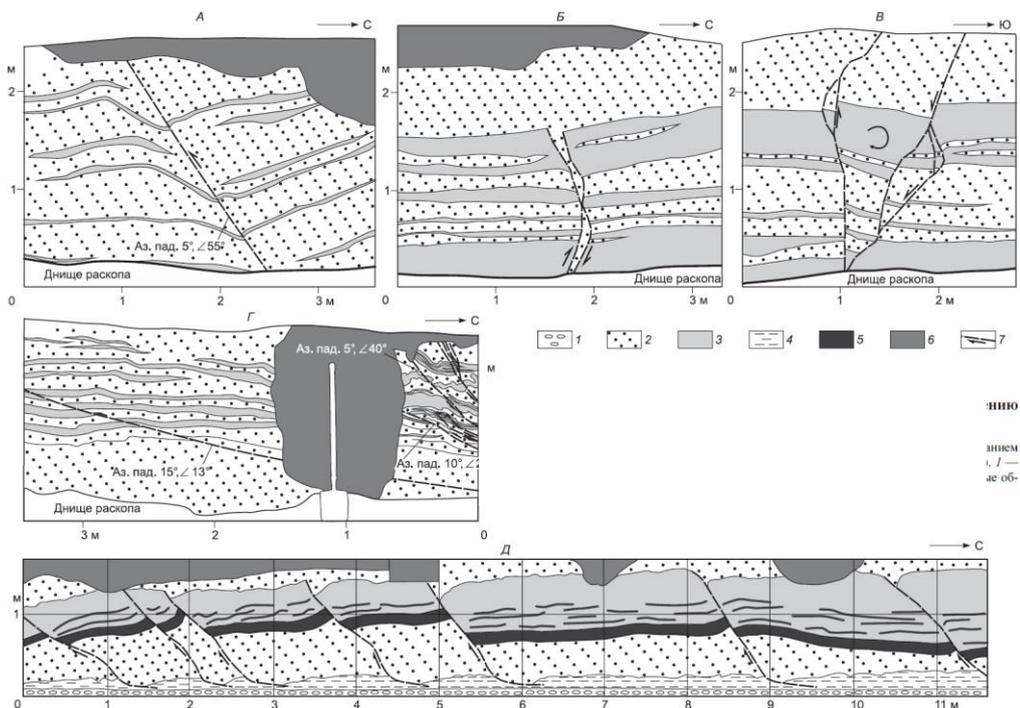
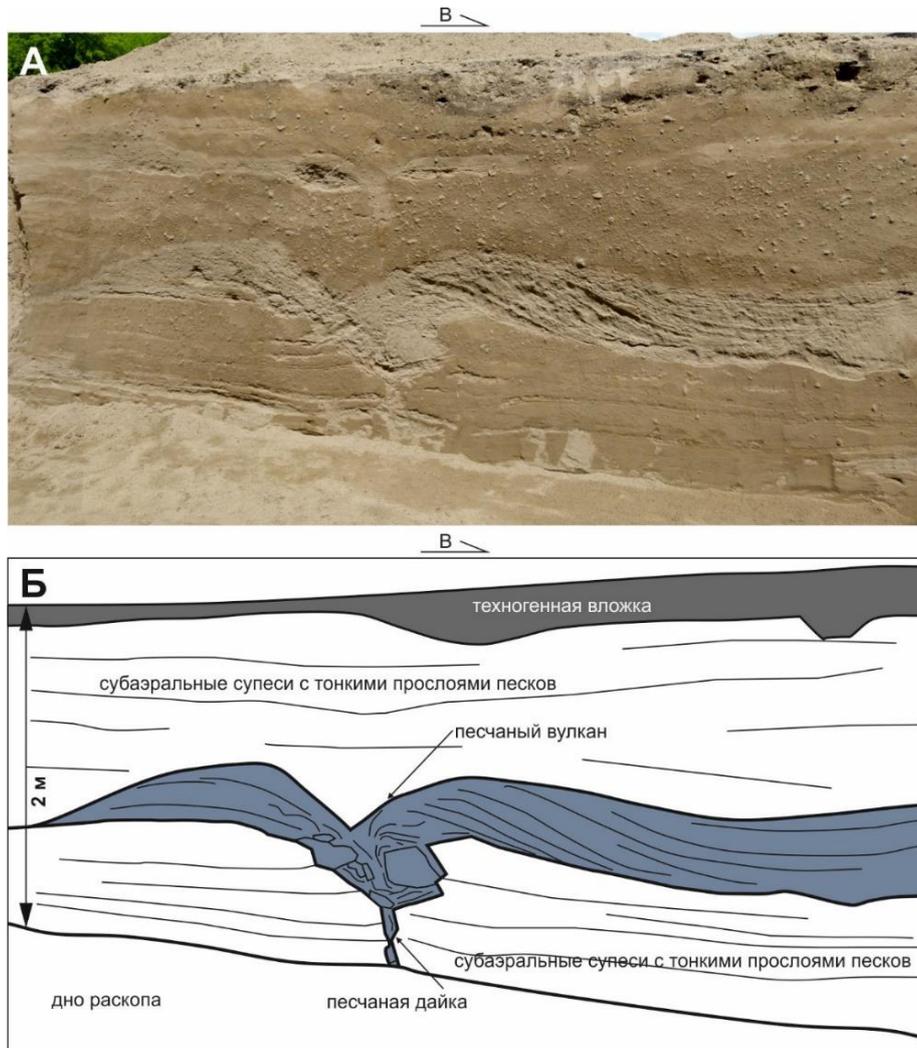


Рисунок 1.28 – *А* – положение более молодой оползневой пластины в разрезе (Зольников и др., 2017). *Б* – системы малоамплитудных микроразломов, нарушающих внутреннее строение песков оползневой пластины (пачка 3.1). Положение фрагмента *Б* обозначено на фотографии *А* пунктирным прямоугольником. Фотографии и интерпретация автора



А – малоамплитудный взброс; *Б* – структура растяжения с относительным опусканием северного крыла; *В* – вращение блока; системы взбросо-надвигов (*Г*) и сбросов (*Д*). 1 – галечник; 2 – песок; 3 – супесь; 4 – суглинок; 5 – палеопочва; 6 – техногенные образования; 7 – разломы, стрелками указана кинематика смещения. Интерпретация автора

Рисунок 1.29 – Деформации отложений II надпойменной террасы, синхронные движению оползневых тел с надпойменной террасы (Зольников и др., 2017)



А – фотография стенки раскопа, Б – прорисовка. Фотография и интерпретация автора
 Рисунок 1.30 – Песчаный вулкан, образованный при флюидизации аллювиальных песков и захороненный между двумя пачками субаэральных супесей

Таким образом, детальное фациально-генетическое изучение разрезов и понимание палеогеографических особенностей развития изучаемого региона на тот или иной возрастной срез позволяют проводить разбраковку деформационных структур и седиментационных текстур, надежно обосновывать сейсмогенный триггер для морфологически разнообразных деформаций.

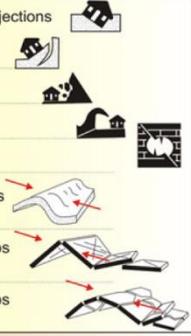
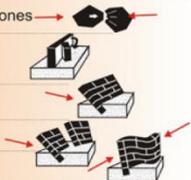
1.4. Методы археосейсмологических исследований

Одним из самостоятельных разделов палеосейсмологии является археосейсмология, которая играет важнейшую роль при изучении исторических и древних землетрясений (Rapp, 1986; Nikonov, 1988a; Stiros, Jones, 1996; Noller, 2001; Ambraseys, 2006; Galadini et al., 2006; Rodríguez-Pascua et al., 2011; Sintubin, 2011; Giner-Robles et al., 2012). Согласно (Galadini et al., 2006) она объединяет “исследование сейсмических воздействий на древние сооружения, обнаруженные при археологических раскопках или являющиеся памятниками архитектуры”. Они особенно эффективны на территориях, обжитых древними цивилизациями, например, в Центральной и Северной Азии, на Кавказе, Ближнем Востоке, Средиземноморье, Причерноморье (Корженков, 2006; Трифонов, Караханян, 2008; Трифонов и др., 2012; Винокуров и др., 2015; Корженков и др., 2015б, 2016а, б, в, г; Никонов, 2015; Белик и др., 2016; Деев и др., 2016б; Stiros, Jones, 1996; Korjenkov, Mazor, 1999a, b, 2003, 2005; Di Vita, 1995; Nur, Cline, 2000; Berberian, Yeats, 2001; Korjenkov et al., 2003, 2006а; Sintubin et al., 2003; Monaco, Tortorici, 2004; Silva et al., 2005; Al-Tarazi, Korjenkov, 2007; Marco, 2008; Korjenkov, Schmidt, 2009; Kázmér, Major, 2010; Karakhanyan et al., 2010; Berberian et al., 2012; Korzhenkov, Deev, 2017).

Обобщения по типам сейсмогенных деформаций в археологических объектах содержатся в (Korjenkov, Mazor, 1999a, b, 2003, 2005; Rodríguez-Pascua et al., 2011; Giner-Robles et al., 2012). Один из вариантов, суммирующий известные признаки, которые могут свидетельствовать о сейсмогенном разрушении археологических объектов, приведен на рисунке 1.31. Не обсуждая достоинства и недостатки приведенной классификации, укажем, что среди нарушений археологических конструкций выделяются, прежде всего, деформации, связанные с геологическими эффектами: непосредственно с поверхностным разрывами, с быстрыми изменениями в рельефе (поднятия и опускания, в том числе береговой линии, оползни, обвалы), с деформациями грунтов, включая их разжижение. Во-вторых, элементы конструкций при встряхивании и сейсмических колебаниях грунта могут наклоняться, изгибаться, вращаться, опрокидываться, растрескиваться, разрушаться и т.д. Смещение элементов конструкций может приводить к погребению под ними людей и животных, к деформации и разрушению археологических артефактов. Наконец, важную информацию о палеоземлетрясениях несут следы антисейсмического строительства, ремонта конструкций, особенно с присутствием аномальных конструктивных элементов, признаки пожаров, перерывы в археологических летописях и т.д.

Наиболее распространенными объектами археосейсмологических исследований во впадинах Прииссыккуля и Горного Алтая являются средневековые городища, караван-сарай и

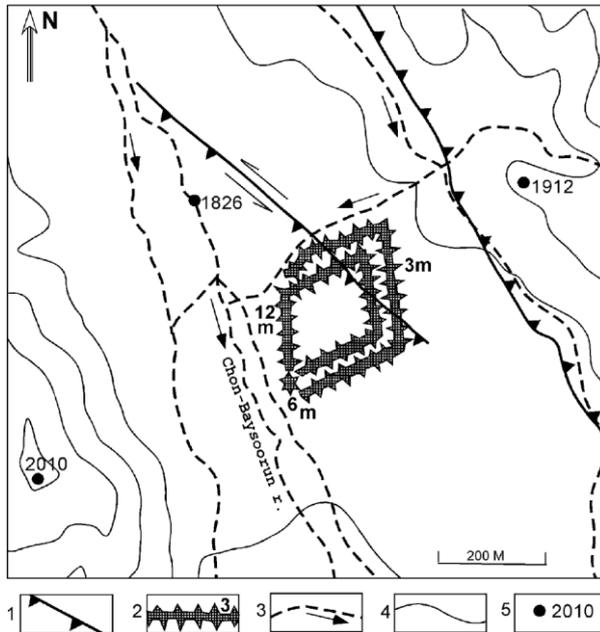
поселения, разновозрастные курганные некрополи (Корженков, 2006; Корженков и др., 2015б, 2016а, б, в; Деев и др., 2016б; Деев, Бородовский, 2017; Korzhenkov et al., 2003, 2006а; Korzhenkov, Deev, 2017; Deev et al., 2017). Их деформации первичными поверхностными разрывами встречается довольно редко. Одним из уникальных примеров является смещение стен Каменской крепости (Корженков, 2006; Korzhenkov et al., 2006а).

EARTHQUAKE ARCHAEOLOGICAL EFFECTS (EAE)	I. PRIMARY EFFECTS (DIRECT EFFECTS)	GEOLOGICAL EFFECTS	<i>On-fault geological effects</i> <ul style="list-style-type: none"> - Fault scarps - Seismic Uplift / subsidence 	
		<i>Off-fault geological effects</i>	<ul style="list-style-type: none"> - Liquefactions and dike injections - Landslides - Rock fall - Tsunamis/Seiches - Collapses in caves - Folded mortar pavements - Fractures, folds & pop-ups on regular pavements - Fractures, folds & pop-ups on irregular pavements 	
	BUILDING FABRIC EFFECTS	<i>Strain structures generated by permanent ground deformation</i> <ul style="list-style-type: none"> - shock breakouts in flagstones - Rotated and displaced buttress walls - Tilted walls - Displaced walls - Folded walls 		
II. SECONDARY EFFECTS (INDIRECT EFFECTS)	II. SECONDARY EFFECTS (INDIRECT EFFECTS)	<i>Strain structures generated by transient shaking</i>	<ul style="list-style-type: none"> - Penetrative fractures in masonry blocks - Conjugated fractures in walls made of either stucco or bricks - Fallen and oriented columns - Rotated and displaced masonry blocks in walls and drums in columns - Displaced masonry blocks - Dropped key stones in arches or lintels in windows and doors - Folded steps and kerbs - Collapsed walls (including human remains and items of value under the rubble) - Collapsed vaults - Impact block marks - Broken pottery found in fallen position - Dipping broken corners 	
		<ul style="list-style-type: none"> - Fires - Repaired buildings - Recycling anomalous elements - Settlement abruptly abandoned - Stratigraphic gap in the archaeological record - Flash floods generated by collapses of natural and human dams - Anti-seismic buildings 		

Установлено, что стены крепости, расположенной на северном побережье оз. Иссык-Куль (долина р. Чон-Байсоорун, зона Аксуйского краевого разлома), пересечены сейсмогенным разрывом протяженностью более 700 м (рисунок 1.32). Разрыв имеет вертикальную (поднятое на величину до 2.1 м юго-западное крыло) и левосдвиговую (3.85 м) компоненты смещения. Возраст землетрясения определен первой половиной XII века. Его магнитуда, рассчитанная с использованием параметров сейсмогенного разрыва, составила $M_w=7.4$, что соответствует $I_0 = 9-10$ баллов по шкале MSK-64 (Korzhenkov et al., 2006а).

Стены поселений и крепостей, построенные из глиняных пасх, кирпичей и блоков, образуют сеть геометрических линий, составляющих многоугольники, и позволяют идентифицировать тип и величину деформаций, а, иногда, и направление на эпицентр.

Рисунок 1.31 – Классификация эффектов землетрясений в археологических объектах, по (Rodríguez-Pascua et al., 2011)



1 – сейсмогенный уступ, 2 – стены крепости, 3 – реки и искусственные водотоки, 4 – изолинии, проведенные через 50 м, 5 – абсолютные отметки высот в м

Рисунок 1.32 – Схематическая карта района

расположения Каменской средневековой

крепости (вверху) и фрагмент

аэрофотоснимка (внизу), на котором

стрелками показан секущий стены

крепости сейсморазрыв, по

(Korjenkov et al., 2006a)

В ходе внешнего обследования стен первоочередное внимание уделялось фиксации возникающих при сейсмических колебаниях их направленных наклонов и дугообразных изгибов, горизонтальных смещений, развалов составных частей, разрушению угловых соединений. Следует учитывать, что свидетельства разрушительного землетрясения в археологическом объекте становятся тем более очевидными, чем больше выделяется типов и случаев сейсмических повреждений.

Направленные наклоны и обрушения стен, а также горизонтальные смещение их частей являются следствием сильных землетрясений. Происходит это в результате инерции (Корженков, Мазор, 2013; Корженков и др., 2016в; Rapp, 1986; Arnold, 1989; Korjenkov, Mazor, 1999a; Charleson, 2008), когда нижняя часть строительной конструкции сместилась вместе с грунтом в направлении подвижек, а верхняя часть, тем временем, осталась на месте (рисунок 1.33).

Вследствие инерции расположенные перпендикулярно направлению действия сейсмических движений стены обрушаются в сторону, откуда пришли толчки. Параллельные стены сохраняются лучше и обрушаются в случайной манере. Следовательно, направление падения стен и их фрагментов грубо указывает на направление расположения эпицентра землетрясения. Обломки, образующиеся при разрушении стены, слагают в плане конус,

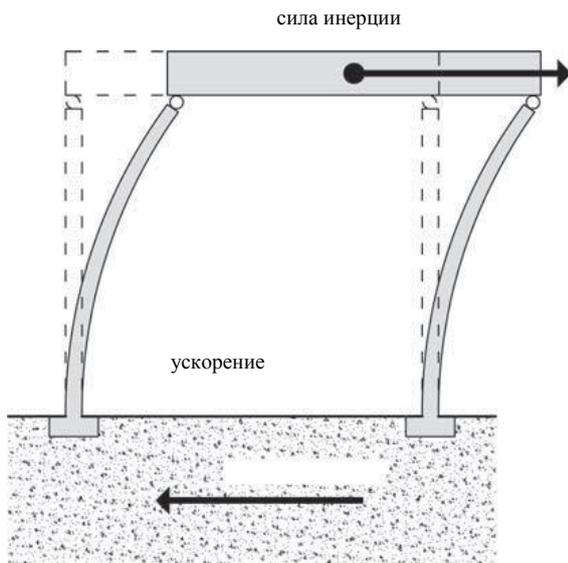


Рисунок 1.33 – Возникновение силы инерции, когда основание здания испытывает ускорение, по (Charleson, 2008)

перпендикулярно простиранию стены, центральная часть которой имеет максимальную свободу для колебаний (рисунок 1.35) (Корженков и др., 2016в; Korjenkov, Schmidt, 2009).

Разрушение углов зданий при землетрясениях происходит в результате разнонаправленных колебаний перпендикулярно соединенных стен в различных направлениях (рисунок 1.36). В результате сейсмических движений на контакте стен различных простираний образуются длинные трещины, зачастую на всю высоту стены.

Сотрудничество с профессиональными археологами, которые имеют открытые листы и, соответственно, разрешения на какие-либо манипуляции на территории археологических памятников, позволило нам проводить зачистки в пределах городищ и вскрывать траншеями их стены. Такие исследования,

т.к. центральная часть падающего фрагмента стены подвергается максимальным колебаниям во время сейсмического события (рисунок 1.34). Значительный разброс обрушившихся обломков от стен является критерием высокой интенсивности землетрясения. В случае несейсмических разрушений обломки обычно отлетают на расстояние не более 1/3 первоначальной высоты строительной конструкции (Корженков, 2006; Корженков, Мазор, 2013; Korjenkov, Mazor, 1999a, b; Korjenkov, Schmidt, 2009).

Дугообразный в плане изгиб стен возникает при сейсмических движениях, действующих

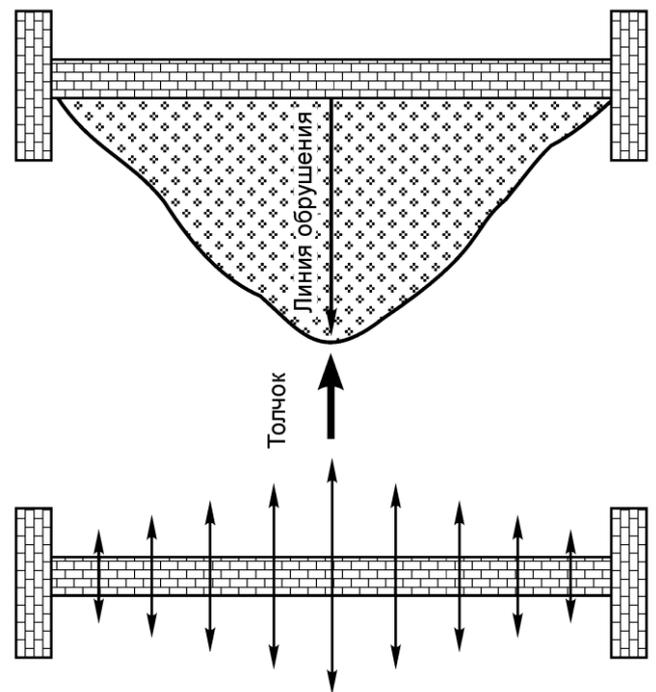
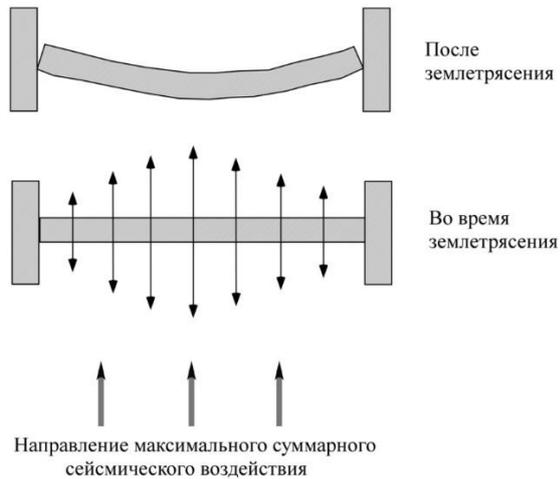


Рисунок 1.34 – Симметричная форма конуса обрушения вследствие колебаний стены, вызванного землетрясением, по (Korjenkov, Mazor, 1999b)



Плановое изображение. Стрелки внизу показывают направление движения грунта. В центре – колебание стены с максимумом в ее центре, вверху – результирующая деформация этих движений – горизонтальный изгиб стены

Рисунок 1.35 – Деформация стены во время сильных горизонтальных движений грунта, по (Korjenkov, Schmidt, 2009)

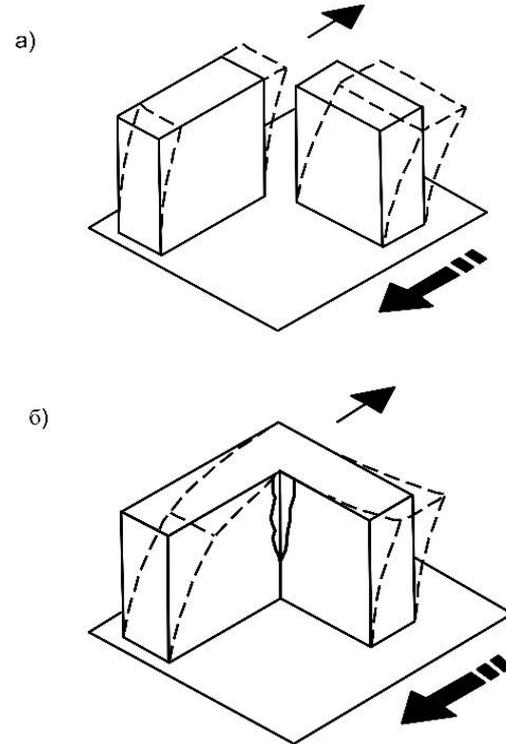
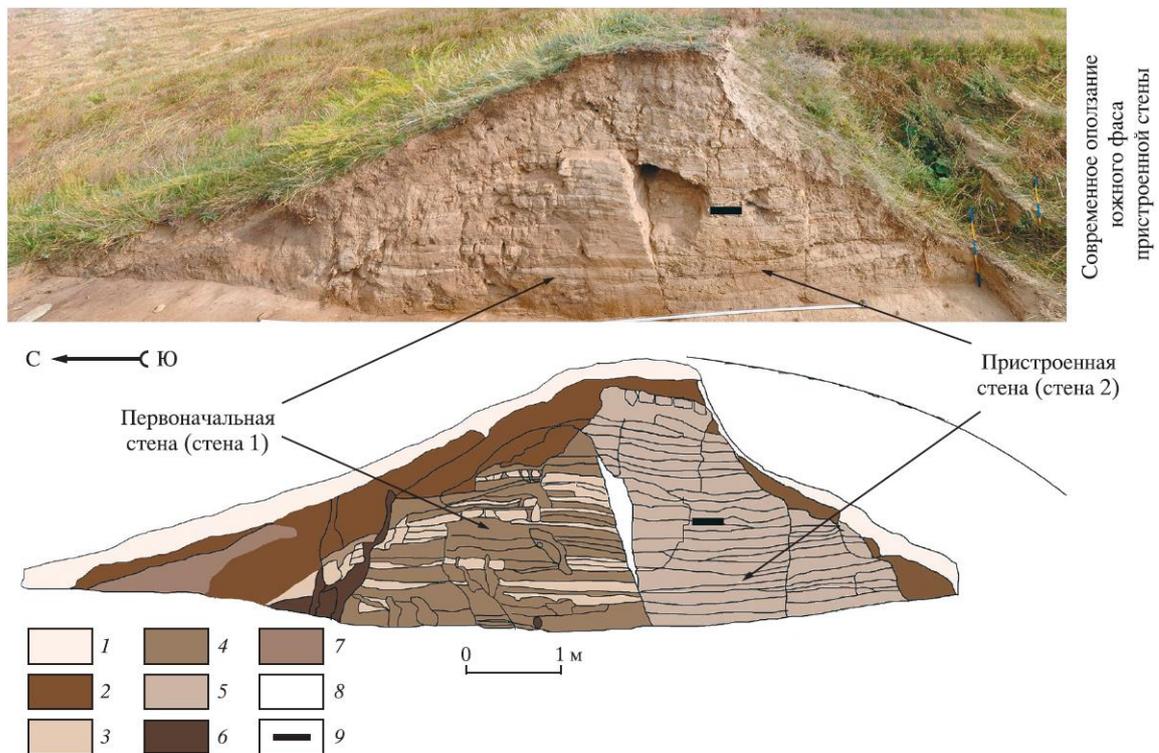


Рисунок 1.36 – Модель деформации углов здания во время сильного землетрясения (Корженков и др., 2016в), по (Arnold, 1989)

выполненные при определяющем участии киргизских археологов Д.В. Лужанского и В.А. Кольченко, позволили выявить в структуре памятников следы повторного строительства и ремонта стен, трещины сейсмогенной природы, смещения блоков, признаки пожаров (Корженков и др., 2014в, 2015б, 2016б, в; Korzhenkov, Deev, 2017).

К примеру, вскрытие стены Курментинского городища, расположенного на северо-восточном окончании оз. Иссык-Куль, показало следующее. Было установлено, что стена состоит из двух массивов (рисунок 1.37), т.е. имеет два периода сооружения. В обоих случаях использовалась одинаковая техника формовки стены – ленточная пахса, когда поочередно укладываются относительно горизонтальные слои песчано-глинистого материала мощностью 15–30 см. Новая стена пристроена к первоначальной стене с внешней стороны. Тела обеих стен сверху донизу рассечены несколькими почти вертикальными и параллельными друг другу трещинами. Такое расположение трещин может свидетельствовать о их сейсмогенной природе. Следовательно, можно говорить о двух периодах в истории формирования стены городища.

Периоду его возведения соответствует «старая», первоначальная стена. После землетрясения, при котором произошло растрескивание стены, понадобился ее ремонт. Была возведена дополнительная, «новая», пристроенная стена. На сильные разрушения в пределах городища, предвещающие возведение стены 2, указывает и большое количество мелких фрагментов керамики и глиняного кирпича, которые обнаруживаются в пахсовых лентах пристроенной стены. Очевидно, что такой строительный «мусор» специально не заготавливался. Он брался с очищавшейся территории городища. Датировать этап возведения новой стены и, соответственно, землетрясение, позволили древесные угли, отобранные между ее пахсами. Их ^{14}C возраст составил 1400 ± 85 лет (Vs-2543), калиброванный возраст – 550–690 гг. н.э. (65.4%), т.е. сейсмическое событие произошло в VI–VII вв. н.э. Сейсмическая интенсивность, судя по степени деформации стены толщиной 4 м, была не менее VIII баллов по шкале МСК-64 (Корженков и др., 2015б).



1 – дерновый слой; 2 – слои оплывов; 3 – пахсовые ленты серого цвета (стена 1); 4 – пахсовые ленты (стена 1); 5 – пахсовые ленты (стена 2); 6 – норы землероек; 7 – палеопочва (рыхлые глинистые слои); 8 – пустота между стенами 1 и 2; 9 – место отбора пробы на радиоуглеродный возраст

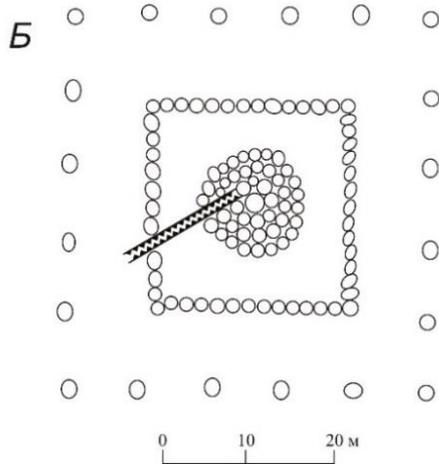
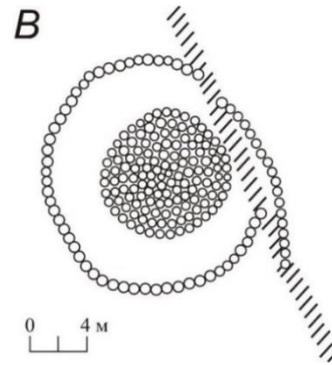
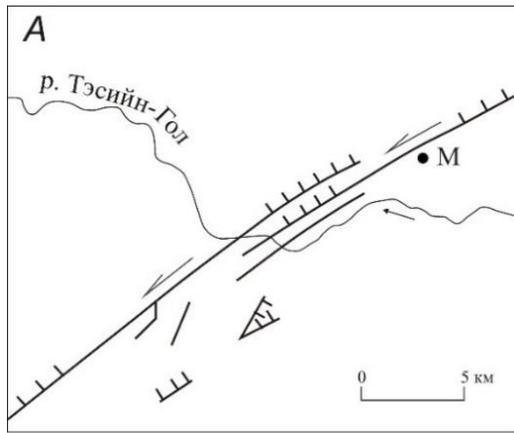
Рисунок 1.37 – Юго-восточная стенка археологической траншеи, проложенной через юго-западную стену Курментинского городища (фотография и прорисовка) (Корженков и др., 2015б)

Следующее (средневековое?) землетрясение добавило сквозных трещин и в первоначальную стену, и в пристроенную часть стены. После него городище было оставлено. Об этом свидетельствуют мощные (более 1 м) оплывы на обеих сторонах исследованной стены, для образования которых необходимы сотни лет. На оплывах до того, как произошло следующее (третье) сейсмическое событие или их серия, сближенная во времени, успел сформироваться почвенный покров (палеопочва на рисунке 1.37). Его затем перекрыл коллювиальный клин, на котором сейчас формируется современная почва. Вскрытая палеопочва мощнее современной. Этот факт свидетельствует о небольшом временном отрезке, прошедшем с момента третьего сейсмического события. Возможно, его коллювиальный клин сформировался после Чиликского (11.07.1889; $M = 8.3$; $I_0 = X$) и/или Кебинского (03.01.1911; $M_w = 7.8$; $I_0 = X-XI$ баллов) землетрясений, макросейсмические области которых находились в непосредственной близости от Курментинского городища (Корженков и др., 2015б).

Курганы в изученных регионах датируются бóльшим возрастным интервалом, от эпохи раннего железа до тюркского времени (Деев и др., 2012а, 2016б; Бородовский и др., 2015; Корженков и др., 2016а; Деев, Бородовский, 2017; Deev et al., 2017). В силу линейных размеров этих объектов сложно ожидать их пересечение поверхностными разрывами, образованными при землетрясениях. Однако достаточно уникальные факты установлены В.Г.Трифоновым и его соавторами (1988) при палеосейсмологических исследованиях в Монголии. Так в зоне Кобдинского разлома, к югу от перевала Ар-Хутэл, зафиксировано праводвиговое смещение каменного кольца тюркского(?) захоронения (условно VI–VIII вв. н.э.) с амплитудой 4 м при подъеме юго-западного крыла разлома на 0.5 м (рисунок 1.38 В). Сама сейсмогенная подвижка могла произойти в начале XVI века.

При исследованиях палеосейсмодислокаций Цэцэрлэгского землетрясения 09.07.1905 г. с магнитудой $M = 7.6$ в 8 км северо-восточнее пересечения одноименным разломом, сгенерировавшим землетрясение, р. Тэсийн-Гол выявлен короткий ров (рисунок 1.38 А–Б), который нарушает курган высотой 1.2 м с углублением в центре (Трифонов и др., 1988).

В ходе наших исследований неоднократно были зафиксированы отдельные курганы и их цепочки, деформированные при формировании сейсмогенных разломных уступов (Деев и др., 2016б; Корженков и др., 2016а; Деев, Бородовский, 2017; Deev et al., 2017). При этом курганы располагаются на крутых склонах самих уступов (что вряд ли предполагало изначальное строительство). И на склонах уступов, и на их бровках каменные надмогильные конструкции курганов деформируются. Их насыпи и кольцевые крепиды изламываются, оползают по склону, в результате чего курганы приобретают эллипсовидные очертания (рисунок 1.39).



A – сочленение западной и восточной ветвей Цэцэрлэгского разлома в долине р. Тэсийн-Гол (*M* – местонахождение могильника, изображенного на рисунке *B*); *B* – ров растяжения, нарушающий древний могильник; *B* – правое смещение тюркского (?) могильника непосредственно к югу от перевала Ар-Хутел при землетрясении начала 16 в

Рисунок 1.38 – Сейсмогенные нарушения конструкций могильников на территории Монголии, по (Трифонов и др., 1988)



Светлая пунктирная линия – очертания первоначального положения кургана, темная – шлейф смещенного материала каменной насыпи. Фотография автора

Рисунок 1.39 – Направленное гравитационное смещение материала каменной насыпи кургана № 3 (могильник Туралу Джурт-III, эпоха раннего железа?) на крутом склоне сейсмогенного разломного уступа в сторону Курайского хребта (Горный Алтай)

Археологические раскопки курганного некрополя Чултуков Лог-1 (эпоха раннего железа) в Горном Алтае под руководством д.и.н. А.П. Бородовского позволили выявить сейсмогенные деформации как внешних каменных надмогильных конструкций (насыпей и кольцевых крепид) курганов, так и деформации каменных внутримогильных ящиков и скелетов погребенных (Деев и др., 2012а; Бородовский и др., 2015; Деев, Бородовский, 2017). Эти деформации связаны с сейсмогенными колебаниями грунта и формированием крупнообломочного коллювия.

Многие из описанных признаков сейсмогенных деформаций, выявленных нами на примере стен городищ и поселений, а также курганов, были использованы и при археосейсмологическом анализе кромлехов, разделительных каменных стен (коруков) и ташкоро. Естественнонаучное и радиоуглеродное датирование археологических объектов позволило решать задачу определения возраста палеоземлетрясений.

1.5. Определение абсолютного возраста отложений и сейсмогенных деформаций

Определение ^{14}C и AMS ^{14}C возрастов палеопочв, углей, растительного детрита, костного материала, раковин гастропод, сажистого углерода и пробоподготовка в разные годы выполнялись: в лаборатории *Datowań Bezwzględnych* (Краков, Польша, руководитель профессор Marek Krawiec), в Радиоуглеродной лаборатории г. Познань (Польша, руководитель профессор Tomasz Goslar), в AMS лаборатории Аризонского университета (США), в Радиоизотопной лаборатории Государственного научно-исследовательского института «Центр природных исследований» (Вильнюс, Литва, руководитель профессор Й. Мажейка), в центре коллективного пользования «Геохронология кайнозоя» СО РАН (Новосибирск, руководитель доктор В.Н. Зенин), в Центре изотопных исследований Гронингентского университета (Голландия, руководитель Dr. J. van der Plicht), в Центре прикладных изотопных исследований университета Джорджии (США). Калиброванные возраста рассчитаны с использованием программы OxCal 4.2.3 (Bronk Ramsey, 2013) и калибровочной кривой IntCal2013 (Reimer et al., 2013).

ОСЛ датирование образцов песков выполнено в Скандинавской лаборатории люминесцентного датирования (Орхусский университет, Дания). ИК-ОСЛ датирование произведено в Исследовательской лаборатории четвертичной геохронологии Института геологии Таллиннского технологического университета (Эстония, руководитель доктор А. Молодьков). Образцы травертинов были датированы с использованием изотопов U-серии в Институте химии им. Макса Планка (Майнц, Германия).

1.6. Методы исследования травертинов

Образование травертинов, и/или известковых туфов, происходит в результате хемогенного осаждения карбонатов как из холодных (< 20 °С), так и из термальных (до 90 °С) углекислых и азотно-углекислых вод (Pentecost, 2005; Лаврушин, 2012; Jones, Renaut, 2010). Они образуют различные по морфологии постройки и образования (рисунок 1.40): террасы, дамбы, каскады (Hancock et al., 1999; Altunel, Karabacak, 2005; Pentecost, 2005; Ascione et al., 2013; Özkul et al., 2013; Erol et al., 2015), холмы, купола, конусы и хребты (Бычков и др., 2007; Çakir, 1999; Martínez-Díaz, Hernández-Enrile, 2001; Brogi, 2004; Mesci et al., 2008; Brogi, Capezzuoli, 2009; Liu et al., 2012; Maouche et al., 2013; Özkul et al., 2013; Mohajjel, Taghipour, 2014; Erol et al., 2015; Kokh et al., 2015), жилы и штокверки (Скляров и др., 2007; Uysal et al., 2009; Gratier et al., 2012), корки и покровы на склонах, в речных долинах и озерах (Guo, Riding, 1992; Pentecost, Viles, 1994; Valero-Garcés et al., 2001), выступают в качестве цементирующей обломочный материал (аллювиальный, пролювиальный, коллювиальный, ледниковый, флювиогляциальный) массы (Bosh et al., 2005; Pentecost, 2005; Zentmyer et al., 2008; Banks, Jones, 2012). Помимо морфологии обособления в основу классификации травертинов закладываются разнообразные критерии, отражающие их геохимические, литофациальные и петрографо-минералогические особенности, обстановки формирования, гидрологическую и структурную позицию (Pentecost, Viles, 1994; Guo, Riding, 1998; Özkul et al., 2002; Pentecost, 2005; Capezzuoli et al., 2014).

Карбонатные минералы сохраняют индикаторные изотопно-геохимические характеристики источников вещества (Pentecost, 2005; Kele et al., 2011; Kokh et al., 2015; Ibrahim et al., 2017). Среди этих характеристик наиболее информативной является изотопия углерода. Этот параметр позволяет реконструировать главный источник CO₂, задействованный в травертинообразовании.

Природный углерод состоит из двух стабильных изотопов ¹²C и ¹³C, распространенность которых составляет 98,89% и 1,11% соответственно. Изотопный состав углерода выражается отношением ¹³C/¹²C или относительной плотностью δ¹³C. Это отношение вычисляется следующим образом:

$$\delta^{13}\text{C}, \text{‰} = 1000[(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{образца}} / (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{стандарта}} - 1].$$

В качестве стандарта принят углерод раковины ископаемого моллюска *Belemnitella americana* из слоев формации PD в Южной Калифорнии и обозначается как PDB. В последнее время используется вторичный венский стандарт, обозначаемый как VPDB. Положительные значения δ¹³C указывают на относительное обогащение образца ¹³C, в то время как отрицательные значения указывают на пониженное содержание этого изотопа.

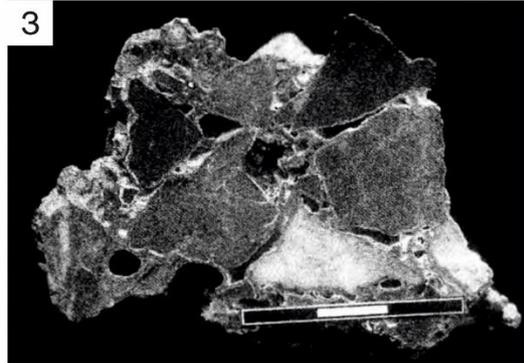
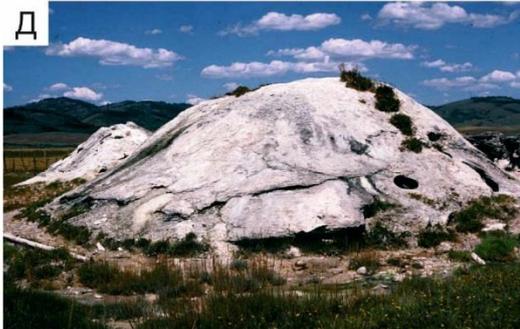


Рисунок 1.40 – А, Б – травертиновые террасы и каскады (травертиновое поле Памуккалле, провинция Денизли, юго-западная Турция) (фото автора). В – травертиновый хребет в пределах травертинового поля Деликкая (Центральная Турция) (Mesci et al., 2008); Г – разрез травертинового хребта в пределах травертинового поля Горячий Чермик (Mesci et al., 2008). Д – травертиновые купола высотой до 5 м (район г. Оберн, штат Вайоминг, США) (Pentecost, 2005). Е – травертиновые жилы, секущие более ранние слоистые травертины (травертиновое поле Памуккалле, провинция Денизли, юго-западная Турция) (Uysal et al., 2009). Ж – сцементированный травертиновым материалом обломочный материал осыпи (долина р. Манифолд, район деревни Эктон, графство Стаффордшир, Великобритания) (Banks, Jones, 2012). З – фрагмент брекчии, возникшей при цементации коллювиальной осыпи (долина р. Длуга, Западные Татры, Польша) (Gradziński et al., 2001). И – травертиновый материал (кальцит), цементирующий флювиогляциальные отложения камовой террасы (район муниципалитета Айнет, Тироль, Австрия) (Bosh et al., 2005)

По источнику углекислого газа (CO_2), поступающего в грунтовые воды, участвующие в процессе травертинообразования, в настоящее время различают травертины “метеогенной” и “термогенной” групп (Pentecost, Viles, 1994; Pentecost, 2005). Источником CO_2 метеогенных травертинов являются почвы ($\delta^{13}\text{C}$ колеблется между -16 и -28 ‰, средняя около -25 ‰ VPDB) и атмосфера (около -7 ‰ VPDB). Поэтому $\delta^{13}\text{C}$ таких карбонатов также будет иметь преимущественно отрицательные значения (Deines, 1980; Pentecost, Viles, 1994; Pentecost, 2005; Kokh et al., 2015). Большая часть CO_2 , участвующего в формировании травертинов термогенной группы, генерируется при тепловых процессах в земной коре или подстилающей мантии: декарбонизация карбонатных осадочных пород в ходе метаморфизма ($\delta^{13}\text{C} = -2,8$ ‰ VPDB), дегазация магматических расплавов и мантии ($\delta^{13}\text{C} = -5,5 \pm 0,5$ ‰ VPDB). Термически генерируемый CO_2 растворяется в подземных водах, которые имеют различное происхождение и температуры, часто под большим давлением, а его высокие концентрации способствуют растворению больших объемов карбонатных пород, что еще больше утяжеляет изотопный состав углерода. $\delta^{13}\text{C}$ травертинов, формирующихся из источников, обогащенных термически генерируемый CO_2 , находится в пределах от -3 до $+10$ ‰ VPDB (Pentecost, Viles, 1994; Pentecost, 2005; Liu et al., 2012; Kokh et al., 2015).

Поскольку в образовании травертинов первой группы преимущественно задействован изотопно-легкий биогенный и атмосферный CO_2 , они особенно важны для палеоклиматических реконструкций. Карбонаты, слагающие послойные тела, различаются по изотопному составу углерода и кислорода, а также по микроэлементной нагрузке. Эти вариации могут быть увязаны

с изменениями температуры подземных вод, из которых формируются карбонаты, с усилением испарения в засушливые периоды, с увеличением притока в систему дождевых вод, с усилением биотической деятельности микроорганизмов (Faccenna et al., 2008; Minissale et al., 2002; Martin-Algarra et al., 2003; Liu et al., 2003).

В наших исследованиях более важны травертины второй группы или травертины со смешанным источником CO₂. Они имеют глубинный источник углекислоты, а их проявления известны во многих современных тектонически активных областях: на Северном Кавказе (Бычков и др., 2007; Лаврушин, 2012), в Крыму (Kokh et al., 2015), на Камчатке (Набоко и др., 1999; Фирстов и др., 2011), в Тибете (Zentmyer et al., 2008), в юго-восточной Бразилии (Sant'Anna et al., 2004), на Йеллоустонском плато (Fouke et al., 2000), в юго-западном Китае (Liu et al., 2003, 2012), в Эгейско-Анатолийском регионе (Çakir, 1999; Hancock et al., 1999; Atabeu, 2002; Özkul et al., 2002; Mesci et al., 2008), в Апеннинах (Minissale et al., 2002; Faccenna et al., 2008; Brogi, Capezzuoli, 2009; Ascione et al., 2013), в Андалузских горах (Martinez-Diaz, 2001), в Южной Испании (Martin-Algarra et al., 2003), в Восточно-Африканской рифтовой системе (Писарский и др., 1998), на Японских островах (Nishikawa et al., 2012). Характерны они и для северной части Центральной Азии, включая Байкальскую рифтовую зону (Склярков и др., 2007), Кузнецкий Алатау и Салаир (Шварцев и др., 2007), Горный Алтай (Деев и др., 2017; Kokh et al., 2017). В этих регионах травертины рассматриваются как показатель активности разломов, обеспечивающих транзит вод, насыщенных углекислотой. Появился даже термин “травитоника”, который подчеркивает взаимосвязь между формированием травертинов и разломообразованием (Hancock et al., 1999). Известны попытки связать возраст травертинов со временем активизации разломов (Hancock et al., 1999; Altunel, 2005), использовать их в качестве источника информации о палеосейсмических событиях (Muir-Wood, 1993; Zilberman et al., 2000; Uysal et al., 2007, 2009; Nishikawa et al., 2012; De Filippis et al., 2013). Это может стать новым направлением в неотектонических исследованиях, а травертины сделать полезным инструментом для поиска активных сейсмогенерирующих разломов.

Полевая геологическая характеристика конкретных травертиновых полей включала в себя их географическую привязку, составление послойных описаний разрезов отложений, содержащих травертины, определение литотипов травертинов, их структурных соотношений с подстилающими, перекрывающими и вмещающими отложениями и породами, зонами разломов и трещиноватости. Производился отбор образцов карбонатов для дальнейших минералого-петрографических и изотопно-геохимических исследований. Из современных подземных источников в пределах полей производился отбор проб воды для гидрогеохимических исследований на предмет их возможной связи с процессами травертинообразования.

Непосредственно в поле для вод источников определены их нестабильные параметры – температура воды и величина рН.

Петрографические исследования и микро-фотографирование шлифов травертинов были выполнены с помощью поляризационного микроскопа исследовательского класса «ZeissAxioLabA1», оснащенного фотонасадкой. При более детальном изучении петрографических особенностей использовался метод электронной микроскопии (электронные микроскопы JEOL JSM6380LA и JSM 6380LA). Сканирующая электронная микроскопия является базовым методом кристалломорфологического анализа. Она также позволяет осуществлять диагностику микрофаз, определять их соотношения и качественный химический состав. Определение химического состава минералов проводилось на плоскополированных препаратах, напыленных углеродом. Работы выполнены в ИГМ СО РАН.

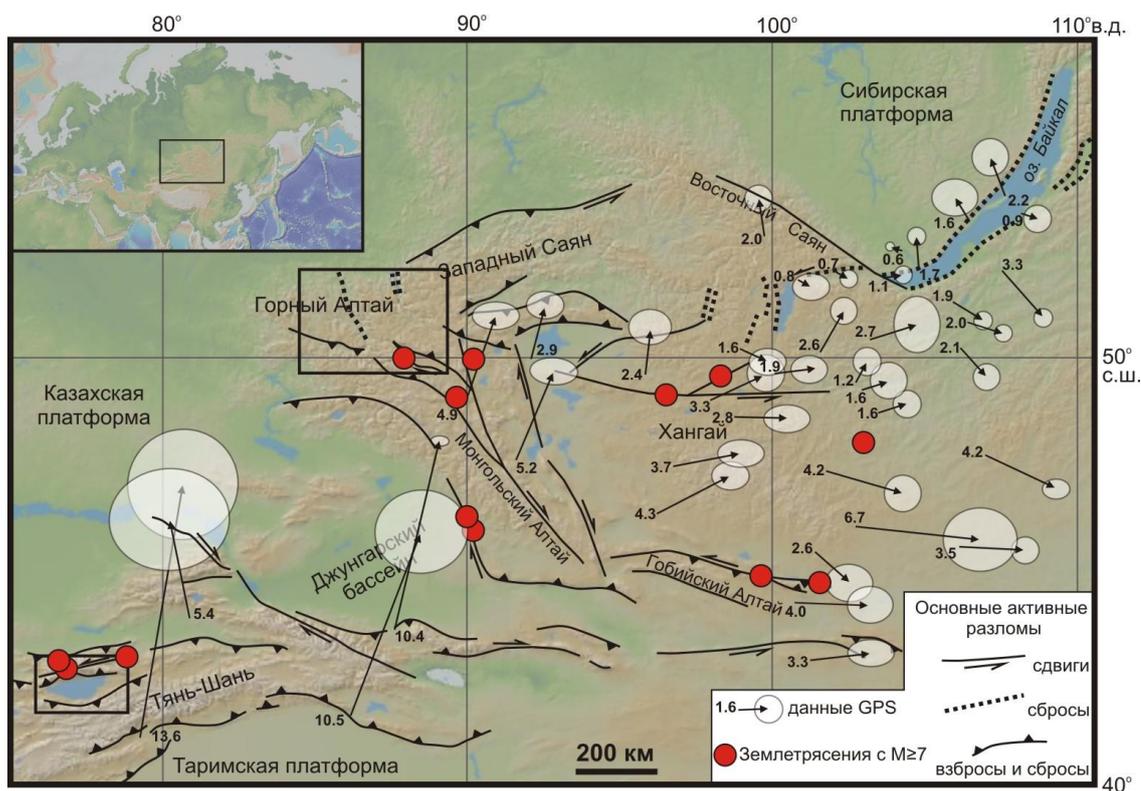
Для геохимического изучения изготавливались навески порошков из наиболее чистого карбонатного материала массой до 1 г. Определение микроэлементного состава карбонатов травертинов было осуществлено методом рентгенофлуоресцентного анализа на пучках синхротронного излучения (РФА-СИ). Измерения выполнены в ИЯФ СО РАН. Исследование химического состава минералов проводилось на микроанализаторах Camebax-Micro и JEOL JXA 8100 в ИГМ СО РАН. Определение изотопного состава углерода и кислорода карбонатов выполнено на масс-спектрометре CF-IR-MS Finnigan MAT 253 в режиме ConFlow (постоянный поток гелия) в ИГМ СО РАН. Основной анионный и катионный состав вод был определен методами титриметрии, турбидиметрии, фотометрии; их микроэлементный состав – методом ICP-AES (IRIS Advantage).

Глава 2. АНАЛИЗ СТРУКТУРЫ КРУПНЫХ КАЙНОЗОЙСКИХ ВПАДИН ГОРНОГО АЛТАЯ И СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Кайнозойские внутриконтинентальные деформации в Центральной Азии в настоящее время большинством исследователей рассматриваются как отдаленный эффект коллизионных взаимодействий между Индийской и Евразийской литосферными плитами (Molnar, Tapponnier, 1975; Tapponnier and Molnar, 1979; Le Pichon et al., 1992; Dobretsov et al., 1996; Yin, 2010). Согласно оценкам (Le Pichon et al., 1992), коллизионный процесс начался в эоцене, а дальнейшее сближение континентальных масс происходило со скоростью около 40 мм/год.

В результате внутриконтинентальных деформаций в северной части Центральной Азии (рисунок 2.1) возникла система относительно жестких блоков (Сибирская, Западно-Сибирская, Казахская и Таримская платформы, Джунгарский бассейн), разделенных внутриконтинентальными орогенами (Тянь-Шань, Горный, Монгольский и Гобийский Алтай, Западный и Восточный Саян и т.д.). Эта структура, в целом, является унаследованной от палеозойско-мезозойской аккреционно-коллизионной структуры территории. Современные сейсмологические данные, анализ распределения скоростей движения блоков по данным GPS, а также геологические и палеосейсмологические материалы показывают, что процесс формирования внутриконтинентальных орогенов продолжается по сей день.

Геологические и термохронологические данные указывают, что северная часть Центральной Азии, включая Тянь-Шаньский и Алтайский орогены, характеризуется сходной историей развития. Здесь фиксируется позднемел–палеогеновый этап пенепленизации с формированием каолинит-гиббситовых и латерит-бокситовых кор выветривания, усиление тектонических движений в олигоцене и их пик в раннем–среднем плейстоцене (Девяткин, 1965, 1981; Трифонов и др., 2008; Буртман, 2012а, б; Logatchev, 1993; Kashik, Mazilov, 1994; Jolivet et al., 2010; Glorie et al., 2012; Macaulay et al., 2014). В течение этого временного интервала возникали локальные эпохи внутриплитного базальтового вулканизма в Тянь-Шане, Монголии, Восточном Саяне и Байкальской рифтовой зоне (Гросвальд, 1965; Девяткин, 1981; Ярмолюк, 1995; Бушенкова и др., 2008; Симонов и др., 2008; Logatchev, 1993; Sobel, Arnaud, 2000). Рассмотрим основные черты неотектонической структуры Горного Алтая и Северного Тянь-Шаня, положение в них наиболее крупных внутригорных впадин, а также этапы становления неотектонической структуры, отраженные в структуре осадочных бассейнов.



Активные разломы приведены по (Трифонов и др., 2002; Кальметьева и др., 2009; Cunningham, 2007; Yang et al., 2008; Rizza et al., 2015). Эпицентры исторических и инструментально зарегистрированных землетрясений приведены по (Кондорская, Шебалин, 1977; Кальметьева и др., 2009; Радзиминович и др., 2016). Горизонтальные скорости по данным GPS относительно Евразии приведены по (Calais et al. 2003). Эллипсами показаны ошибки измерений в 95%-м доверительном интервале. Цифрами указаны величины смещений в $\text{мм} \cdot \text{год}^{-1}$

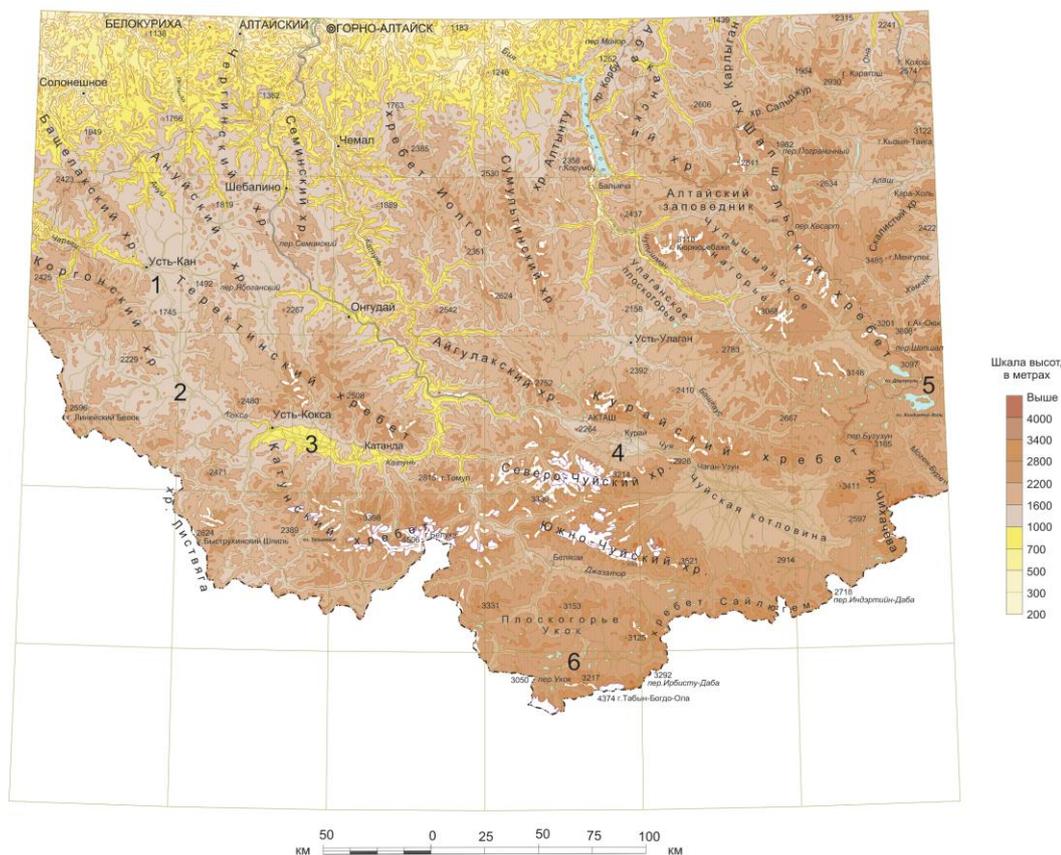
Рисунок 2.1 – Положение районов исследований (черные прямоугольники) в структуре северной части Центральной Азии, по (Deev et al., 2017)

2.1. Краткий обзор неотектоники и сейсмотектоники Горного Алтая

Хребты Алтая вытянуты на 1000 км и веерообразно расходятся с юго-востока на северо-запад (рисунок 2.1). В основании “веера” находится Монгольский Алтай, а на его северо-западном окончании – Горный Алтай (Новиков и др., 2008). С севера Горный Алтай граничит с Западно-Сибирской плитой, с запада – надстраивается хребтами Рудного Алтая, с востока почти перпендикулярно с ним сочленяются хребты Западного Саяна. Отчетливые разломные ограничения Горный Алтай имеет только на востоке и частично на севере. На стыке с Западно-Сибирской плитой, наблюдается уступ высотой 300–500 м, соответствующий пограничному разлому взбросо-надвиговой кинематики (Чернов и др., 1988). От морфоструктур Западного Саяна и Котловины Больших Озер горно-алтайские хребты отделены системой разломов,

которая с севера на юг включает: Западно-Саянский разлом левосдвиговой кинематики, грабен Телецкого озера, Шапшальский и Ховдинский (Кобдинский) правые взбросо-сдвиги (Дергунов, 1972; Деев и др., 1995; Новиков и др., 2008; Dehandschutter et al., 2002; Delvaux et al., 2013). Все разломы являются активными сейсмогенерирующими структурами. Особенно это касается Ховдинского разлома, с которым на территории Монголии связаны многочисленные сейсмические события и палеосейсмодислокации, в том числе Монгольского землетрясения 09.12.1761 г. с $M = 8.3$ (Хилько и др., 1985; Радзиминович и др., 2016).

В пределах Горного Алтая отчетливо наблюдается ступенчатое воздымание хребтов с севера–северо-запада (300-500 м) на юг–юго-восток, где их высоты достигают 3–4.5 тыс. м (рисунок 2.2). В рельефе выделяются три высотных пояса – низкогорный, среднегорный и высокогорный (Чернов и др., 1988). Этот факт на начальных этапах исследования морфотектоники Горного Алтая послужил доводом в пользу модели его сводово-глыбового формирования.



Цифрами обозначены котловины: 1 – Канская, 2 – Абайская, 3 – Уймонская, 4 – Курайская, 5 – Джулукульская, 6 – Бертекская

Рисунок 2.2 – Орографическая схема Горного Алтая (Федак и др., 2011)

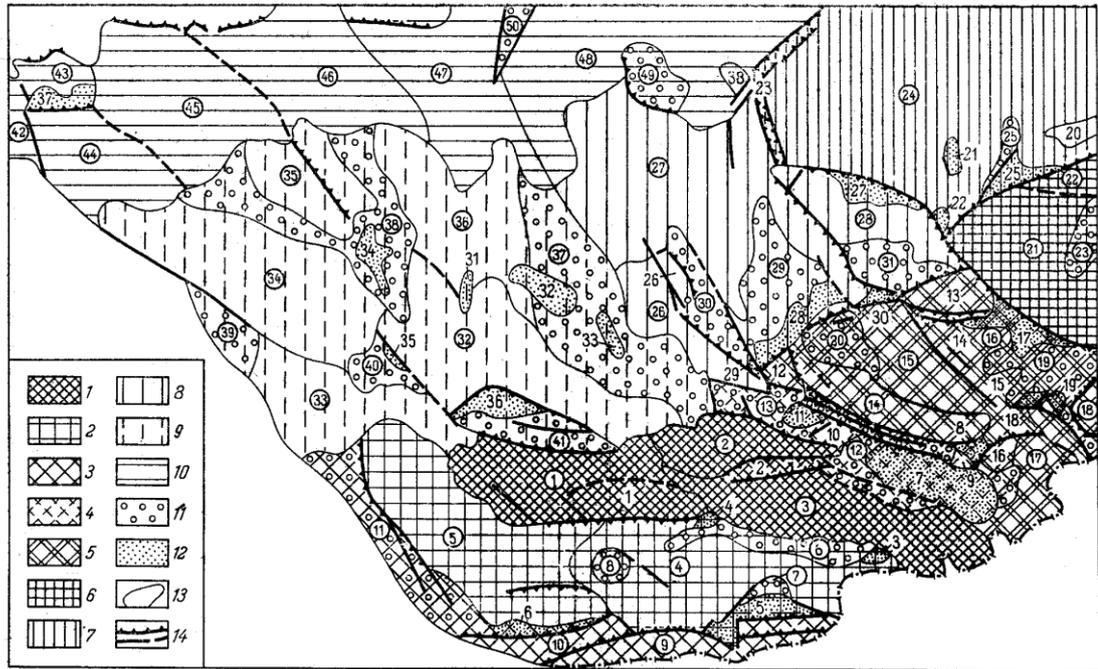
К примеру, О.А. Раковец (1967) в пределах сводово-глыбового поднятия выделила три крупные зоны: Катунско-Шапшальскую, Холзунско-Абаканскую и Северо-Алтайскую (рисунок 2.3). Наиболее древней и высоко поднятой частью свода является Катунско-Шапшальская зона, которая начала оформляться в конце палеогена. Уцелевшие от эрозионного расчленения остатки пенеплена здесь подняты относительно современной северной границы Горного Алтая на высоту свыше 3000 м. В раннечетвертичное время в процесс горообразования была вовлечена расположенная к северо-западу Холзунско-Абаканская зона, которая отделяется от Катунско-Шапшальской серией субширотно ориентированных новейших разломов и характеризуется амплитудой поднятия до 3000 м. В пределах Северо-Алтайской зоны древняя выровненная поверхность поднята по отношению к фасу Алтая не более чем на 500–600 м. Ее оформление произошло до накопления позднечетвертичного аллювия низких террас.

Таким образом, при движении на северо-запад, от центральных частей Алтайского свода в сторону платформы, меняется время оформления кайнозойских структур (Раковец, 1967). С каждой последующей крупной фазой новейших тектонических движений площадь Алтайского свода расширялась, и одновременно увеличивалась общая амплитуда поднятия. В пределах каждой из трех зон обособлены структуры различных порядков, орографически выраженные системами хребтов и межгорных депрессий или отдельными хребтами и депрессиями, а в пределах Северо-Алтайской зоны – тектоническими ступенями.

Позднее, Е.М. Рудичем (1972) была высказана идея о том, что неотектонический план Горного Алтая существенным образом контролируется движениями по омоложенным околоширотным каледонским и северо-западным герцинским разломам (рисунок 2.4). Наряду с ними, по его мнению, на неотектоническом этапе сформировалась система молодых меридиональных разломов, контролирующая, в частности, положение отдельных участков долины р. Катунь, грабен Телецкого озера, границу зоны сплошного распространения кайнозойских осадков в нижнем течении рек Бии и Катунь.

Такой структурный парагенез применительно к восточной части Горного Алтая и прилегающим районам Западной Монголии А.Б.Дергунов (1972) объяснил следующим образом. В районе наиболее широко распространены прямолинейные крутопадающие взбросо-сдвиги северо-западного простирания с правосторонним горизонтальным смещением (рисунок 2.5). Северо-восточные разломы встречаются редко, но имеют тот же взбросо-сдвиговый тип движений с левосдвиговой горизонтальной составляющей. Крутопадающие разломы сопровождаются пологими и горизонтальными надвигами широтного простирания, смещения по которым происходили с севера на юг. В подавляющем большинстве случаев блоки пород, примыкающие к разломам всех типов с севера, северо-востока и северо-запада,

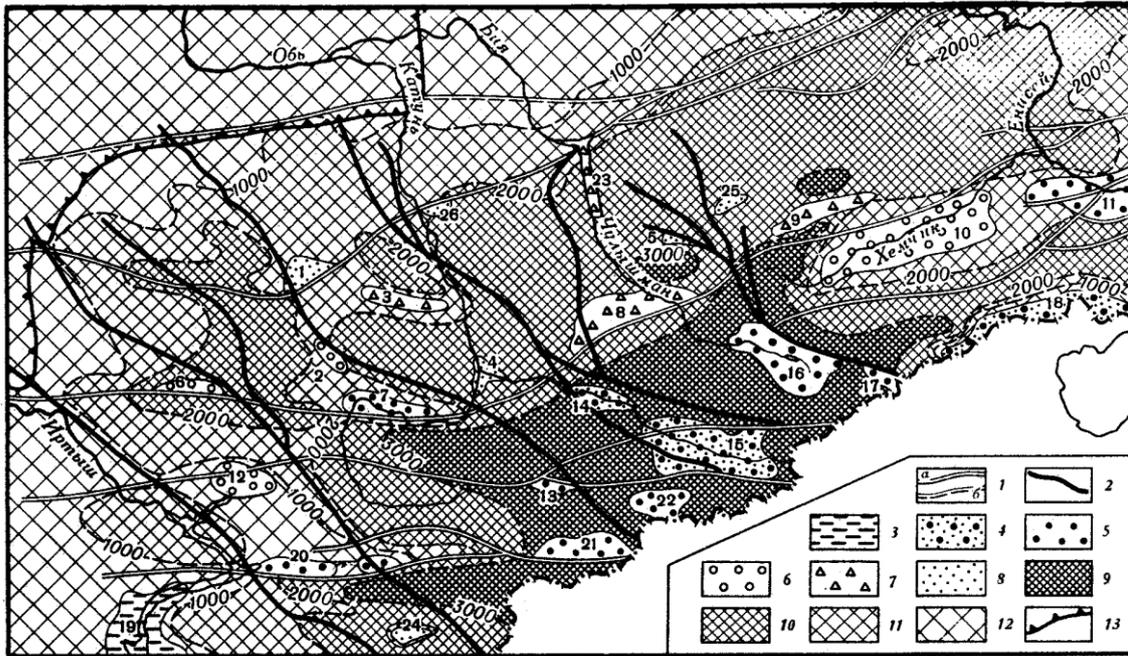
относительно приподняты. В четвертичное время в равной степени обновлялись разломы всех простираний.



Катунско-Шапшальская зона, подзоны: 1 – Катунско-Чуйская, 2 – Кара-Алахинская, 3 – Южно-Алтайская, Курайско-Чуйская, 5 – Южно-Чулышманская, 6 – Шапшальская; Холзунско-Абаканская зона, подзоны: 7 – Западно-Саянская, 8 – Северо-Чулышманская, 9 – Западно-Алтайская; 10 – Северо-Алтайская зона; 11 – депрессии; 12 – впадины; 13 – границы структур V и VI порядков; тектонические уступы и разломы.

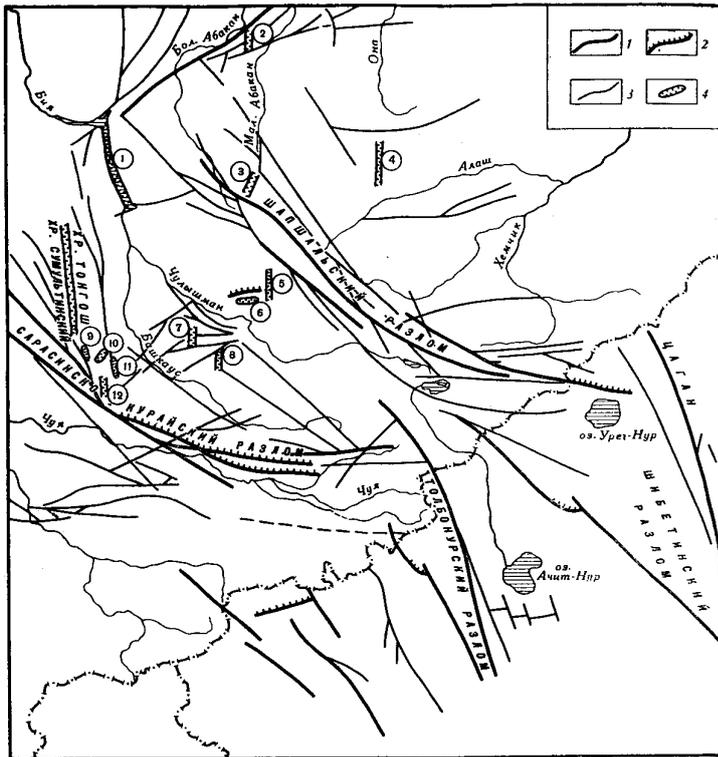
Структуры V порядка (цифры кружках). **Сводово-глыбовые и глыбовые поднятия:** 1 – Катунское, 2 – Северо-Чуйское, 3 – Южно-Чуйское-Сайлюгемское, 4 – Укокское, 5 – Листвягинское, 9 – Южно-Алтайский горст, 10 – Тарбагатайский горст, 14 – Курайское, 15 – Кабак-Тайгинское, 16 – Чулышманское, 17 – Чихачевское, 18 – Менгун-Тайгинское, 21 – Шапшальское, 22 – Бай-Тайгинское, 24 – Абаканское, 26 – Айгулакское, 27 – Сумульгинское, 28 – Куркуринское, 32 – Теректинское, 33 – Холзунское, 34 – Тигирекское, 35 – Башелакское, 36 – Семинское. **Межгорные депрессии:** 6 – Жасатерская, 7 – Бертекская, 9 – Рахмановская, 11 – Бухтарминская, 12 – Чуйская, 13 – Ештык-Кольско-Курайская, 19 – Предшапшальская, 20 – Саратанская, 23 – Хемчикская, 25 – Алашская, 29 – Башкаусская, 30 – Сарулукольская, 31 – Шавлинская, 37 – Катунская, 38 – Чарышко-Ануйская, 39 – Лениногорская, 40 – Абайская, 41 – Уймонская, 49 – Пыжинская, 50 – Майминская. **Тектонические ступени:** 42 – Локтевская, 43 – Озерковская, 44 – Кольванская, 45 – Чарышская, 46 – Ануйская, 47 – Белокурихинская, 48 – Уйменская

Рисунок 2.3 – Схема неотектонического районирования Горного Алтая (Раковец, 1967)



1–2 – разломы: 1 – унаследованные от каледонского этапа (а – установленные, б – предполагаемые), 2 – унаследованные от герцинского этапа: 3–8 – мезозойско-кайнозойские прогибы, разделенные по времени заложения; 3 – верхнемеловые, 4 – палеоценовые или олигоценовые, 5 – раннемиоценовые или олигоценовые, 6 – миоценовые, 7 – эоплейстоценовые, 8 – плейстоцен-голоценовые; 9–12 – ступени современного рельефа с высотами: 9 – > 3000 м, 10 – 3000–2000 м, 11 – 2000–1000 м, 12 – < 1000 м, 13 – граница области сплошного развития кайнозойских отложений. Цифрами обозначены верхнемезозойско-антропогеновые впадины: 1 – Усть-Канская, 2 – Абайская, 3 – Урскульская, 4 – Яломанская, 5 – Сайгоньшская, 6 – Лениногорская, 7 – Уймонская, 8 – Улаганская, 9 – Алашская, 10 – Хемчикская, 11 – Тувинская, 12 – Зырянская, 13 – Самахинская, 14 – Курайская, 15 – Чуйская, 16 – Джулукульская, 17 – Каргинская, 18 – Убсунурская, 19 – Зайсанская, 20 – Нарымская, 21 – Бертекская, 22 – Тархатинская, 23 – Телецкая, 24 – Маркакольская, 25 – Монагинская, 26 – Карызасская

Рисунок 2.4 – Кайнозойская структура Алтая, Западной Тувы и западных районов Западного Саяна (Рудич, 1972)



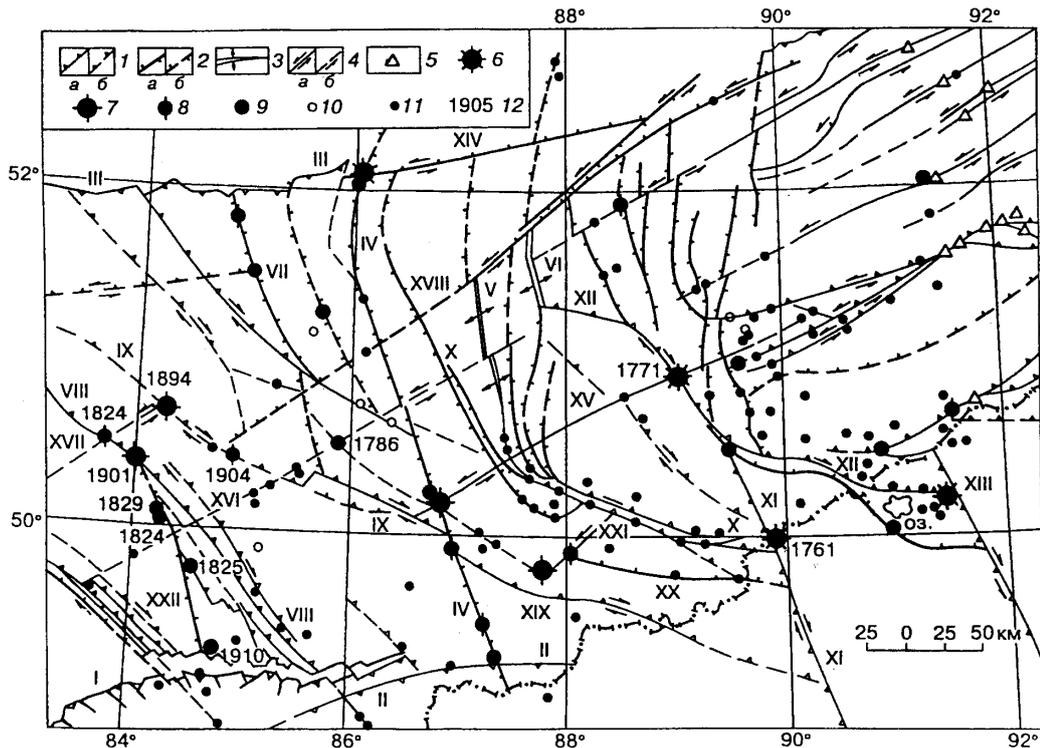
1 – взбросо-сдвиги Курайско-Толбонурской и Шапшальско-Цаган-Шибетинской зон глубинных разломов, обновленные в четвертичном периоде; 2 – четвертичные надвиги; 3 – прочие разломы; 4 – грабенообразные озерные впадины. Цифры в кружках на схеме обозначают впадины следующих горных озер: 1 – Телецкого, 2 – Кара-Куль, 3 – Иты-Куль, 4 – Кара-Коль, 5 – Эри-Куль, 6 – Дери-Куль, 7 – Узун-Куль, 8 – безымянного, 9 – Кок-Куль, 10 – Ош-Куль, 11 – Узун-Куль, 12 – Чейбек-Куль

Рисунок 2.5 – Расположение разломов на востоке Алтая и соседней территории Монголии (Дергунов, 1972)

В дальнейшем идея сдвигового парагенезиса разломных зон, образованных в результате субмеридионального тангенциального сжатия, для территории Горного и Рудного Алтая реализована в работах Н.В. Лукиной (1988, 1996). Согласно предлагаемой ею модели в условиях такого поля напряжений развиваются субширотные надвиги (Чингис-Нарымский, Южно-Алтайский, Северный фас Алтая, Курайско-Чуйский) и взбросы, субмеридиональные раздвиги (Катунский, Сумультинский, Телецкий, Песчаный), северо-западные правые взбросо-сдвиги (Шапшальский, Цаган-Шибетский, Кобдинский, Северо-Восточная разломная зона Рудного Алтая, Уймонский, Бухтарминский) и восток-северо-восточные левые сбросо-сдвиги (рисунок 2.6).

Идея связи морфотектоники Горного Алтая с “монгольскими” сдвигами получила свое развитие в работах (Новиков, 2001, 2004; Новиков и др., 2008; Bayasgalan et al., 1999). Согласно И.С. Новикову (Новиков и др., 2008), в пределах Горного Алтая

структурный рисунок региональных сдвиговых зон усложняется за счет формирования системы оперяющих разломов на их северных окончаниях. При этом оперяющие разломы северного простирания имеют преимущественно раздвиговой характер, а разломы западного простирания – взбросовый (рисунок 2.7).

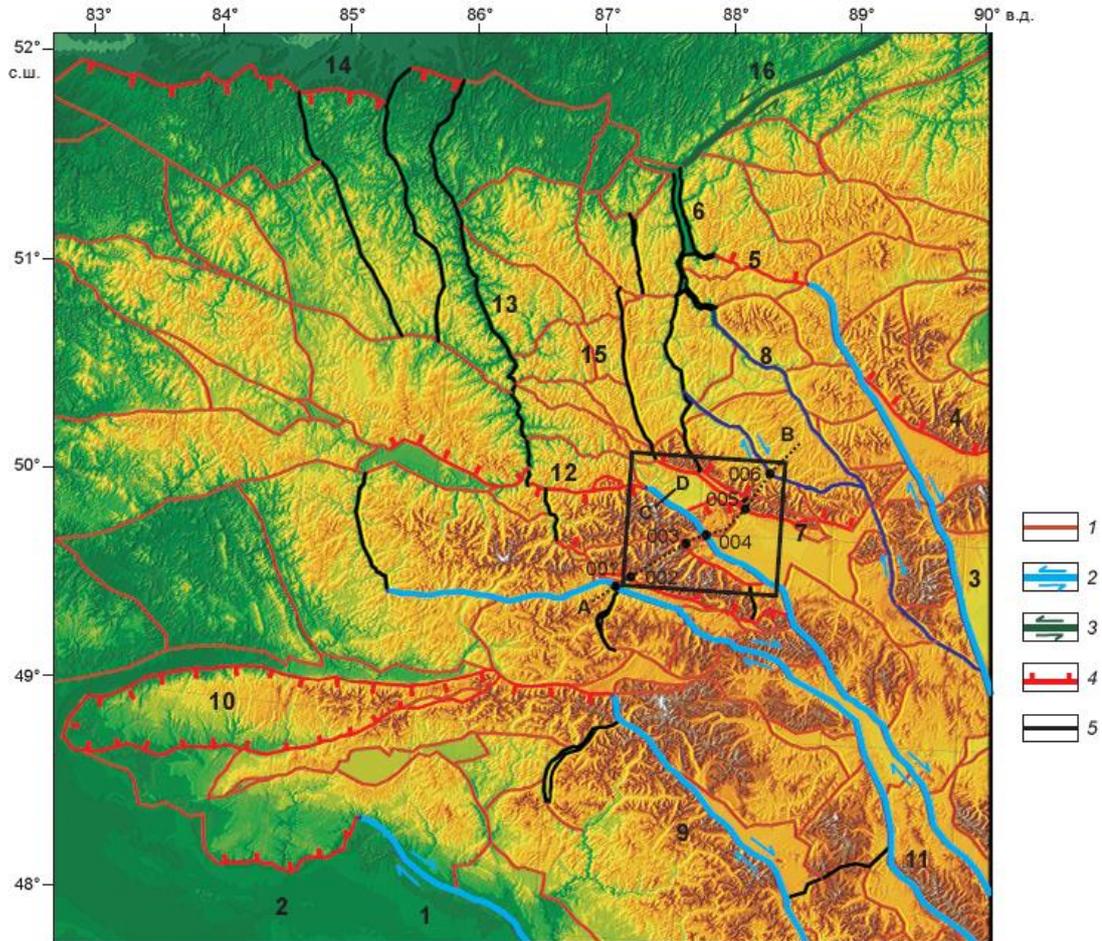


Активные разломы, достоверные (а), предполагаемые (б): 1 – взбросы и надвиги (треугольники на приподнятом крыле), 2 – сбросы (штрихи на опущенном крыле), 3 – раздвиги, 4 – сдвиги, 5 – палеосейсмодислокации. Эпицентры землетрясений: 6 – $K = 16$, $M > 6.0$; 7 – $K = 15$, $M = 5.6-6.0$; 8 – $K = 14$, $M = 5.0-5.5$; 9 – $K = 13$, $M = 4.6-5.0$; 10 – $K = 12$, $M = 4.0-4.5$; 11 – $K = 11$, $M < 4.0$; 12 — даты сейсмических событий. Дизъюнктивные структуры (активные разломы): I – Чингис-Нарымский, II – Южно-Алтайский, III – Северный фас Алтая, IV – Катунский раздвиг, V – Сумультинский грабен, VI – грабен Телецкого озера, VII – Песчаный разлом, VIII – Северо-Восточная разломная зона Рудного Алтая, IX – Уймонский разлом, X – Курайско-Чуйский, XI – Кобдинский, XII – Шапшальский, XIII – Цаган-Шибетинский, XIV–XVIII, XXI – ВСВ – левые сдвиги, XIX – Джасатерский разлом, XX – Южно-Чуйский, XXII – Бухтарминский

Рисунок 2.6 – Активные разломы и эпицентры сильных землетрясений Алтая (Лукина, 1996)

Таким образом, Горный Алтай представляет собой внутриконтинентальный ороген с абсолютными высотами возникших хребтов до 4.5 тыс. м. Максимальные амплитуды вертикальных межблоковых движений наблюдаются в зонах сочленения горных хребтов и крупных внутригорных впадин (Чуйская, Курайская, Уймонская и др.), где они составляют 1–4 тыс. м. Амплитуды вертикальных перемещений более мелких блоков достигают величин от первых десятков до нескольких сотен метров. Существенный вклад в формирование блоковой структуры Горного Алтая вносят сдвиговые перемещения и связанные с ними обстановки сжатия, растяжения и вращения (Лукина, 1996; Новиков, 2001, 2004; Трифонов и др., 2002; Новиков и др., 2004, 2008; Thomas et al., 2002; Deev et al., 2017). При этом, наряду с

новообразованными разломами, существенную роль сыграли активизированные участки региональных разломных зон, определявших структурный план Горного Алтая на протяжении палеозоя и мезозоя (Чиков и др., 2004; Dobretsov et al., 1996; Chikov et al., 2012; Glorie et al., 2012).



1–5 – системы разломов различной кинематики: 1 – неясной кинематики, 2 – правые сдвиги и взбрососдвиги, 3 – левые сдвиги и взбрососдвиги, 4 – взбросы и надвиги, 5 – сбросы и грабены. Цифрами на схеме обозначены разломные зоны: 1 – Иртышская, 2 – Зайсанская, 3 – Кобдинская, 4 – Шапшальская, 5 – Сайгонышская, 6 – Телецкая, 7 – Курайская, 8 – Чулышманская, 9 – Фуюньско-Верхнекобдинская, 10 – Нарымская, 11 – Толбонурско-Сагсайская, 12 – Шавлинская, 13 – Катунская, 14 – Белокурихинская, 15 – Уйменско-Сумультинская, 16 – Западно-Саянская

Рисунок 2.7 – Фрагмент цифровой карты морфотектоники Горного Алтая

(Новиков и др., 2008)

Уже первые сейсмологические наблюдения с помощью развернутой в начале 60-х годов прошлого века на территории Горного Алтая сети стационарных сейсмических станций позволили оконтурить несколько зон концентрации эпицентров землетрясений (Масарский,

Моисеенко, 1962): 1) Шапшальская зона, которая оконтурена по инструментальным данным и весьма насыщена эпицентрами землетрясений с магнитудой до 6; 2) Чуйская зона, близкая по своим характеристикам к Шапшальской; 3) Чарышская зона, которая намечена по данным о слабых землетрясениях; 4) Нарымская зона, для которой имеются многочисленные макросейсмические сведения о землетрясениях в прошлом интенсивностью до 6 баллов; ее потенциальная сейсмичность подтверждается и инструментальными данными.

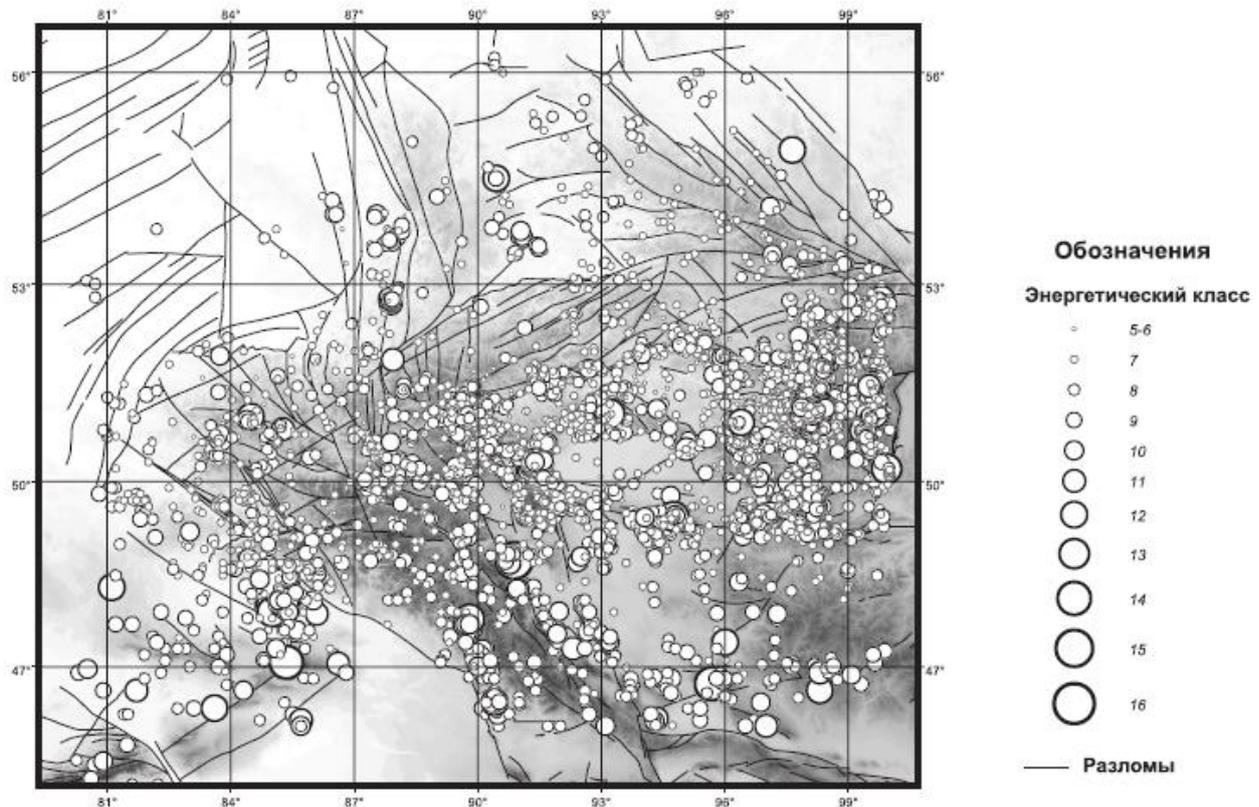
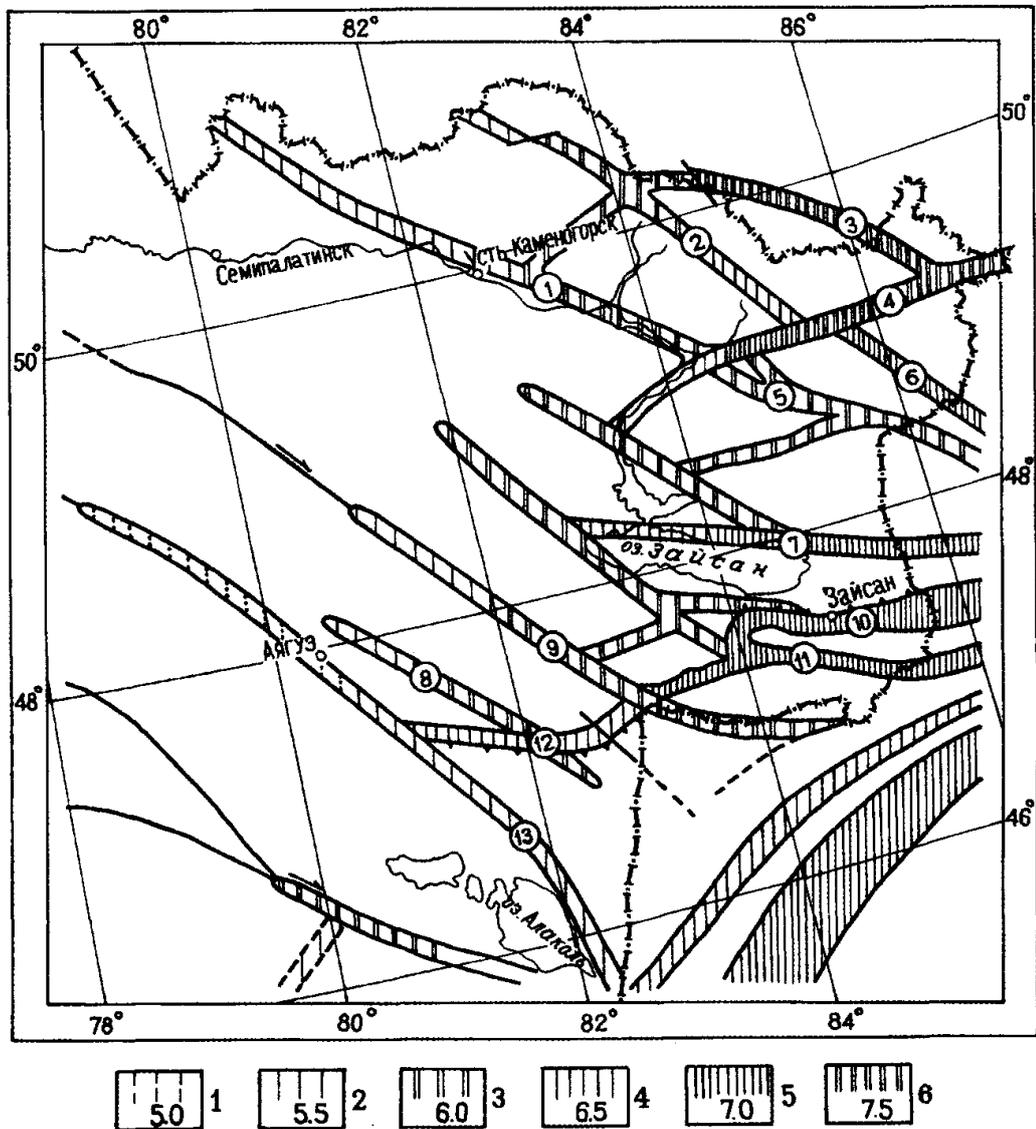


Рисунок 2.8 – Распределение эпицентров землетрясений в Алтае-Саянской горной области за период 1995–2000 гг. (Еманов и др., 2005)

Последующие материалы сейсмического мониторинга Горного Алтая и обрамляющих структур подтвердили сейсмическую активность территории (рисунок 2.8), которая выражается в проявлении до нескольких десятков землетрясений в год (Жалковский и др., 1995; Еманов и др., 2005; Adija et al., 2003). За истекший период времени здесь зафиксировано около 1000 землетрясений с $M \geq 3.5$, которые в большинстве своем зарождаются в верхней части земной коры, на глубинах менее 25 км, с максимумом на глубинах 10–15 км. Основные сейсмоактивные зоны (рисунок 2.8, 2.9) выделены в районе сопряжения Алтая с Западным Саяном и Западным Танну-Ола, в Монгольском Алтае и в Восточном Казахстане (южная часть Рудного Алтая и хребет Тарбагатай). В каждой зоне наряду с большим числом слабых толчков, зарегистрированы и более сильные землетрясения с $K \geq 16$ (Хилько и др., 1985; Рогожин, Леонтьев, 1992; Жалковский и др., 1995; Еманов, 2005; Тимуш, 2011). Это подтверждается и

данными исторического периода наблюдений (Мушкетов, Орлов, 1893; Кондорская, Шебалин, 1977; Хилько и др., 1985; Никонов, 2005; Никонов, Шварев, 2006; Уломов, Медведева, 2011; Татевосян, Мокрушина, 2014). Присутствующие вдоль разломов Монгольского Алтая палеосейсмодислокации указывают на проявление здесь исторических землетрясений с магнитудами вплоть до 8.3 (Хилько и др., 1985; Молнар и др., 1995) (рисунки 2.10–2.13).

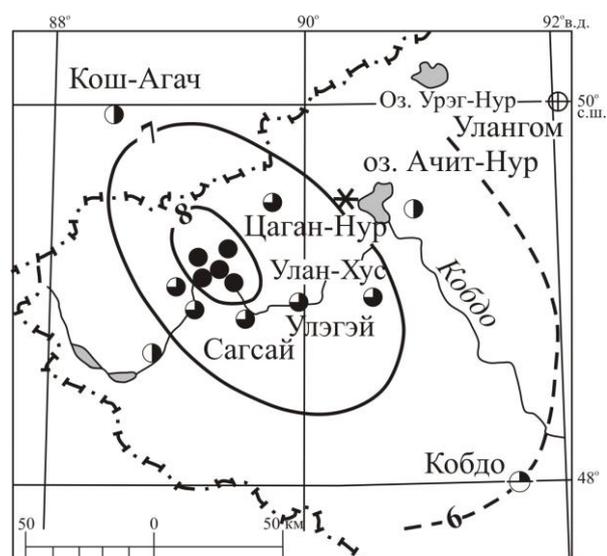


1–6 – сейсмический потенциал; названия (цифры в кругах): 1 – Иртышская, 2 – Локтевско-Караиртышская, 3 – Рахмановская, 4 – Нарымская, 5 – Маркакольская, 6 – Сарымсактинская, 7 – Северо-Зайсанская, 8 – Калба-Чингизская, 9 – Жарминская, 10 – Северо-Саурская, 11 – Южно-Саурская, 12 – Тарбагатайская, 13 – Чингиз-Алакольская

Рисунок 2.9 – Сейсмогенерирующие зоны Тарбагатай-Алтайского региона (Тимуш, 2011)



Рисунок 2.10 – Схема изосейст Монгольского землетрясения 09.12.1761 г. ($M = 8.3$, $I_0 = 11$), по (Хилько и др., 1985)



Звездочкой обозначен инструментальный эпицентр

Рисунок 2.11 – Схема изосейст Ачитнурского землетрясения 19.10.1938 г. ($M = 6.9$; $I_0 = 8-9$ баллов), по (Хилько и др., 1985)

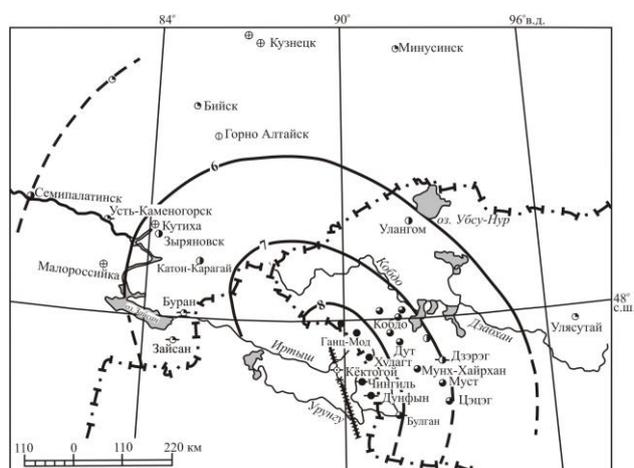
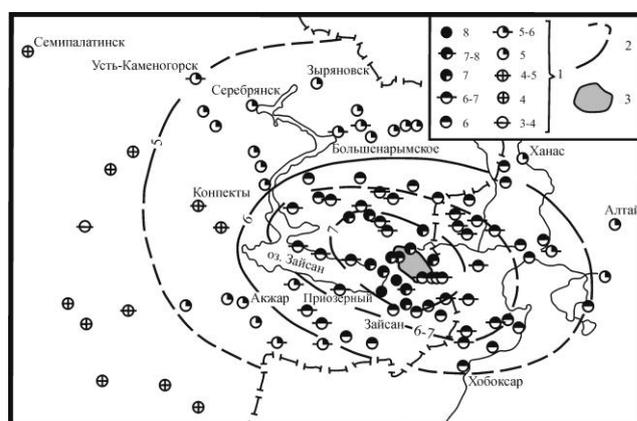


Рисунок 2.12 – Схема изосейст Фуюньского землетрясения 10.08.1931 г. ($M = 8.0$, $I_0 = 11$), по (Хилько и др., 1985)



1 – балльность; 2 – изосейсты; 3 – область афтершоков

Рисунок 2.13 – Схема изосейст Зайсанского землетрясения 14.06.1990 г. ($M = 6.9$, $I_0 = 8$), по (Нурмагамбетов и др., 1996) с изменениями

Разломные зоны внутри Горного Алтая в период инструментальных и исторических наблюдений проявляли себя как слабосейсмичные структуры, с которыми были связаны единичные землетрясения с магнитудами 5 или немногим более. Поэтому Горный Алтай относился к регионам с умеренной сейсмичностью. Но палеосейсмологические исследования

указывали, что для Юго-Восточного Алтая характерны сильные древние землетрясения с магнитудами до 7.5 (Рогожин и др., 1998, 1999; Рогожин, Платонова, 2002; Rogozhin et al., 1998). Об этом же свидетельствовали результаты оценки сейсмического потенциала территории внерегиональным сеймотектоническим методом, согласно которым максимально возможная магнитуда ожидаемых землетрясений в Горном Алтае составила 7.5 ± 0.2 (Рейснер, Иогансон, 1996). Эти оценки и результаты палеосейсмологических исследований подтвердились в 2003 г., когда 27 сентября произошло сильное Чуйское землетрясение ($M_s = 7.3$, $I = 8-9$) в зоне сочленения Чуйской и Курайской впадин (рисунок 2.14, 2.15).

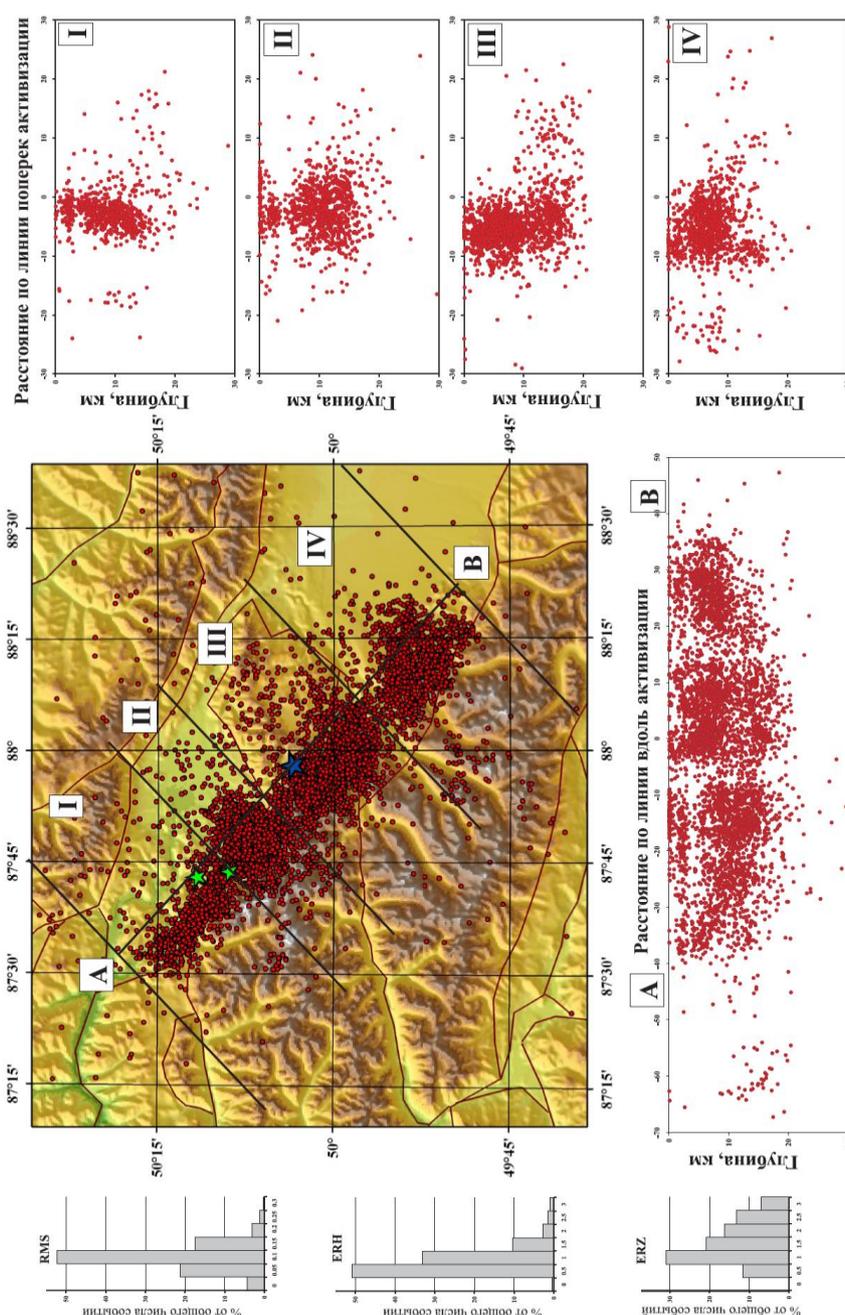
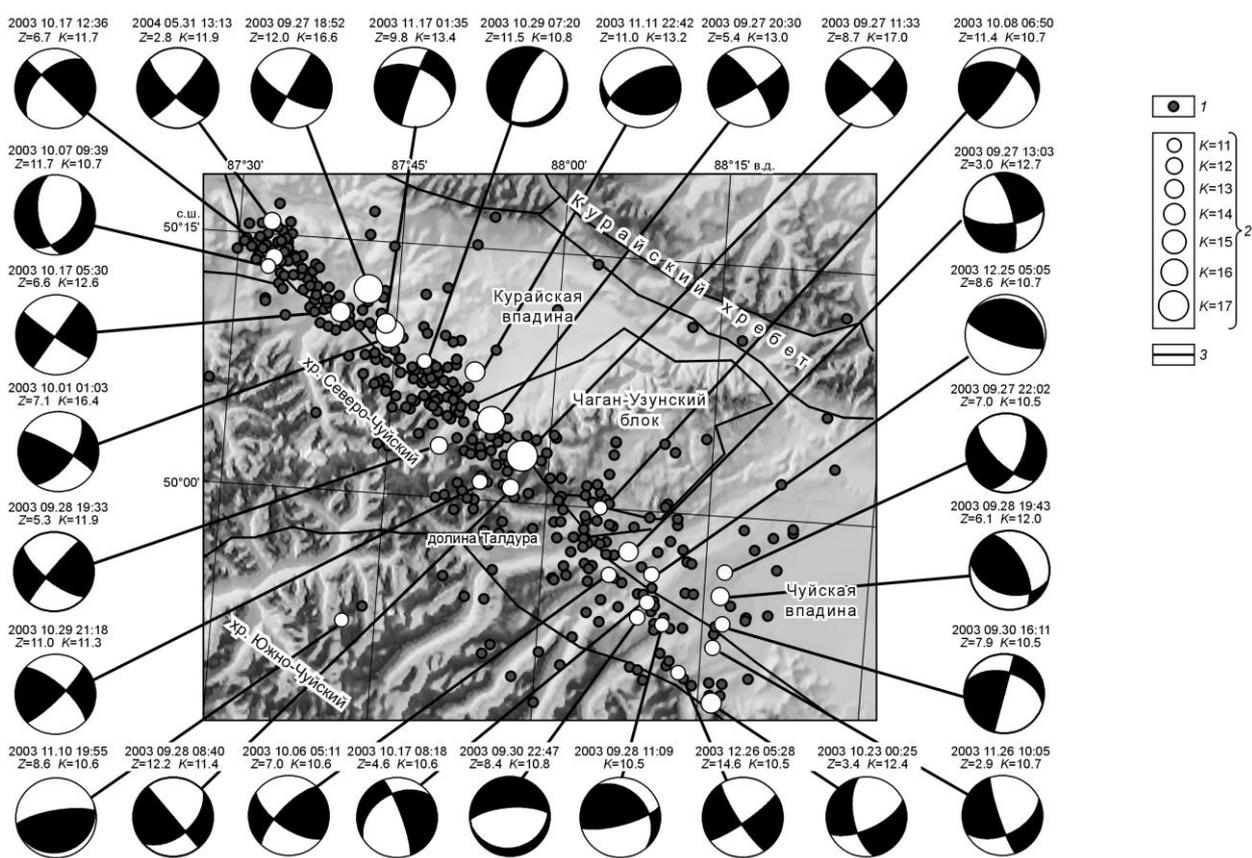


Рисунок 2.14 – Трёхмерный характер обособления Чуйской сеймотектонической зоны за период 2004–2007 гг. (Еманов и др., 2009)

За основным толчком последовал длительный афтершоковый процесс с наиболее значительными афтершоками, произошедшими 27.09.2003 г. ($M_s = 6.4$) и 01.10.2003 г. ($M_s = 6.6$). Фокальные механизмы основного толчка и наиболее крупных афтершоков соответствуют правостороннему механизму смещения вдоль плоскости северо-западного простирания (Гольдин и др., 2004; Еманов, Лескова, 2005; Лескова, Еманов, 2006, 2013; Еманов и др., 2009). В результате землетрясения сформировалась зона поверхностных разрывов протяженностью более 70 км и с правосторонним смещением на отдельных разрывах до 2 м (см. рисунок 3.2). В эпицентральной области и на большой территории Чуйской и Курайской впадин были зафиксированы различные вторичные сейсмогенные деформации: оползни, обвалы, грабенообразные просадки в грунтах, песчаные вулканы и дайки, грифоны, площадные разливы грязевого материала (Высоцкий и др., 2004; Новиков и др., 2004; Деев и др., 2006; Рогожин и др., 2007; Dorbath et al. 2008; Lunina et al. 2008; Lunina, Gladkov, 2015).



1 – афтершоки Чуйского землетрясения (данные DD-томографии); 2 – события, для которых построены фокальные механизмы (указаны год, месяц, число, часы:мин; Z – глубина, км, K – класс землетрясения); 3 – разломы

Рисунок 2.15 – Механизмы очагов ряда крупных афтершоков Чуйского землетрясения 2003 г. (положения эпицентров по данным DD-томографии) (Новиков и др., 2008)

Реконструкции напряженно-деформированного состояния земной коры Горного Алтая на основе данных о механизмах очагов сильных землетрясений показывают следующее. Оси сжатия имеют СЗ–ЮВ или субмеридиональную ориентировку, оси растяжения – субгоризонтальны или субвертикальны (Жалковский и др., 1995). Установлено, что линия, разделяющая СЗ и СВ направления осей сжатия, проходит примерно вдоль меридиана 88° , т.е. через эпицентральной зону Чуйского землетрясения 2003 г. (Гольдин, Кучай, 2007). Более поздние исследования показали, что на территории восточной части Горного Алтая наблюдается еще более сложная картина, отражающая ее блоковое строение. При доминировании проекций осей сжатия СЗ и ЮВ ориентировки, наблюдаются участки с их субширотной, субвертикальной и СВ ориентировкой. В плане геодинамического режима преобладают домены горизонтального сдвига и его сочетание с растяжением. Локальные участки горизонтального растяжения наблюдаются для земной коры в районе сочленения Чуйской и Курайской впадин, вблизи восточного окончания Южно-Чуйского разлома (Ребецкий и др., 2013).

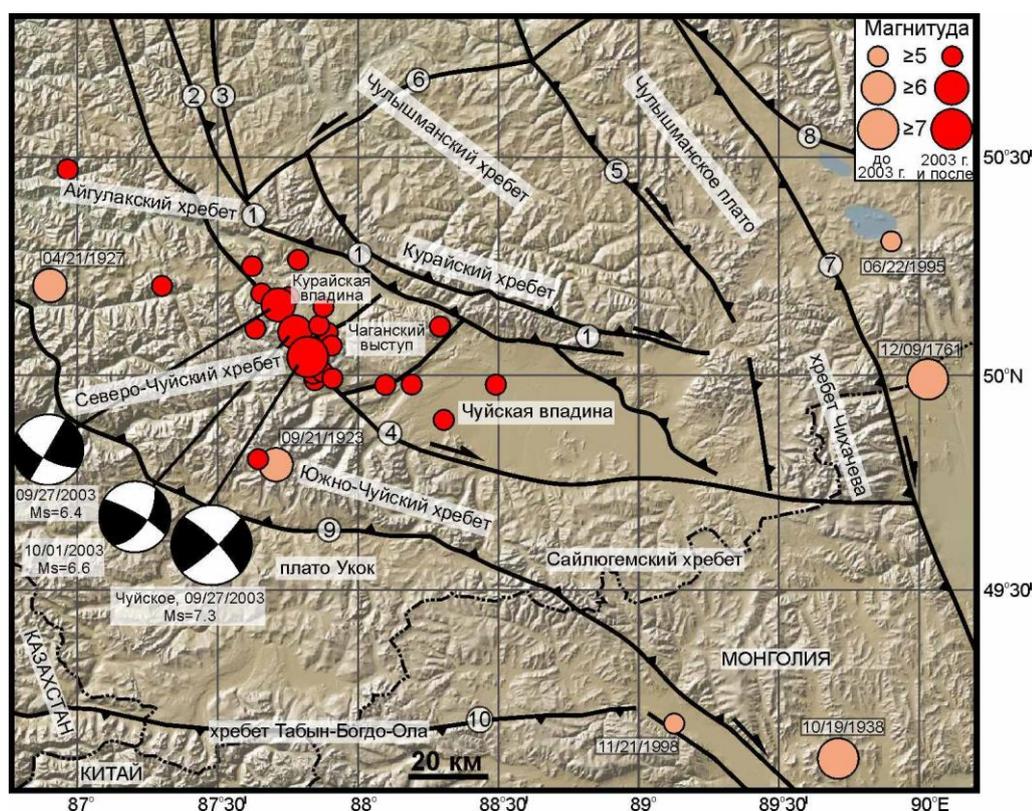
Современные движения коровых блоков фиксируются методами геодезии. Повторное нивелирование, выполненное вдоль Чуйского тракта в 1939, 1978, 1994 гг. выявило поднятие Горного Алтая с севера на юг со скоростью ($v_h \leq 0.5$ мм/год) (Колмогорова, Колмогоров, 2002). Данные космической геодезии (GPS) указывают, что средняя величина тектонической составляющей современных смещений Горного Алтая (эпоха 2000–2011 гг.) составляет 1.2 мм/год. Перед Чуйским землетрясением 2003 г. в юго-восточной части Горного Алтая получены аномально высокие значения скоростей смещений – 3–12 мм/год. Постсейсмические движения 2004–2012 гг. повторяют правостороннее смещение в 100-километровой эпицентральной области, а значения их скоростей достигают 2–3 мм/год (Тимофеев и др., 2006, 2009, 2014).

Наряду с горными хребтами основными морфотектоническими элементами Горного Алтая являются внутригорные впадины. Они являются ключевые объектами для понимания закономерностей формирования его неотектонической структуры и современного рельефа. Наиболее крупные из них (Чуйская, Курайская, Уймонская, Тархатинская, Бертекская, Самахинская) выполнены кайнозойскими континентальными отложениями, мощность которых может достигать сотен метров, а иногда и более 1 км (Девяткин, 1965, 1981; Розенберг, 1968; Неведрова и др., 2001, 2014; Деев и др., 2011; 2012в, г). Рассмотрим строение и этапы формирования трех впадин – Чуйской, Курайской и Уймонской, обладающих максимальными размерами.

2.2. Строение и сеймотектоника наиболее крупных внутригорных впадин Горного Алтая

2.2.1. Структура Чуйской впадины

Чуйская внутригорная впадина расположена в юго-восточной части Горного Алтая (рисунок 2.16). Она является самой крупной (длина около 70 км, ширина порядка 35 км) из отрицательных неотектонических морфоструктур Горного Алтая. Абсолютные отметки ее днища постепенно увеличиваются от наиболее прогнутой части (1700–1800 м) к бортам

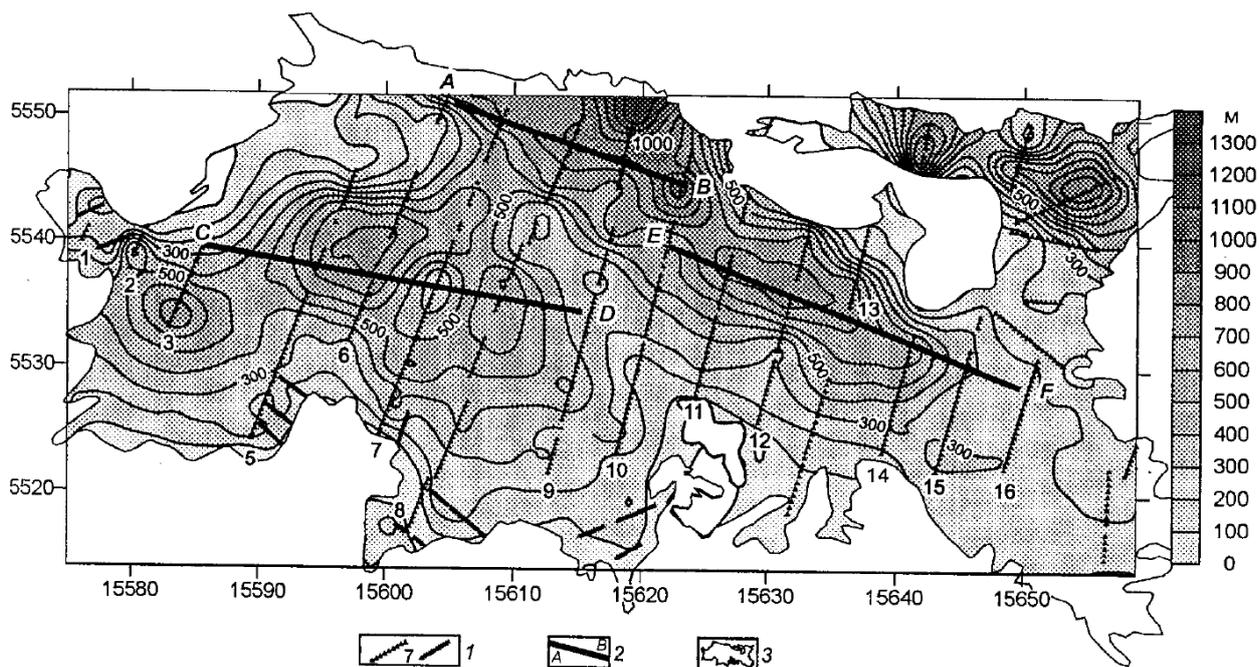


Черные линии активные разломы, проведены с использованием материалов (Лукина, 1996; Трифонов и др., 2002): 1 – Курайская зона разломов; 2 – Кадринский; 3 – Телецко-Курайский; 4 – Южно-Чуйский; 5 – Чулышманский; 6 – Тувино-Катунский; 7 – Кобдинский; 8 – Шапшальский; 9 – Джазаторский, 10 – Южно-Алтайский. Кругами показаны эпицентры исторических и инструментально зарегистрированных землетрясений по данным сейсмологических каталогов NEIC и IRIS, (Кондорская, Шебалин, 1977). Фокальные механизмы для Чуйского землетрясения 27.09.2003 г. и его основных афтершоков приведены по (Еманов, Лескова, 2013). Карта оттененного рельефа построена с использованием программы GeoMapApp (<http://www.geomapapp.org>)

Рисунок 2.16 – Основные активные разломы и сейсмичность юго-восточной части Горного Алтая, по (Deev et al., 2017) с изменениями

(2000–2200 м). В качестве обрамляющих впадину с севера и юга орографических единиц выступают Курайский (3000–3400 м) и Южно-Чуйский (3300–3900 м) хребты, Сайлюгемское плато (2800–3000 м). Западным ограничением служит Чаганский массив с абсолютными отметками 2600–2900 м. С востока впадина ограничена хребтом Чихачева, который состоит из нескольких массивов, поднимающихся до высот 3700–4000 м (Деев и др., 2012в).

В рельефе поверхности фундамента впадины выделяются две наиболее погруженные зоны (Девяткин, 1965; Неведрова и др., 2001). Северная, с глубинами до 1200 м, протягивается вдоль Курайского хребта (рисунок 2.17), западная, с глубинами до 700–800 м – вдоль Чаганского массива. На остальной территории фундамент залегает на глубинах от 100 до 500 м. Следовательно, перепад структурного рельефа между осевыми частями окружающих хребтов и наиболее опущенными блоками во внутренней области впадины достигает 4.5 тыс. метров. Граница впадины с Курайским хребтом проходит по активным взбросо-надвиговым структурам Курайской зоны разломов, с хребтами Южно-Чуйский и Сайлюгем – по Южно-Чуйскому разлому правосдвиговой кинематики (см. рисунок 2.16).



1 – профили электромагнитных зондирований и их номер; 2 – линии поперечных разрезов; 3 – граница горного обрамления

Рисунок 2.17 – Карта глубин до фундамента Чуйской впадины (Неведрова и др., 2001)

Кайнозойские отложения впадины залегают на дислоцированных породах палеозоя и фрагментах мел–палеогеновой коры выветривания, от которой зачастую сохраняются лишь зоны дезинтеграции пород и структурный элювий. В последнее время в пределах Курайской зоны разломов обнаружены незначительные по размерам грабены, выполненные нижнеюрской

континентальной угленосной молассой – аржанская свита мощностью до 830 м. Это Аржанский грабен на южном склоне Курайского хребта, в районе северо-западного замыкания Чуйской впадины, и Янтаусский грабен в долине р. Бугузун, дренирующей западные отроги хребта Чихачева (Гутак и др., 2001; Федак и др., 2011). Аржанская свита сложена серыми валунными и галечными конгломератами, песчаниками, алевролитами, черными углистыми аргиллитами. Присутствуют прослои каменных углей мощностью до 2 м и сидеритов.

В основании кайнозойского разреза залегает карачумская свита, сложенная яркими пестроокрашенными (белые, розовые, красные, желтые, бурые и черные тона) существенно алевроито-глинистыми отложениями делювиально-пролювиального (в прибортовых частях впадины) и озерного (в ее центральной части) генезиса. В силу плохой сортировки среди алевроитов и глин повсюду есть примесь песка и гравия, а в прибортовых частях впадины – кремнистых галечно-щебнистых прослоев. Еще одним элементом разреза прибрежно-озерных фаций свиты являются черно-бурые горизонты и линзы сильно лимонитизированных диагенетических конкреций сидерита. Карачумская свита с несогласием залегает на выветрелых породах палеозоя и коре выветривания и может достигать мощности 30 м. При этом от литологически подобных образований коры выветривания осадки свиты отличаются слоистостью (рисунок 2.18), которая намечается по разноцветной окраске отдельных пачек и галечно-щебнистым прослоям. Кроме того, в прибортовых частях впадины свита часто отделена от коры выветривания невыдержанным по простиранию горизонтом базального щебнегалечника. Предположительно, отложения карачумской свиты также вскрыты скважинами 414, 101, 103 и 108 на восточной и юго-восточной перифериях котловины (Деев и др., 2012в). Карачумская свита нормально палеонтологически не охарактеризована, поэтому ее возраст до настоящего времени достоверно не установлен. Она датируется на основании пыльцевых комплексов плохой сохранности и положения в разрезе палеоценом (Легенда..., 1999; Туркин, Федак, 2008; Федак и др., 2011), средним–поздним олигоценом (Девяткин, 1981).

С размывами и стратиграфическими несогласиями на породах палеозоя и карачумской свите залегает кошагачская свита. Она имеет мощность до 300 м и широко распространена в Чуйской впадине, обнажаясь узкими полосами по ее периферии (Девяткин, 1965; Зыкин, 1995; Деев и др., 2012в). Здесь отложения свиты часто нарушены разломами и собраны в складки (рисунок 2.19). В центральных частях впадины свита вскрыта рядом скважин. Отложения свиты полифациальны и представлены существенно озерными и озерно-болотными образованиями, состоящими из переслаивания серых и зеленовато-серых глин и алевроитов, полимиктовых песков, черных углистых глин и прослоев бурых углей, в том числе и промышленных. В глинах и алевроитах содержатся сидеритовые конкреции, обломки лигнитизированной древесины, а в бурых углях – стяжения гипса (гипсовые розы) диаметром до 15–20 см. В прибортовых частях

котловины в составе свиты отмечаются аллювиальные и озерно-аллювиальные фации, представленные галечно-гравийным материалом. В пределах буроугольных месторождений и проявлений отмечаются пласты «горельников» – обожженные глины кирпично-красного цвета с отпечатками листовой флоры и раковин моллюсков. Для безугольных разрезов свиты также характерна обогащенность пород рассеянной растительной органикой. В верхней безугольной части разреза появляются прослои и линзы мергелей, и кошагачская свита постепенно замещается озерными образованиями туерькской свиты (Деев и др., 2012в). Определения семенной флоры, спорово-пыльцевых спектров и комплексов остракод, а также положение в разрезе позволяют датировать возраст кошагачской свиты олигоценом – ранним миоценом (Легенда..., 1999; Туркин, Федак, 2008; Федак и др., 2011). Е.В.Девяткин (1981) определяет его как ранне–среднемиоценовый.



Рисунок 2.18 – Обнажение карачумской свиты в левом борту долины р. Кызылчин (западная часть Чуйской впадины). Вид на Курайский хребет

Залегающие выше неогеновые образования туерькской и кызылгирской свит, являясь фациально разнородными, представляют собой формационно единый комплекс отложений. Формирование прибрежно-дельтовых кызылгирских отложений происходило в краевых частях Чуйского палеобассейна одновременно с накоплением озерных туерькских отложений во

время трансгрессивного развития этих палеозер (Ерофеев, 1970; Розенберг, 1973; Богачкин, 1981; Русанов, 1999; Деев и др., 2012в).



Рисунок 2.19 – Коробчатая (А) и лежачая (Б) складки в отложения кошагачской свиты (левый борт долины р. Аккая, зона сочленения Чуйской впадины и Чаганского массива)

В Чуйской впадине туерыкская свита имеет площадное распространение. Выходы отложений свиты на дневную поверхность прослеживаются преимущественно вдоль северного борта впадины, по ее западной и юго-западной периферии. Представление о характере разрезов и мощностях свиты в центральных частях Чуйской впадины дают скважинные разрезы. Свита сложена озерными желтоватыми, серыми, зеленовато-, голубовато- и светло-серыми переслаивающимися плотными известковистыми и мергелистыми тонкослоистыми и массивными глинами, алевритистыми глинами, алевритами, глинистыми тонкозернистыми песками, прослоями белых, желтоватых и голубоватых крепких мергелей. По всему разрезу рассеяны мелкий обугленный растительный детрит, иногда образующий прослой, обрывки и отпечатки растений, семена, кости и чешуя рыб, раковины моллюсков и остракод. В прибортовых частях котловины в ее составе отмечается значительное количество гальки, гравия и грубозернистого песка, образующих аллювиальные и озерно-аллювиальные фации. Здесь же, особенно в полосе влияния Курайской зоны разломов, отложения свиты вместе с породами кошагачской свиты собраны в складки и нарушены дизъюнктивами. Вверх по разрезу количество грубообломочного материала возрастает и происходит постепенный переход в отложения бекенской свиты. В то же время свита несогласно перекрывает палеозойские комплексы или согласно налегает на отложения кошагачской свиты (Деев и др., 2012в). В естественных обнажениях мощность свиты колеблется от первых десятков до 200 м (Девяткин, 1965). Максимальная мощность туерыкской свиты 494 м установлена по скв. 11, пробуренной в 6 км севернее с. Кош-Агач, где она вскрыта в интервале глубин 139–633 м (Русанов, 1991, 1999). Туерыкская свита формировалась в теплом бессточном солоноватом озере в условиях

сильно щелочной среды и относительно сухого теплого климата. Причем со временем этот климат становился все более аридным. Соленость озерных вод могла достигать 18 ‰, а годовое количество осадков было менее 600 мм. Однако минералогический состав некоторых слоев свидетельствует о повышенной увлажненности климата, значительной величине речного стока и пониженной солености озерной вод во время их формирования, когда годовое количество осадков могло быть не менее 1000 мм (Русанов, 2009). По фауне моллюсков, остракод, спорово-пыльцевым спектрам и семенным комплексам возраст туерыкской свиты определяется средним миоценом – средним плиоценом (Русанов, 1999; Легенда..., 1999; Федак и др., 2011).

Кызылгирская свита обнажается отдельными фрагментами по периферии Чуйской котловины в интервале абсолютных высот 1500–2230 м, при этом основные разрезы свиты приурочены к ее западной окраине. Достоверных скважинных разрезов свиты не установлено. В составе нижней части свиты существенную роль играют грубообломочные отложения, представленные галечниками, дресвяниками, щебенниками, гравийниками, разнозернистыми песками, конгломератами и песчаниками. Вверх по разрезу начинают преобладать пески, которые, в свою очередь, замещаются зеленовато-серыми мергелистыми глинами, гастроподовыми, оолитовыми и строматолитовыми известняками, ракушняками. Строматолитовые постройки представляют собой крупные (до 1–1.5 м в диаметре) караваеподобные и куполовидные биогермы. Для большинства пород свиты характерно ожелезнение и, как результат, желтовато-бурая и коричнево-бурая окраска (Русанов, 1999; Федак и др., 2011; Деев и др., 2012в). Формирование прибрежно-дельтовых кызылгирских отложений происходило в краевых частях Чуйско-Курайского палеобассейна одновременно с накоплением в его центральных частях озерных отложений верхней части туерыкской свиты (Легенда..., 1999; Русанов, 1999; Туркин, Федак, 2008; Федак и др., 2011; Деев и др., 2012в). Во время формирования строматолитовых построек палеозеро было бессточным и существовало в условиях умеренно теплого семиаридного или даже аридного климата (Девяткин, 1965; Русанов, 2008б; Туркин, Федак, 2008). Фауна моллюсков и остракод, а также фациальные соотношения с туерыкской свитой определяют возраст кызылгирской свиты нижним–средним плиоценом (Федак и др., 2011).

В отложениях карачумской и кошагачской свит фиксируются сбросы, которые наряду с литолого-фациальными данными указывают на то, что накопление палеоген–неогеновых отложений происходило в условиях синседиментационного растяжения и трансгрессивного развития озерных бассейнов (Девятки, 1965; Туркин, Федак, 2008; Деев и др., 2012в; Delvaux et al., 2013). Тектоническая обстановка кардинально начала меняться в начале четвертичного периода. В это время в трансгрессивном режиме происходит рост окружающих хребтов. Их поднятие сопровождалось регрессией бассейна озерной седиментации и резким изменением

гранулометрического и фациального состава отложений. В раннем–среднем плейстоцене (здесь и далее разделение плейстоцена производится согласно “Международной стратиграфической шкале”) в пределах впадины накапливается “буроцветная” моласса, включающая в себя отложения бекенской и башкаусской свит.

В Чуйской впадине в обнажениях и скважинах озерно-аллювиальные, аллювиальные и лагунные образования бекенской свиты состоят из переслаивания мелкогалечниковых конгломератов и песчаников на известковистом и глинисто-известковистом цементе, галечников, гравийников, песков, алевритов и глин. Вверх по разрезу возрастает мощность и частота встречаемости грубообломочных прослоев. Цвет отложений также изменяется снизу вверх от светло- и голубовато-серого, характерного для туерьских образований, до желтовато-серого, буро-желтого и серо-бурого. Мощность свиты изменяется от 6.6 до 120 м. Кровля ее размыта и перекрыта толщей башкаусской свиты. Отложения бекенской свиты в разрезах согласно перекрывают туерьские слои. По положению в разрезе, фауне остракод и моллюсков, ископаемым семенам, спорово-пыльцевым спектрам, харовым водорослям возраст бекенской свиты определялся как раннеплейстоценовый (Федак и др., 2011; Деев и др., 2012в).

В составе башкаусской свиты доминируют аллювиально-пролювиальные и пролювиально-делювиальные фации, представленные мелкими глыбами, щебенниками, дресвяниками, галечниками и валунниками с прослоями и линзами песков, глин, супесей и суглинков. Многие обломки (до 30 %) выветрелы. Вверх по разрезу количество выветрелых обломков уменьшается. Слоистость грубая, часто линзовидная, невыдержанная по простираанию. Мощность прослоев 2–3 м. Цвет отложений желто-бурый, бурый и красно-бурый. Свита широко развита в Чуйской котловине, где залегает на породах палеозоя или с несогласием на отложениях бекенской свиты и перекрывается более молодыми образованиями квартара. На дневную поверхность свита выходит по северной окраине впадины. По южной и юго-западной периферии Чуйской котловины башкаусская свита, вероятно, образует сплошной шлейф мощностью до 80–100 м и обнажается узкими полосами в долинах рек Чаган, Тархата, Кызылчин, Елангаш, Ирбисту (Туркин, Федак, 2008; Федак и др., 2011; Деев и др., 2012в). В обнажении по р. Чаган внутри нижней части свиты зафиксирована палеомагнитная инверсия, идентифицированная как граница Брюнес–Матуяма (Свиточ и др., 1978). В соответствии с Постановлением МСК (Четвертичная система, 2008) возраст башкаусской свиты определяется нижней частью среднего плейстоцена.

Верхнюю часть разреза впадины составляет средне–позднеплейстоценовый «сероцветный комплекс». Согласно Е.В. Девяткину (1965), он объединяет отложения трех оледенений: среднеплейстоценового (максимального) и двух позднеплейстоценовых, последнее из которых имело ограниченное распространение. В вещественном отношении «сероцветный

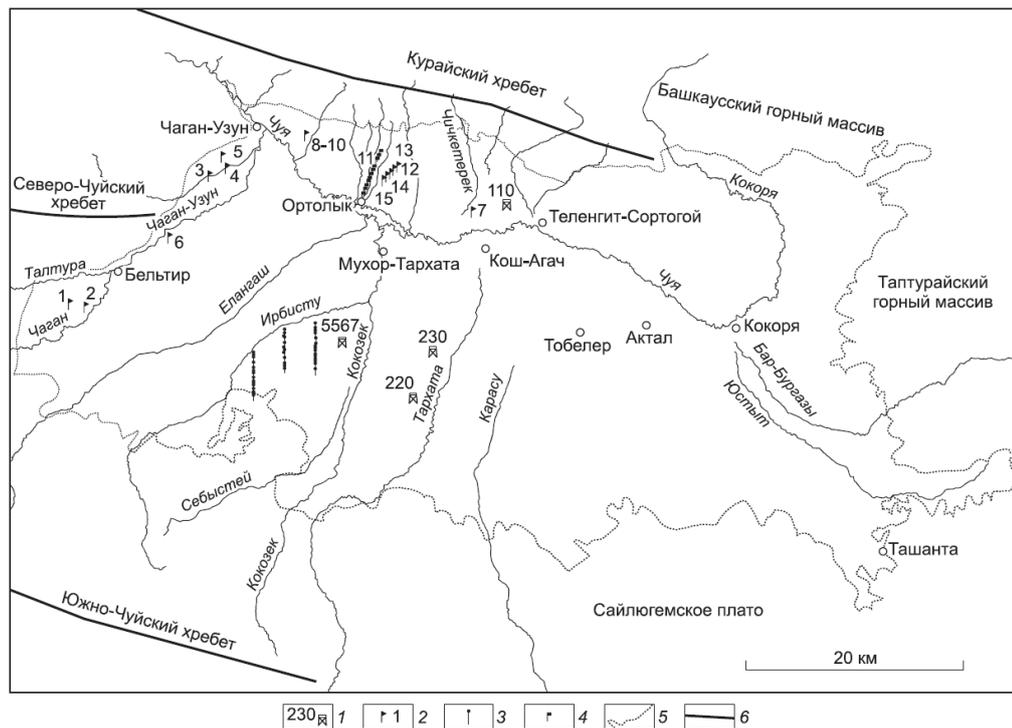
комплекс» – сложно построенная толща моренных диамиктонов, флювиогляциальных валунно-галечников, озерно-ледниковых песков, алевритов и глин. Непосредственно на дневной поверхности впадины широкое распространение получили валунно-галечники подпрудно-ледниковых озер, сформированные за счет морен и флювиогляциальных отложений, миктиты оплывневых грязекаменных потоков стадии спуска этих озер (Бутвиловский, 1993; Зольников и др., 2010; Деев и др., 2012в). Помимо них присутствуют полифациальные голоценовые отложения, наложенные или вложенные в более древние комплексы: озерные, болотные, эоловые, аллювиальные, делювиально-пролювиальные, оползневые и обвальные. Встречаются обширные зоны многолетней мерзлоты, с наличием которой на поверхности связаны многочисленные бугры пучения и термокарстовые озера.

2.2.2. Параметрические геоэлектрические характеристики кайнозойских отложений Чуйской впадины – ключ к расшифровке структуры осадочного выполнения внутригорных впадин Горного Алтая

Выполняющий Чуйскую впадину комплекс континентальных отложений мощностью более 1 км представляет собой один из наиболее полных разрезов кайнозоя Внутренней Азии (Девяткин, 1981). Однако доступные для непосредственного изучения разрезы кайнозойских осадков расположены преимущественно в ее прибортовых частях. Главным образом в краевых частях впадины сосредоточены картировочные, параметрические и гидрогеологические скважины. Поэтому при изучении внутренних районов впадины на первый план выдвигаются методы электроразведки.

Как уже отмечалось, именно метод ВЭЗ дает возможность определить УЭС и толщины как приповерхностных слоев небольшой мощности, так и более глубоко залегающих отложений до глубин в среднем до 200–300 м (в зависимости от величины максимального разноса питающей линии и геоэлектрических параметров разреза). Измерения этим методом нами были выполнены на целом ряде хорошо изученных геологических разрезов (рисунок 2.20), когда известны геологические характеристики пород, слагающих разрез, и мощность отдельных слоев и пропластков (Деев и др., 2011, 2012в). При таких условиях УЭС отложений определяются однозначно. В дальнейшем результаты параметрических измерений позволяют повысить однозначность интерпретации данных электроразведки, уменьшая модельную эквивалентность при решении обратных задач, особенно для измерений на участках, где отсутствуют скважины, и дают возможность идентифицировать аналогичные отложения в сложных случаях, когда они полностью перекрыты другими породами и находятся на значительных глубинах. Обратимся к описанию разрезов и полученным по результатам интерпретации данных ВЭЗ геоэлектрическим моделям.

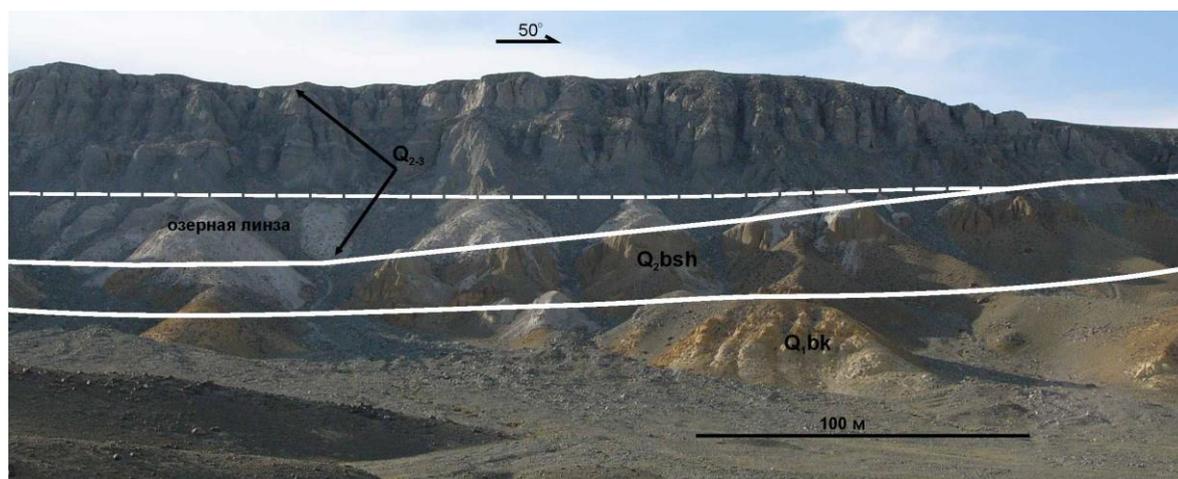
ВЭЗ № 1 (49.94919° с.ш., 88.10567° в.д., $Alt = 2227$ м). Измерения выполнены в пределах разреза Чаган (рисунок 2.21). Разрез Чаган, расположенный в левом борту одноименной реки, является одним из ключевых объектов при изучении четвертичной истории Горного Алтая. В его составе выделяются две толщи: 1) нижне–среднеплейстоценовая буроцветная, соответствующая основному этапу кайнозойского горообразования; в составе толщи, в свою очередь, обособляются существенно песчано-гравийная бекенская свита и перекрывающие ее валунно-галечные образования башкаусской свиты; 2) средне–позднеплейстоценовая сероцветная полифациальная толща ледниковых и водно-ледниковых отложений (Деев и др., 2012в). Вопросам расчленения разреза на возрастные подразделения и фациальной диагностики отложений, особенно в его верхней части разреза, посвящено достаточно большое количество публикаций. Основные точки зрения обобщены в (Русанов, Важов, 2014). Автор, в целом, разделяет точку зрения Г.Г. Русанова, изложенную в указанной монографии. Согласно (Русанов, Важов, 2014; Деев и др., 2012в; Невердова и др., 2017) разрез устроен следующим образом.



1 – скважины и их номера, 2 – пункты параметрических ВЭЗ и их номера, 3 – пункты профилей ВЭЗ в междуречье Ирбисту и Кокозек, 4 – пункты ЗС в северной части профиля № 7, 5 – граница осадочного выполнения впадины, 6 – хребты

Рисунок 2.20 – Оро-, гидрографическая схема Чуйской впадины с пунктами и профилями параметрических геоэлектрических исследований, по (Деев и др., 2012в)

Наиболее древним стратоном, залегающим в основании буроцветной толщи и вскрываемым в оползневых блоках у подножия обрыва, является туерьская свита. Она представлена среднемиоцен–плиоценовыми светло-серыми и желтовато-серыми плотными карбонатными алевритистыми глинами и глинистыми алевритами, в которых довольно часто встречаются очень тонкие (первые мм) и крепкие лимонитизированные железистые слойки тёмно-бурого местами почти чёрного цвета, а также тонкие прослойки желтоватых разнозернистых песков. Видимая мощность свиты более 15 м (Неведрова и др., 2017).



bk – бекенская свита, bsh – башкауская свита

Рисунок 2.21 – Фрагмент разреза Чаган

Вверх по разрезу туерьская свита постепенно фациально замещается нижнеплейстоценовыми озерно-аллювиальными отложениями прибрежно-дельтовых фаций бекенской свиты жёлто-бурого цвета. В составе свиты происходит переслаивание плотных жёлто-бурых грубозернистых гравийных песков, глинистых алевритов, средне- и хорошо окатанных гравия и мелкого галечника. Мощность свиты не менее 30 м (Неведрова и др., 2017).

На бекенской свите с размывом лежит толща аллювиальных и аллювиально-пролювиальных буровато-желтоватых валунных галечников с глинистым разнозернистым песком в заполнителе башкауской свиты среднечетвертичного возраста мощностью около 80 м. Среди галечников присутствуют непротяженные и маломощные линзы глинистых песков, алевритов, гравийников. Как и во всем буроцветном комплексе слоистость очень полого, под углом 3–5°, падает на восток (Неведрова и др., 2017).

Кровля башкауской свиты сильно размыта, а в ее толще четко виден глубокий долинообразный эрозионный врез. Во врезе на башкауской свите с угловым несогласием, свидетельствующим о длительном размыве и перерыве в осадконакоплении, лежит желтовато-серая толща мелковалунно-суглинистой основной морены мощностью не менее 5 м. Вверх по разрезу она постепенно замещается флювиогляциальной толщей серых галечников с

протяжёнными линзами мощностью 0.2–0.5 м хорошо промытых косослоистых среднезернистых песков и гравийников. Вверх по разрезу происходит постепенное фациальное замещение флювиогляциальной толщи озерно-ледниковыми образованиями, которые залегают в виде мощной (46–50 м) линзы, выполняющей верхнюю часть эрозионного вреза. Эта линза сложена белесыми алевритами и пелитами. Кровля озерно-ледниковой линзы, выполняющей эрозионный долинообразный врез в галечниках башкаусской свиты, и кровля самой этой свиты срезаются. Обе толщи с азимутальным несогласием перекрываются серыми ледниковыми и флювиогляциальными существенно валунно-галечными отложениями мощностью до 100 м (Неведрова и др., 2017).

Строение разреза в изученном сечении сверху вниз выглядит следующим образом (рисунок 2.22) (Деев и др., 2012в).

0.0–29.2 м. **Пачка 1.** Моренные диамиктоны с отторженцами. В свою очередь, в составе пачки можно выделить три слоя:

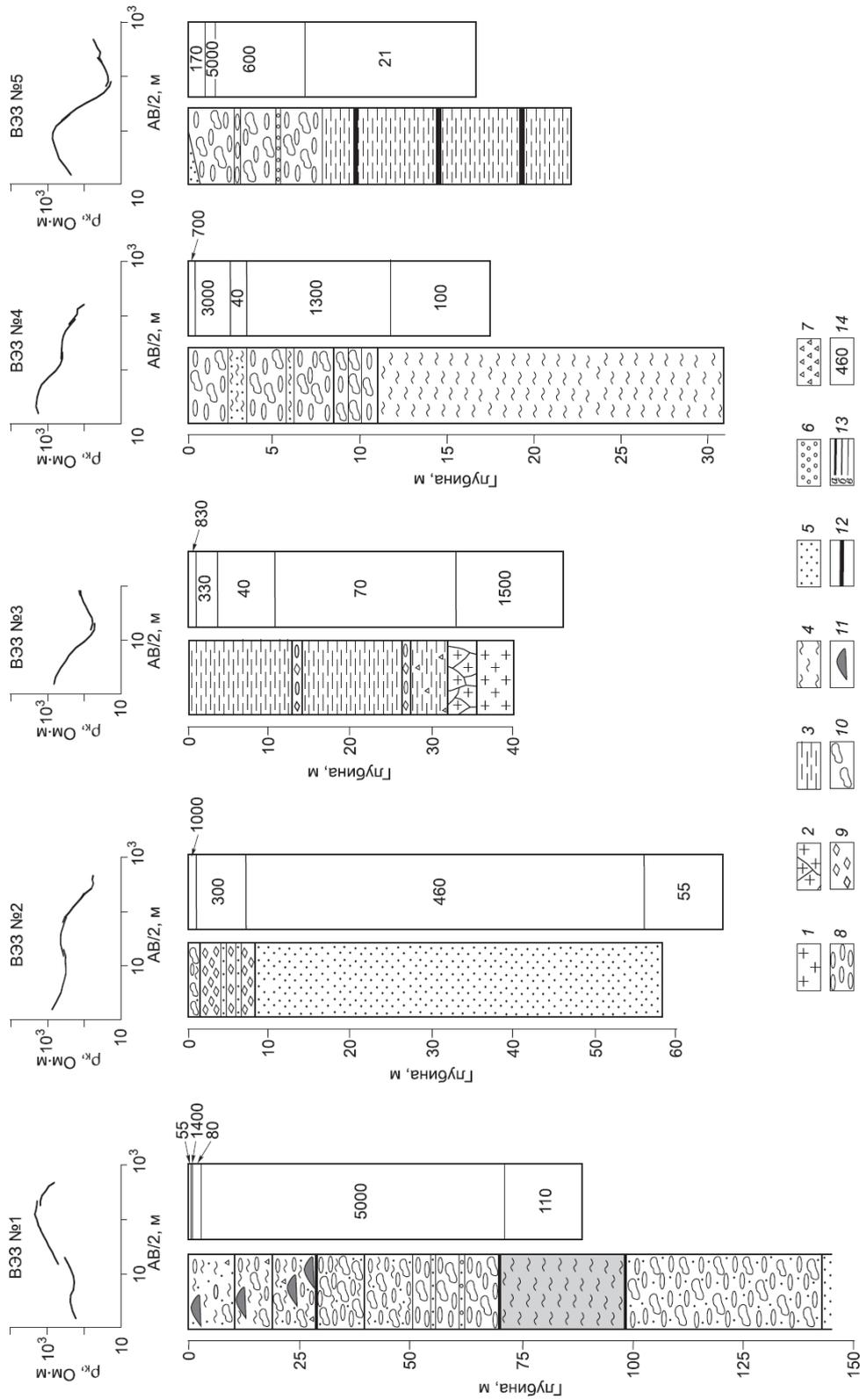
0.0–10.5 м. **Слой 1.** Светло-серый диамиктон. Мелкозернистый матрикс в количестве 65–70 % представлен алевритом и песком. В нем заключены валуны, гальки, дресва, глыбы (ледогранники), количество которых достигает 30–35 %. Характерно отсутствие сортировки и слоистости. В подошве выделяется серия линз валунно-галечников толщиной 0.2–0.5 м и длиной 5–15 м. Над ними несколько маломощных (5–10 см) прослоев тонкопараллельно- и субгоризонтально-слоистых белесых алевритов. Генетически отложения могут быть охарактеризованы как абляционная оплывневая морена с флювиогляциальными прослоями в подошве.

10.5–19.0 м. **Слой 2.** Подобно первому слою сложен неслоистым и несортированным диамиктоном. Мелкозернистая составляющая представлена преимущественно алевритом в количестве 40–50 %. Гранулометрический состав грубозернистой части соответствует слою 1. За счет большего содержания (до 50–60 %) крупнообломочного материала слой 2 по сравнению со слоем 1 имеет более серый (менее светлый) цвет. Наблюдаются многочисленные отторженцы дислоцированных алевритов, алевропесков, гравийников, в некоторых блоках сохраняющих первоначальную слоистость, валунно-галечников. В подошве слоя обособлен прослой тонкопараллельно-слоистых белесых алевритов толщиной 0.3–0.5 м, представляющий чешую гляциошарьяжа. Отложения слоя можно диагностировать как основную чешуйчатую морену.

19.0–29.2 м. **Слой 3.** Серый диамиктон неслоистый, в целом однородный, с редкими отторженцами буроватых песков и алевритов. Количество крупнообломочного материала достигает 70 %, алевритового и песчаного матрикса – 30 %. Подошва слоя подчеркнута ровным

слоем белесых тонкослоистых алевроитов толщиной 0.2 м. Отложения слоя соответствуют основной морене.

29.2–70.3 м. Пачка 2. Серые флювиогляциальные валунно-галечники.



1 – породы палеозоя; 2 – сильно трещиноватые породы палеозоя; 3–11 – гранулометрические типы отложений; 3 – глина, 4 – алевроит, 5 – песок, 6 – гравий, 7 – древеся, 8 – галька, 9 – щебень, 10 – валуны, 11 – глыбы; 12 – бурый уголь; 13 – границы между литологическими единицами; а – пачками, б – слоями, в – прослоями; 14 – величины УЭС геоэлектрических слоев (Ом · м)

Рисунок 2.22 – Литологические колонки и геоэлектрические модели по данным ВЭЗ № 1–5 (Деев и др., 2012в)

29.2–39.7 м. **Слой 4.** Серый валунно-галечник с алевропесчаным заполнителем. В прикровельной части наблюдаются прослои песков и гравийников толщиной до 0.3–0.4 м. В подошве находится валунник мощностью 1.5 м.

39.7–70.3 м. **Слой 5.** Серый валунно-галечник параллельно- и субгоризонтально-слоистый с прослоями гравийников и пескогравийников. Слоистость отчетливо проявлена в нижних 2/3 слоя. В верхней трети слоистость теряется, и валунно-галечники постепенно замещаются неслоистым серым диамиктоном, крупнообломочный материал которого составляет 70–75% и представлен валунами и гальками, а мелкозем – 25–30% и представлен алевропеском. Это свидетельствует о том, что флювиогляциальные отложения в кровле замещаются абляционной оплывневой мореной.

70.3–93.4 м. **Пачка 3.** Белые субгоризонтально-параллельно-тонкослоистые озерно-ледниковые алевриты. Нижняя поверхность алевритов неровная. В подошве пачки находятся линзы серых галечников и диамиктонов толщиной до 0.5 м. Они представляют собой перлювий по основной морене и флювиогляциальным отложениям.

93.4–более 143 м. **Пачка 4.** Отложения буроцветной серии. Вверху представлены пролювиальными буро-желтыми ожелезненными валунно-галечниками сцементированными песчанистым заполнителем (башкаусская свита). Слоистость параллельно-пологолинзовидная с прослоями бурых однотонных песков. После 143 м галечники сменяются светло-бурыми песками бекенской свиты.

Следует отметить, что условия рельефа не позволили выполнить наблюдения ВЭЗ в пункте № 1 с размером генераторной линии более 500 м, поэтому глубина зондирования не превышает 80 м. По результатам интерпретации данных получена пятислойная модель, которая характеризуется чередованием проводящих и высокоомных слоев, при этом значения УЭС трех верхних обусловлено неоднородностями приповерхностных отложений (см. рисунок 2.22). В целом толща моренных диамиктонов и флювиогляциальных валунно-галечников характеризуется значением УЭС в 5000 Ом·м. Сопоставляя геологический и геоэлектрический разрезы, необходимо отметить, что в геологическом разрезе до глубин примерно в 70 м содержится большее количество слоев по сравнению с геоэлектрическим. Они характеризуются значительными колебаниями процентных соотношений грубо- и мелкообломочного материала. Но, благодаря наличию грубообломочной составляющей, эти слои по величине УЭС не различаются. Опорный электрический горизонт представлен низкоомными отложениями с УЭС в 110 Ом·м, соответствующими в геологическом разрезе озерным алевритам (Деев и др., 2012в).

ВЭЗ № 2 (49.94689° с.ш., 88.12632° в.д., Alt = 2010 м). Зондирование выполнено на поверхности гряды в левом борту долины р. Чаган. Разрез представлен существенно песчаными

отложениями бекенской свиты. Принципиальное строение разреза сверху вниз выглядит следующим образом (см. рисунок 2.22) (Деев и др., 2012в):

0–1.5 м. **Слой 1.** Диамиктон с преобладанием валунного материала. Перлювий по гляциальным отложениям.

1.5–6.0 м. **Слой 2.** Бурые щебенники, переслаивающиеся с песком.

6.0–50 м. **Слой 3.** Бурые слоистые пески.

По результатам ВЭЗ получена четырехслойная геоэлектрическая модель (см. рисунок 2.22). Она хорошо согласуется по количеству слоев и их мощности с описанным выше геологическим разрезом. Наиболее мощный (около 50 м) геоэлектрический горизонт имеет устойчивые значения УЭС, равные 460 Ом·м. Он представлен существенно песчаным разрезом бекенской свиты. Подстилающий проводящий горизонт с УЭС 55 Ом·м не имеет выхода на дневную поверхность, но по результатам дальнейших исследований можно предположить его существенно глинистый или алевритовый состав и озерный генезис (Деев и др., 2012в).

ВЭЗ № 3 (50.06008° с.ш., 88.29621° в.д., Alt = 1894 м). Электрические измерения выполнены в пределах опорного разреза карачумской свиты (см. рисунок 2.18, 2.22), расположенного на левом берегу р. Кызыл-Чин. Из-за особенностей рельефа зондирование выполнено с максимальным размером полуразноса генераторной линии в 80 м. Этого оказалось вполне достаточно для решения геологической задачи – определения параметров карачумской свиты с выходом на высокоомный опорный горизонт, представленный породами девона. Карачумская свита, представляющая собой переотложенные продукты коры выветривания, в разрезе залегает на коре выветривания, расположенной *in situ* на осадочных породах девона. В изученном сечении геологический разрез выглядит следующим образом.

0–13.1 м. **Слой 1.** Слоистые цветные глины.

13.1–14.6 м. **Слой 2.** Грубообломочный слой, представленный щебнегалечником.

14.6–26.2 м. **Слой 3.** Слоистые цветные глины.

26.2–27.6 м. **Слой 4.** Щебнегалечник.

В целом слои 1–4 представляют собственно карачумскую свиту. Генезис отложений делювиально-пролювиальный.

27.6–32.3 м. **Слой 5.** Цветные глины с включениями дресвяного материала.

32.3–35.4 м. **Слой 6.** Сильно выветрелые трещиноватые породы девона.

Слои 5–6 объединяют отложения мел–палеогеновой коры выветривания.

35.4 м–ниже. Трещиноватые породы девона.

Интерпретация параметрического геоэлектрического измерения показала (см. рисунок 2.22), что кора выветривания и продукты ее переотложения обладают значениями УЭС

в диапазоне 40–70 Ом·м. Четко отбиваются и породы палеозоя, для которых характерны высокие значения сопротивлений порядка 1500 Ом·м (Деев и др., 2012в).

ВЭЗ № 4 (50.06716° с.ш., 88.31973° в.д., Alt = 1825 м). Выполнен в правом борту приустьевой части р. Аккая. Геологический разрез представлен следующим набором слоев (см. рисунок 2.22) (Деев и др., 2012в).

0–8.8 м. **Слой 1.** Переслаивание бурых валунно-галечников и бурых алевропесков. Мощность отдельных прослоев колеблется от 0.5 до 1.2 м.

8.8–11.1 м. **Слой 2.** Переслаивание валунников и валунно-галечников.

Первые два слоя представляют собой отложения буроцветной серии (Дергунов и др., 1961).

11.1–30.0 м. **Слой 3.** Алевриты светлые с зеленоватым оттенком слоистые. Озерные отложения неясного стратиграфического положения. Могут представлять сходные по генезису фации как бекенской, так и туерькской свит.

Согласно полученной геоэлектрической модели, грубообломочные отложения буроцветной серии характеризуются УЭС в диапазоне 1300–3000 Ом·м. Геоэлектрический слой с пониженным сопротивлением (40 Ом·м) отражает присутствие среди грубообломочных отложений прослоев алевропесков. Озерные алевриты резко отличаются по сопротивлению от отложений буроцветной серии. Их УЭС равняется 100 Ом·м (Деев и др., 2012в).

ВЭЗ № 5 (50.07646° с.ш., 88.31451° в.д., Alt = 1846 м). Район бурогольного карьера в левом борту р. Аккая. В карьере вскрыты угленосные отложения кошагачской свиты. Они перекрываются преимущественно четвертичными грубообломочными отложениями (Лузгин, Русанов, 1992). Принципиально разрез выглядит следующим образом (см. рисунок 2.22):

0–1.2 м. **Слой 1.** Бурый пылеватый песок. Залегает в виде непротяженных линз.

1.2–8.1 м. **Слой 2.** Валунно-галечники с прослоями галечников и гравийников.

8.1–23.0 м. **Слой 3.** Глины светло-зеленые с прослоями желтых суглинков и бурых углей. Местами наблюдаются продукты горения и спекания. Отложения слоя собраны в складки.

Согласно геоэлектрической модели (см. рисунок 2.22) вверху разреза четко отбивается слой пылеватого песка. Под ним следуют отложения буроцветной серии с очень большим разбросом значений сопротивления от 600 до 5000 Ом·м. Далее четко фиксируются угленосные низкоомные отложения кошагачской свиты с сопротивлением около 21 Ом·м (Деев и др., 2012в).

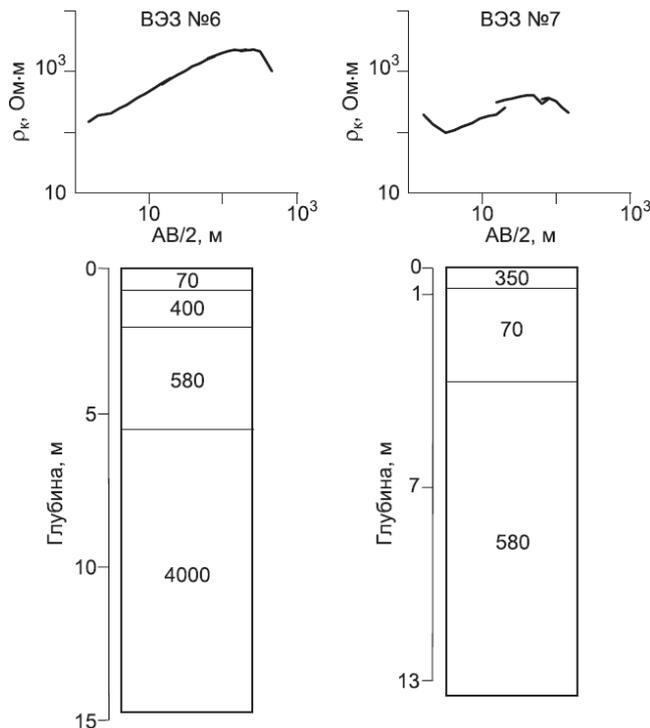


Рисунок 2.23 – Геоэлектрические модели по данным ВЭЗ № 6–7 (Деев и др., 2012в)

ВЭЗ № 6 (50.00592° с.ш., 88.24108° в.д., Alt = 1968 м). Измерения выполнены в пределах Бельтирского разреза, расположенного в правом борту р. Чаган-Узун, приблизительно в 2 км ниже по течению от пос. Бельтир. Здесь к 25-метровой эрозионной террасе, выработанной в конечно-моренном комплексе позднеплейстоценового возраста (Свиточ и др., 1978), прислоняется крупная линза озерно-ледниковых отложений. Разрез линзы представлен алевритами палевыми тонкослоистыми с тонкими и мелкими прослойками песков. В алевритовой толще встречаются отдельные валуны, гальки и даже глыбы (айсберговый разнос). На уровне примерно 12.5 м от кровли (уровень может меняться по высоте) наблюдается

прерывистый прослой валунно-галечников мощностью до 2–3 м. Общая мощность озерно-ледниковых осадков в эрозионном обрыве достигает 20 м (Деев и др., 2012в).

Интерпретация данных электрического зондирования (рисунок 2.23), выполненного на поверхности террасы, показала, что линза озерно-ледниковых осадков быстро выклинивается, сокращаясь в области пункта измерения приблизительно до 1 м (геоэлектрический слой с сопротивлением в 70 Ом·м). Также четко выделяются и моренные образования, которые характеризуются сопротивлениями в 4000 Ом·м. Между ними наблюдаются два геоэлектрических слоя с сопротивлениями 400 и 580 Ом·м, которые, судя по анализу данных для предыдущих пунктов измерений, характерны для осадков от песчаной до валунно-галечной размерности (Деев и др., 2012в). Генетическая природа этих образований стала более понятна после обработки полевых данных ВЭЗ № 7.

ВЭЗ № 7 (50.02693° с.ш., 88.64678° в.д., Alt = 1787 м). Выполнен в левом борту урочища Тожом. Здесь, в нижней части наклонной предгорной равнины, нами впервые установлено широкое распространение парагенетической ассоциации отложений водокаменных и грязекаменных потоков, сформировавших на этапе спуска позднеплейстоценового озера грядовый рельеф на абсолютных отметках 1850–1750 м (Зольников и др., 2010).

В ближайшем к пункту измерения обнажении высотой около 9 м и протяженностью около 40 м, под маломощным (около 1 м) делювиальным слоем песка и щебенника, выходят

серые отложения грязекаменных потоков смешанного гранулометрического состава. Грубообломочный материал представлен галькой, щебнем и дресвой. Встречаются как ледогранники, так и гальки из буроцветной серии, а также остроугольные щебни ближнего переотложения по склону. Мелкозернистая часть представлена песчаной и алевритовой фракциями. В микротах (смесях) отмечаются включения светло-серого песка, смятые в лежащие складки, от ядер которых ответвляются кляксообразные полосы. Отторженцы, полосы и прослои воздымаются под углами от пологих до 40° в общем направлении с севера на юг. Наряду с оплывневыми текстурами встречаются прослои песка, алевропеска, сформированные водными потоками. Этот тип разреза тесно ассоциирует с существенно галечно-щебневыми отложениями водокаменных потоков, замещая их по горизонтали и формируя с ними ассоциации с различным удельным соотношением двух фаций, но гораздо чаще, оказываясь в перекрывающей позиции (Деев и др., 2012в).

Полученная геоэлектрическая модель (см. рисунок 2.23) продемонстрировала правильность наших наблюдений и рассуждений. Под четко выделенным по величине сопротивления слоем делювия ($УЭС = 350 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) находятся две пачки с сопротивлением у верхней пачки $70 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, у нижней – $580 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. Первая пачка сопоставляется с существенно алевритовой частью отложений грязекаменных потоков. Вторую пачку по величине сопротивления можно условно соотносить с более грубозернистыми смесями (щебнегалечно-песчаного состава) оплывневых отложений. Следовательно, слои с $УЭС 400$ и $580 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ в геоэлектрической модели, полученной по данным ВЭЗ № 6, могут отвечать оплывневым образованиям, формировавшимся в прибрежно-озерной обстановке цунгового бассейна, вложенного в моренный комплекс, что частично подтверждается наличием прослоев валунно-галечников среди озерных осадков (Деев и др., 2012в).

ВЭЗ № 8–10. Три параметрических зондирования выполнены в северо-западной части Чуйской впадины, в районе вершины с абсолютной отметкой 2130 м (см. рисунок 2.20). Здесь распространены отложения «буроцветной» серии, которые, по результатам последней геологической съемки 1:50 000, отнесены к бекенской свите. В правом борту р. Тыдтуярык вскрыты бурые галечники, горизонтально переслаивающиеся с палевыми песками. Среднеокатанные средние и крупные галечники преобладают в разрезе, а в их слоях намечаются косые серии. В нескольких десятках метров вверх по реке, в том же борту, на высоту около 30 м вскрывается разрез, в котором субпараллельно пологонаклонно переслаиваются блекло-желтые щебнегалечники и пески. Галька и щебень мелкие и средние. Стратиграфически отложения бекенской свиты в этом районе подстилаются туерыкской свитой, представленной глинами, мергелями, алевритами и их переходными разностями (Деев и др., 2012в).

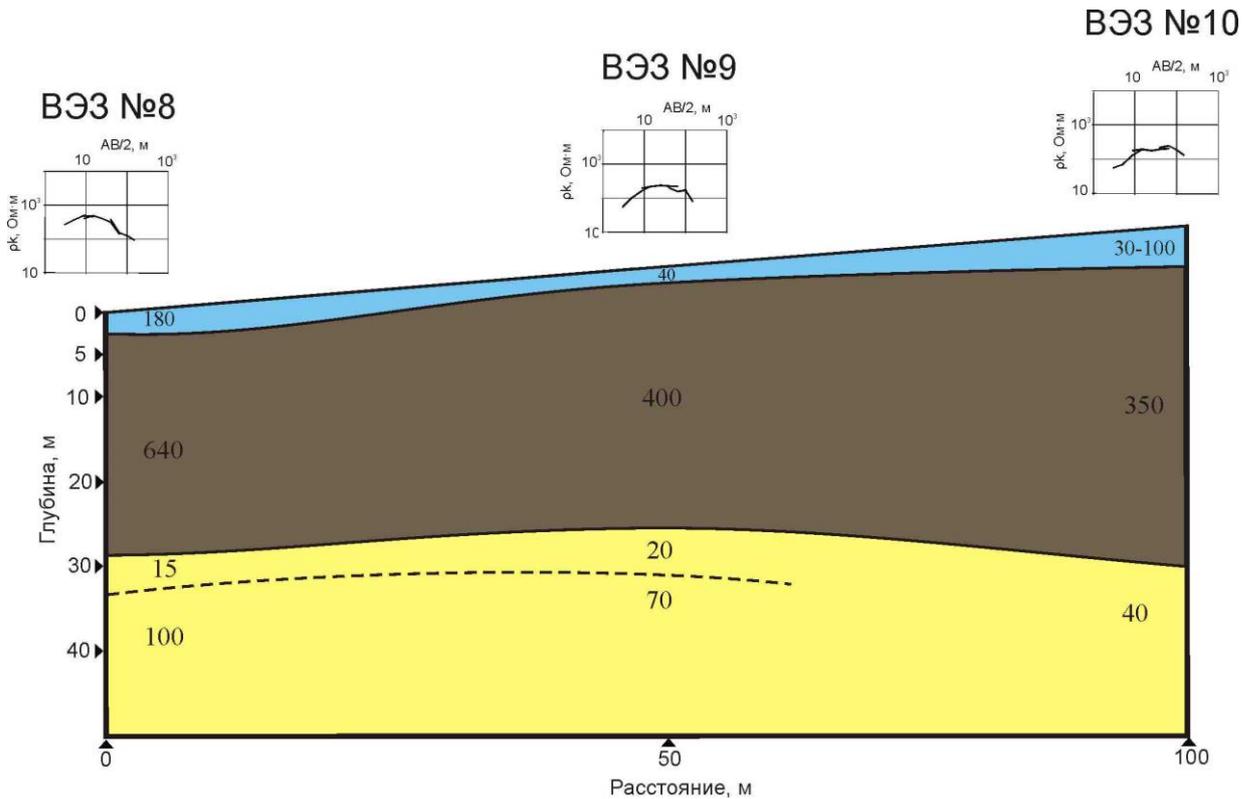


Рисунок 2.24 – Геоэлектрический разрез по профилю ВЭЗ №№ 8–10 в северо-западной части Чуйской впадины (Горный Алтай), по (Деев и др., 2012в)

Геоэлектрический разрез показан на рисунке 2.24. Можно отметить, что до глубины в 30 м он представлен двумя слоями. Наиболее мощный высокоомный горизонт характеризуется значениями УЭС 350–600 Ом·м и может быть отнесен к отложениям бекенской свиты. Ниже 30 м наблюдаются два более низкоомных слоя, по значениям УЭС представляющие туерыкскую свиту. Последняя, судя по значениям сопротивлений, имеет неоднородный состав (Деев и др., 2012в).

ВЭЗ № 11–15. Следующая серия зондирований выполнена в северном борту впадины, в районе бугров Бигдон (см. рисунок 2.20). При геологической съемке масштаба 1:200 000 в пределах положительных форм рельефа здесь закартированы отложения «буроцветной» серии, но представленные ее верхней частью – башкауской свитой (Дергунов и др., 1961). Вокруг них показаны поля распространения вышележащих среднечетвертичных отложений. Соответственно, стратиграфически ниже следовало ожидать осадки бекенской и туерыкской свит (рисунок 2.25), а на больших глубинах, достигнутых при выполнении зондирований, также кошагачской свиты, которая обнажается на поверхности севернее, в зоне Курайского разлома (Деев и др., 2012в).

Стратиграфические подразделения	Литологическая колонка	Мощность, м	Описание пород
Плейстоцен нерасчлененный		107.6	Плохо окатанная галька палеозойских пород с супесчаным заполнителем
		3.4	Песок тонкозернистый темно-серый с мелкой галькой углистых сланцев
Бекенская свита (Q ₁)		46.6	Глина плотная светло-серая карбонатная с примесью обломков мелких раковин и детрита
		1.5	Песок тонкозернистый темно-серый глинистый
		3.3	Глина светло-серая карбонатная
		1.9	Песок тонкозернистый темно-серый глинистый
		7.5	Глина светло-серая карбонатная
Туерьская свита (N ₁₋₂)		67.0	Переслаивание глин плотных светло-серых с глинами, обогащенными алевритистым материалом
		63.0	Переслаивание глин плотных светло- и темно-серых известковистых с тонкозернистыми темно-серыми глинистыми песками

Условные обозначения см. на рисунке 2.20

Рисунок 2.25 – Литолого-стратиграфическая колонка скв. № 110, по (Масленников, 1970 г.)

Измерения методом ВЭЗ выполнены по профилю протяженностью 2 км. Максимальным размер генераторной линии АВ составлял 2000 м. Расстояние между пунктами зондирования в среднем равнялось 500 м. Размещение пунктов ВЭЗ на местности показано на рисунке 2.20. В результате интерпретации был построен геоэлектрический разрез (рисунок 2.26).

Для центральных участков профиля (ВЭЗ № 11, 12, 14) в верхней части разреза наблюдаются два высокоомных горизонта, выдержанных по значениям сопротивления. Первый из них со значениями УЭС 2000–2600 Ом·м сопоставляется с грубообломочными отложениями башкаусской свиты, второй, со значениями УЭС 450–470 Ом·м – с подстилающей ее бекенской свитой. В северо-восточной части профиля, по данным ВЭЗ № 13, для рассматриваемого интервала получена более сложная четырехслойная геоэлектрическая модель, отражающая фациальные изменения отложений буроцветной серии у подножия Курайского хребта. В юго-западной части профиля (ВЭЗ № 15) происходит общее сокращение мощностей буроцветных отложений и их частичное замещение осадками с УЭС 300 Ом·м, в состав которых в верхней части входят оплывневые фации (Деев и др., 2012в).

В нижней части разреза на всем протяжении профиля присутствуют два относительно проводящих слоя. Верхний из них представлен отложениями с сопротивлением в интервале от 87 до 200 Ом·м. Судя по результатам предыдущих измерений, он может быть сопоставлен с озерными алевритами и глинами туерьской свиты. УЭС наиболее проводящего нижнего геоэлектрического слоя от 23 до 66 Ом·м

хорошо согласуются с характеристиками, полученными для глинистых фаций, в том числе с прослоями бурых углей (см. ВЭЗ № 3 и 5), что позволяет соотнести его с кошагачской свитой (Деев и др., 2012в).

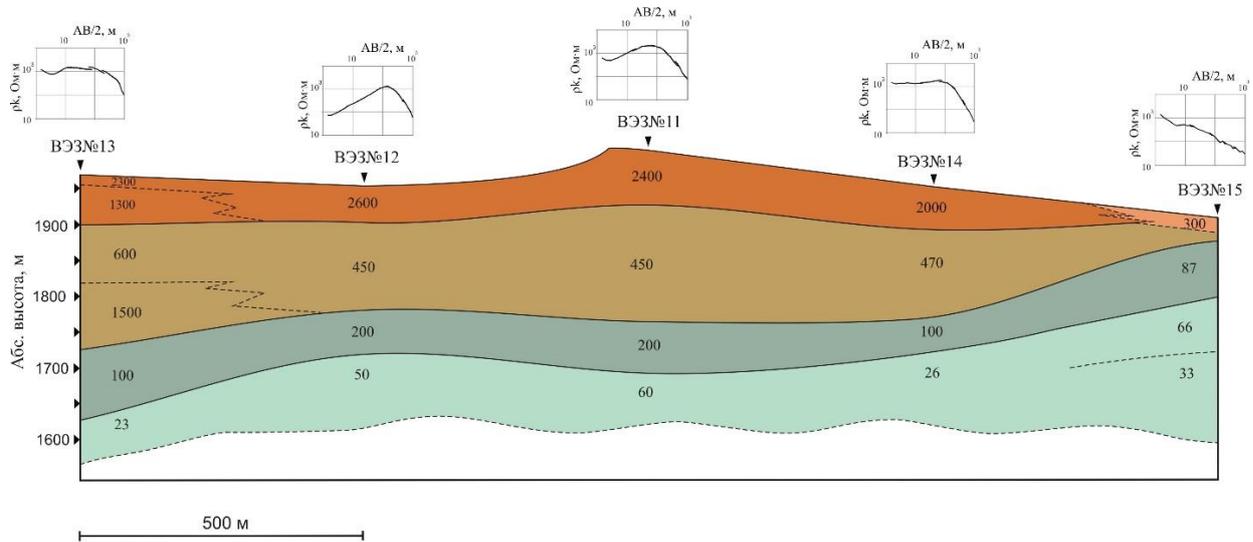


Рисунок 2.26 – Геоэлектрический разрез по профилю ВЭЗ в северной части Чуйской внутригорной впадины (Горный Алтай), по (Деев и др., 2012в)

Наконец, в юго-западной части Чуйской котловины, в междуречье Ирбисту и Кокозека, была выполнена геофизическая съемка методом ВЭЗ (см. рисунок 2.20). На участке исследования выполнено три параллельных профиля, каждый протяженностью около 4–4.5 км. Средний шаг между пунктами измерений составлял 500 м. На некоторых интервалах профилей для повышения детальности он был уменьшен до 250 и 170 м. Применялась четырехэлектродная установка с максимальным размером генераторной линии АВ в 500 м. Средняя глубинность использованной установки составила 200–300 м. В результате были получены схожие геоэлектрические разрезы по всем профилям наблюдений. Один из них по профилю № 3 показан на рисунке 2.27. Можно отметить, что на всех разрезах до глубин 80–160 м присутствуют в основном высокоомные слои с широким диапазоном УЭС от 500 до 8000 Ом·м. Глубже наблюдается слой с низким УЭС в диапазоне 40–110 Ом·м. Такое распределение сопротивлений хорошо согласуется с разрезами скважин № 5567 (рисунок 2.28), 220 (рисунок 2.29) и 230, в верхних частях которых вскрываются грубообломочные нерасчлененные отложения плейстоцена мощностью 98, 110 и 102 м соответственно и бекенской свиты. Слой с низким сопротивлением, очевидно, соответствует существенно более тонкозернистым осадкам туерькской свиты (Деев и др., 2012в).

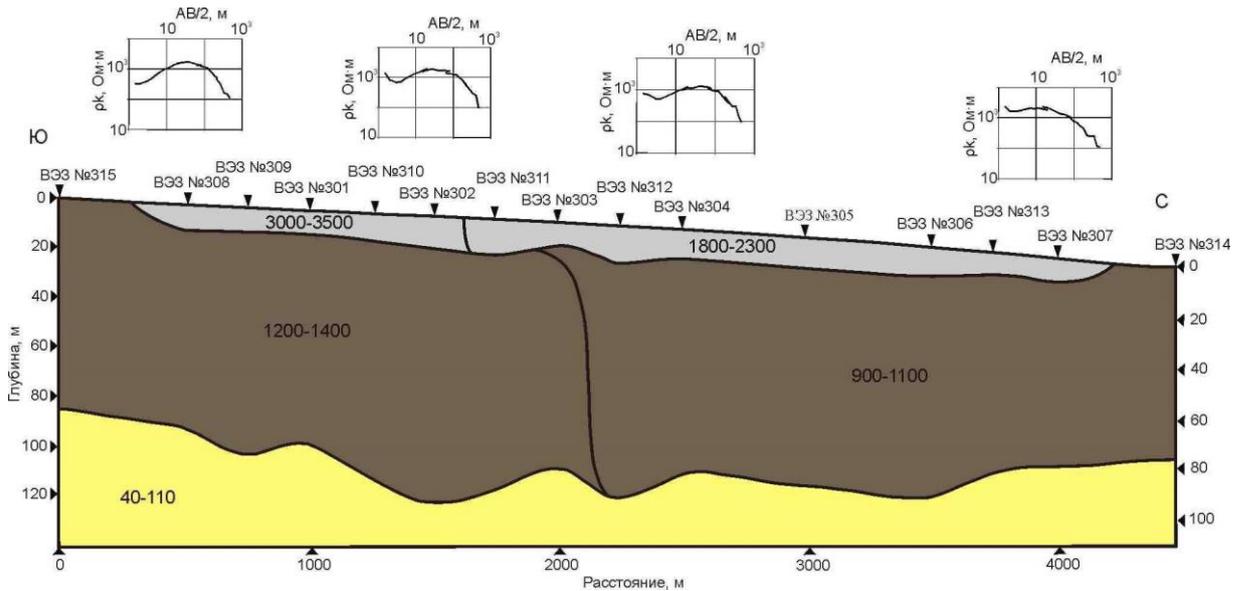


Рисунок 2.27 – Геоэлектрический разрез по профилю № 3, выполненному в междуречье Ирбисту–Кокозек, по (Деев и др., 2012в)

Сопоставление параметрических измерений ВЭЗ с данными ЗС. Данные региональных профилей ЗС ранее были использованы для изучения глубинного строения Чуйской впадины (Неведрова и др., 2001). По данным ЗС были построены карты распределения электропроводности, глубин до опорного горизонта (фундамента впадины), а также геоэлектрические разрезы по профилям измерений. Северная часть регионального профиля ЗС № 7 проходит в непосредственной близости от профиля зондирований ВЭЗ № 11–15. Для сравнения геоэлектрических моделей, полученных по данным ВЭЗ и ЗС, обратимся к рисункам 2.27 и 2.30. Геоэлектрический профиль (рисунок 2.30), построенный по данным ЗС, характеризуется наличием верхнего высокоомного слоя с УЭС 500–550 Ом·м, за которым следует относительно проводящий слой со значениями УЭС около 90–140 Ом·м. Наконец, на опорном горизонте (2000 Ом·м) залегает наиболее мощный низкоомный слой с УЭС в интервале от 14 до 19 Ом·м. Общая мощность отложений, по данным ЗС, составляет около 700 м (Деев и др., 2012в). Такая глубинная модель ЗС по величине сопротивлений и мощностям слоев в верхней своей части согласуется с геоэлектрической моделью, построенной по данным ВЭЗ (см. рисунок 2.27). Отсутствие наиболее высокоомного горизонта с УЭС около 2000 Ом·м, выделенного по данным ВЭЗ, на модели, построенной на основе интерпретации данных ЗС, имеет простое объяснение – профиль ЗС проходит в эрозионном понижении между выходами башкаусской свиты (Дергунов и др., 1961), с которой нами этот горизонт сопоставляется. Следовательно, проведенные параметрические исследования ВЭЗ могут быть использованы для более корректной литолого-стратиграфической интерпретации имеющихся данных ЗС до глубин 250–300 м (Деев и др., 2012в).

Стратиграфические подразделения	Литологическая колонка	Мощность, м	Описание пород
Плейстоцен нерасчлененный		98	Гравийно-галечники с глинистым заполнителем, встречаются валуны
		7	Песок разнозернистый
Бекенская (?) свита I (Q ₁)		23	Гравийно-галечники с глинистым заполнителем
		7	Песок разнозернистый
Кора выветривания (K ₂ -P ₁)		20	Элювий по глинистым сланцам
Палеозой (нерасчлененный)		45	Глинистые сланцы трещиноватые
		19	Глинистые сланцы монолитные

Условные обозначения см. на рисунке 2.20

Рисунок 2.28 – Литолого-стратиграфическая колонка скв. № 5567 (Деев и др. (2012в)

с использованием материалов
(Масленников, 1970 г.)

Стратиграфические подразделения	Литологическая колонка	Мощность, м	Описание пород
Плейстоцен нерасчлененный		110	Галечно-гравийники с валунами, заполнитель – супесь зеленовато-серая и песок тонкозернистый
		10.4	Супесь темно-серая
Бекенская свита (Q ₁)		35	Переслаивание супеси темно-серой, песков разнозернистых и алевролитов желтовато-серых
		14	Гравийно-галечники с песчано-суглистым заполнителем
		8.2	Песок разнозернистый ржаво-коричневый, в конце слоя тонкозернистый глинистый
		12.8	Супесь алевролитистая зеленовато-серо-желтая с прослоями песка тонкозернистого желтого
Туеркская свита (N ₁₋₂)		40.5	Переслаивание глин зеленовато-серых с песками разнозернистыми серыми, супесями темно-серыми и алевролитами
		10.5	Переслаивание песка тонкозернистого темно-серого с супесью
		27.2	Переслаивание супеси темно-серой и песка тонкозернистого темно-серого
		26.9	Песок мелко- и мелкозернистый темно-серый
		22.5	Глины темно-серые с зеленоватым оттенком и черные
Кошгайская свита (P ₃ -N ₂)		33.5	Глины темно-зеленые и черные с прослоями (до 5 см) бурого угля
		8.9	Песок мелко- и тонкозернистый зеленовато-серый
		44.6	Глина голубовато-зеленая, в интервале 398.4 – 398.7 м прослой бурого угля

Условные обозначения см. на рисунке 2.20

Рисунок 2.29 – Литолого-стратиграфическая колонка скв. № 220 (Деев и др.

(2012в) с использованием материалов

(Масленников, 1970 г.)

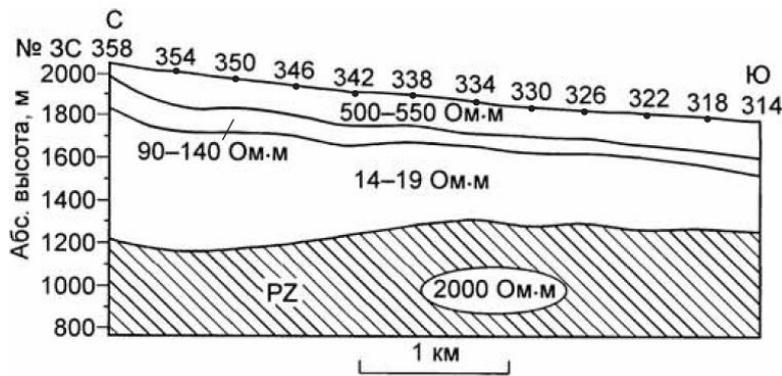


Рисунок 2.30 – Геоэлектрический разрез северной части регионального профиля ЗС № 7 (Деев и др., 2012в)

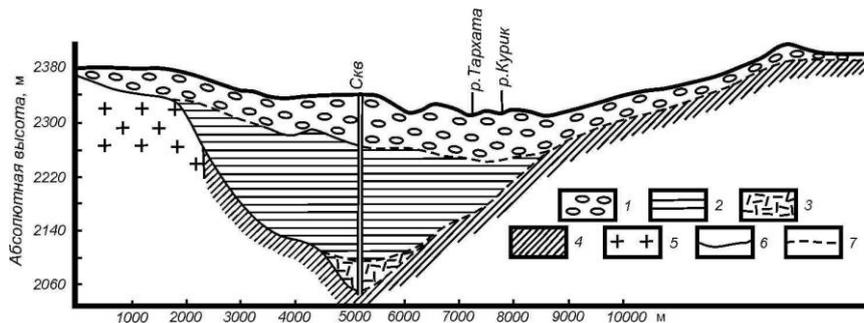
Подводя итоги изучения геоэлектрических характеристик отложений Чуйской впадины, сделаем ряд выводов.

1. С помощью параметрических исследований ВЭЗ удалось получить электрические характеристики большей части кайнозойского разреза Чуйской внутригорной впадины. При этом

установлено, что УЭС отложений в поверхностных условиях их залегания хорошо согласуются с их геоэлектрическими параметрами в погруженном состоянии. Результаты интерпретации проведенных измерений отражают следующую картину. Наименьшими сопротивлениями (около 20–60 Ом·м) обладают углистые существенно глинистые отложения кошагачской свиты. Значения сопротивления порядка 40–200 Ом·м характерны для осадков глинистой и алевритовой размерности различных генетических типов (кор выветривания и продуктов их переотложения, озерных, озерно-ледниковых фаций). Над существенно песчаными типами разреза получены сопротивления около 400–450 Ом·м, отложения валунной, галечной и щебнистой размерности в зависимости от сортировки и типа заполнителя характеризуются значениями в 500–3000 Ом·м. Наибольшими сопротивлениями в 4000–5000 Ом·м и более обладают моренные диамиктоны и тесно связанные с ними флювиогляциальные отложения. Породы кристаллического фундамента Чуйской впадины, по данным ЗС, имеют высокие значения сопротивлений (Деев и др., 2012в).

2. В пределах параметрического участка глубинная модель ЗС по величине сопротивлений и мощностям слоев в своей верхней части хорошо согласуется с геоэлектрической моделью, построенной по данным ВЭЗ. Этот факт позволяет проводить комплексную литолого-стратиграфическую интерпретацию геоэлектрических моделей, полученных различными методами. Как следствие применение этого комплекса электроразведочных методов в геоэлектрических условиях Чуйской впадины и других однотипных структур Горного Алтая, при геологической интерпретации с использованием естественных и скважинных разрезов, способно дать информацию о строении осадочного выполнения этих морфоструктур на полную мощность (Деев и др., 2012в).

3. Отложения, выполняющие впадину, хорошо дифференцированы по электрическим характеристикам. В целом в осадочном выполнении впадины наблюдается тенденция возрастания УЭС стратиграфических единиц снизу вверх по разрезу. При этом в нижней части разреза обособляется низкоомный комплекс палеоген–неогеновых отложений, в котором доминируют озерные фации. Верхняя часть разреза представлена более грубообломочными четвертичными отложениями, которые накапливались в основную фазу кайнозойского орогенеза Горного Алтая, сопровождаемую оледенениями (Деев и др., 2012в).



1 – ледниковые отложения; 2 – палеоген-неогеновые отложения; 3 – переотложенные остатки коры выветривания; 4 – палеозойские породы; 5 – граниты; 6 – геологические границы установленные (в частности, по геофизическим данным); 7 – границы интерполированные

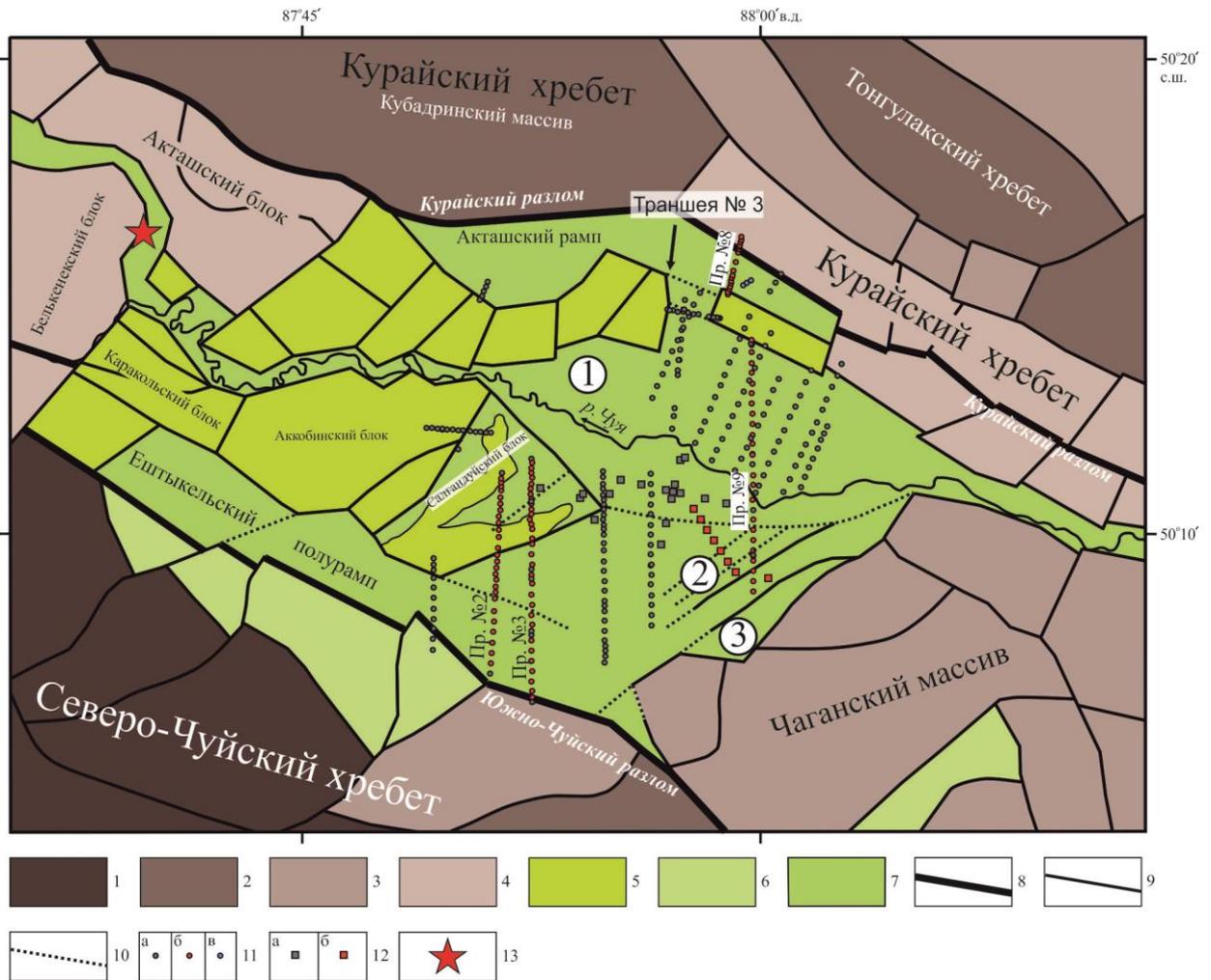
Рисунок 2.31 – Субширотный профиль через Тархатинскую котловину по (Розенберг, 1968)

отложения, характеризующиеся высокими УЭС (2800–5000 Ом·м). Далее следуют палеоген–неогеновые отложения с УЭС = 300–600 Ом·м (второй и третий слои), которые подстилаются палеозойскими метаморфическими и интрузивными породами фундамента с УЭС в тысячи Ом·м. Такая тенденция, как будет видно из результатов авторских исследований, характерна также для Курайской и Уймонской впадин.

2.2.3. Структура фундамента и осадочного выполнения Курайской впадины

Курайская впадина является второй по величине среди аналогичных структур Горного Алтая. Она характеризуется ромбовидными очертаниями и имеет размеры длинной диагонали ромба, ориентированной субширотно, около 35 км, короткой – около 20 км (рисунок 2.32). С севера впадина ограничена Кубадринским массивом, представляющим собой изометричный неотектонический блок на западном окончании Курайского хребта, главенствующая вершина которого гора Верховье Ортолыка имеет абсолютную отметку 3446 м (Неведрова и др., 2014).

Подобные геоэлектрические модели были получены ранее для Тархатинской, Бертекской и Самахинской впадин (Розенберг, 1968). К примеру, на рисунке 2.31 представлен профиль, полученный в результате комплексной интерпретации электроразведочных данных и результатов бурения в Тархатинской впадине. В верхней части четко обособляются ледниковые



1–6 – поднятые блоки с абсолютными высотами (м): 1 – свыше 3500, 2 – от 3500 до 3000, 3 – от 3000 до 2500, 4 – от 2500 до 2000, 5 – от 2000 до 1500, 6 – от 2500 до 2000, полностью или частично перекрытые осадками; 7 – осадочные комплексы, перекрывающие блоки с отметками ниже 2000 м; 8–9 выявленные разломы: 8 – основные, 9 – второстепенные; 10 – предполагаемые разломы; 11 – пункты ВЭЗ: а – б – архивные; в – пункты ВЭЗ 2010 г.; 12 – пункты ЗС: а – 2007—2010 гг., б – выполненный в 2011 г. профиль. Цифры в кружках: 1 – Центрально-Курайская впадина, 2 – погребенная часть Восточно-Курайского грабена, 3 – выраженная в рельефе часть Восточно-Курайского грабена; 13 – разрез Менковский

Рисунок 2.32 – Неотектоническая схема района Курайской впадины (составлена Е.В.Деевым) с вынесенными профилями геоэлектрики, по (Неведрова и др., 2014)

С северо-востока в качестве ограничений впадины выступают Курайский и эшелонированно надстраивающий его Тонгулакский хребты. Оба хребта, в свою очередь, являются наиболее приподнятыми частями (до 3200 м) резко асимметричного Кубадринско-Башкаусского блока, имеющего более пологий и длинный склон, обращенный к долине

р. Башкаус. В сторону Курайской впадины хребты погружаются лестницей уступов с абсолютными отметками 2850–2950, 2400–2500 и 2000–2100 м (Неведрова и др., 2014).

Не менее четкие тектонические уступы ограничивают Курайскую впадину и со стороны Северо-Чуйского хребта, абсолютные отметки которого превышают 4000 м. В нижней части склона хребта выделяется серия опущенных блоков с высотами 2000–2500 м, полностью или частично перекрытых ледниковыми и генетически связанными с ними отложениями (Неведрова и др., 2014).

Западными ограничениями Курайской впадины служат Оройский, Белькенекский и Акташский блоки с максимальными высотами, редко превышающими 2200 м. Наконец, с юго-востока и востока Курайская впадина ограничена уступами Чаганского массива, выровненная поверхность которого находится на абсолютных отметках 2500–2900 м (Неведрова и др., 2014).

Кайнозойские отложения впадины залегают на дислоцированных осадочных, вулканогенно-осадочных, вулканогенных, магматических и метаморфических комплексах рифея–палеозоя и фрагментах позднемел–раннепалеогеновой коры выветривания (Туркин, Федак, 2008). Переотложенные продукты коры выветривания (карачумская свита), находящиеся в основании осадочного выполнения впадины, обнажены на дневной поверхности и вскрыты скважинами в северной части впадины (Алешко и др., 1962; Бондаренко и др., 1968). Здесь они представлены белесыми каолинизированными супесями, зеленовато-серыми и ярко-желтыми суглинками с щебнем местных пород, зеленовато-серыми и красно-бурыми глинами, ярко-желтыми песками. Мощность отложений не превышает 12.5 м. Согласно утвержденной в настоящее время стратиграфической схеме кайнозоя Горного Алтая свита датируется палеоценом (Легенда..., 1999; Туркин, Федак, 2008; Федак и др., 2011). Вышележащий комплекс осадочного выполнения впадины составляют: 1) существенно глинистые и мергелисто-глинистые отложения кошагачской свиты (олигоцен–ранний миоцен), содержащие в своем составе прослой бурых углей; 2) известковистые песчанистые глины, замещающиеся в прибортовых частях галечно-гравийно-песчано-глинистыми осадками – туерыкская свита (средний миоцен – средний плиоцен); 3) галечно-гравийно-песчано-глинистые отложения бекенской свиты (ранний плейстоцен); 4) валунно-щебнистые, сцементированные палево-желтыми суглинками образования башкаусской свиты (средний плейстоцен), выделенные вдоль южного склона Курайского хребта; 5) полифациальный комплекс отложений среднего–позднего плейстоцена, представленный ледниковыми, водно-ледниковыми и озерными фациями, в который вложены или перекрывают его голоценовый аллювий, пролювий и коллювий (Алешко и др., 1962; Бондаренко и др., 1968; Лузгин, Русанов, 1992; Легенда..., 1999; Неведрова и др., 2014).

Во внутренней структуре Курайской впадины отчетливо намечаются четыре самостоятельных отрицательных структурных элемента (см. рисунок 2.32): Центрально-Курайская впадина, Акташский рамп, Ештыкельский полурамп и Восточно-Курайский грабен (Неведрова и др., 2011б, 2014).

Акташский рамп занимает наиболее северную часть Курайской впадины. Северной его границей является Курайский разлом, входящий в серию взбросо-надвигов Курайской зоны разломов (Deev et al., 2017). Курайский разлом геоморфологически выражен в виде уступа вдоль подножия Курайского хребта и Кубадринского массива (Бондаренко и др., 1968). Предположительно рамп протягивается и далее на запад вдоль подножия Кубадринского массива, затем вписывается в тектоническое ущелье р. Чибитка и, наконец, открывается в Сорулукельскую впадину. Под висячим крылом Курайского надвига в районе р. Ярлыамры (Акташское рудное поле) скважинами 328, 326 и 323 вскрыты рыхлые кайнозойские отложения. Их мощность по скв. 328 составила 215 м. Кроме того, отложения Акташского рампа вскрыты скважинами 396 и 1/6, которые на забое в 264 и 342 м соответственно не вышли из кайнозойских отложений (Бондаренко и др., 1968). Зона Курайского надвига перекрыта верхнеплейстоценовыми ледниковыми отложениями, поэтому само время надвиговых подвижек оценено не позднее среднего плейстоцена, а их амплитуда могла достигать 200 м (Мухин, Кузнецов, 1939; Бондаренко и др., 1968).

От остальной части Курайской впадины Акташский рамп отделен узким горстовым выступом – форбергом (см. рисунок 2.32, рисунок 2.33). S-образно изогнутый форберг сложен породами девонского и каменноугольного возраста и служит примером новейшей инверсионной структуры (Неведрова и др., 2014). На активность ограничивающих его разломов указывают возникшие в результате Чуйского землетрясения 2003 г. разнотипные вторичные сейсмогенные деформации, местами частично подновляющие более древние разломные уступы высотой до 1.5–2 м (Рогожин, Платонова, 2002; Рогожин и др., 2008).

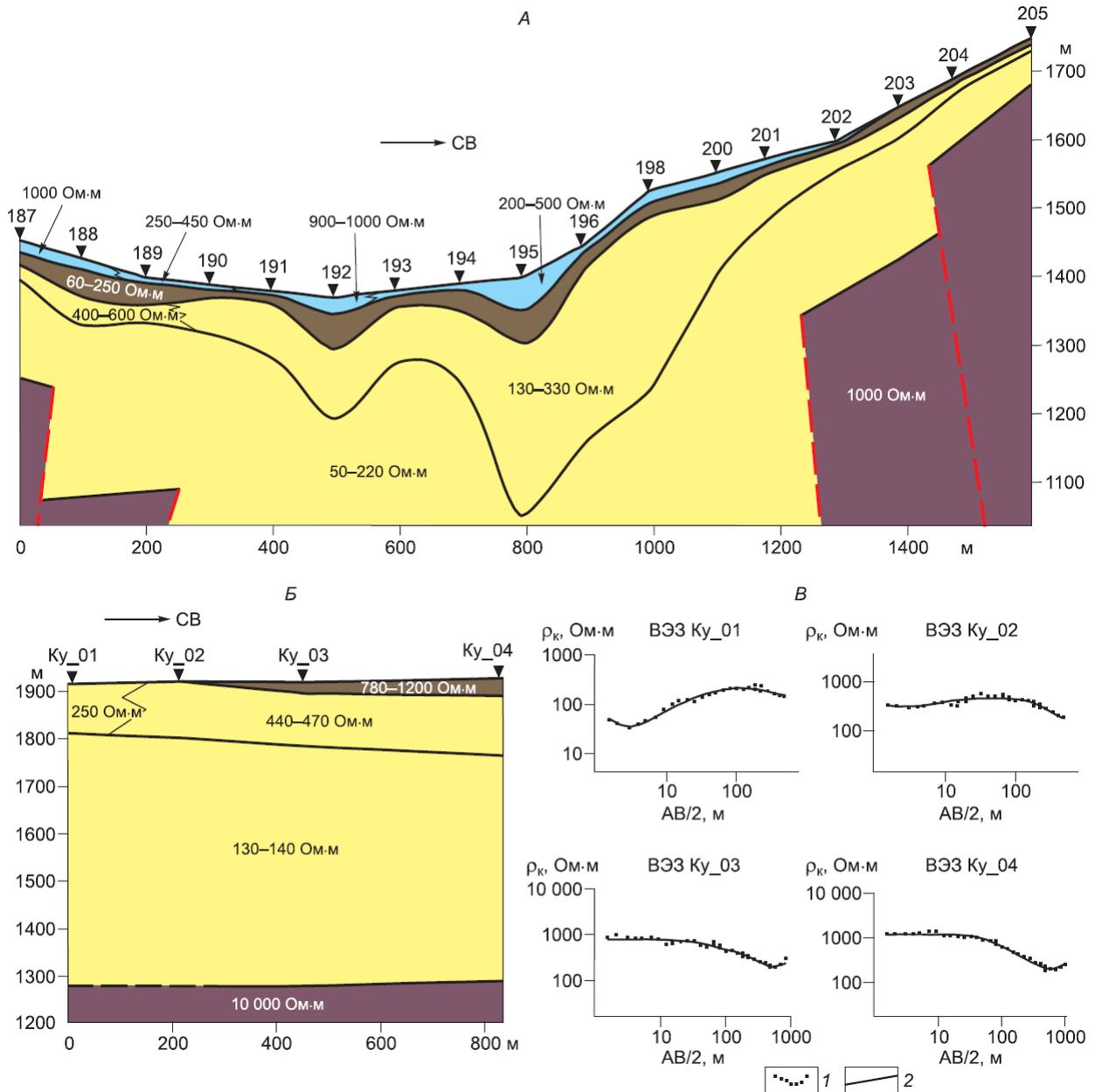


Рисунок 2.33 – Восточная часть форберга, отделяющего Акташский рамп от Центрально-Курайской впадины. Вид с Курайского хребта на юго-восток

Имеются данные ВЭЗ по трем профилям, полученные в Акташском рампе. На рисунке 2.34 А представлен геоэлектрический разрез, который полностью пересекает рамп. Он построен по результатам современной интерпретации архивных данных ВЭЗ по профилю № 8. Разносы генераторной установки не превышали 750 м, что в геоэлектрических условиях рампа, где в верхней части разреза присутствуют высокоомные отложения, не позволило получить необходимую глубинность для выделения опорного горизонта (фундамента) в центральной части профиля. Тем не менее, по данным ВЭЗ 187–189 (юго-запад) и ВЭЗ 203–205 (северо-восток), получены глубины до опорного горизонта. Предлагаемая геологическая интерпретация границ поверхности фундамента на геоэлектрическом разрезе профиля № 8 отражает ступенчатое воздымание обрамляющих Акташский рамп Курайского хребта с севера и форберга – с юга по системе взбросов. Именно это позволяет рассматривать его как структуру рампового типа. По данным архивных ВЭЗ можно только примерно оценить мощность осадочной толщи, выполняющей рамп, более 600 м. Распределение УЭС по профилю характеризует сложную структуру осадочной толщи. Имеется крайне неоднородный, судя по значениям УЭС, верхний геоэлектрический слой до глубин 50 м. Ниже по разрезу выделены три относительно проводящих слоя с УЭС 60–250, 130–330 и 50–220 Ом·м соответственно (Неведрова и др., 2014). Руководствуясь параметрическими измерениями ВЭЗ (Деев и др., 2011, 2012в) и данными бурения в западной части рампа (Бондаренко и др., 1968), верхний из слоев можно условно соотнести с четвертичными отложениями (гравийные суглинки, пески, гравийники), а два оставшихся – с существенно глинисто-алевритистыми неогеновыми отложениями. Среди последних местами могут присутствовать прослойки песка и более грубых гранулометрических фракций, что может приводить к увеличению значений УЭС до 400–600 Ом·м. Обращают на себя внимание значительные изменения мощности всех геоэлектрических слоев в соседних пунктах ВЭЗ. Это свидетельствует о том, что отложения рампа деформированы при взбросово-надвиговых подвижках обрамляющих структур. По результатам интерпретации данных ВЭЗ, полученных в 2010 г. по короткому профилю в центре Акташского рампа (рисунок 2.34 Б), в двух пунктах наблюдения (Ку_3, Ку_4), где максимальные разносы установки (АВ/2) составили 1 км, прослежена кровля фундамента и получена мощность осадочного выполнения в 600 м (Неведрова и др., 2014).

Ештыкельский полурамп северо-западной ориентировки протягивается вдоль основания Северо-Чуйского хребта. Его южная разломная граница с Северо-Чуйским хребтом и его северной предгорной ступенью (Южно-Чуйский разлом) частично перекрыта плейстоценовыми ледниковыми отложениями. Южно-Чуйский разлом имеет взбросово-сдвиговую кинематику. Северный разлом сбросового типа, ограничивающий полурамп, на участке от оз. Караколь до р. Актуру на поверхности выражен в виде тектонического уступа, в

котором обнажаются коренные породы. Высота уступа на некоторых участках может достигать нескольких десятков метров (рисунок 2.35) (Неведрова и др., 2014).



A – разрез по профилю № 8, по данным архивных ВЭЗ; *Б* – разрез по профилю 2010 г.; *В* – полевые кривые ВЭЗ (2010 г.). Показаны полевые данные (1), теоретические кривые (2). Красные штриховые линии – предполагаемые разломы. Цветом показаны геоэлектрические слои с различным УЭС

Рисунок 2.34 – Геоэлектрические разрезы по профилям через Акташский рамп (Неведрова и др., 2014)



Белые штриховые линии – предполагаемые разломы. Фото автора

Рисунок 2.35 – Вид на Ештыкельский полурамп с автодороги на перевальной седловине к оз. Джангысколь (Неведрова и др., 2014).

В юго-западной части Ештыкельского полурампа было выполнено несколько субмеридиональных профилей электроразведки методом ВЭЗ. Максимальные разносы генераторной линии при измерениях достигали 1000 м.

На рисунке 2.36 представлены геоэлектрические разрезы по профилям № 2 и № 3. В северной части профилей в районе пунктов ВЭЗ 42, 41, 40, 35, 36 (профиль № 2), а также ВЭЗ 105–111 (профиль № 3) на поверхности присутствуют выходы высокоомных пород, соответствующие Салгандуйскому блоку фундамента. Последний совместно с Аккобинским и Каракольским блоками коренных пород разделяет Центрально-Курайскую впадину и Ештыкельский полурамп. Вершинные поверхности перечисленных блоков находятся на высотах 1500–2200 м (см. рисунок 2.36). Северная часть Салгандуйского блока перекрыта рыхлыми отложениями мощностью 100–150 м (пункты ВЭЗ 30–34, 38, 39 профиля № 2 и пункты 97–104 профиля № 3). По данным ВЭЗ получен полный разрез осадков, перекрывающих северную часть Салгандуйского блока, и характеристики опорного горизонта. Резкие изменения в гипсометрии поверхности фундамента и выклинивание осадков говорят в пользу разломного ограничения наложенной на Салгандуйский блок впадины. По результатам инверсии полевых данных ВЭЗ получены геоэлектрические параметры разреза для этого

участка Курайской впадины. В разрезе присутствует высокоомная верхняя часть (первый и второй слои), соотношенная с четвертичными отложениями. Третий и четвертый слои по значениям УЭС могут быть условно сопоставлены с тонкообломочными неогеновыми отложениями, которые на этом участке дифференцированы по значениям сопротивлений. УЭС более 1000 Ом·м характерно для пород фундамента (Неведрова и др., 2014).

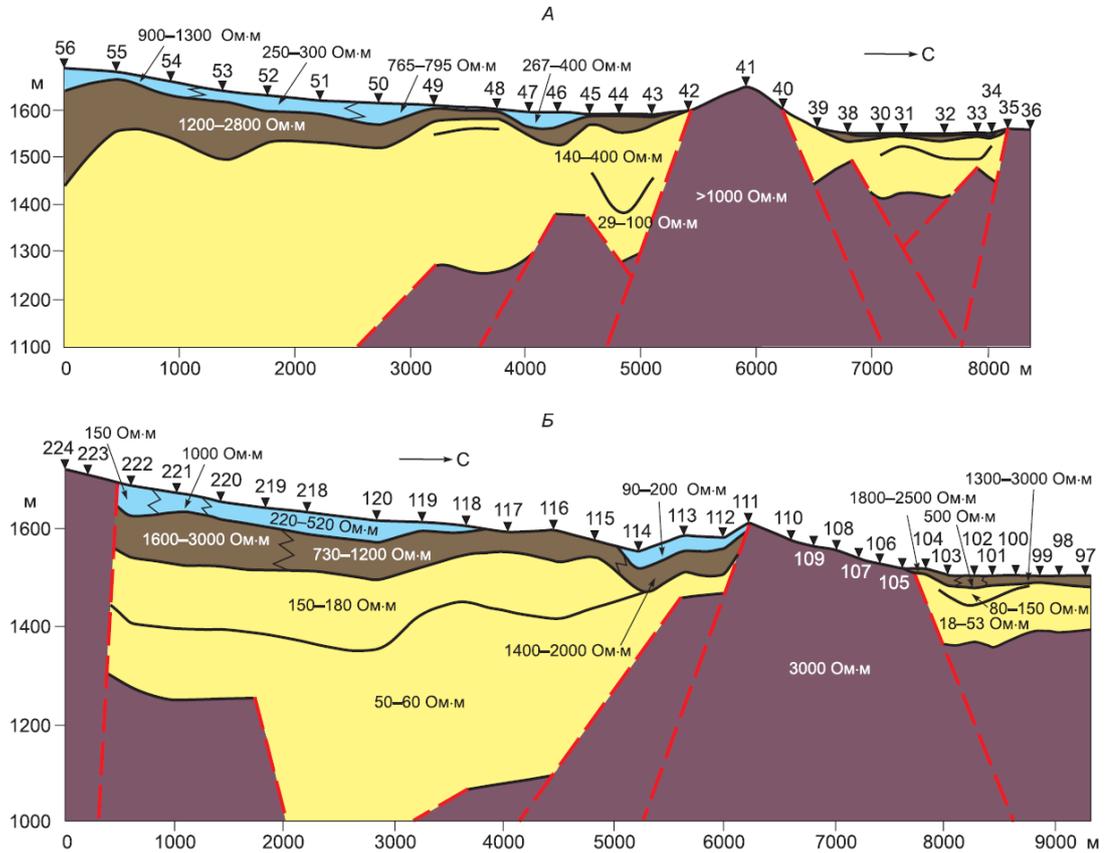


Рисунок 2.36 – Геоэлектрические разрезы по профилям ВЭЗ № 2 и № 3 (Неведрова и др., 2014)

К югу от Салгандуйского блока на обоих разрезах наблюдается глубокий Ештыкельский полурамп с мощностью выполняющих осадков более 600 м, на который с юга надвигается Северо-Чуйский хребет. В верхней части прогиба до глубин примерно в 150–200 м присутствуют неоднородные по составу четвертичные осадки с резким разбросом УЭС. Ниже по разрезу для профиля № 3 четко выделяются два слоя с интервалами сопротивлений 150–180 и 50–60 Ом·м. По геологическим данным (скважины 13, 14, 15), эти слои могут быть соотношены с отложениями туерыкской и кошагачской свит (Лузгин, Русанов, 1992). На разрезе по профилю № 2 граница между этими двумя слоями практически не прослежена. На большей части профиля выделен один слой с мощностью более 400 м и УЭС в интервале от 70 до 120 Ом·м. Лишь в районе пунктов ВЭЗ 43–45 выделены два слоя с сопротивлениями 29–100 и 140–400 Ом·м. Ниже осадочного комплекса по данным ВЭЗ выделяется опорный электрический горизонт с УЭС ~ 1000–3000 Ом·м, который по геологическим данным соотношен с

палеозойским фундаментом. В юго-западной части Ештыкельского полурампа по данным ВЭЗ не удалось оценить максимальные глубины залегания фундамента. Можно лишь констатировать, что мощность выполняющих его отложений превышает 600–650 м (Неведрова и др., 2014).

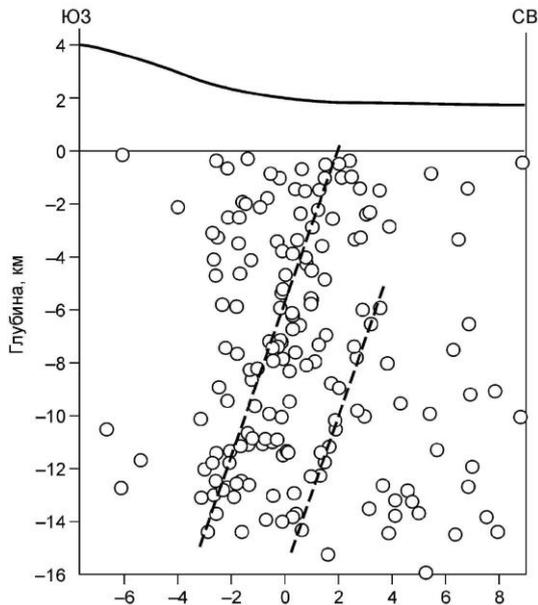


Рисунок 2.37 – Проекция гипоцентров афтершоков Чуйского землетрясения 2003 г., локализованных вдоль юго-западного борта Курайской впадины на плоскость профиля, по (Новиков и др., 2008). Положения гипоцентров – по данным DD-томографии

Разломные ограничения Ештыкельского полурампа проявились при анализе распределения гипоцентров афтершоков Чуйского землетрясения 2003 г. Их проецирование на плоскость, пересекающую прогиб, показало наличие двух разломных зон (рисунок 2.37), отстоящих друг от друга на расстоянии около 4 км и погружающихся под Северо-Чуйский хребет под углом 70° (Новиков и др., 2008). На поверхности вдоль подножия Северо-Чуйского хребта в результате землетрясения 2003 г. сформировались система протяженных (6–40 м), но малоамплитудных трещин и сейсмогравитационные структуры (Высоцкий и др., 2004). В аллювии высокой надпойменной террасы р. Актуру и в перекрывающих склоновых отложениях выявлена система секущих их древних трещин взбросовой кинематики, плоскости которых падают в сторону Северо-Чуйского хребта (Рогожин и др., 2008).

Центрально-Курайская впадина и Восточно-Курайский грабен.

В Центрально-Курайской впадине профили ВЭЗ в большинстве своем начинаются от р. Чуя и простираются на северо-восток, где часть из них пересекает границу впадины и форберга, отделяющего Акташский рамп. Интерпретация электромагнитных данных показывает, что мощность осадочного выполнения Центрально-Курайской впадины составляет 300–500 м, а при приближении к южной границе форберга фундамент и осадочное выполнение впадины нарушены разломами (рисунок 2.38 А) (Неведрова и др., 2011, 2014).

На рисунке 2.38 А представлен геоэлектрический разрез по меридиональному профилю № 9 (см. рисунок 2.32), который полностью пересекает Центрально-Курайскую впадину и своим южным концом вплотную подходит к расположенному перед Чаганским массивом форбергом. Последний ограничивает с запада выраженную в рельефе часть Восточно-Курайского грабена (3 на рисунке 2.32), а в его пределах в поднятие вовлекается осадочное

выполнение Курайской впадины (рисунок 2.38 А, 2.39). Кинематика разломной границы между форбергом и Чаганским массивов остается неизвестной. Измерения по профилю выполнены в 1980-х годах, расстояния между пунктами ВЭЗ составляли 500 м, максимальные разносы генераторной линии изменялись от 500 до 1000 м (Неведрова и др., 2014).

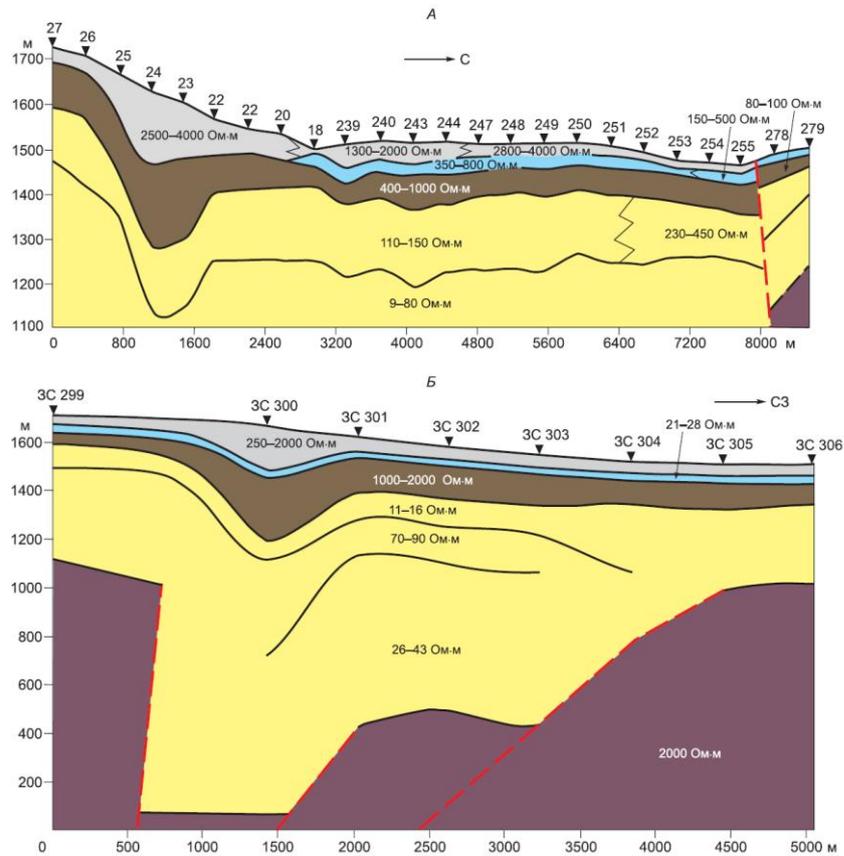
При обработке этих данных было выяснено, что глубинность метода ВЭЗ недостаточна в существующих геоэлектрических условиях. На северном участке профиля по измерениям ВЭЗ границу до опорного горизонта можно было определить только с большой погрешностью, поэтому положение кровли фундамента оценивается условно. Мощность осадочного выполнения впадины предполагается в 400–500 м. В южной и центральной частях профиля определение глубин залегания кровли опорного горизонта при выбранных параметрах измерений оказалось за пределами возможности метода (Неведрова и др., 2014).

По геоэлектрической модели, отражающей строение осадочного выполнения Курайской впадины вдоль обсуждаемого профиля, отчетливо выделяются два комплекса: нижний – низкоомный (УЭС в интервалах 9–80, 110–150, 230–450 Ом·м) мощностью 300–400 м и верхний – высокоомный мощностью 50–300 м. С учетом параметрических измерений в соседней Чуйской впадине (Деев и др., 2012в) и данных бурения в центральной и южной частях Курайской впадины (Лузгин, Русанов, 1992) можно условно сопоставить нижнюю часть геоэлектрического разреза с глинистыми и песчано-глинистыми разрезами палеоген–неогеновых кошагачской и туерыкской свит, а верхнюю – с комплексом четвертичных отложений (Неведрова и др., 2014).

Для уточнения глубинного строения в восточной части Курайской впадины были проведены профильные измерения методом ЗС, позволившие достичь значительно большей глубинности по сравнению с методом постоянного тока. Профиль ЗС ориентирован с северо-запада на юго-восток, где он пересекается с меридиональным профилем ВЭЗ, причем последний юго-восточный пункт ЗС 299 находится на вершине форберга (рисунок 2.32, 2.39).

В результате обработки данных получен глубинный разрез всего осадочного чехла по профилю ЗС (рисунок 2.38 Б). На геоэлектрическом разрезе видно, что фундамент впадины ступенчато погружается по системе сбросов с северо-запада на юго-восток, образуя глубокий полурамп, ограниченный со стороны форберга разломом взбросовой кинематики. Наибольшие глубины до фундамента отмечаются в районе пункта ЗС 300 и достигают почти 1600 м. Выделяемый в рельефе поверхности фундамента полурамп компенсирован слоями с УЭС 26–43 и 70–90 Ом·м, которые, согласно данным бурения (Лузгин, Русанов, 1992), могут быть сопоставлены с существенно глинистыми осадками туерыкской и кошагачской свит. Вероятно, с отложениями туерыкской свиты следует соотнести еще один низкоомный слой с УЭС 11–16 Ом·м. Выше по разрезу следуют, главным образом, высокоомные слои, которые могут быть

соотнесены с грубообломочными валунно-галечно-гравийными отложениями бекенской свиты и перекрывающего ее комплекса четвертичных осадков. Присутствие целого ряда участков



А – разрез по меридиональному профилю ВЭЗ № 9; Б – геоэлектрический разрез по данным ЗС. Остальные усл. обозн. см. на рисунке 2.34

Рисунок 2.38 – Геоэлектрические разрезы в центральной и восточной частях Курайской впадины (Неведрова и др., 2014)



Форберг надвигается на Центрально-Курайскую впадину. Выраженная в рельефе часть Восточно-Курайского грабена расположена между форбергом и Чаганским массивом. Вид с автотрассы Новосибирск–Ташанта на юго-восток. Белые штриховые линии – предполагаемые разломы. Фото автора

Рисунок 2.39 – Вид на форберг, отделяющий Восточно-Курайский грабен от Центрально-Курайской впадины, по (Неведрова и др., 2014)

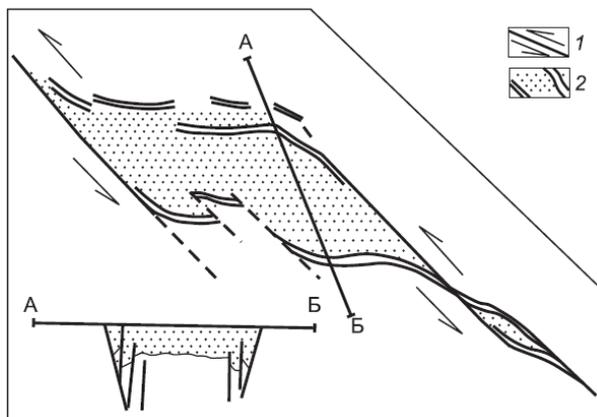
разреза с пониженными величинами УЭС можно объяснять наличием на этом стратиграфическом уровне песчано-глинистых фаций (Неведрова и др., 2014).

Для двух разрезов (см. рисунок 2.38) геоэлектрические модели на некоторых участках отличаются по количеству слоев и значениям УЭС, что, с одной стороны, связано с физическими основами и методикой измерений методов постоянного и переменного тока, с другой, – с тем, что профили пересекают различные участки впадины с общим крайне неоднородным строением. Тем не менее, данные обоих методов отражают основные особенности строения восточной части Курайской впадины: 1) наличие глубокого полурампа в южном завершении профилей, который представляет собой погребенную часть Восточно-Курайского грабена; 2) присутствие в осадочном выполнении впадины двух комплексов – нижнего низкоомного и верхнего высокоомного; 3) оба комплекса имеют в пределах полурампа увеличенные мощности. Для нижнего комплекса это увеличение связано со структурной особенностью – он заполняет нижнюю часть полурампа, выраженного в рельефе фундамента; а для верхнего комплекса – с компенсированным выполнением полурампа перед фронтом растущего форберга. Следовательно, на востоке Курайской впадины можно выделить Восточно-Курайский грабен, разделенный форбергом на две части: западную погребенную (полурамп) и восточную, выраженную в рельефе между форбергом и Чаганским массивом (Неведрова и др., 2014).

Таким образом, полученные нами геолого-геофизические данные свидетельствуют о том, что Курайская впадина имеет двухстадийную историю формирования, а достаточно резкие изменения мощностей осадочного выполнения впадины отражают ее блоковую структуру и подвижки по разломам. Первый импульс медленного воздымания обрамляющих Курайскую и Чуйскую впадины структур отмечается в раннем палеогене, когда после этапа тектонической стабильности, начавшемся в позднем мелу и сопровождавшимся интенсивной денудацией, формированием пенеплена и коры выветривания, начинают накапливаться продукты переотложения коры выветривания (карачумская свита), представленные пролювиально-делювиальными отложениями с присутствием грубообломочных (щебнегалечных и гравийных прослоев и пачек) (Девяткин, 1965; Дельво и др., 1995; Деев и др., 2012в; Неведрова и др., 2014).

Выявленный на основе комплексных электромагнитных исследований с контролируемым источником характер распределения мощностей палеоген-неогеновых отложений, выполняющих Курайскую впадину, при котором наиболее погруженные части впадины располагаются вдоль ее северного (Акташский рамп), южного (Ештыкельский полурамп) и восточного горного обрамления (Восточно-Курайский грабен), позволяет высказать предположение, что в данный временной интервал она развивалась как сдвиговый

бассейн типа “pull-apart” (Неведрова и др., 2014). Судя по морфологии впадины, это мог быть режим левостороннего сдвига. При этом, согласно (Буртман и др., 1963), между крыльями разлома может сохраняться большой слабонарушенный блок, при раздвигании погружающийся как единое целое. Такие большие погружающиеся блоки располагаются между ветвящимися, сходящимися и расходящимися зонами дробления. В таких случаях образуются впадины с плоскими днищами и резко нарушенными бортами, т.е. вдоль их бортов сосредоточены наиболее погруженные участки, что придает профилю этих впадин характерную форму (рисунок 2.40). Такой вывод частично подтверждается и анализом трещиноватости отложений на западном участке четвертичного надвига, в районе Красных ворот, где восстановлен условно третичный тензор напряжений, соответствующий косому взбросово-левосдвиговому смещению ЗСЗ простирания с падением поверхности разлома на СВ (Дельво и др., 1995). Доминирование сдвигового режима в палеогене–неогене объясняет отсутствие активных вертикальных движений по данным трекового датирования (De Grave et al., 2007; Glorie et al., 2012). В пределах Курайского осадочного бассейна на протяжении рассматриваемого стратиграфического интервала господствовал режим озерной седиментации с формированием существенно глинистых отложений, замещающихся в прибортовых частях осадками галечно-гравийно-песчаных гранулометрических фракций (Девяткин, 1965; Лузгин, Русанов, 1992; Дельво и др., 1995), что хорошо согласуется с преимущественно низкоомными значениями УЭС соответствующих геоэлектрических слоев (Неведрова и др., 2011б; 2014).



1 – структуры сдвига, 2 – структуры растяжения

Рисунок 2.40 – Схема строения впадины, образовавшейся в зоне растяжения, по (Буртман и др., 1963)

В четвертичный период при правосдвиговых(?) движениях обособляется Центрально-Курайская впадина, возникают грабенообразные участки долины р. Чуя между Чаганским массивом и Курайским хребтом, а также Белькенским, Каракольским, Аккобинским блоками, с одной стороны, Акташским блоком и другими блоками, отделяющими Акташский рамп, с другой. Сдвиговый режим постепенно сменяется на режим субмеридионального сжатия. На фоне быстрого роста окружающих хребтов до современных абсолютных отметок (De Grave et al., 2007; Glorie et al., 2012) происходит их надвигание по ограничивающим разломам, превращающимся во взбросы (рисунок 2.41), на Курайскую впадину, а сама она превращается в

структуру рампового типа (Дельво и др., 1995, Delvaux et al., 2013). При этом в краевых частях впадины возникают форберговые поднятия, а ограничивающие впадину краевые грабены превращаются в рампы и полурампы (Неведрова и др., 2014). В восточной части впадины определенную роль при этом играло вращение Чаганского массива против часовой стрелки (Буслов и др., 1999).



Рисунок 2.41 – Схема надвиговых структур выжимания в районе Курайского хребта (Чиков и др., 2008)

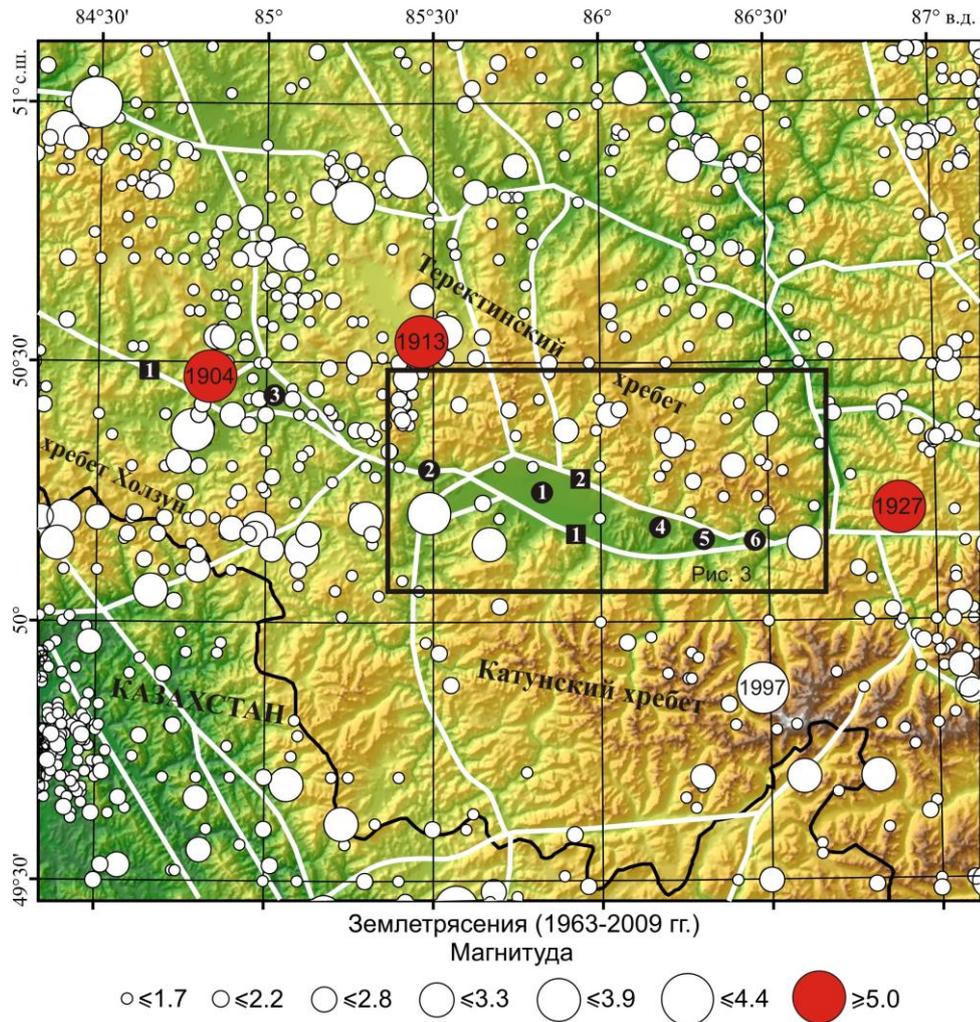
С этой фазой неотектонических движений коррелируется накопление песчаных и более грубообломочных отложений бурочветной серии (бекенская и башкауская свиты), представляющих собой межгорную молассу, с резким сокращением площади озерной седиментации. Высоты горных хребтов, которых они достигли в среднем плейстоцене, с одной стороны, и

общеклиматический фон, с другой, – обусловили развитие на протяжении оставшейся части плейстоцена оледенений и разделяющих их межледниковий (Девяткин, 1965; Зольников, 2009). В это время формируется серочветный комплекс – сложнопостроенная толща моренных диамиктонов, флювиогляциальных валунно-галечников, озерно-ледниковых и подпрудно-ледниковых песков, алевритов и глин, катафлювиальные отложения. Помимо них на поверхности впадины присутствуют и полифациальные голоценовые отложения, наложенные или вложенные в более древние комплексы. В целом охарактеризованные четвертичные отложения относительно палеоген–неогеновой части имеют более грубозернистый состав и, соответственно, характеризуются значительно более высокими значениями УЭС (Неведрова и др., 2014).

2.2.4. Неоднородности структуры Уймонской впадины по геологическим и геоэлектрическим данным

Уймонская впадина является третьей по величине (300 км²) среди внутригорных впадин Горного Алтая. Вместе с расположенными к востоку (Катандинская, Тюнгурская, Тургундинская) и западу (Тюгурюкская, Абайская) впадинами она образует цепочку отрицательных морфоструктур в зоне Уймонского разлома, которые в центральной части Горного Алтая разделяют высокогорные хребты Теректинский (2200–2900 м) с одной стороны, Катунский (2800–4500 м) и Холзун (2000–2500 м) – с другой (рисунок 2.42, 2.43) (Деев и др., 2013а).

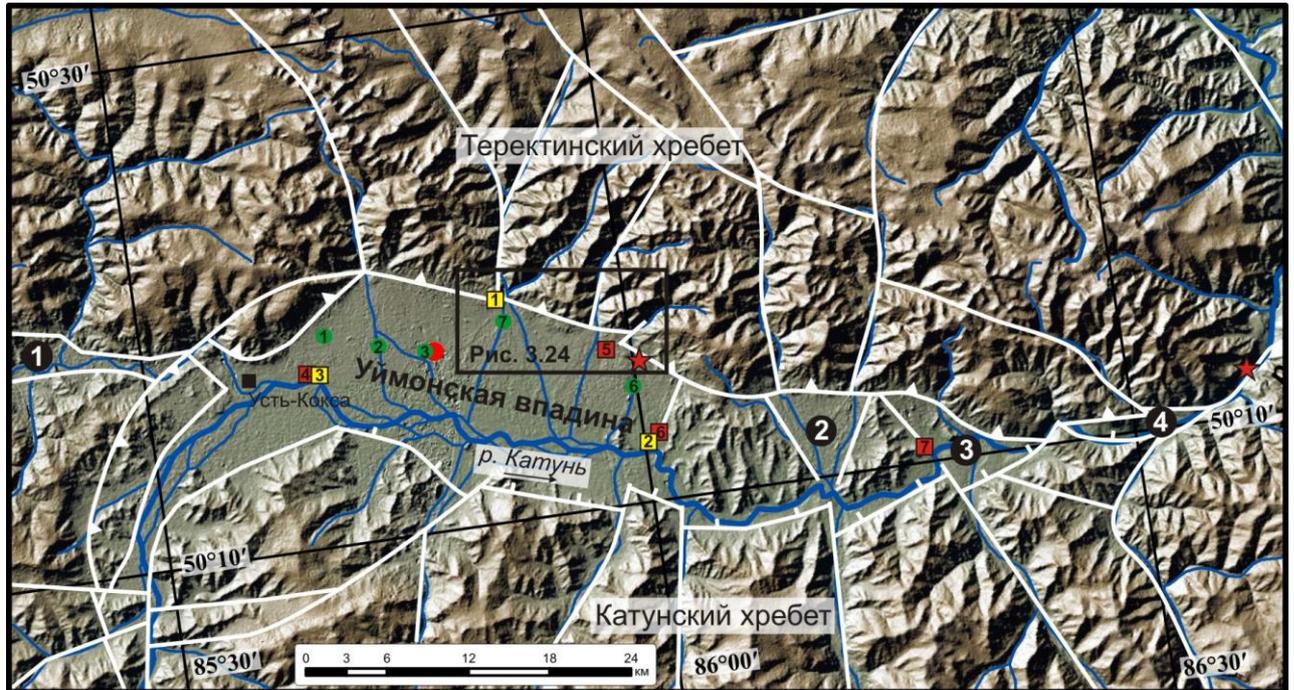
Ограничивающий впадину с севера Теректинский хребет (высшая точка – гора Казнахта с абсолютной отметкой 2927 м) имеет овальное в плане очертание с удлиненной осью северо-западного простирания и обладает выраженной асимметрией, проявленной в наличии относительно пологого и длинного северо-восточного склона и более крутого и короткого юго-западного. Его основная блоковая неоднородность определяется системой разломов северо-западного, меридионального и северо-восточного простираний. Эти системы активно дренируется речной сетью: рр. Кастахта, Теректа, Чендек, Верхняя Катанда, Нижняя Катанда, Яломан и Большой Яломан (Деев и др., 2013а).



Эпицентры инструментально зарегистрированных землетрясений (белые круги) нанесены по данным Алтае-Саянского филиала Геофизической службы СО РАН, исторических землетрясений (красные круги) – по данным (Кондорская, Шебалин, 1977). Цифры в черных кругах – впадины: 1 – Уймонская, 2 – Тюгурюкская, 3 – Абайская, 4 – Катандинская, 5 – Тюнгульская, 6 – Тургундинская. Цифры в черных квадратах – активные разломы: 1 – Уймонский, 2 – Южно-Теректинский. Белые линии – неотектонические разломы

Рисунок 2.42 – Активные разломы и сейсмичность центральной части Горного Алтая, по (Деев и др., 2013а) с изменениями

Отроги Катунского хребта с высотами 2000–3000 м, включающие и небольшие хребты (Каменный Белок, Холодный Белок, Борондинский, Ороктойский и др.), ограничивают впадину с юга. Блоковая структура хребта здесь определяется субмеридиональными и дугообразными разломами, активно дренируемыми речной сетью (рр. Большой Окол, Мульта, Акчан, Кураган, Кучерла, Аккем), при этом в приустьевых частях некоторые притоки протекают по расширенным ящикообразным долинам (Деев и др., 2013а).



Белые линии – неотектонические, в том числе, активные разломы. Внутригорные впадины (цифры в черных кругах): 1 – Тюгурюкская, 2 – Катандинская, 3 – Тюнгульская, 4 – Тургундинская. Разрезы с датировками абсолютного возраста сейсмогенных деформаций (желтые квадраты): 1 – карьер Теректа, 2 – Маргалинский, 3 – Усть-Башталинский–1. Прочие разрезы с сейсмогенными деформациями (красные квадраты) по (Деев и др., 2013а): 4 – Усть-Башталинский–2, 5 – Чендекский, 6 – Восточно-Уймонский, 7 – Тюнгульский. Красные звездочки – травертиновые поля. Красный круг – положение скважины № 1. Зеленые круги: - номера пикетов зондирований ЗС и их номера

Рисунок 2.43 – Неотектоническая блоковая структура района Уймонской внутригорной впадины (Деев и др., 2018)

Впадина вытянута вдоль субширотной оси на 30 км при средней ширине около 10 км. В юго-западной части Уймонской котловины имеется сужающееся к югу ответвление, совпадающее с отрезком течения р. Катунь северо-восточного простирания (см. рисунок 2.43). После коленообразного изгиба почти на 90° р. Катунь течет на юго-восток вдоль южного борта котловины. Такое смещение многорукавного русла Катунь к югу определяется тем, что днище

Уймонской котловины имеет ассиметричный профиль. Оно плавно погружается от северного борта к южному, с абсолютных отметок 1100–1150 м до 850–900 м. Большая часть северной и центральной частей котловины заняты крупными конусами выноса (наземными дельтами) рр. Кастахта, Курунда, Теректа, Чендек и Маргала (Деев и др., 2013а).

Уймонская впадина находится в зоне активного Уймонского разлома (Лукина, 1996; Трифионов и др., 2002), который частично наследует положение Южно-Теректинского правого сдвига-надвига палеозойского заложения (Федак и др., 2011). Поэтому автор предлагает называть Южно-Теректинским разлом, являющийся северным ограничением впадины (см. рисунок 2.43). Для ветви разлома, ограничивающей впадину с юга, мы сохраняем название Уймонский. Наиболее активным в современном рельефе выглядит Южно-Теректинский разлом. Разлом характеризуется взбросовой кинематикой (Деев и др., 2013а, 2018). Так, двумя скважинами, пробуренными у подножия Теректинского хребта, к востоку от пос. Маргала, установлена зона крутопадающего взброса, по которому серицит-хлоритовые сланцы теректинского метаморфического комплекса (MPR-O₁) надвинуты на красно-бурые глины предположительно неогенового возраста (Шмидт, 1963). В западной части впадины отмечен тектонический уступ, срезающий замок антиклинальной складки северо-восточного простирания в пестроокрашенных глинах неогена, которая образована при надвигании Теректинского хребта по зоне Южно-Теректинского разлома (Шмидт, 1963).

Помимо основного уступа в зоне Южно-Теректинского разлома наблюдаются серии более мелких разломных уступов, количество, высотное положение и морфологическая выраженность которых изменяются вдоль простирания разломной зоны. Авторские наблюдения, а также материалы геологической съемки показывают, что в уступах, наряду с коренными породами, вскрываются полифациальные позднеплейстоцен–голоценовые отложения (Волков, Сергеев, 1961; Левицкий и др., 1964; Деев и др., 2012г; Зольников и др., 2016).

В западной части Уймонской впадины выполнены электротомографические профили, пересекающие серии выраженных в рельефе разломных уступов в зоне Южно-Теректинского разлома. Разрезы по данным электротомографии (рисунок 2.44, 2.45) подтверждают надвигание Теректинского хребта на осадочное выполнение Уймонской впадины, с вовлечением в тектонические движения четвертичных отложений. Выделяемые в рельефе разломы фиксируются градиентами изменения сопротивлений, а также низкоомными проводящими участками, указывающими на их обводненность. На дневной поверхности обводненные разломы трассируются цепочками низкодебитных источников, образующих заболоченные западины (Деев и др., 2012г).

В 1960–90-е гг. в пределах Уймонской впадины на отдельных участках бурились неглубокие (максимальной глубиной до 110 м) поисковые и гидрогеологические скважины без отбора керна. Этими скважинами были вскрыты нерасчлененные четвертичные валунные галечники и гравийные пески.

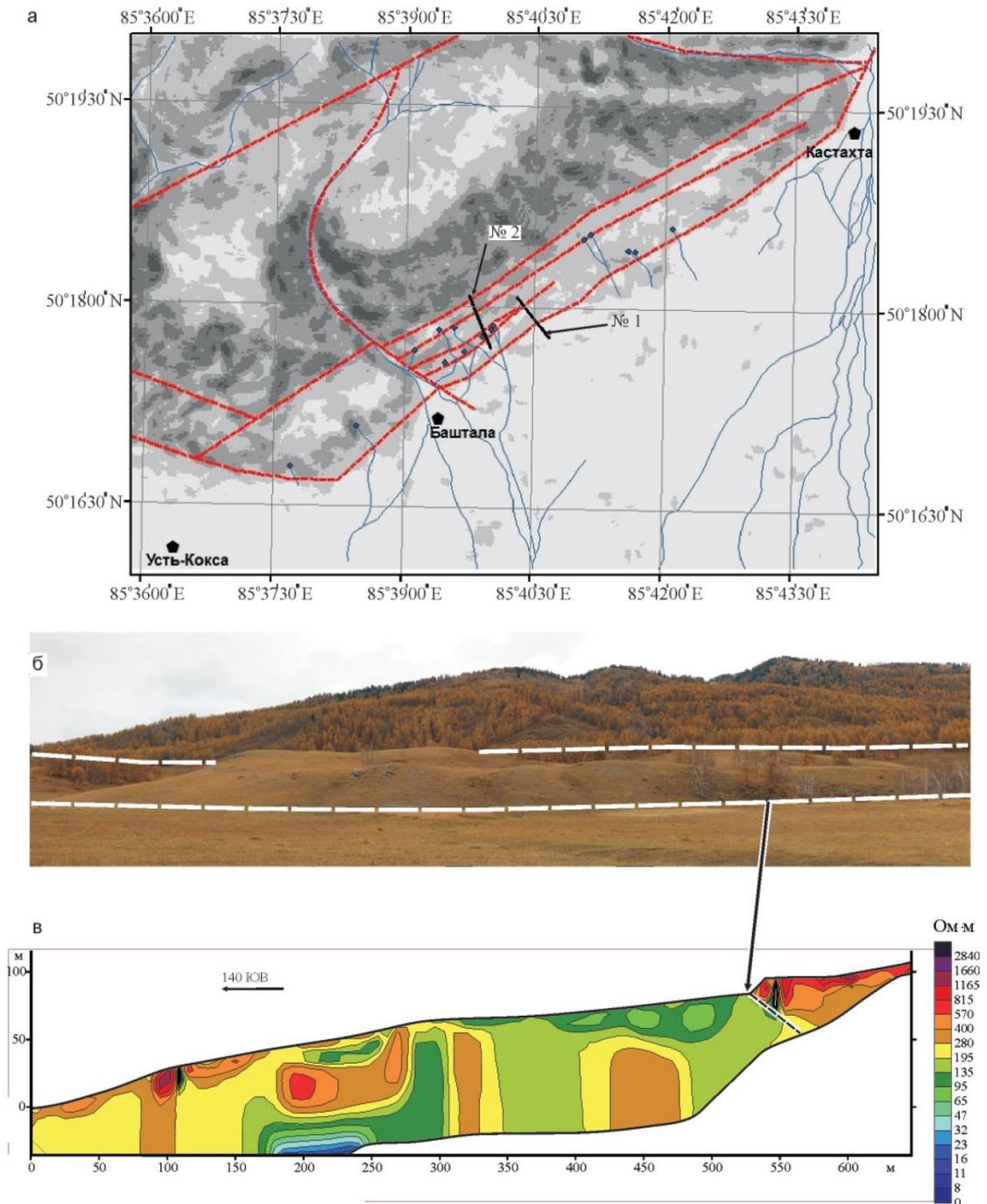


Рисунок 2.44 – Схема вертикальной расчлененности рельефа (а) с выделяемыми в рельефе разломами (номера соответствуют первому и второму электротомографическим профилям); строение зоны сочленения Уймонской впадины и Теректинского хребта (зона Южно-Теректинского разлома) (б), пунктиром обозначены выделяемые в рельефе разломы; электротомографический профиль № 1 (в); пунктиром нанесен разлом (Деев и др., 2012г)

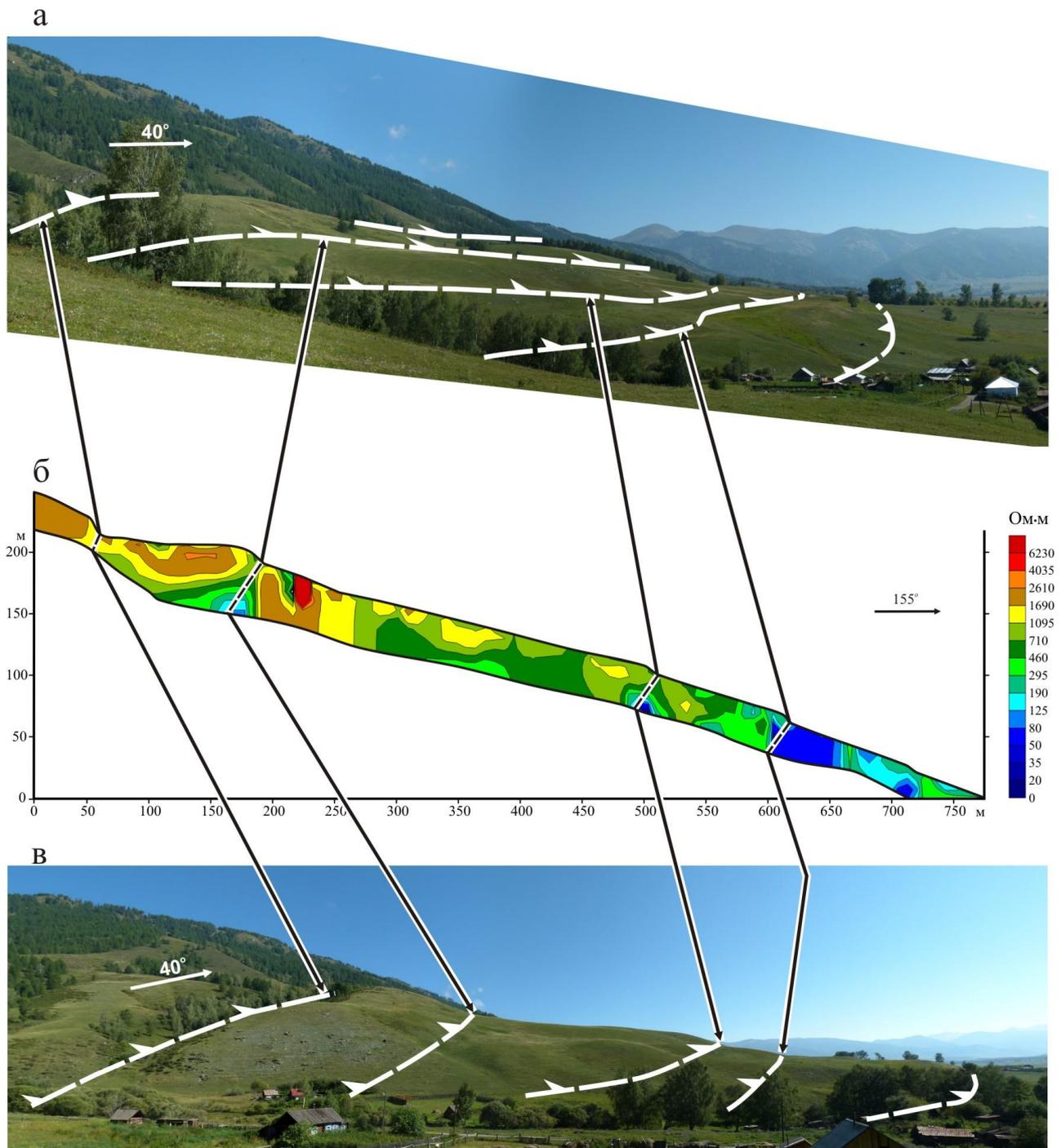


Рисунок – 2.45 Строение зоны сочленения Уймонской впадины и Теректинского хребта (зона Южно-Теректинского разлома) в районе пос. Баштала (а, в), пунктиром обозначены выделяемые в рельефе разломы; электротомографический профиль № 2, на котором пунктиром нанесены разломы (б) (Деев и др., 2012г)

Впервые отложения, предположительно неогенового возраста, мощностью до 53 м, представленные красно-бурыми глинами с окатанными обломками кварца и кристаллических сланцев, были вскрыты в Уймонской котловине в 1951 г. двумя скважинами на глубинах 62 и 82.5 м в поднадвиговой зоне у подножия Теректинского хребта в районе с. Маргала

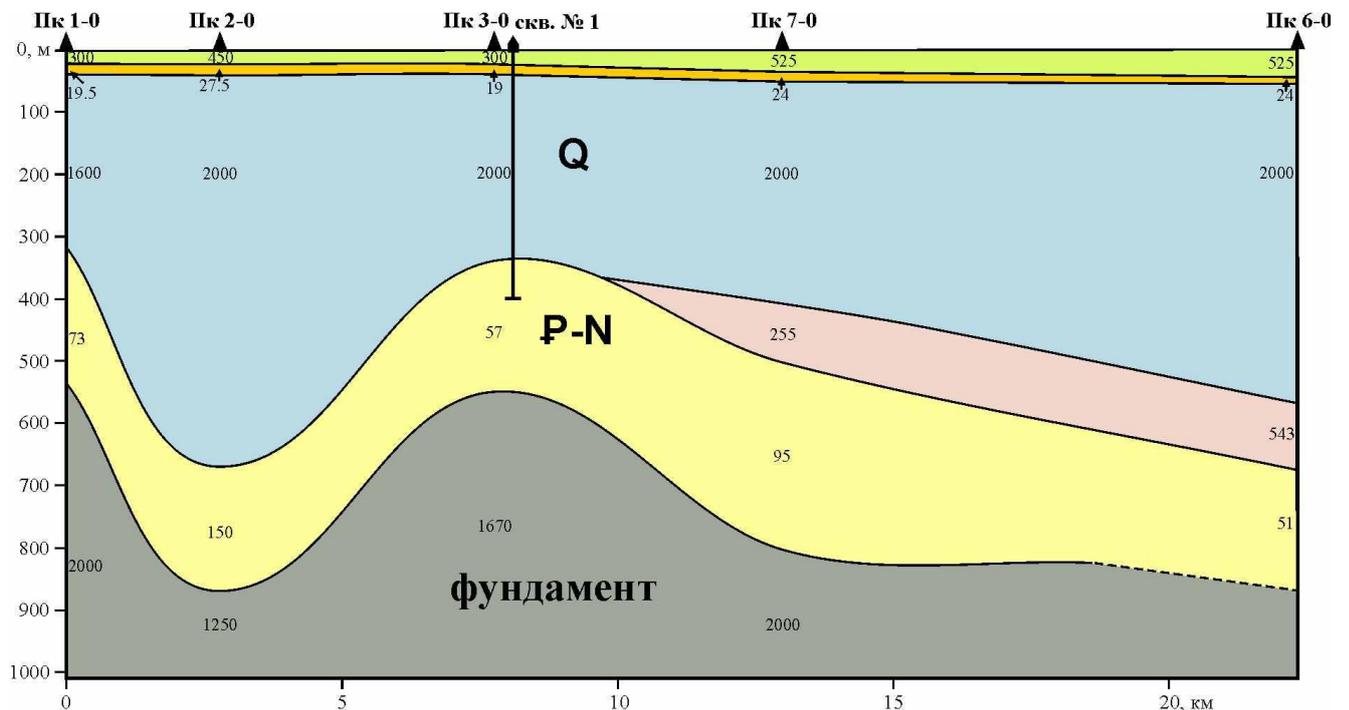
(Нешумаева, Студеникин, 1952). Скважины вошли в вязкие красно-бурые глины, цементирующие обломки кристаллических сланцев и округленные обломки кварца. Из них они не вышли по техническим причинам, достигнув глубин на забое в первом случае 115 м, во втором – 124.2 м. Незначительные выходы красно-бурых щебнистых глин мощностью до 10 м были обнаружены у сел Кастахта и Баштала и отнесены к позднему плиоцену (Шмидт, 1964). Какие-либо палеонтологические материалы для обоснования возраста глин отсутствуют, и к неогену они отнесены лишь на основании красноцветной окраски (Раковец, 1966; Шмидт, 1972; Богачкин, 1981; Зыбин и др., 1988). Л.А. Рагозин (1945) предположил, что Уймонская впадина могла начать формироваться, как и впадины юго-восточной части Горного Алтая, уже в палеогене. Наличие в Уймонской впадине соответствующих палеогеновому этапу развития пестроцветных олигоценых глин предполагала С.Н. Баженова (Левицкий и др., 1964).

Таким образом, до начала наших исследований предполагалось, что Уймонскую впадину выполняют достаточно мощные толщи четвертичных и неогеновых отложений. Но ни стратиграфия, ни генезис, ни мощности, ни вещественный состав кайнозойских отложений, выполняющих Уймонскую впадину, не были достоверно известны. Ничего не было известно о рельефе поверхности и блоковом строении фундамента впадины, поскольку ни одна скважина его не вскрыла, а геофизические исследования никогда не проводились (Деев и др., 2013а). В тоже время, изучение Уймонской впадины может иметь практическое значение, так как здесь прогнозируется погребенная многослойная большеобъемная золотоносная россыпь (Зыбин и др., 1988; Бутвиловский и др., 2011).

В полевой сезон 2011 г. в Уймонской котловине по инициативе и при участии автора впервые была выполнена серия зондирований (см. рисунок 2.43) ЗС (Деев и др., 2012г). На рисунке 2.46 приведен полученный при интерпретации результатов зондирований глубинный геоэлектрический разрез по профилю через северную часть Уймонской впадины. При рассмотрении разреза следует учитывать большие расстояния между пунктами наблюдений, возможное наличие разломов между пикетами зондирования во внутренней структуре впадины. Таким образом, полученный результат можно охарактеризовать как первое общее схематичное приближение глубинного строения этой части впадины.

Следует отметить, что на протяжении всего профиля наблюдаются значительные глубины до опорного горизонта от 550 м в районах ПК 1 и 3 до 850–870 м (ПК 2, 7, 6). УЭС этого горизонта, соответствующего докайнозойскому фундаменту впадины, 1250–2000 Ом·м. Выше выделен проводящий горизонт мощностью 200–300 м со значениями УЭС 50–150 Ом·м. Основная часть осадочного выполнения впадины представлена мощным (более 630 м в районе ПК 2) высокоомным слоем с УЭС 1600–2000 Ом·м. В районе ПК 6 и 7 между проводящим и высокоомным горизонтами получен еще один слой со значениями УЭС 255–543 Ом·м.

Наконец, в верхней части профиля до глубин в среднем 40–50 м выделены два относительно маломощных слоя; нижний, проводящий, характеризуется УЭС 19–27,5 Ом·м, а верхний – 300–525 Ом·м (Деев и др., 2012г).



Цифрами показаны удельные электрические сопротивления слоев в Ом·м

Рисунок 2.46 – Геоэлектрическая модель строения Уймонской впадины, по (Деев и др., 2012г), и положение на нем скважины № 1

Опыт наших геолого-геофизических исследований в Чуйской и Курайской межгорных впадинах Горного Алтая (Деев и др., 2011, 2012в; Неведрова и др., 2011, 2014) позволил представить следующую предварительную геологическую интерпретацию обсуждаемого геоэлектрического разреза. Значения УЭС 50–20 Ом·м характерны для осадков глинистой и алевритовой размерности различных генетических типов: кор выветривания и продуктов их переотложения, озерных и озерно-ледниковых фаций. С учетом стратиграфического положения и мощности залегающего на фундаменте проводящего геоэлектрического слоя его можно условно соотнести с неогеновыми озерными отложениями. Выклинивающийся слой с сопротивлениями 255–543 Ом·м может быть сопоставлен с алеврито-песчаным и песчаным типами разреза, которые также могли быть сформированы в фациальных условиях неогеновых озер. Мощный высокоомный горизонт с УЭС 1600–2000 Ом·м предположительно соответствует грубообломочным фациям: щебни, галечники и валунники. В стратиграфическом отношении они могут представлять собой нерасчлененный плейстоценовый комплекс. Верхние относительно маломощные слои могут отвечать озерным и делювиально-пролювиально-

аллювиальным, ледниковым и водно-ледниковым позднеплейстоцен-голоценовым отложениям (Деев и др., 2012г).

Существенно грубообломочный тип верхней части разреза в районе ПК 6 подтверждается материалами гидрогеологической скв. 151, пробуренной в 1966 г. в районе пос. Полеводка. Глубина на забое скважины составила 110 м. На всем протяжении вскрыт обломочный материал осадочных и метаморфических пород с песчаным и песчано-глинистым заполнителем (Подземные..., 1973).

Геоэлектрические разрезы, полученные в ПК 4, 5, 8 хорошо согласуются с данными остальных зондирований в верхней части. Однако в нижней части присутствуют дополнительные слои, глубины до кровли фундамента увеличиваются до 1500–1960 м. Предварительно можно констатировать, что ПК 4, 5, 8 расположены в пределах блока, отличающегося по строению от остальной исследованной территории впадины, а общее согласование всех моделей ЗС требует дополнительных исследований (Деев и др., 2012г).

В 2013 г. с целью верификации полученной геоэлектрической модели, изучения и расчленения разреза кайнозойских отложений в центре Уймонской внутригорной впадины, в районе пикета ЗС 3, геологами АО «Горно-Алтайская экспедиция» была пробурена скважина № 1 (см. рисунок 2.43). Пройдя до забоя 400 м, она вскрыла мощную (более 300 м) толщу четвертичных отложений и была остановлена в верхнемиоценовых образованиях. Скважиной вскрыт уникальный по мощности разрез неоген–четвертичных отложений (рисунок 2.47). В основании его непрерывной последовательности впервые для впадины по фауне остракод и спорово-пыльцевым данным достоверно установлены миоцен–плиоценовые озерные образования туерькской свиты. Выше, предположительно, вскрыты нижнеплейстоценовая озерно-аллювиальная бекенская свита, среднеплейстоценовая аллювиально-пролювиальная башкауская свита, среднеплейстоценовые ледниковые, флювиогляциальные и аллювиальные образования, верхнеплейстоценовые озерно-ледниковые отложения (Русанов, Цаер, 2014; Хазина и др., 2015; Русанов и др., 2017) (см. рисунок 2.47, таблица 2.1).

Результаты бурения скважины № 1 однозначно свидетельствуют, что Уймонская впадина существовала уже в миоцене, когда в ней накапливалась не вскрытая полностью толща озерных отложений туерькской свиты. Наличие не вскрытого низкоомного интервала разреза осадочного выполнения впадины значительной мощности позволяет предполагать, что ее заложение могло произойти еще раньше – в палеогене (Русанов и др., 2017).

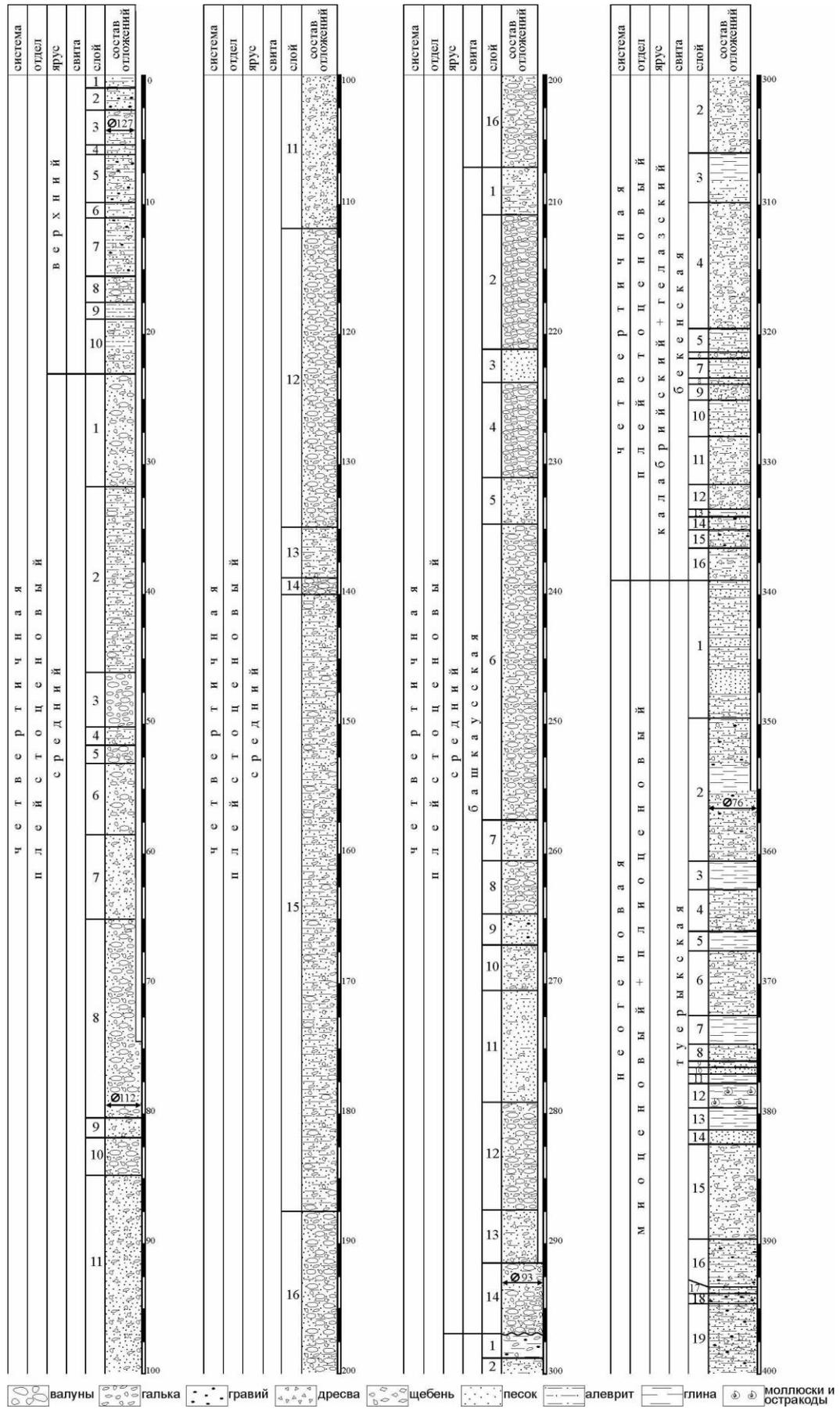
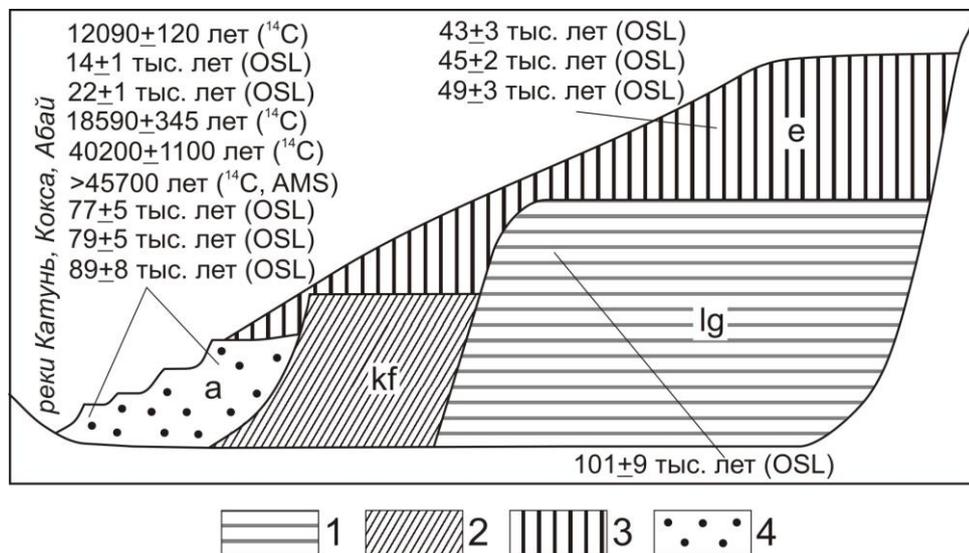


Рисунок 2.47 – Геологическая колонка по скважине № 1 (Русанов и др., 2017)

Таблица 2.1 – Сопоставление параметров геоэлектрической модели и результатов бурения скважины № 1

УЭС (Ом·м)	Интервал (м)	Свита, толща	Интервал (м)	Литология
300	0 – 25	озерно-ледниковые отложения (Q _ш)	0 – 23	пески, глины, галечники
19,5	25-41	ледниковые, флювиогляциальные и аллювиальные отложения (Q _п) аллювиальные и пролювиальные отложения башкаусской свиты (Q _п) озерно-аллювиальные отложения бекенской свиты (Q ₁)	23-207	валунники, галечники, гравийники, пески валунные галечники, галечники, пески галечники, гравийники, пески, глины
2000	41-346		207 – 297	
			297 – 339	
587	346-556	озерные отложения туерьской свиты (N _{1,2}) палеоген-неогеновые отложения нерасчлененные (P – N?). Не вскрыты.	339-400 >400	глины песчано-алевритовые
1670	фундамент	фундамент		



1–4 – генетические типы отложений: 1 – ледниково-подпрудных озер, 2 – гигантских гляциальных паводков, 3 – эоловые (лессы), 4 – аллювиальные

Рисунок 2.48 – Схема взаимоотношения позднеплейстоцен–голоценовых отложений в районе Абайской, Уймонской, Катандинской и Тюнгурской впадин, по (Зольников и др., 2016) с изменениями

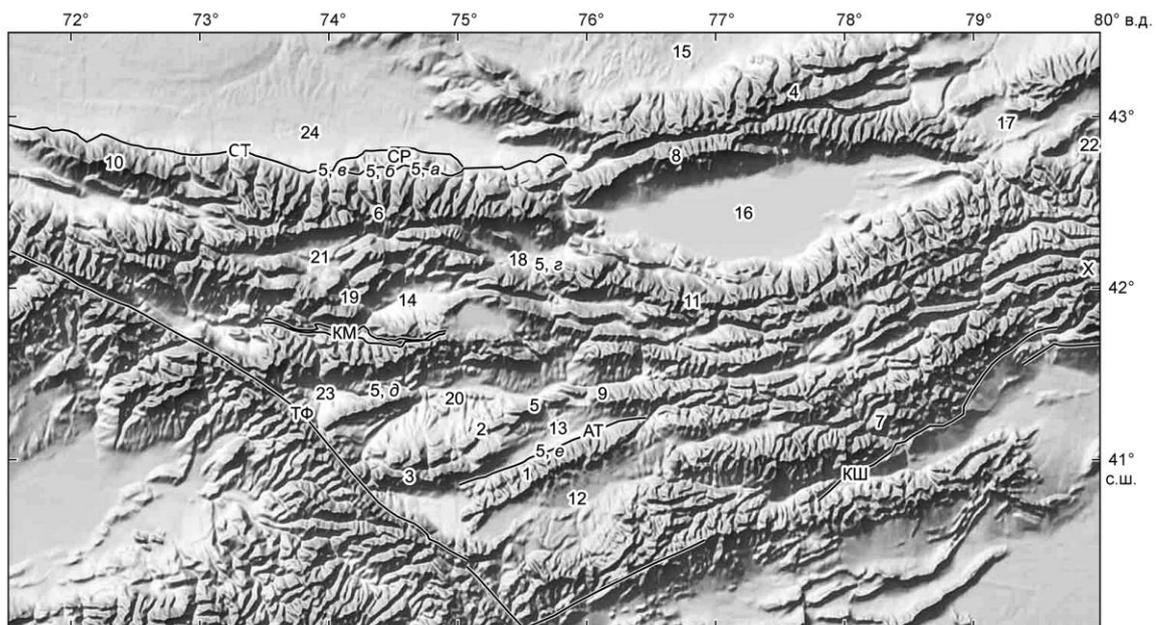
Наконец, изучение нами обнажений в Уймонской котловине и на прилегающей территории позволило выявить наиболее распространенные генетические типы четвертичных отложений района и установить закономерности их геологических взаимоотношений. Наиболее древними позднечетвертичными образованиями, обнажающимися в прибортовых частях Уймонской котловины, являются отложения ледниково-подпрудного озера (рисунок 2.48). Их ОСЛ датирование в уступе озерно-ледниковой террасы северо-восточного борта котловины дало возраст 101 ± 10 тыс. лет назад, что сопоставляется с холодными подстадиями МИС–5. В

эту террасу вложены отложения гигантского гляциального паводка эпохи спуска последнего ледниково-подпрудного озера. ОСЛ-даты аллювиальных отложений в диапазоне 77–89 тыс. лет назад и дополняющие их результаты радиоуглеродного датирования позволяют предположить, что речной послепаводковый врез в долине Катуни начался во второй половине МИС-5 и продолжается вплоть до настоящего времени. Поверх перечисленных генетических типов отложений залегает субаэральный комплекс с лессами и тремя погребенными почвами. ОСЛ-даты из лессов в интервале 43–49 тыс. лет назад позволяют сделать вывод об их формировании как минимум с начала МИС-3 и до голоцена включительно (Зольников и др., 2016).

В районе Уймонской впадины и ее горного обрамления сейсмостанциями регулярно регистрируются землетрясения вплоть до 12-го энергетического класса, т.е. $M \leq 4.4$ (см. рисунок 2.42). Так 18.09.1997 г. зафиксировано Тюнгурское землетрясение с эпицентром в районе массива г. Белуха с $M_s = 4.4$ и $I_0 = 6$ баллов (Филина и др., 2003). По данным каталога (Кондорская, Шебалин, 1977) с Уймонским разломом связаны эпицентры более сильных исторических землетрясений 19.10.1894 г. ($M = 5.9$), 15.04.1904 г. ($M = 5.4$) и 17.11.1913 г. ($M = 5.4$).

2.3. Иссык-Кульская впадина в кайнозойской структуре Северного Тянь-Шаня

Современная морфоструктура Тянь-Шаня представляет собой сочетание субширотно ориентированных горных хребтов и разделяющих их внутригорных впадин с перепадом абсолютных отметок доорогенного пенеппена более 10 км (рисунок 2.49, 2.50). Формировавшиеся в режиме транспрессии хребты представляют собой структуры выжимания типа “flower structures”. Они ограничивают межгорные впадины сложными системами взбросово-надвиговых разломов и связанных с ними складок. Как результат, внутригорные впадины представляют собой рамповые и полурамповые бассейны, выполненные синорогенной молассой мощностью до нескольких километров (Чедия, 1986; Корженков и др., 2011; Avouac et al., 1993; Bullen et al., 2001, 2003; Thompson et al., 2002; Buslov et al., 2003, 2007; Park et al., 2003; Jolivet et al., 2010; Selander et al., 2012; Delvaux et al., 2013; Goode et al., 2014; Macaulay et al., 2014; Deev et al., 2018a).



Горные хребты: 1 – Атбашинский, 2 – Байбичетау, 3 – Джамантау, 4 – Заилийский Алатау, 5 – Каратау, 6 – Киргизский, 7 – Кокшаалтау, 8 – Кунгей Алатау, 9 – Нарынтау, 10 – Таласский, 11 – Терсей Алатау. Предгорные и межгорные впадины: 12 – Аксайская, 13 – Атбашинская, 14 – Джумгольская, 15 – Илийская, 16 – Иссык-Кульская, 17 – Каркаринская, 18 – Кочкорская, 19 – Кызылойская, 20 – Нарынская, 21 – Сусамырская, 22 – Текесская, 23 – Тогуз-Тороуская, 24 – Чуйская. Крупнейшие зоны разломов: АТ – Атбашинская, КШ – Кокшаальская, СТ – Северо-Тяньшаньская, ТФ – Таласо-Ферганская. СР – Серафимовская антиклиналь. КМ – Кёкёмерен-Минкушская зона. Х – горный узел Хан-Тенгри

Рисунок 2.49 – Карта рельефа Центрального Тянь-Шаня (Трифонов и др., 2008)

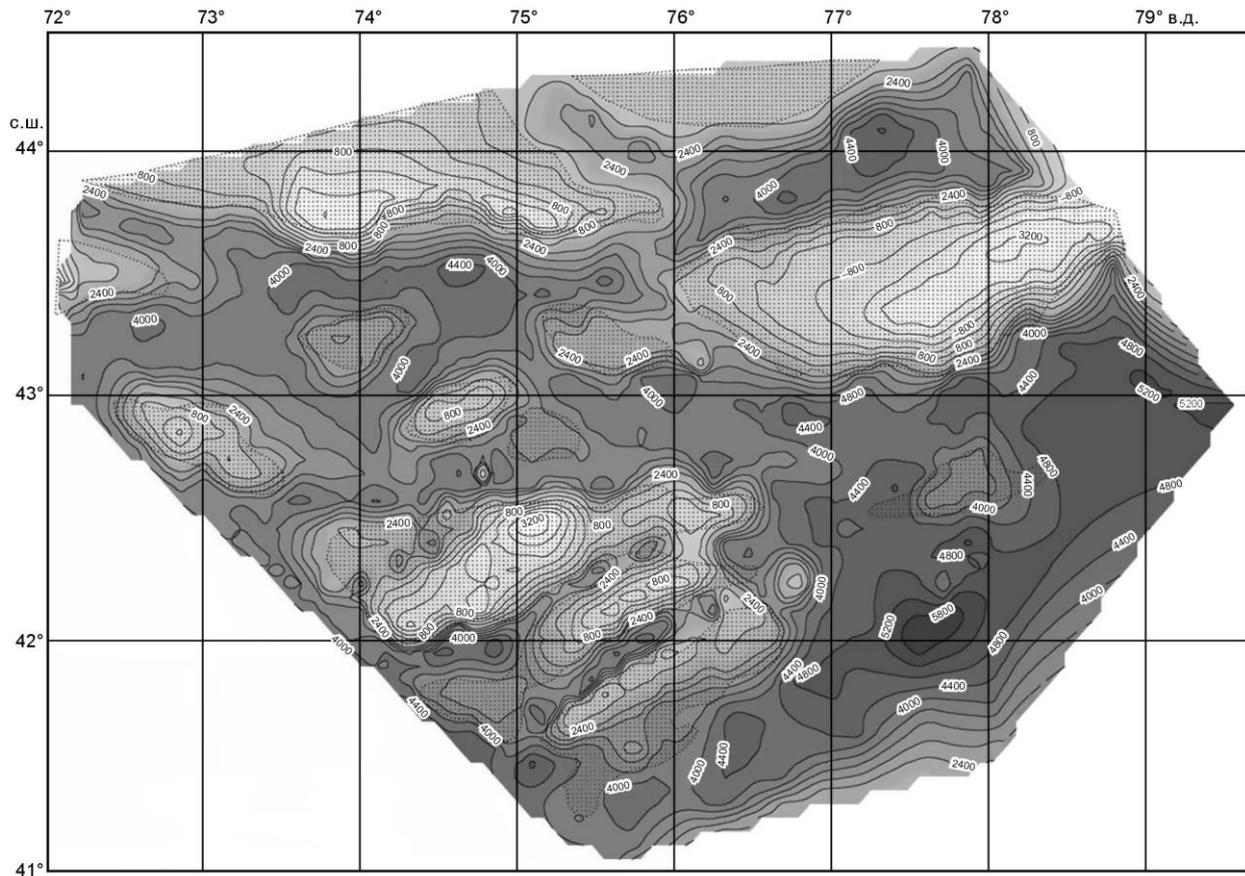


Рисунок 2.50 – Предполагаемое положение предороговой поверхности выравнивания, представленное в пределах хребтов изолиниями вершинной поверхности, а в пределах впадин (выделено крапом) изолиниями поверхности фундамента (Трифонов и др., 2008)

Основной этап формирования региональной морфоструктуры в зоне деформации между относительно стабильными элементами земной коры – Казахской платформой, Джунгарским блоком на севере и Таримской платформой на юге (рисунок 2.1) – начался, согласно геологическим и термохронологическим данным, в позднем олигоцене. Но незначительные деформации доорогового пенеплена, возникшего к концу мезозоя, и продукты переотложения коры выветривания фиксируются уже с конца мела – в раннем–среднем палеогене (Чедия, 1986; Трифонов и др., 2008; Буртман, 2012а,б; Dumitru et al., 2001; Glorie et al., 2010; 2011b; Jolivet et al., 2010; De Grave et al., 2013; Macaulay et al., 2013, 2014; Goode et al., 2014). На протяжении оставшейся части кайнозоя происходит дальнейшее усиление орогенических движений, особенно в последние 2–3 млн. лет, когда окончательно формируется высокогорный рельеф Тянь-Шаня. Скорости воздымания хребтов к плейстоцену–голоцену возросли с 0,04–0,05 мм/год до 4 мм/год (Буртман, 2012а,б; Bullen et al., 2003; Sobel et al., 2006; и др.). Общее поперечное сокращение земной коры в процессе кайнозойского орогенеза, по разным оценкам, достигло 100–250 км (Буртман, 2012а; Avouac et al., 1993; Abdrakhmatov et al., 1996). Данные

космической геодезии (рисунок 2.51) показывают, что скорость современного поперечного сокращения земной коры убывает с юга на север и может достигать 20 мм/год (Abdrakhmatov et al., 1996; Yang et al., 2008; Zubovich et al., 2010).

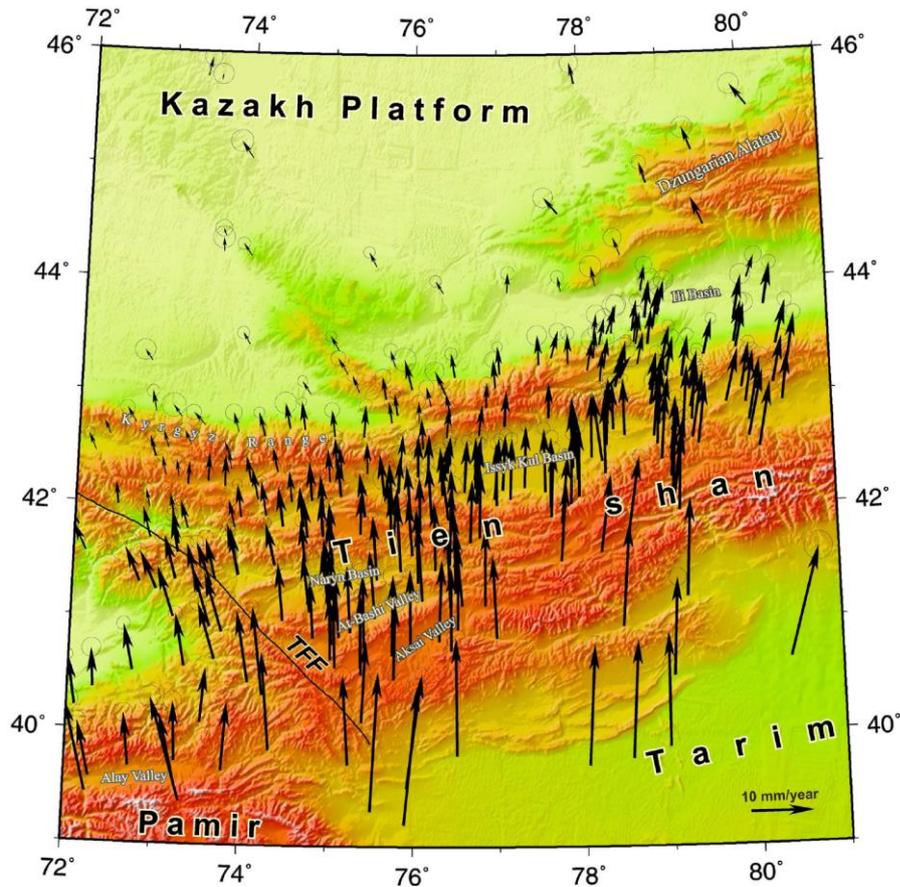


Рисунок 2.51 – Карта GPS скоростей смещения Тянь-Шаня относительно Евразии (Zubovich et al., 2010). Эллипсами показаны ошибки измерений в 95%-м доверительном интервале

Многие разломы являются активными сейсмогенерирующими структурами. С ними связаны сильные землетрясения исторического и инструментального периодов наблюдений (рисунок 2.52, 2.53). Только в северном Тянь-Шане на рубеже XIX и XX столетий произошла уникальная серия сейсмических катастроф: Беловодское (02.08.1885; $M = 7.0$; $I_0 = 9-10$ баллов), Верненское (08.06.1887; $M = 7.3$; $I_0 = 9-10$ баллов), Чиликское (11.07.1889; $M = 8.3$; $I_0 = 10$ баллов) и Кеминское (Кебинское) (03.01.1911; $M_w = 7.8$; $I_0 = 10-11$ баллов). Дополняют эту серию Кемино-Чуйское (20.06.1938; $M = 6.9$; $I_0 = 8-9$ баллов), Чаткальское (02.11.1946; $M = 7.5$; $I_0 = 9-10$ баллов), Джаланаш-Тюпское (24.03.1978; $M = 7$; $I_0 = 8-9$ баллов), Чон-Байсоорунское (12.11.1990; $M = 6.4$; $I_0 = 8$ баллов), Суусамырское (18.08.1992; $M = 7.3$; $I_0 = 9-10$ баллов) землетрясения (Кондорская, Шебалин, 1977; Богачкин и др., 1997; Джанузаков и др., 2003;

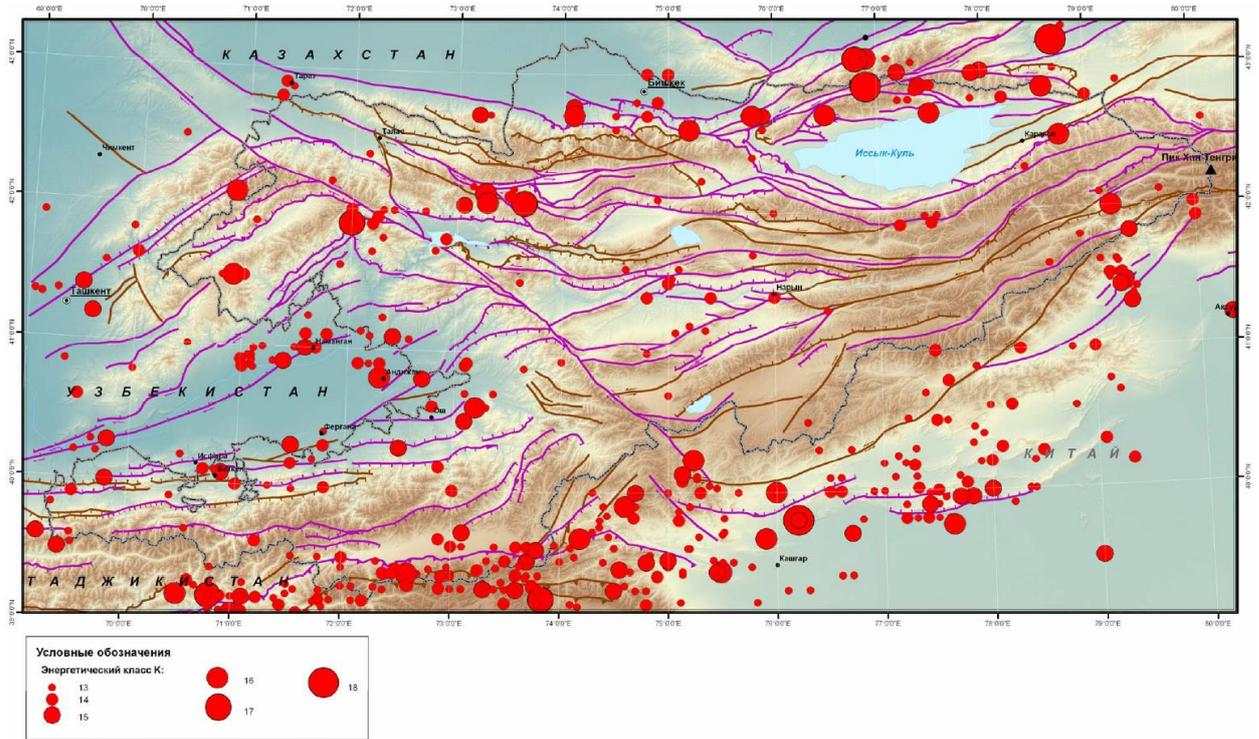


Рисунок 2.52 – Карта эпицентров сильных землетрясений в Центральном Тянь-Шане с $M \geq 5$ ($K \geq 13$, $I_0 \geq 5-6$ баллов) с исторических времен по 2008 г. (Кальметьева и др., 2009)

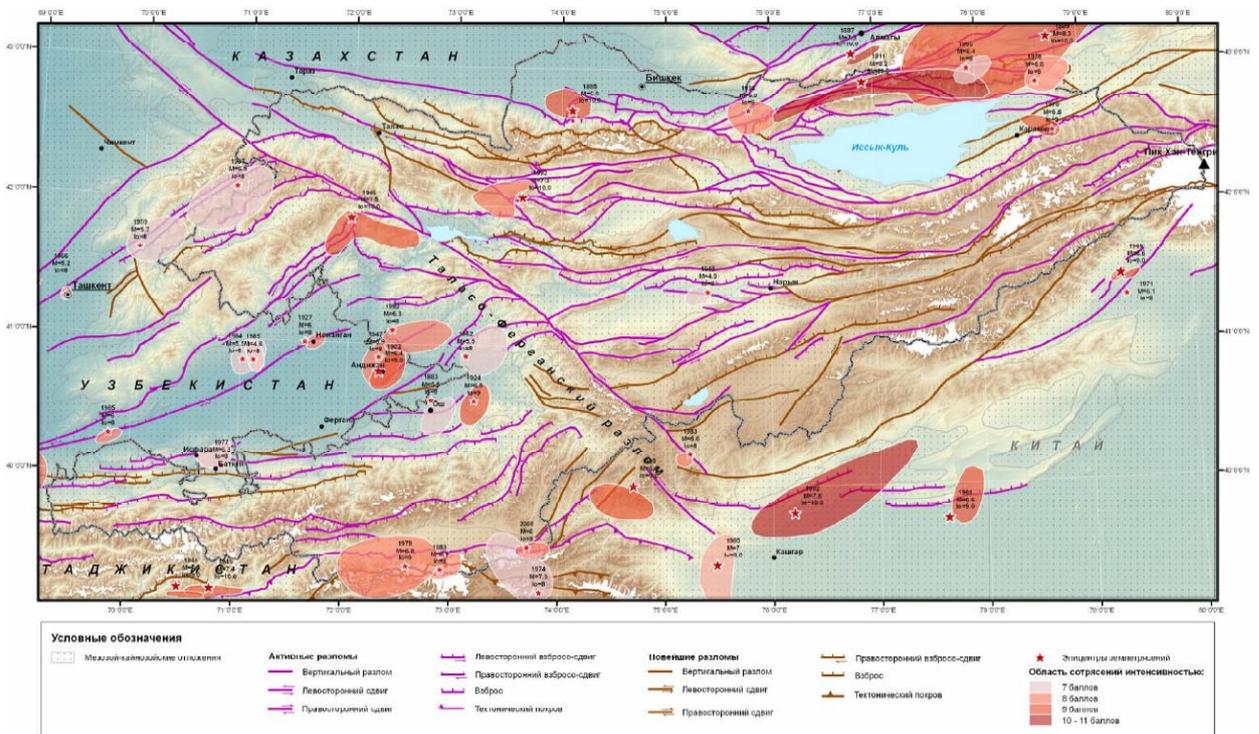


Рисунок 2.53 – Схема очаговых зон разрушительных землетрясений в Центральном Тянь-Шане) с исторических времен по 2008 г. (Кальметьева и др., 2009)

Кальметьева и др., 2009; Ghose et al., 1997; Mellors et al., 1997). Полученные направления и величины сейсмоструктурных деформаций хорошо согласуются с данными GPS геодезии (Тычков и др., 2008; Molnar and Ghose, 2000). Палеосейсмологические и археосейсмологические исследования в северной части Центрального Тянь-Шаня позволили выявить первичные и вторичные сейсмодислокации древних сильных землетрясений плейстоцена–голоцена со сравнимыми магнитудами и эффектами на дневной поверхности (Корженков и др., 2011, 2016; Деев, Корженков, 2016; Деев и др., 2016; Thompson et al., 2002; Bowman et al., 2004b; Korzhenkov et al., 2003, 2012; Campbell et al., 2013, 2015; Korzhenkov, Deev, 2017).

Иссык-Кульская впадина – одна из крупнейших внутригорных впадин Северного Тянь-Шаня (см. рисунок 2.49). Ее длина достигает 250 км, ширина – 80 км. В пределах котловины расположено озеро Иссык-Куль с максимальной глубиной 668 м (De Batist et al., 2002). Впадина выполнена кайнозойскими отложениями мощностью почти 5000 м (Чедия, 1986; Фортуна, 1993). С юга Иссык-Кульская впадина ограничена Терской хребтом (Терской-Ала-Тоо), максимальная высота которого составляет 5281 м, с севера – Кунгейским (Кунгей-Ала-Тоо) с высотами до 4760 м. С учетом высот горных хребтов, мощностей кайнозойских отложений в центральной части Иссык-Кульской впадины и глубины Иссык-Куля амплитуда вертикальных кайнозойских движений в Прииссыккулье составила около 10 км (Deev et al., 2018a).

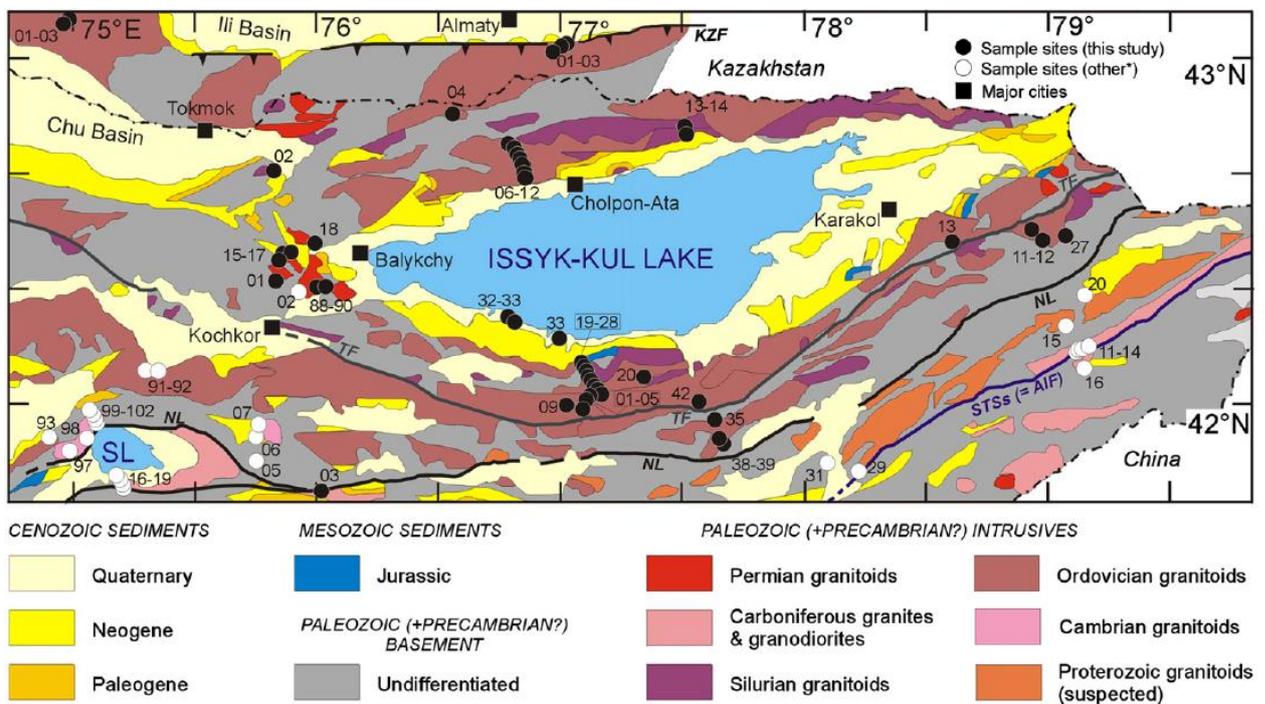
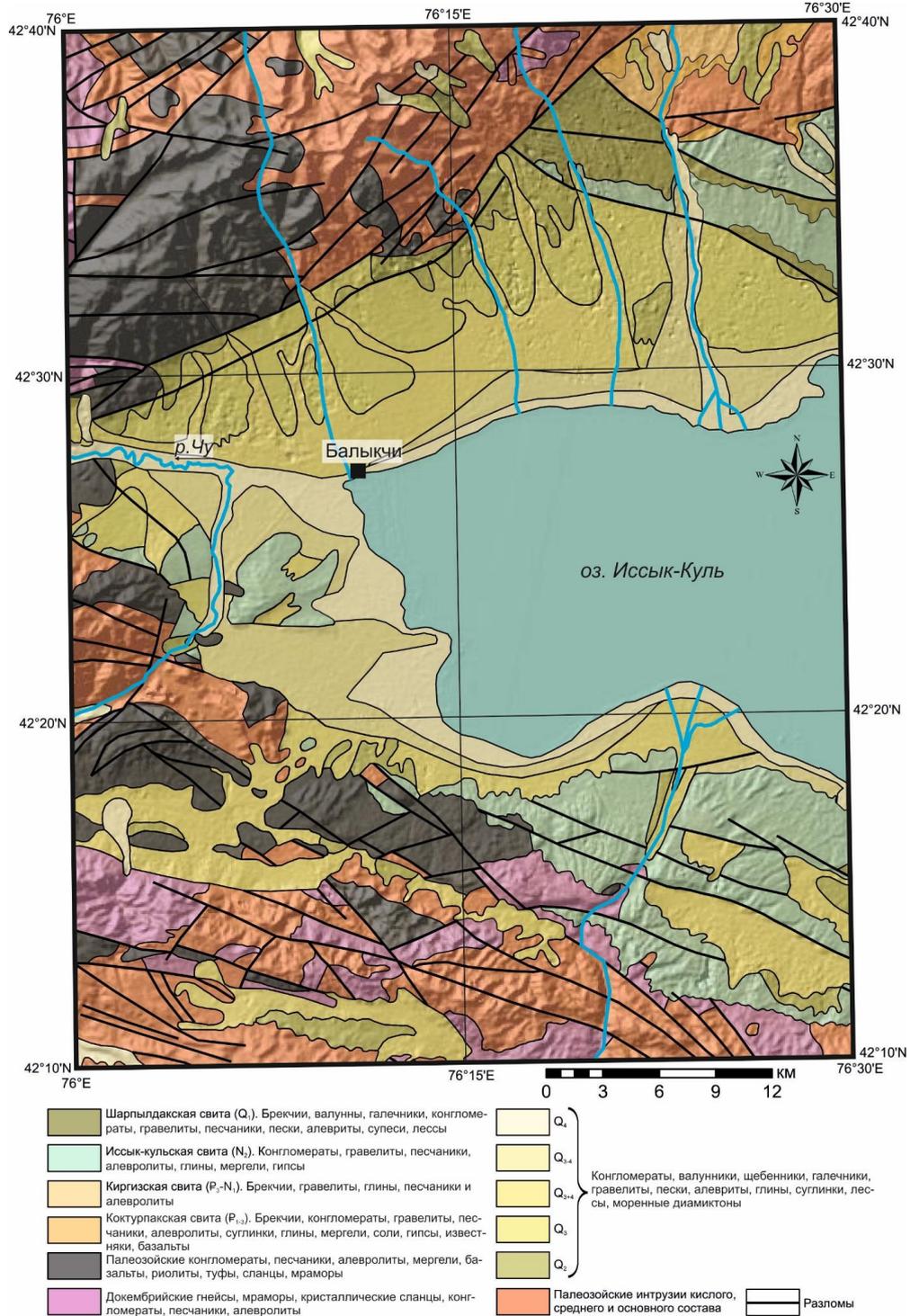


Рисунок 2.54 – Схематическая геологическая карта района Иссык-Кульской впадины (De Grave et al., 2013)

Докайнозойский фундамент Иссык-Кульской впадины и обрамляющие хребты (рисунок 2.54, 2.55) представлены докембрийскими и палеозойскими метаморфическими,

вулканогенными и осадочными комплексами, которые прорваны палеозойскими интрузиями основного, среднего и кислого состава. Он был окончательно сформирован в результате позднепалеозойских аккреционно-коллизонных событий (Буртаман, 2012б). После их завершения, начиная с перми, на территории Тянь-Шаня установился платформенный режим развития с денудацией горной страны и формированием обширного пенеплена.



Составлена Е.В.Деевым и И.В.Туровой по (Геологическая карта..., 1968) с изменениями

Рисунок 2.55 – Геологическое строение западной части Иссык-Кульской впадины

Деформации позднепалеозойско–мелового пенеппена в Прииссыккулье начались уже во время накопления коктурпакской свиты, которая в районе исследований обнажается небольшими фрагментами к северу и к югу от озерной ванны Иссык-Куля (рисунок 2.54, 2.55). В ее составе преобладают мелкозернистые отложения: красные, бурые, малиновые щебенчатые глины и суглинки с присутствием солей и гипса, маломощные слои и линзы белесых известняков и мергелей. В окраинных частях впадины к ним добавляются аллювиально-пролювиальных красные, розовые и серые алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты и брекчии. Мощность свиты может достигать 70 м, а ее возраст находится в широком интервале позднего мела – позднего палеогена (Сидоренко, 1972; Григина, Фортуна, 1981; Корженков, Фортуна, 2002). В нижней части свиты присутствуют пачки базальтов мощностью до 20 м с $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастaми 53 ± 1 млн лет (Sobel and Arnaud, 2000), $60,5\pm 0,7$ и $60,7\pm 0,8$ млн лет (Симонов и др., 2008).

В эпоху аккумуляции позднеолигоцен–миоценовой киргизской свиты произошли существенные изменения физико-географических и ландшафтных обстановок региона. Начался орогенический этап развития Тянь-Шаня, вызвавший дифференциацию вертикальных движений земной коры и накопление внутригорной молассы (рисунок 2.56). В западной части Иссык-Кульской впадины (рисунок 2.55) киргизская свита представлена 80-метровой толщей кирпично-красных брекчий и гравелитов. К востоку в составе свиты появляются кирпично-красные, буровато-розовые и малиновые отложения, представленные глинами, чередующимися с конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами, а мощность достигает 1400 м (Сидоренко, 1972).

Миоцен–плиоцен характеризуются дальнейшим усилением орогенических процессов в северном Тянь-Шане, которые привели к отложению в западной части Иссык-Кульской впадины одноименной свиты, в состав которой входят пролювиально-аллювиальные и озерные образования (см. рисунок 2.55). Ее нижняя часть (до 400 м) представлена серыми и буровато-серыми конгломератами и гравелитами с прослоями светло-коричневых и коричневых песчаников, алевролитов. В средней части (до 900 м) чередуются желтые, палевые, бурые, серые, зеленовато-серые разномзернистые полимиктовые песчаники и глины. Присутствуют прослои и линзы конгломератов, мергелей, гипса. Верхняя часть (до 300 м) сложена пестроцветными глинами, алевролитами, чередующимися с мергелями и среднезернистыми песчаниками (Сидоренко, 1972). В центральной части впадины доминируют озерные глины и алевролиты мощностью до 3000 м (Фортуна, 1993). Верхняя возрастная граница киргизской свиты может подниматься до 1.8 млн лет (Додонов, 2002).

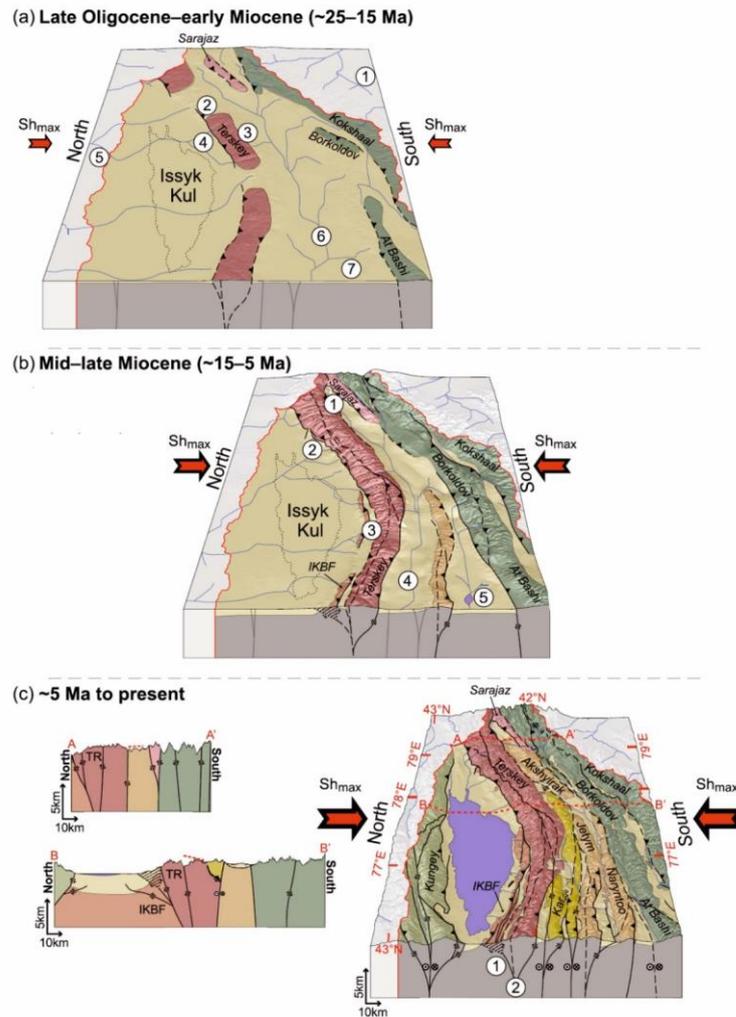
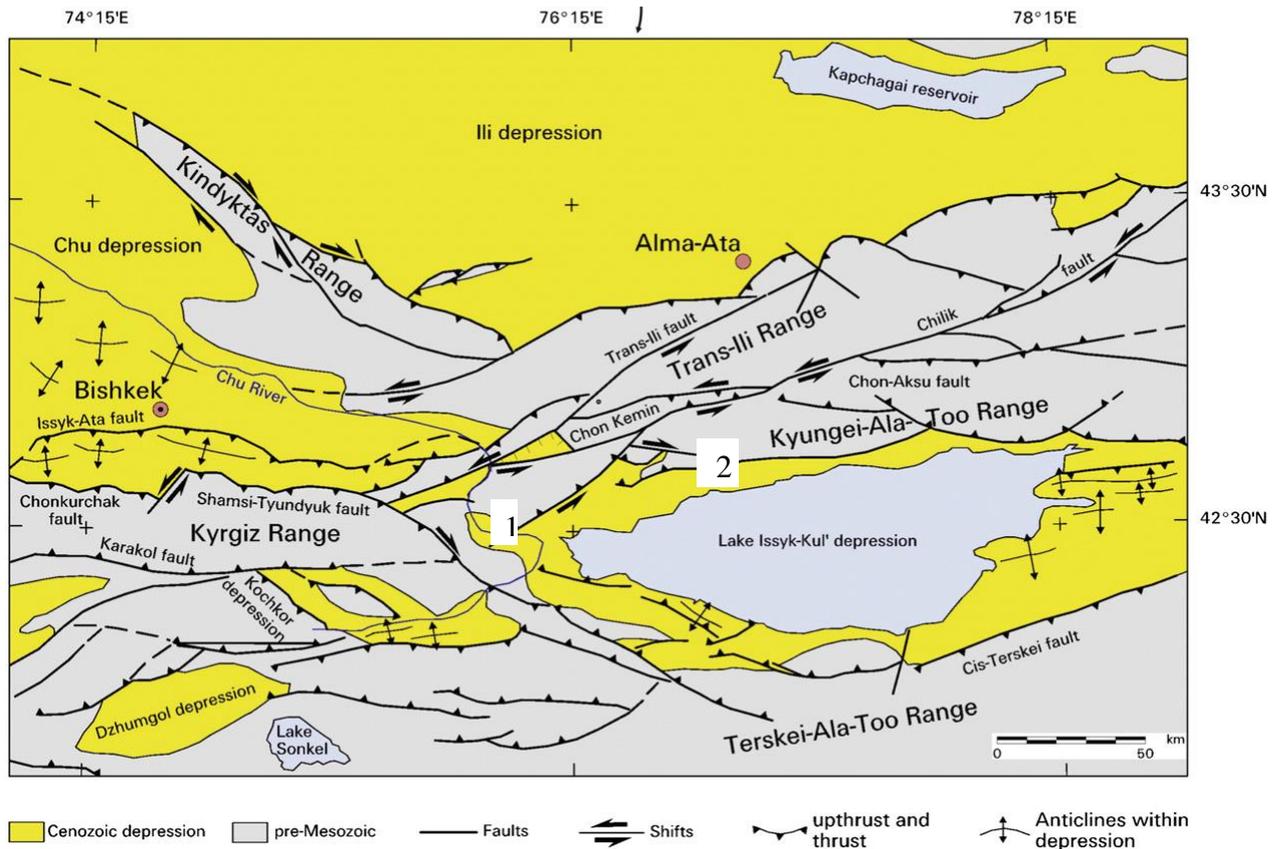


Рисунок 2.56 – Модель формирования неотектонической структуры Прииссыккуля, по (Macaulay et al., 2014) с упрощениями

С этого рубежа в Прииссыккуле наступает этап максимальной активизации кайнозойских тектонических движений. Соответствующий комплекс внутригорной молассы выделяется в шарпылдакскую свиту. Это преимущественно сероцветная грубообломочная толща аллювиально-пролювиального генезиса. Она сложена крупнообломочными брекчиями, валунными и галечными конгломератами, гравелитами с включением слоев и линз песчаников, песков, алевритов и супесей. Вверх по разрезу размер обломков увеличивается, а окатанность уменьшается. Появляются прослой лессов. Мощность шарпылдакской свиты достигает 200–400 м, а ее верхняя граница находится на уровне 0.8 млн лет (Сидоренко, 1972; Додонов, 2002; Трифонов и др., 2008).

Среднеплейстоцен–голоценовые отложения (рисунок 2.55) мощностью до нескольких сотен метров надстраивают шарпылдакский комплекс. В их составе, помимо пролювиально-аллювиальных и озерных фаций, значительную роль играют ледниковые, водно-ледниковые и эоловые образования.

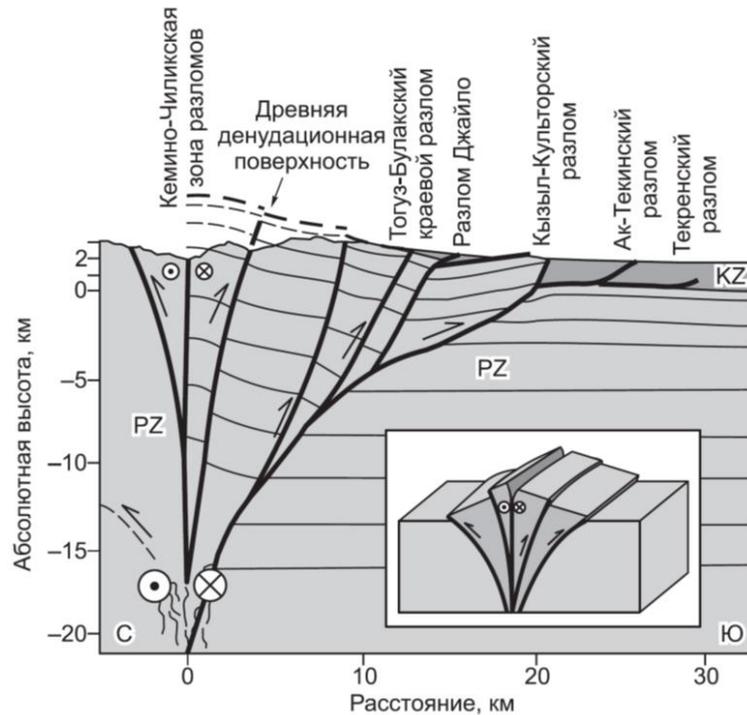


1 – Тогуз-Булакский разлом, 2 – Культорский разлом

Рисунок 2.57 – Неотектоническая структура Иссyk-Кульской впадины, Кунгейского хребта и восточной части Чуйской впадины, по (Delvaux et al., 2001)

Сочленение Кунгейского хребта и Иссyk-Кульской впадины происходит по эшелонированно надстраивающим друг друга Тогуз-Булакскому, Культорскому, Аксуйскому и Талды-Булакскому краевым разломам (рисунок 2.57). Согласно (Selander et al., 2012) эта зона имеет более сложное строение и может быть описана как “flower structure” (см. рисунок 2.56, рисунок 2.58). Модель предполагает, что косо ориентированные к основному субмеридиональному направлению сжатия Чилико-Кеминские разломы левосдвиговой кинематики генерируют систему крутых на глубине и выполаживающихся к дневной поверхности листрических взбросо-надвигов и взбросо-сдвигов. Развитие каждого нового разлома к югу от предыдущего обеспечивает рост Кунгейского хребта и последовательное вовлечение новых участков предгорного аллювиально-пролювиального шлейфа Иссyk-Кульской впадины в поднятие. Деформации вдоль активных разломов сопровождаются формированием локальных антиклиналей и синклиналей, разломных уступов, вдоль которых фиксируются вертикальные и горизонтальные смещения плейстоцен–голоценовых аккумулятивных и эрозионных форм рельефа (Korzhnikov, 2000; Bowman et al., 2004b; Korzhnikov et al., 2007, 2011; Selander et al., 2012; Deev et al., 2018a). Скорости

позднечетвертичных сдвиговых смещений по разломам составляют до 1.5 мм/год, вертикальных – до 0.37 мм/год (Selander et al., 2012).



Показаны только главные структуры. Во врезке: схематическая блок-диаграмма "цветочной" структуры с листрическими надвигами, сливающимися на глубине в зону магистрального сдвига

Рисунок 2.58 – Сбалансированный разрез по долине р. Тору-Айгыр, по (Selander, 2008) с изменениями А.М.Корженкова

Формирование большинства разломных уступов в этой зоне связано с сейсмогенными подвижками при сильных древних землетрясениях. Средневековые землетрясения зафиксированы в 500 г., в конце VII века, в конце IX века (Джанузаков и др., 2003; Корженков и др., 2011). С зоной Южного Чилико-Кеминского разлома связана сильнейшая сейсмогенная катастрофа – Кеминское (Кебинское) землетрясение (03.01.1911; $M_w = 7.8$; $I_0 = 10-11$).

Подобно северу строятся взаимоотношения Иссык-Кульской впадины и Терской хребта (см. рисунок 2.56). Левосдвиговые движения вдоль Центрально-Терской разлома обеспечивают формирование цветочной структуры Терской хребта. В результате хребет активно надвигается на впадину по Предтерской зоне разломов. В тоже время, в пределах вовлекаемой в деформации предгорной равнины, формируется ряд передовых хребтов –

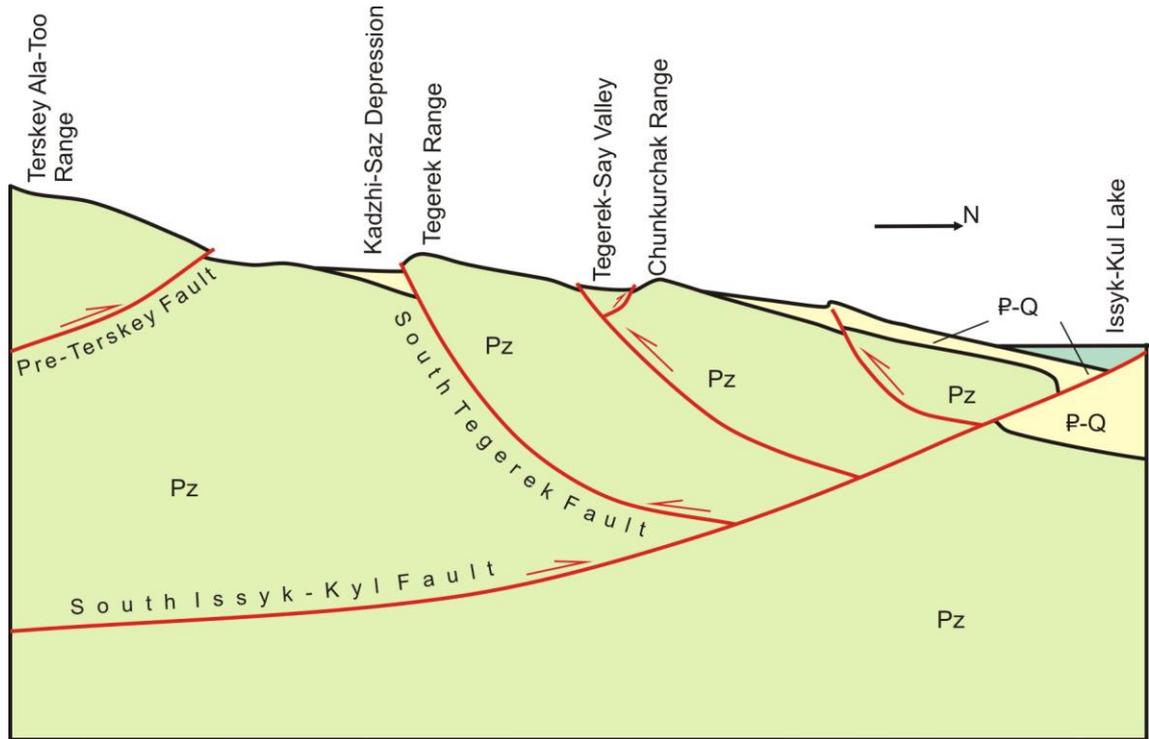


Рисунок 2.59 – Модель неотектонической структуры Южного Прииссыккуля (Korzhenkov, Deev (2017) на основе (Burgette, 2008) с изменениями)

адыров. Возникновение этих хребтов обусловлено противоположными движениями по падающим на север взбросам (Чедия, 1986, Корженков, 1987, 2006; Buslov et al., 2003; Korzhenkov et al., 2006b; Delvaux et al., 2013; Macaulay et al., 2013, 2014; Korzhenkov, Deev, 2017). R.J. Burgette (2008) объяснил этот парадокс существованием помимо Предтерскейского разлома еще одного разлома взбросов-надвиговой кинематики, проходящего вдоль южного побережья озера Иссык-Куль (Южно-Иссыккульский разлом на рисунке 2.59). Оперяющие к Южно-Иссыккульскому разлому взбросы с северным падением отвечают за формирование адыров и возникновение между ними и Терскейским хребтом мелких рамповых и полурамповых впадин.

2.4. Основные выводы о структуре кайнозойских впадин Горного Алтая и Северного Тянь-Шаня

Чуйская, Курайская и Уймонская впадина в Горном Алтае, а также Иссык-Кульская впадина в северном Тянь-Шане в настоящее время развиваются в компрессионном или транспрессионном режиме в условиях субмеридионального горизонтального сжатия. Они являются рамповыми или полурамповыми бассейнами. Впадины ограниченными активными взбросо-надвиговыми структурами, по которым растущие горные хребты надвигаются на отложения впадин, вовлекая в поднятия их прибортовые части. Подводя итоги анализа рассмотренных впадин, отметим наиболее важные моменты и полученные результаты.

1. Геоэлектрическими исследованиями впервые установлена мощность осадочного выполнения Уймонской впадины, которая может достигать на отдельных участках 850–1500 м. Полученные данные ставят Уймонскую впадину в один ряд с Курайской и Чуйской впадинами, в краевых частях которых мощность осадочного выполнения может достигать 1600 и 1200 м соответственно.

2. Параметрические исследования методами ВЭЗ и ЗС на хорошо исследованных геологических объектах позволили определить геоэлектрические характеристики всего кайнозойского разреза Чуйской впадины. Экстраполяция этих данных на Курайскую и Уймонскую впадины, с учетом материалов бурения и изучения геологических разрезов, показала, что все три впадины характеризуются сходной структурой. Их осадочное выполнение разделяется на два литологических комплекса, обладающих существенно разными величинами УЭС и соответствующих различным этапам развития впадин. Нижний, низкоомный комплекс, сопоставлен с палеоген–неогеновыми существенно глинистыми озерным отложениями, накапливавшимися в условиях относительно небольшого вертикального расчленения рельефа. Наличие наиболее прогнутых зон в краевых частях Чуйской и Курайской впадин свидетельствует о том, что в это время бассейны развивались в обстановке растяжения или транстенсии. Смена фациального состава отложений во впадинах отражает резкую активизацию горообразовательных процессов с начала четвертичного периода и развитие оледенений в пределах Горного Алтая. Этому этапу соответствует высокоомный комплекс существенно грубообломочных отложений. Впадины развиваются как рамповые и полурамповые бассейны, у которых наиболее контрастные структуры надвигания горного обрамления на осадочное выполнение фиксируются вдоль северных бортов. Поэтому ограничивающие впадины с севера активные разломы Курайской зоны и Южно-Теректинский разлом являются перспективными объектами для палеосейсмологических исследований.

3. Иссык-Кульская впадина имеет сходную с впадинами Горного Алтая историю развития и является их более масштабным аналогом. Зоны ее сочленения с окружающими хребтами представляют собой структуры типа “flower structure”. По активным разломам, входящим в структуру этих зон, хребты надвигаются на осадочное выполнение впадины. В дополнение к ним в южном Прииссыккулье присутствует ряд активных взбросов с северным падением, отвечающих за формирование адыров и возникновение между ними и Терской хребтом более мелких рамповых и полурамповых впадин. Присутствующие вдоль зон активных разломов Иссык-Кульской впадины многочисленные первичные и вторичные палеосейсмодислокации не оставляют сомнений в перспективности изучения этих разломов методами палеосейсмологии и археосейсмологии.

Глава 3. ВЫЯВЛЕНИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВ ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ПРЕДЕЛАХ ВНУТРИГОРНЫХ ВПАДИН ГОРНОГО АЛТАЯ

3.1. Палеосейсмодислокации в системе Чуйской и Курайской впадин

Юго-Восточный Алтай, в структуру которого входят Чуйская и Курайская впадины, является базовым регионом палеосейсмологических исследований в Горном Алтае. Многочисленные выявленные здесь голоценовые сейсмогравитационные структуры не оставляли сомнений в его высокой сейсмической активности, проявлявшейся в относительно недалеком геологическом прошлом. Размеры сейсмогравитационных структур позволили оценить интенсивности голоценовых землетрясений до 9 баллов (Девяткин, 1965; Бутвиловский, 1993; Рогожин и др., 1998, 1999, 2008; Буслов и др., 1999; Рогожин, Платонова, 2002; Новиков, 2004; Деев и др., 2006, 2012б; Агатова и др., 2006; Непоп, Агатова, 2008; Rogozhin et al., 1998; Agatova et al., 2014). В процессе палеосейсмологических исследований установлено, что палеоземлетрясения возникали в пределах Чуйской и Курайской впадин, а также обрамляющих их Северо- и Южно-Чуйского хребтов. Они сопровождались выходом очагов на поверхность с образованием систем поверхностных разрывов северо-западной и субширотной ориентировки. Первичные и вторичные палеосейсмодислокации распространялись на площади до 2000–2500 км². Было определено, что за последние 8500 лет в регионе произошло восемь землетрясений с $M = 7.0–8.0$: 230–300, 1100, 1700, 2300, 3500, 4500, 5200 и 8500 лет назад. Период повторяемости в среднем составил 1400 лет между землетрясениями с магнитудой около 7.0 и 2100 лет между событиями с магнитудой около 7.5 (Рогожин, Платонова, 2002; Рогожин и др., 2008; Рогожин, 2012).

Авторские исследования последних лет позволили существенно уточнить палеосейсмичность Курайской зоны разломов, ограничивающей впадины с севера, а также выявить многочисленные вторичные палеосейсмодислокации (сейсмиды) в разрезах четвертичных отложений. Ниже приводится обобщение результатов этих работ.

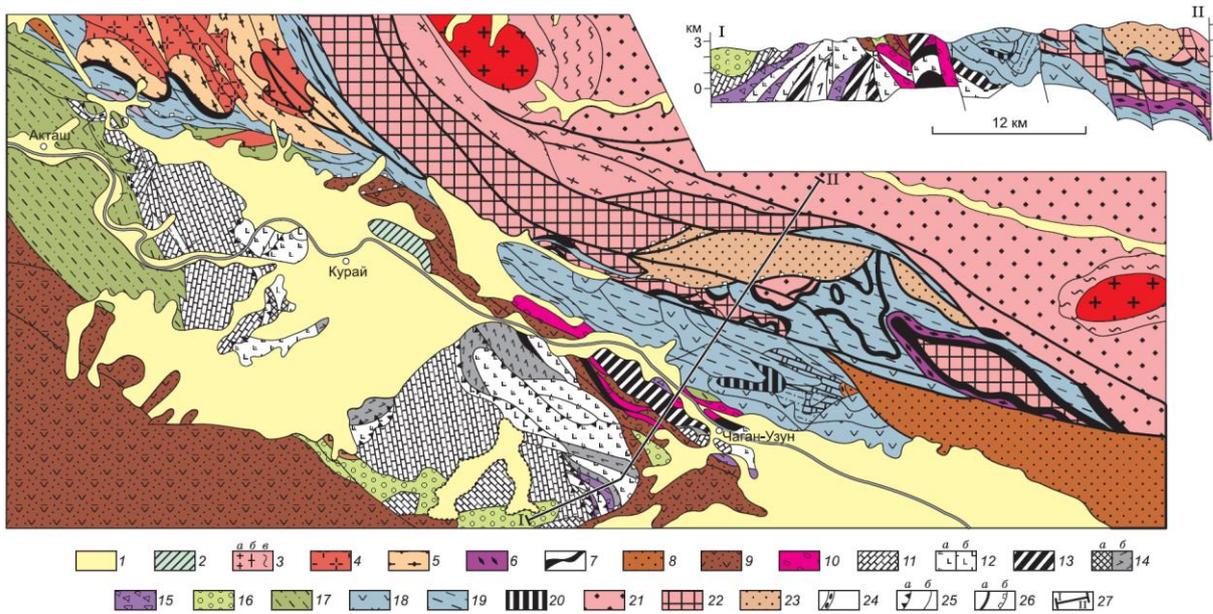
3.1.1. Тренчинговые исследования поверхностных разрывов палеоземлетрясений в Курайской зоне разломов

В докайнозойском структурном плане Курайская зона разломов представляет собой субширотную структуру шириной до 20 км, которая состоит из субпараллельных сложно разветвляющихся разломов. Она протягивается с востока на запад на 130 км, после чего

изгибается и разветвляется на Кадринский северо-западной ориентировки и Телецко-Курайский субмеридиональной ориентировки разломы (Deev et al., 2017). Эта зона разделяет два крупных террейна и имеет длительную историю формирования (рисунок 3.1). Некоторые входящие в Курайскую зону разломы возникли еще на стадии развития Кузнецко-Алтайской островодужной системы Палеоазиатского океана и ее дальнейшей аккреции с Сибирским кратоном в позднем докембрии – раннем ордовике и рассматриваются как сегмент протяженной сутуры (Туркин, Федак, 2008; Федак и др., 2011; Буслов и др., 2013; Buslov et al., 2002; Glorie et al., 2011a).

Усложнение структуры разломной зоны произошло в ходе тектонической эволюции континентальной коры Горного Алтая в палеозое и мезозое (Добрецов и др., 1995; Чиков и др., 2008; Буслов, 2011; Dobretsov et al., 1996; Chikov et al., 2012; Федак и др., 2011; Glorie et al., 2011a, 2012). В девоне разломы Курайской зоны ограничивали окраинные впадины активной Алтайской континентальной окраины Сибирского континента, выполненные вулканогенно-осадочными образованиями (Туркин, Федак, 2008; Федак и др., 2011). В позднем палеозое и мезозое в пределах зоны доминировали левосдвиговые и сдвигово-надвиговые перемещений (как отражение коллизии Казахского и Сибирского континентальных блоков и иных отдаленных коллизионных процессов) (Буслов, 2011; Буслов и др., 2013; Glorie et al., 2012). К-Аг и Аг-Аг возраста в интервале 338-321 млн лет следов синкинематических тектонитов указывают на каменноугольные подвижки по разломам (Буслов и др., 2013). Движения по разломам привели к формированию приразломных грабен, которые выполнены каменноугольной и нижнеюрской сероцветной континентальной угленосной молассой: аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты с прослоями углистых аргиллитов и каменного угля (Туркин, Федак, 2008; Федак и др., 2011). С обстановками растяжения при позднепалеозойско-мезозойских подвижках вдоль Курайской зоны разломов связаны дайки терехтинского габбро-долеритового (P₂-T₁) и Чуйского лампрофирового (J₁) комплексов (Шокальский и др., 2000; Федак и др., 2011). С основными разломами этой зоны ассоциируют многочисленные системы субпараллельных и оперяющих разрывов, зоны трещиноватости, офиолиты, серпентинитовый меланж, динамометаморфические породы (Буслов, 2011; Федак и др., 2011; Буслов и др., 2013; Buslov et al., 2002).

На западном окончании Курайской зоны входящие в нее разломы являются рудоконтролирующими структурами. Здесь расположен ряд киноварных рудопроявлений, а также одно из крупнейших ртутных месторождений СССР – Акташское, разработка которого в настоящее время остановлена в связи с истощением запасов. Рудопроявления киновари приурочены к зонам крупных разломов, размещаясь в сопровождающих и оперяющих их

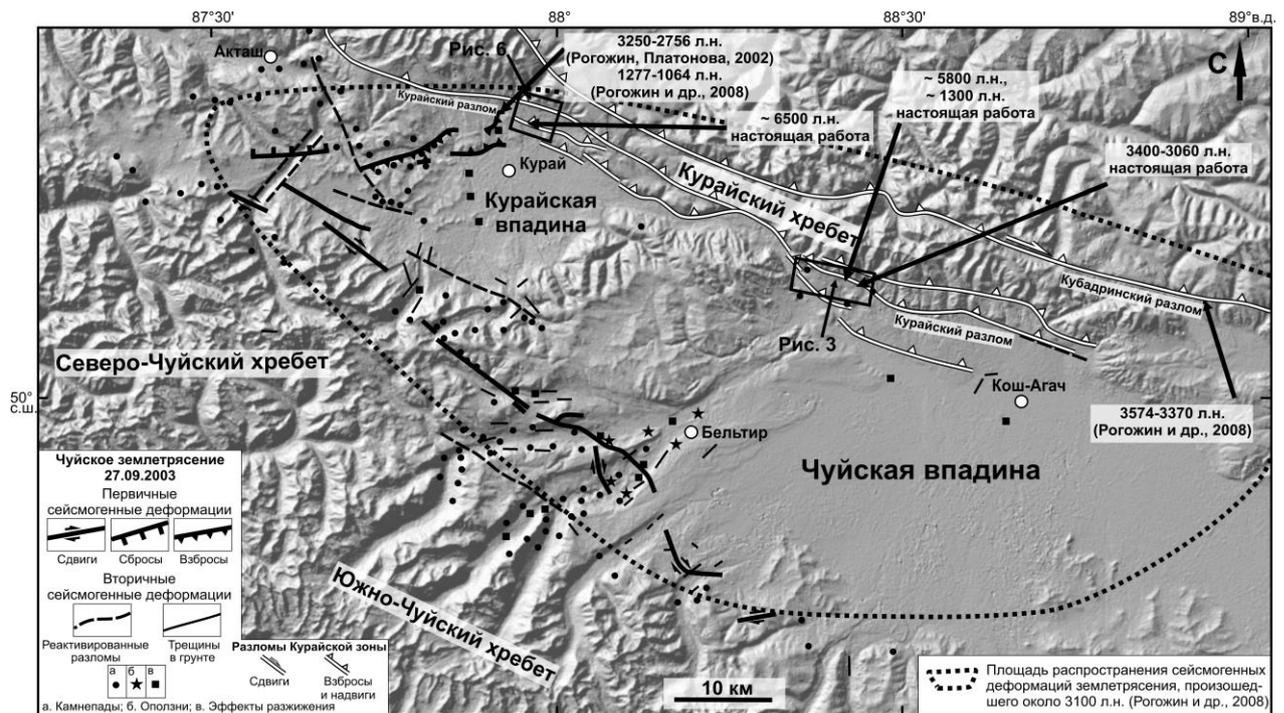


1 – кайнозойские отложения Курайской и Чуйской впадин; 2 – позднекаменноугольная угленосная моласса; 3 – каменноугольно-пермский зональный комплекс: *a* – двухслюдяные граниты, *б* – гранат-силлиманит-кордиеритовая и *в* – биотитовая метаморфические зоны; 4 – силурийско-раннедевонские гранитоиды; 5–7 – Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянская сутурно-сдвиговая зона: 5 – зеленые сланцы (метабазальты и метатурбидиты), 6 – голубые сланцы (метабазальты), 7 – серпентинитовый меланж с блоками габбро-ультрабазитов и базальтов; 8 – средне-позднедевонские турбидиты; 9 – ранне-среднедевонские вулканогенно-осадочные породы активной окраины; 10–15 – салаирский аккреционно-коллизийный комплекс: 10 – кембрийские турбидиты, 11 – карбонатные породы палеоокеанического острова, 12 – вендские вулканиты палеоокеанического острова (*a*) и океанического дна (*б*), 13 – перидотиты Чаган-Узунского офиолитового массива, серпентинитовые меланжи с блоками вендских эклогитов, 14 – вендские гранатовые амфиболиты (*a*) и барруазит-актинолитовые сланцы (*б*), 15 – поздневендская олистострома; 16, 17 – Ануйско-Чуйский преддуговой прогиб: 16 – олистостромово-брекчиевые породы краевой части, 17 – флиш; 18–20 – позднекембрийско-раннекембрийская Кузнецко-Алтайская островная дуга: 18 – вулканогенные породы, 19 – карбонатно-терригенные породы, 20 – ранне-среднекембрийские габбро-пироксениты; 21 – верхнекембрийско-раннепалеозойские турбидиты Алтае-Монгольского террейна; 22 – позднесилурийско-среднедевонские гранитоиды и кристаллические сланцы курайского комплекса; 23 – средне-позднедевонские базальт-риолитовые эффузивы и терригенно-карбонатные породы; 24 – несогласная стратиграфическая граница с базальными конгломератами; 25 – надвиги: *a* – раннекембрийские, *б* – позднедевонско-раннекаменноугольные; 26 – позднекаменноугольно-пермские сдвиги (*a*) и надвиги (*б*), 27 – линия разреза

Рисунок 3.1 – Геолого-геодинамическая схема Курайской зоны юго-восточной части Горного Алтая, по (Буслов и др., 2013)

разрывах и трещинах. Наиболее благоприятными для размещения оруденения являются участки интенсивной трещиноватости или пологопадающие разломы, которые сами служат экранами для рудных тел, либо в качестве экранов выступают их висячие крылья (Алешко и др., 1962; Бондаренко и др., 1968).

На неотектоническом этапе Курайская зона разломов контролирует положение северных активных окраин двух крупных внутригорных впадин – Чуйской и Курайской (рисунок 3.2) (Девяткин, 1965, Дельво и др., 1995; Добрецов и др., 1995; Буслов и др., 1999; Новиков, 2004; Деев и др., 2012в; Неведрова и др., 2014; Delvaux et al., 2013; Deev et al., 2017). В районе Чуйской впадины зона состоит из нескольких субпараллельных разломов, осложняющих строение южного склона Курайского хребта (рисунок 3.3). Наиболее северный из разломов – Кубадринский – прослеживается в 5–10 км к северу от впадины. Кубадринский разлом является взбросом с падением плоскости сместителя на север (Трифонов и др., 2002). Смещения долин временных водотоков указывает на правосторонние смещения по разлому с амплитудой до 200 м (рисунок 3.4).



Показаны возраста первичных палеосейсмодислокаций. Первичные и вторичные деформации Чуйского землетрясения 27.09.2003 г. ($M_s = 7.3$; $I = 8-9$) приведены по (Рогожин и др., 2008; Tatevossian et al., 2009). Область распространения сейсмогенных деформаций землетрясения, произошедшего около 3100 л.н., нанесена по (Рогожин и др., 2008). Карта оттененного рельефа построена с использованием программы GeoMapApp (<http://www.geomapp.org>)

Рисунок 3.2 – Структура Курайской зоны разломов (белые линии), по (Deev et al., 2017)

Расположенные южнее субпараллельные разломы обеспечивают надвигание Курайского хребта на отложения впадины, а также контролируют положение наклонной предгорной равнины и заболоченной поймы р. Чуя. Наиболее контрастно морфологически и в цветовой гамме отложений и пород выражен Курайский разлом, образующий уступ высотой до 200–250 м (рисунок 3.5). По нему во взбросо-надвиговые движения вовлечены не только докайнозойские коренные породы, но и неоген-четвертичные отложения. Активность разлома в четвертичном периоде проявлена в надвигании ниже-среднечетвертичных коллювиальных и пролювиальных отложений на отложения палеогена и неогена с амплитудами до 100–200 м. Как результат, в четвертичных отложениях бекенской и башкаусской свит формируются пологие складки и моноклинали (угол падения до 35–40°). Складки наблюдаются и в палеоген-неогеновых отложениях (Deev et al., 2017).

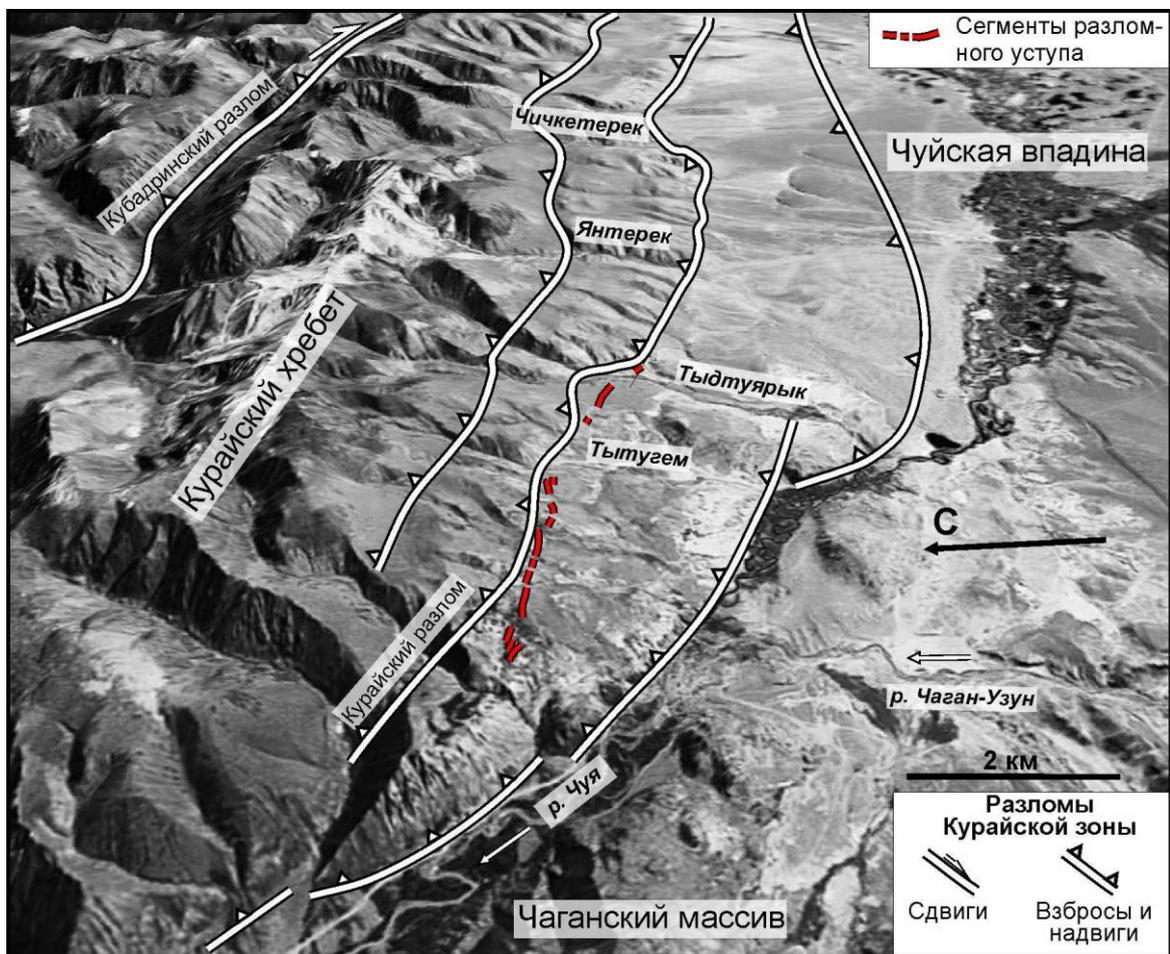
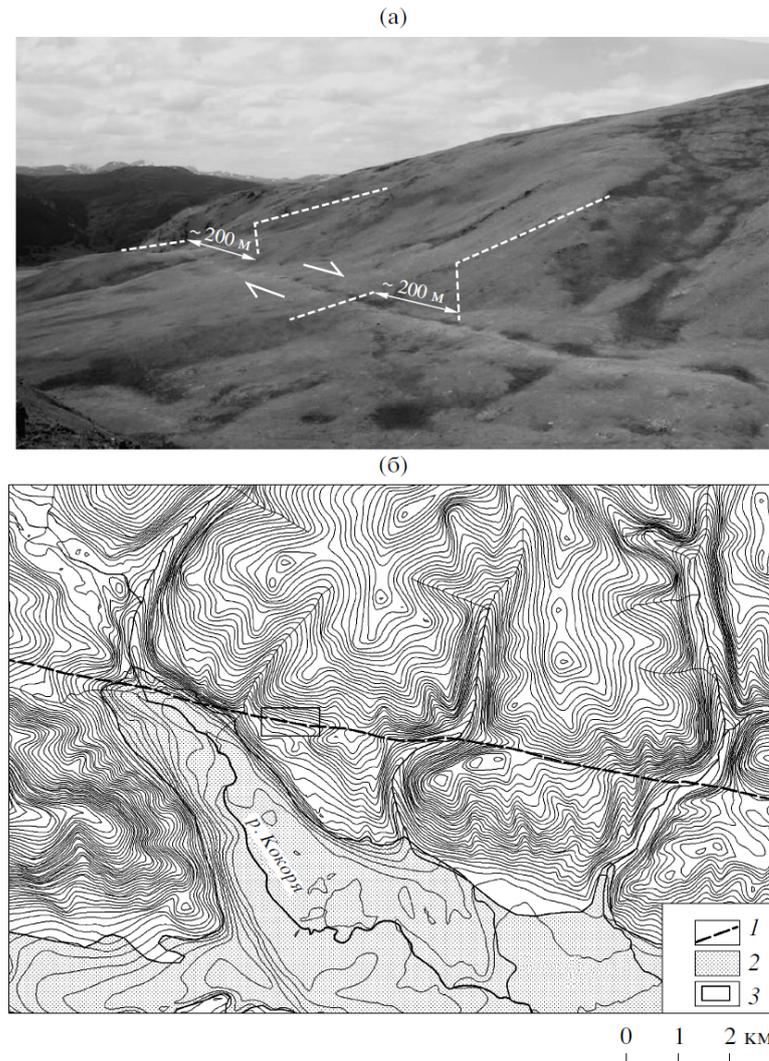


Рисунок 3.3 – Разломы Курайской зоны в районе сочленения северо-западной части Курайской впадины и Курайского хребта, по (Deev et al., 2017)

В районе одноименной впадины Курайская зона разломов представлена несколькими субпараллельными взбросами и надвигами (см. рисунок 3.2), по которым палеозойские породы Курайского хребта надвигаются на впадину (Бондаренко и др., 1968; Неведрова и др., 2014).

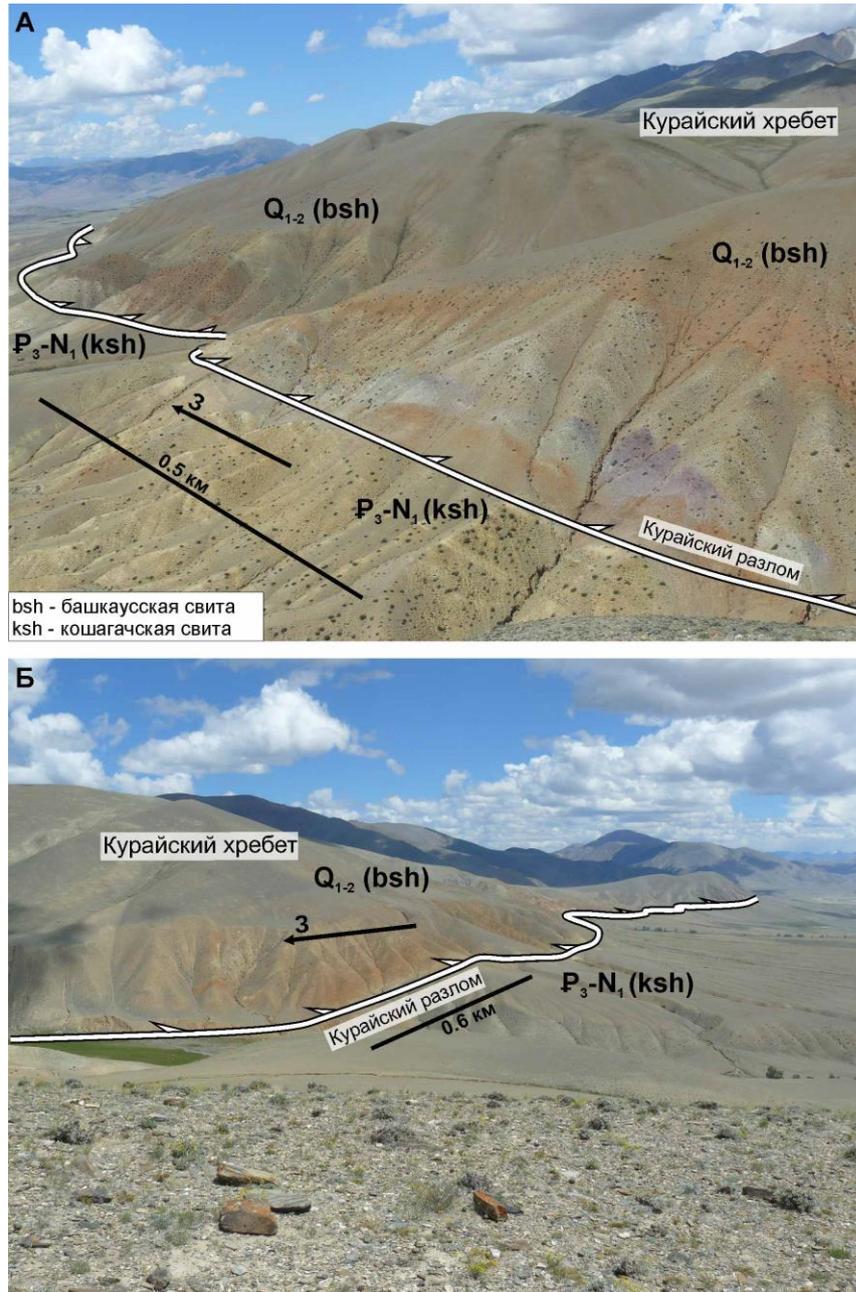
Скважинами и канавами выявлено надвигание палеозойских пород всячего крыла Курайского разлома на неогеновые и четвертичные (в том числе на плейстоценовые морены) отложения Курайской впадины с амплитудой до 200 м (Бондаренко и др., 1968).

За период 1963–2009 гг. Курайская зона разломов проявила себя как относительно слабосейсмичная структура. Вдоль нее зарегистрированы многочисленные землетрясения с $M \leq 5$ (Еманов и др., 2012; Лескова, Еманов, 2013; Adija et al., 2003). На более сильную древнюю сейсмическую активность Курайской зоны разломов указывают обнаруженные здесь первичные сейсмодислокации (Рогожин и др., 2008), а также многочисленные оползни и обвалы (рисунок 3.6), которые могут иметь сейсмогенную природу (Девяткин, 1965; Бутвиловский, 1993; Рогожин и др., 1998, 1999; Буслов и др., 1999; Новиков, 2004; Деев и др., 2006; Зольников и др., 2016; Agatova et al., 2014; Deev et al., 2017).



1 – разлом, 2 – четвертичные ледниковые и водно-ледниковые отложения, 3 – положение фотографии (фрагмент а)

Рисунок 3.4 – Фото (а) и морфологическая схема (б) правостороннего сдвигового смещения по Кубадринскому разлому в верховьях р. Кокоря, по (Рогожин и др., 2008)



А – вид на запад от р. Чичкетерек, по (Deev et al., 2017), Б – вид на восток от р. Чичкетерек
 Рисунок 3.5 – Надвигание нижне-среднечетвертичных отложений башкаусской свиты на верхнепалеоген-нижненеогеновые отложения кошагачской свиты в зоне Курайского разлома

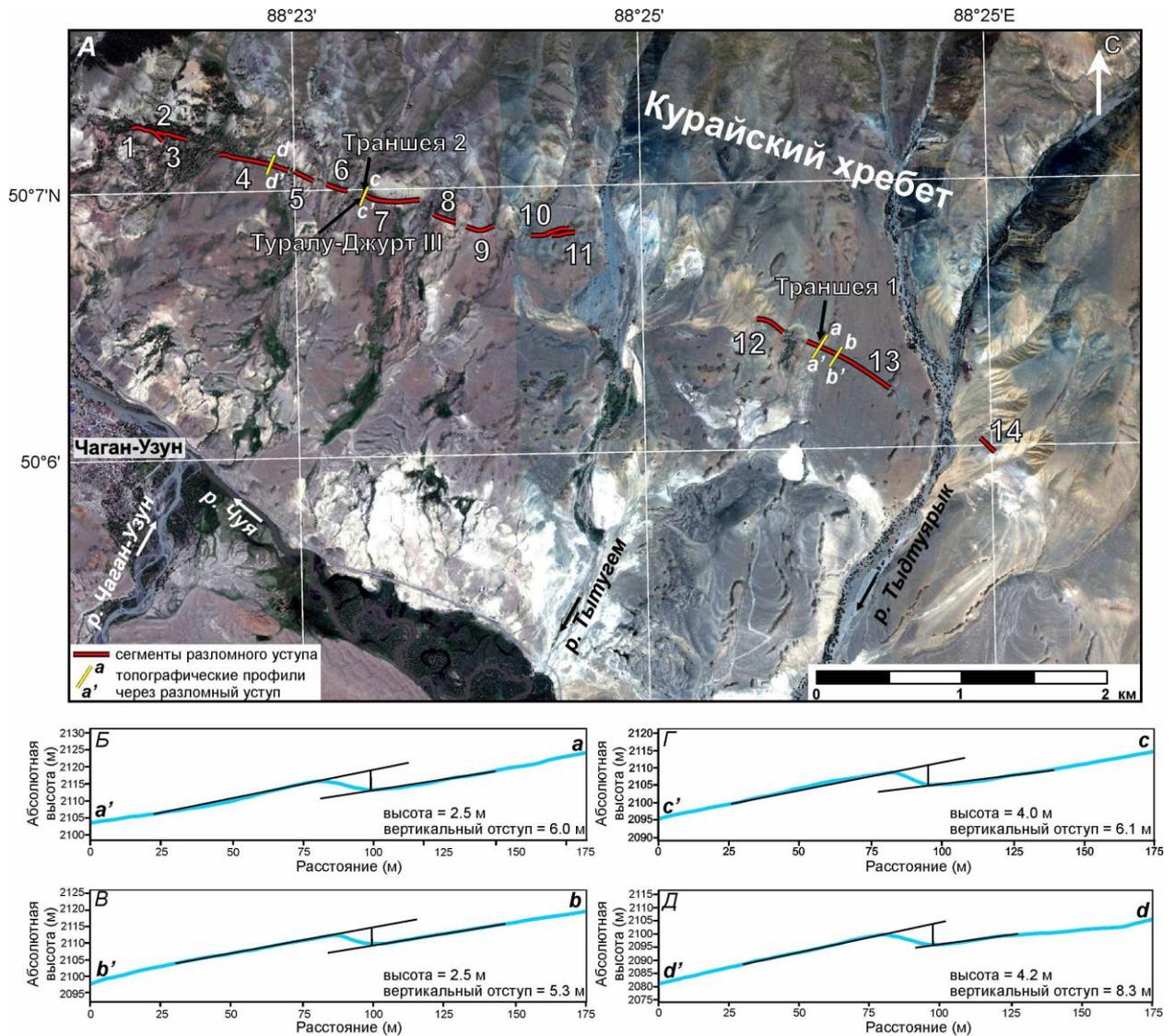
Вдоль Курайского разлома, в северо-западном замыкании Чуйской впадины, нами выявлен ранее неизвестный обратный разломный уступ (висячем крыле находятся отложения, изначально расположенные ниже по склону). Уступ отдельными сегментами протягивается на 6.4 км на запад от долины р. Тыдтуярык (см. рисунок 3.3, рисунок 3.7 А). Всего выявлено 14 сегментов. Сегментация уступа определяется: а) наличием кулисно надстраивающих друг друга разрывов; б) его разрушением оползнями (см. рисунок 3.6 Б) и временными водотоками. Высота уступа в различных сегментах колеблется от 0.5 до 8 м (рисунок 3.7 Б–Д).

Профилирование с использованием GPS показало, что в сегментах 4, 7 и 13 величина вертикального отступа достигает 5.3–8.3 м. Между сегментами 4 и 5, 7 и 8 (нумерация сегментов с запада на восток) зафиксированы выходы подземных источников, что говорит об обводненности разлома (Deev et al., 2017).



А – оползень на склоне Курайского хребта в районе р. Янтерек, затрагивающий отложения башкаусской и кошагачской свит (Деев и др., 2012б); Б – оползень между сегментами 12 и 13, нарушающий целостность обсуждаемого в разделе разломного уступа (Deev et al., 2017); В – оползень на южном склоне Курайского хребта, напротив п. Чаган-Узун; Г, Д – оползни на южном склоне Курайского хребта, к востоку от р. Янтерек; Е – Сукорский оползень-обвал на северном склоне Чаганского массива, напротив р. Куэхтанар (Деев и др., 2012б)

Рисунок 3.6 – Оползни и обвалы вдоль разломов Курайской зоны



В качестве основы использован космоснимок QuickBird (<http://earth.google.com>). Топографические профили через сегменты разломного уступа, выполненные с использованием GPS (Б–Д): профиль $a-a'$ на рисунке 3.7 А (Б); профиль $b-b'$ на рисунке 3.7 А (В); профиль $c-c'$ на рисунке 3.7 А (Г); профиль $d-d'$ на рисунке 3.7 А (Д)

Рисунок 3.7 – Детальная карта расположения сегментов разломного уступа (А), по (Deev et al., 2017)

На западном окончании сегмента № 13 (рисунок 3.8) (50.10635° с.ш., 88.43391° в.д., Alt = 2120 м), вкост уступа пройдена траншея 1 протяженностью 7.2 и максимальной глубиной 1.7 м (рисунок 3.8, 3.9). В пределах сегмента разломный уступ сечет позднеплейстоцен-голоценовую предгорную равнину. Высота уступа возле траншеи составляет 2.5 м, вертикальный отступ – 6.0 м (см. рисунок 3.7 Б). Образовавшаяся перед фронтом разломного уступа впадина (см. рисунок 3.8) шириной несколько метров заполняется делювиально-коллювиальным материалом и отложениями пролювиальных конусов выноса. Благодаря

тектоническому подпору, в периоды увлажнения здесь создается благоприятная среда для более интенсивного роста степной растительности и образования современной почвы. Траншея вскрыла светло-коричневые щебнистые со средне-крупнозернистым песчаным заполнителем склоновые образования (*слой 1*), слагающие висячее и лежащее крылья надвига (см. рисунок 3.9, рисунок 3.10 А). В висячем крыле эти отложения разбиты сетью трещин, наличие достоверных смещений по которым выявить не удалось. Выше выделено два разновозрастных коллювиальных клина (*слой 2*). Один из них располагается перед фронтом висячего крыла, второй находится в самом висячем крыле. Клинья сложены плотной белой супесью с включениями дресвы и мелкого щебня, сформированной за счет переотложения материала разрушающегося висячего крыла. Завершается разрез современной слабогумусированной каменистой горной почвой (*слой 3*) (Deev et al., 2017).

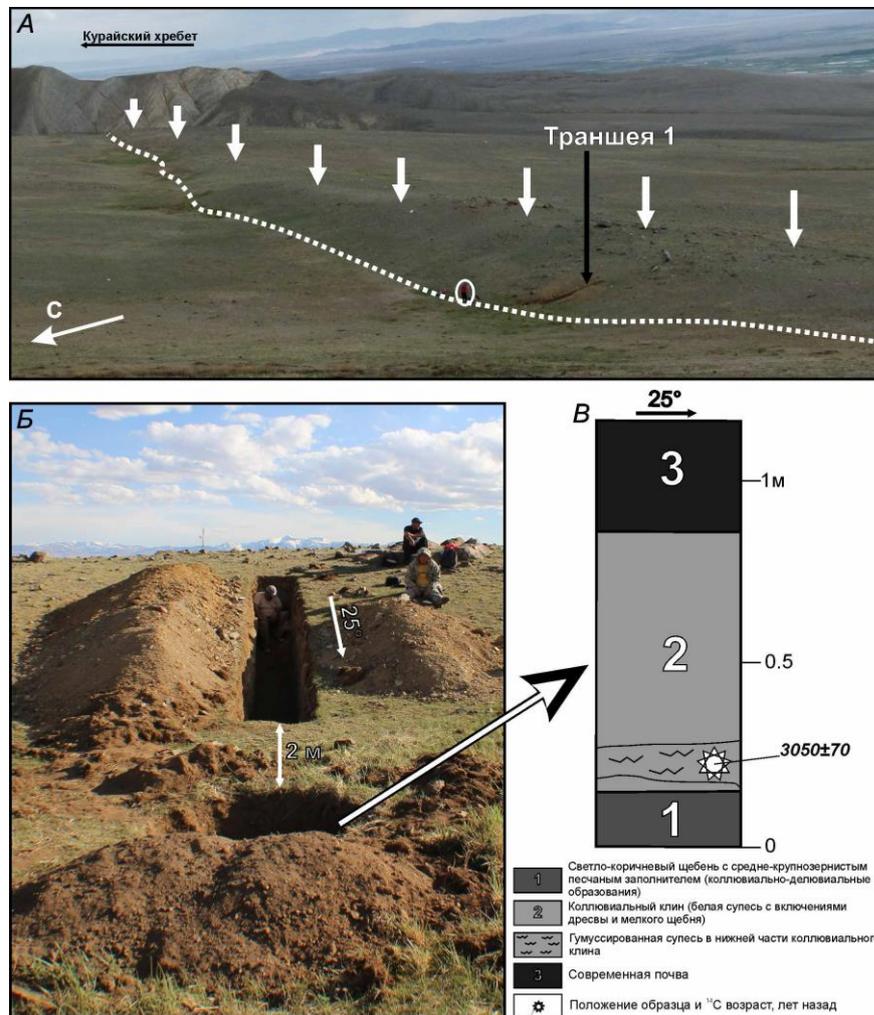


Рисунок 3.8 – Вид с запада на восток на сегмент № 13 разломного уступа (А), белые стрелки показывают положение бровки уступа, пунктирная линия – его основание, человек в овале для масштаба. Пройденные траншея и шурф (Б). Стратиграфическая колонка северо-западной стенки шурфа и положение образца, отобранного для радиоуглеродного определения абсолютного возраста (В). Приведено по (Deev et al., 2017)



Рисунок 3.9 – Вид на северо-западную стенку траншеи с северо-востока (А) и юго-востока (Б) (Deev et al., 2017)

Разрез траншеи фиксирует факт надвигания отложений Чуйской впадины в сторону Курайского хребта. Наличие двух разновозрастных коллювиальных клиньев указывает на то, что после надвиговой подвижки, параметры которой реконструированы на рисунке 3.10 Б, надвиговый козырек висячего крыла обломился и упал на лежащее крыло. При реконструкции было произведено поднятие обрушенной части висячего крыла на величину закрытия неэродированной части коллювиального клина, расположенного в пределах 2–3 метров траншеи. В результате реконструкции установлено, что при косейсмической подвижке вертикальное смещение составило 2.4 м. Используя реконструированный угол падения разломной плоскости в 30° , мы рассчитали величину горизонтального сокращения в 4.1 м и величину смещения вдоль линии падения разломной плоскости в 4.8 м. Величина смещения по разрыву позволила оценить моментную магнитуду землетрясения – $M_w = 7.2-7.5$ (Deev et al., 2017).

В слое 1 и в коллювиальных клиньях не обнаружен материал, пригодный для ^{14}C датирования абсолютного возраста отложений. Поэтому в 2 м к северо-востоку на продолжении линии траншеи был пройден дополнительный шурф глубиной 1.2 м (рисунок 3.8 Б). В шурфе, в нижней части коллювиального клина, обнаружен прослой щебнистой гумусированной супеси (рисунок 3.8 В). Из супеси отобран образец (DEALT-2015-1). ^{14}C возраст образца составил 3050 ± 70 лет (MKL-2681), калиброванный возраст – 3403–3059 лет назад (Deev et al., 2017).

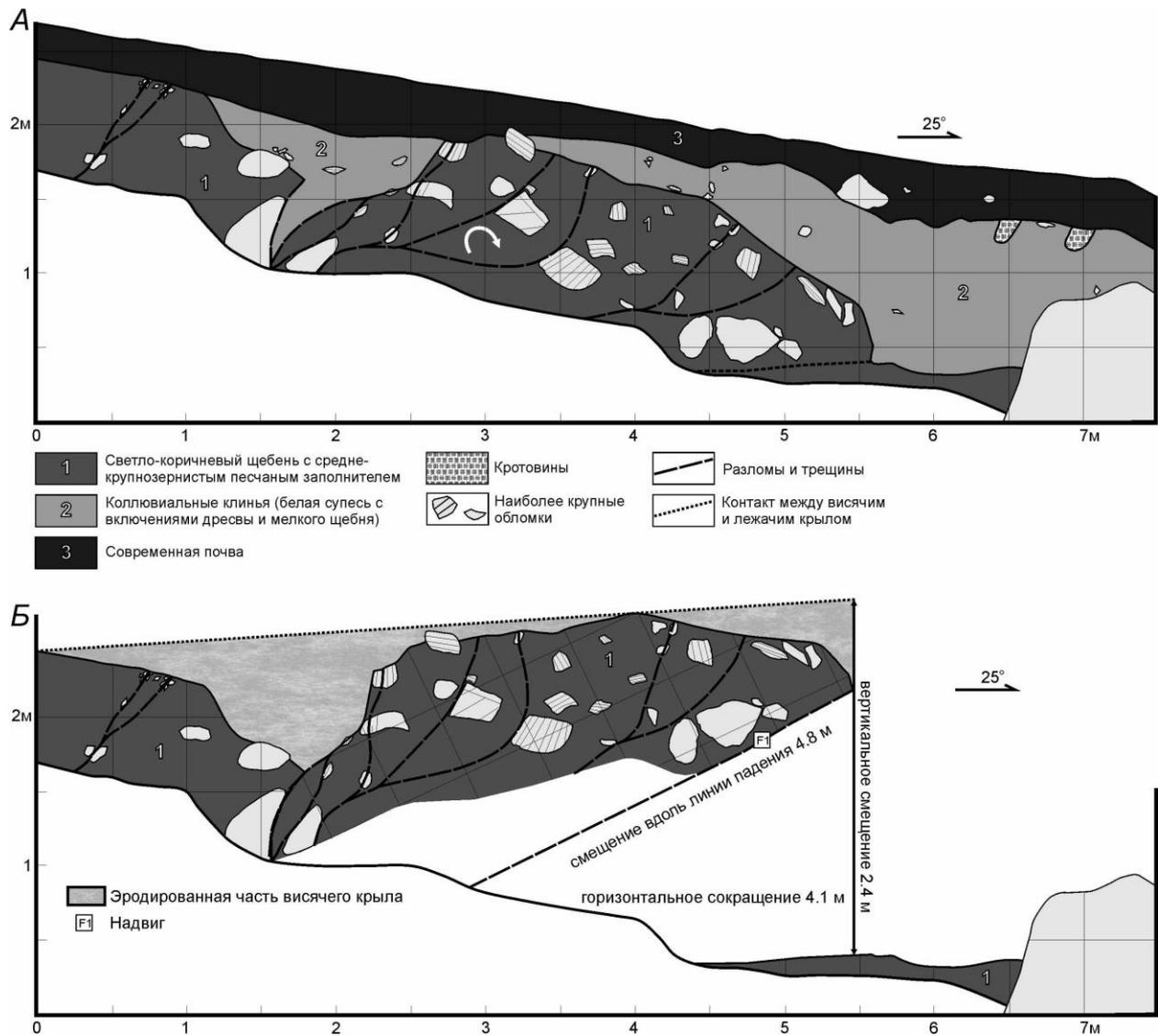


Рисунок 3.10 – Разрез северо-западной стенки траншеи (А). Реконструкция положения висячего крыла на момент подвижки по сейсмическому разрыву (Б), по (Deev et al., 2017)

В сегменте № 7 разломный уступ сечет позднеплейстоцен–голоценовый пролювиальный конус выноса I (см. рисунок 3.7, рисунок 3.11). В уступ упирается более молодой пролювиальный конус выноса II. Образовавшаяся между разломным уступом и коренным эрозионным склоном впадина шириной несколько метров представляет собой рампу. Она заполняется коллювиальным материалом, поступающим с разломного уступа и коренного склона, а также пролювием (при сильных паводках во временном водотоке). Благодаря тектоническому подпору, наблюдается повышенная увлажненность отложений впадины, что обеспечивает здесь более интенсивный рост растительности. Сам уступ прорезается antecedentными долинами (Deev et al., 2017).

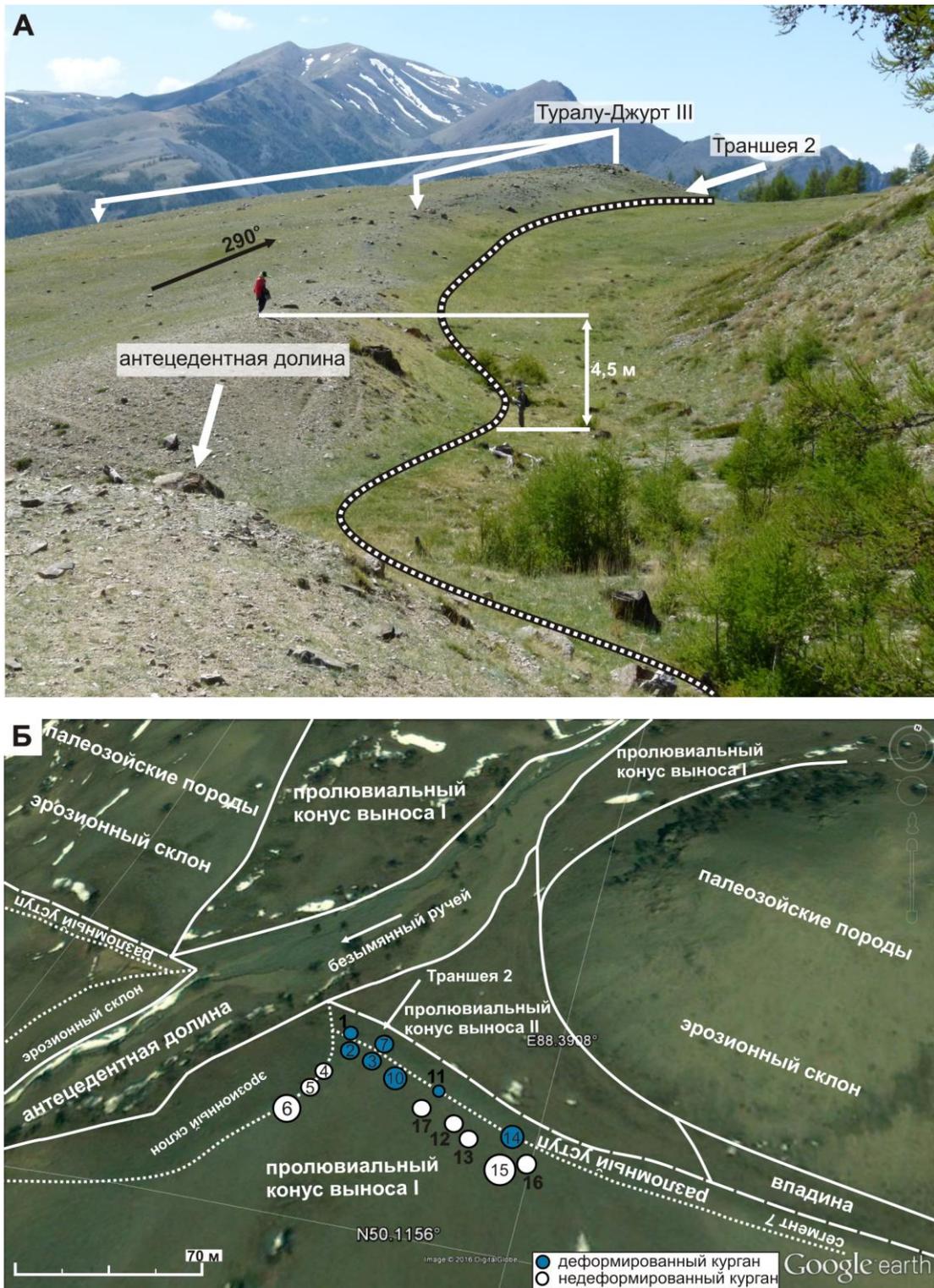


Рисунок 3.11 – Сегмент № 7 разломного уступа, по (Deev et al., 2017), вид на запад (А), показано положение курганного могильника Туралу-Джурт III на западном краю сегмента. Геоморфологическая схема западной части сегмента № 7 и план расположения курганов могильника Туралу-Джурт III (Б), в качестве основы использован космоснимок QuickBird (<http://earth.google.com>)

Траншея 2 пройдена на западном окончании сегмента 7, в районе курганного могильника Туралу-Джурт III (50.11645° N, 88.38987° E, Alt=2117 м) (см. рисунок 3.11). В месте проходки траншеи уступ имеет высоту 4.0 м и вертикальный отступ 6.1 м (см. рисунок 3.7 Г). В северо-западной стенке траншеи в стратиграфической последовательности вскрыты следующие слои (рисунок 3.12) (Деев, 2018).

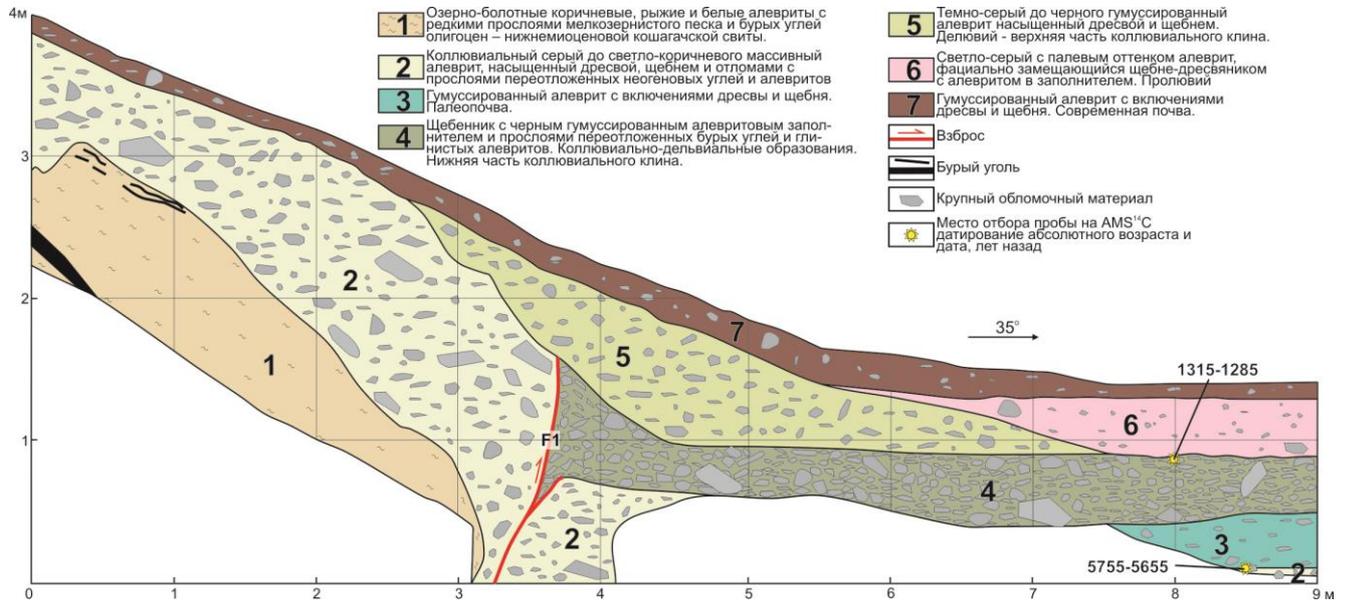


Рисунок 3.12 – Разрез северо-западной стенки траншеи 2 (Деев, 2018)

Слой 1. Коричневые, рыжие и белые алевроиты с редкими прослоями мелкозернистого песка. Присутствуют прослои бурого угля мощностью от первых сантиметров до 0.1 м. Слоистость падает на север под углом 45–50°. Видимая мощность более 1 м. Озерно-болотные отложения олигоцен–нижнемиоценовой кошагачской свиты.

Слой 2. Серый до светло-коричневого массивный алевроит, насыщенный неокатанными и плохо окатанными обломками древесяно-щебне-отломной размерности. Встречаются мелкие прослои и линзы переотложенных неогеновых бурых углей и глинистых алевроитов. Для отложений слоя характерны белесые карбонатные выцветы. Мощность 1.1 м. Коллювиальные отложения.

Отложения слоя 2 нарушены крутопадающим на юг взбросом F1. Судя по поведению слоистости в слое 1 и ориентировке отдельных обломков слоя 2, слои 1 и 2 изгибаются в приразломную складку. Амплитуда взбросового смещения составила не менее 1.8 м.

Слой 3. Черный гумусированный массивный алевроит с редкими включениями древесины и щебня. Мощность 0.4 м. Палеопочва. Из основания слоя отобран образец для датирования абсолютного возраста. AMS ¹⁴C возраст образца составил 5002 ± 24 года (UGAMS-27117), калиброванный возраст – 5755–5655 лет назад.

Слой 4. Щебенник с редкими мелкими отломами (до 25 см) и черным гумусированным алевритом в заполнителе. Заполнитель сформировался в результате переотложения материала слоя 3. Цепочками уплощенных щебней намечается нечетко выраженная слоистость. Встречаются мелкие прослои и линзы переотложенных неогеновых бурых углей и глинистых алевритов. В южной части выполняет приразломный клин. Мощность до 0.6 м. Коллювиально-делювиальные отложения. В прикровельной части слоя обнаружен костный фрагмент, принадлежащий корове. Его AMS ^{14}C возраст составил 1393 ± 22 года (UGAMS-27120), калиброванный возраст – 1315–1285 лет назад.

Слой 5. Линза темно-серого до черного гумусированного алеврита с многочисленными включениями дресвы и щебня. Расположение обломков подчеркивает нечетко выраженную слоистость параллельную подошве. Срезает отложения слоев 2 и 4. Мощность до 0.9 м. Коллювиально-делювиальные отложения.

Слой 6. Светло-серый с палевым оттенком алеврит, замещающийся на щебне-дресвяник с алевритом в заполнителе. Слоистость нечеткая. Щебень мелкий (2–3 см), редко встречаются обломки величиной 5–10 см. Мощность до 0.4 м. Налегает на отложения слоев 4 и 5 и выклинивается на 6 метре траншеи. Проллювиальные отложения.

Слой 7. Современная горная слабогумусированная почва, насыщенная дресвой и мелким щебнем. Мощность 0.1 м.

Описанный разрез траншеи имеет следующую палеосейсмологическую интерпретацию. Он фиксирует два палеоземлетрясения. Более древнее землетрясение фиксируется накоплением в разрезе мощного обогащенного гумусом слоя 3 (палеопочвы). В настоящее время, как и во второй половине голоцена для высокогорий Горного Алтая не характерно формирование столь гумусированных и мощных почв. Такая палеопочва могла сформироваться только в обстановке подпруженной тектоническим уступом небольшой впадины, подобной впадине в современном рельефе, расположенной между изучаемым сегментом разломного уступа и горным склоном (см. рисунок 3.11). Верхняя возрастная граница землетрясения определяется началом накопления палеопочвы, т.е. само землетрясение произошло около 5800 лет назад. Слой 2 в таком случае может быть интерпретирован как фрагмент коллювиального клина этого землетрясения (Деев, 2018).

При взбросовой подвижке последнего землетрясения амплитудой не менее 1.8 м произошло обновление и окончательное формирование разломного уступа. Фиксируется надвигание в сторону горного склона позднепалеоген–раннеогеновых отложений кошагачской свиты (слой 1) и голоценовых отложений слоя 2. При разрушении висячего крыла взброса сформировался коллювиальный клин, нижняя часть которого представлена слоем 4, верхняя – слоем 5. Верхняя возрастная граница землетрясения определяется AMS ^{14}C

датированием костного материала из прикровельной части коллювиального клина, т.е. оно могло произойти около 1300 лет назад. Амплитуда смещения по разлому позволяет оценить параметры землетрясения: $M_w=6.9-7.1$, $I=8-9$. Параметры разломного уступа говорят о том, что и землетрясение около 5800 лет назад имело магнитуду около 7 и интенсивность 8–9 баллов (Деев, 2018).

Очевидно, что с землетрясением около 1300 лет назад связаны деформации каменных надмогильных конструкций курганного могильника Туралу Джурт-III. Впервые выявленная нами курганная группа Туралу-Джурт III расположена на западном краю сегмента № 7 разломного уступа, в месте заложения траншеи 2 (см. рисунок 3.11). Она состоит из 17 надмогильных и ритуальных сооружений из камня, образующих два компактных скопления. На западе могильного поля находится 10 курганов (№ 1–10). Часть из них (курганы № 1–6) выстроены в изогнутую цепочку по линии Ю–С. Цепочка ориентирована поперек долины магистральной реки (р. Чуя) и параллельно ее безымянному притоку – временному водотоку. Такое положение в пространстве соответствует общим принципам погребальной планиграфии, характерной для некрополей кочевников эпохи палеометалла и раннего средневековья. Курганы № 7–10 на этом участке некрополя пристроены к основной цепочке с восточной стороны. По предварительным оценкам, формирование общей планиграфии западного участка некрополя могло происходить на протяжении продолжительного временного периода – более одного столетия (Деев, Боровский, 2017; Deev et al., 2017).

Группа курганов (№ 11–17) на восточном краю некрополя состоит из двух двойных насыпей (№ 11, 17; № 12, 13) и еще трех компактно расположенных курганов (№ 14–16). В целом, эти сооружения ориентированы по линии ЮВ–СЗ, в соответствии с простиранием разломного уступа.

Диаметр курганов колеблется от 3 до 7 метров. Наиболее значительные курганы (№ 6, 15) расположены на южном краю могильного поля, которое по традиционным представлениям является наиболее престижным и часто соответствует первоначальной зоне появления надмогильных сооружений.

Ряд погребальных конструкций могильника, расположенных возле бровки разломного уступа, носит явные признаки внешних деформаций, связанных с его формированием. К примеру, насыпь кургана № 14 с невыраженной кольцевой крепидой приобрела излом на бровке уступа и частично эллипсовидное очертание (рисунок 3.13). Курганы № 1 (рисунок 3.14) и № 7 в результате формирования уступа оказались на его крутом склоне, а их каменные насыпи также приобрели эллипсовидные очертания (Deev et al., 2017).



Бровка уступа показана стрелками, основание – пунктирная линия, в результате деформации и частичного гравитационного оползания по крутому склону уступа курган приобрел эллипсовидное очертание. Стрелками показана линия перелома каменной насыпи кургана № 14

Рисунок 3.13 – Деформация кургана № 14 на бровке разломного уступа (Deev et al., 2017)

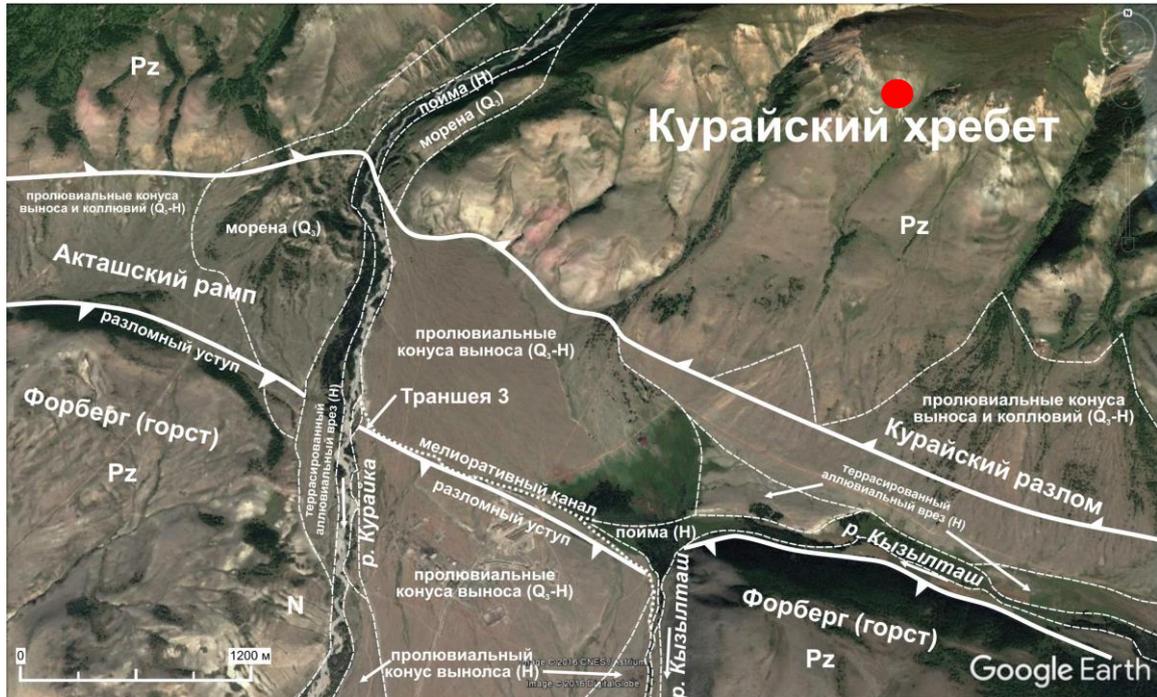


Рисунок 3.14 – Эллипсовидная форма кургана № 1, расположенного на крутом склоне разломного уступа (Deev et al., 2017)

Такие смещения каменного материала курганов можно было бы связать с постепенным разрушением самого разломного уступа. Однако этому противоречат три факта. Первое, каменный материал насыпей курганов 2, 3 и 10 смещается на юго-восток по пологому склону пролювиального конуса I при сохранении круглой формы самих курганов. Второе, для курганов 4, 5, 6, расположенных на бровке эрозионного уступа antecedentной долины и пологонаклонной поверхности пролювиального конуса I, деформации не выявлены. Третье, деформации не присущи и для остальных курганов, расположенных на пологонаклонной поверхности пролювиального конуса I. Более разумным в такой ситуации нам представляется объяснение выявленных деформаций курганов формированием ассиметричной надразломной складки. Она имеет короткое и крутое северное крыло, пологое и протяженное – южное. В таком случае деформации курганов произошли в ее наиболее деформированной замковой части складки. Дополнительный последующий эффект могло внести медленное гравитационное оползание камней вниз по крутому склону уступа. Наконец, более древний возраст курганов относительно разломного уступа определяется тем, что строительство захоронений вдоль разрушающихся природных уступов не является логичным (Deev et al., 2017).

Еще один активно растущий разломный уступ высотой от 2 до 15 м является смыкающим сегментом между форберговыми поднятиями, отделяющими расположенный на севере Акташский рамп от остальной части Курайской впадины (Девяткин, 1965; Неведрова и

др., 2014) (см. рисунок 2.32). Он прослеживается по азимуту 115° на 1.9 км между долинами рр. Курайка и Кызылташ (рисунок 3.15). Уступ сечет средне–позднеплейстоценовый пролювиальный конус выноса. Его высота возрастает с запада на восток от 2–3 до 15 м. Поймы рек Курайка и Кызылташ перед уступом расширяются до 300 и 650 м соответственно. При этом пойма р. Кызылташ представляет собой заболоченное пространство. Вдоль уступа проходит мелиоративный канал, отводящий часть воды из р. Курайка в р. Кызылташ (Деев, 2018).



Красный круг – поле травертинов (см. раздел 5.1.1). В качестве основы использован космоснимок QuickBird (<http://earth.google.com>)

Рисунок 3.15 – Структурно-геоморфологическая схема северной части Курайской впадины в районе траншеи 3 (Деев, 2018)

На западном окончании уступа (50.25957° с.ш., 87.95397° в.д., Alt=1644 м) пройдена траншея 3 протяженностью 10.3 м и максимальной глубиной до 1.7 м. Высота разломного уступа, смещающего отложения пролювиального конуса выноса в месте заложения траншеи, составила 2 м. В западной стенке траншеи в стратиграфической последовательности вскрыты (рисунок 3.16).

Слой 1. Валунный галечник субгоризонтально- и полого-линзовидно-слоистый с гравийно-дресвяно-песчаным заполнителем. Видимая мощность более 0.8 м. Пролувий.

Слой 2. Гравийник массивный с дресвяно-песчаным заполнителем. Мощность до 0.15 м. Пролувий.

Слой 3. Валунный галечник субгоризонтально- и полого-линзовидно-слоистый с гравийно-дресвяно-песчаным заполнителем. Мощность до 0.8 м. Пролувий.

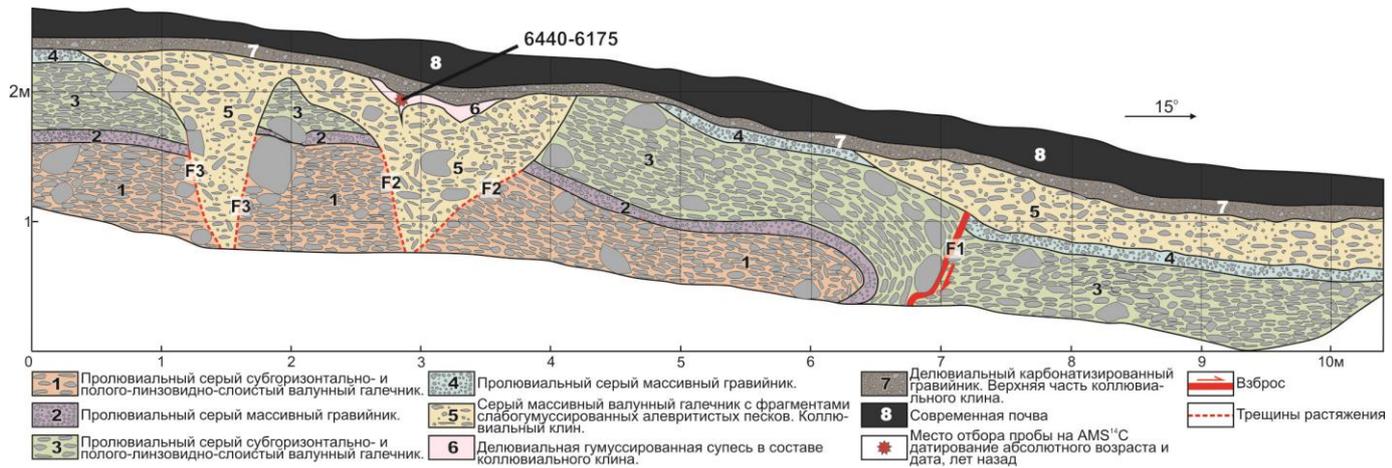


Рисунок 3.16 – Разрез западной стенки траншеи 3 (Деев, 2018)

Слой 4. Гравийник массивный с дресвяно-песчаным заполнителем. Мощность до 0.1 м. Проллювий.

Залегание слоев 3 и 4 нарушено падающим на юг сейсмогенным взбросом с амплитудой смещения 1.2 м. Висячем крыле взброса слои 1–4 собраны в приразломную складку. Кроме того, висячем крыле наблюдаются две клиновидные структуры растяжения, пересекающие слои 1–4.

Слой 5. Валунный галечник массивный с гравийно-дресвяно-песчаным заполнителем. Присутствуют фрагменты гумусированных алевропесков. В северной части стенки срезает отложения слоев 3 и 4, в южной – выполняет структуры растяжения в отложениях слоев 1–4. Мощность более 1.5 м. Коллювиальный клин, сложенный переотложенным материалом слоев 1–4.

Слой 6. Гумусированная супесь. Выполняет понижения в кровле слоя 5. Мощность до 0.2 м. Делювий, участвующий в строении коллювиального клина.

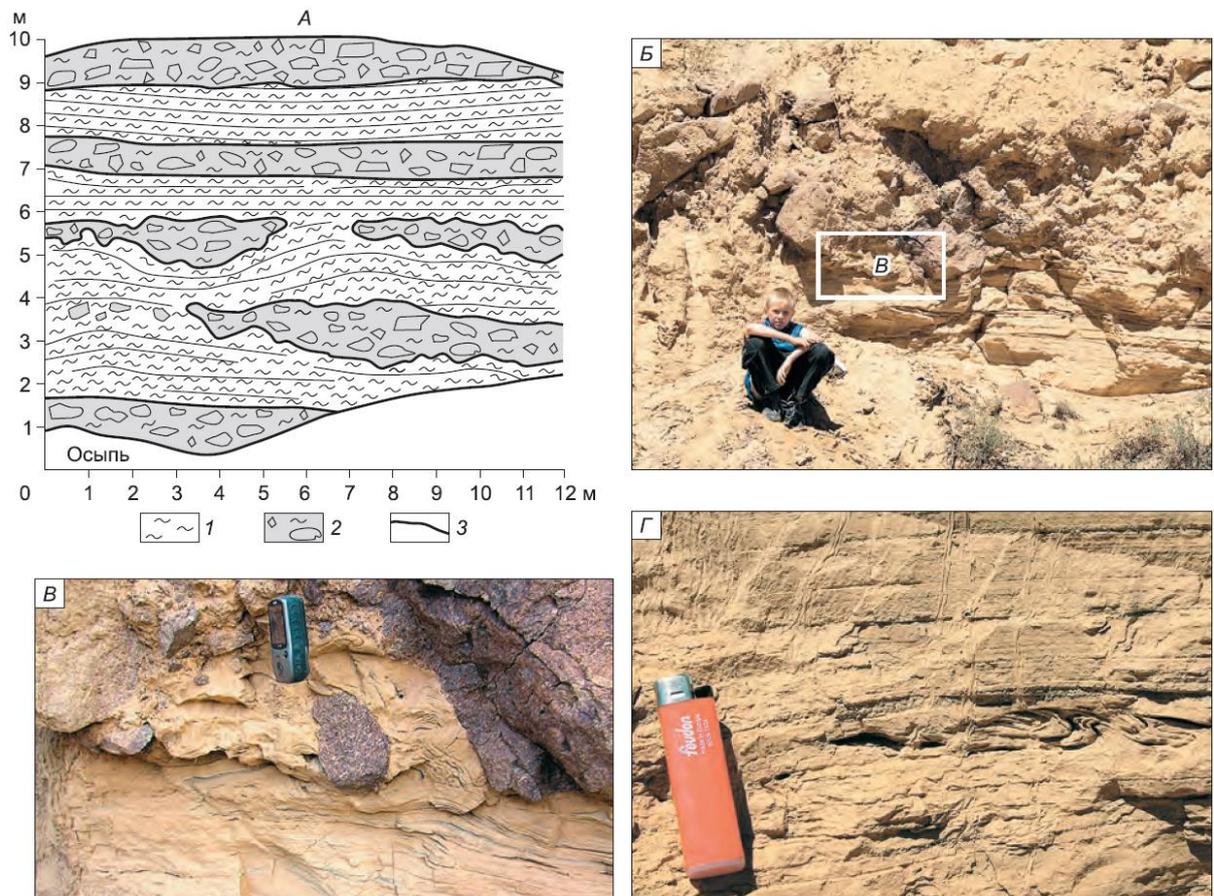
Слой 7. Гравийник с песчано-дресвяным заполнителем карбонатизированный. Мощность до 0.15 м. Делювий. Верхняя часть коллювиального клина.

Слой 8. Современная почва. Мощность до 0.3 м.

Амплитуда смещения по взбросу позволяет оценить моментную магнитуду палеоземлетрясения – $M_w = 6.7-7.0$, что соответствует $I = 8-9$ баллов по шкале MSK-64. С целью определения верхней возрастной границы древнего землетрясения, в результате которого сформировался взброс, сопутствующие ему приразломная складка и структуры растяжения висячем крыле, был отобран образец гумусированной супеси из слоя 6. AMS ¹⁴C возраст образца составил 5487 ± 71 лет (UGAMS-27118), калиброванный возраст – 6440–6175 лет назад, т.е. само землетрясение произошло около 6500 лет назад (Деев, 2018).

3.1.2. Изучение вторичных сейсмогенных деформаций (сейсмитов) в четвертичных отложениях впадин

Кызыл-Чинский разрез плейстоценовых отложений расположен на левом берегу р. Кызыл-Чин в 1.5 км выше ее выхода из ущелья. Разрез сложен снизу вверх: песками и алевритами (мощностью до 15 м) бекенской свиты, галечниками (8–10 м) башкаусской свиты, серым моренным диамиктоном (10–11 м) (Девяткин, 1965). Нами описан фрагмент обнажения бекенской свиты высотой 9.5 м и протяженностью 12 м (рисунок 3.17 А). Толща представлена светло-коричневыми с оранжевым оттенком параллельно-слоистыми алевритами и песками с включениями пяти слоев и линз неокатанного грубообломочного материала (мощностью от 0.3 до 1.5 м). Слоистость алевритов тонкая; прослойки песка составляют по мощности в среднем 2–5 см. Очевидно, что алевриты и пески являются осадками озера, а грубообломочные отложения представляют собой однородный по петрографическому составу (обломки коричневых девонских туфов) коллювий, обрушившийся в озеро с бортов долины (Деев и др., 2009а).



А – строение разреза. 1 – параллельно-слоистые алевриты и пески подпрудного озера, 2 – горизонты грубообломочного коллювиального материала, 3 – элементы слоистости. Пояснения к фотографиям Б–Г см. в тексте

Рисунок 3.17 – Фрагмент Кызыл-Чинского разреза (Деев и др., 2009а)

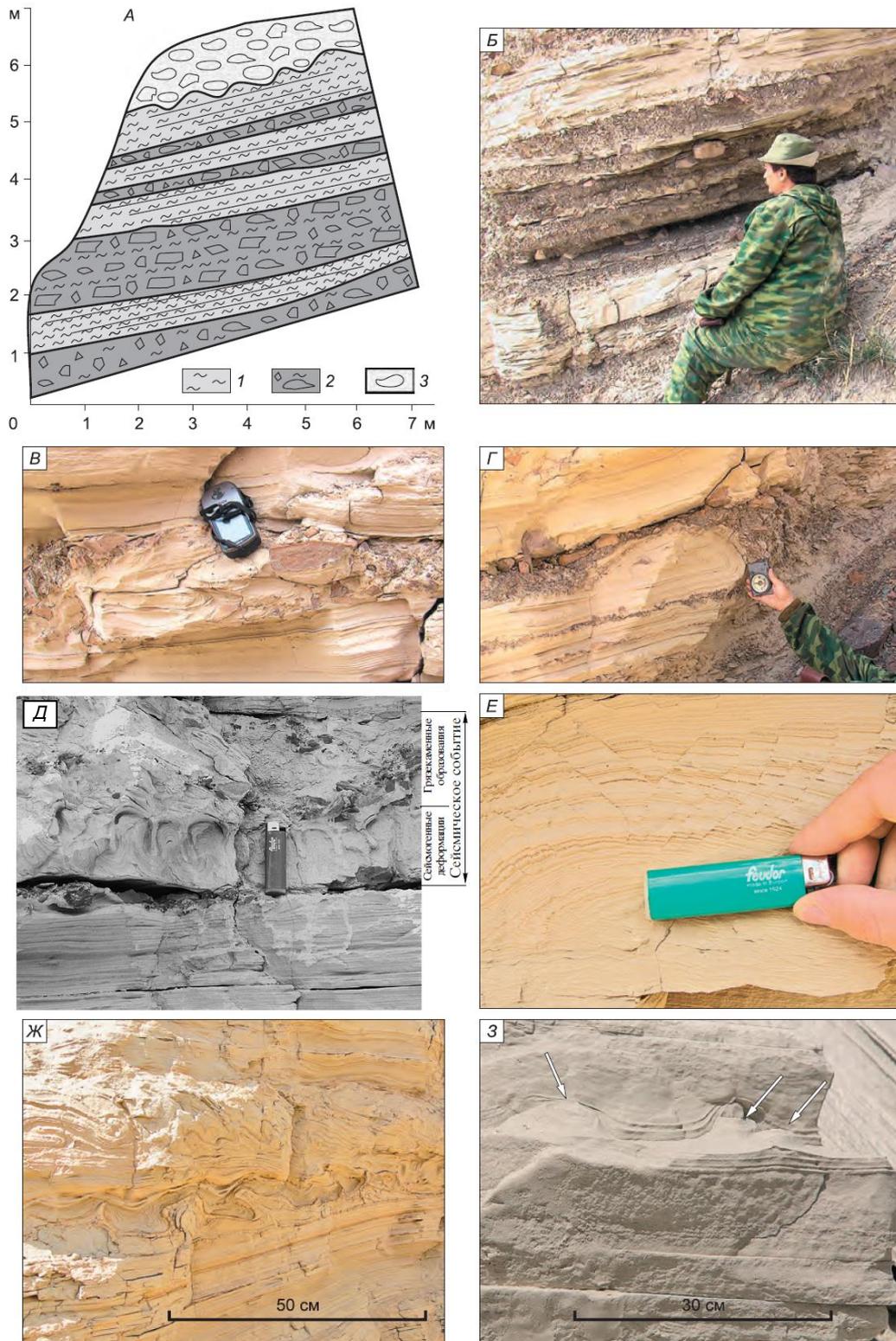
Пятнисто-полосчатая текстура грубообломочных слоев и линз, их неровные границы связаны с внедрением коллювиального материала в озерные осадки (см. рисунок 3.17 *Б, В*). Линзы коллювия переходят по простирацию в цепочки «плавающих» остроугольных обломков, а в алевритах и песках видны волнистость и мелкие дисгармоничные складки. Слои алевритов и песков мощностью в первые сантиметры, смятые в дисгармоничные складки, отмечены и вне связи с коллювиальным материалом (см. рисунок 3.17 *Г*) (Деев и др., 2009а).

Чаган-Узунский разрез четвертичных отложений расположен в 5 км выше по течению от впадения р. Чаган-Узун в Чую. В этом разрезе вскрыты палевые тонкопараллельно-слоистые алевриты и пески ледникового озера максимального (среднеплейстоценового) оледенения. Нами рассмотрен фрагмент обнажения высотой около 7 м и протяженностью 8 м (рисунок 3.18 *А*). Здесь пачка озерных отложений мощностью 3–4 м перекрывается слоем диамиктона (видимая мощность в обнажении 1.5–2 м), содержащего ледогранники, а также окатанные валуны и гальки дальнепринесенного материала. Диамиктон имеет пологоволнистую подошву в данном обнажении и дислоцированную в близлежащих по латерали участках. Этот диамиктон отнесен к морене гляциокомплекса первого постмаксимального (позднеплейстоценового) оледенения.

Непосредственно в озерной пачке среди параллельно-слоистых алевритов отмечены четыре крупных (мощностью до 1 м) и ряд более мелких слоев грубообломочного неокатанного материала из местных источников. Один из них показан на рисунке 3.18 *Б*. По латерали эти слои нередко сильно меняются по мощности и, как правило, выклиниваются в сторону от борта долины. Очевидно, что грубообломочные слои формировались в субаквальной среде. На это указывают текстуры перемешивания коллювиального материала и алевритового осадка (см. рисунок 3.18, *В*). Кроме того, зафиксированы следы внедрения грязекаменного потока в слоистые осадки с задирием и опрокидыванием алевритовых и песчаных слоев (см. рисунок 3.18 *Г*).

На продолжении грубообломочных слоев, как и в Кызыл-Чинском разрезе, прослеживаются микродислокации. В ряде случаев обнаружены интересные соотношения деформационных структур и грубообломочного материала, когда обломочный слой, либо отдельные «плавающие» обломки ложатся на деформированный слой с относительно четкой нижней поверхностью (см. рисунок 3.18 *Д*). В этом же разрезе присутствуют деформации алевритов и песков, представленные системами встречных микроразломов (см. рисунок 3.18 *Е*), простых, дисгармоничных (см. рисунок 3.18 *Ж*), веерообразных и изоклиналиных складок (см. рисунок 3.18 *Д*), не обнаруживающие связи с грубообломочным материалом. Более того, эти деформированные слои мощностью от первых сантиметров до первых десятков сантиметров

снизу и сверху перекрываются пакетами недеформированных озерных осадков (Деев и др., 2009а).



А – строение разреза. 1 – параллельно-слоистые подпрудно-озерные алевропески, 2 – горизонты грубообломочного коллювиального материала, 3 – морена. Пояснения к фотографиям *Б–З* см. в тексте

Рисунок 3.18 – Фрагмент Чаган-Узунского разреза, по (Деев и др., 2009а, б)

Деформации в озерных варвитах максимального оледенения встречены и в **Чаганском разрезе**. Они представлены в виде конусов вулканчиков размерами в первые сантиметры, которые отчетливо фиксируются на плоскостях отдельности (см. рисунок 3.18 З) (Деев и др., 2009а).

Таким образом, исследования в пределах Кызыл-Чинского и Чаган-Узунского разрезов позволяют в качестве самостоятельного типа вторичных сейсмогенных образований (сейсмитов) рассматривать грубообломочные слои и линзы мощностью от первых сантиметров до метра в параллельно слоистых алевритах и песках, сформировавшиеся за счет поступления коллювия в озера, в том числе и в виде подводных грязекаменных потоков. Об этом свидетельствуют структуры перемешивания коллювиального материала и озерных осадков, задирание последних грубообломочным материалом и наличие в них пластических деформаций на продолжении грубообломочных линз. О связи грубообломочных прослоев с землетрясениями свидетельствуют: 1) их линзовидно-слоистое расположение в разрезах, что определенно указывает на повторяемость процесса формирования коллювия; 2) парагенезис с сейсмитами других типов. Последний тезис ярко подтверждается наблюдениями в Чаган-Узунском разрезе, которые выявили небольшое упреждение в формировании сейсмитов к моменту отложения обвального материала. На рисунке 3.18 Д видно, как обломки ложатся на уже деформированный слой с относительно четкой нижней поверхностью. Это наблюдение позволяет утверждать, что сейсмитами не являются следствием обвала, но и процесс формирования сейсмитов, и обвал получили спусковой импульс одновременно. Таким триггером наиболее логично предположить подземный толчок. Сейсмитами могли формироваться в момент прихода сейсмической волны, а камнепад-обвал достигал дна озера в виде подводного грязевого потока несколько позже (спустя несколько минут) и ложился на уже сформированные деформации осадка (Деев и др., 2009а, б).

Разрез Бельтир расположен в бассейне р. Чаган-Узун, в 2.5 км ниже пос. Бельтир. Толща этого разреза сформировалась при отступании позднеплейстоценового ледника по Чаган-Узунской долине и представляет собой несколько конечно-моренных гряд, сложенных диамиктонами, в которые вложены отложения цунговых бассейнов. Отложения представлены желтовато- и беловато-серыми ленточно-слоистыми глинами, алевритами и песками, а также прослоями галечника в нижней и средней части разреза. Общая мощность озерных отложений достигает 30 м.

Абсолютные датировки, полученные из отложений этого разреза, свидетельствуют о его позднеплейстоценовом возрасте: ТЛ-дата (МГУ, КТЛ-93) из супеси моренной гряды 58 ± 6.7 тыс. лет; ТЛ-дата (МГУ, КТЛ-1) на глубине 10 м из нижней озерной толщи 32 ± 4 тыс. лет (Свиточ и др., 1978). Ленточные алевриты верхней озерной толщи датированы

радиоуглеродным методом (МГУ-ИОАН-65) по углистым обломкам с глубины 9.5 м – 25.3 ± 0.6 тыс. лет (Свиточ и др., 1978). Более поздние ТЛ-датировки показали возраст морен разреза в 90 ± 12 (ТЛ-4) и 83 ± 9 (ТЛ-10) тыс. лет; галечники, наложенные на морену, датированы в 72 ± 8 (ТЛ-11) тыс. лет; озерные отложения цунгового бассейна характеризуются датами 63 ± 7 (ТЛ-5), 61 ± 7 (ТЛ-6), 53 ± 12 (ТЛ-7), 40 ± 5 (ТЛ-8), 62 ± 7 (ТЛ-13), 74 ± 9 (ТЛ-14) тыс. лет (Шейнкман, 2002).

Нами исследовано придорожное обнажение озерных отложений (49.986142° с.ш., 88.214860° в.д.) протяженностью 115 м и высотой 4–5 м, фрагмент которого показан на рисунке 3.19 А. В интервале 1 м от основания обнажения обнаружены структуры перемешивания мелко-среднезернистых песков с алевритами в виде пламеневидных структур, структур нагрузки и псевдонодулей, а также микроразломы (рисунок 3.19 Б–Г). Образец песка, отобранный из нижней части интервала с деформациями, датирован ОСЛ методом – 96 ± 8 тыс. лет (RIS0-132542).

Разрез Тожом. Расположен в районе сочленения Курайского хребта и Чуйской впадины, в зоне Курайского разлома. Здесь, между урочищами Тожом и Тотугем, в толщу башкаусской свиты врезан крупный лог. В тальвег лога врезан овраг глубиной 10 м. В основании стенки оврага, на абсолютной высоте 2100 м, вскрываются серые промытые рыхлые горизонтально- и косослоистые переслаивающиеся крупнозернистые пески и песчанистые гравийники прибрежной фации позднеплейстоценового ледниково-подпрудного озера видимой мощностью 2 м. Мощность этих прослоев изменяется от первых сантиметров до 20 см. На них с пологим наклоном в сторону котловины залегает двухметровая толща ленточнослоистых озерно-ледниковых алевритов палевого цвета с тонкими (2–3 см) слоями серых мелко-среднезернистых песков. Толщина слоев в алевритах 1–3 мм (Русанов, 2008а).

Верхняя часть озерных алевритов вовлечена совместно с грубообломочным материалом в подводно-оползневые деформации (рисунок 3.20 В) на этапе спуска палеозера. В то же время, в самих алевритах и песках наблюдаются не связанные с подводным оползанием мелкомасштабные пламеневидные структуры (рисунок 3.20 А), смятые в складки и брекчированные алевриты (рисунок 3.20 Б). Очевидно, что эти структуры формировались еще во время нормального озерного осадконакопления и связаны с эффектами древних землетрясений. Они запакованы внутри озерной пачки и срезаются внутриформационными несогласиями (рисунок 3.20 А–В). Сверху рассмотренные отложения перекрыты пролювием, состоящим из продуктов размыва и переотложения среднеплейстоценовой башкаусской свиты.

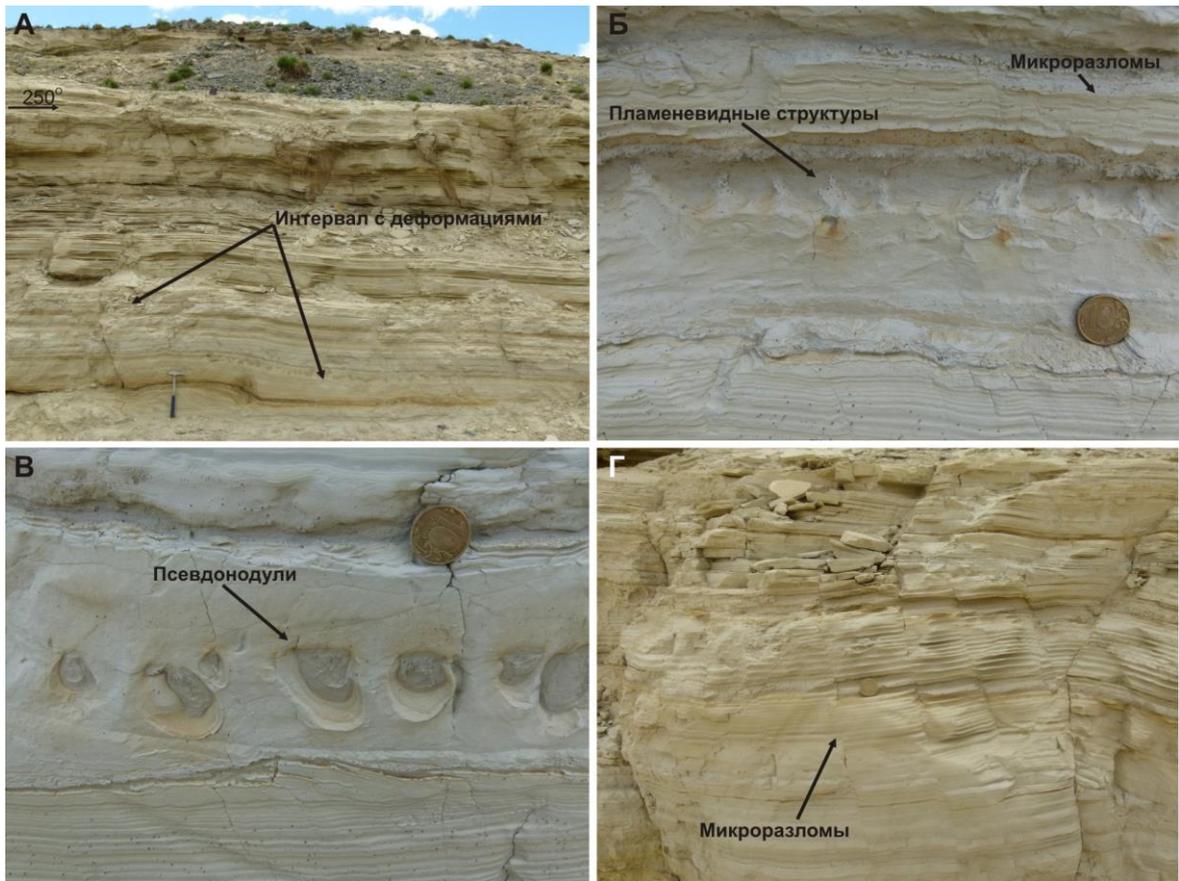
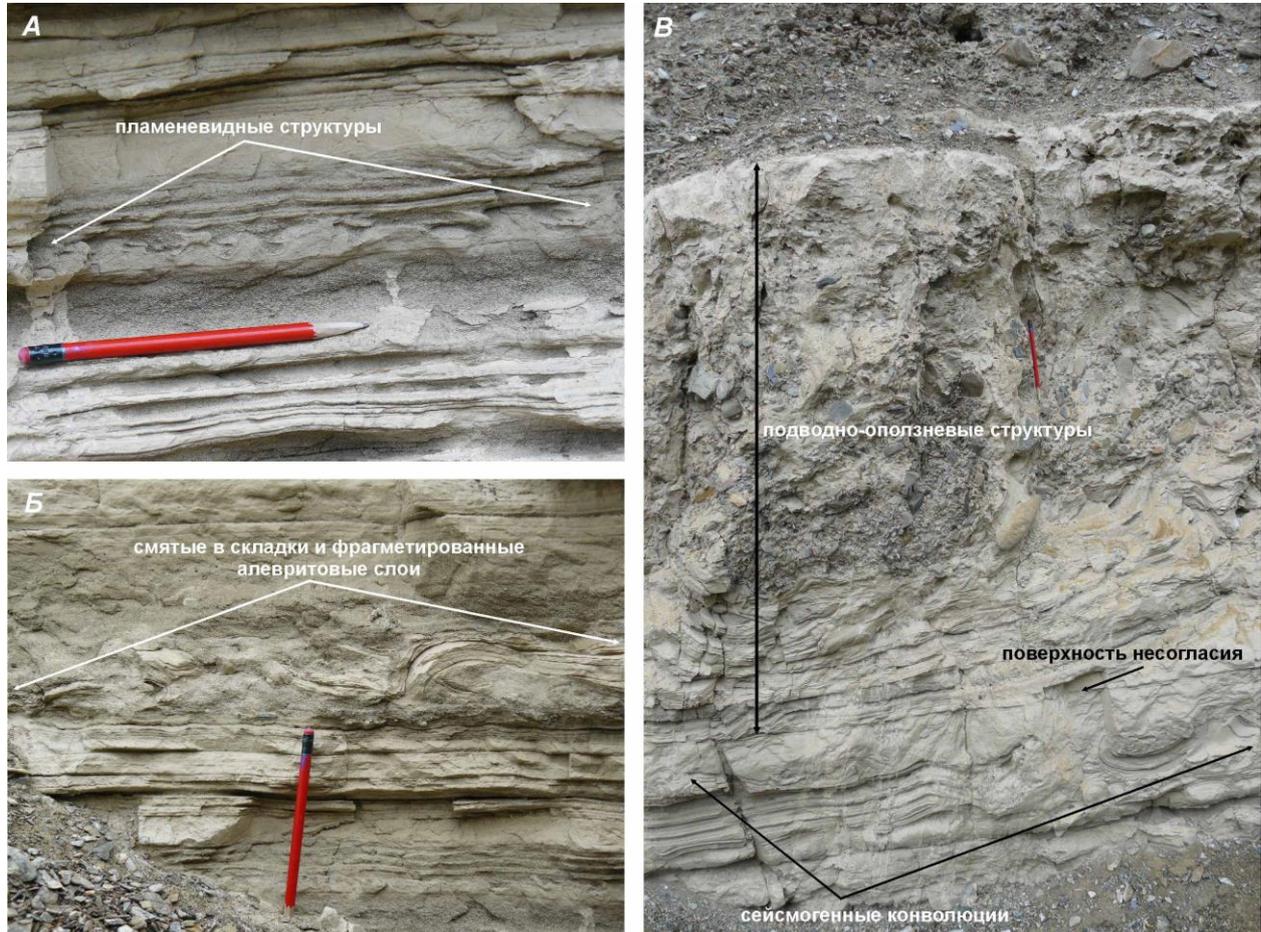


Рисунок 3.19. А – фрагмент пачки озерно-ледниковых отложений разреза Бельтир, геологический молоток длиной 40 см показан для масштаба. Б–Г – вторичные сейсмогенные деформации (сейсмиты): Б – пламенеvidные структуры и микроразломы; В – псевдонодули; Г – микроразломы.

Менский разрез. Разрез находится к западу от Курайской впадины, в пределах “старого” русла р. Чуя, в заброшенном карьере Менской гидроэлектростанции. Здесь вскрыт позднеплейстоценовый (послесальджарский) аллювий, представленный снизу вверх косослоистыми галечниками видимой мощностью до 1.5 м и линзовидно-косослоистыми песками и гравийниками с галькой мощностью 15.5 м. Венчается аллювий слоем (1.5 м) солифлюкционной супеси с галькой и гравием. Вероятно, это один из самых представительных по мощности разрезов послесальджарского аллювия. В интервале 3.6–6.6 м вверх от подошвы песков и гравийников прослежено семь слоев с деформационными структурами (рисунок 3.21 А). Морфологически – это пламенеvidные (см. рисунок 3.21 В), подушечные структуры и структуры нагрузки и шаровидные (см. рисунок 3.21 Г, Д) внедрения, обусловленные погружением верхнего грубозернистого осадка в более мелкозернистый, конвюлотные структуры более интенсивного перемешивания осадка (см. рисунок 3.21 Е). На дискретность событий, приведших к формированию сейсмитов, указывает их приуроченность к разным

линзам (см. рисунок 3.21 Б), расположение деформированных слоев между недеформированными осадками. Кроме того, у верхнего из сближенных в разрезе деформированных слоев часто фиксируется четкая слабдеформированная подошва (см. рисунок 3.21 В, Д), а кровля самих слоев может срезаться перекрывающими осадками (см. рисунок 3.21 Г) (Деев и др., 2009а).



А – пламеневидные сейсмогенные структуры, возникшие в системе с обратным градиентом плотности (сверху слой среднезернистого песка, снизу – алеврит). Б – смятые и брекчированные алевриты в результате сейсмического разжижения подстилающих и перекрывающих среднезернистых песков. В – горизонт сейсмогенных конволюций в нижней части озерной пачки и верхняя часть озерных отложений, вовлеченная в подводно-оползневые деформации

Рисунок 3.20 – Сейсмогенные и подводно-оползневые структуры разреза Тожом

Формирование послесальджарского аллювия (в нашей интерпретации) согласно датировкам, полученным А.В.Паниным и Г.Я.Барышниковым в Менском разрезе (Baryshnikov et al., 2015), началось около 100 тыс. лет назад (ОСЛ 98.8 ± 7.3 тыс. лет). Верхняя часть разреза с сейсмогенными деформациями формировалась около 50 тыс. лет назад (ОСЛ 53.6 ± 4.8 и

51.3±5.4 тыс. лет). Кроме того, этими исследователями отмечены микроразломы сбросовой и взбросовой кинематики с амплитудами смещения до 10 см, проявленные в слоях Менского разреза на разных стратиграфических уровнях.

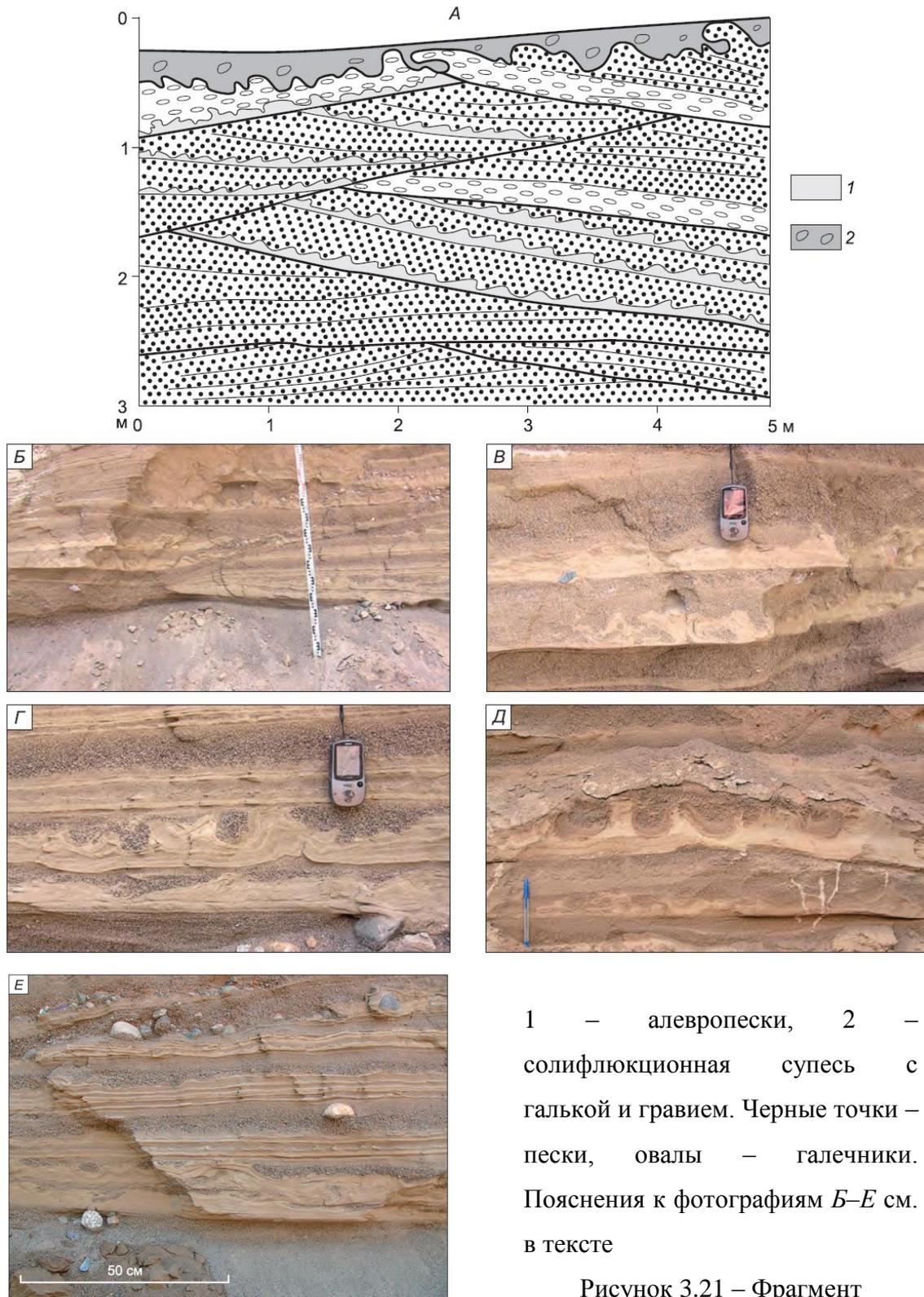


Рисунок 3.21 – Фрагмент Менского разреза (А) (Деев и др., 2009а)

3.1.3. Обсуждение полученных результатов и выводы о палеосейсмичности района Чуйской и Курайской впадин

Проведенные тренчинговые исследования в пределах Курайской зоны разломов позволили выявить первичные поверхностные разрывы, образовавшиеся в очаговых зонах 4 палеоземлетрясений с возрастом около 6500, 5800, 3200, 1300 лет и магнитудами от 6.7 до 7.6. Период повторяемости палеоземлетрясений составляет от 700 до 2600 лет.

Наиболее близким к выявленному автором палеоземлетрясению около 3200 лет назад является сильное древнее землетрясение около 3100 лет назад, с возможной магнитудой 7.5, которая оценена по площади распространения первичных и вторичных сейсмогенных деформаций (Рогожин и др., 2008) (см. рисунок 3.2). Два участка поверхностных разрывов близкого возраста были идентифицированы вдоль Курайской зоны разломов. Первый расположен на Кубадринском разломе (в 35 км к востоку от нашей траншеи) (см. рисунок 3.2). Возраст сейсмогенного смещения здесь определен в интервале 3574–3370 лет назад (ИГАН-2997) (Рогожин и др., 2008). Второй участок расположен на западе Курайской впадины (40 км к западу от изученного нами разломного уступа) (см. рисунок 3.2). Здесь обнаружен разломный уступ, который образовался в интервале 3250–2756 лет назад (ИГАН-9081) (Рогожин, Платонова, 2002). Учитывая вышеизложенное, можно предположить, что поверхностные разрывы землетрясения, которое произошло около 3000–3200 лет назад, могли протянуться на 75 км. Такая протяженность зоны поверхностных разрывов соответствует $M_w = 7.3$. Эта оценка моментной магнитуды хорошо согласуется с авторскими данными полученными при тренчинговых исследованиях (Деев, 2018; Deev et al., 2017).

Поверхностные разрывы, которые могут быть скоррелированы с землетрясением около 1300 лет назад, также известны на западе Курайской впадины (40 км к западу от изученного нами разломного уступа) (см. рисунок 3.2). Здесь возраст смещений оценен в 1240 ± 110 лет (ИГАН 3205, калиброванный возраст – 1064–1277 лет назад) (Рогожин и др., 2008). Такая протяженность разрывов соответствует $M_w = 6.9$, что также хорошо коррелируется с оценкой моментной магнитуды, полученной нами при тренчинговых исследованиях (Деев, 2018; Deev et al., 2017).

По выявленным сейсмогенным разрывам отложения впадин смещаются в сторону Курайского хребта. Пологие надвиги, нарушающие структуру верхнепалеоген–нижненеогеновых отложений и падающие в сторону Чуйской впадины, установлены нами непосредственно восточнее сегмента 14 разломного уступа на северо-западе Чуйской впадины (см. рисунок 3.7, рисунок 3.22).

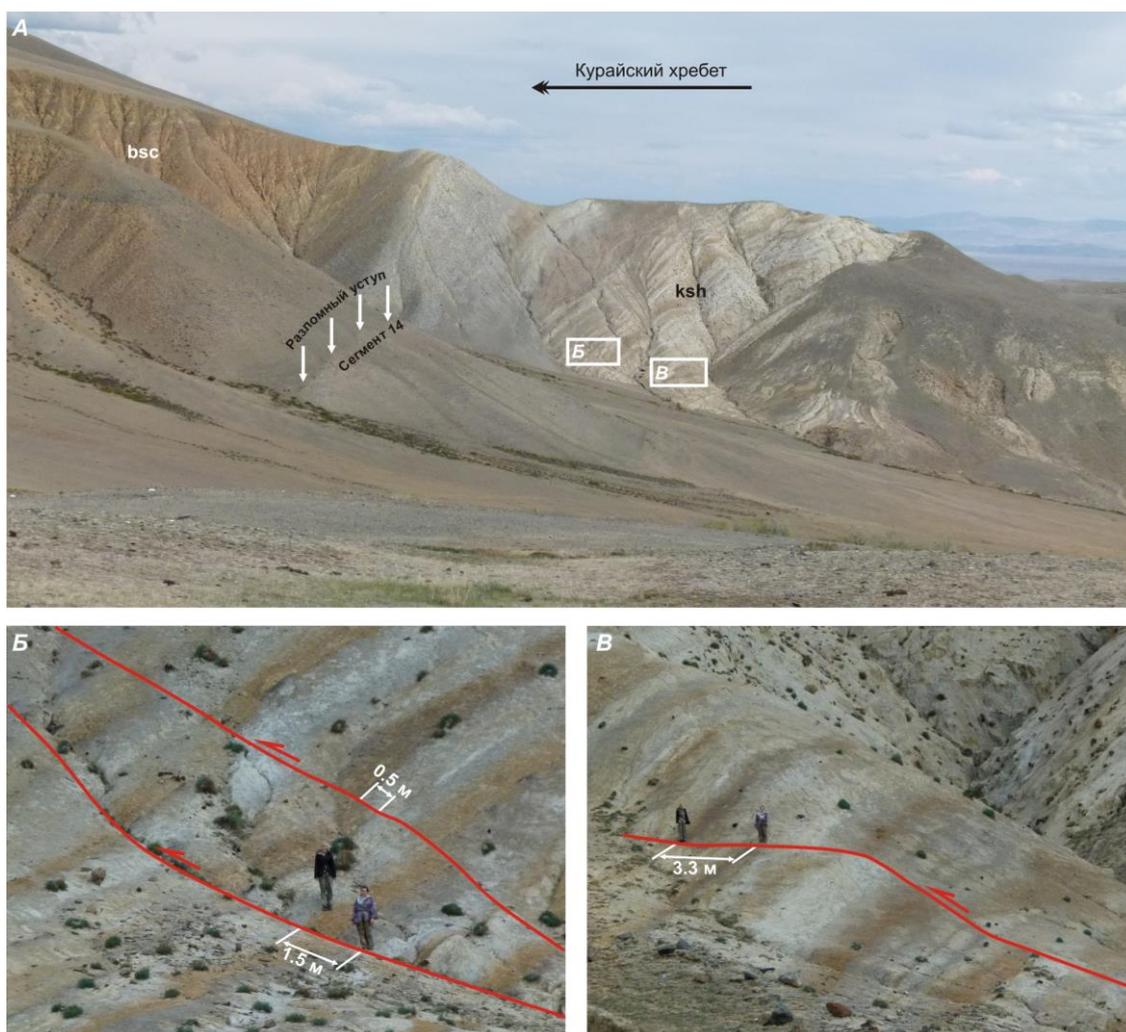
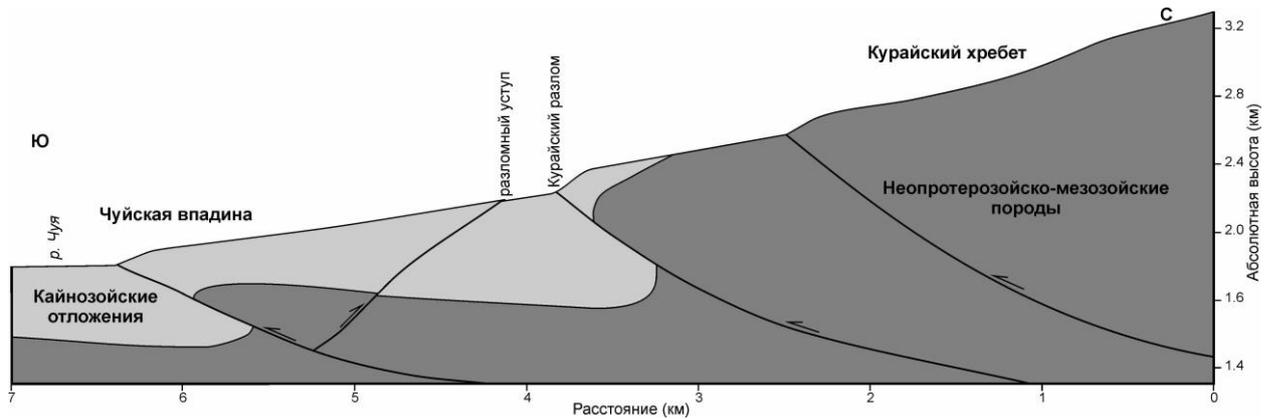


Рисунок 3.22 – А – находящиеся на восточном окончании разломного уступа верхнепалеоген–нижнеогеновые отложения кошагачской свиты (ksh), деформированные в зоне надвигания Курайского хребта на отложения Чуйской впадины; bsc – башкауская свита. Б, В – надвиги, фиксирующие смещение отложений Чуйской впадины в сторону Курайского хребта; положение фрагментов Б и В показано на фото А прямоугольниками

Выявленный факт надвигания отложений впадины в сторону обрамляющего хребта является уникальным для Горного Алтая. Однако, такая ситуация достаточно типична для Северного Тянь-Шаня, где известны аналогичные эффекты в зонах сочленения Чуйской впадины и Киргизского хребта (Чедия, 1986; Корженков, 2006; Bullen et al., 2003), Иссык-Кульской впадины и окружающих ее хребтов Кунгей-Ала-Тоо и Терскей-Ала-Тоо (Чедия, 1986; Корженков, 1987; Burgette, 2008; Selander et al., 2012; Деев и др., 2016б; Korzhenkov, Deev, 2017). Эти эффекты объясняются наличием обратных взбросо-надвигов как оперяющих структур к крупным пологим надвигам. Применительно к району исследований такая модель может выглядеть так, как показано на рисунке 3.23.



Надвигание хребта происходит по выполаживающимся к северу разломам. В качестве оперяющих к ним могут возникать обратные взбросо-надвиги. Изученный обратный разломный уступ представляет собой выход на поверхность плоскости такого оперяющего сейсмогенерирующего разлома

Рисунок 3.23 – Модель структурного взаимоотношения Курайского хребта и Чуйской впадины, по (Deev et al., 2017)

Деформационные структуры (в том числе и морфологически сходные) в четвертичных толщах Юго-Восточного Алтая могут иметь гляциогенное, криогенное, солифлюкционное, обвальное, оползневое, подводно-оплывневое, седиментационное и сейсмогенное происхождение. Отнесение деформационных структур в рыхлых четвертичных отложениях к разряду вторичных сейсмогенных определяется следующими соображениями.

В нижнеплейстоценовых бекенских отложениях Кызыл-Чинского разреза, по палеоклиматическим данным, гляциодислокации исключены. В то же время деформационные структуры в Чаган-Узунском разрезе можно было бы проинтерпретировать как результат давления ледника на увлажненные отложения его ложа (тем более, что здесь варвиты с деформированными слоями перекрыты мореной). Но дать такую интерпретацию не позволяет парагенетическая связь деформированных алевроитов и песков с грубообломочными слоями, формировавшимися при обрушении материала со склона в непокрытое льдом озеро. Поэтому автор уверен, что эти деформации гляциогенными не являются. Для деформационных структур в озерных отложениях (разрезы Чаган, Чаган-Узун, Бельтир, Тожом) без следов субаэральных перерывов можно исключить криогенный и солифлюкционный механизмы образования, так как формирование подземных льдов на дне озера представить достаточно сложно, а солифлюксий является субаэральным процессом. Структуры деформированной ряби течений имеют совершенно иную морфологию (Деев и др., 2009а).

Некоторые морфологические разновидности деформационных структур могут быть связаны с развитием повторно-жильных льдов. Но основной формой указанного типа подземных

льдов являются клинья с характерными отворотами слоев на краях, что в вышеприведенных разрезах не наблюдается.

Морфологически сходные с выделенными в разрезах деформационными структурами образования могут возникать в субаквальной обстановке при поступлении с берегов в озеро водокаменных и грязекаменных потоков. Благоприятные условия для таких седиментационных процессов возникают в палеогляциозоне на заключительных стадиях существования подпрудно-ледниковых водоемов (Зольников, Мистрюков, 2008; Зольников и др., 2010; Зольников, Деев, 2013а). Однако для подводных образований, связанных с течениями, характерны взаимные переходы оплывневых, мутьевых и дебрисных текстур друг в друга, т.е. дислокации и седиментация в них сингенетичны. Рассмотренные же деформационные структуры развиваются как вторичные дислокации по уже сформированным седиментационным текстурам и перекрываются или срезаются осадками с другими седиментационными текстурами. Итак, имеет место разрыв во времени седиментационных текстур и деформационных структур. Кроме того, подводно-оплывневые отложения, как правило, имеют более широкий набор текстур (складки волочения, микродиапиры, полосы с кляксообразными очертаниями), часто вытянутых в направлении движения. Это всегда не тонкие пакеты микродеформаций в озерных осадках, а слои смешанного состава, нередко мощностью до нескольких метров (Деев и др., 2009а).

Таким образом, комплексный анализ описанных в четвертичных разрезах парагенезисов деформаций как в отдельных слоях, так и в их последовательностях, с учетом палеогеографической обстановки, позволяет предположить их сейсмогенный генезис и объединить в группу сейсмиков. В пользу такого предположения говорят морфологическое подобие деформационных структур, зафиксированных на разных стратиграфических уровнях, в осадках различных генетических типов, спонтанное развитие деформированных интервалов в однотипно построенных разрезах. Приуроченность деформаций к определенным стратиграфическим уровням, наличие в едином разрезе нескольких слоев с деформациями, разделенных недеформированными слоями, определенно указывают, с одной стороны, на дискретность, с другой – на повторяемость событий, что и следует ожидать в сейсмоактивных зонах, характеризующихся чередованием периодов затишья и активизации. Палеосейсмическая активность рассматриваемой территории определяется тем, что в четвертичное время Юго-Восточный Алтай был областью интенсивного горообразования. Высокая сейсмичность территории сохраняется и по сей день (Деев и др., 2009а).

Присутствие сейсмиков в четвертичных толщах Юго-Восточного Алтая позволяет, в свою очередь, достаточно определенно взглянуть и на генезис присутствующих в их структуре слоев и линз грубообломочного коллювиального материала. Последние в слоистых алевролитах и

песках – результат обвалов в озеро материала со склонов, далеко не всегда являются следствием землетрясения. Однако парагенезис грубообломочных горизонтов в озерных осадках с сейсмитами в Чаган-Узунском и Кызыл-Чинском разрезах позволяет уверенно говорить о их сейсмогенной природе. Особенно важными представляются наблюдения в Чаган-Узунском разрезе, которые выявили небольшое упреждение в развитии сейсмиков к моменту отложения обвального материала. Это наблюдение позволяет утверждать, что сейсмита не являются следствием обвала, но и процесс их образования, и обвал получили спусковой импульс одновременно. Дополнительным аргументом в пользу связи грубообломочных прослоев с землетрясениями является их линзовидно-слоистое расположение в разрезах, указывающее на повторяемость процесса их формирования (Деев и др., 2009а).

Наиболее древние сейсмита зафиксированы в нижнеплейстоценовой бекенской свите (Кызыл-Чинский разрез). Подтверждения сейсмической активности Юго-Восточного Алтая в среднем плейстоцене найдены в виде сейсмиков в алевритах подпрудных озер (Чаганский и Кызыл-Чинский разрезы), в позднем плейстоцене – в озерных отложениях разрезов Бельтир и Тожом. Более определенно о возрасте деформаций можно говорить применительно к разрезу Бельтир – около 100 тыс. лет назад. Сейсмическая активность в широком возрастном диапазоне от 100 до 50 тыс. лет назад фиксируется сейсмитами разреза Менкский. Эпицентры древних землетрясений, в результате которых сформировались выявленные сейсмита, вероятно, связаны с разломными ограничениями Чуйской и Курайской впадин. Их магнитуды составляли $M \geq 5-5.5$, интенсивность $I \geq 6-7$ (обоснование оценок см. в главе 1).

3.2. Первичные и вторичные палеосейсмодислокации в Уймонской впадине

Одна из первых попыток выделения поверхностных разрывов сильных древних землетрясений в Уймонской котловине была предпринята С.Г.Платоновой (1999). Но за разломные уступы в этой работе ошибочно приняты протяженные (4–6 км) субмеридиональные гряды шириной в первые десятки метров и высотой до 4–5 м. Наши исследования показали, что гряды сложены аллювием конусов выноса рр. Кастахта и Курунда. Галечники, гравийно-галечники и пески с мутьдообразной, косо́й и массивной слоистостью накапливались в пределах русел-каналов, прорезанных в крупных наледях, покрывавших наземные дельты в эпоху МИС–2. Сами гряды представляют собой инверсионные формы рельефа, сформированные при таянии наледей и преобразовании синформного выполнения русел в антиформные валы. Многочисленные сбросы, флексуры, системы трещин и микроразломов, фиксируемые в аллювии, генетически связаны с процессом обрушения и оползания крыльев валов в процессе инверсии (Деев и др., 2018). Тем не менее, С.Г.Платонова была недалеко от истины – Уймонская впадина является одним из районов концентрации землетрясений геологического прошлого. Ниже приводятся результаты авторских палеосейсмологических исследований.

3.2.1. Изучение позднеплейстоцен–голоценовых разломных уступов в зоне Южно-Теректинского разлома

Как было показано в предыдущей главе, активный Южно-Теректинский разлом ограничивает Уймонскую впадину с севера (см. рисунок 2.42). Он характеризуется общей взбросовой кинематикой, а в его строении помимо основного уступа фиксируется серия более мелких разломных уступов. Строение одного из таких уступов изучено в карьере на западной окраине пос. Теректа (50.29567° с.ш., 85.86964° в.д.) (рисунок 3.24). Здесь на высоту до 15–20 м вздернуты верхнечетвертичные отложения. В юго-западной стенке карьера протяженностью 28 м и высотой до 5 м, вскрывающего верхнюю часть уступа, в стратиграфической последовательности задокументирован следующий набор слоев (рисунок 3.25) (Деев и др., 2018).

Слой 1. Полого-линзовидное переслаивание светло-коричневого алевролита, дресвяника и щебенника. Мощность отдельных линз до 0.1 м. Видимая мощность слоя более 1 м. Делювий.

Слой 2. Полого-наклонное линзовидное переслаивание серовато-бурых с белесоватыми карбонатными выцветами щебенников, дресвяников и песков. В слое присутствуют

многочисленные плохо окатанные валуны. Мощность линз 0.2–0.5 м. Видимая мощность слоя более 2.3 м. Делювий.



Рисунок 3.24 – Строение зоны Южно-Теректинского разлома на участке между пос. Теректа и Маргала (Деев и др., 2018)

Слой 3. Светло-коричневый слабогумусированный неслоистый алеврит. Мощность до 0.2 м. Наблюдаются раздувы мощности слоя в районе взбросо-надвигов F1 и F2 до 0.5 м. Палеопочва.

Залегание слоев 1–3 нарушено двумя одновозрастными взбросо-надвигами F1 и F2 с амплитудами смещения 1.5 м и 3.6 м соответственно. Слои 2 и 3 смещены плоскостью разлома F3 с амплитудой более 8 м.

Слой 4. Массивный серый с коричневатым оттенком щебне-дресвяник с песчано-алевритовым заполнителем. Раздув мощности до 1.5 м наблюдается в районе разломной плоскости F2. Коллювиально-делювиальные отложения.

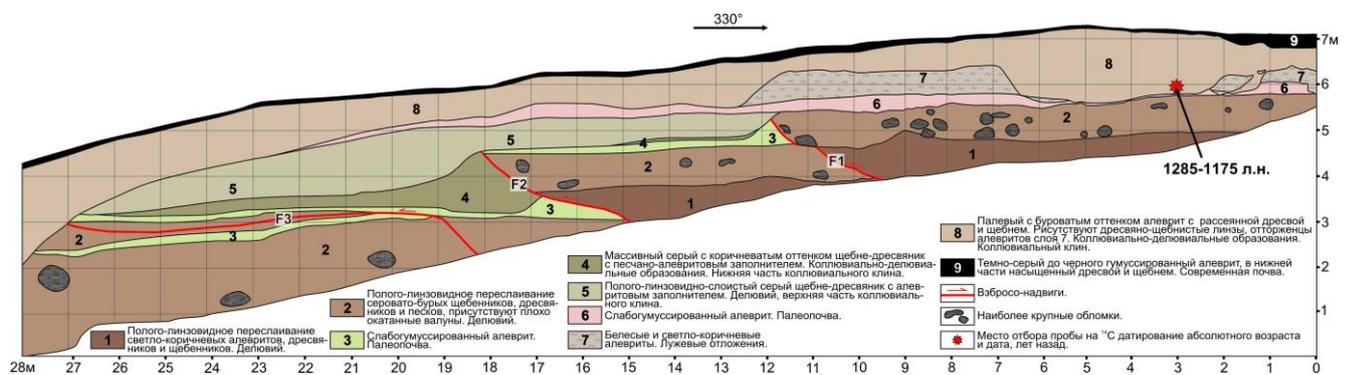


Рисунок 3.25 – Разрез юго-западной стенки карьера на западной окраине пос. Теректа, по (Деев и др., 2018) с изменениями

Слой 5. Пологолинзовидно-слоистый серый щебне-дресвяник с алевритовым заполнителем. Срезает слои 2–4, разломы F1 и F2. Мощность до 1.8 м. Делювий.

Слой 6. Слабогумусированный коричневый алеврит с примесью песка и дресвы, в нижней части насыщенный щебнем. Перекрывает отложения слоя 5 и несогласно залегает на отложениях слоя 2 в висячем крыле взбросо-надвига F1. Мощность до 0.4 м. Палеопочва.

Слой 7. Алевриты белесые с тонкой субгоризонтальной слоистостью в нижней части и светло-коричневые с невыдержанной слоистостью – в верхней. Прослеживаются фрагментарно. Мощность до 0.7 м. Лужевые отложения.

Слой 8. Палевый с буроватым оттенком алеврит с беспорядочно рассеянной дресвой и щебнем. Иногда наблюдаются дресвяно-щебнистые линзы мощностью до 0.15 м. Встречаются оторженцы размером 0.1–0.35 м алевритов слоя 7. Подошва неровная, срезает слои 2–7, плоскость разлома F3. Мощность до 2.1 м. Коллювиально-делювиальные отложения. Из основания слоя отобраны древесные угли. ^{14}C возраст углей составил 1270 ± 50 лет (СОАН-8456), калиброванный возраст – 1285–1175 лет назад (Деев и др., 2013а).

Слой 9. Темно-серая до черного современная почва, в нижней части насыщенная дресвой и щебнем. Подошва неровная. Мощность 0.3 м.

Таким образом, изучение юго-западной стенки протяженного карьера, вскрывающего зону Южно-Теректинского разлома на западной окраине с. Теректа, позволило выявить плоскости трех сейсмогенных разрывов взбросово-надвиговой кинематики (см. рисунок 3.25). Это подтверждает существовавшие представления, имеющиеся данные бурения и геоэлектрики о надвигании Теректинского хребта на Уймонскую впадину по зоне активного Южно-Теректинского разлома (Шмидт, 1963; Лукина, 1996; Трифонов и др., 2002; Деев и др., 2012г, 2013а; Русанов и др., 2017). Присутствие двух палеопочв (слои 3 и 6) и двух коррелятных сейсмическим событиям коллювиальных клиньев позволяет выделить соответствующее количество древних землетрясений. Малое содержание гумусового материала в палеопочвенных горизонтах пока не позволило определить их возраст (Деев и др., 2018).

Более древнему событию соответствуют два одновозрастных взбросо-надвига F1 и F2 с амплитудами смещения 1.5 и 3.6 м соответственно. Они смещают делювиальные отложения слоев 1, 2 и 3. В качестве нижней части коллювиального клина, образовавшегося при разрушении висячих крыльев, выступают отложения слоя 4. Верхняя часть коллювиального клина (слой 5) срезает слои 2–4, разломы F1 и F2. Стабилизации уступа отвечают палеопочва (слой 6) и лужевые отложения слоя 7. Смещения вдоль сейсмогенных разрывов указывают, что моментная магнитуда землетрясения составила $M_w = 7.1–7.4$, а интенсивность могла достигать $I = 9–10$ баллов. Возраст землетрясения в рамках позднего голоцена конкретизировать не удалось (Деев, 2018; Деев и др., 2018).

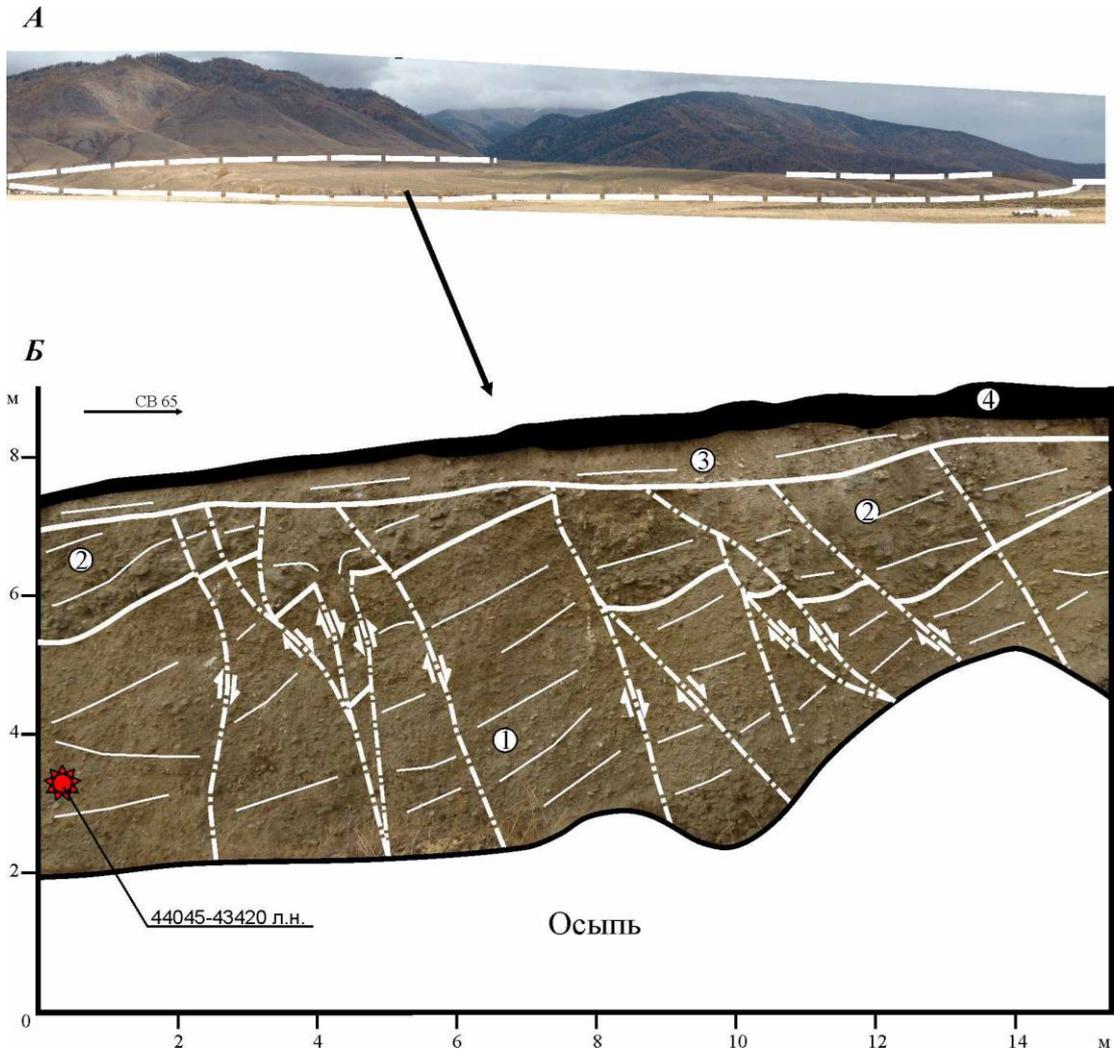
При более молодом землетрясении возник разрыв F3. Он смещает слои 2 и 3 с амплитудой более 8 м. В качестве коллювиального клина землетрясения следует рассматривать слой 8, срезающий отложения слоев 2–7. Датирование углей, отобранных из нижней части коллювиального клина, позволило установить, что сейсмогенная подвижка могла произойти около 1285–1175 лет назад, т.е. в 7–8 вв. н.э. Амплитуда смещения по сейсмогенному разрыву позволяет с использованием корреляционных зависимостей из (Wells, Coppersmith, 1994) оценить моментную магнитуду землетрясения $M_w = 7.4–7.7$. Интенсивность сотрясений на поверхности при такой магнитуде достигала $I = 9–11$ баллов по шкале MSK-64 (Деев, 2018; Деев и др., 2018).

Поверхностные разрывы в стратиграфическом положении, аналогичном более молодому землетрясению, были обнаружены в разрезе Чендекский, который расположен в 9 км к юго-востоку (см. рисунок 3.24).

Разрез Чендекский (50.25622° с.ш., 85.97560° в.д.). Придорожный карьер в тектоническом уступе в 1.3 км к востоку от пос. Чендек (рисунок 3.26 А). В северо-западной стенке карьера протяженностью 45 м и высотой 8.5 м, фрагмент которого представлен на рисунке 3.26 Б, в стратиграфической последовательности обнажается следующий набор слоев (Деев и др., 2013а).

Слой 1. Щебне-галечник с дресвяно-гравийно-песчаным заполнителем. Слоистость грубая наклонная субпараллельная. Видимая мощность слоя достигает 5 м. Делювиально-пролювиальные образования. В 2 м левее приведенного на рисунке 3.26 Б фрагмента обнажения с высоты 1.2 м от основания карьера отобрана левая ветвь нижней челюсти пищухи (*Ochotona alpina* Pallas, 1773) (определение А.В.Шпанского). Радиоуглеродное датирование отобранного материала дало возраст 40145 ± 274 (UGAMS 27122) лет. Калиброванный возраст составил 44045–43420 лет назад.

Слой 2. В нижней части слоя доминирует отломно-валунный материал с щебнисто-галечно-дресвяно-песчаным заполнителем. Встречаются отдельные глыбы. В верхней части слоя преобладает щебне-галечный материал с отдельными отломами; заполнитель дресвяно-песчаный. Слоистость грубая наклонная. Граница между слоями 1 и 2 несогласная наклонная ($30–40^\circ$), благодаря чему, отложения слоя 1 к основанию уступа полностью срезаются. Мощность слоя сокращается в обратном направлении (на северо-восток) от видимых 8.5 м до полного выклинивания. Проллювиальные образования.



Белые сплошные линии разной толщины – элементы слоистости, белые пунктирные линии – разломы.

Рисунок 3.26 – *А* – разломный уступ перед фронтом Теректинского хребта к востоку от пос. Чендек. Белым пунктиром нанесены линии разломов. *Б* – разрез Чендекский. Приведено по (Деев и др., 2013а)

Отложения слоев 1 и 2 на полную мощность секутся системой крутопадающих преимущественно на северо-восток (в сторону горного склона) разломов. Разломы хорошо диагностируются по смещению границы между слоями 1 и 2, внутренних литологических реперов в слое 1, зонам дробления и переориентировке уплощенного крупнообломочного материала. По кинематике среди разломов доминируют сбросы. Амплитуды смещения вдоль линий падения их плоскостей колеблются от первых см до 1.5–1.8 м.

Слой 3. Существенно щебнисто-дресвяный материал с песчано-алевритовым заполнителем. Слоистость невыдержанная, слабо наклонная в сторону уступа. Мощность до 0.8 м. Делювий. Срезает деформации и отложения слоя 2. Его последующее датирование может

позволить установить возраст сейсмогенной подвижки.

Слой 4. Современная черная почва. Мощность до 0.5 м.

Если рассматривать зафиксированные в разрезе сбросы в качестве первичных сейсморазрывов, то моментная магнитуда палеоземлетрясения может быть оценена в диапазоне $M_w = 6.8-6.9$ (Деев и др., 2018).



Рисунок 3.27 – А – фрагмент коренного обнажения тектонической брекчии с травертиновым цементом. Б – образец тектонической брекчии с травертиновым цементом

Еще один из эпизодов активизации разломных уступов в северной части Уймонской впадины зафиксирован при датировании травертинового карбонатного матрикса тектонической брекчии с обломками мраморов, которая обнажается в уступе в 1 км к востоку от пос. Маргала (50.2448° с.ш., 86.00142° в.д.) (см. рисунок 3.24, рисунок 3.27). Радиоуглеродный возраст матрикса составил 14605 ± 95 лет (СОАН-8547), калиброванный возраст – 15970–15700 лет назад (Русанов и др., 2013). По мнению автора, этот возраст отражает сейсмогенную подвижку в зоне Южно-Теректинского разлома. В результате подвижки произошло дробление в зоне разлома мраморов теректинского метаморфического комплекса (MPR–O₁) и дальнейшая проработка зоны дробления подземными водами, обогащенными углекислотой, с отложением цементирующего обломки мраморов карбонатного травертинового материала. Это древнее землетрясение вполне могло

привести к формированию в долине р. Катунь сейсмогравитационных структур, вызвавших подпруживание Уймонской котловины. Такие крупные сейсмогравитационные структуры формируются при землетрясениях с $M \geq 7$ и интенсивностью не менее 9–10 баллов. Отложения этого обвально-подпружного озера зафиксированы при изучении Маргалинского разреза (Деев и др., 2018).

3.2.2. Анализ среднеголоценовых вторичных сейсмогенных деформаций разреза Маргалинский

В восточной части Уймонской котловины, на левом берегу р. Катунь, в районе впадения в нее левого притока – р. Маргала (см. рисунок 2.43), расположен береговой обрыв протяженностью 420 м и высотой до 10 м (разрез Маргалинский 50.18821° с.ш., 86.00697° в.д.). Для иллюстрации его строения и присутствующих в разрезе деформаций выбрана восточная часть разреза длиной около 200 м (рисунок 3.28). В обнажении вскрывается надпойменная аккумулятивная терраса Катунь. Здесь в стратиграфической последовательности от уреза р. Катунь вверх наблюдаются (Деев и др., 2018).

Пачка 1. Аллювиальные отложения. В составе обособляется три слоя.

Слой 1.1. Серый мелкий валунник, крупный и средний галечник с редкими линзами светло-серого средне-крупнозернистого песка. Слоистость мультислойная и косая. Видимая мощность более 4.5 м. Русловой аллювий.

Слой 1.2. Палевые средне-мелкозернистые пески, алевритистые пески и алевриты с субгоризонтальной параллельной слоистостью. Толщина отдельных слоев достигает 10–20 см. Облекаяще перекрывает отложения слоя 1.1. Мощность до 1.8 м. Пойменный аллювий. Из основания слоя взят образец песка, ОСЛ-возраст которого составил 22 ± 1 тыс. лет (RIS0-132540) (Зольников и др., 2016).

Слой 1.3. Палевые крупно-среднезернистые и гравийные пески с наклонной, линзовидной и грубой субгоризонтальной параллельной слоистостью. Присутствуют линзы гравийно-галечников. Выполняет палеоврезы в слое 1.2. Мощность до 2.8 м. Русловой аллювий.

Пачка 2. Тонкое субгоризонтальное параллельное переслаивание палевых мелко-тонкозернистых песков и алевритов. Мощность до 1.5 м. Озерные отложения обвального-подпрудного-озера. Из основания пачки отобран образец песков (см. рисунок 3.28). Для него получен ОСЛ-возраст 14 ± 1 тыс. лет (RIS0-132541) (Зольников и др., 2016).

Отложения слоя 1.2 и пачки 2 участками нарушены микроразломами со смещениями в первые сантиметры и трещинами (рисунок 3.29). Кроме того, на одном из участков отложения пачки 2 фрагментированы в крупные синформные подушки шириной 4.5–5.5 м (рисунок 3.30). В зоне развития подушек подошва пачки становится изогнутой. Подушки разделены узкими зонами разрывов, в которые интродуцированы снизу вверх мелко-среднезернистые аллювиальные пески слоя 1.2. Слоистая внутренняя структура отложений слоя 1.2. теряется в основании разрывов. Вдоль зон разрывов крылья синформ изогнуты вплоть до обратного падения слоев.

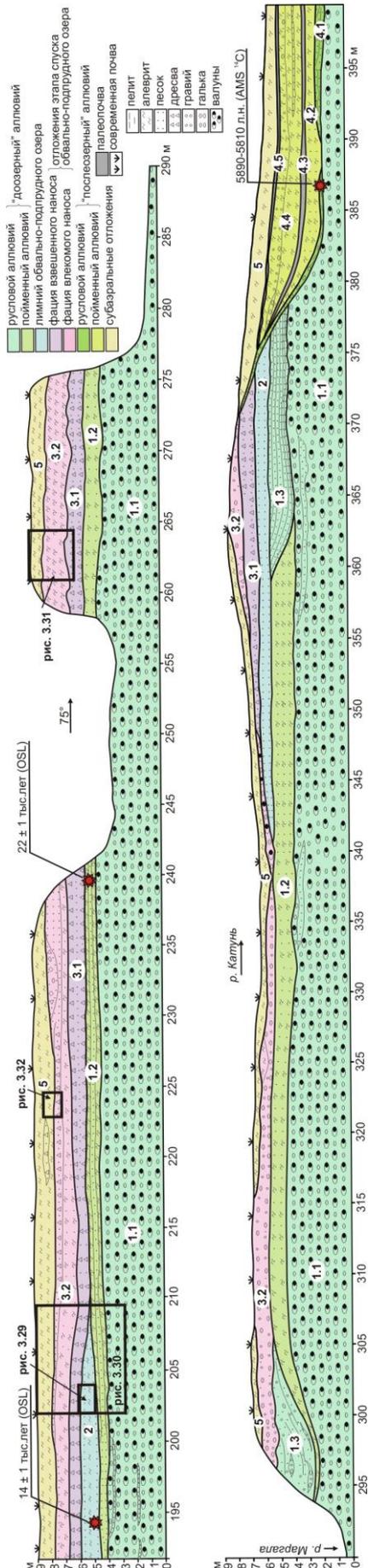


Рисунок 3.28 – Восточная часть разреза Маргалинский (Деев и др., 2018)

Верхняя часть подушек срезана наклонной подошвой слоя 3.1. Внутри подушек озерные отложения приобретают волнистую слоистость и растресканы.

Пачка 3. Паводковые отложения этапа спуска обвально-подпрудного озера.

Слой 3.1. Серые крупно-грубозернистые пески и дресвяники с субгоризонтальной параллельной слоистостью. Подошва неровная, срезающая отложения и деформации пачки 2, слоев 1.2 и 1.3. Мощность до 1.3 м. Фация взвешенного наноса паводкового водокаменного селя.

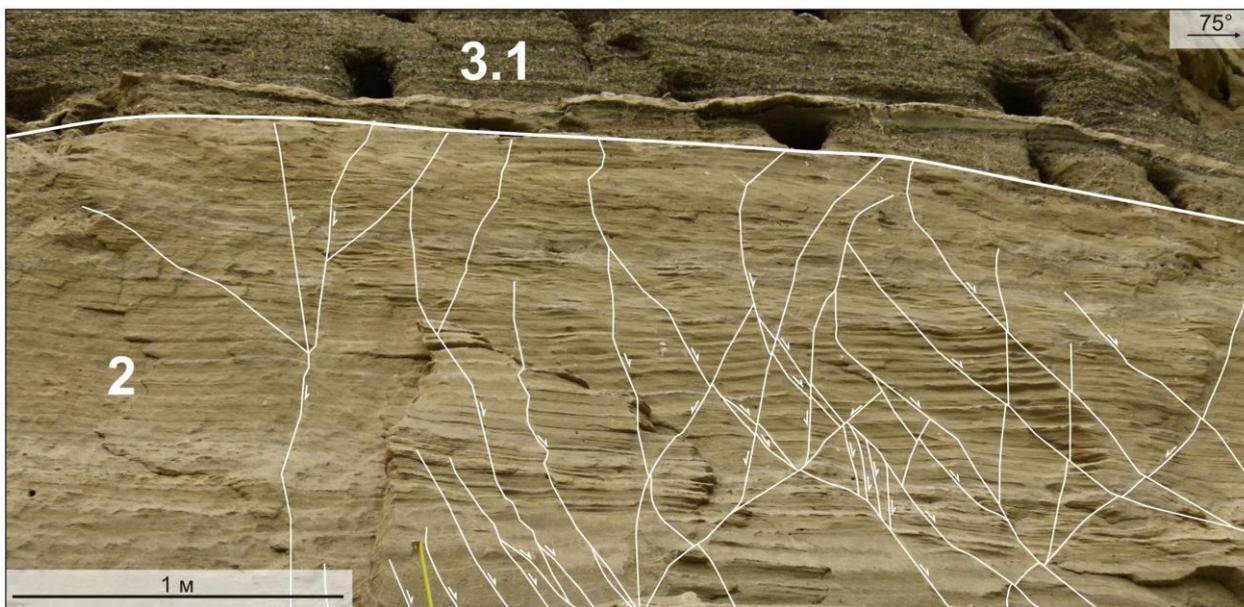
Слой 3.2. Серые и палевые пески, алевритистые пески и дресвяники с параллельной, линзовидной и косой слоистостью, прослои и линзы гравийно-галечников и валунно-галечников с мутьдообразной и косой слоистостью. Подошва слоя неровная, срезающая отложения слоев 3.1, 1.3, 1.2 и пачки 2. Мощность до 1.9 м. Фация влекомого наноса паводкового водокаменного селя. Наблюдаются многочисленные синседиментационные складчатые и разрывные деформации (рисунок 3.31), связанные с подводным оплыванием материала, и дробление на блоки при оползании увлажненного материала в субаэральной обстановке (рисунок 3.32).

Пачка 4. Аллювиальные отложения более низкой террасы, вложенные в пачки 1–3 в восточной части обнажения. В составе пачки выделено 5 слоев.

Слой 4.1. Серые разнозернистые пески и гравийно-галечники с параллельно-волнистой и косой слоистостью. В приподошвенной части присутствуют линзы и прослои мощностью до 0.3 м темно-серых глин с субгоризонтальной параллельной и полого-волнистой слоистостью, обогащенные растительным детритом. Мощность слоя до 0.6 м. Русловой аллювий.

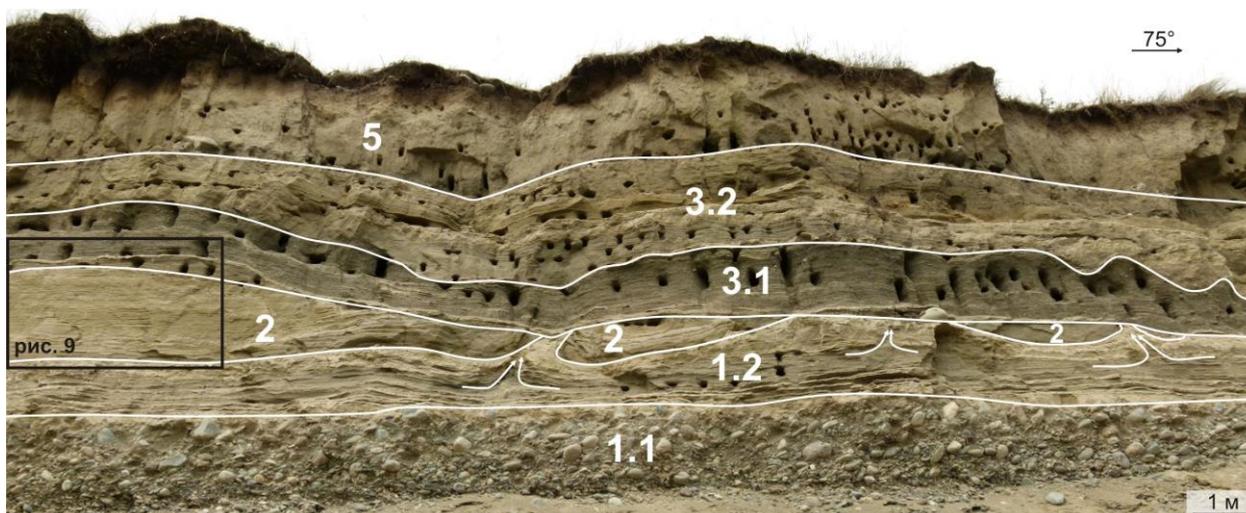
Для AMS ¹⁴C определения абсолютного возраста отобран образец глины, обогащенной

растительным детритом. Возраст образца составил 5046 ± 26 лет (UGAMS-27116), калиброванный возраст 5890–5810 лет назад.



Номера слоев и пачек соответствуют их нумерации в тексте

Рисунок 3.29 – Микроразломы и трещины в отложениях обвального-подпрудного озера, по (Деев и др., 2018)



Белыми линиями показаны границы слоев и пачек. Номера слоев и пачек соответствуют их нумерации в тексте

Рисунок 3.30 – Подушечные структуры в озерных отложениях пачки 2, по (Деев и др., 2018).

Слой 4.2. Светло-серые с палевым оттенком алевритистые пески, мелко-среднезернистые пески. Слоистость участками тонкопараллельная субгоризонтальная, участками – неявная. Мощность до 1.1 м. Пойменный аллювий.

Слой 4.3. Темно-серая до черной гумусированная супесь. Мощность до 0.3 м. Гидроморфная палеопочва поймы.



Рисунок 3.31 – Синседиментационные складчатые и разрывные деформации в отложениях слоя 3.2, связанные с подводным оплыванием материала, по (Деев и др., 2018)

Слой 4.4. Светло-серые с палевым оттенком алевритистые и мелкозернистые пески с прослоями мелко-среднезернистых песков и редкими линзами гравийников и мелких галечников. Слоистость участками тонкопараллельная субгоризонтальная, участками – неявная. Мощность до 2.1 м. Пойменный аллювий.

Слой 4.5. Темно-серая до черной гумусированная супесь. Мощность до 0.2 м. Гидроморфная палеопочва поймы.

Пачка 5. Лессовидные неслоистые алевриты, пески, супеси, венчающиеся современной почвой. Облекающе залегает на нижележащих отложениях. Общая мощность до 1.5 м.

Таким образом, в пределах изученного разреза эрозионно-аккумулятивной террасы р. Катунь выявлено два уровня развития деформационных структур. Верхний уровень деформаций связан с подводно-оплывневым течением осадков на этапе спуска обвальноподпрудного озера и с оползневыми эффектами в водонасыщенных отложениях, покрывавших днище Уймонской котловины после спуска озера (Деев и др., 2018).

Для нас большой интерес представляют деформации нижнего уровня – в отложениях доозерного пойменного аллювия (слой 1.2) и собственно озерных осадках (пачка 2). Они связаны с разжижением аллювиальных средне-мелкозернистых песков и движением песчано-водных потоков вверх с разрывом и складчатой деформацией озерных отложений,

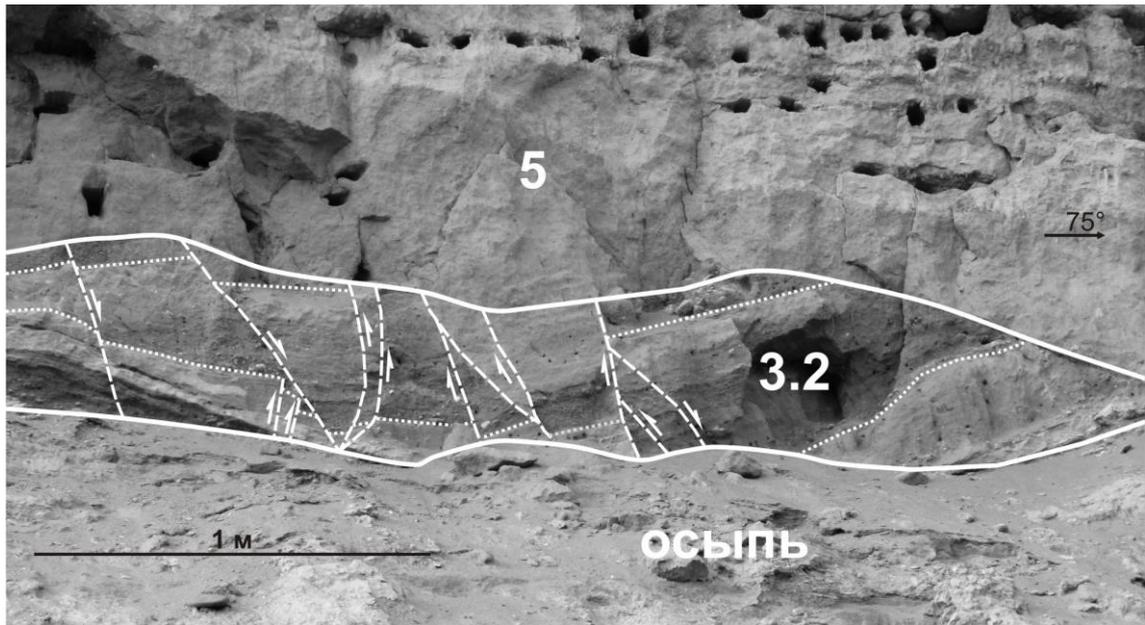


Рисунок 3.32 – Дробление на блоки отложений слоя 3.2 при их оползании в субаэральной обстановке (Деев и др., 2018)

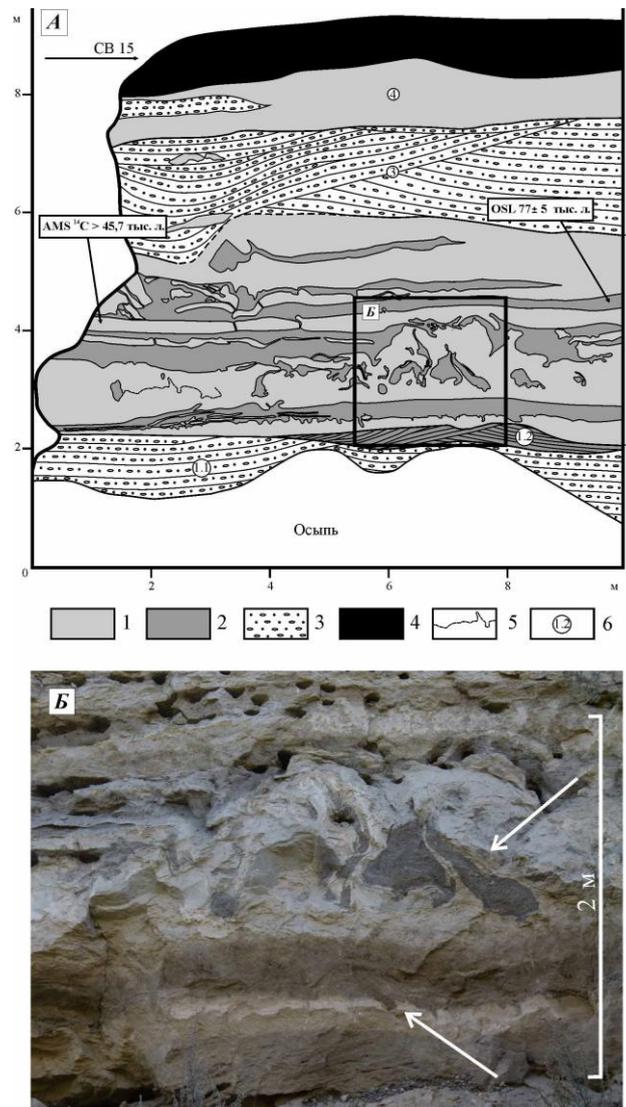
представленных тонким переслаиванием мелко-тонкозернистых песков и алевритов. Озерные отложения в таком случае сыграли роль флюидоупора, в котором помимо крупных разрывов, сопровождавшихся формированием синформных подушек, сформировались разноориентированные микроразломы и трещины. Флюидизированные пески при своем вертикальном движении могли формировать диапиры или изливаться на дно озера через открытые трещины (Rodríguez-Pascua et al., 2000), возможно с формированием конусов песчаных вулканов (Montenat et al., 2007). Однако верхние части этих структур были эродированы и перекрыты отложениями водокаменных селей. Автор постулирует сейсмогенный триггер для формирования описанного комплекса деформаций, т.к. в силу фациальной структуры отложений и палеогеографической обстановки исключаются из причин разжижения криогенез, ледниковая нагрузка, быстрое накопление отложений, их дифференцированное уплотнение или резко неоднородное распределение мощностей (Деев и др., 2018).

Подобного рода деформации характерны для землетрясений с $M \geq 7$ (Rodríguez-Pascua et al., 2000). Поверхностные сотрясения с $I = 9-10$ баллов вполне могли привести к разрушению обвальной плотины и спуску озера с формированием отложений пачки 3. Очевидно, что возраст сейсмического события достаточно близок возрасту базальных отложений аллювия пачки 4 – около 6000 лет назад. Во время этого аллювиального вреза на поверхности изученной террасы формировался комплекс субаэральных отложений пачки 5 (Деев и др., 2018).

3.2.3. Выявление позднеплейстоценовых сейсмиков в аллювии р. Катунь и в отложениях этапа спуска ледниково-подпрудных озер

Вторичные сейсмогенные деформации в аллювиальном комплексе Катунь прослежены на 160 м по латерали в разрезе аккумулятивной 12 метровой террасы в приустьевой части левого притока – р. Башталинка (см. рисунок 2.43) (Деев и др., 2013а, б).

Разрез Усть-Башталинский–1 (50.26448° с.ш., 85.67481° в.д.) расположен в приустьевой части долины р. Башталинка. В правом борту этого притока вскрывается разрез террасы, нижние 3 метра которого скрыты под осыпью. В разрезе снизу вверх обнажаются следующие стратиграфические единицы (рисунок 3.33 А).



1 – алевриты и алевропелиты; 2 – разнозернистые и гравийные пески; 3 – гравийно-галечники; 4 – современная почва; 5 – внутрислоевые реперы; 6 – номера пачек и слоев

Рисунок 3.33 – А – Разрез левобережной аллювиальной террасы р. Катунь (Усть-Башталинский–1). Б – Фрагмент обнажения, иллюстрирующий межслоевые деформации в пойменном аллювии пачки 2. Приведено по (Деев и др., 2013а)

Пачка 1. Слой 1.1. Серые гравийно-галечники косослоистые с редкими и маломощными прослоями гравийных песков. Видимая мощность более 1 м. Русловая фация аллювия.

Слой 1.2. Линза серых песков с косой слоистостью. Мощность до 0.4 м. Русловая фация аллювия.

Пачка 2. Субгоризонтальное чередование слоев алевритов и алевропелитов светло-серого и палевого цвета со слоями и линзами серых средне-крупнозернистых, местами гравийных песков. Мощность до 3.7 м. Пойменная фация аллювия. Из слоя алевритов в центральной части пачки отобраны мелкие тонкостенные раковины двух видов пресноводных гастропод: *Planorbis planorbis* и *Bithynia sp.*. Явным доминантом является *Bithynia sp.* Раковины этого вида были предоставлены в качестве образцов на AMS ^{14}C датирование, в результате которого получен возраст более 45700 лет назад (AA95968) (Деев и др., 2013а). Из песков пачки взят образец, для которого определен ОСЛ-возраст 77 ± 5 тыс. лет (RIS0-132537) (Зольников и др., 2016). Эти две датировки дополняют друг друга и указывают на то, что возраст нижнего аллювиального цикла соответствует завершению стадии МИС–5. Эти же датировки определяют возраст землетрясения, с которым связаны наблюдаемые в пачке деформации.

Деформации нарушают первичные межслоевые отношения и седиментационные текстуры, стратиграфическую последовательность слоев. Они представлены структурами перемешивания различных по гранулометрическому составу слоев с формированием структур нагрузки, диапиров и псевдонодулей, структур брекчирования и будинажа, участков утолщения и сокращения мощности слоев (см. рисунок 3.33).

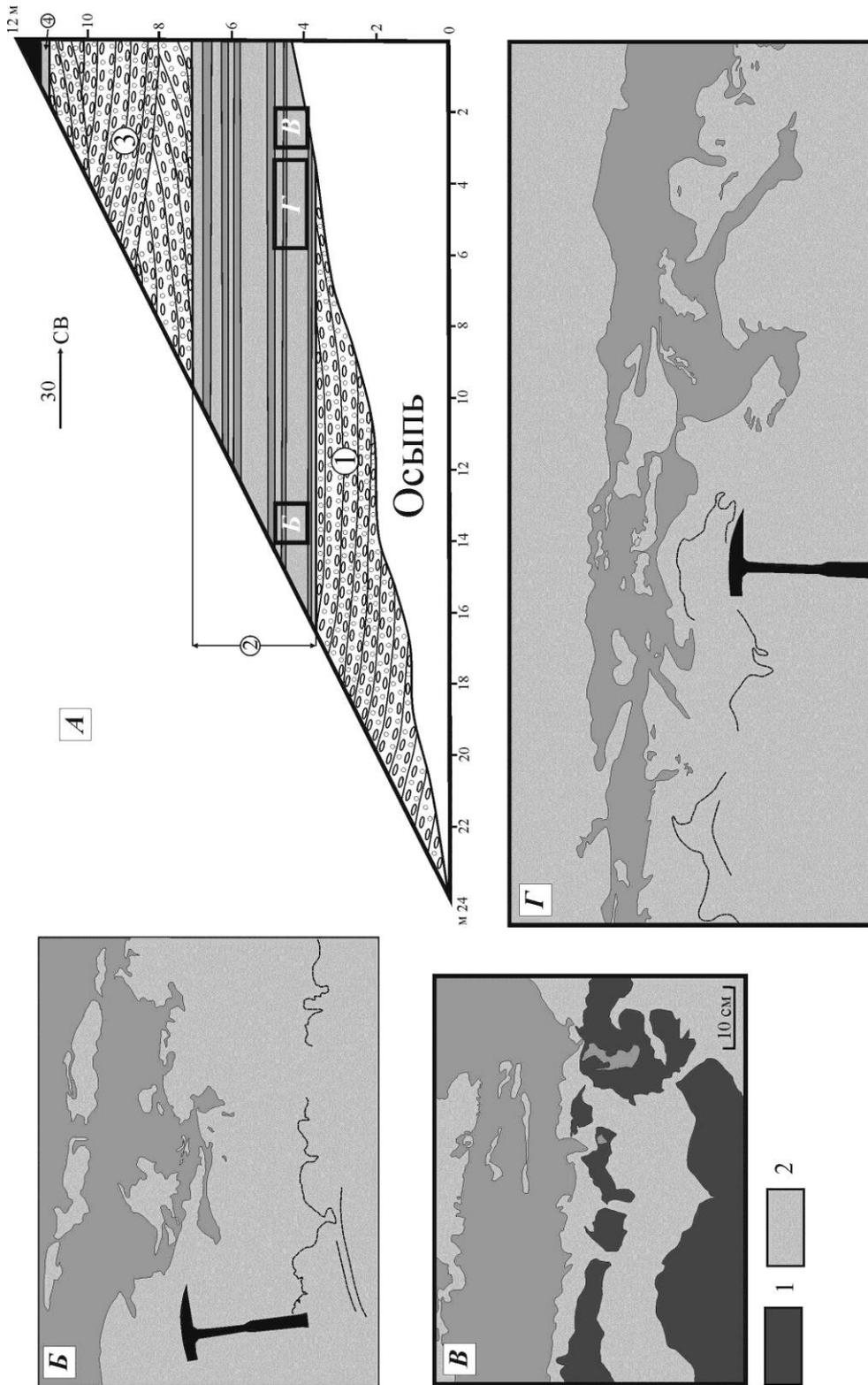
Пачка 3. Серые гравийно-галечники косослоистые с прослоями серых песков. Нижняя граница неровная, срезающая отложения пачки 3. Мощность до 2.1 м. Русловая фация аллювия.

Пачка 4. Палевые алевриты с маломощными прослоями и линзами гравийно-галечников. Мощность до 1.1 м. Пойменная фация аллювия.

Разрез венчается современной черной почвой мощностью до 1 м (Деев и др., 2013а, б).

На этом же стратиграфическом уровне деформации в пойменном аллювии наблюдаются и в следующем разрезе.

Разрез Усть–Башталинский–2 (50.26556° с.ш., 85.67341° в.д.). Расположен в правом борту приустьевой части сухого сая, вскрывающего ту же террасу, что и р. Башталинка, в 160 м выше по течению р. Катунь. Здесь снизу вверх обнажаются (рисунок 3.34 А).



1 – алевропелиты и 2 – алевролиты на рисунке 4 В. Остальные условные обозначения см. на рисунке 3.33

Рисунок 3.34 – А – Разрез левобережной аллювиальной террасы р. Катунь (Усть-Башгалинский-2) (Деев и др., 2013а). Б-Г – Фрагменты обнажения нижней части пачки 2, иллюстрирующие структуры перемешивания и будинажа при участии слоев разного гранулометрического состава

Пачка 1. Серые косослоистые гравийно-галечники с песчаным заполнителем. Видимая мощность более 3.7 м. Русловая фация аллювия.

Пачка 2. Субгоризонтальное чередование слоев светло-серых и палевых алевролитов и алевропелитов мощностью от 0.15 до 0.7 м со слоями светло-серых песков (в нижней части пачки) и светло-серых гравийных песков (в верхней части пачки), мощность которых достигает

0.1–0.2 м. Общая мощность пачки 3.4 м. Верхняя и нижняя граница ровные и горизонтальные. В пачке наблюдаются морфологически схожие с таковыми в пачке 2 разреза Усть-Башталинский–1, но меньшие по масштабам деформации слоев. Наиболее крупные по размерам деформационные структуры сосредоточены в нижней части пачки (рисунок 3.34 Б–Г).

Пачка 3. Серые гравийно-галечники с песчаным заполнителем с косой и мультислойной слоистостью. Мощность 4 м. Русловая фация аллювия.

Пачка 4. Палевые неслоистые алевриты. Мощность 0.2 м. Пойменная фация аллювия.

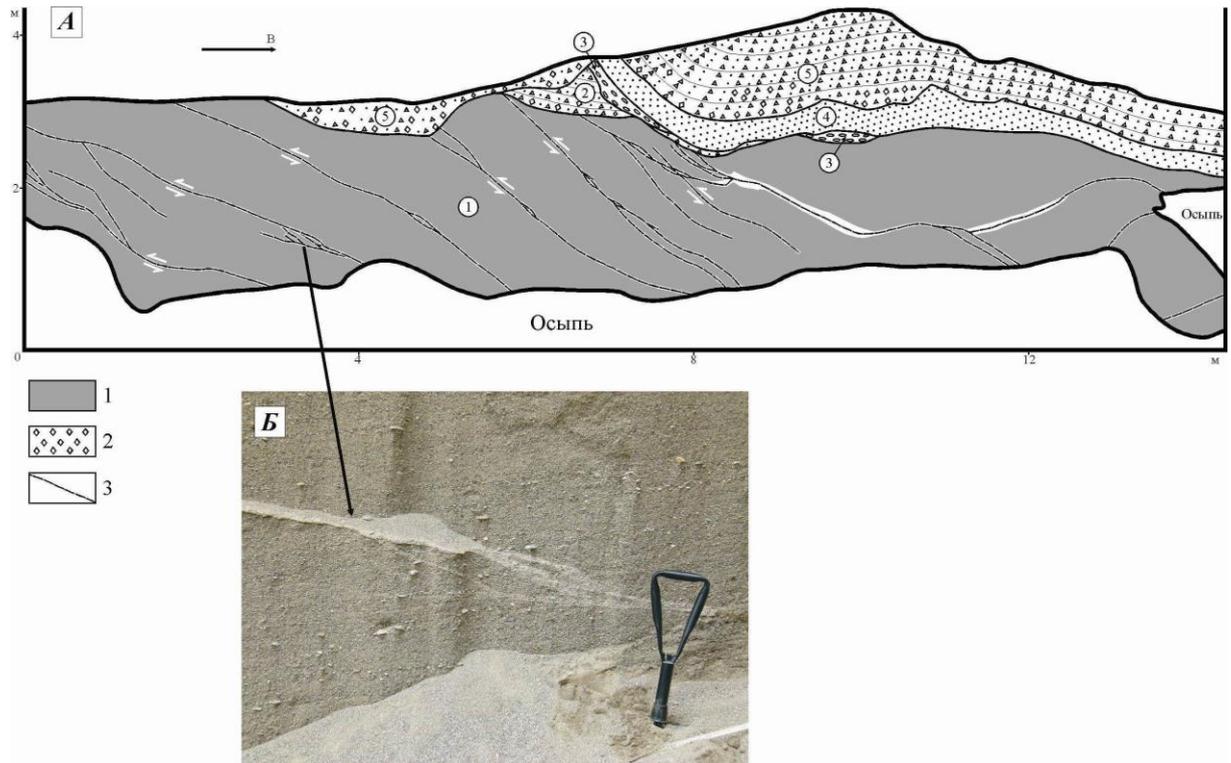
Разрез венчается современной черной почвой мощностью до 0.7 м (Деев и др., 2013а, б).

В двух из многочисленных изученных разрезов отложений гигантских гляциальных паводков, которые сформировались на этапе прорыва и спуска ледниково-подпрудных озер и зажаты датировками в интервале 100–90 тыс. лет, также выявлены вторичные деформации древних землетрясений.

Разрез Восточно–Уймонский (50.19453° с.ш., 86.01699° в.д.). Восточная окраина Уймонской впадины (см. рисунок 2.43). Карьер высотой более 4 м, в котором снизу вверх обнажаются (рисунок 3.35 А) (Деев и др., 2013а).

Слой 1. Серые пескодресвяники с галькой слабонаклонно (2–3° с запада на восток) параллельнослоистые. Нижняя граница скрыта под осыпью. Видимая мощность более 3.2 м. Отложения слоя генетически представляют собой взвешенный нанос гигантских гляциальных паводков. Они на всю видимую мощность секутся системой падающих на восток под углами 35–45° взбросов. Амплитуды смещений вдоль линий восстания сместителей составляют от первых сантиметров до 15–18 см. Лишь в восточной части обнажения наблюдается три трещины со встречным падением и неустановленной кинематикой смещения. Еще одной характерной особенностью является наличие белесых (за счет насыщения алевритовым материалом) ареалов вдоль некоторых разломов, за счет чего они оказываются более устойчивыми к выветриванию, нежели окружающие пескодресвяники (рисунок 3.35 Б). Такое насыщение алевритовым материалом “зон влияния” разломов может говорить о том, что они представляли собой каналы движения водно-алевритовых масс.

Слой 2. Серый пескодресвяник, в нижней части с примесью щебнистого материала. Мощность до 0.5 м. Подошва слоя резко срезает слоистость нижележащих отложений.



1 – пескодресвяники слоя 1; 2 – щебень; 3 – разрывные нарушения. *Б* – фрагмент белесой разломной зоны, выступающей за счет выветривания в рельефе стенки карьера на фоне пескодресвяников. Остальные обозначения см. на рисунке 3.33

Рисунок 3.35 – *А* – разрез Восточно-Уймонский (Деев и др., 2013а)

Слой 3. Линзы галечника мощностью до 0.2 м, вложенные в отложения слоев 1 и 2.

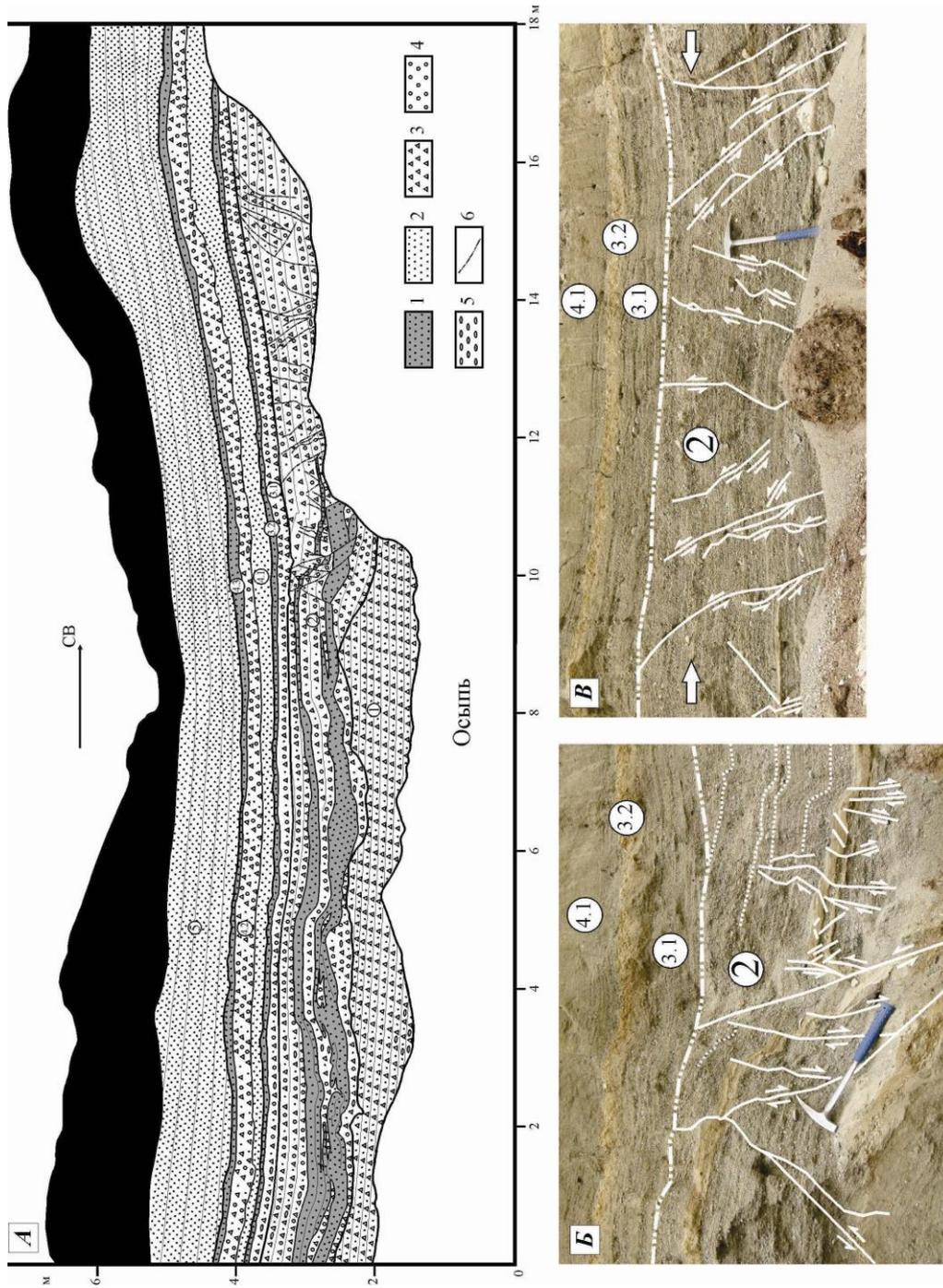
Слой 4. Палевый мелкозернистый песок. Мощность до 0.5 м. Слой имеет неровные верхнюю и нижнюю границы, облекает отложения слоев 1–3 и “задирается” вверх в центральной части обнажения.

Слой 5. Желтовато-серые пескодресвяники с подчиненным количеством щебнистого материала. Слоистость параллельная волнистая, в центральной части обнажения изгибается параллельно кровле пачки 4. Мощность до 1.3 м.

Отложения слоев 2–5 представляют собой комплекс пролювиальных образований.

Разрез Тюнгурский (50.15275° с.ш., 86.28352° в.д.), расположен на западной оконечности Тюнгурской впадины (см. рисунок 2.43), на левом берегу р. Катунь, в начале ее правого поворота перед пос. Тюнгур, во втором от уреза воды террасовом уступе. В придорожном карьере высотой 7.2 м, нижняя часть которого скрыта под осыпью, снизу вверх вскрыты (рисунок 3.36 *А*) (Деев и др., 2013а).

Пачка 1. Пескодресвяники. В нижней части встречаются отдельные гальки. Видимая мощность более 1.2 м.



1 – мелкозернистый песок; 2 – песок разномерный (размерность см. в тексте); 3 – дресва; 4 – гравий; 5 – галька; 6 – разрывные нарушения. Остальные обозначения см. на рисунке 3.33.

Рисунок 3.36 – А – разрез Тюнгурской. Б, В – разрывные нарушения и флексурные изгибы в отложениях пачки 2 (Деев и др., 2013а)

Пачка 2. Серые песко-дресвяно-гравийники с включением галечного материала, которые в центральной и юго-западной части обнажения переслаиваются и перемешиваются с буро-серыми и желто-серыми средне- и мелкозернистыми песками. В северо-восточной части обнажения нижняя часть пачки перекрыта осыпью. Подошва пачки неровная, срезающая слоистость отложений пачки 1. Мощность более 1.2 м. Отложения пачки полого изогнуты и нарушены системами малоамплитудных (до 10 см) сбросов и взбросов, флексурными изгибами. Кинематика смещений указывает на проявление как чистой обстановки сжатия (рисунок 3.36 В), так и сменяющих друг друга обстановок растяжения и последующего сжатия

(рисунок 3.36 Б).

Пачка 3. Серые песко-дресвяно-гравийники с “плавающей” галькой (слой 3.1), сменяющиеся в верхней части буро-серыми и желто-серыми мелкозернистыми песками (слой 3.2). Подошва пачки неровная, срезающая слоистость отложений пачки 2. Мощность пачки до 0.5 м.

Пачка 4. В основании пачки залегают серые среднезернистые пески (слой 4.1) мощностью до 0.3 м, сменяющиеся в средней части серыми песко-дресвяно-гравийниками (слой 4.2) мощностью до 0.3 м. Отложения слоев 4.1 и 4.2 характеризуются субгоризонтальной параллельной слоистостью. Завершается разрез пачки желто-серыми мелкозернистыми песками (слой 4.3) мощностью до 0.1 м. Подошва пачки полого-волнистая, местами неровная. Отложения пачки 4 в целом залегают согласно с отложениями пачки 3, в нижней части облекая неровности подстилающей пачки. Мощность до 0.7 м.

Пачка 5. Светло-серые тонкозернистые пески с субгоризонтальной параллельной слоистостью. Подошва пачки полого-волнистая, местами неровная. Отложения пачки 5 залегают согласно с отложениями пачки 4, в нижней части облекая неровности подстилающей пачки. Мощность 1.3 м.

В целом, пачки 1–5 генетически представляют собой отложения взвешенного наноса гигантских гляциальных паводков. В пачке 2 присутствуют фрагменты влекомого наноса (галечный материал) и прослой отложений мутьевых потоков, представленные мелко-среднезернистыми песками. Неслоистые мелкозернистые пески (слои 3.2 и 4.3), залегающие в кровле пачек 3 и 4, можно рассматривать как отложения потоков (зернистых потоков, суспензитов), перегруженных достаточно однородным в гранулометрическом отношении материалом, имеющих пастообразную высокоплотностную консистенцию (Лаврушин, 2005), которые завершают паводковый цикл. Разрез венчается современной черной почвой мощностью до 1.5 м.

Таким образом, полученные в последние годы ОСЛ датировки и установленные соотношения различных генетических типов позднеплейстоценовых отложений (см. рисунок 2.48), позволили установить возраст вторичных сейсмогенных деформаций, развитых в аллювиальном комплексе р. Катунь – около 77 тыс. лет, и в отложениях этапа спуска ледниково-подпрудных озер, зажатых датировками в интервале 100–90 тыс. лет (разрезы Восточно-Уймонский и Тюнгурский).

3.2.4. Оценка палеосейсмичности района Уймонской впадины

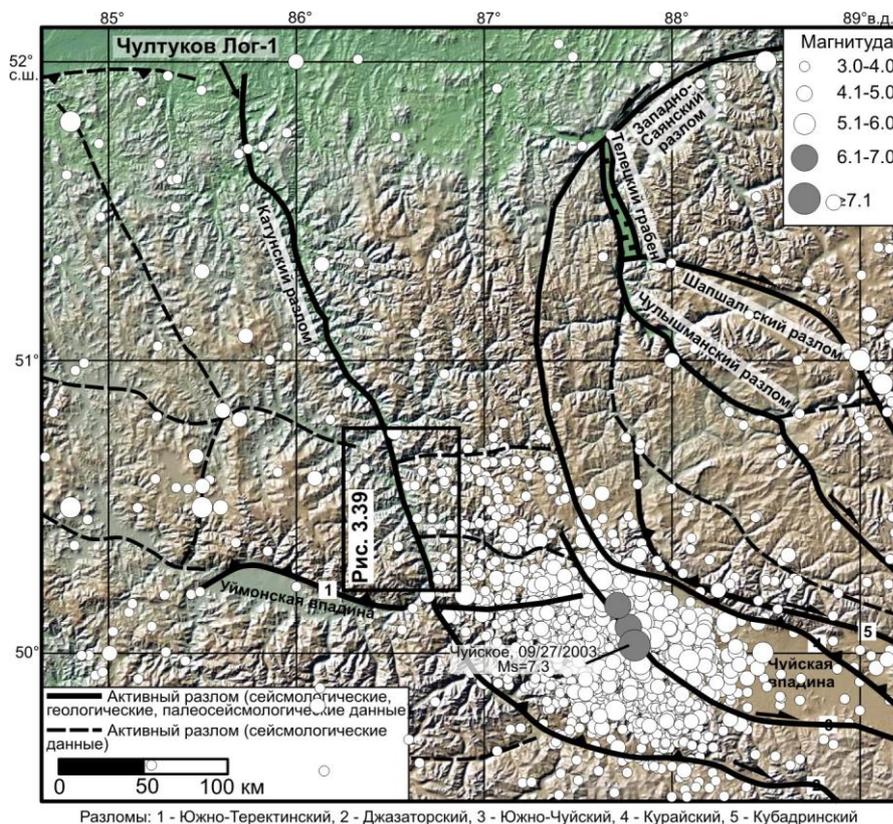
Подводя итоги палеосейсмологических исследований района Уймонской внутригорной впадины, отметим следующее. Впадина заложена в зоне активного Уймонского разлома. Теректинский хребет надвигается на впадину по зоне Южно-Теректинского разлома (северная ветвь Уймонского разлома). Наиболее молодая подвижка по разлому в 7–8 вв. н.э. спровоцировала землетрясение с $M_w = 7.4-7.7$ и $I = 9-11$ баллов. Не менее значимым было позднеголоценовое землетрясение с $M_w = 7.1-7.4$ и $I = 9-10$ баллов.

Еще одно землетрясение ($M \geq 7$, $I = 9-10$ баллов), связанное с этим разломом, могло произойти около 16 тыс. лет назад. Оно послужило триггером для формирования сейсмогравитационных структур, образовавших плотину подпрудного озера, возраст базальной части отложений которого составляет 14 ± 1 тыс. лет. Разрушение обвальной плотины и спуск озера связан с землетрясением ($M \geq 7$, $I = 9-10$ баллов) на рубеже около 6000 лет. Следы существенно более древних землетрясений, случавшихся в пределах Уймонской впадины, фиксируются по вторичным сейсмогенным деформациям в отложениях этапа спуска позднеплейстоценового ледниково-подпрудного озера (100–90 тыс. лет) и в аллювии с возрастом около 77 тыс. лет. Магнитуды этих землетрясений достигали не менее 5–5.5, а интенсивность – не менее 6–7 баллов по шкале MSK-64 (Деев, 2018; Деев и др., 2018).

3.3. Сильные палеоземлетрясения в зоне Катунского разлома

3.3.1. Структура зоны Катунского разлома

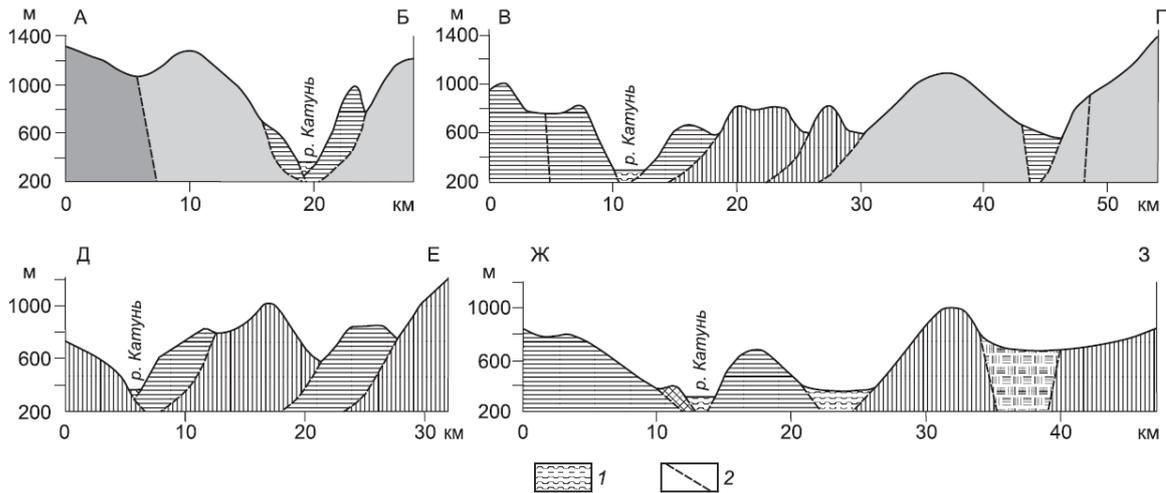
Катунский разлом трактуется как правый сдвиг (Yin, 2010) или как раздвиг (Лукина, 1996; Трифонов и др., 2002). Эти трактовки объединяет режим напряженного состояния коры, соответствующий субгоризонтальному растяжению со сдвигом. Он определен для южной части разлома на основе сейсмологических данных. При этом субгоризонтальные или наклонные оси растяжения имеют СВ ориентировку, оси максимального сжатия – СЗ ориентировку или вертикальны (Жалковский и др., 1995; Гольдин, Кучай, 2007; Ребецкий и др., 2013). Авторские морфотектонические исследования показали, что вместе с оперяющими разломами Катунский разлом образует зону растяжения шириной до 20–40 км и протяженностью до 200 км (рисунок 3.37, 3.38). Вдоль разлома выделяется несколько приразломных грабенов – Яломанский, Чемальский, Усть-Семинский и Манжерокский



Эпицентры исторических и инструментально зарегистрированных землетрясений приведены по данным сейсмических каталогов IRIS и (Уломов, Медведева, 2011). Карты отененного рельефа построены с использованием программы GeoMapApp (<http://www.geomapp.org>)

Рисунок 3.37 – Основные активные разломы Горного Алтая, по (Трифонов и др., 2002; Рогожин и др., 2008; Деев и др. 2013а, 2018; Уломов и др., 2016; Deev et al., 2017)

(рисунок 3.39, 3.40). По Катунскому разлому заложена долина самой крупной из рек Горного Алтая – р. Катунь. Практически все оперяющие Катунский разлом дизъюнктивы дренируются крупными и мелкими правыми и левыми притоками Катунь. Молодость Катунского разлома подчеркнута резким понижением местного базиса эрозии для ряда притоков (реки Камышла, Соузга, Бельтертук, Бол. Сумульта, Кадрин, Урсул), в результате чего они имеют невыработанный профиль равновесия и обрываются к Катунь крутопадающими участками или водопадами (Деев и др., 2012а, 2015а).

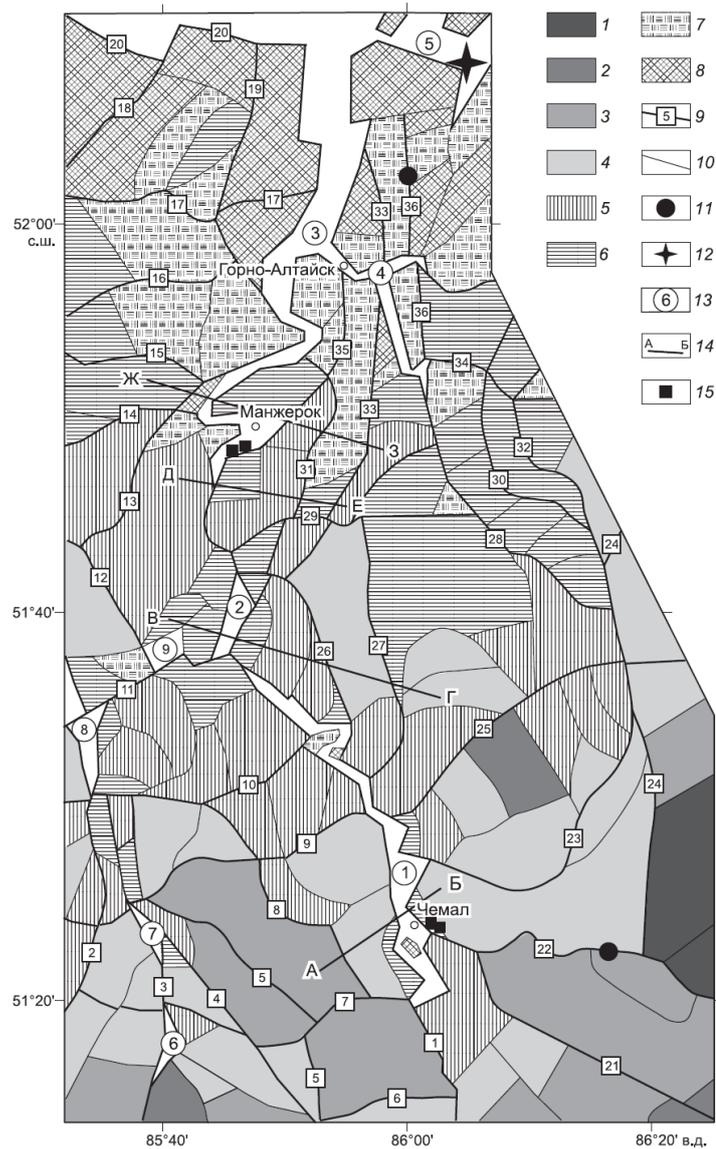


1 – осадочные комплексы, выполняющие структуры растяжения; 2 – разломы. Остальные условные обозначения см. на рисунке 3.39

Рисунок 3.38. Поперечные профили в северной части зоны Катунского разлома, по (Деев и др., 2012а)

Вероятно, формирование Катунского разлома началось в четвертичном периоде. Приразломные грабены выполнены комплексом четвертичных отложений, мощность которых может достигать 400 м. Ограниченное количество датировок абсолютного возраста отложений на сегодня позволяет представить лишь общую схему взаимоотношений стратиграфических единиц в структуре осадочного выполнения долины р. Катунь и ее боковых притоков (рисунок 3.41). Наиболее древний бурочетный аллювий зафиксирован в Чемальском грабене, в районе пос. Аскат (Ефимцев, 1964). Он является стратиграфическим аналогом нижне–среднеплейстоценовой бурочетной молассы, выделяемой в пределах крупных межгорных впадин Горного Алтая (Чуйской, Курайской и Уймонской) и соответствующей основному этапу кайнозойского орогенеза (Федак и др., 2011; Деев и др., 2012в; Русанов и др., 2017).

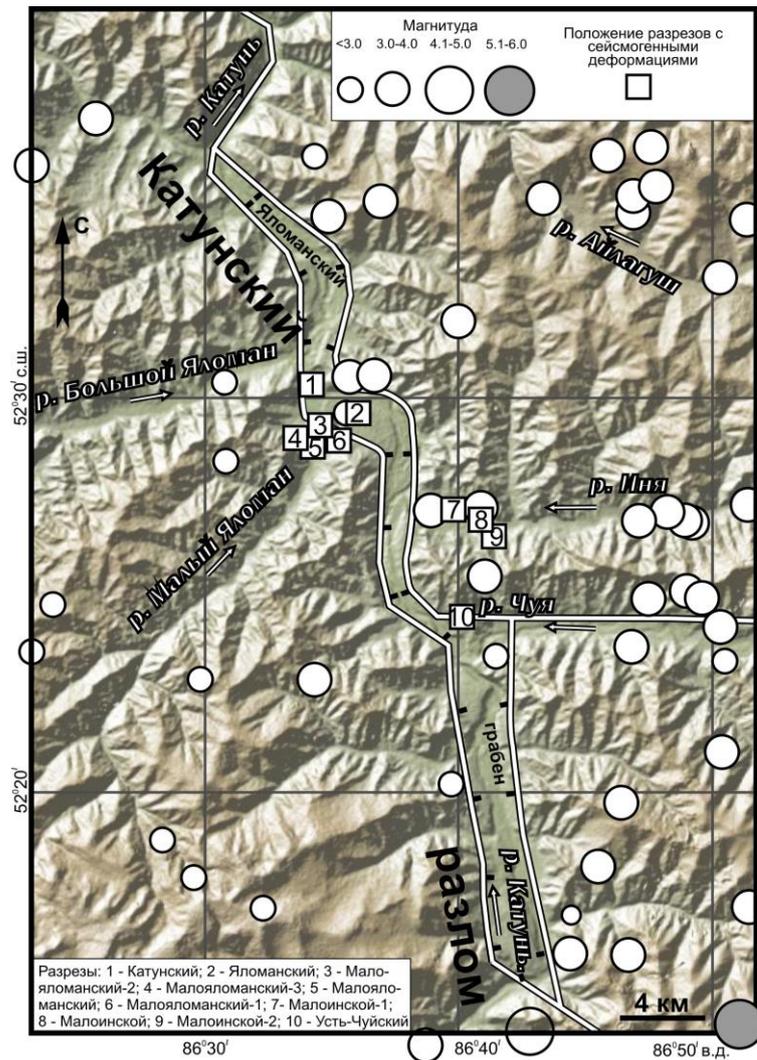
Стратиграфически выше залегают средне–верхнеплейстоценовые отложения гигантских гляциальных паводков (ининская и сальджарская толщи) (см. рисунок 3.41). Их строение и слагаемые ими формы рельефа рассмотрены в (Парначев, 1999; Зольников, 2008, 2009, 2011; Зольников, Мистрюков, 2008; Зольников и др., 2014, 2015, 2016, Деев и др., 2009а, 2012а,б,



1–8 – блоки с высотами (м): 1 – 2250–2000, 2 – 2000–1750, 3 – 1750–1500, 4 – 1500–1250, 5 – 1250–1000, 6 – 1000–750, 7 – 750–500, 8 – ниже 500; 9 – основные разломы (цифры в квадратах): 1 – Катунский раздвиг, 2 – Чергушский, 3 – Семинский, 4 – Марчелинский, 5 – Сингужский, 6 – Апшухтинский, 7 – Бертский, 8 – Кандынско-Емурлинский, 9 – Аносский, 10 – Емурлинский, 11 – Камлакский, 12 – Малокамлакский, 13 – Устобинский, 14 – Нижнекаянчинский, 15 – Каянчинский, 16 – Айский, 17 – Бабырганский, 18 – Поперечный, 19 – Сетовченский, 20 – Северный фас Алтая, 21 – Чемальский, 22 – Кубинский, 23 – Элекманарский, 24 – Малоишинский, 25 – Куюмский, 26 – Мажиганский, 27 – Узнезинский, 28 – Майминский, 29 – Мунинский, 30 – Сайдыс-Таштатский, 31 – Союзгинский, 32 – Ильчик-Карасукский, 33 – Малосиульский, 34 – Сайдыский, 35 – Манжерокский, 36 – Татарьинский; 10 – второстепенные разломы; 11 – эпицентры инструментально зарегистрированных землетрясений; 12 – эпицентр исторического землетрясения; 13 – грабены (цифры в кругах): 1 – Чемальский, 2 – Усть-Семинский, 3 – Манжерокский, 4 – Горно-Алтайский, 5 – Ишинский, 6 – Шебалинский, 7 – Маютинский, 8 – Чергинский, 9 – Камлакский; 14 – линии профилей; 15 – места расположения разрезов с сейсмитами, приведенных на рисунках 3.66–3.69

Рисунок 3.39 – Неотектоническая схема нижней части горного участка долины р. Катунь и прилегающих территорий, по (Деев и др., 2012а)

2013а, 2015а; Зольников, Деев, 2012, 2013а, б; Rudoy, Baker, 1993; Carling, 1996, 2013; Carling et al., 2002, 2009; Rudoy, 2002). Согласно (Carling, 2013), в вертикальном разрезе суперпаводкового цикла может быть выделен следующий набор фаций: (1) базальные грубообломочные грубо-параллельно-слоистые отложения, (2) грубообломочные отложения крупномасштабных клиноформ, (3) тонко-горизонтально-слоистые мелкообломочные отложения, (4) валунно-галечники и пески, формирующие дюны и рябь течения, (5) маломощные неслоистые алевриты и пески (6) завершающие в некоторых случаях последовательность отложения дебрисных потоков. Их соотношения иллюстрирует рисунок 3.42.



Эпицентры инструментально зарегистрированных и исторических землетрясений нанесены по данным Алтае-Саянского филиала геофизической службы РАН (период 1963–2009 гг.), сейсмических каталогов IRIS и (Уломов, Медведева, 2011). Белые линии – основные активные разломы

Рисунок 3.40 – Яломанский грабен, по (Деев, 2018)

Выявленные аккумулятивные и эрозионные формы рельефа в виде “полей гигантской ряби”, “спиллвеев” и т.д. позволили оценить гидравлические параметры таких паводков. Для разных участков долин рек Катунь и Чуя и стадий паводка получены следующие оценки: расходы от $2 \cdot 10^4$ м³/с до $1,2 \cdot 10^7$ м³/с, глубины от 50 до 400 м, скорости потока от 16 до 72 м/с. Общая длительность такого гигантского паводка могла составлять от нескольких дней до двух недель (Рудой, 2005; Рудой, Земцов, 2010; Carling, 1996; Herget, 2005; Huang et al., 2014; Bohorquez et al., 2016).

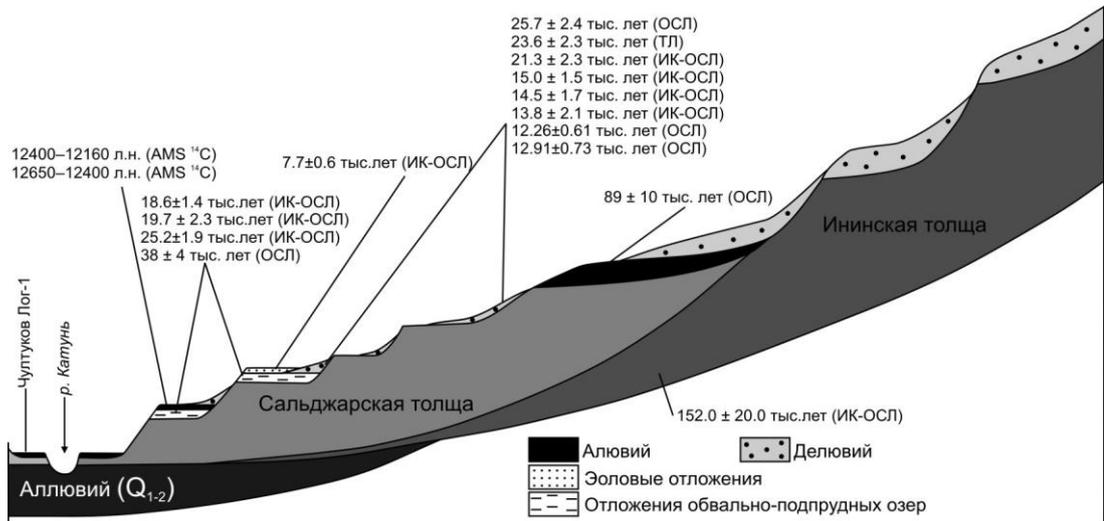


Рисунок 3.41 – Принципиальная схема взаимоотношений стратиграфических единиц в структуре осадочного выполнения долины р. Катунь и ее боковых притоков, по (Зольников, 2011; Deev et al., 2018b) с изменениями. Без масштаба

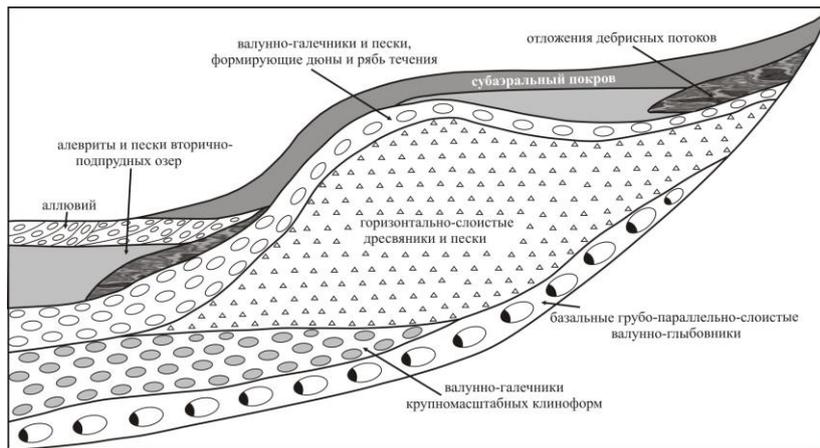
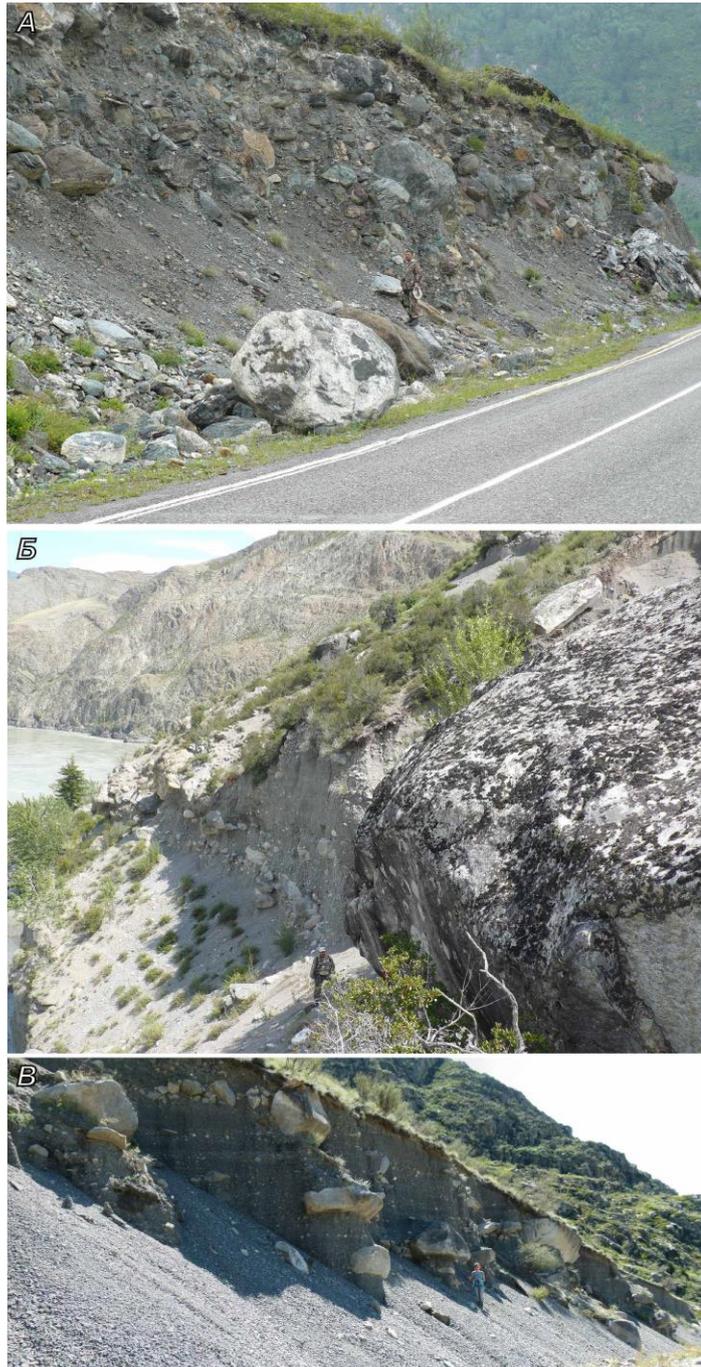


Рисунок 3.42 – Соотношение фаций гигантского гляциального паводка, по (Зольников, 2011)

В основании суперпаводкового цикла залегает слой грубообломочных отложений влекомого наноса суперпаводкового потока (Парначев, 1999; Зольников, 2008; Зольников и др., 2015; Carling et al., 2002; Carling, 2013). Он представляет собой глыбовник или валунно-глыбовник мощностью до 10 м и прослеживается на протяжении

многих сотен метров (рисунок 3.43). Еще одной характерной особенностью залегания валунно-глыбовников является «задиране» их подошвы на склоны долин с превышением более чем



А – валунно-глыбовник сальджарской толщи, вскрытый при строительстве Чуйского тракта в правобережной средней террасе р. Чуя (Деев и др., 2012б). Б – базальный слой валунно-глыбовников в основании одного из циклитов сальджарской толщи, средняя правобережная терраса р. Катунь, напротив п. Иня, Яломанский грабен (Деев и др., 2015а). Б – глыбы и крупные валуны, ориентированные согласно параллельной слоистости щебне-галечников ининской толщи, высокая правобережная терраса р. Катунь напротив пос. Малый Яломан, Яломанский грабен (Зольников и др., 2014)

Рисунок 3.43 – Базальные отложения циклитов гляциальных суперпаводков в долинах рр. Чуя и Катунь

на 100 м. С подстилающими отложениями валунно-глыбовники имеют эрозионный контакт. Для валунно-глыбовников характерно хаотическое расположение обломков, грубая параллельная субгоризонтальная и наклонная (до 20°) слоистость. Глыбовники и валунно-глыбовники часто выступают в качестве «структурных поверхностей», по которым р. Катунь выработывала площадки своих эрозионных террас. Когда базальный грубообломочный слой препарируется речной эрозией, образуется перлювий в виде обширных (до нескольких км²) глыбовых полей на поверхностях террас.

Вверх по разрезу базальные валунно-глыбовники наращиваются крупномасштабными клиноформами, состоящими из валунно-щебне-галечного материала с включением отдельных глыб размером до нескольких метров (Парначев, 1999; Зольников, 2008; Деев и др., 2009а, 2012а, 2015а; Зольников, Деев, 2013а,б; Зольников и др., 2015; Carling et al., 2009; Carling, 2013). Для этих отложений мощностью до 50 м характерна невыдержанная параллельная субгоризонтальная и наклонная (до 15–20°) слоистость, грубая косая слоистость. Элементы слоистости отражают накопление клиноформ при формировании крупных баров и дюн в долине, по которой проходил суперпаводок (Carling, 2013).

Выше грубозернистых отложений залегают пачки, сложенные дресвяниками, гравийниками, песками, алевритами. Их мощность может достигать первых десятков метров (рисунок 3.44). Для них характерна параллельная или слабоволнистая горизонтальная и слабонаклонная слоистость (Парначев, 1999; Зольников, 2008; Деев и др., 2009а, 2012а, 2015а; Зольников, Деев, 2013а, б; Зольников и др., 2015; Carling et al., 2002; Carling, 2013). Такая слоистость могла возникнуть в результате высокой скорости седиментации из насыщенного обломочным материалом глубоководного пульсирующего потока с ламинарным характером течения. Высокая скорость седиментации возникла при резком падении скорости и несущей способности потока. Особенно благоприятными для этого были участки перед сужениями магистральной долины, участки «эрозионной тени» на поворотах долины, а также приустьевые расширения боковых притоков. Присутствующие косая и наклонная слоистости указывают на то, что поток часто имел не только ламинарный характер движения, но и турбулентный. Среди мелкообломочных отложений могут присутствовать прослойки щебня и гальки, в исключительных случаях наблюдаются крупные глыбы, уложенные в слоистость. Среди отложений двух последних рассмотренных фаций часто встречаются чужеродные нелитифицированные обломки слоистых озерных алевритов и песков, дресвяников, которые перемещались в потоке в мерзлом состоянии (рисунок 3.45).

Над существенно горизонтально-слоистыми отложениями залегают валунно-галечники, галечники и пески с косой слоистостью (Зольников, Деев, 2013а, б; Деев и др., 2015а; Carling et al., 2009; Carling, 2013). Они отлагались из турбулентного слабонасыщенного обломочным

материалом потока на завершающем этапе паводка, когда уровень воды спускался до положения, при котором доминировали обстановки перемещения обломков путем волочения по дну и сальтации. Основание этих отложений обычно отделяется от подстилающих отложений эрозионным разрывом, а их мощность достигает 10–15 м. Валунно-галечники слагают дюны протяженностью от 20 до 200 м и высотой до 4.8 м. Промежутки между дюнами могут достигать 30–70 м (Carling, 1996).



А – придорожное обнажение дресвяников с прослоями щебня и гальки ининской толщи с субгоризонтальной параллельной слоистостью в левобережной высокой террасе р. Катунь в 4 км к северу от устья р. Большой Яломан, Яломанский грабен, по (Деев и др., 2015а). *Б* – постепенный фациальный переход между валунно-щебне-галечниками и дресвяниками с прослоями щебня и гальки в ининской толще с сохранением общей субгоризонтальной параллельной слоистости, обнажение на правом берегу р. Малый Яломан, в 0.9 км выше устья, Яломанский грабен (Деев и др., 2015а). *В* – обнажение четырех пачек дресвяников сальджарской толщи, слагающих среднюю террасу в правом борту р. Катунь, в районе пос. Чепош, Чемальский грабен, по (Деев и др., 2012а), несогласные границы между пачками показаны черными стрелками, в овале – люди для масштаба; *Г* – пескодресвяники ининской толщи с различными типами слоистости, фрагмент стенки карьера в правобережной высокой террасе р. Катунь, район пос. Усть-Сема, Усть-Семинский грабен; *Д* – наклонно-параллельно-слоистые песко-дресвяно-гравийники с щебнегалечными прослоями (сальджарская толща), обнажение средней правобережной террасы р. Катунь в районе пос. Манжерок, Манжерокский грабен (Зольников, Деев, 2013б)

Рисунок 3.44 – Отложения суперпаводковых дресвяников, гравийников, песков и алевритов с характерными элементами параллельной субгоризонтальной и наклонной слоистости, косой слоистости

Во многих разрезах в верхней части суперпаводковых циклов встречаются неслоистые алевропески мощностью от первых десятков сантиметров до 1 м, которые облекаяще ложатся на подстилающие отложения (Деев и др., 2012а; Carling, 2013). Их, согласно Ю.А. Лаврушину (2005), можно рассматривать как отложения потока (зернового потока, суспензита), перегруженного достаточно однородным в гранулометрическом отношении материалом, имеющим пастообразную высокоплотностную консистенцию.

В ряде разрезов фиксируются завершающие разрез суперпаводкового цикла отложения дебрисных потоков, которые транспортируют материал со склонов долины к ее днищу после спада паводка (Зольников, Деев, 2013а, б; Деев и др., 2015а; Carling, 2013). Они представлены алевропесчано-дресвяно-щебневыми миктитами мощностью от 0.5 до 5.0 м, которые залегают на подстилающих отложениях с эрозийным контактом. Среди массивных миктитов присутствуют маломощные прослои песчаных галечников. В линзовидно-слоистых отложениях дебрисных потоков присутствуют многочисленные деформации (сладки, рулеты и т.д.), сформированные при оплывневом движении материала (Зольников, Деев, 2013а, б).

С отложениями гляциальных суперпаводков ассоциируют отложения озер, которые возникали в долинах притоков, подпруженных суперпаводковыми отложениями, или в пределах элементов магистральной речной долины, осложненных паводковыми грядами и валами. Отложения таких озер представлены субпараллельно-слоистыми алевритами и песками мощностью 1–6 м (Парначев, 1999; Зольников, 2008; Деев и др., 2009а, 2015а; Carling et al., 2002; 2009).

В зависимости от конкретных геоморфологических условий меняются мощности фаций и фациальный состав суперпаводкового циклита. Так, например, в пределах осевой части магистральной долины преобладают базальные валунно-глыбовники и валунно-галечники, которые перекрываются затем аллювием. В участках эрозионной тени и в долинах притоков они исчезают, и здесь доминируют пескодресвяники с параллельной слоистостью, отложения дебрисных потоков, появляются алевриты и пески подпрудных озер (Зольников, 2008, 2011; Carling, 2013). Показательным является парастратотипический разрез ининской толщи, вскрывающийся в правом борту р. Малый Яломан, в 1950 м от ее устья (Яломанский грабен). В разрезе на протяжении 100 м обнажаются шесть пачек, соответствующих циклам накопления толщи. В основании четырех нижних из них залегают мощные слои параллельно-субгоризонтально-слоистых дресвяников мощностью от 3.5 до 8.0 м. В пределах верхних двух пачек дресвяники подстилаются валунно-галечниками мощностью 0.5–1.0 м. В кровле большинства пачек залегают косослоистые галечники (до 1.5 м) и/или алевропески и пески фации подпрудных озер и отложения дебрисных потоков мощностью до 1 м (Зольников, 2008).

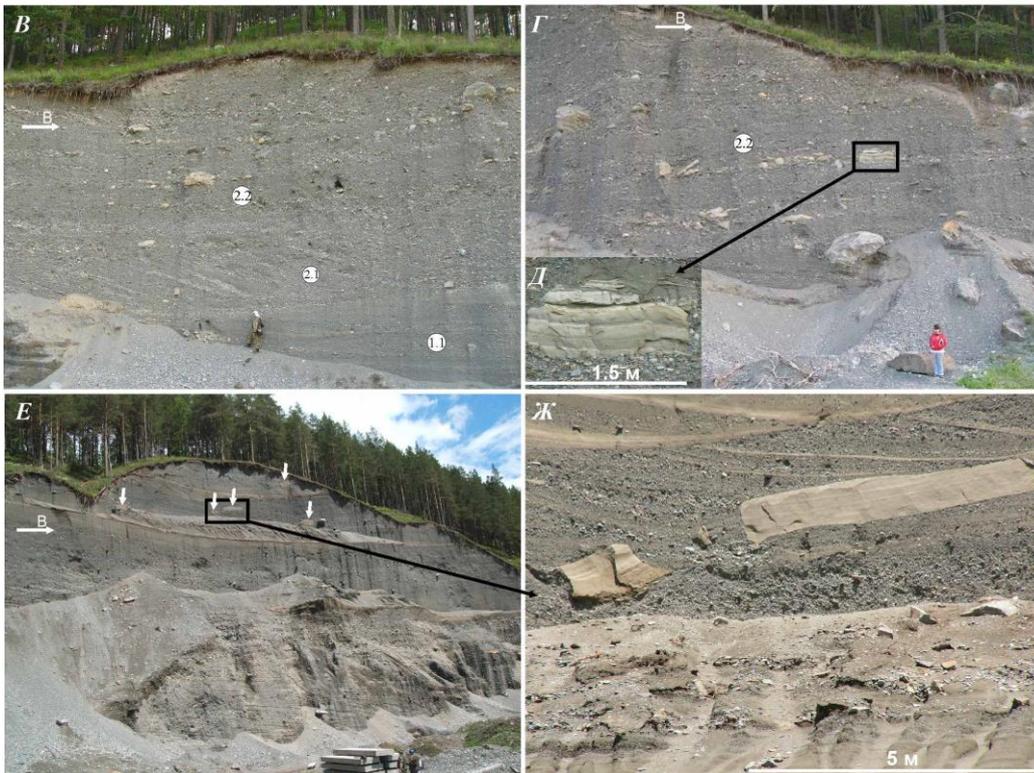
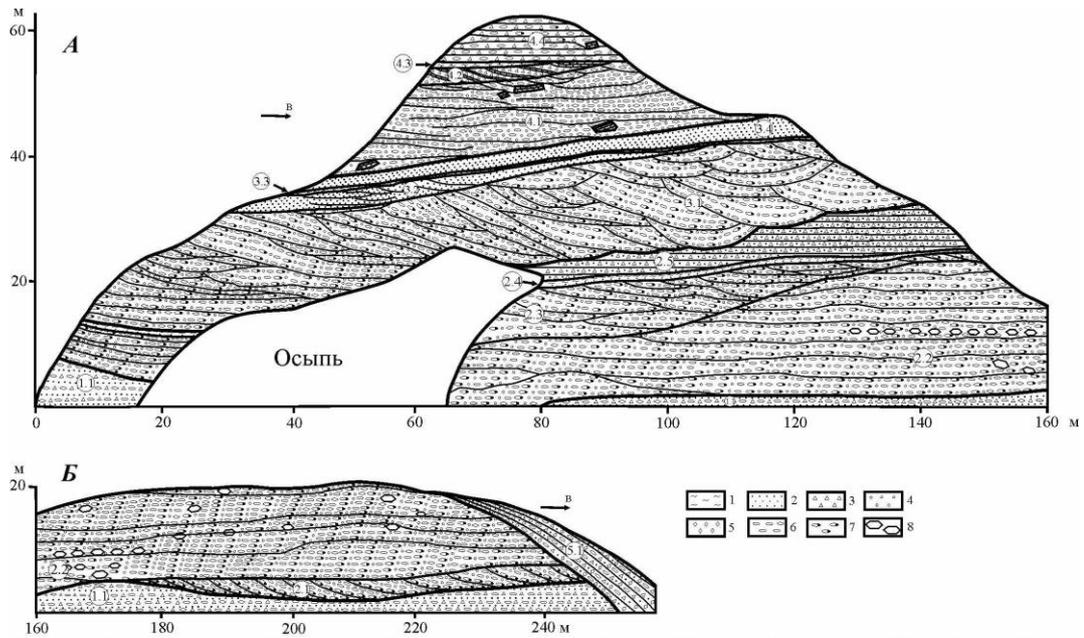
Еще один из представительных разрезов суперпаводковых отложений ининской толщи вскрыт в карьере с координатами 51.52618° с.ш., 85.94564° в.д., в районе пос. Узнезя. Карьер вскрывает отложения, слагающие правобережную высокую террасу р. Катунь в районе приустьевой части ее правого притока – р. Узнезя. Стенка карьера, простираясь с запада на восток на 255 м, достигает по высоте 62 м. Здесь снизу вверх вскрыт следующий набор слоев (см. рисунок 3.45 А, Б) (Зольников, Деев, 2012).

Пачка 1.

Слой 1.1. Параллельное переслаивание серого песка, дресвяника, галечника. Нижняя часть слоя скрыта под осыпью. Видимая мощность более 8.5 м.

Пачка 2.

Слой 2.1. Косослоистый серый валунно-галечник. Распространен в восточной части обнажения (рисунок 3.45 В). Нижний контакт с угловым несогласием срезает нижележащий слой. Мощность до 7.5 м.



1–8 – гранулометрические фракции: 1 – алевритовая; 2 – песчаная, 3 – дресвяная, 4 – гравийная, 5 – щебнистая, 6 – галечная, 7 – валунная, 8 – глыбовая

Рисунок 3.45 – Узнезинский разрез суперпаводковых отложений (А, Б), Чемальский грабен, по (Зольников, Деев, 2012, 2013а, б; Деев и др., 2012б) с изменениями. В – характер слоистости и взаимоотношения отложений пачек 1 и 2. Г – валунно-галечники с включениями глыб и невыдержанной грубой субгоризонтальной параллельной слоистостью. Д – блок параллельно-слоистых озерных песков. Е – фрагмент центральной части обнажения, белыми стрелками вверх показаны блоки песков с реликтовой параллельной слоистостью. Ж – блоки параллельно-слоистых озерных песков в косослоистых валунно-галечниках

Слой 2.2. Валунно-галечник гравийный серый с грубой параллельной слоистостью. Слоистость подчеркнута прослоями и цепочками глыбовников (рисунок 3.45 Г). Встречаются глыбы из параллельно-слоистого песка (рисунок 3.45 Д). Мощность до 21.6 м.

Слой 2.3. Линзовидно-косослоистый валунно-галечник с гравийным заполнителем серый. Подошва слоя наклонная, срезающая элементы слоистости слоя 2.2. Мощность до 8.6 м.

Слой 2.4. Светло-серый алевропесок. Облекаяще ложится на подстилающие отложения. Мощность до 1 м.

Слой 2.5. Параллельно-субгоризонтальное переслаивание светло-серого песка и серого дресвяника. Мощность до 7.6 м.

Пачка 3.

Слой 3.1. Серый валунно-галечник с гравийным заполнителем, с отдельными щебнями и глыбами, с мультислойной и кривоугольной слоистостью. Нижний контакт неровный эрозионный. Мощность до 16.6 м.

Слой 3.2. Серый косослоистый песок. В восточной части обнажения доминирует параллельная слоистость и слой постепенно выклинивается. Мощность до 4 м.

Слой 3.3. Светло-серый алевропесок толщиной 0.2 м. Подошва ровная резкая. Облекаяще ложится на слои 3.2 и 3.1.

Слой 3.4. Светло-серый параллельно-слоистый песок. Нижний контакт ровный резкий. Мощность до 4 м.

Пачка 4.

Слой 4.1. Грубо линзовидно- и параллельно-слоистый серый гравийно-галечник, в прикровельной части косослоистый. В слое встречены полиэдрические глыбы слоистых песков, самая большая из которых достигает 5 м в длину (рисунок 3.45 Е, Ж). Нижний контакт наклонный резкий. Мощность до 11.2 м.

Слой 4.2. Косослоистое переслаивание светло-серого песка и серого дресвяника. Мощность 3 м.

Слой 4.3. Светло-серый алевропесок, который облекаящее ложится на подстилающие отложения. Мощность до 0.3 м.

Слой 4.4. В нижней части серый параллельно-субгоризонтально-слоистый пескодресвяник мощностью до 2 м. Кверху постепенно замещается серым субгоризонтально-параллельно-слоистым дресвяногалечником мощностью до 5 м. В нижней части среди дресвяногалечника наблюдается блок слоистого песка прямоугольной формы. Мощность 7 м.

Пачка 5.

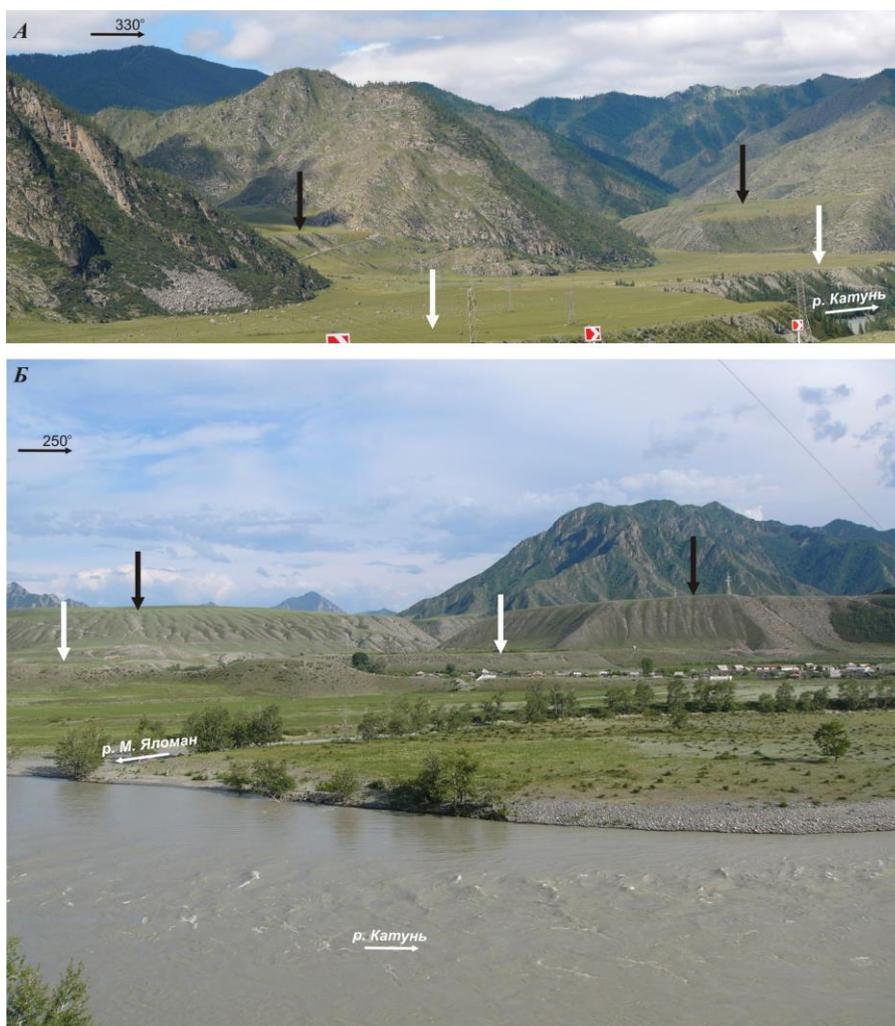
Слой 5.1. Серый делювиальный шлейф щебне-галечно-дресвяно-песчаного состава. В восточной части обнажения срезает отложения слоев 1.1, 2.1 и 2.2. Мощность до 12 м.

Рассмотренный разрез является достаточно типичным для отложений суперпаводков в условиях приосевой части магистральной долины. Из приведенного описания видно, что пачки представлены чередованием отложений влекомого и взвешенного наноса. Полиэдрические блоки песка в составе слоев 2.3, 4.1, 4.4 (см. рисунок 3.45) являются прямыми индикаторами суперпаводковых отложений. Не менее выразительными являются глыбовники слоя 2.2, протягивающиеся прослоями и цепочками по слоистости. Также обращает на себя внимание наличие в подошве пескодресвяников взвешенного наноса прослоев неслоистых алевропесков (слои 2.4, 3.3, 4.3), представляющих собой, по всей видимости, суспензиты (зерновые потоки повышенной плотности) (Зольников, Деев, 2012). Согласно (Лаврушин, 2005) такие отложения можно рассматривать как отложения потока, перегруженного достаточно однородным в гранулометрическом отношении материалом, имеющим пастообразную высокоплотностную консистенцию.

Таким образом, ининская и сальджарская толщи, выполняющие грабены в зоне Катунского разлома, сложены циклитами отложений гигантских гляциальных паводков. Количество циклитов в ининской толще может достигать семи, а в сальджарской – трех (Парначев, 2008; Зольников, 2008, 2001; Зольников, Деев, 2012; 2013а,б; Деев и др., 2012б; Carling et al., 2009).

Ключевыми вопросами, касающимися геологии суперпаводковых отложений, остаются количество паводковых событий и их возраст. Только одна датировка, характеризующая возраст ининской толщи, получена в Усть-Семинском разрезе – 152.0 ± 20.0 тыс. лет (RLQG 2207-093) (Deev et al., 2018b). Автор придерживается точки зрения о том, что суперпаводковые события закончились в Горном Алтае до рубежа 80–90 тыс. лет назад (Зольников и др., 2016). Циклы паводков до этого рубежа происходили в две возрастные эпохи, разделенные периодом эрозионного вреза. В эти эпохи сформировались ининская и сальджарская толщи, слагающие цоколь высоких (до 350 м над уровнем р. Катунь) и средних (до 60 м) эрозионных террас соответственно (рисунок 3.46). Предположительно, отложения ининской толщи можно коррелировать с МИС–6, а сальджарскую толщу – с холодными подстадиями МИС–5 (Зольников, 2008, 2009; Деев и др., 2009, 2012а, б; Зольников и др., 2016). Более поздние паводки связаны с прорывами не ледниково-подпрудных, а моренно-подпрудных и завально-подпрудных озер, которые были менее полноводными, но, тем не менее, способными оставить после себя валунно-галечные дюны на площадках средних эрозионных террас. В тоже время, ряд исследователей разделяет точку зрения, что серии суперпаводковых событий происходили во время МИС–2, 3 (Бутвиловский, 1993; Carling et al., 2002; 2009; Reuther et al., 2006) и даже в голоцене (Рудой, Земцов, 2010).

На площадках средних эрозионных террас, вырезанных по сальджарской толще, крайне редко встречается аллювий (см. рисунок 3.41). Наиболее древний аллювий имеет возраст 89 ± 10 тыс. лет (RIS0-132543). Для аллювия, расположенного на более низких террасах, получены следующие ИК-ОСЛ и AMS ^{14}C возраста: 18.9 ± 1.5 тыс. лет. (RLQG 2205-093), 10400 ± 50 лет (GrA-59490), калиброванный возраст 12400–12160 лет назад, 10570 ± 50 лет (GrA-59489), калиброванный возраст 12650–12400 лет назад. Помимо аллювия на площадках террас встречаются пески и алевриты обвального-подпрудных озер. Для них имеется четыре ИК-ОСЛ и ОСЛ датировки: 38 ± 4 тыс. лет (RIS0-142566), 25.2 ± 1.9 тыс. лет (RLQG 2206-093), 19.7 ± 2.3 тыс. лет (RLQG 2184-053), 18.6 ± 1.4 тыс. лет (RLQG 2210-093) (Deev et al., 2018b).



А – высокие (черные стрелки) и средние (белые стрелки) террасы в районе приустьевых частей прр. Верхний Булан-Кобы и Нижний Булан-Кобы (левые притоки р. Катунь, Яломанский грабен) (Зольников и др., 2014); *Б* – высокие (черные стрелки) и средние (белые стрелки) террасы в районе приустьевой части р. М. Яломан (левый приток р. Катунь, Яломанский грабен), на переднем плане видны низкие террасы и пойма

Рисунок 3.46 – Геоморфологические особенности высоких и средних террас р. Катунь

Наконец, площадки террас и залегающие на них отложения перекрываются позднеплестоцен–голоценовым субэаральным комплексом, включающим лессы, эоловые пески, делювиально-пролювиально-коллювиальные шлейфы (см. рисунок 3.41). Для эоловых песков получена ИК-ОСЛ датировка 7.7 ± 0.6 тыс. лет (RLQG 2211-093) (Deev et al., 2018b). Делювий характеризуется ИК-ОСЛ, ТЛ и ОСЛ возрастaми 25.7 ± 2.4 , 23.6 ± 2.3 , 21.3 ± 2.3 , 15.0 ± 1.5 , 14.5 ± 1.7 , 13.8 ± 2.1 , 12.26 ± 0.61 и 12.91 ± 0.73 тыс. лет (Lehmkuhl et al., 2006; Baryshnikov et al., 2015). К руслу р. Катунь примыкают низкие аллювиальные террасы и пойма.

Инструментальные сейсмологические наблюдения и исторические данные показывают, что с зоной Катунского разлома связано несколько десятков инструментально зарегистрированных землетрясений. Они характеризуются в основном магнитудами $M = 3.0$ – 4.0 . Три землетрясения имеют магнитуды в диапазоне $M = 4.1$ – 5.0 , и только одно – $M = 6.0$ (см. рисунок 3.37, 3.40). Однако наши палеосейсмологические и археосейсмологические исследования (Деев и др., 2005, 2009а, б, 2012а, б, 2015а) показали, что в позднем плейстоцене – голоцене здесь неоднократно происходили землетрясения с $M \geq 5$ – 5.5 . Ниже приводятся данные о возрасте и параметрах этих палеоземлетрясений.

3.3.2. Анализ вторичных палеосейсмодислокаций в четвертичных отложениях Яломанского грабена (южное окончание разлома)

Яломанский грабен расположен на южном окончании Катунского разлома (см. рисунок 3.37, 3.40). Геоморфологически он представляет собой субмеридионально ориентированный участок расширения долины р. Катунь протяженностью 43 км и шириной до 3 км (см. рисунок 3.39). По оперяющим его разломам заложены долины крупных притоков р. Катунь – рр. Чуя, Большой и Малый Яломан, Иня. Непосредственно в Яломанском грабене и его горном обрамлении за инструментальный период наблюдения фиксировались относительно слабые землетрясения с $M < 3$ (Деев и др., 2015а). Наиболее значимое событие с $M = 6$ (21.04.1927) зафиксировано в 10 км к юго-востоку от южной оконечности грабена (Кондорская, Шебакин, 1977). В разрезах четвертичных отложений, выполняющих грабен, автором зафиксированы многочисленные деформационные структуры – которые являются вторичными сейсмодислокациями палеоземлетрясений (Деев и др., 2005, 2009а, б, 2015а; Deev et al., 2018b).

Усть-Чуйский разрез расположен на правом берегу р. Катунь, в 600 м ниже по течению от ее слияния с р. Чуя (рисунок 3.47). В основании разреза вскрываются суперпаводковые отложения ининской толщи (рисунок 3.48). Они представлены серыми валунно-галечниками с грубой косой слоистостью, мощность которых превышает 7 м (пачка 1). В них вложены серые озерные гравийники, разнозернистые пески и алевриты мощностью до 6.1 м (пачка 2). Для



В качестве основы использован космоснимок QuickBird (источник: <http://earth.google.com>)

Рисунок 3.47 – Положение разрезов с сейсмогенными деформациями Усть-Чуйский и Малоинской

образца песка из основания пачки 2 получен ИК-ОСЛ возраст 152.0 ± 20.0 тыс. лет (RLQG 2207-093). Пачки 1 и 2 с несогласием перекрываются суперпаводковыми отложениями сальджарской толщи (пачка 3). Они представлены двумя слоями серых параллельно-субгоризонтально-слоистых и косослоистых галечников мощностью 5 и 9 м, а также двумя пачками, состоящими из параллельно-субгоризонтально-слоистых и слабонаклонно-слоистых дресвяников, галечников песков и алевритов мощностью 4.8 и 3.8 м. Выше расположены серые параллельно-слоистые алевриты и пески обвально-подпрудного озера мощностью 6.4 м (пачка 4), срезаемые серыми делювиальными отложениями с пологой наклонной слоистостью мощностью 6.8 м (пачка 5). Образец песка из нижней части пачки 4 имеет ИК-ОСЛ возраст 25.2 ± 1.9 тыс. лет (RLQG 2206-093) (Deev et al., 2018b). Для образцов песков из верхней части пачки 5 получены ОСЛ возраста 12.26 ± 0.61 тыс. лет и 12.91 ± 0.73 тыс. лет (Baryshnikov et al., 2015).

Для выявления деформационных структур, которые могут быть связаны с палеоземлетрясениями, детально изучены озерные отложения пачек 2 и 4. В пределах пачки 2 зафиксировано 8 горизонтов с деформациями мощностью от 2.5 до 40 см (таблица 3.1, рисунок 3.49). Горизонты располагаются в интервале от 1.2 до 4.4 м от основания пачки. Деформации представлены пламеневидными и подушечными структурами, структурами нагрузки. В большинстве своем деформированные горизонты разделены аналогичными в гранулометрическом отношении недеформированными интервалами разреза. В случае сближенных горизонтов Г3–Г5 подошва каждого последующего горизонта залегает с угловым

несогласием относительно подстилающих деформаций. ИК-ОСЛ датирование образца песка, взятого на уровне деформированного горизонта Г1, свидетельствует о том, что серия деформационных событий произошла около 152 тыс. лет назад, т.е. в эпоху МИС-5 (Deev et al., 2018b).

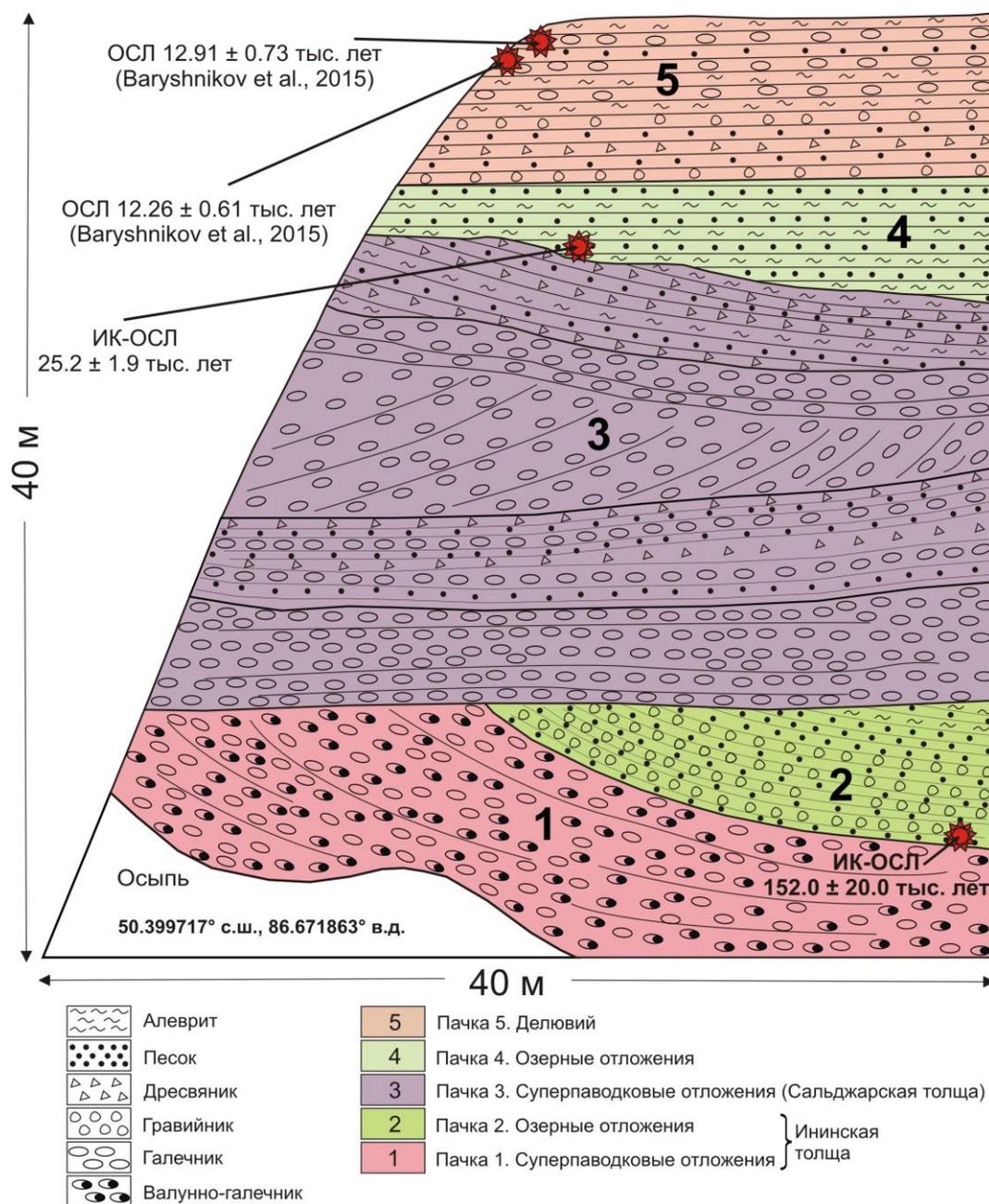


Рисунок 3.48 – Строение разреза Усть-Чуйский, по (Деев и др., 2009а) с изменениями

В составе пачки 4, в интервале от 0.45 до 3.3 м от ее основания, выявлено 11 горизонтов с деформациями мощностью от 1.5 до 145 см (таблица 3.2, рисунок 3.50). Деформации представлены пламенивидными и подушечными структурами, структурами нагрузки, песчаными диапирами, брекчированными алевритами, микроразломами, флексурами и складками. Наряду с горизонтами, мощность которых составляет первые сантиметры, в разрезе

присутствуют деформированные интервалы мощностью от 65 до 145 см, а их количество увеличивается вверх по разрезу. Деформированные горизонты разделены аналогичными в гранулометрическом отношении недеформированными интервалами разреза. Деформированные и недеформированные слои часто залегают с угловым несогласием в кровле деформированных горизонтов. ИК-ОСЛ датирование образца песка, взятого на уровне 30 см от основания пачки, свидетельствует о том, что деформации могли сформироваться в результате нескольких событий на уровне около 25 тыс. лет назад, т.е. в эпоху МИС–2. Сверху возраст деформационных событий закрывает возраст верхней части делювиальных отложений пачки 5 – около 13 тыс. лет назад (Deev et al., 2018b).

Таблица 3.1 – Характеристика вещественного состава горизонтов с деформациями и деформационных структур в среднеплейстоценовых озерных отложениях пачки 2 разреза Усть-Чуйский

Деформированные горизонты	Описание вещественного состава и деформационных структур (сейсмитов)	Мощность (см)
Горизонт 1 (Г1)	Расположен на 1.2 м выше основания пачки 2. Деформации представлены пламеневидными структурами перемешивания гравийников и крупнозернистых песков, слагающих верхнюю треть горизонта, с подстилающим их среднезернистым песком (рисунок 3.49 б). От горизонта Г2 отделен слоем крупнозернистого песка мощностью 19 см.	40
Горизонт 2 (Г2)	Нижняя половина горизонта сложена среднезернистым песком, верхняя – гравием и крупнозернистым песком. Деформации на границе различных гранулометрических разностей представлены пламеневидными структурами и структурами нагрузки (рисунок 3.49 б). Горизонты 2 и 3 разделены недеформированным среднезернистым песком мощностью 10 см.	30
Горизонт 3 (Г3)	Деформации представлены пламеневидными структурами перемешивания нижележащего среднезернистого песка и вышележащих гравийников и крупнозернистых песков (рисунок 3.49 б, в). Деформации срезаются подошвой вышележащего горизонта Г4.	13
Горизонт 4 (Г4)	В нижней части (3/4) сложен среднезернистым песком, в верхней (1/4) – гравийником и крупнозернистым песком. Деформации между различными частями представлены пламеневидными структурами и структурами нагрузки (рисунок 3.49 б-г). Деформации срезаются подошвой вышележащего горизонта Г5.	30
Горизонт 5 (Г5)	Деформации представлены пламеневидными структурами перемешивания нижележащего среднезернистого песка и вышележащих гравийников и крупнозернистых песков (рисунок 3.49 б, д). Горизонт перекрыт недеформированным интервалом переслаивания среднезернистых песков с гравийниками и крупнозернистыми песками мощностью 27 см.	25
Горизонт 6 (Г6)	Сложен среднезернистым песком в нижних двух третях, гравийником и крупнозернистым песком в верхней трети. Деформации представлены подушечными структурами (рисунок 3.49 е). Горизонт перекрывается недеформированной пачкой, в которой переслаиваются средне-крупнозернистые пески и гравийники, а в верхней части – крупно-мелкозернистые пески. Мощность недеформированного интервала составляет 97 см.	10
Горизонт 7 (Г7)	Деформации представлены пламеневидными структурами перемешивания нижележащего мелкозернистого песка с вышележащим средне-крупнозернистым песком (рисунок 3.49 ж). От горизонта Г8 отделен переслаивающимися средне- и мелкозернистыми песками.	2.5
Горизонт 8 (Г8)	Деформации представлены пламеневидными структурами перемешивания нижележащего мелкозернистого песка с вышележащим крупнозернистым песком (рисунок 3.49 ж). Выше залегают пачка недеформированных озерных отложений, представленных переслаиванием алевроитов и мелкозернистых песков мощностью 1.7 м.	15

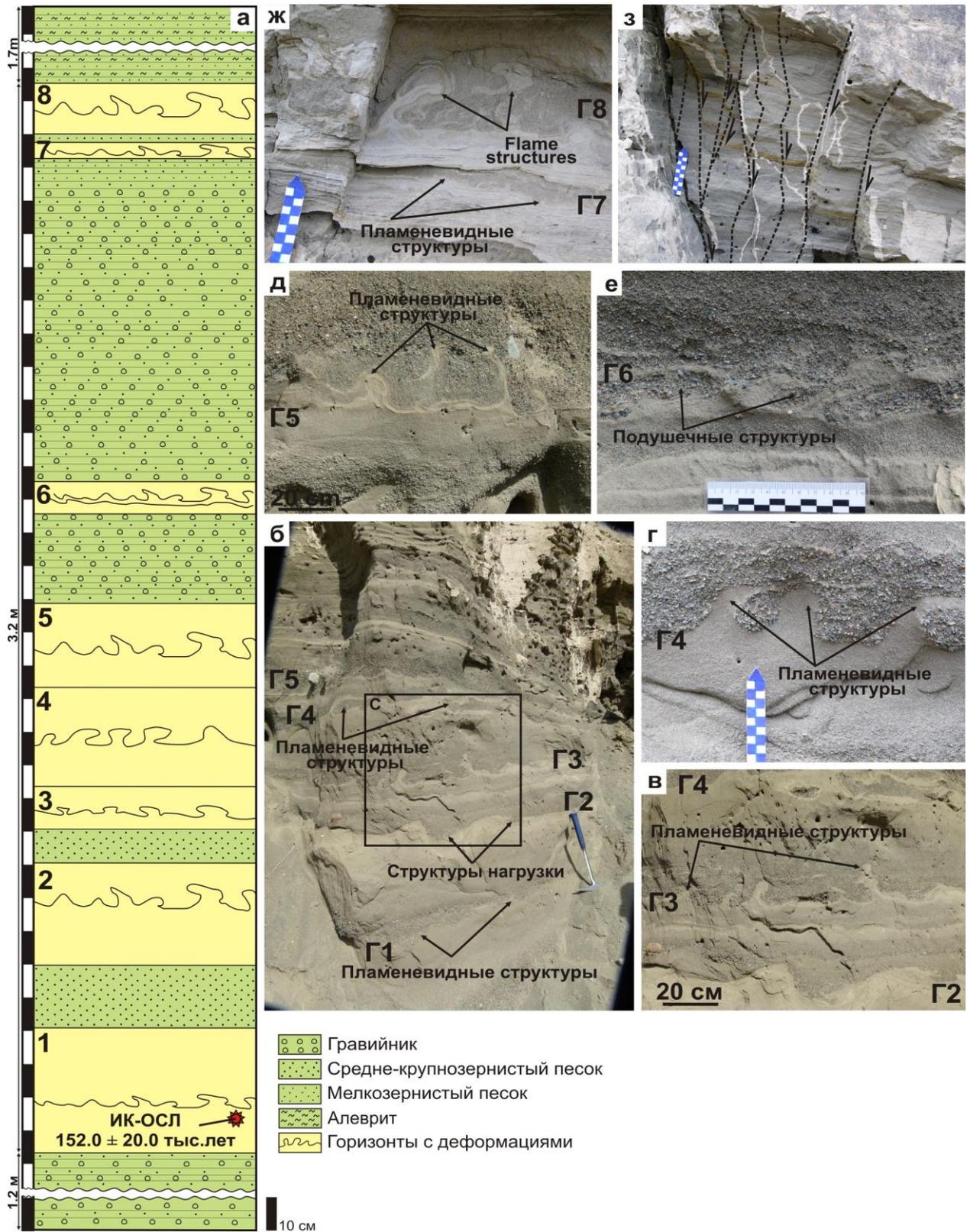


Рисунок 3.49 – Строение (а) и сейсмогенные деформации (б–ж) в среднеплейстоценовых озерных отложениях пачки 2 разреза Усть-Чуйский. Описание горизонтов с деформациями см. в таблице 3.1. з – система малоамплитудных сбросов и взбросов, связанных с гравитационным отседанием отложений

Таблица 3.2 – Характеристика вещественного состава горизонтов с деформациями и деформационных структур в верхнеплейстоценовых озерных отложениях пачки 4 разреза Усть-Чуйский

Деформированные горизонты	Описание вещественного состава и деформационных структур (сейсмитов)	Мощность (см)
Горизонт 1 (Г1)	Расположен на высоте 0.45 м от основания озерной пачки. В нижней части сложен среднезернистыми песками, в верхней – крупнозернистыми песками. На границе различных песков наблюдаются пламенивидные структуры (рисунок 3.50 б). Деформации срезаются и перекрываются недеформированной пачкой переслаивания средне- и крупнозернистых песков мощностью 9 см.	6.0
Горизонт 2 (Г2)	Деформации представлены пламенивидными структурами между мелкозернистыми песками и перекрывающими их среднезернистыми песками. Деформации срезаются и перекрываются недеформированной пачкой переслаивания средне- и мелкозернистых песков мощностью 4 см.	4.5
Горизонт 3 (Г3)	Деформации представлены пламенивидными структурами перемешивания среднезернистых и подстилающих их мелкозернистых песков. Деформации срезаются и перекрываются недеформированной пачкой мощностью до 11 см, в нижней части которой находятся мелкозернистые пески, в верхней – среднезернистые пески.	7
Горизонт 4 (Г4)	Нижняя треть горизонта сложена средне- и мелкозернистым песком, верхние две трети – среднезернистым песком. Деформации представлены песчаными диапирами и пламенивидными структурами (рисунок 3.50 в, г).	10
Горизонт 5 (Г5)	Деформации представлены микроразломами (рисунок 3.50 д). Микроразломы деформируют отложения озерной пачки от ее основания, нарушая горизонты с деформациями 1–4. Они образуют две встречные системы (аз. пад. 90°, ∠ 45° и аз. пад. 300°, ∠ 55°). Амплитуды смещений до 5–7 см. Деформации перекрываются недеформированным интервалом среднезернистых песков мощностью 6 см.	108
Горизонт 6 (Г6)	Сложен в нижней трети мелкозернистыми песками, в верхних двух третях – среднезернистыми песками. Деформации представлены пламенивидными структурами и структурами нагрузки (рисунок 3.50 в, д, е). От горизонта 7 отделен недеформированным интервалом мощностью 8 см переслаивания алевритов и мелкозернистых песков, подошва которого срезает деформации.	13
Горизонт 7 (Г7)	Деформации представлены пламенивидными структурами на границе мелкозернистых песков и подстилающих их алевритов (рисунок 3.50 ж). Деформации срезаются подошвой недеформированной пачки мелкозернистых песков мощностью 1 см.	1.5
Горизонт 8 (Г8)	Гранулометрический состав аналогичен горизонту 7. Деформации представлены пламенивидными структурами и структурами нагрузки (рисунок 3.50 ж, з, и). Выше залегает недеформированная пачка, нижняя половина которой сложена алевритами, верхняя – переслаиванием мелко- и среднезернистых песков. Общая мощность недеформированного интервала 38 см.	5
Горизонт 9 (Г9)	Сложен переслаиванием алевритов, крупнозернистого песка и дресвяника. Деформации представлены песчаными диапирами, складками, брекчированными алевритами (рисунок 3.50 к). Деформации перекрываются недеформированной пачкой переслаивания алевритов, крупнозернистых песков и дресвяников мощностью 26 см.	145
Горизонт 10 (Г10)	Сложен переслаиванием алевритов, разнозернистых песков и дресвяника. Деформации представлены микроразломами, флексурами и складками. Деформации перекрываются недеформированным песком и дресвяником мощностью 10 см.	65
Горизонт 11 (Г11)	Гранулометрический состав аналогичен горизонту 10. Деформации представлены складками и подушечными структурами (рисунок 3.50 л). Выше залегает недеформированная пачка переслаивания разнозернистых песков и алевритов мощностью 150 см, подошва которой срезает деформации.	65

Разрез Яломанский расположен в правом борту р. Малый Яломан (левого притока р. Катунь), в 900 м к юго-востоку от устья (50.497614° с.ш., 86.590988° в.д.) (рисунок 3.51). Карьер протяженностью 120 м и глубиной до 15 м расположен на поверхности средней террасы

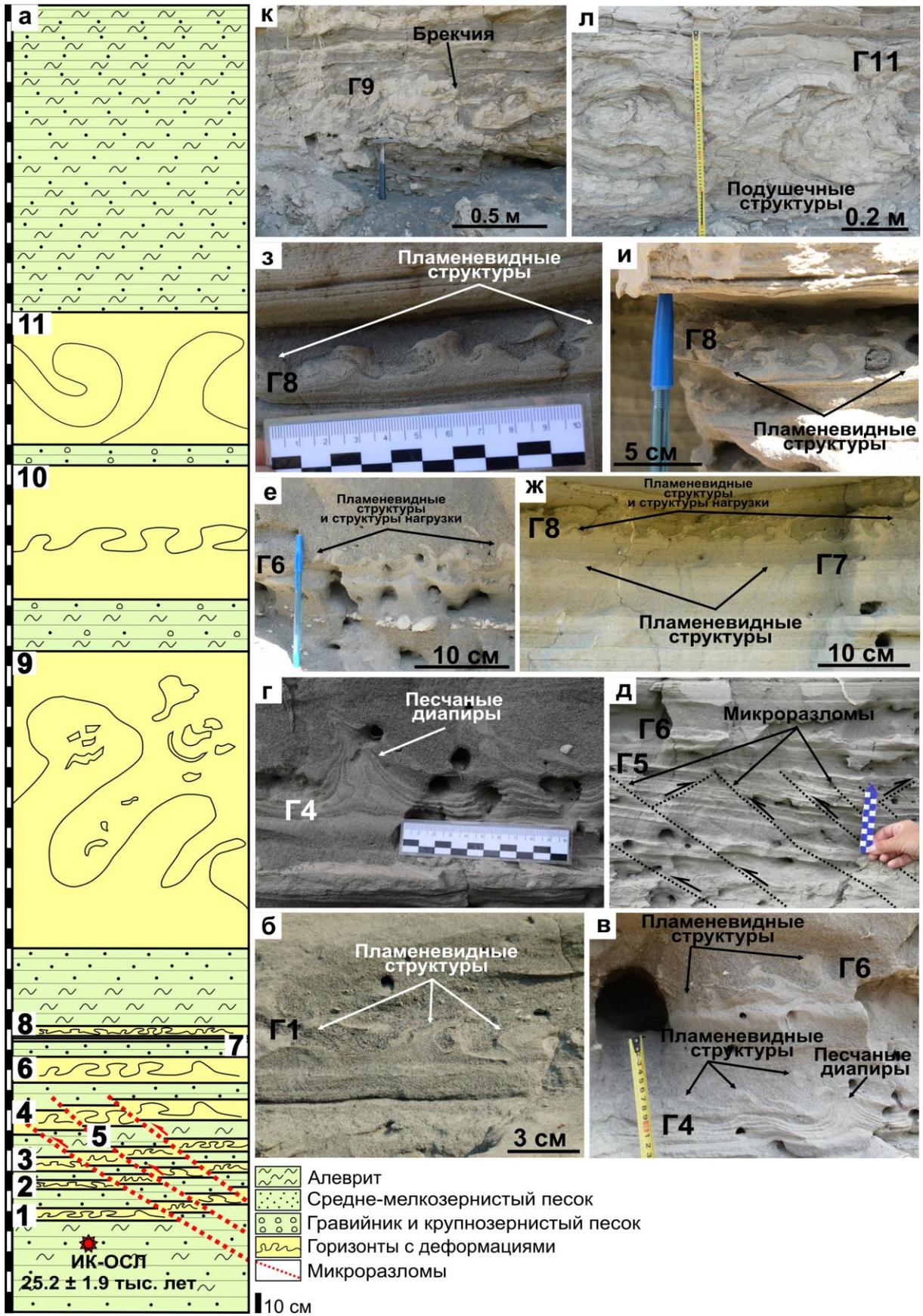


Рисунок 3.50 – Строение (а) и сейсмогенные деформации (б–л) в позднплейстоценовых озерных отложениях пачки 4 разреза Усть-Чуйский. Описание горизонтов с деформациями см. в таблице 3.2

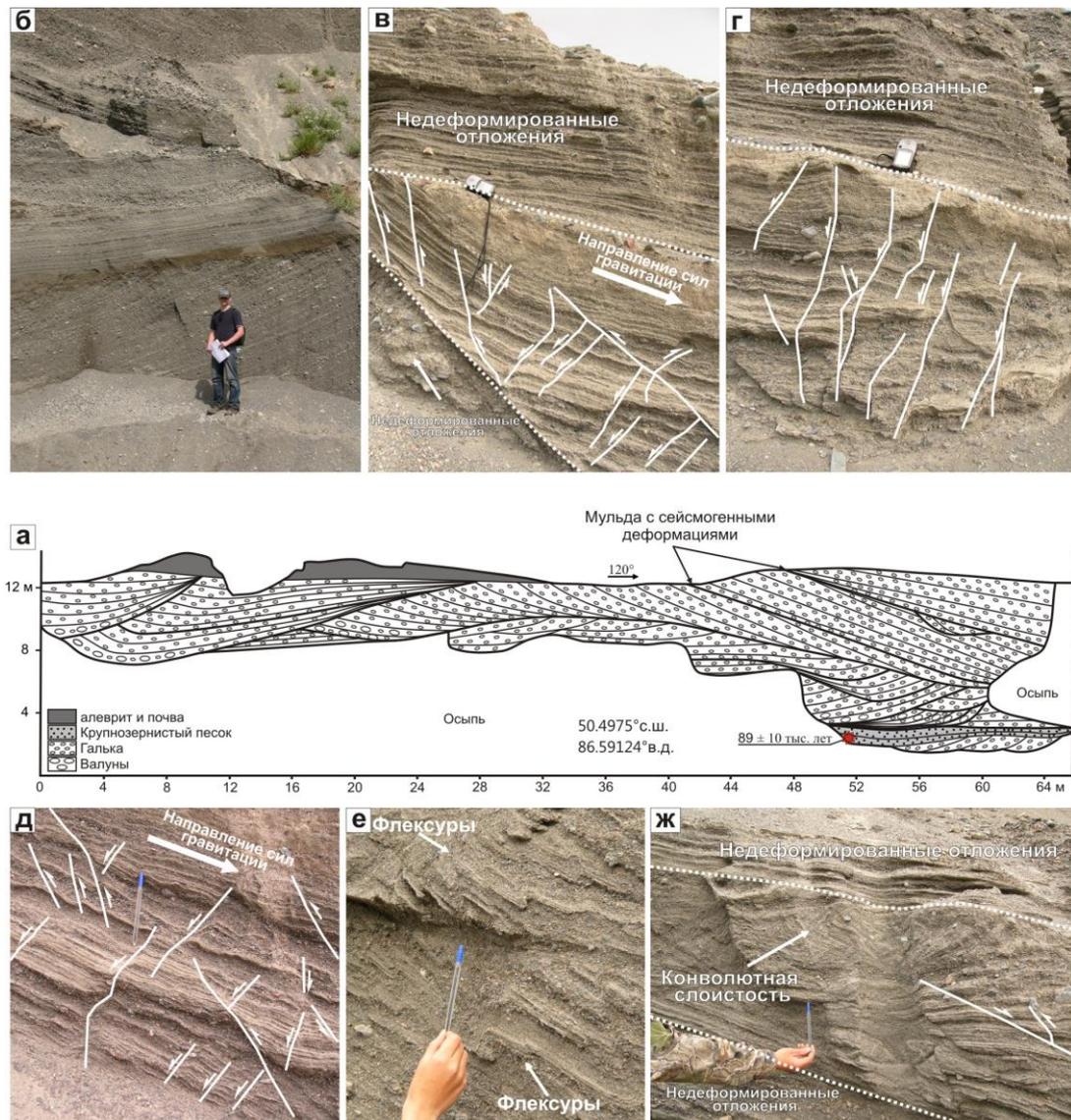


В качестве основы использован космоснимок QuickBird (источник: <http://earth.google.com>)

Рисунок 3.51 – Положение разрезов с сейсмогенными деформациями в районе
р. Малый Яломан

с абсолютной высотой 760 м, вблизи ее тылового шва. В юго-восточной стенке карьера вскрыт стратотипический разрез постсальджарского аллювия, слагающего аккумулятивную часть средних террас (Зольников, 2008; Деев и др., 2009а; Зольников и др., 2015). Аллювий представлен гравийно-галечниками и грубозернистыми песками с мультислойной косою слоистостью (рисунок 3.52 а, б). Мульды имеют мощность от 2 до 4 м. Некоторые из них завершаются параллельно-слоистыми песками мощностью от 20–30 см до 1 м. В песчано-гравийной мульде, подстилаемой и перекрываемой недеформированными аналогами, обнаружены системы безкорневых трещин и микроразломов с малоамплитудными (до 20 см) смещениями (рисунок 3.52 в–д), флексур, участки с конволютной слоистостью (рисунок 3.52 е–ж) (Деев и др., 2009а, 2015а). Кинематика микроразломов указывает на то, что они формировались при подвижках внутри мульды, которые не связаны с направлением возможного гравитационного оползания материала. Оценить возраст деформаций позволило ОСЛ датирование образца песка, отобранного с глубины 13.2 м. Его возраст составил 89 ± 10 тыс. лет (RIS0-132543) (Зольников и др., 2016; Deev et al., 2018b).

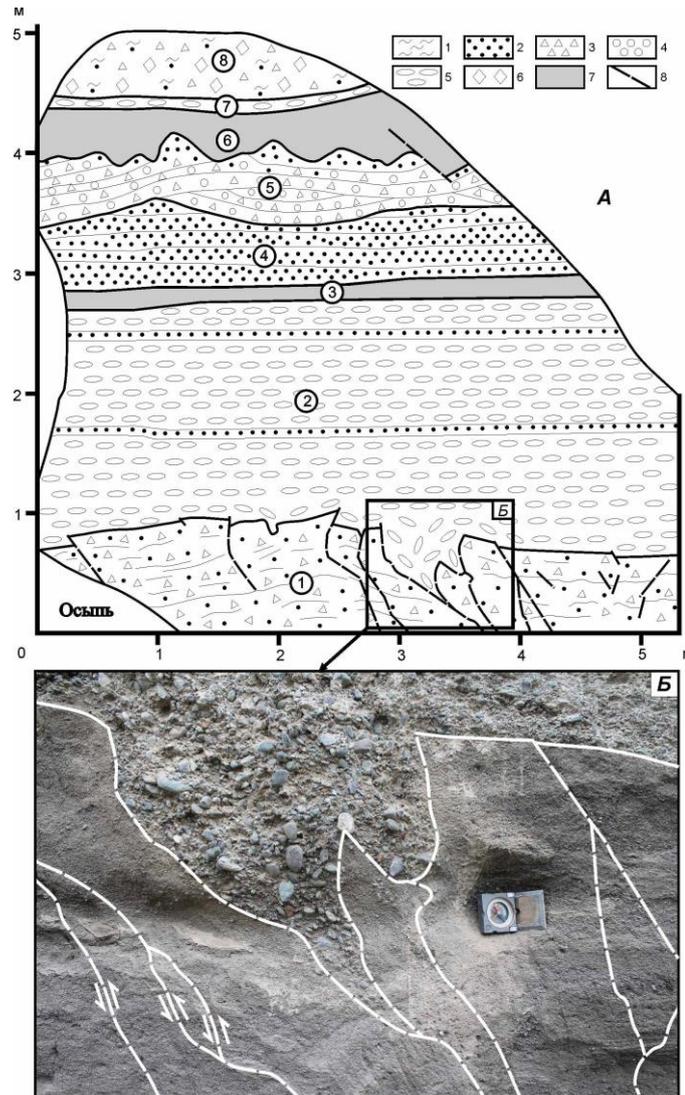
Разрез Малояломанский–1 (см. рисунок 3.51) расположен в безымянном овраге, который пересекает среднюю террасу на левом берегу р. Катунь и, соответственно, на правом берегу р. Малый Яломан (50.49638° с.ш., 86.58977° в.д., Alt = 740 м). В левом борту оврага в стратиграфической последовательности вскрываются (рисунок 3.52 А) восемь слоев (Деев и др., 2015а).



Стрелками на фрагментах в и д показано направление сил гравитации вдоль палеосклона. в и г – GPS-приемник для масштаба, д–ж – ручка длиной 15 см

Рисунок 3.52 – Разрез Яломанский (а) (Зольников и др., 2015). Мульдообразные косые серии в русловом постсальджарском аллювии (б), трещины и микроразломы в русловом аллювии (в–д), флексуры (е), флексуры и конволютная слоистость (ж) (Деев и др., 2009а, 2015а).

Слой 1. Серый пескодресвяник с нечетко выраженной субгоризонтальной параллельной и пологоизогнутой слоистостью. Присутствуют отдельные прослои песков мощностью до нескольких сантиметров. Нижняя часть слоя скрыта под осыпью. Видимая мощность более 1 м. Суперпаводковые отложения сальджарской толщи. Слой нарушен трещинами и микроразломами различной кинематики (часто безкорневыми), вертикальные смещения по которым не превышают 10–15 см. В результате этих смещений кровля слоя имеет неровную ступенчатую форму. В прикровельной части слоя присутствуют клиновидные структуры растяжения, максимальная из которых имеет ширину 0.6 и глубину 0.7 м (рисунок 3.52 Б).

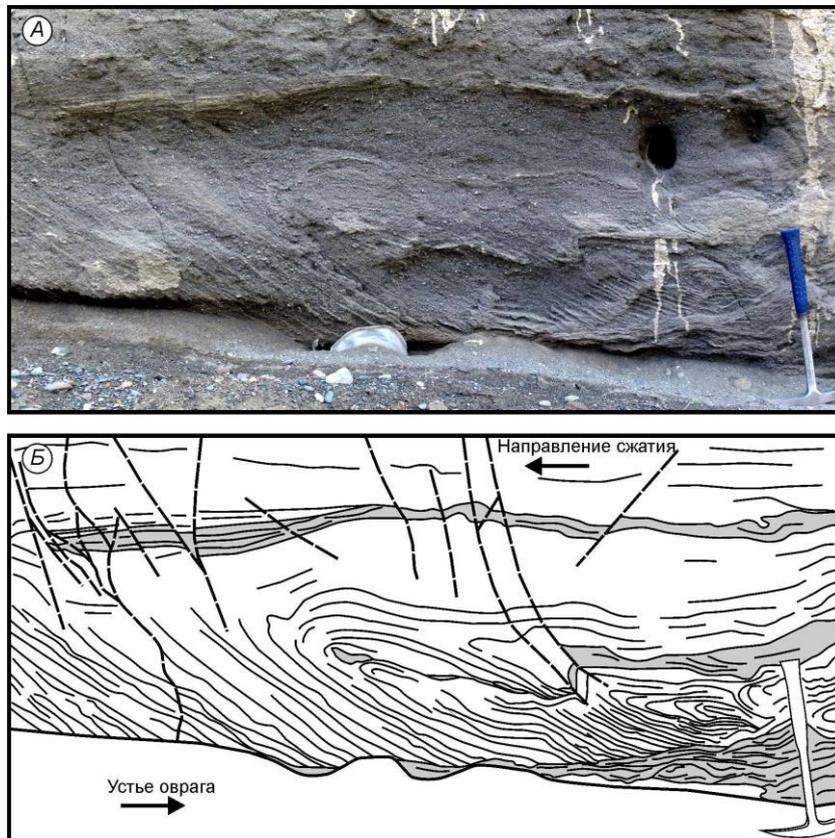


A – 1 – алеврит, 2 – песок, 3 – дресва, 4 – гравий, 5 – галька, 6 – щебень, 7 – слои алеврита, 8 – трещины и микроразломы, цифры в кружках – слои; *Б* – белые штриховые линии – трещины и микроразломы. Геологический компас для масштаба

Рисунок 3.52 – Разрез Малоляоманский–1 (*A*); клиновидная структура растяжения в кровле слоя 1 (*Б*) (Деев и др., 2015а)

В самих пескодресвяниках обнаружены складки с субгоризонтальными или слабонаклонными осевыми плоскостями (рисунок 3.53). Формирование складок не может быть объяснено оползевыми явлениями, поскольку они наклонены в противоположную сторону от устья оврага. Очевидно, их формирование связано с внутрислоевыми сдвиговыми деформациями при частичной потере устойчивости осадка в результате сейсмогенно спровоцированного разжижения. На процесс разжижения указывают многочисленные субпараллельные тонкие дайки (первые миллиметры – 1.0–1.5 см), ответвляющиеся вверх от некоторых прослоев песков. Такие дайки, во-первых, образовали многочисленные структурные поверхности, позволившие наряду с элементами первичной слоистости идентифицировать

складки. Во-вторых, они указывают на то, что в процессе деформации направление сдвига циклически менялось на обратное, в результате чего частично разжиженный осадок попеременно подвергался сжатию и растяжению (Деев и др., 2015а).



А, Б – складки с субгоризонтальными и слабонаклонными осевыми плоскостями. Геологический молоток длиной 40 см для масштаба. Б – серым цветом выделены песчаные прослой

Рисунок 3.53 – Разрез Малояломанский–1, деформации в слое 1 (Деев и др., 2015а)

Слой 2. Серый галечник гравийно-дресвяный с двумя прослоями песка по 10 см каждый. Подошва галечника неровная, облекает ступенчатые неровности подстилающего слоя и выполняет имеющиеся в его кровле структуры растяжения. Русловая фация аллювия. Мощность до 2.6 м.

Слой 3. Палевый алевроит тонкопараллельно-слоистый. Кровля и подошва неровные, слабоволнистые, субсогласные. Пойменная фация аллювия. Мощность 0.2 м.

Слой 4. Светло-серый песок параллельно-слоистый. Выше по оврагу среди разнозернистых песков появляются маломощные прослой гравийников и грубозернистых гравийных песков. Один из таких прослоев перемешан с подстилающими средне-мелкозернистыми песками с образованием изолированных фрагментов неправильной формы,

сложенных более грубозернистым осадком (псевдонодули) (рисунок 3.54). Пойменная фация аллювия. Мощность до 0.8 м.

Слой 5. Серый гравийно-дресвяник песчанистый с мульдобразной слоистостью. В верхней части наблюдается опесчанивание слоя. Подошва неровная, срезающая отложения постилающего слоя. Русловой аллювий. Мощность до 0.8 м.



А, Б – перемешивание гравийника с подстилающими средне-мелкозернистыми песками с образованием изолированных фрагментов неправильной формы (псевдонодулей). *Б* – серым обозначен гравийник

Рисунок 3.54 – Разрез Малояломанский–1, деформации в слое 4 (Деев и др., 2015а)

Слой 6. Палевый неслоистый алеврит, солифлюкционно дислоцированный совместно с верхней частью слоя 5, за счет чего разделяющая их поверхность имеет волнистую форму, со следами оплывневого течения и смещениями по редким разрывам. Пойменная фация аллювия. Мощность до 0.6 м.

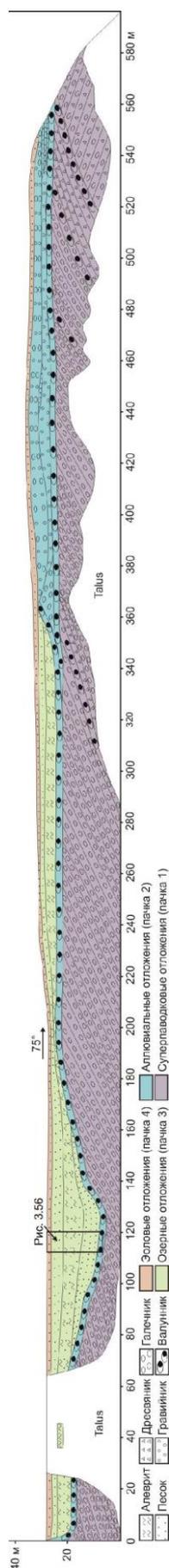


Рисунок 3.55 – Строение разреза Катунский, по (Зольников и др., 2015; Deev et al., 2018b) с изменениями

Слой 7. Темно-серый галечник гравийно-песчанистый. Подошва слоя резкая, срезающая отложения слоя 6. Русловой аллювий. Мощность 0.2 м.

Слой 8. Покровный делювиально-солифлюкционный слой, представленный смесью алеврита, песка и обломков дресвяно-щебенчатой размерности. Мощность более 0.6 м.

Таким образом, в разрезе наблюдаются два интересующих нас уровня развития деформационных структур: слой 1 и нижняя часть слоя 2; слой 4. Между собой они разделены интервалом разреза, где какие-либо деформации отсутствуют. Абсолютное датирование возраста отложений не проводилось, но стратиграфическое положение деформаций указывает на их синхронность деформациям разреза Яломанский (Деев и др., 2015а).

Катунский разрез расположен на левом берегу р. Катунь, в 1 км к СЗ от п. Малый Яломан (50.50570° с.ш., 86.56667° в.д.) (см. рисунок 3.51). В береговом обрыве протяженностью 580 м и высотой 30 м от уреза воды выделено четыре пачки (рисунок 3.55). Пачка 1, слагающая нижние 20–24 м цоколя средней террасы с абсолютной высотой 720 м, сложена суперпаводковыми (с углами падения около 30°) галечниками и валунниками. Суперпаводковые отложения перекрыты в восточной части обнажения аллювиальными гравийно-галечниками с мульдообразной косой слоистостью и песками мощность до 8 м (пачка 2). В основании аллювиальных отложений находится слой валунников, который представляет собой перлювий по суперпаводковым отложениям. Пачка 3, сложенная параллельно-слоистыми песками и алевритами обвального подпрудного озера мощностью 12 м, выполняет палеоврез р. Катунь. В основании палеовреза в пачки 1 и 2 глубиной 30 м и шириной 300 м находится слой аллювиальных валунников мощностью до 2.5 м. Сверху разрез закрывается эоловыми песками мощностью до 2.5 м (пачка 4). В основании пачки 4 отобран образец песка, ИК-ОСЛ возраст которого определен в 7.7 ± 0.6 тыс. лет (RLQG 2211-093) (Deev et al., 2018b).

Нами детально изучена пачка озерных отложений, в средней части (от 5 до 8 м от основания пачки) которой выделено 10 горизонтов с деформациями (таблица 3.3, рисунок 3.56). Горизонты с деформациями имеют мощность от 0.5 до 10.5 см. Деформации представлены структурами перемешивания

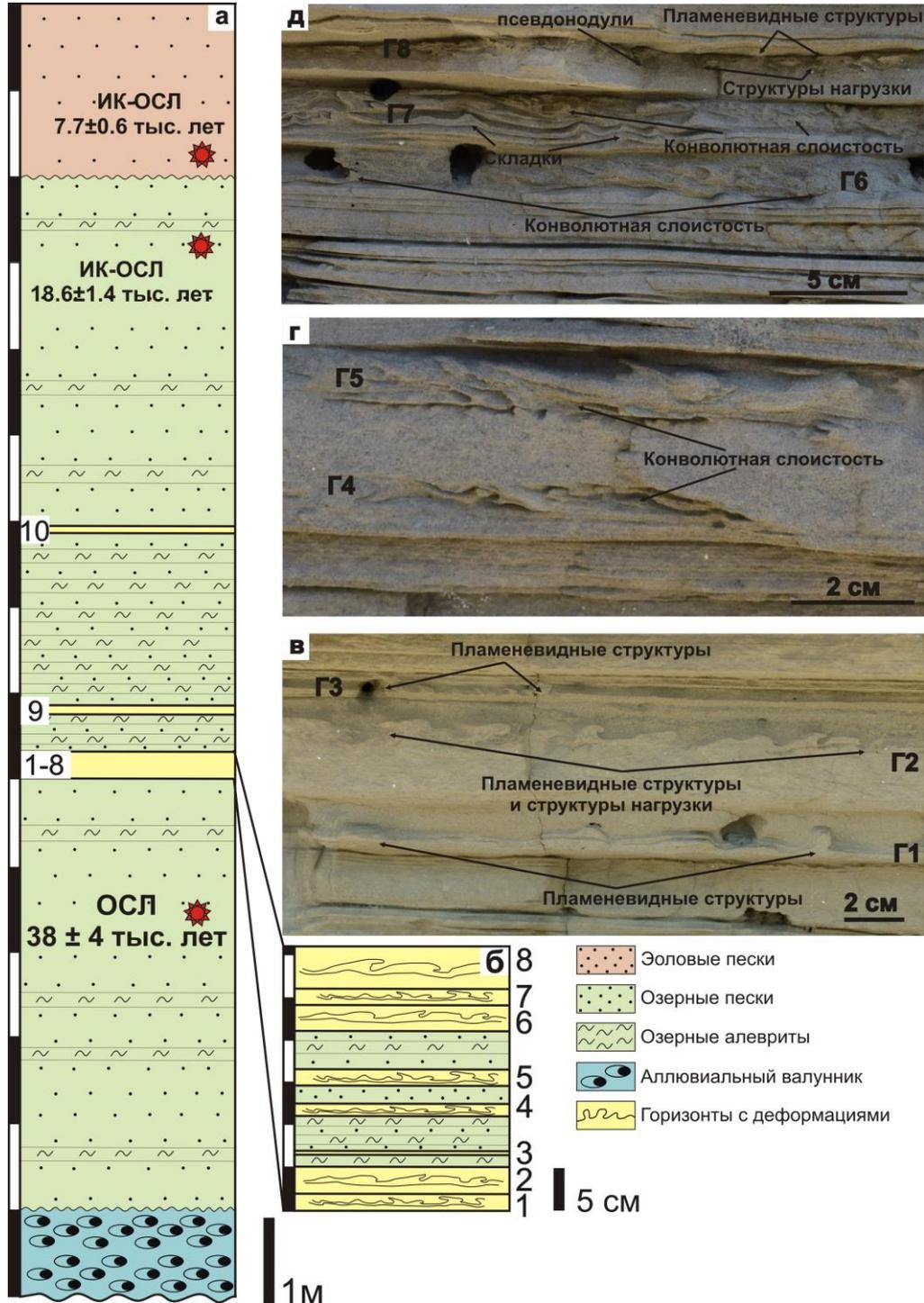
гранулометрически различных слоев: пламенеvidные и подушечные структуры, структуры нагрузки, псевдонодули, диапиры, складки, конволютная слоистость. Деформированные горизонты разделены аналогичными в гранулометрическом отношении недеформированными интервалами разреза, либо сближены между собой. Кровли горизонтов с деформациями представляют собой поверхности угловых несогласий. Оценить возраст деформаций позволило датирование образцов озерных песков. Первый из них отобран в 1.5 м ниже горизонта Г1. Его ОСЛ возраст составил 38 ± 4 тыс. лет (RIS0-142566) (Зольников и др., 2016), что соответствует

Таблица 3.3 – Характеристика вещественного состава горизонтов с деформациями и деформационных структур в верхнеплейстоценовых озерных отложениях пачки 3 разреза Катунский

Деформированные горизонты	Описание вещественного состава и деформационных структур (сейсмитов)	Мощность (см)
Горизонт 1 (Г1)	Расположен на высоте 5 м от основания озерной пачки. Деформации представлены пламенеvidными структурами перемешивания мелкозернистых песков и подстилающих их алевритов (рисунок 3.56 в).	2
Горизонт 2 (Г2)	Подшва горизонта 2 ровная, несогласно перекрывающая деформации горизонта 1. Нижние две трети сложены алевритом, верхняя треть – мелкозернистым песком. На границе разнозернистых слоев наблюдаются малоамплитудные пламенеvidные структуры внедрения алевритов в перекрывающие пески и структуры нагрузки, которые, напротив, отражают погружение песков в алевриты (рисунок 3.56 в). Горизонты 2 и 3 разделены мелкозернистыми песками и алевритами мощностью 1.5 см.	4
Горизонт 3 (Г3)	Деформации представлены пламенеvidными структурами между мелкозернистыми песками и подстилающими их алевритами (рисунок 3.56 в). Горизонты 3 и 4 разделены тонкопереслаивающимися мелкозернистыми песками и алевритами мощностью 4 см.	0.5
Горизонт 4 (Г4)	Деформации представлены конволютной слоистостью в тонкопереслаивающихся тонко- и мелкозернистых песках (рисунок 3.56 г). От горизонта 5 отделен 2 см интервалом аналогичных недеформированных песков, подошва которого срезает деформации.	1.5
Горизонт 5 (Г5)	Гранулометрический состав и деформации аналогичны горизонту 4 (рисунок 3.56 г). Деформации срезаются подошвой пачки недеформированных переслаивающихся песков и алевритов мощностью 4.5 см.	2
Горизонт 6 (Г6)	Сложен мелкозернистым песком с тонким прослоем алеврита в основании. Деформации представлены конволютной слоистостью (рисунок 3.56 д). Деформации срезаются подошвой горизонта 7.	3
Горизонт 7 (Г7)	Сложен переслаиванием алевритов и тонкозернистых песков. Деформации представлены складками и конволютной слоистостью (рисунок 3.56 д). Деформации срезаны подошвой горизонта 8.	2
Горизонт 8 (Г8)	Нижние две трети горизонта сложены тонкозернистым песком, верхняя – мелкозернистым песком. На границе различных песков наблюдаются пламенеvidные структуры, структуры нагрузки и псевдонодули (рисунок 3.56 д). Деформации срезаются подошвой пачки недеформированных переслаивающихся алевритов и песков мощностью 43 см.	5
Горизонт 9 (Г9)	Сложен тонкозернистыми песками, переслаивающимися с алевритами. Характер переслаивания и количество отдельных слоев меняется на различных участках. В отличие от остальных горизонтов, которые прослежены на расстоянии первых метров, горизонт Г9 протрассирован на 100 м. Деформации представлены дисгармоничными и симметричными складками, подушечными структурами, песчаными диапирами, конволютной слоистостью, структурами нагрузки и псевдонодулями (рисунок 3.57). Деформации несогласно перекрываются и срезаются пачкой недеформированных переслаивающихся разнозернистых песков и алевритов мощностью 2 м.	10-15
Горизонт 10 (Г10)	Сложен среднезернистыми песками, которые находятся между слоями алевритов в основании и кровле горизонта. Деформации представлены пламенеvidными структурами перемешивания среднезернистых песков и нижележащих алевритов. В кровле наблюдаются складки в алевритах с длиной волны 5–10 см и амплитудой до 10 см. Выше залегает пачка недеформированных озерных отложений мощностью 4 м.	До 10

эпохе МИС–3. Второй отобран из прикровельной части пачки 3. Его ИК-ОСЛ возраст составил 18.6 ± 1.4 тыс. лет (RLQG 2210-093) (Deev et al., 2018b).

Разрез Малояломанский расположен на левом берегу р. Малый Яломан (см. рисунок 3.51), в 3.5 км выше устья (50.48192° с.ш., 86.57664° в.д.). Здесь в стратиграфической последовательности обнажены (рисунок 3.58 а, б) шесть слоев (Деев и др., 2015а).



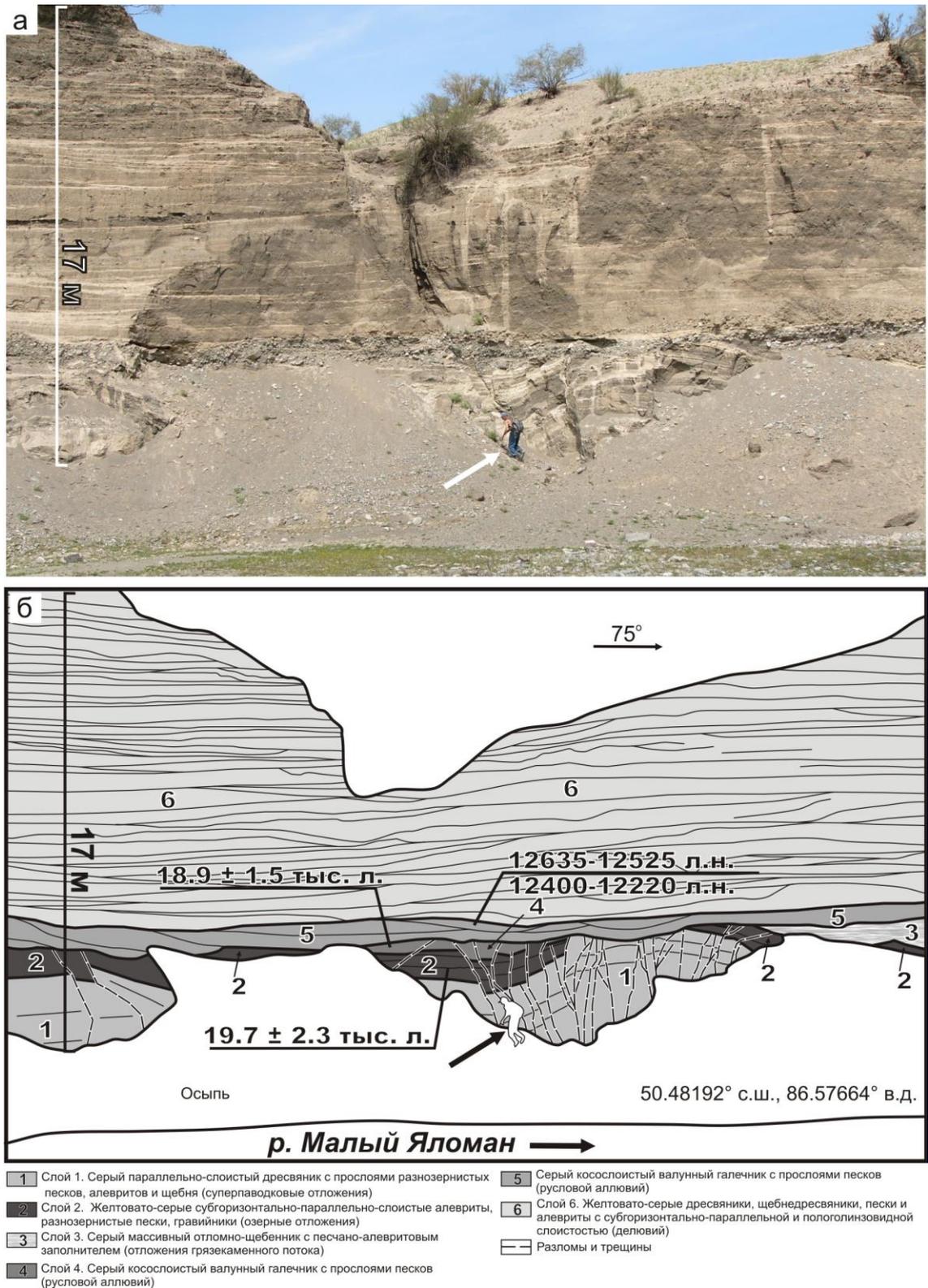
Описание горизонтов с деформациями см в таблице 3.3

Рисунок 3.56 – Строение (а, б) и сейсмогенные деформации (в–д) в верхнеплейстоценовых озерных отложениях пачки 3 разреза Катунский



а: дисгармоничные складки. б: симметричные складки. в: подушечные структуры. г: песчаный диапир, внедренный в перекрывающие алевриты. д: конволютная слоистость. е: структуры нагрузки. ж: псевдонодули. з: структуры нагрузки и псевдонодули

Рисунок 3.57 – Детали строения деформированного горизонта 9, по (Deev et al., 2018b)



Общий вид (а) и структура (б) разреза

Рисунок 3.58 – Разрез Малояломанский, по (Деев и др., 2015а) с изменениями

Слой 1. Серый параллельно-слоистый дресвяник с прослоями разнозернистых песков и алевроитов, щебня. Видимая мощность более 3.5 м. Суперпаводковые отложения, сальджарская толща.

Слой 2. Желтовато-серые субгоризонтально-параллельно-слоистые алевроиты и средне-тонкозернистые пески в нижней и верхней третях слоя, гравийники и средне-крупнозернистые пески с прослоями алевроитов и песков в средней части. Мощность до 1.5 м. Отложения обвально-подпрудного озера.

ИК-ОСЛ возраст образца песка из средней части озерной пачки составил 19.7 ± 2.3 тыс. лет (RLQG 2184-053) (Деев и др., 2016а). Наличие песков и гравийников может свидетельствовать о том, что это обвально-подпрудное озеро имело временами проточный характер.

Слой 3. Линза отломно-щебнистого материала с песчано-алевровитовым наполнителем и массивной текстурой. Мощность до 1.3 м, протяженность 8 м. Расклинивает озерные отложения слоя 2, за счет чего верхняя часть последнего приобретает слабоволнистую форму. Отложения грязекаменного потока.

Слой 4. Серые галечники с включением валунного материала. Русловой аллювий. Мощность до 0.5 м. ИК-ОСЛ возраст образца песка из аллювия составил 18.9 ± 1.5 тыс. лет (RLQG 2205-093) (Деев и др., 2016а).

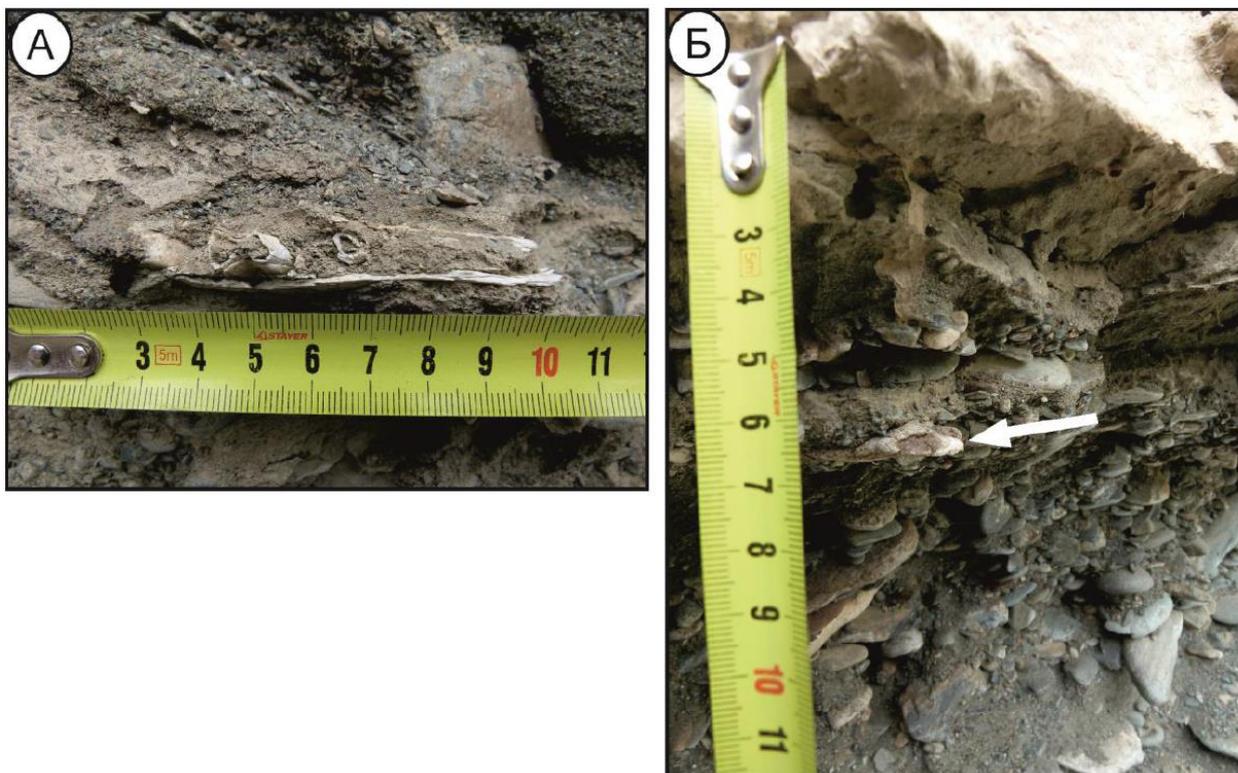
Слой 5. Серые косослоистые галечники с включением валунного материала и прослоев песков. В кровле слоя местами залегают горизонтально-слоистые пески и гравийники. Нижняя граница пологоволнистая, срезающая отложения и деформации слоев 1–4. Русловой аллювий. Мощность до 1.5 м.

В слое обнаружены костные фрагменты *Cervus elaphus* (фрагмент берцовой кости, 10 см от кровли) и *Capra sibirica* (челюсть, 40 см от кровли) (рисунок 3.59). AMS ^{14}C абсолютный возраст костей составил 10400 ± 50 лет (GrA-59490), калиброванный возраст – 12400–12220 лет назад, и 10570 ± 50 лет (GrA-59489), калиброванный возраст – 12635–12525 лет назад.

Слой 6. Желтовато-серые дресвяники, щебнедресвяники, пески, алевроиты. Слоистость субгоризонтально-параллельная, пологолинзовидная, с многочисленными несогласиями и палеоврезами. В прикровельной части присутствует гумусированный прослой (палеопочва). Делювий, сформированный за счет переотложения материала высоких и средних террас. Мощность более 13 м.

В разрезе выявлены четыре уровня развития деформаций, соответствующих самостоятельным палеоземлетрясениям. Первые три деформационных эпизода произошли около 20 тыс. лет назад, во время накопления отложений слоя 2. В кровле алевроитов и песков нижней трети слоя обнаружены связанные с разжижением волнообразные нарушения

первичной седиментационной слоистости, сопровождающиеся разрывом тонких алевритовых слоев флюидизированными среднезернистыми песками (землетрясение 1) (рисунок 3.60 А). Как следствие деформаций наблюдается угловое несогласие между нижней и средней частями слоя 2, появление в его средней части более грубозернистых отложений – гравийников и средне-крупнозернистых песков (Деев и др., 2015а).



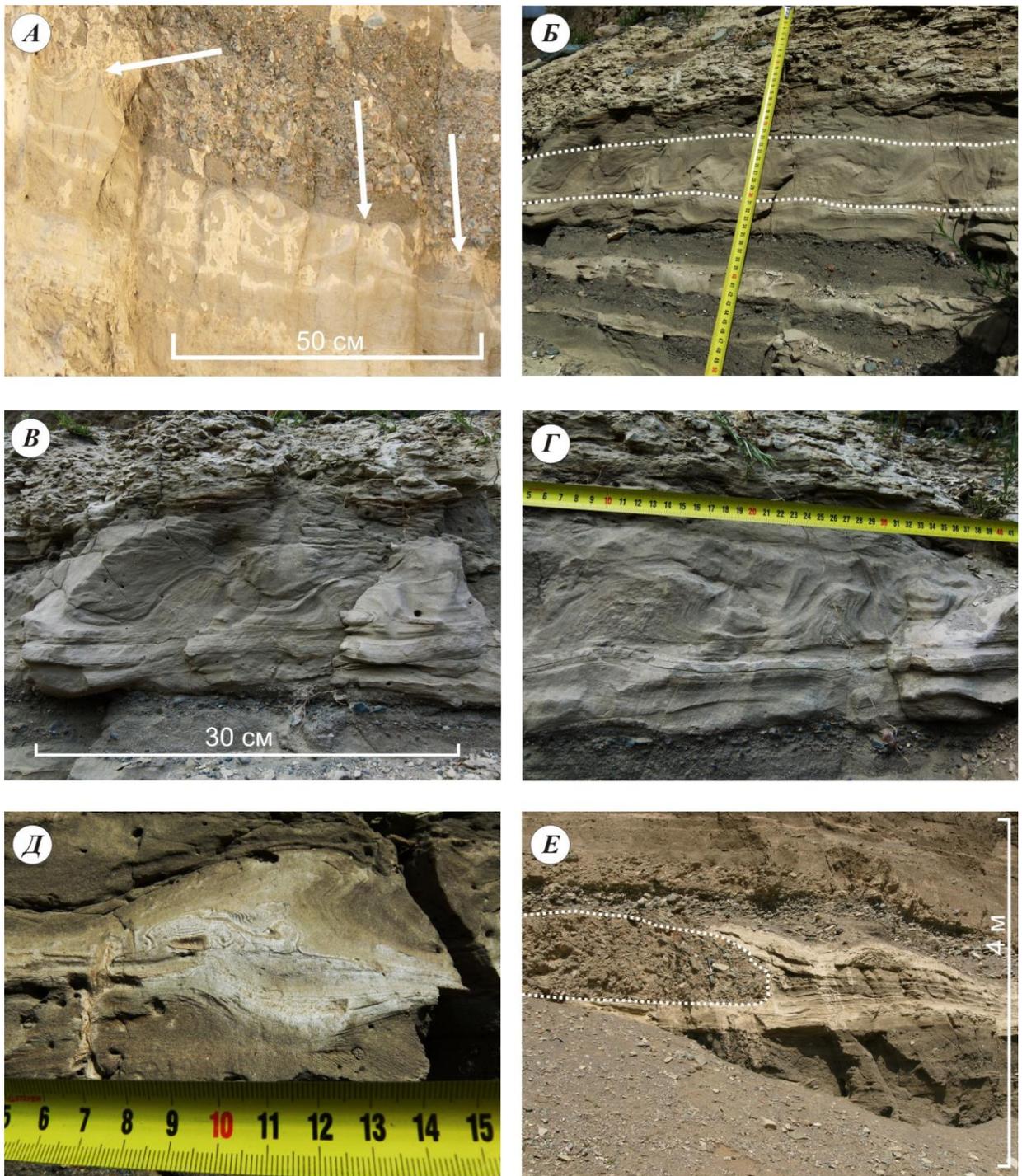
А – челюсть сибирского горного козла *Capra sibirica*; Б – фрагмент берцовой кости марала *Cervus elaphus*

Рисунок 3.59 – Палеонтологические находки в верхней части слоя 5 разреза Малояломанский

В песках верхней трети слоя 2 выявлен горизонт с деформациями мощностью до 10 см (землетрясение 2). В его пределах находятся складки с длиной волны 13–15 см (рисунок 3.60 Б–Д). Их формирование является следствием перемешивания разжиженных среднезернистых песков, залегающих сверху, и подстилающих их мелко-тонкозернистых песков. Горизонт прослеживается на расстоянии 10–15 м, подстилается и перекрывается недеформированными озерными отложениями (Деев и др., 2015а).

Наконец, озерные отложения слоя 2 частично деформируются и расклиниваются грязекаменными отложениями слоя 3 (рисунок 3.60 Е). Внедрение грязекаменного потока в озерные отложения совпало со спуском обвально-подпрудного озера (землетрясение 3). В результате отложения слоя 2 оказались в субаэральных условиях, и в залегающих в кровле

алевритах сформировалась мелкоплитчатая отдельность. После опорожнения озера начался этап врезания с накоплением руслового аллювия слоя 4 (Деев и др., 2015а).



А – деформации в кровле алевритов и песков нижней трети слоя 2 разреза; *Б* – горизонт сейсмогенных конволюций в виде складок в песках верхней трети слоя 2; *В–Д* – его фрагменты; *Е* – фронтальная часть грязекаменного потока (слой 3), расклинивающая озерные отложения слоя 2

Рисунок 3.60 – Деформации в слое 2 разреза Малояломанский, по (Деев и др., 2015а)

Отложения слоев 1–4 на протяжении 100 м полого изогнуты и разбиты на блоки разномасштабными разломами и трещинами (землетрясение 4) (см. рисунок 3.58, 3.61). Амплитуды смещения по крутонаклонным сбросам и взбросам достигают 0.5 м. Деформации постепенно затухают вниз по течению р. Малый Яломан. Они срезаются аллювием слоя 5. Возраст деформаций по результатам AMS ^{14}C и ИК-ОСЛ датирования отложений слоев 4 и 5 находится в интервале 19–12.5 тыс. лет назад (Деев и др., 2015а; Deev et al., 2018b).



A – отложения влекомого наноса гигантского гляциального паводка (1), отложения обвального-подпрудного озера (2), нижняя часть аллювия (4); *Б, В* – озерный слой 2; *Г* – дресвяники и пескодресвяники влекомого наноса гигантского гляциального паводка. *Б* – геологический молоток длиной 40 см показан для масштаба

Рисунок 3.61 – Системы разломов и трещин, секущие отложения слоев 1–4 разреза Малоояломанский (Деев и др., 2015а)

Разрез Малояломанский–2 находится в 5-метровой террасе левого берега, в 300 м ниже по течению р. Малый Яломан от разреза Малояломанский (50.48364° с.ш., 86.58014° в.д.) (см. рисунок 3.51). В нем снизу вверх выделено семь слоев (рисунок 3.62 А) (Деев и др., 2015а).

Слой 1. Серый параллельно-слоистый дресвяник с прослоями разнозернистых песков и алевритов, щебня. Видимая мощность более 1.9 м. Суперпаводковые отложения, сальджарская толща. Стратиграфический аналог слоя 1 разреза Малояломанский.

Слой 2. Серые галечники. Русловой аллювий. Аналог слоев 4 и 5 разреза Малояломанский. Характеризуется очень неровной верхней границей и резкими колебаниями мощности (0.3–2.5 м) за счет перемешивания с вышележащими слоями и формирования структур внедрения в них. Содержит разномасштабные отторженцы слоев 1, 3 и 4.

Слой 3. Белые, серые и желтовато-серые алевриты и разнозернистые пески. Пойменный аллювий. Характеризуется очень неровными верхней и нижней границами, а также значительными колебаниями мощности от 0.2 до 1.5 м – как результат перемешивания с подстилающим и перекрывающим слоями. Содержит отторженцы слоя 2.

Слой 4. Желтовато-серые дресвяники, щебнедресвяники, пески, алевриты. Делювий, аналогичный слою 6 разреза Малояломанский. Нижняя граница очень неровная за счет перемешивания со слоями 2 и 3. Верхняя граница неровная местами с грабенообразными структурами растяжения, выполненными галечниками слоя 5. Мощность до 2.9 м.

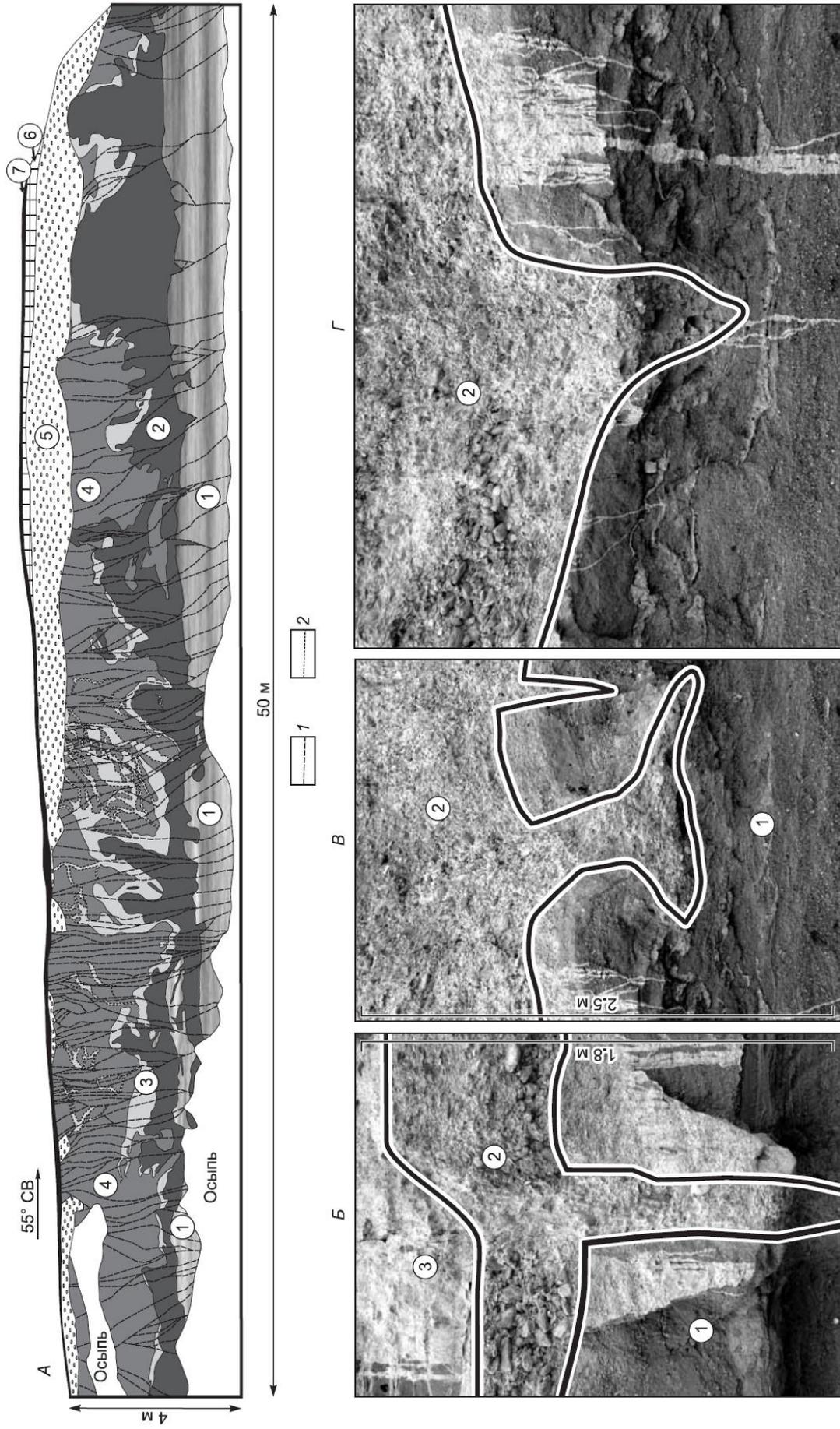
Слой 5. Серый русловой галечный аллювий с включением валунов. Мощность до 1.1 м.

Слой 6. Палевый и белесый алеврит и алевропесок с присутствием гравия и гальки. Делювий. Мощность до 0.4 м.

Слой 7. Современная почва. Мощность до 0.2 м.

В разрезе выделено два уровня развития деформационных структур. Первый представлен структурами растяжения в виде клиньев и грабенов в кровле слоя 1, выполненными отложениями нижней части слоя 2 (рисунок 3.62 Б–Г). В возрастном отношении эти деформационные структуры синхронны наиболее молодым деформациям в разрезе Малояломанский и сформировались в интервале 19–12.5 тыс. лет назад.

В значительно более масштабные совместные деформации вовлечены отложения слоев 1–4 (см. рисунок 3.62 А). Наблюдается крупномасштабное перемешивание слоев 1–4 с образованием структур взаимного проникновения различного в гранулометрическом отношении разжиженного материала, амплитуда которых может достигать 2–3 м (рисунок 3.63 А, Б), и отторженцев. Этими деформациями объясняется резкое колебание мощностей отложений. Иногда аллювиальные галечники слоя 2 полностью прорывают отложения слоев 3 и 4 (рисунок 3.63, В). Отложения слоя 4 нарушены дайками (мощность до 0.9 м и высота до 2.5 м) и силлами, образованными за счет флюидизации алевритов и песков слоя 3 (рисунок 3.63, Г).



1 – разломы, трещины, 2 – границы даек и силлов. Цифры в кружках – слои. Описание слоев см. в тексте
 Рисунок 3.62 – Разрез Малояломанский-2 (А) (Деев и др., 2015а); структуры растяжения в кровле дресвянников слоя 1, заполненные аллювиальными галечниками слоя 2 (Б-Г)

Также отложения слоев 1–4 секутся плотной сетью крутонаклонных и вертикальных трещин и разломов с малыми амплитудами (первые сантиметры – первые десятки сантиметров) смещения (см. рисунок 3.62 *А*). Деформации запечатываются и срезаются аллювиальными галечниками слоя 5. Нижняя возрастная граница деформационных структур определяется по материалам AMS ^{14}C датирования отложений разреза Малояломанский в 12.5 тыс. лет (Деев и др., 2015а; Deev et al., 2018b).

Разрез Малояломанский–3 расположен в небольшом овраге, вскрывающем следующую по высоте террасу в 100 м к западу (50.48359° с.ш., 86.57871° в.д.) (см. рисунок 3.51). В стенках оврага снизу вверх вскрываются (рисунок 3.64 *А*) четыре слоя.

Слой 1. Желтовато-серые дресвяники и пески с параллельной и линзовидной слоистостью. Делювий, аналогичный слою 4 разреза Малояломанский–2 и слою 6 разреза Малояломанский.

Слой 2. Серовато-желтый гравийно-галечник с песчаным заполнителем. В верхней половине количество крупных обломков уменьшается, а песчаной фракции – возрастает. Слоистость мутьдообразная. Русловой аллювий. Мощность до 1.0–1.5 м. Подошва слоя неровная, срезающая отложения предыдущего слоя.

Слой 3. Палевый алевропесок с присутствием гравия и гальки. Делювий. Мощность до 1 м.

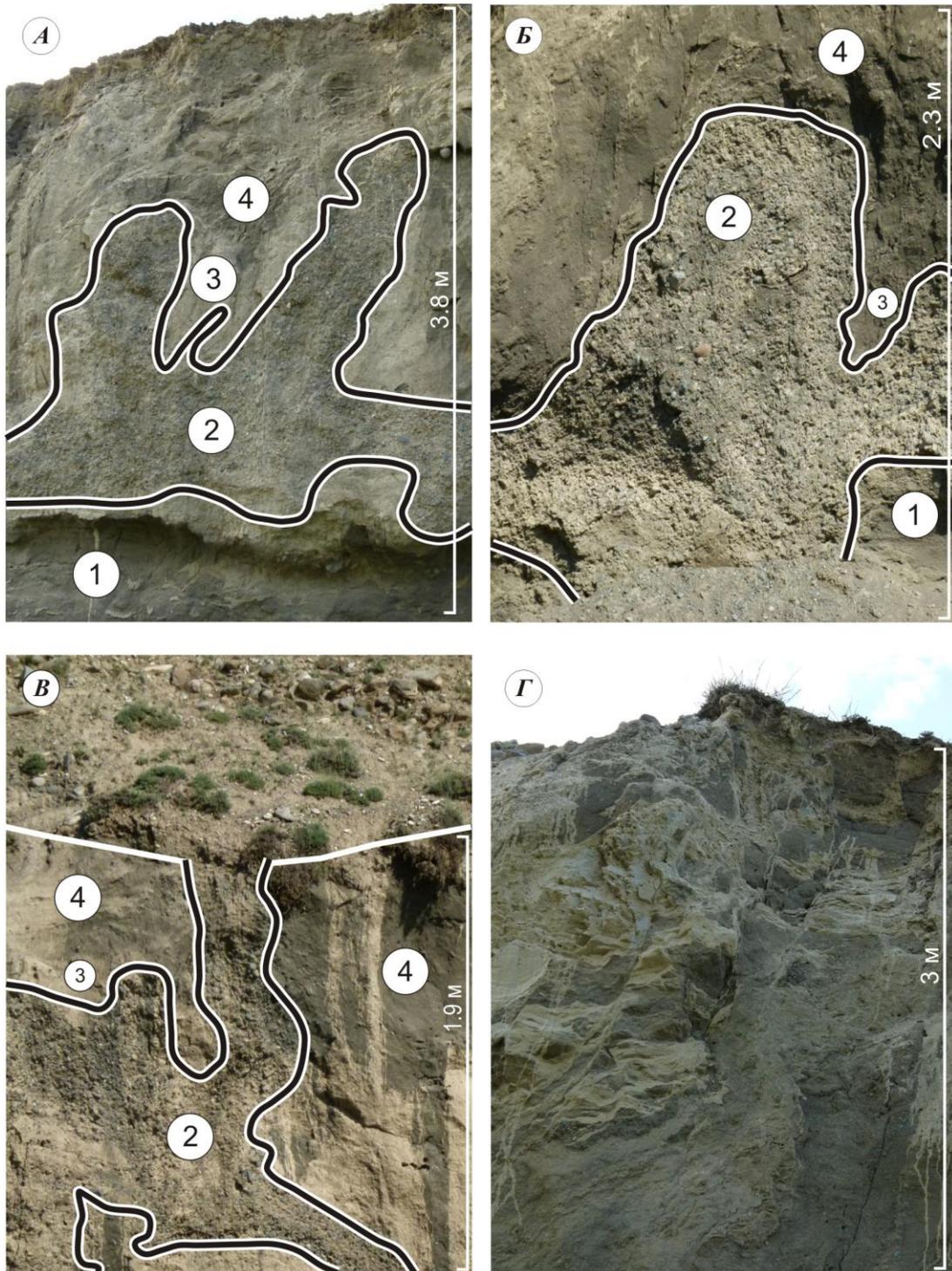
Слой 4. Маломощная (0.1–0.2 м) современная горная почва.

Присутствующие в разрезе деформации сконцентрированы в делювиальных отложениях слоя 1. Слой разбит трещинами и микроразломами, амплитуды смещения по которым достигают 20 см (рисунок 3.64 *А–В*). В ряде случаев блоки делювия развернуты, в результате чего слоистость падает в сторону горного склона. Наблюдаются алевритовые и песчаные дайки и силы мощностью от 2–3 до 30–40 см (см. рисунок 3.64 *В*). Деформации срезаются аллювиальными галечниками слоя 2, аналогом слоя 5 разреза Малояломанский–2. Таким образом по своему стилю и стратиграфическому положению эти деформации соответствуют деформационным структурам с возрастом моложе 12.5, зафиксированным в разрезе Малояломанский–2 (Деев и др., 2015а; Deev et al., 2018b).

Два уровня развития деформаций в стратиграфической последовательности, аналогичной разрезам Малояломанский и Малояломанский–2, обнаружены в долине р. Малая Иня, правого притока р. Катунь, в 7.7 км на юго-восток. **Разрез Малоинской** (50.44822° с.ш., $E=86.67314^\circ$ в.д.) находится в правом борту долины р. Малая Иня, в 3 км выше ее устья (см. рисунок 3.47).

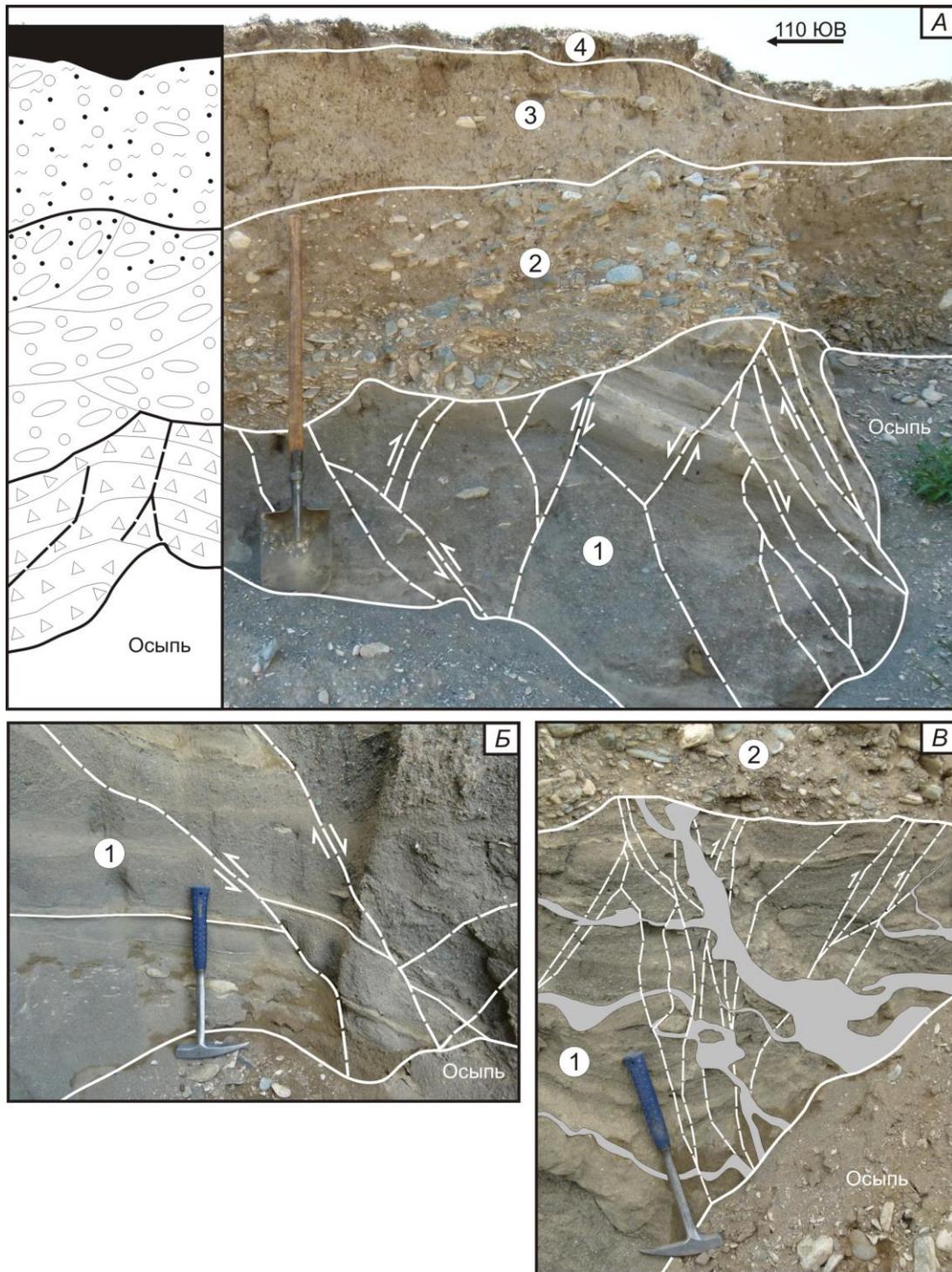
В разрезе выделено 5 слоев (рисунок 3.65 а, б). Слой 1 сложен серыми озерными алевритами и тонкозернистыми песками мощностью более 0.6 м. Он является

стратиграфическим аналогом слоя 2 разреза Малояломанский. Слой 2 представлен серыми аллювиальными полого-косослоистыми песками и дресвяниками мощностью до 0.4 м.



А, Б – структуры внедрения русловых аллювиальных галечников слоя 2 в делювиальные отложения слоя 4 (галечные диапиры); *В* – разрыв делювиальных отложений слоя 4 русловыми аллювиальными галечниками слоя 2; *Г* – светлые дайки песчаного и алевритового состава, секущие более темные делювиальные отложения слоя 4

Рисунок 3.63 – Сейсмогенные деформации в разрезе Малояломанский–2, по (Деев и др., 2015а)



A – строение разреза, лопата длиной 1.17 м для масштаба, усл. обозн. см. на рисунке 3.52; *Б* – трещины и микроразломы, нарушающие целостность делювиальных отложений слоя 1; *В* – песчаные дайки и силлы (серый цвет), а также трещины и микроразломы, секущие делювиальные отложения слоя 1. *Б* и *В* – геологический молоток длиной 40 см показан для масштаба

Рисунок 3.64 – Сейсмогенные деформации в разрезе Малояломанский–3, по (Деев и др., 2015а)

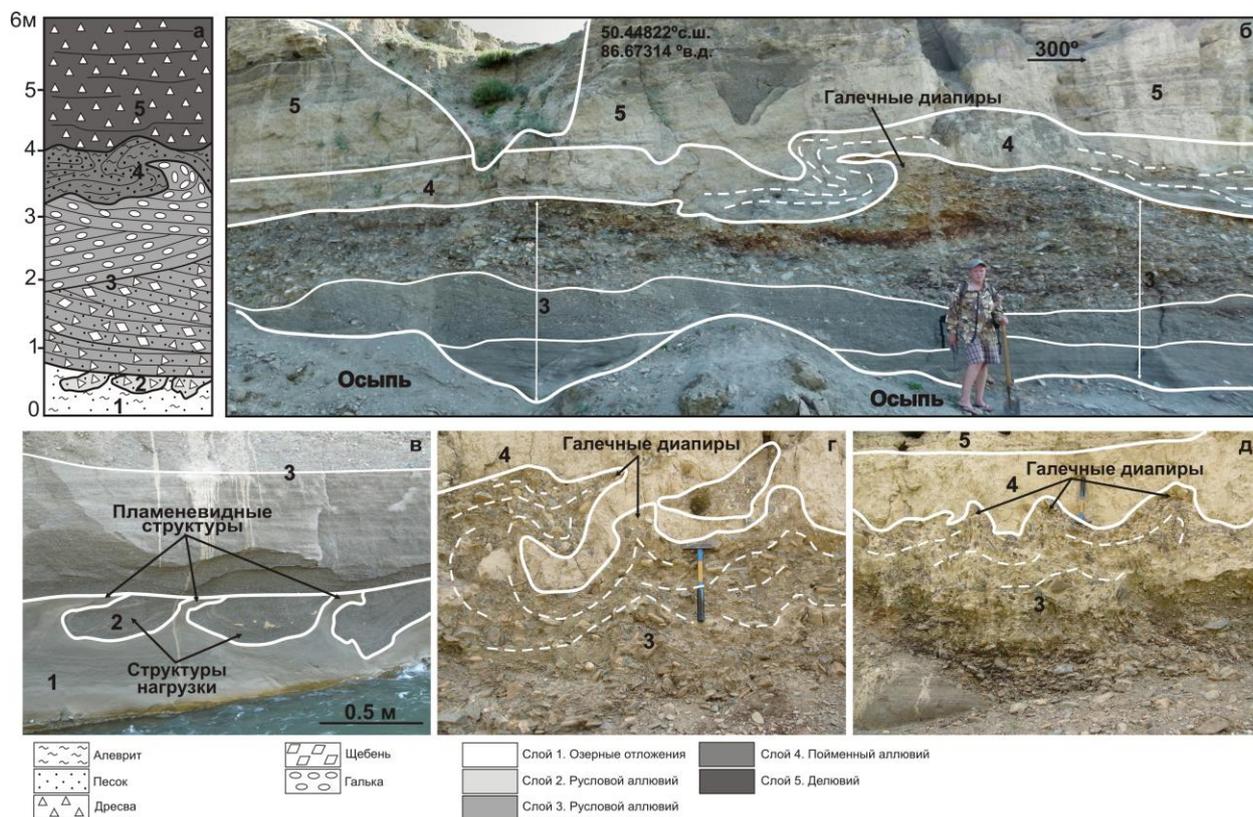


Рисунок 3.65 – Строение разреза Малоинской (а, б). Нижний уровень деформаций между отложениями слоев 1 и 2 (в). Верхний уровень деформаций между отложениями слоев 3 и 4 (г, д)

Он является стратиграфическим аналогом слоя 4 разреза Малояломанский. Слои 1 и 2 вовлечены в структуры перемешивания с формированием пламенеvidных структур и структур нагрузки (рисунок 3.65 в). Деформации срезаны серыми аллювиальными отложениями слоя 3 с мутьдообразной слоистостью мощностью до 3.2 м. Гранулометрический состав отложений изменяется от дресвяников в нижней части слоя до галечников в его верхней части (см. рисунок 3.65 а, б). Верхняя часть слоя 3 местами приобретает желто-коричневую окраску. Слой 3 является стратиграфическим аналогом слоя 5 разреза Малояломанский и слоя 2 разреза Малояломанский–2. Слой 4 сложен желтовато-серыми алевритами и песками со слабогумусированными прослоями мощностью до 0.9 м. Пойменный аллювий слоя 4 является стратиграфическим аналогом слоя 3 разреза Малояломанский–2. Завершают разрез желтовато-серые делювиальные дресвяники мощностью 2 м (слой 5). Отложения слоя 5 можно рассматривать в качестве стратиграфического аналога аналогичных делювиальных отложений разрезов Малояломанский, Малояломанский–2 и 3. Отложения верхней части слоя 3 образуют галечные диапиры, которые внедряются и деформируют отложения слоя 4 и нижней части слоя 5 (рисунок 3.65 б, г–д) (Деев и др., 2015а; Deev et al., 2018b).

3.3.3. Палеосейсмологические и археосейсмологические исследования в Чемальском и Манжерокском грабенах (северное окончание разлома)

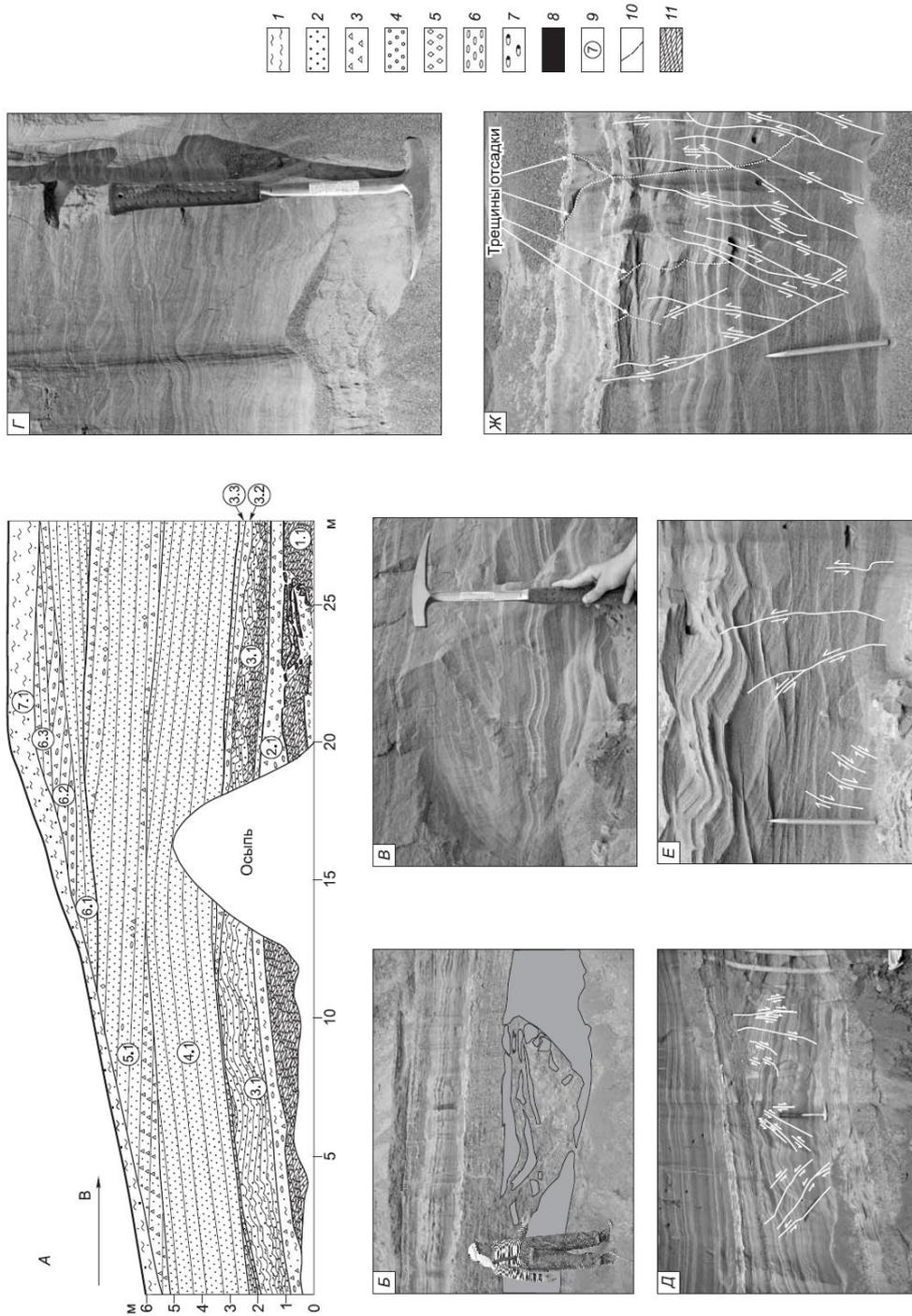
Чемальский и Манжерокский грабены расположены в северной части Катунского разлома (Деев и др., 2012а) (см. рисунок 3.39). Геоморфологически Чемальскому грабену соответствует участок расширения долины р. Катунь протяженностью 22 км и шириной до 2 км, Манжерокскому – 35 км и 3–4 км соответственно. Сейсмологические наблюдения в северной части Горного Алтая показывают, что и здесь для Катунского разлома характерны землетрясения с магнитудами $M = 3.0–5.0$ (рисунок 3.37). Нашими палеосейсмологическими исследованиями в позднеплейстоценовых отложениях грабенов выявлено несколько разрезов с присутствием сейсмиков, характерных для землетрясений с $M \geq 5.0–5.5$ (Деев и др., 2012а). В последние годы были проведены археологические и археосейсмологические исследования расположенного в непосредственной близости от разрезов с позднеплейстоценовыми вторичными сейсмогенными деформациями курганного могильника Чултуков Лог–1 (Деев и др., 2012а; Деев, Бородовский, 2017; Бородовский и др., 2015; Deev et al., 2018b).

Представительными в плане наличия вторичных сейсмогенных деформационных структур оказались разрезы средней террасы р. Катунь в районе пос. Чемал (Чемальский грабен). Они расположены в области пересечения Катунского разлома с Чемальским и Кубинским разломами, из которых последний является сейсмогенерирующим (см. рисунок 3.38). Разрезы находятся в области выклинивания террасы вверх по р. Чемал и одновременно ее прилегания к коренному склону. Поэтому в разрезах наблюдается сильная фациальная изменчивость, а слагающие слои не выдержаны по простиранию и мощностям. В связи с этим разрезы скоррелированы на уровне пачек (Деев и др., 2012а).

Разрез Карьер-Чемал–2 (51.39166° с.ш., 86.03271° в.д.) (рисунок 3.66 А). Снизу вверх обнажены следующие пачки.

Пачка 1. Слой 1.1 – серый мелко-среднезернистый песок с текстурами асимметричной ряби течения. Суперпаводковые отложения сальджарской толщи. Видимая мощность более 1 м. В восточной части обнажения слой раздроблен, а блоки погружены в отложения слоя 2.1 (рисунок 3.66 Б). Кроме того, в пределах слоя отмечаются вторичные деформации (плойчатость и множественные флексурные изгибы), нарушающие элементы первичной седиментационной слоистости (рисунок 3.66 Г).

Пачка 2. Слой 2.1 – серый плотный миктит с нечетко выраженной параллельной слоистостью, содержащий в своем составе обломочный материал дресвяно-галечной размерности, сцементированный алевропеском. Мощность вне участков выполнения деформационных структур в слое 1.1 достигает 1.2 м. Отложения грязекаменного потока.



А – схема разреза; *Б* – структура растяжения в слое 1.1, заполненная отложениями слоя 2.1 с “плавающими” фрагментами деформированного слоя; *В* – пloyчатость и пластичные срывы, нарушающие первичную параллельно-слоистую текстуру в слое 3.1; *Г* – пloyчатость и флексурные изгибы, нарушающие асимметричную рябь течения в слое 1.1; *Д* – микроразломы различной кинематики, нарушающие замок пологой антиклинальной складки в слое 3.1; *Е, Ж* – микроразломы, нарушающие асимметричную рябь течения в слое 3.1. *1* – алевроит, *2* – песок, *3* – дресва, *4* – гравий, *5* – щебень, *6* – галька, *7* – валуны, *8* – гумусовый горизонт, *9* – номера слоев, *10* – разломы, *11* – текстуры асимметричной ряби течения

Рисунок 3.66 – Разрез Карьер-Чемал-2 (Деев и др., 2012а)

Пачка 3. Слой 3.1 – в основании слоя прослеживается белесый алевропесок (возможно, отложения зернистого потока) мощностью 0.2 м, облекающий подстилающие отложения. Выше в восточной части обнажения преобладает серый песок с редкими тонкими прослоями белесого алевроита. В осадках наблюдаются текстуры асимметричной ряби течения, которым свойственны различные соотношения длины пологого и крутого склонов (рисунок 3.66 *Е, Ж*). Характер ряби указывает на движение потока с запада на восток. В западной части обнажения доминируют параллельно-слоистые текстуры, а в гранулометрическом отношении отложения слоя представлены желтовато-серыми песками, алевропесками с тонкими прослоями белесого

алеврита. Суперпаводковые отложения сальджарской толщи. В западной части обнажения отложения собраны в пологие складки, крылья и замки которых осложнены складками следующих порядков. Отмечаются системы трещин с малоамплитудными смещениями различной кинематики (см. рисунок 3.66 Д–Ж), плейчатость и пластичные срывы (см. рисунок 3.66 В). Мощность слоя до 1.2 м.

Слой 3.2 – серый дресвяно-галечник с алевропесчаным цементом. Верхний контакт ровный резкий. Подошва резкая, волнистая, с угловым несогласием срезающая первично-седиментационные и вторично-деформационные структуры слоя 3.1. Мощность до 0.3 м.

Слой 3.3 – серые и желто-серые пески с различными текстурами, сменяющимися друг друга по латерали и вертикали: параллельно-слоистые, волнистые, асимметричной ряби течения. В результате срезания перекрывающимися отложениями слой обнажается в форме линз в кровле пачки. Мощность до 0.3 м.

Пачка 4. Слой 4.1 – серый субгоризонтально-параллельно-слоистый песок. Слоистость подчеркнута тонкими светлыми прослоями алевропеска. В подошве отмечается слабое угловое несогласие. Суперпаводковые отложения сальджарской толщи. Мощность до 2.5 м.

Пачка 5. Слой 5.1 – серый субгоризонтально-параллельно-слоистый песок, в нижней и верхней частях пачки переслаивающийся с пескодресвяником. Слоистость подчеркнута тонкими светлыми прослоями алевропеска. В некоторых прослоях встречаются отдельные мелкие валуны и гальки. В подошве отмечается угловое несогласие, подчеркнутое белесым прослоем алеврита. Суперпаводковые отложения сальджарской толщи. Мощность до 2 м.

Пачка 6. Слой 6.1 – серый пологонаклонно-параллельно-слоистый песок. В подошве угловое несогласие, подчеркнутое белесым прослоем алеврита. Суперпаводковые отложения сальджарской толщи. Мощность до 1.5 м.

Слой 6.2 – серый косослоистый дресвяно-галечник, в верхней части замещающийся пескодресвяником и песком. Суперпаводковые отложения сальджарской толщи. Мощность до 1.3 м.

Слой 6.3 – серый пологонаклонно-параллельно-слоистый пескодресвяник. Суперпаводковые отложения сальджарской толщи. Видимая мощность до 0.7 м.

Пачка 7. Слой 7.1 – палево-серый неслоистый алевропесок. Облекаяще ложится на подстилающие отложения с угловым несогласием. Лесс. Мощность до 1.1 м (Деев и др., 2012а).

Разрез Карьер-Чемал–1 (51.39238° с.ш., 86.03103° в.д.) расположен в 100 м ниже по течению р. Чемал от разреза Карьер-Чемал–2 (см. рисунок 3.38, рисунок 3.67, А). Снизу вверх обнажены 7 пачек (Деев и др., 2012а).

Пачка 1. Слой 1.1 – серый мелко-, среднезернистый песок с параллельно-слоистой текстурой, сменяющейся текстурой асимметричной ряби течения. Первичные текстуры

нарушены микроразломами взбросовой и сбросовой кинематики с амплитудой смещения до 2 см, приразломными складками. Суперпаводковые отложения сальджарской толщи. Видимая мощность более 1 м. Слой частично раздроблен, а блоки “погружены” в отложения слоя 2.1.

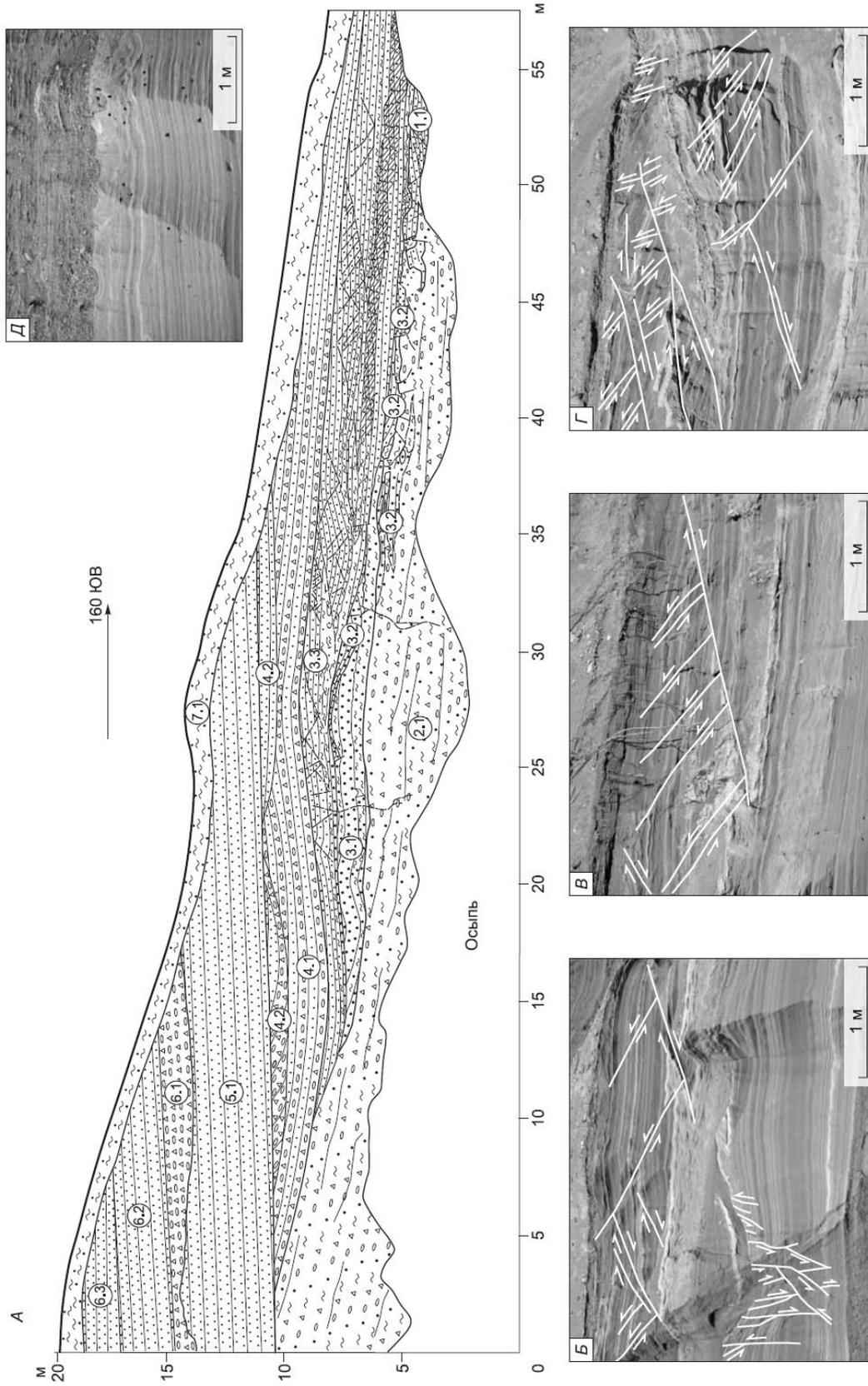
Пачка 2. Слой 2.1 – серый плотный миктит с нечетко выраженной параллельной слоистостью, содержащий в своем составе обломочный материал дресвяно-галечной размерности, сцементированный алевропеском. Отложения грязекаменного потока. Видимая мощность более 5.8 м. В кровле слоя намечаются структуры дробления, растяжения и просадки.

Пачка 3. Слой 3.1 – параллельное переслаивание серого песка и желто-серого алевропеска с редкими тонкими прослоями белесого алеврита. Местами в алевропесках наблюдается волнистая текстура. Расположенные в основании белесые алевропески облекают подстилающие отложения. Суперпаводковые отложения сальджарской толщи. Слой собран в пологие складки. Внутри самого слоя и в его кровле отмечаются мелкие грабенообразные просадки (рисунок 3.67 Б). Мощность до 1 м. Она сокращается к востоку в результате срезания верхних частей слоя отложениями слоя 3.2. Здесь же наблюдаются его совместные с верхней частью слоя 2.1 деформации.

Слой 3.2 – серые параллельно-, неявно-, косо- и наклонно-слоистые пески, выполняющие структуры растяжения и просадки в кровле слоев 2.1 и 3.1 и содержащие отторженцы этих слоев. Мощность до 1 м.

Слой 3.3 – чередование серых песков, желто-серых алевропесков, тонких белесых прослоев алеврита. Первичные седиментационные текстуры параллельно-слоистые и асимметричной ряби течения. Подошва четкая, срезающая элементы слоистости слоев 3.1 и 3.2. Суперпаводковые отложения сальджарской толщи. Мощность сокращается в западном направлении от 2.7 м вплоть до полного выклинивания. Отложения слоя интенсивно деформированы. В них развиты две системы пологих взбросов (с доминированием сместителей северо-западного падения) и их оперений (см. рисунок 3.67 Б–Г). Амплитуды смещения по разломам в зависимости от их масштаба составляют от первых миллиметров и сантиметров до 1.5 м. Кроме того, наблюдаются приразломные складки, плейчатость и другие структуры пластического течения материала. В ряде мест в результате наложения деформаций не удастся диагностировать первичные осадочные текстуры.

Пачка 4. Слой 4.1 – параллельное переслаивание серого песка и серого дресвяно-галечника. В восточной части разреза происходит опесчанивание слоя. Подошва резкая, пологоволнистая, срезающая первичные (седиментационные) текстуры и вторичные (деформационные) структуры слоя 3.3. В западной части обнажения залегают на слое 2.1. Суперпаводковые отложения сальджарской толщи. Мощность до 2.2 м.



А – схема разреза; *Б* – в нижней части фотографии – грабенообразная просадка в кровле слоя 3.1, в верхней – системы взбросов, нарушающие отложения слоя 3.3; *В*, *Г* – системы взбросов, нарушающие отложения слоя 3.3; *Д* – структуры нагрузки в кровле слоя 5.1. Усл. обозн. см. на рисунке 3.66

Рисунок 3.67 – Разрез Карьер-Чемал-1 (Деев и др., 2012а)

Слой 4.2 – косослоистые серии серого дресвяно-галечника и серого песка. Залегают с угловым несогласием, формируя линзы, срезающие верхнюю часть слоя 4.1. Суперпаводковые отложения сальджарской толщи. Мощность до 1.2 м.

Пачка 5. Слой 5.1 – серый песок со слабонаклонной параллельной слоистостью. В прикровельной части появляются тонкие прослои светлых алевропесков. Здесь же присутствуют пластичные срывы, пloyчатость, нарушающие первично-седиментационную слоистость, структуры нагрузки на границе с более грубозернистыми осадками перекрывающего слоя 6.1 (см. рисунок 3.67 Д). Нижний контакт резкий. В подошве отмечается резкое угловое несогласие. Суперпаводковые отложения сальджарской толщи. Мощность до 3.5 м.

Пачка 6. Слой 6.1 – серый дресвяно-галечник с невыдержанной пологонаклонной параллельной слоистостью. Нижний контакт пологоволнистый, срезающий нижележащий слой. Суперпаводковые отложения сальджарской толщи. Мощность до 1.5 м.

Слой 6.2 – серый песок с пологонаклонной параллельной слоистостью. Верхний и нижний контакты ровные резкие. Суперпаводковые отложения сальджарской толщи. Мощность до 2.3 м.

Слой 6.3 – серый субгоризонтально-параллельно-слоистый песок. Суперпаводковые отложения сальджарской толщи. Мощность до 1.8 м.

Пачка 7. Слой 7.1 – палево-серый неслоистый алевропесок. Облекаяще ложится на подстилающие отложения с угловым и стратиграфическим несогласием. Лесс. Мощность до 1 м.

Изучение разрезов средней террасы р. Катунь в районе пос. Чемал показало наличие в них нескольких разновозрастных уровней развития сейсмогенных деформаций. Первый уровень развития деформационных текстур выделяется в кровле слоя 1.1. Здесь обнаружены разномасштабные структуры растяжения шириной от 0.5 до 2.5 м. Они заполнены миктитом слоя 2.1. При этом фрагменты раздробленного слоя 1.1 погружены в миктит. Можно было бы связать эти деформации с динамическим воздействием грязекаменного потока на подстилающие нелитифицированные отложения, но внутри слоя 1.1 нами зафиксированы многочисленные структуры пластической деформации (плойчатость, флексуры, приразломные складки), а также различные в плане кинематики микроразломы. При этом они находятся вне зон развития структур растяжения и дробления. Это может свидетельствовать о том, что процесс деформирования отложений слоя 1.1 напрямую не связан с динамическим воздействием грязекаменного потока на свое ложе, но оба этих процесса сближены во времени и имеют один спусковой механизм (Деев и др., 2012а).

Аналогичная ситуация наблюдается и на уровне слоя 3.1. Структуры взлома, дробления, растяжения и просадки, которым подвержена и верхняя часть слоя 2.1, заполнены песками слоя 3.2, где “плавают” фрагменты деформированных слоев. Причем пески слоя 3.2. иногда заполняют образовавшиеся при деформации слоев полости таким образом, что оказываются стратиграфически ниже слоя 3.1. Опять же внутри самого слоя 3.1 развит широкий спектр деформаций (см. описание слоя в разрезах), которые никоим образом нельзя связать с динамическим воздействием песчано-водного потока, сформировавшего слой 3.2. Таким образом, образование разнотипных деформаций и песчано-водный поток сближены во времени и являются следствием единого процесса (Деев и др., 2012а).

Следующий уровень развития преимущественно разрывных нарушений – слой 3.3 в разрезе Карьер-Чемал–1. Следует отметить, что выявленные разломы четко ограничиваются пределами слоя и не прослеживаются ни в подстилающие, ни в перекрывающие отложения. Наконец, в пределах разреза Карьер-Чемал–1 присутствует еще один уровень развития постседиментационных деформаций – прикровельная часть слоя 5.1.

Таким образом, в изученных разрезах Карьер-Чемал–1 и Карьер-Чемал–2 выделяются четыре самостоятельных разнесенных во времени деформационных события, очевидно, связанные с самостоятельными землетрясениями (Деев и др., 2012а).

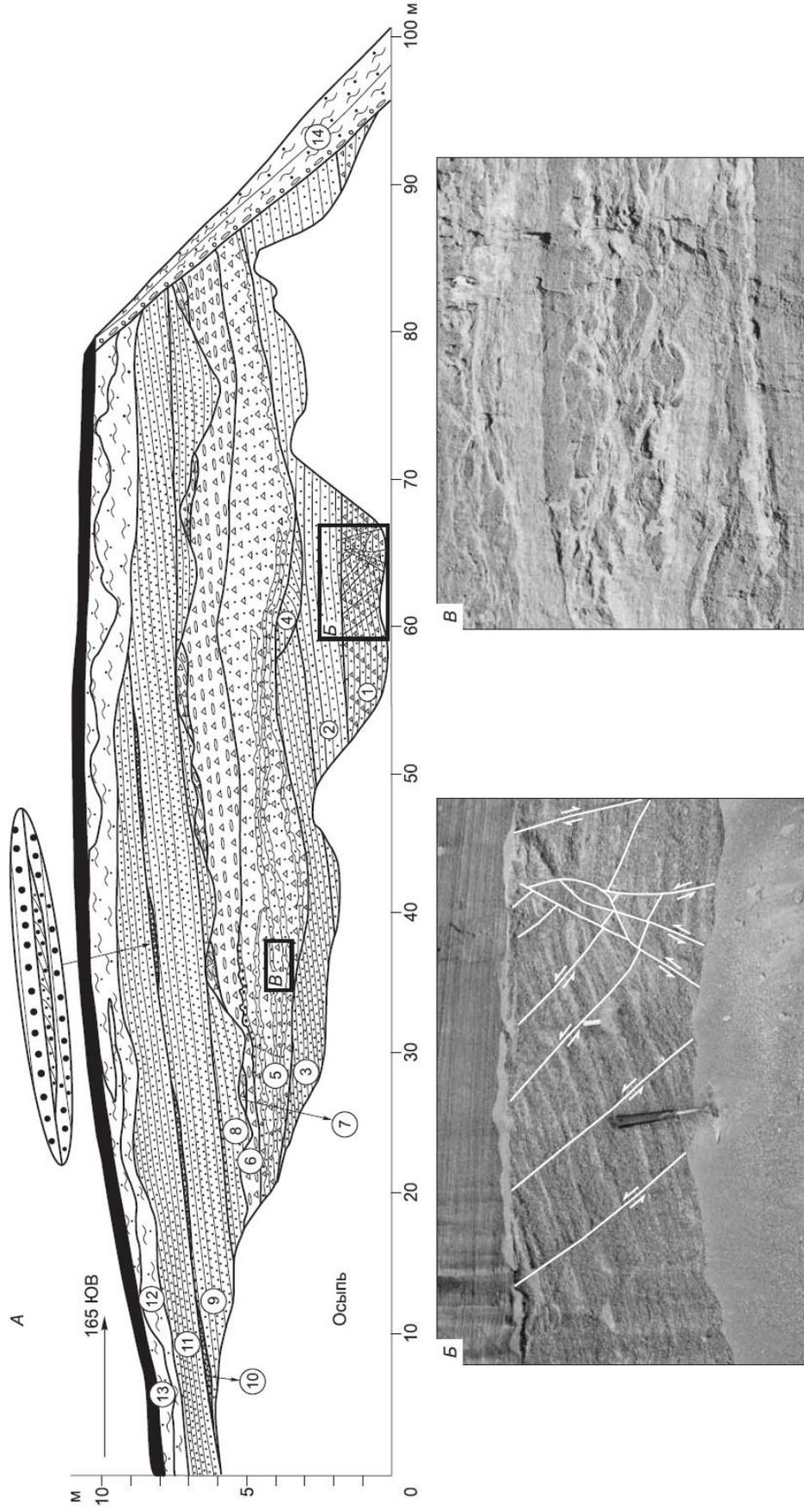
Еще два разреза с хрупкими вторичными сейсмогенными деформациями (Карьер-Манжерок–2 и Едрала–5) выявлены в познеплейстоценовых отложениях средней террасы р. Катунь в районе пос. Манжерок (южная оконечность Манжерокского грабена). Они расположены в области пересечения Катунского и Манжерокского разломов.

Разрез Карьер-Манжерок–2 (51.811689° с.ш., 85.78145° в.д.) – левый борт долины р. Едрала, правого притока р. Катунь. В стенке карьера, вскрывающего среднюю террасу р. Катунь, снизу вверх обнажаются (см. рисунок 3.38, рисунок 3.68, А) следующие слои (Деев и др., 2012а).

Слой 1. Серые субгоризонтально-слоистые пескодресвяники, нарушенные системами малоамплитудных (до первых сантиметров) сбросов и взбросов (рисунок 3.68 Б). Суперпаводковые отложения сальджарской толщи. Нижняя часть слоя скрыта под осыпью. Видимая мощность более 1.4 м.

Слой 2. Субгоризонтально-тонкопараллельно-слоистые пески. Суперпаводковые отложения сальджарской толщи. Залегают на подстилающем слое с угловым несогласием. Мощность до 3.4 м.

Слой 3. Субгоризонтально-тонкопараллельно-слоистые серые пески. Суперпаводковые отложения сальджарской толщи. Мощность до 1 м.



A – схема разреза; *B* – системы микровзбросов и микросбросов в слое 1; *B* – текстуры мутьевых потоков в слое 5. Усл. обозн. см. на рисунке 3.66

Рисунок 3.68 – Разрез Карьер-Манжерок-2 (Деев и др., 2012а)

Слой 4. Линзообразная вложка серых косослоистых песков. Суперпаводковые отложения сальджарской толщи. Нижний контакт срезает отложения слоев 11 и 12. Мощность до 0.6 м.

Слой 5. Переслаивание серых параллельно-слоистых пескодресвяников и светло-серых среднезернистых песков с “петельчатыми” текстурами. Суперпаводковые отложения сальджарской толщи с прослоями отложений мутьевых потоков (см. рисунок 3.68, В). Мощность до 2.2 м.

Слой 6. Серые дресвяно-галечники с пологолинзовидной слоистостью. Суперпаводковые отложения сальджарской толщи. Контакт с подстилающим слоем переходный. Мощность до 1.2 м.

Слой 7. Серые дресвяно-галечники с линзовидной косою слоистостью. Суперпаводковые отложения сальджарской толщи. Мощность до 0.4 м.

Слой 8. Пологонаклонно-параллельно-слоистые пески. Суперпаводковые отложения сальджарской толщи. В нижней части выполняет карманы и врезки в кровле подстилающего слоя. Мощность до 1.4 м.

Слой 9. Пологонаклонно-параллельно-слоистые пески. Суперпаводковые отложения сальджарской толщи. Залегают с пологим угловым несогласием на слое 6. Мощность до 1.4 м.

Слой 10. Линзовидные вложки косослоистых песков на границе слоев 3 и 5. Суперпаводковые отложения сальджарской толщи. Мощность до 0.2 м.

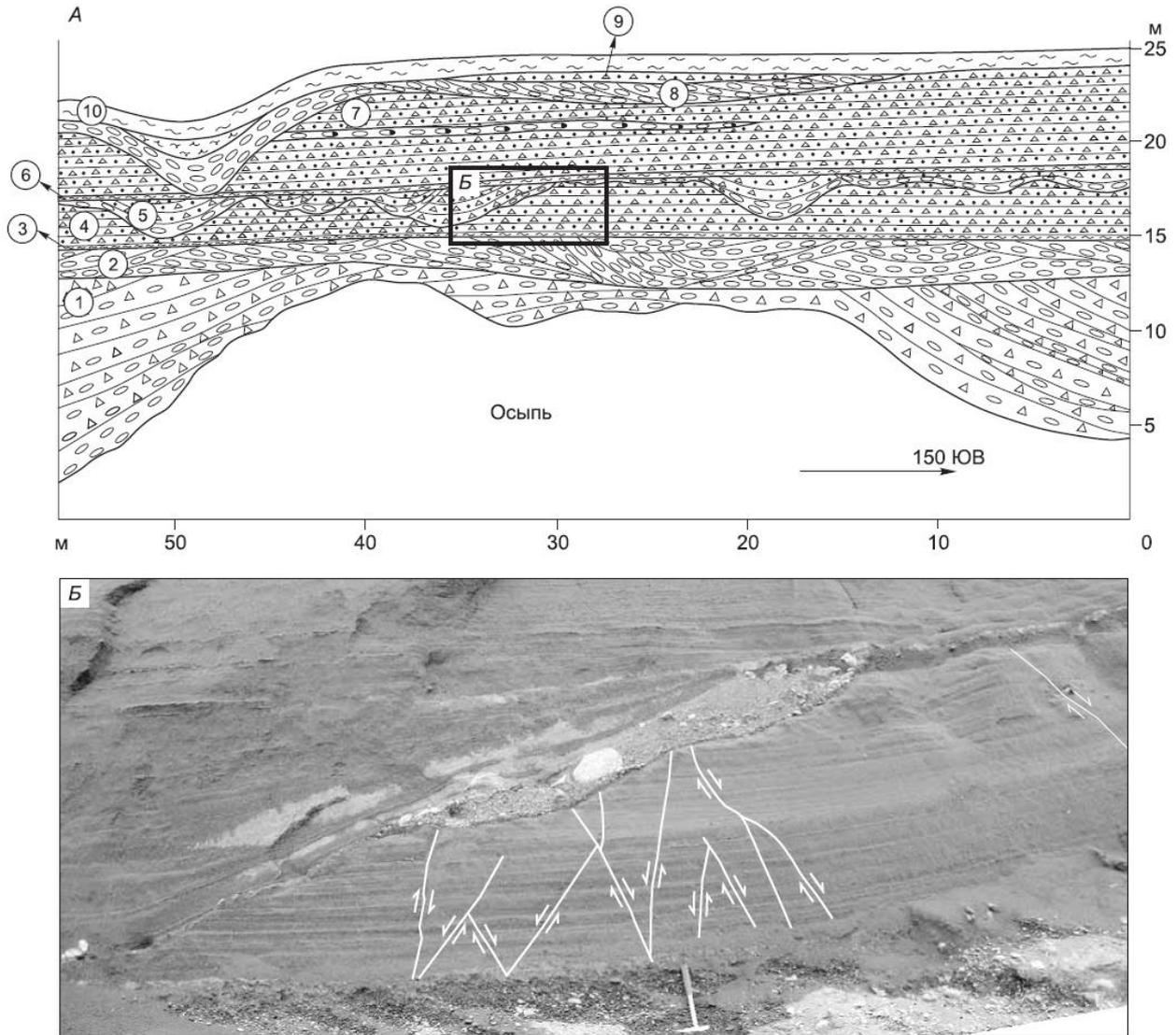
Слой 11. Пологонаклонно-параллельно-слоистые пески. Суперпаводковые отложения сальджарской толщи. Мощность до 1.4 м.

Слой 12. Палево-серый неслоистый алевропесок. Нижний контакт резкий пологоволнистый, срезающий отложения слоев 3 и 5. Субаэральные отложения (лесс). Мощность до 1.4 м.

Слой 13. Почва, представленная гумусовым горизонтом (буро-коричневый неслоистый алевропесок) толщиной 0.2–0.3 м и подстилающим его иллювиальным горизонтом толщиной около 0.5 м. Подошва неровная с карманами. Мощность до 1.2 м.

Слой 14. С юго-востока отложения перекрываются делювиальным шлейфом, гранулометрический состав которого соответствует переотложенным осадкам основного разреза.

Разрез Едрала–5 (51.81533° с.ш., 85.78681° в.д.) – правый борт долины р. Едрала, правого притока р. Катунь. В стенке карьера обнажается разрез, снизу вверх представленный (см. рисунок 3.38; рисунок 3.69 А) следующими слоями (Деев и др., 2012а).



А – схема разреза; Б – две доминирующие системы микросбросов, нарушающие слой 4. Усл. обозн. см. на рисунке 3.36

Рисунок 3.69 – Разрез Едрала–5 (Деев и др., 2012а)

Слой 1. Серые наклонно-параллельно-слоистые древесно-галечники. Нижняя часть перекрыта осыпью. Суперпаводковые отложения сальджарской толщи. Видимая мощность более 12 м.

Слой 2. Серый линзовидно-косослоистый галечник. Контакт с нижним слоем эрозионный пологоволнистый. Суперпаводковые отложения сальджарской толщи. Мощность до 3 м.

Слой 3. Алевритовый прослой мощностью 0,3 м, маркирующий угловое несогласие на границе слоев 9 и 10. Предполагаемый механизм формирования – суспензит (зерновой поток повышенной плотности). Суперпаводковые отложения сальджарской толщи.

Слой 4. Серый субгоризонтально-параллельно-слоистый пескодресвяник. Суперпаводковые отложения сальджарской толщи. Мощность до 3 м. В средней части разреза выявлена система микроразломов, представленных главным образом сбросами. Амплитуда смещения до 1 см (рисунок 3.69 Б).

Слой 5. Волнисто-мульдообразное переслаивание: в приподошвенной части – мелкого и среднего галечника; в прикровельной части – песка и дресвяника. Контакт с нижележащей толщей эрозионный неровный. Суперпаводковые отложения сальджарской толщи. Мощность 2.2 м.

Слой 6. Алевритовый прослой мощностью 0.3 м, маркирующий угловое несогласие на границе слоев 6 и 7. Предполагаемый механизм формирования – суспензит (зерновой поток повышенной плотности). Суперпаводковые отложения сальджарской толщи.

Слой 7. Серый субгоризонтально-параллельно-слоистый пескодресвяник. В средней части наблюдается линзовидный прослой серого валунно-галечника, мощностью 0.7 м. Мощность достигает 5 м. Суперпаводковые отложения сальджарской толщи.

Слой 8. Серый косослоистый галечник. Суперпаводковые отложения сальджарской толщи. Мощность до 1.8 м.

Слой 9. Линзы серого пескодресвяника, местами фациально замещающегося на алевропесок. Суперпаводковые отложения сальджарской толщи. Мощность до 1 м.

Слой 10. Буро-коричневый неслоистый лессовидный алеврит. Мощность 1 м.

Сейсмогенные деформации курганов могильника Чултуков Лог–1. Возможности использования деформаций курганов, как одного из наиболее распространенных типов археологических объектов Центральной Азии, для восстановления параметров древних и исторических землетрясений показаны в (Трифонов и др., 1988; Деев и др., 2012а, 2016б; Deev et al., 2017, 2018b). Курганная группа Чултуков Лог–1 находится на севере Катунского разлома, в южной части Манжерокского грабена, в 2 км к СЗ от пос. Манжерок (рисунок 3.70). Курганы расположены на площадке 6-метровой правобережной террасы р. Катунь, которая примыкает к горному склону, сложенному коренными породами. Тыловой шов террасы перекрыт осыпью, каменный материал которой, наряду с аллювиальными валунами р. Катунь, активно использовался для сооружения курганов. В настоящее время в пределах некрополя выделено 123 неограбленных кургана, диаметром от 2 до 15 м и высотой от 0.1 до 0.5 м. Курганы относятся к различным археологическим культурам (быстрянской, северо-пазырыкской, каракобинской) эпохи раннего железа (скифского времени) Горного Алтая, майминской культуре гунно-сарматского времени (Бородовский, Бородовская, 2009, 2013; Deev et al., 2018b).

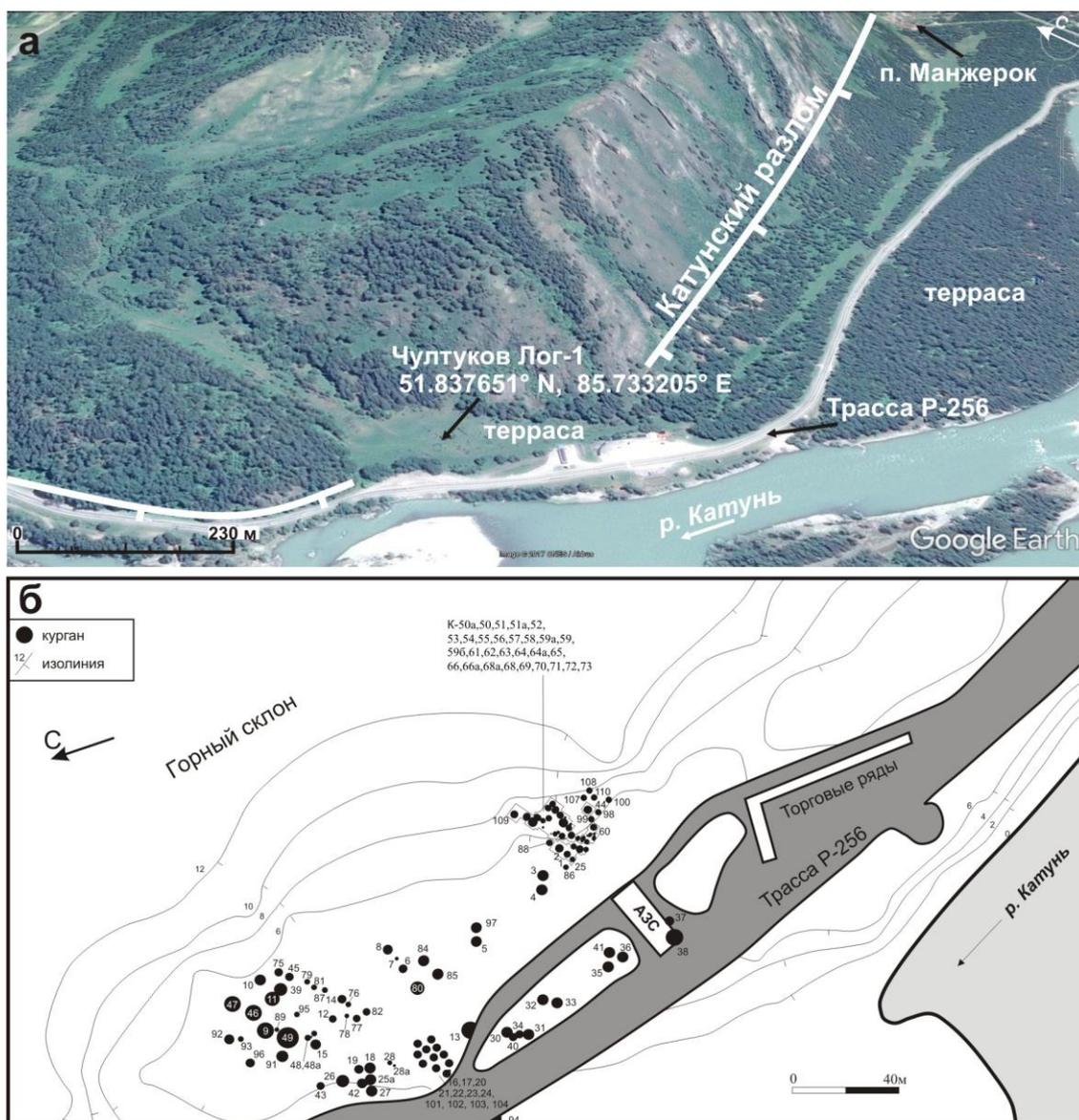


Рисунок 3.70 – Положение некрополя Чултуков Лог–1 (а), по (Deev et al., 2018b). План курганной группы Чултуков Лог–1 (б) по (Бородовский, Бородовская, 2013) с изменениями

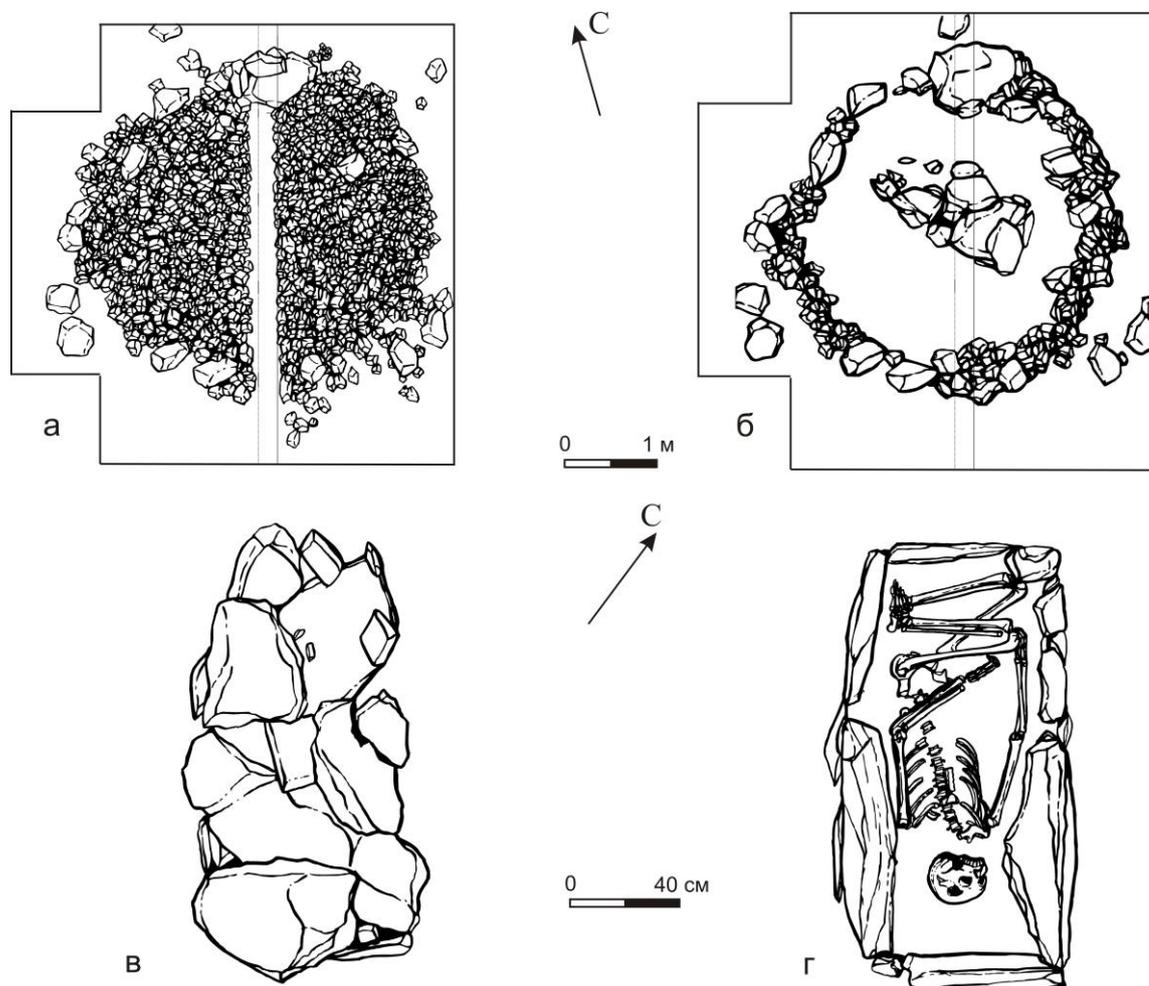
Семь курганов (№ 3, 4, 13, 53, 54, 55, 74 на рисунке 3.70 б) быстрианской культуры (VI–II вв. до н.э.), за исключением кургана 13, сконцентрированы на юго-восточном краю погребального поля. Каменные насыпи курганов сооружены из разноразмерного коллювиального материала горной осыпи. Под насыпями располагались кольцевые крепиды. В центре конструкций находилась могила, стенки которой частично или полностью обкладывались каменными плитами или крупными камнями. Высота обкладки достигала до половины глубины могилы – 0.6–0.7 м. Иногда для обкладки стен могилы дополнительно или самостоятельно использовалась деревянная рама. Погребение перекрывали плиты, закрывавшие каменный ящик. Внутри курганов все погребенные захоронены вытянуто на спине и ориентированы головой на север или северо-запад (Бородовский, Бородовская, 2013).

Основное количество захоронений Чултукова Лог–1 представлено курганами северного варианта северо-пазырыкской культуры (VI–III вв. до н.э.). Внутри захоронений погребенные лежат скорченно на правом боку и ориентированы головой на юго-восток. В изголовье погребенных находились керамические сосуды пазырыкского облика, декорированные резной орнаментацией, а также красной и черной краской. Надмогильные насыпи мужских курганов состоят преимущественно из коллювиального материала горной осыпи. В качестве материала для сооружения насыпей женских курганов, главным образом, использовался валунно-галечный материал р. Катунь. Крепиды в основании каменных насыпей состоят из более крупных обломков, часто выложенных в несколько рядов. Для северо-пазырыкских погребений некрополя Чултуков Лог–1 характерны различные варианты деревянных или каменных внутримогильных конструкций. Деревянные рамы из досок использовались как самостоятельно, так и с каменными обкладками по периметру грунтовой могильной ямы. Обкладки их крупных плоских камней выполнялись и по всему периметру могильной ямы. Могильные ямы перекрывались деревянным перекрытием, по всей видимости, опиравшимся на раму-обкладку. В некоторых погребениях на дне могильной ямы присутствовал деревянный настил (Бородовский, Бородовская, 2013).

В центральной и северо-восточных частях курганного поля обнаружено 17 курганов кара-кобинской культуры (V–III вв. до н.э.). Для них характерны захоронения в ящиках из каменных плит с перекрытием (рисунок 3.71). Погребенные лежали скорченно на правом боку с вытянутыми вдоль туловища руками, головой ориентированы на восток, юго-восток и юго-запад. Каменная насыпь кара-кобинского кургана состоит из камней размером более 25 см. Основу каменной насыпи составляет кольцевая крепида, сложенная из нескольких рядов более крупных обломков. Внутри кольцевой крепиды находится каменный ящик. Каменные плиты, поставленные на торцевые части, облицовывали по периметру могилу. Перекрытие ящика также состоит из каменных плит, последовательно уложенных одна на другую (Бородовский, Бородовская, 2013).

На юго-восточном краю некрополя Чултуков Лог–1 обнаружено 9 (59, 60, 61, 62, 63, 67, 70, 73, 86) захоронений майминской культуры гунно-сарматского времени (I–V вв. н.э.) (см. рисунок 3.70 б). Насыпи курганов диаметром от 2 м не имели ярко выраженных рельефных признаков. Они сложены коллювиальным материалом осыпи. При этом обломки в целом имеют меньшие размеры, чем обломки, использованные для строительства курганов эпохи раннего железа. Каменные конструкции располагались компактно друг к другу, часто соединяясь между собой. После разборки насыпей во всех курганах были выявлены кольцевые крепиды, имеющие эллипсовидные очертания. Внутри грунтовых могильных ям длиной 1.7 м,

шириной до 0.7 м и глубиной 0.19–0.5 м погребенные располагались вытянуто на спине без преимущественной ориентировки, руки были слегка согнуты в локтях. В большей части курганов отсутствовали деревянные или каменные внутримогильные конструкции. Неглубокие могильные ямы майминской культуры заполнялись грунтом (Бородовский, Бородовская, 2013).



а, б – коллювиальная глыба, продавливающая каменную насыпь и кольцевую крепиду кургана. Недеформированные элементы внутренней конструкции захоронения: каменное перекрытие могильной ямы (в), каменный ящик и скелет погребенного (г)

Рисунок 3.71 – Курган № 44 кара-кобинской культуры, по (Бородовский, Бородовская, 2013)

Надмогильные конструкции части курганов эпохи раннего железа, расположенные непосредственно у подножия коренного скального склона, были перекрыты коллювиальным материалом осыпи. На удалении до 25 м от склона по поверхности площадки террасы, где расположена курганная группа, хаотично разбросаны глыбы размером до 1.5–2 м. Ряд глыб залегает на курганах эпохи раннего железа вне связи с их конструктивными особенностями, деформируя и продавливая каменные насыпи и кольцевые крепиды (см. рисунок 3.71 а, б, рисунок 3.72). Внутри некоторых таких захоронений смещены камни или плиты,

участвовавшие в обкладке могильных ям или их перекрытии. В ряде случаев камни и плиты упали внутрь погребения, нарушив анатомический порядок расположения костей погребенных (рисунок 3.73). В тоже время, отсутствует прямая корреляция между наличием крупного коллювиального материала на поверхности курганов и деформациями их внутренних каменных конструкций. В ряде курганов, у которых каменными глыбами деформированы насыпи и кольцевые крепиды, внутренние деформации отсутствуют (см. рисунок 3.71). Напротив, в некоторых курганах, удаленных на 50 м от коренного склона и расположенных вне зоны распространения коллювия, наблюдается нарушение анатомического порядка расположения костей погребенных. Примечательно, что для расположенных в пределах курганной группы погребальных комплексов начала I тыс. н.э. (майминская культура), несмотря на то, что они сооружены непосредственно на горной осыпи или возведены на крупных скальных обломках, какие-либо деформации не присущи (Деев и др., 2012а; Деев, Бородовский, 2017; Deev et al., 2018b).



Рисунок 3.72 – Коллювиальные глыбы, деформирующие элементы внешних каменных конструкций курганов: кольцевую крепиду кургана 107 (а, северный вариант пазырыкской культуры), каменную насыпь (б) и кольцевую крепиду (в) кургана 111 (каракобинская культура), кольцевую крепиду (г) кургана 72 (северный вариант пазырыкской культуры), по (Deev et al., 2018b)



Разрушение каменной обкладки могильной ямы кургана 100 (а). Разрушение каменного ящика кургана 79 (б). Смещение камней каменной обкладки могильной ямы кургана 108 (в, г)

Рисунок 3.73 – Деформации внутренних конструкций курганов караобинской культуры могильника Чултуков Лог-1, по (Deev et al., 2018b)

Сформулируем несколько критериев соотнесения выявленных деформаций курганов некрополя Чултуков Лог–1 с палеоземлетрясениями (Deev et al., 2018b).

1. Курганная группа Чултуков Лог–1 расположена в южной части Манжерокского грабена, который сформировался в четвертичное время в зоне активного Катунского разлома. В настоящее время территория грабена характеризуется землетрясениями с $M < 5$. Однако следы позднеплейстоценовых землетрясений с $M \geq 5-5.5$ в отложениях сальджарской толщи зафиксированы в 4.3 км к юго-востоку от некрополя (Деев и др., 2012а).

2. В курганах выявлены нарушения как внешних, так и внутренних элементов конструкций. При разрушении внутренних конструкций зафиксированы типичные для деформаций каменных конструкций при землетрясениях (Korjenkov, Mazar, 1999a; Rodríguez-Pascua et al., 2011): направленные разрушения стенок каменных ящиков, вращение отдельных камней, их дробление. При этом важно, что нарушения внутренних элементов конструкций выявлены и у курганов, на которых отсутствует коллювиальный материал, деформирующий внешнюю конструкцию.

3. Деформации внутренних конструкций зафиксированы в курганах различных археологических культур эпохи раннего железа, что свидетельствует об отсутствии влияния дефектов строительных технологий на разрушение конструкций.

4. Внутренние деформации курганов не связаны с более поздним воздействием человека, поскольку курганы не ограблены.

5. Деформации не связаны с оползнями, т.к. в районе расположения некрополя не зафиксированы их геоморфологические признаки. Отсутствие деформаций стенок грунтовых могильных ям (рисунок 3.72 Г, 3.73) исключает разрушение каменных ящиков в результате латерального растяжения, крипа грунтов, солифлюкции или подобных процессов. В разрезах самих стенок грунтовых ям такие деформации также не зафиксированы.

6. Существует явно выраженный временной разрыв в захоронениях. Основная часть некрополя, курганы которой деформированы, формировалась в период с V по II вв. до н.э. На южном краю некрополя располагаются 9 курганов, относящихся к началу I тыс. н.э. Несмотря на то, что они непосредственно примыкают к коренному осыпному склону, признаки деформаций каменных конструкций для них не присущи.

Оценить возраст палеоземлетрясения, с которыми связаны деформации курганов Чултукова Лога–1 позволяют возрастные диапазоны развития культур, чьи захоронения обнаружены в пределах некрополя Чултуков Лог–1, подкрепленные ^{14}C датировками костей погребенных. Последние для кургана 109 он составили 2560 ± 80 лет (MKL-1916), калиброванный возраст 840–410 гг. до н.э., для кургана 115 (MKL-2720) – 2550 ± 90 лет, калиброванный возраст 845–405 гг. до н.э., для кургана 112 – 2310 ± 80 лет (MKL-2525),

калиброванный возраст 595–170 гг. до н.э., для кургана 111 – 2280±70 лет (MKL-2524), калиброванный возраст 545–160 гг. до н.э., для кургана 114 (MKL-2526) – 2190±80 лет, калиброванный возраст 400–50 гг. до н.э., для кургана 123 (MKL-2722) 2160±70 лет, калиброванный возраст 385–45 гг. до н.э., для кургана 118 (MKL-2527) – 2065±80 лет, калиброванный возраст 260 г. до н.э. – 85 г. н.э. (Бородовский и др., 2015). Приведенные возраста показывают, что землетрясение могло произойти во временном интервале с III века до н.э. по I век н.э. (Деев, Бородовский, 2017; Deev et al., 2018b).

3.3.4. Оценка параметров палеоземлетрясений в зоне Катунского разлома

Проведенные палеосейсмологические и археосейсмологические исследования в пределах зоны Катунского разлома Горного Алтая позволили установить следующее. Выявленные в разрезах деформации рыхлых отложений автор относит к разряду вторичных сейсмогенных структур (сейсмитов). Сейсмогенный триггер для них определяется с использованием критериев, приведенных в (Sims, 1975; Hempton, Dewey, 1983; Anand, Jain, 1987, Moretti, Van Loon, 2014). Применительно к деформациям в среднеплейстоцен–голоценовых отложениях Яломанского, Чемальского и Манжерокского грабенов, с дополнениями автора, они формулируются следующим образом.

1. Изученные разрезы расположены в области интенсивного четвертичного горообразования. Пространственно они приурочены к активному Катунскому разлому и опережающим его разломам. С этими разломами связаны эпицентры инструментально зарегистрированных и исторических землетрясений с $M \leq 6$.

2. Деформации не возникали непосредственно в процессе осадконакопления, т.к. они нарушают первичные осадочные структуры, первичную стратиграфическую последовательность слоев.

3. Палеогеографические обстановки формирования изученных отложений исключают возникновение здесь гляциодислокаций. Морфология деформаций исключает их образование в результате мерзлотных явлений (Деев и др., 2005, 2009а, 2015а). Изученные деформации не могут быть соотнесены с деформационными структурами, которые возникают при субаэральном или субаквальном гравитационном скольжении. На это указывает отсутствие геоморфологически выраженных признаков оползней в непосредственной близости от описанных разрезов. С развитием оползневых деформаций часто связаны послынные плоскости скольжения, закономерно ориентированные согласно наклону склона системы взбросов, надвигов и складок (Зольников и др., 2017; Alsop, Marco, 2013; Gladkov et al., 2016). Такого рода деформаций в изученных разрезах не наблюдается. Для разреза Яломанский, где возникновение деформаций могло быть связано с наличием локальных склонов в косослоистых сериях,

специально было заострено внимание на то, что кинематика микроразломов отражает смещения в противоположном гравитации направлении.

4. Деформационные структуры масштабно и морфологически соответствуют структурам, возникающим при разжижении отложений при современных и исторически зафиксированных землетрясениях, ископаемым сейсмитам, зафиксированным в других сейсмоактивных регионах (Hempton, Dewey, 1983; Plaziat et al., 1990; Rodríguez-Pascua et al., 2000; Joshi et al., 2009; Moretti, Ronchi, 2011; Üner, 2014), полученным структурам при вибрационном воздействии на влагонасыщенные осадки в лабораторных условиях (Kuenen, 1958; Owen, 1996; Moretti et al., 1999).

5. Деформации приурочены к определенным стратиграфическим уровням. Часто горизонты с деформациями разделены аналогичными в гранулометрическом отношении недеформированными слоями, которые несогласно перекрывают или срезают кровли деформированных горизонтов. Это указывает на дискретность и повторяемость деформационных событий, что и следует ожидать в сейсмоактивных зонах, характеризующихся чередованием периодов затишья и активизации.

6. Деформации, расположенные на одном стратиграфическом уровне, в двух случаях скоррелированы на расстоянии 7.7 км (разрезы Малояломанский, Малояломанский–2 и Малоинской), а множественные горизонты с деформациями в подпрудно-озерных отложениях прослеживаются на 14 км (разрезы Малояломанский, Катунский и Усть-Чуйский). Это может свидетельствовать о широкой площадной распространенности сейсмитов.

Таким образом, в разрезах верхнечетвертичных отложений, выполняющих Яломанский грабен (южная оконечность разлома), выявлены вторичные сейсмодислокации древних сильных землетрясений и их кластеров, произошедших около 150 и 90 тыс. лет назад, в интервалах между 38–19 и 19–12.5 тыс. лет назад, моложе 12.5 тыс. лет (Deev et al., 2018b).

Масштабные структуры перемешивания с вовлечением аллювиальных галечников, дайки и силлы, обнаруженные в разрезах Малояломанский–2 и 3, Малоинской позволяют определить с положением очаговой зоны палеоземлетрясения с возрастом моложе 12.5 тыс. лет. Согласно (Rodríguez-Pascua et al., 2000; Bezerra et al., 2005), проявление структур разжижения в отложениях гравийно-галечной размерности свидетельствует о землетрясении с $M \geq 7-8$. Параметры (высота и ширина) обнаруженных песчаных даек позволяют с использованием корреляционных зависимостей из (Lunina, Gladkov, 2015) оценить магнитуду голоценового землетрясения моложе 12.5 тыс. лет. – $M_s=7.2-7.6$. При такой магнитуде интенсивность землетрясения могла составить 10–11 баллов по шкале MSK-64. Эти значения близки к максимально известным параметрам землетрясений для Горного Алтая и прилегающих территорий. Следовательно, очаговая зона голоценового землетрясения с

$M_s = 7.2-7.6$ и $I = 10-11$ баллов располагалась непосредственно в Яломанском грабене (Deev et al., 2018b).

Эпицентры других палеоземлетрясений, в результате которых сформировались выявленные сейсмичности, могли быть связаны либо с самим Катунским разломом, либо с его многочисленными разломными оперениями. Их магнитуды составляли $M \geq 5-5.5$, интенсивность $I \geq 6-7$ (обоснование оценок см. в главе 1).

Следы еще одного землетрясения, произошедшего в период с III века до н.э. по I век н.э., выявлены при археосейсмологических исследованиях курганного некрополя скифского времени Чултуков Лог-1, который расположен в пределах Манжерокского грабена (северное окончание Катунского разлома). Деформации курганов могильника Чултуков Лог-1 не позволяют достоверно оценить магнитуду и интенсивность палеоземлетрясения, положение его эпицентральной области. Однако, формирование сейсмогенного коллювия, согласно шкале MSK-64, начинается при интенсивности сотрясений равной 5–6 баллов (Deev et al., 2018b).

Таким образом, вторичные сейсмогенные деформации, обнаруженные в пределах Яломанского, Чемальского и Манжерокского грабенов, указывают на то, что на протяжении среднего плейстоцена–голоцена Катунский разлом представлял собой крупную сейсмогенерирующую структуру Горного Алтая протяженностью около 200 км.

3.4. Зоны концентрации палеоземлетрясений Горного Алтая, характерные для них параметры древних и исторических сейсмических событий

Приведенные в главе данные позволяют выделить в пределах Горного Алтая три зоны концентрации древних и исторических землетрясений, связанные с крупными активными разломами: 1) район Чуйской и Курайской внутригорных впадин (Курайская зона разломов); 2) район Уймонской внутригорной впадины (зона Южно-Теректинского разлома); 3) грабены в долине р. Катунь (зона Катунского разлома).

1. В пределах Курайской зоны разломов выявлены первичные поверхностные разрывы, образовавшиеся в очаговых зонах палеоземлетрясений с возрастом около 6.5, 5.8, 3.2, 1.3 тыс. лет и $M_w=6.7-7.5$. Период повторяемости палеоземлетрясений составляет от 700 до 2600 лет (таблица 3.4). Все выявленные палеоземлетрясения связаны с разломами, по которым отложения впадин смещаются в сторону ограничивающего их с севера Курайского хребта.

Таблица 3.4 – Параметры сильных палеоземлетрясений, выявленных в пределах Курайской зоны разломов (Деев, 2018)

Положение очаговой зоны	Характер деформаций	Магнитуда M_w	I, баллы (шкала MSK-64)	Возраст
Северо-запад Чуйской впадины; Курайская зона разломов	Взброс с амплитудой смещения 1.8 м	6.9–7.1	8–9	~ 1.3 тыс. лет
Северо-запад Чуйской впадины; Курайская зона разломов	Надвиг с амплитудой смещения 4.8 м	7.2–7.5	9–11	~ 3.2 тыс. лет
Северо-запад Чуйской впадины; Курайская зона разломов	Разломный уступ высотой около 2 м	~7(?)	8–9(?)	~ 5.8 тыс. лет
Северная часть Курайской впадины; Курайская зона разломов	Взброс с амплитудой смещения 1.2 м	6.7–7.0	8–9	~ 6.5 тыс. лет

Показано наличие вторичных сейсмогенных деформаций (сейсмитов) в отложения Чуйской и Курайской впадин с возрастом от нижнего плейстоцена до 100–50 тыс. лет назад. Эпицентры древних землетрясений, в результате которых сформировались выявленные сейсмиды, вероятно, связаны с разломными ограничениями Чуйской и Курайской впадин. Их магнитуды составляли $M \geq 5-5.5$, интенсивность $I \geq 6-7$.

2. В зоне Южно-Теректинского разлома выявлены сейсмогенные подвижки, произошедшие 7–8 вв. н.э. ($M_w = 7.4-7.7$, $I = 9-11$ баллов) и около 16 тыс. лет назад ($M \geq 7$, $I = 9-10$ баллов). Последнее послужило триггером для формирования плотины обвально-подпрудного озера, разрушение которой произошло при землетрясении около 6 тыс. лет назад ($M \geq 7$, $I = 9-10$ баллов). Вторичные палеосейсмодислокации древних землетрясений ($M \geq 5-$

5.5, $I \geq 6-7$ баллов) фиксируются в отложения Уймонской впадины с возрастом 100–90 и около 77 тыс. лет (таблица 3.5).

Таблица 3.5 – Параметры сильных древних землетрясений, выявленных в районе Уймонской впадины (Деев, 2018)

Положение очаговой зоны	Характер деформаций	Магнитуда	I, баллы (шкала MSK-64)	Возраст
Северный борт Уймонской впадины, зона Южно-Теректинского разлома	Взбросо-надвиг с амплитудой смещения не менее 8 м	7.4–7.7	9–11	1.2–1.3 тыс. лет
Северный борт Уймонской впадины, зона Южно-Теректинского разлома	Взбросо-надвиг с амплитудой смещения до 3.6 м	7.1–7.4	9–10	позднеголоценовый
Не определено	Разрушение плотины обвально-подпрудного озера, формирование вторичных деформации в озерных песках и алевритах в виде подушечных синформ размером 4.5-5.5 м, песчаных вулканов, микроразломов со смещениями в первые сантиметры и трещин	≥ 7	9–10	~ 6 тыс. лет
Северный борт Уймонской впадины, зона Южно-Теректинского разлома (?)	Сейсмогравитационные структуры, подпрудившие Уймонскую котловину	≥ 7	9–10	~ 16 тыс. лет
Не определено	Вторичные деформации в рыхлых водонасыщенных отложениях, представленные структурами нагрузки, диапирами, псевдонодулями, структурами брекчирования и будинажа	$\geq 5-5.5$	$\geq 6-7$	~ 77 тыс. лет
Не определено	Вторичные деформации в рыхлых водонасыщенных отложениях, представленные пологими изгибами слоев, флексурами, системами малоамплитудных (до 15-20 см) сбросов и взбросов. Ряд разломов представлял собой каналы миграции к поверхности флюидизированных алевритов	$\geq 5-5.5$	$\geq 6-7$	90–100 тыс. лет

3. Выявленные вторичные сейсмогенные деформации указывают на то, что с южной частью Катунского разлома связана очаговая зона палеоземлетрясения с возрастом моложе 12.5 тыс. лет ($M_w = 7.2-7.6$, $I = 10-11$ баллов), следы землетрясений и их кластеров с $M \geq 5-5.5$ и $I \geq 6-7$ баллов, которые произошли около 150 и 90 тыс. лет назад, в интервалах 38–19 тыс. лет назад (с повторяемостью около 2 тыс. лет) и 19–12.5 тыс. лет назад. С северной частью Катунского разлома связано землетрясение с $I \geq 5-6$ баллов, нарушившее конструкции курганного могильника Чултуков Лог–1 в период с III в. до н.э. по начало I в. н.э. (таблица 3.6).

Таблица 3.6 – Параметры сильных палеоземлетрясений, выявленных в зоне Катунского разлома (Деев, 2018)

Положение очаговой зоны	Характер деформаций	Магнитуда	I, баллы (шкала MSK-64)	Возраст
Не определено	8 горизонтов с деформациями мощностью от 2.5 до 40 см в озерных гравийниках, разнозернистых песках и алевритах. Деформации представлены пламенивидными, подушечными структурами и структурами нагрузки.	$\geq 5-5.5$	$\geq 6-7$	~ 150 тыс. лет*
Не определено	Системы безкорневых трещин и микроразломов с малоамплитудными (до 20 см) смещениями, флексуры, конволотная слоистость в аллювиальных песчано-гравийниках.	$\geq 5-5.5$	$\geq 6-7$	~ 90 тыс. лет
Не определено	11 горизонтов с деформациями мощностью от 0.5 до 145 см в озерных песках, алевритах и дресвяниках. Деформации представлены пламенивидными, подушечными и	$\geq 5-5.5$	$\geq 6-7$	~ 38–19 тыс. лет*

	столбобразными структурами, структурами нагрузки, псевдонодулями, песчаными диапирами, несогласными поверхностями, конволютной слоистостью, складками, флексурами, микроразломами, брекчированными алевритами, Зафиксированы отложения грязекаменного потока, внедренные при спуске обвально-подпрудного озера в озерные алевриты и пески с деформацией их кровли. Деформации коррелируются на расстоянии 14 км.			
Не определено	Разрывы в виде сбросов и взбросов амплитудой до 0.5 м в рыхлых отложениях. Грабенообразные просадки и клиновидных растяжения в суперпаводковых дресвяниках, заполненные аллювиальными галечниками. В 7.7 км к ЮВ – структуры перемешивания (пламеневидные структуры и структуры нагрузки) аллювиальных галечников с подстилающими озерными алевритами и песками амплитудой до 0.5 м.	$\geq 5-5.5$	$\geq 6-7$	19–12.5 тыс. лет
Яломанский грабен, район слияния рек М. Яломан и Катунь	Структуры перемешивания аллювиальных галечников с перекрывающими пойменными алевритами, песками и делювием. Галечные диапиры в перекрывающий делювий с амплитудой до 2–3 м, вплоть до его разрыва на полную мощность. Дробление делювия на блоки и внедрение в него алевритовых и песчаных даек (мощность до 0.9 м и высота до 2.5 м) и силлов. Разломы с амплитудами до первых десятков сантиметров. В 7.7 км к ЮВ – структуры перемешивания аналогичных отложений амплитудой до 1 м.	7.2–7.6	10–11	моложе 12.5 тыс. лет
Не определено	Перекрытие коллювием курганов возле горного склона. Разброс коллювиальных глыб на расстояние до 25 м от горного склона, повреждение ими насыпей и крепид курганов, разрушение каменных внутримогильных сооружений (ящиков, перекрытий, обкладок, подбоев), нарушение анатомического положения скелетов погребенных, в том числе в захоронениях, не перекрытых коллювием.		5–6	III в. до н.э. – I в. н.э.

* – кластеры землетрясений

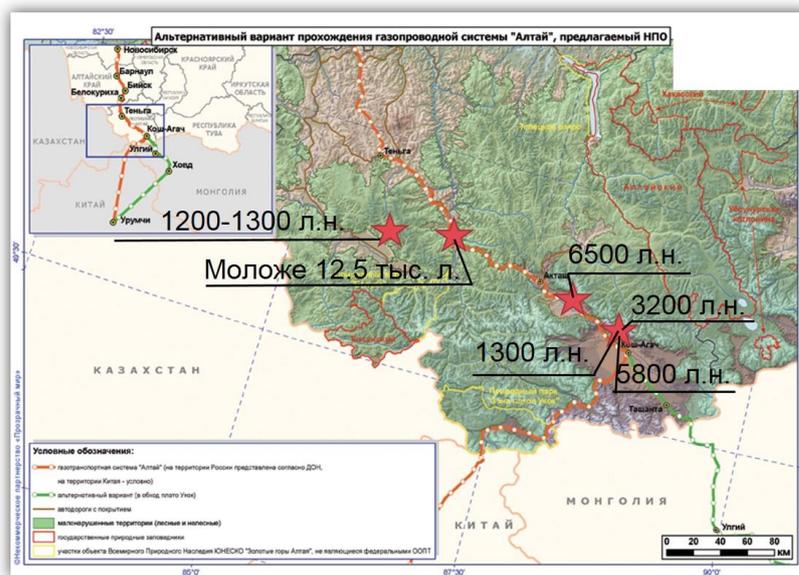


Рисунок 3.74 – Положение очаговых зон сильных палеоземлетрясений (красные звезды) относительно нитки газопровода в КНР

Выявленные очаговые зоны палеоземлетрясений располагаются на расстоянии не более 1–2 км от планируемой нитки газопровода в КНР (рисунок 3.74). Поэтому полученные палеосейсмологические данные должны быть учтены при его планировании и прокладке, строительстве объектов туристической инфраструктуры, а также при уточнении карт сейсмического районирования территории РФ.

Глава 4. ПАЛЕОСЕЙСМИЧНОСТЬ ВПАДИН ПРИИССЫККУЛЬЯ

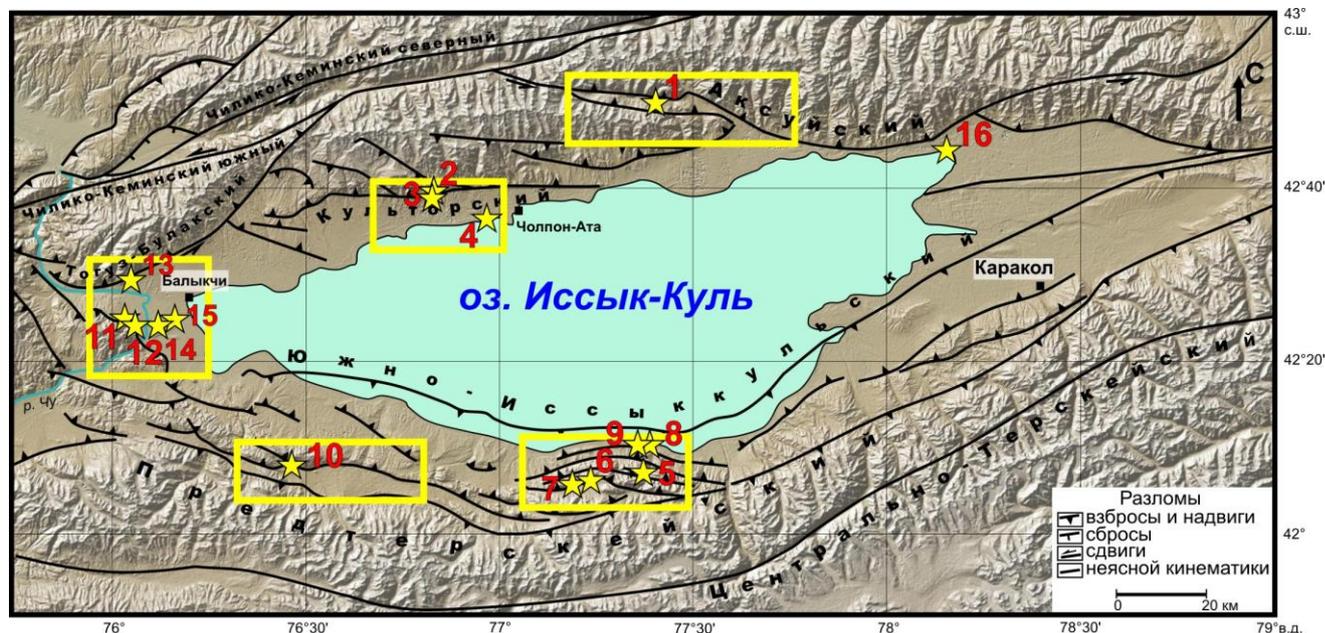
В рельефе Прииссыккулья, в выполняющих впадины четвертичных отложениях, а также в структуре разноплановых археологических объектов систематически фиксируются следы сильных исторических и древних землетрясений в виде поверхностных разрывов и вторичных палеосейсмодислокаций. Одно из первых обобщений по участкам концентрации палеосейсмодислокаций было выполнено Ч.У.Утировым (1978, 1993). Последующими палеосейсмологическими и археосейсмологическими исследованиями в Прииссыккулье выявлены исторические сейсмические события, произошедшие в конце VII и IX вв., в первой половине XII в., в XIV в. н.э., а также сильные палеоземлетрясения, имевшие место в голоцене, в поздне- и среднечетвертичное время (Чедия, Корженков, 1997; Корженков и др., 1999, 2007, 2011, 2015а,б, 2018; Корженков, 2000, 2006; Поволоцкая и др., 2006; Абдрахматов и др., 2013; Лужанский и др., 2015; Korjenkov, 2000; Bowman et al., 2004a; Korjenkov et al., 2003; 2006a,b; и др.). Имеются отрывочные сведения о сильных исторических землетрясениях 250 г. до н.э. и 500 г. н.э. (Джанузаков и др., 2003; Кальметьева и др., 2009). Эти данные очень важны для корректной оценки сейсмической опасности территории с достаточно высокой плотностью населения в некоторых районах и наличием хранилищ токсичных и радиоактивных отходов. В главе приводятся новые результаты палеосейсмологических и археосейсмологических исследований международной группы ученых при непосредственном участии автора. Они существенно расширяют палеосейсмическую летопись Исык-Кульской впадины и прилегающих районов. Участки проведенных исследований, палеосейсмологические и археосейсмологические объекты показаны на рисунке 4.1.

4.1. Палеосейсмологические исследования в зоне Аксуйского краевого разлома

4.1.1. Структура Чон-Аксуйского и Кичи-Аксуйского грабенов

Аксуйский краевой разлом (см. рисунок 4.1) является активной структурой, что подтверждают, как события 1911 г., так и археосейсмологические исследования в долине р. Чон-Байсоорун. Они показали, что смещения стен Каменной средневековой крепости могли возникнуть в результате землетрясения первой половины XII в. с $M_w = 7.4$ и $I_0 = 9-10$ баллов (Корженков, 2006; Korjenkov et al., 2006a). При этом помимо вертикального смещения величиной около 2 м фиксируется левосторонняя подвижка амплитудой чуть менее 4 м. В

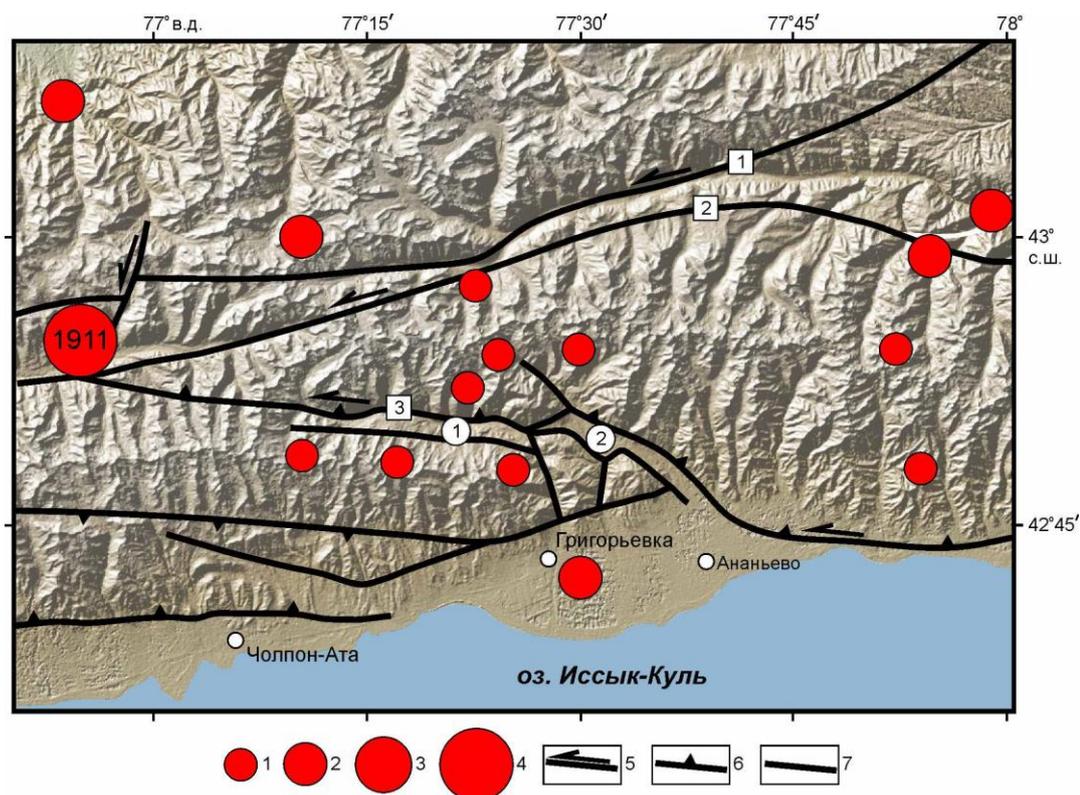
современной морфоструктуре между субпараллельными сбросами и взбросами, входящими в зону Аксуйского разлома, обособливаются Чон-Аксуйский и Кичи-Аксуйский грабены (рисунок 4.2) (Фортуна и др., 2015; Деев, Корженков, 2016). Разделяющая грабены перемычка расположена в районе перевала Кок-Бель.



1 – разломный уступ в зоне Аксуйского разлома; 2 – разломный уступ в зоне Культорского разлома; 3 – деформированный кромлех в урочище Чет-Кой-Суу; 4 – подводные постройки у с. Курское; 5 – сейсмодислокации в долинах ручьев Тегерек-Сай и Сугетты; 6 – разломный уступ в зоне Южно-Тегерекского разлома; 7 – Каджи-Сазские городища, 8 – городище Тоссор; 9 – сейсмиды в разрезе тюпской озерной террасы; 10 – разломные уступы и археологические объекты в зоне Кокнадыр-Тегерекского разлома; 11, 12 – разломные уступы северо-восточного обрамления массива Кызыл-Омпул; 13 – разломные уступы в зоне Тогуз-Булакского разлома; 14 – городища Сары-Булун; 15 – сейсмиды в озерных отложениях северо-восточной окраины массива Боз-Бармак; 16 – Курментинское городище

Рисунок 4.1 – Основные активные разломы Прииссыккуля, участки и объекты палеосейсмологических и археосейсмологических исследований

Оформление грабенов началось в начале палеогена, и они выполнены мощной толщей континентальных отложений, которые обнажаются в их прибортовых частях и в адырных поднятиях Кунгейского хребта. В основании разреза залегает коктурпакская свита (K_2 - P_3kk , мощность до 35 м), сложенная розоватыми, желтовато-розоватыми, красными мелко- и



1–4 – эпицентры исторических и инструментально зарегистрированных землетрясений за период с 250 г. до н.э. по 2014 г., по данным (Кальметьева и др., 2009), сейсмологических каталогов NEIC и IRIS: 1 – с $M = 5.0–5.9$, 2 – с $M = 6.0–6.9$, 3 – с $M = 7.0–7.9$, 4 – Кеминского 03.01.1911 г. с $M_w = 7.8$; 5–7 – активные разломы: 5 – сдвиги, 6 – взбросы, 7 – неясной кинематики. Цифры в квадратах (разломы): 1 – Чилико-Кеминский северный, 2 – Чилико-Кеминский южный, 3 – Аксуйский. Цифры в кружках (грабены): 1 – Чон-Аксуйский, 2 – Кичи-Аксуйский. Оттененный рельеф создан с использованием пакета GeoMapApp (<http://www.geomapapp.org>)

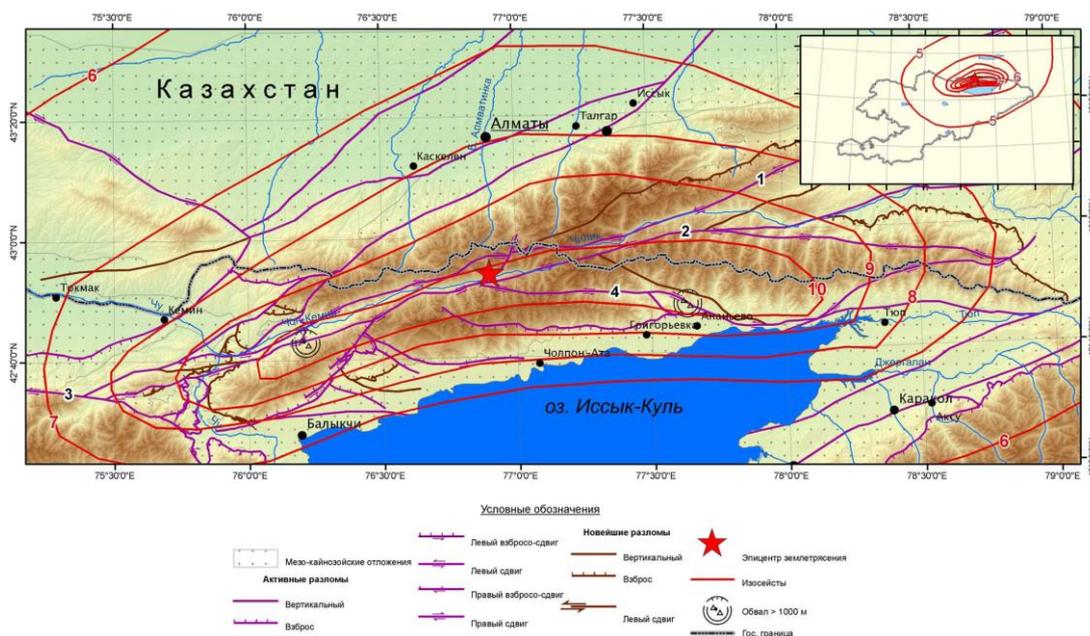
Рисунок 4.2 – Аксуйский краевой разлом в структуре Северного Прииссыккуля, по (Деев, Корженков, 2016) с изменениями. Активные разломы проведены с учетом авторских данных, (Дельво и др., 2001; Кальметьева и др., 2009)

среднегалечными конгломератами, брекчиями и грубозернистыми песчаниками с известковистым цементом, белыми и розовато-белыми пелитоморфными известняками с примесью песчанистого и щебенистого материала. Ее перекрывают кирпично-красные, розовые мелко- и среднегалечные конгломераты, плотные песчано-глинистые слои с вкраплениями гальки, линзами и прослоями гравелитов, объединяемые в киргизскую (P_3-N_1kr) свиту видимой мощностью более 275 м. Надстраивает разрез исык-кульская свита ($N_{1-2}is$), достигающая мощности до 470 м и представленная в нижней части серыми, светло-розовыми мелко- и среднегалечными, слабощеменированными конгломератами, в верхней – розовыми и

красноватыми аркозовыми песчаниками. На отложения иссык-кульской свиты несогласно налегают полого дислоцированные валунно-галечные конгломератобрекчии шарпылдакской ($Q_{1\delta r}$) свиты мощностью до 250 м. Верхняя часть разреза представлена среднеплейстоценово-голоценовыми ледниковыми, флювиогляциальными, аллювиальными, пролювиальными, озерно-болотными, склоновыми гравитационными и водно-гравитационными образованиями. Общая мощность этих отложений достигает первых сотен метров (Фортуна, 1993; Фортуна и др., 2015; Деев, Корженков, 2016).

4.1.2. Сейсмодислокации Кеминского (Кебинского) землетрясения 03.01.1911 г.

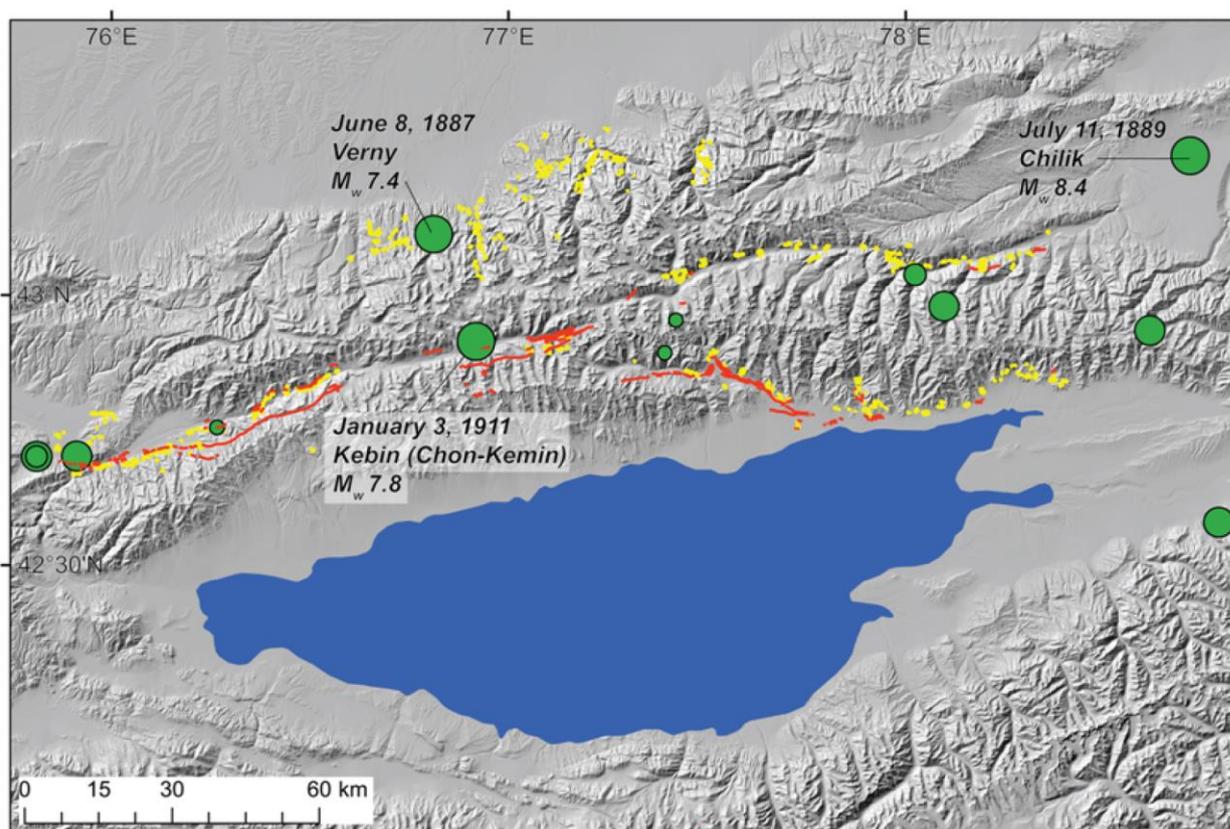
Интересующее нас Кеминское (Кебинское) землетрясение завершило серию из четырех катастрофических землетрясений, которые произошли в Северном Прииссыккулье на рубеже XIX-XX веков. Землетрясение 03.01.1911 г. имело магнитуду $M_w = 7.8$ и интенсивность (I_0) не менее 10 баллов (рисунок 4.3, 4.4). Во время землетрясения погибло 452 человека (Богданович и др., 1914). О его разрушительной силе говорит тот факт, что в городе Верном не уцелело ни одно здание: глинобитные дома были полностью разрушены, а каменные дома получили трещины. На северном берегу Иссык-Куля пострадало много деревень, среди них Сазоновка, Алексеевка, Фольбаумское, Михайловка и другие (Голицин, 1960). Землетрясение сопровождалось многочисленными ощутимыми и разрушительными афтершоками (более 300 событий), наиболее сильные из которых произошли 9, 12 и 14 января 1911 г.



1-4 разломы: 1 – Чилико-Кеминский северный, 2 – Чилико-Кеминский южный, 3 – Шамсинский, 4 – Аксуйский

Рисунок 4.3 – Активные разломы очаговой области Кеминского землетрясения 1911 г. и его изосейсты (Кальметьева и др., 2009)

В результате почти столетних исследований были детально изучены первичные и вторичные сейсмодислокации Кеминской катастрофы: сложная система поверхностных разрывов, грунтовые и скальные оползни, каменные лавины (Богданович и др., 1914; Кучай, 1969; Дельво и др., 2001; Корженков, 2006; Деев, Корженков, 2016; Arrowsmith et al., 2004, 2005, 2017; Корженков и др., 2018а, б). Установлено, что зона поверхностных разрывов протянулась более чем на 250 км вдоль активизированных Чилико-Кеминских разломов (долина р. Чон-Кемин) и примыкающего к ним под углом Аксуйского разлома (долина р. Чон-Аксу и далее к северному берегу оз. Иссык-Куль в районе пос. Ананьево и Жаркынбаево) (см. рисунок 4.2, рисунок 4.4). Д. Дельво с соавторами (2001) она была разделена на шесть сегментов. Авторские исследования последних лет, включая палеосейсмологические работы, направленные на определение количества, возраста и периода повторяемости сильных палеоземлетрясений, были сконцентрированы на Чон-Аксуйском и Кичи-Аксуйском сегментах, которые расположены в пределах одноименных грабенов кайнозойского заложения.



Зеленые круги – эпицентры исторических и инструментальных (период 500-2003 г.) землетрясений с $M \geq 5$ (Кальметьева и др., 2009)

Рисунок 4.4 – Поверхностные разрывы (красные линии) и основные сейсмогравитационные структуры (желтые участки) Кеминского землетрясения 03.01.1911 г. (Arrowsmith et al., 2017 с использованием материалов (Богданович и др., 1914))

Аксуйский сегмент объединяет 23-километровую полосу сейсмодислокаций Кеминского землетрясения 1911 г., простирающуюся с юго-востока на северо-запад приблизительно по аз. 300°. На юго-восточном окончании субширотно ориентированный прерывистый сейсмоуступ высотой 1–3 м сечет предгорную равнину, пролювиальные конусы и голоценовые террасы к юго-востоку от пос. Кароол-Дёбё и далее к северу и северо-востоку от пос. Ананьево (Корженков, 2006; Деев, Корженков, 2016; Arrowsmith et al., 2004, 2005, 2017). На участке между реками Чот-Байсоорун и Тегирменты на трассе разрыва, прослеживающегося в основании горного склона, расположена крупнейшая сейсмогравитационная структура, образованная при Кеминском землетрясении, – Ананьевский обвал (рисунок 4.5). Тело обвала, возникшего в гранитном массиве, имеет площадь около 0.5 км², длину 800 м и ширину до 600 м, объем 15 млн м³ (Havenith et al., 2003). Западнее р. Тегирменты разломный уступ представлен в виде многочисленных субпараллельных левосторонних кулис.



Рисунок 4.5 – Ананьевский обвал, возникший при Кеминском землетрясении 1911 г. (Деев, Корженков, 2016)

Между левыми притоками Кичи-Аксу, реками Сюту-Булак и Джел-Карагай, наблюдается один из наиболее значительных уступов высотой до 6–10 м (рисунок 4.6). Судя по извилистой морфологии уступа, плоскость сейсмогенерирующего разлома вблизи поверхности резко выполаживается и имеет выраженную пологонадвиговую кинематику. Вследствие выполаживания и того, что висячее крыло надвигается на предгорную равнину, имеющую южный уклон, обычно падающая к северу плоскость разлома в ряде мест изгибается и меняет свое падение на обратное. Кроме того, в нескольких десятках–сотнях метров к северу от основного разломного уступа наблюдаются структуры растяжения в виде сбросов, типичные для таких пологонадвиговых обстановок (McCalpin, 1996). Учитывая пологое падение плоскости разлома и высоту разломного уступа в данной местности, амплитуда смещения по разрыву 1911 г. может составлять более 10 м. Значительный родниковый комплекс маркирует разрыв 1911 г. в урочище Таш-Булак (Корженков, 2006; Деев, Корженков, 2016; Arrowsmith et al., 2004, 2005, 2017).

Соединяет между собой Аксуйский и Чон-Аксуйский сегменты 5-километровый участок сейсмодислокаций северо-восточной ориентировки (аз. 50°). Высота сейсмоуступа здесь

достигает 5 м. Выше по склону отчетливо читаются фрагменты более древних разломных уступов (рисунок 4.7 А).

Субширотно ориентированный 26-километровый Чон-Аксуйский сегмент протягивается на запад через перевал Кок-Бель в долину р. Чон-Аксу. Высота разломного уступа в районе перевала 2–4 м (рисунок 4.7, Б). Висячее (СЗ) крыло разлома сечется многочисленными крутыми разрывами СВ простирания, маркируемыми на поверхности ясно выраженными прямолинейными разломными уступами. По стенам небольшого загона для скота, нарушенным во время землетрясения 1911 г., сдвиговых подвижек не установлено (Корженков, 2006; Деев, Корженков, 2016; Arrowsmith et al., 2004, 2005, 2017).

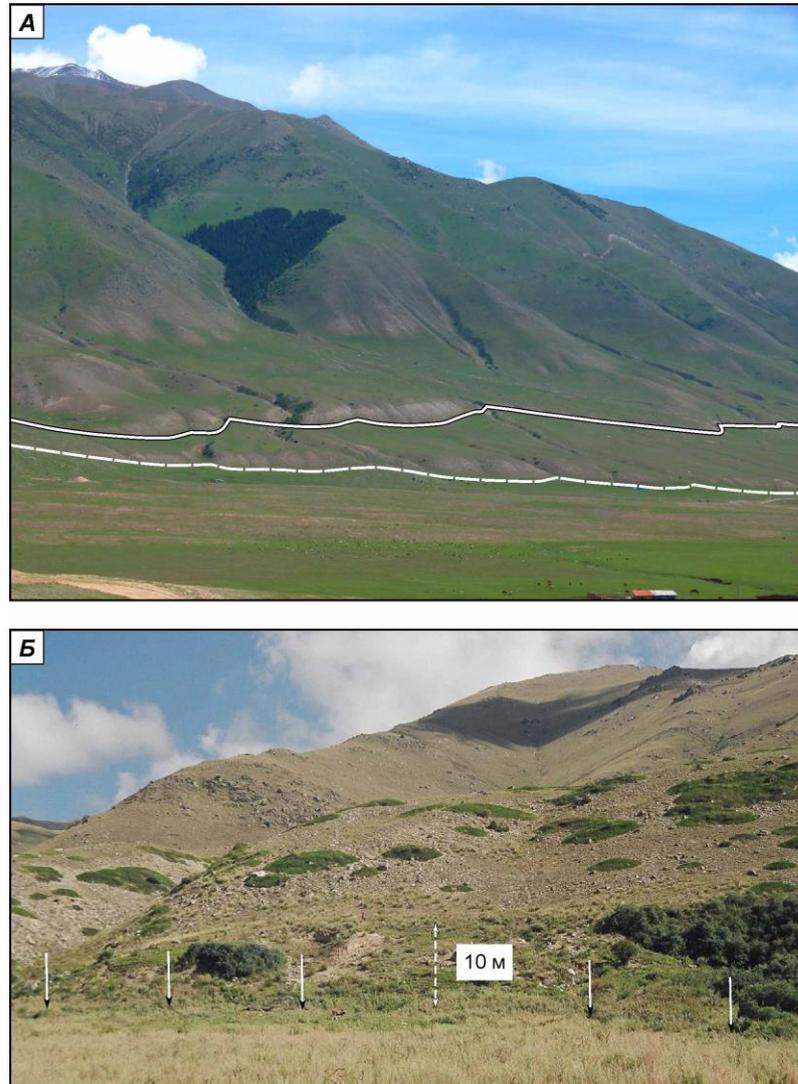
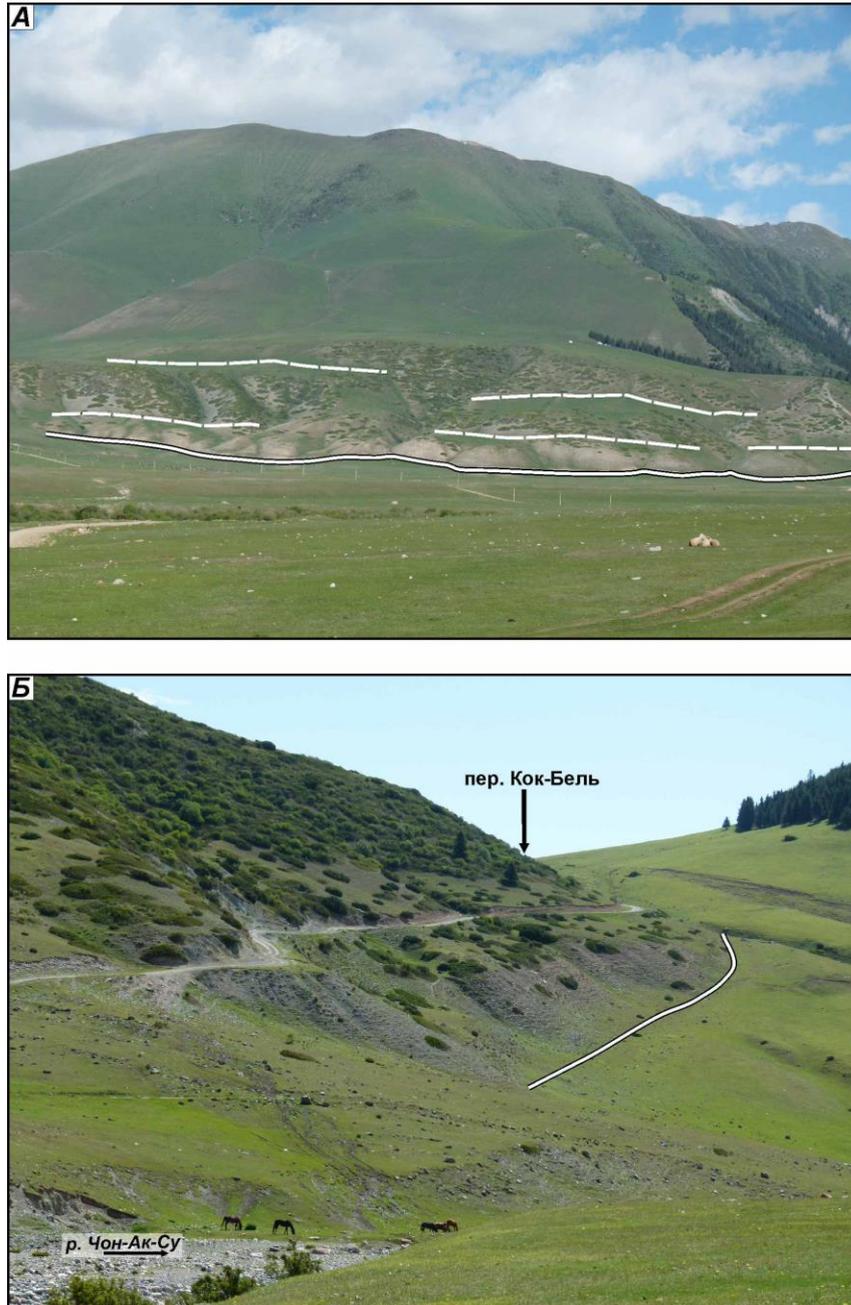


Рисунок 4.6 – А – фрагмент разломного уступа (сплошная линия в основании) Кеминского землетрясения 1911 г., протягивающийся вдоль горного склона между реками Сюту-Булак и Джел-Карагай (Деев, Корженков, 2016). Штриховая линия – основание эрозионного уступа. Вид на северо-восток. Б – фрагмент разломного уступа (показан стрелками) в урочище Таш-Булак. Вид на север (фото А.М. Корженкова)



А – на участке, смыкающем Кичи-Аксу́йский и Чон-Аксу́йский сегменты (вид на северо-запад); *Б* – на спуске с перевала Кок-Бель в долину р. Чон-Аксу (вид на восток). Штриховые линии маркируют фрагменты более древних разломных уступов

Рисунок 4.7 – Фрагменты разломного уступа (сплошная линия в основании), образовавшегося во время землетрясения 1911 г. (Деев, Корженков, 2016)

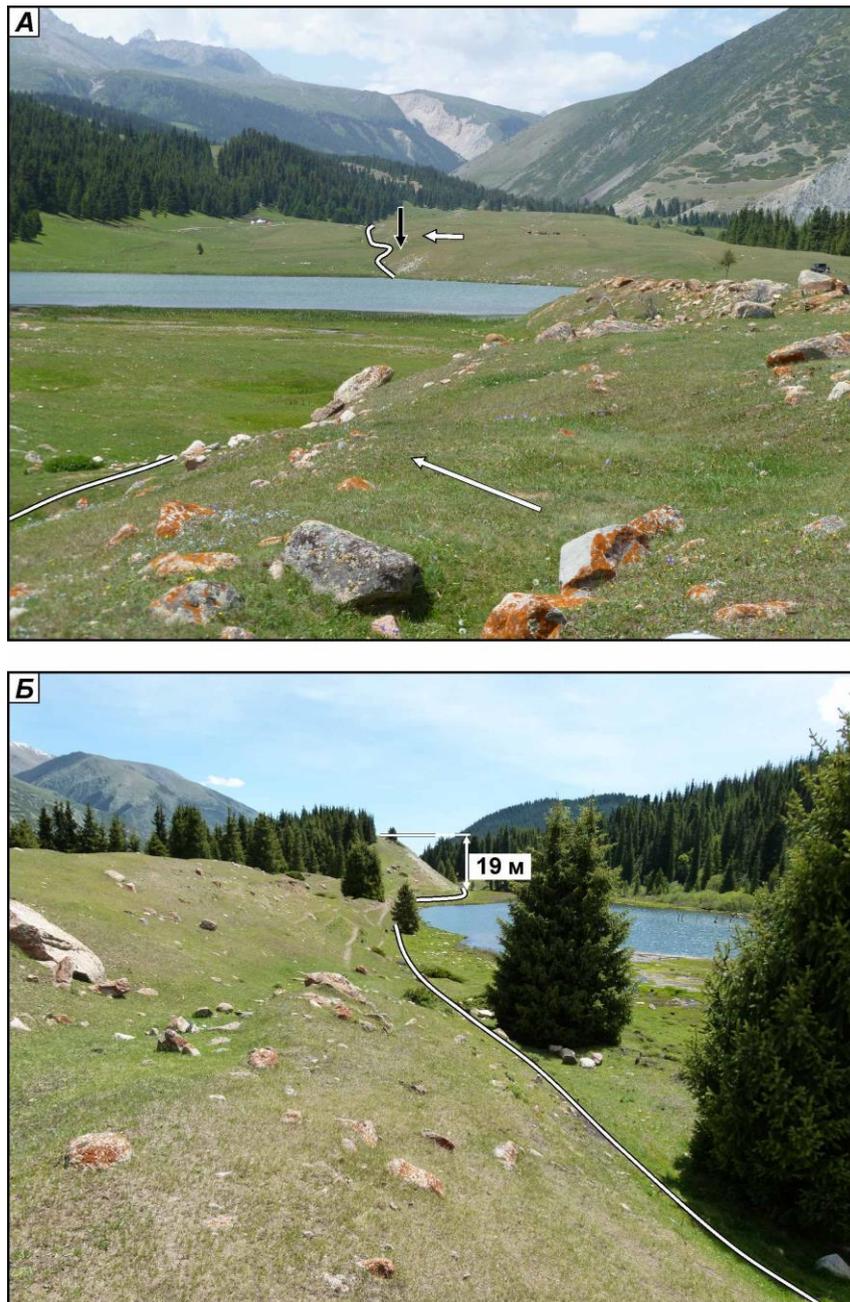
Последующие 9 км Чон-Аксу́йского сегмента представляют наиболее выразительные морфоструктуры, созданные разрывом 1911 г. В месте пересечения долины р. Чон-Аксу наблюдается сейсмоуступ высотой 6–8 м (Корженков, 2006; Деев, Корженков, 2016; Arrowsmith et al., 2004, 2005, 2017). Изучение высотных уровней площадок речных террас позволяет предполагать наличие и более древних сейсмотектонических подвижек по разрыву с суммарной

вертикальной амплитудой, включая эффект 1911 г., более 20 м (рисунок 4.8) (Корженков и др., 2018б).



Рисунок 4.8 – Сейсмоуступ в месте пересечения разрывом р. Чон-Аксу (Деев, Корженков, 2016). Вид на северо-запад

Выше по течению р. Чон-Аксу наблюдаются «обратные» разломные уступы, часто представляющие собой куполообразные поднятия вдоль взбросов высотой 6–8 м. Они сформированы в результате воздымания висячем крыле полифациальных плейстоцен-голоценовых отложениях, изначально расположенных ниже по склону относительно лежащего крыла. В результате формирования разломных уступов образовались два подпрудных озера (рисунок 4.9). Высота некоторых разломных уступов, например, в районе верхнего озера около 19 м, явно указывает, что при землетрясении 1911 г. были подновлены более древние первичные сейсмодислокации. Положение ложбин временных водотоков, смещаемых уступом, показывает, что левосдвиговые смещения не превышали 1 м (Дельво и др., 2001; Деев, Корженков, 2016).



Белые линии – основания разломных уступов. Белые стрелки – направление движения висячего крыла. Черная стрелка – место заложения траншеи, приведенной на рисунке 4.11

Рисунок 4.9 – Тектонически подпруженные нижнее (А, вид на запад, высота уступа 6–8 м) и верхнее (Б, вид на восток, высота уступа 8–19 м) озера в долине р. Чон-Аксу (Деев,

Корженков, 2016)

В верховьях долины р. Чон-Аксу трасса разрыва выражена хуже в связи с интенсивной речной, флювиогляциальной и ледниковой деятельностью. Хорошо сохранились трещины на вершинах хребтов и отрогов в правой части долины, в районе левого притока Кулаган-Таш. Однако возникли они как первичные разрывы или в связи с сотрясением, вызвавшим оседание грунта, осталось невыясненным. На протяжении 5 км западнее Кулаган-Таша дислокации,

которые могли бы однозначно быть определены как сейсмогенный разрыв, не встречены за исключением верховий долины р. Чон-Аксу, в районе перевала Аксу, где смещение 1911 г. составило 4–5 м (Корженков, 2006; Arrowsmith et al., 2004, 2005, 2017).

Своеобразными сейсмогравитационными формами, связанными с землетрясением 1911 г. и более древними палеосейсмическими событиями, являются «мобилизованные» морены («псевдоморены») в районе Кулаган-Таша. Они представляют собой фрагменты плащевых морен с глетчерным льдом в основании, которые в результате сотрясений были дополнительно перекрыты большим количеством коллювиального материала, оторваны от основного глетчера и смещены на 200–300 м вниз к руслу Чон-Аксу (Чедия и др., 1994; Корженков, 2006). Объемы этих оползневых тел составляют от 20 до 40 млн м³ (Дельво и др., 2001).

Как следует из приведенных выше материалов, одновременно с сейсмодислокациями, образованными во время землетрясения 1911 г., на исследованной территории наблюдаются сеймотектонические и сейсмогравитационные формы, относящиеся к сильным древним землетрясениям. Эти наблюдения подтверждают предположение о повторяемости сильных землетрясений (по крайней мере) в голоцене и позднем плейстоцене вдоль Аксуйского краевого разлома Иссык-Кульской впадины, который был активизирован во время землетрясения 1911 г. Подтвердить эти предположения позволяют траншейные исследования разломных уступов.

4.1.3. Тренчинговые исследования разломного уступа в Чон-Аксуйском грабене

До начала наших тренчинговых исследований известны две попытки вскрытия траншеями разломных уступов в долине р. Чон-Аксу. В 1998 г. с целью определения возраста и периода повторяемости сейсмических событий в исследуемом районе Г. Михелем и В. Михайлёвым была пройдена палеосейсмологическая траншея вкост одного из разломных уступов 1911 г., приблизительно в 1.3 км юго-восточнее нижнего озера (Korjenkov et al., 2006b). Траншея, ориентированная с юго-запада на северо-восток, располагалась в основании уступа. Она имела протяженность 10 м и глубину от 2.5 до 4.3 м (рисунок 4.10). В юго-восточной стенке траншеи по смещению слоев и наличию коллювиальных клиньев были задокументированы разломные плоскости двух землетрясений: 1) плоскость взброса землетрясения 1911 г., падающая под углом 65° по азимуту 47°; 2) плоскость взброса с углом падения 45°, соответствующая древнему землетрясению и смещающая коллювий с ¹⁴C возрастом 28860–28480 лет назад и палеопочву с возрастом 10215–9890 лет назад. В качестве коллювиального клина этого древнего землетрясения можно рассматривать слой, в составе которого смешана почва и коллювиальный материал, имеющий ¹⁴C возраст 4160–3830 лет назад (Деев, Корженков, 2016).

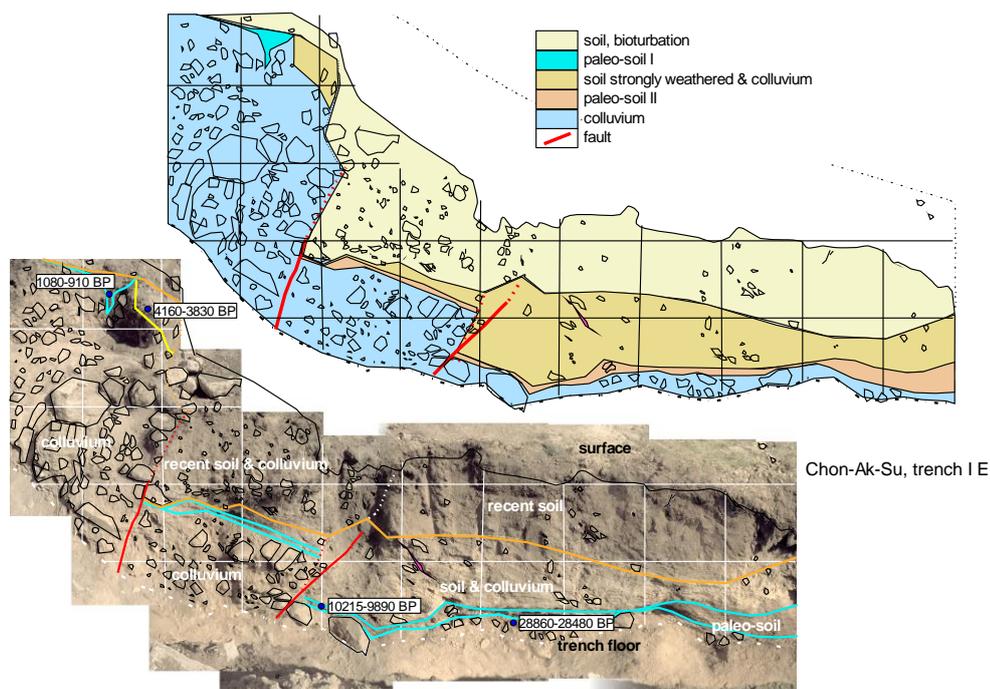
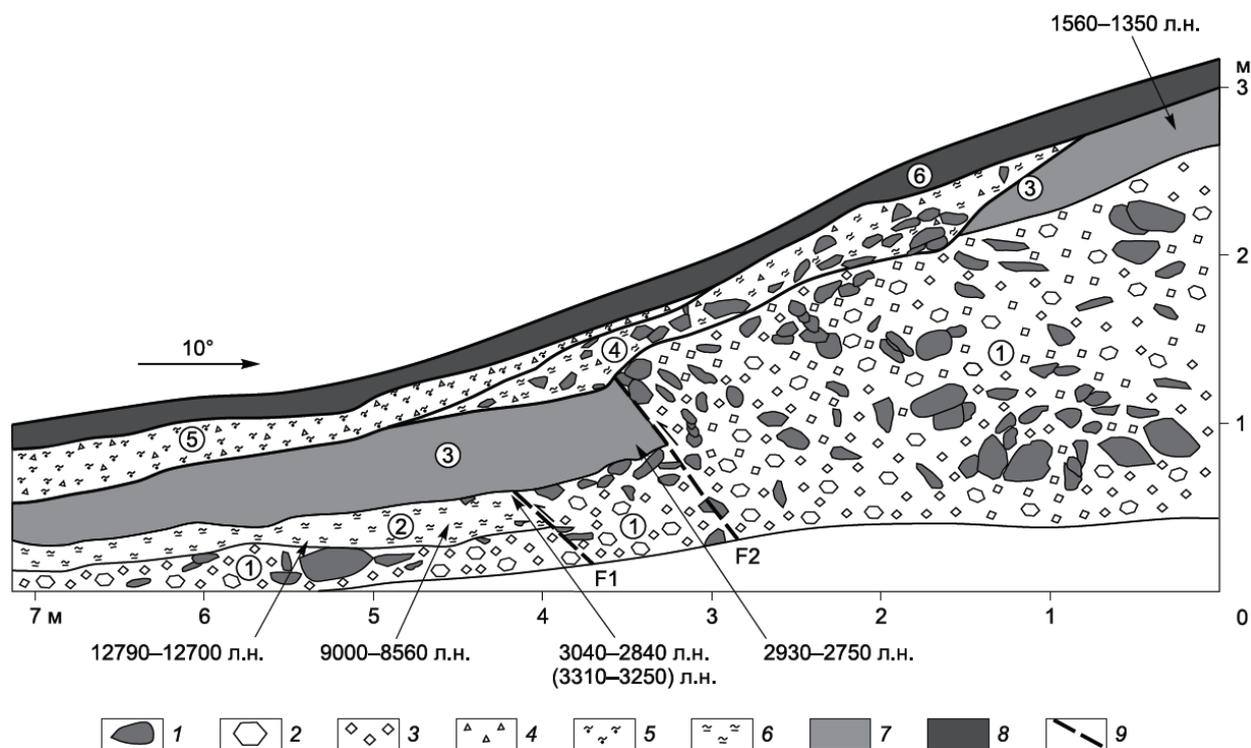


Рисунок 4.10 – Траншея, вскрывшая разломный уступ в долине р. Чон-Аксу (Korjenkov et al., 2006b)

В 1999–2000 гг. международной командой исследователей траншеей (42.83751° с.ш., 77.36522° в.д., $Alt = 2488$ м) вскрыт один из многоактных разломных уступов высотой около 19 м (см. рисунок 4.8 Б), подновленный во время землетрясения 1911 г. (Абдрахматов и др., 2013). В стенках траншеи, ориентированной с юга на север, были обнаружены свидетельства четырех сейсмических событий, приведших к вспарыванию разлома. Радиоуглеродный возраст наиболее древнего землетрясения превышает 19500–20000 лет. В результате землетрясения, по мнению исследователей, возникло тектонически-подпруженное озеро, подобное нынешнему верхнему озеру. Отложения этого озера имеют ^{14}C возраст 18029–17590 лет до н.э. Коллювиальный клин второго землетрясения перекрыт мощным однородным суглинком с AMS ^{14}C возрастом извлеченного из его средней части костного материала 3370 ± 50 лет, калиброванный возраст – 1739–1611 лет до н.э. Коллювиальный клин третьего палеоземлетрясения включает блоки палеопочвы, залегающей поверх упомянутых выше суглинков. ^{14}C возраста проб палеопочвы имеют значения 300 ± 30 , 310 ± 80 , 300 ± 70 , 340 ± 70 лет (1484–1661 гг. н.э.). Наконец, в разрезе зафиксирован коллювиальный клин Кеминского землетрясения 1911 г. и соотносимые с этим событием древоподобные кластические дайки в лежащем крыле.

Резюмируя исследования предшественников, отметим, что их работами доказано – многие разломные уступы в долине р. Чон-Аксу сформировались в результате нескольких землетрясений. Но вместе с тем не было получено узких интервалов, датирующих сами сейсмические события. Мы попытались восполнить этот пробел (Деев, Корженков, 2016).

В мае 2014 г. в долине р. Чон-Аксу, выше нижнего озера, в нижней части разломного уступа высотой 6 м нами была пройдена траншея (1 на рисунке 4.1), ориентированная по азимуту 10° (42.83971° с.ш., 077.38855° в.д., Alt = 2372 м). Произведено документирование западной стенки траншеи протяженностью 7.15 м (рисунок 4.11). В стратиграфической последовательности на глубину до 2.8 м в ней вскрываются (Деев, Корженков, 2016).



1 – наиболее крупные отломы и валуны, 2 – отломы, 3 – щебень, 4 – дресва, 5 – супесь, 6 – суглинок, 7 – бурый гумусированный суглинок (палеопочва), – современная бедная гумусом горная почва, 9 – разломы. Цифры в кружках – номера слоев

Рисунок 4.11 – Западная стенка траншеи в долине р. Чон-Аксу, в районе нижнего озера (Деев, Корженков, 2016)

Слой 1. Серый грубообломочный слой, представленный отломами, валунами и щебнем, иногда плохо окатанной галькой в песчано-дресвяном и супесчаном заполнителе. Коллювий с присутствием пролювиального материала. Мощность более 2.3 м.

Слой 2. Светло-коричневый слабогумусированный в верхней части суглинок. Озерные отложения, переходящие в палеопочву. Мощность до 0.3 м. Согласно перекрывает отложения слоя 1. Из небольшой линзы светло-желтого суглинка без примеси гумуса (протяженность 20–30 см), расположенной в основании слоя, отобраны раковины гастропод *Bithynia* sp. (обр. DEKG-2014-9, определения И.И. Тетериной). Радиоуглеродный возраст раковин, определенный AMS ^{14}C методом, составил 10870 ± 60 лет (Poz-66171), калиброванный возраст – 12790–12700 лет назад. Из средней части слоя отобран образец слабогумусированного суглинка AKS-1. Его

радиоуглеродный возраст составил 7910 ± 170 лет (Vs-2545), калиброванный возраст – 9000–8560 лет назад. В восточной стенке траншеи, в прикровельной части слоя, непосредственно под надвиговой плоскостью F1, обнаружены фрагменты скелета *Ovis* sp. (определения А.В. Шпанского) обр. АКС-4. Радиоуглеродный возраст костного материала составил 2815 ± 90 лет (Vs-2547), калиброванный возраст – 3040–2840 лет назад. Независимое датирование костного материала AMS-методом дало несколько более древний возраст – 3090 ± 30 лет (Poz-66569), калиброванный возраст – 3310–3250 лет назад.

Отложения слоев 1 и 2 смещены по плоскости F1, которая падает на север под углом 42° . В результате смещения висячем крыле взброса отложения слоя 2 уничтожены последующей денудацией. Взбросовая подвижка запакована сверху слоем 3.

Слой 3. Бурый гумусированный суглинок. Палеопочва. Мощность до 0.5 м. В основании слоя отобран обр. АКС-2, радиоуглеродный возраст которого составил 2720 ± 90 лет (Vs-2548), калиброванный возраст – 2930–2750 лет назад. Для средней части слоя (обр. АКС-3) получена радиоуглеродная дата в 1575 ± 100 лет (Vs-2549), калиброванный возраст – 1560–1350 лет назад.

Отложения слоев 1 и 3 смещены по разломной плоскости F2, которая падает на север под углом 55° . В результате подвижки нарушается целостность слоя 3. Очевидно, что эта подвижка соотносится с моментом формирования современного облика разломного уступа, а взброс является одной из плоскостей разрывов Кеминского землетрясения 1911 г. Следующие два слоя следует рассматривать в качестве коллювиального клина Кеминского землетрясения.

Слой 4. Коричневый суглинок комковатый с включением крупнообломочного материала и дресвы, с пятнами, обогащенными органическим материалом. Коллювиально-делювиальные образования. Мощность до 0.35 м. Срезает отложения слоев 1 и 3.

Слой 5. Желтовато-серая супесь с включением дресвяного материала. Делювий. Мощность до 0.3 м. Срезает отложения слоя 5.

Слой 6. Современная бедная гумусом горная почва. Мощность до 0.25 м.

Таким образом, проведенные палеосейсмологические исследования в пределах Чон-Аксуйского и Кичи-Аксуйский грабенов показали, что вдоль Аксуйского разлома, помимо сейсмодислокаций, связанных с его активизацией при катастрофическом Кеминском землетрясении 1911 г., присутствует большое количество первичных и вторичных палеосейсмодислокаций. В пройденной траншее кроме взброса (плоскость F2) Кеминского землетрясения 1911 г. и сопутствующего ему коллювиального клина удалось выявить еще один взброс (плоскость F1). Он соответствует древнему землетрясению, которое произошло около 3000 лет назад. Более того, наличие озерных отложений в основании слоя 2, подтверждаемых, в том числе, и присутствием раковин пресноводных гастропод рода *Bithynia*, позволяет нам

предполагать наличие древнего тектонически-подпрудного озера, подобного нынешним подпрудным озерам в долине р. Чон-Аксу. Вероятнее всего, такая тектоническая подпруда могла сформироваться в результате формирования разломного уступа при сильном землетрясении на рубеже около 12700 лет назад (Деев, Корженков, 2016).

Наши результаты хорошо согласуются и уточняют палеосейсмологические исследования Г. Михеля и В. Михайлёва. С учетом их построений, полученных нами и ранее радиоуглеродными возрастами, следует, что в долине Чон-Аксу после землетрясения на рубеже 12700 лет назад накапливались озерные отложения и палеопочва в течение нескольких тысяч лет. После этого произошло два относительно сближенных землетрясения на рубеже 4000 (палеоземлетрясение, зафиксированное Г. Михелем и В. Михайлёвым) и около 3000 (палеоземлетрясение, зафиксированное нами) лет (Деев, Корженков, 2016).

Дополняют картину сейсмической активности Аксуйского разлома данные из работы (Абдрахматов и др., 2013). Они, во-первых, свидетельствуют о возможном древнем землетрясении на рубеже 19500–20000 лет назад, во-вторых, указывают на землетрясение, коррелирующееся по возрасту с событием, зафиксированным Г. Михелем и В. Михайлёвым на рубеже 4000 лет назад, в-третьих, фиксируют землетрясение моложе первой половины XVII в. Наконец, землетрясение с $M_w = 7.4$ и $I_0 = 9-10$ баллов, случившееся в первой половине XII в., выявлено при археосейсмологических исследованиях Каменской средневековой крепости (Корженков, 2006; Korjenkov et al., 2006a).

Подводя итоги палеосейсмологических исследований в зоне Аксуйского краевого разлома, отметим основные результаты. Исследования сейсмодислокаций, связанных с активизацией Аксуйского разлома при катастрофическом Кеминском землетрясении 1911 г., показали наличие в пределах Чон-Аксуйского и Кичи-Аксуйского грабенов большого количества первичных и вторичных палеосейсмодислокаций. В траншее, пройденной нами вкост разломного уступа Кеминского землетрясения ($M_w = 7.8$, $I_0 = 10-11$ баллов) 1911 г., помимо взбросовой подвижки названного сейсмического события и соответствующего ему коллювиального клина, выявлено отчетливое взбросовое смещение – результат палеоземлетрясения, произошедшего около 3000 лет назад. Минимальная моментная магнитуда этого землетрясения может быть оценена как $M_w = 6.3-6.7$ с использованием зависимостей из (Nikonov, 1988b; Wells, Coppersmith, 1994). Зафиксированы отложения, накопившиеся в озере, подпруженном разломным уступом при сильном землетрясении около 12700 лет назад. Судя по мощности отложений, это палеоземлетрясение имело минимальные параметры сходные с землетрясением около 3000 лет назад. Полученные палеосейсмологические результаты, а также данные радиоуглеродного датирования и опубликованные по району исследований литературные материалы позволяют утверждать, что вдоль Аксуйского разлома в позднем

плейстоцене–голоцене фиксируются периоды длительного сейсмического затишья, разделенные сильными сейсмическими событиями или их кластерами на рубежах 19500–20000, 12700, 4000–3000 лет назад, в первой половине XII в., позднее первой половины XVII в., включая Кеминское землетрясение 1911 г. (Деев, Корженков, 2016).

На повторяемость сильных землетрясений вдоль Чон-Аксуйского сегмента Аксуйского краевого разлома указывают и результаты исследований смещений низких аллювиальных террас р. Чон-Аксу (см. рисунок 4.8). Установлено, что во второй половине голоцена здесь имело место 8 сильных землетрясений. Три сейсмических события произошли во втором тысячелетии нашей эры (включая землетрясение 1911 г.). Этому выплеску сейсмической энергии предшествовал 2-тысячелетний период покоя. Последний наступил после еще одного 1.5-тысячелетнего импульса сейсмической активизации из 5 сильных землетрясений (Корженков и др., 2018б).

4.2. Палеосейсмологические и археосейсмологические исследования зоны Культурского краевого разлома

4.2.1. Тренчинг разломного уступа в зоне Культурского разлома

Культурский разлом протягивается от долины р. Торуайгыр на западе до долины р. Чон-Аксу на востоке. Протяженность разлома около 100 км (см. рисунок 4.1). Разлом выражен на поверхности по-разному. Имеются явно неактивные участки, например, в междуречье Чоктал–Дюресу, Чон-Аксу–Широкая Щель, и активные – в междуречье Чолпоната–Корумду протяженностью 25 км, Кумбел–Западный Карачан (10 км) (Selander, 2008). Палеосейсмодислокаций в пределах разлома предшествующими исследователями обнаружено не было.

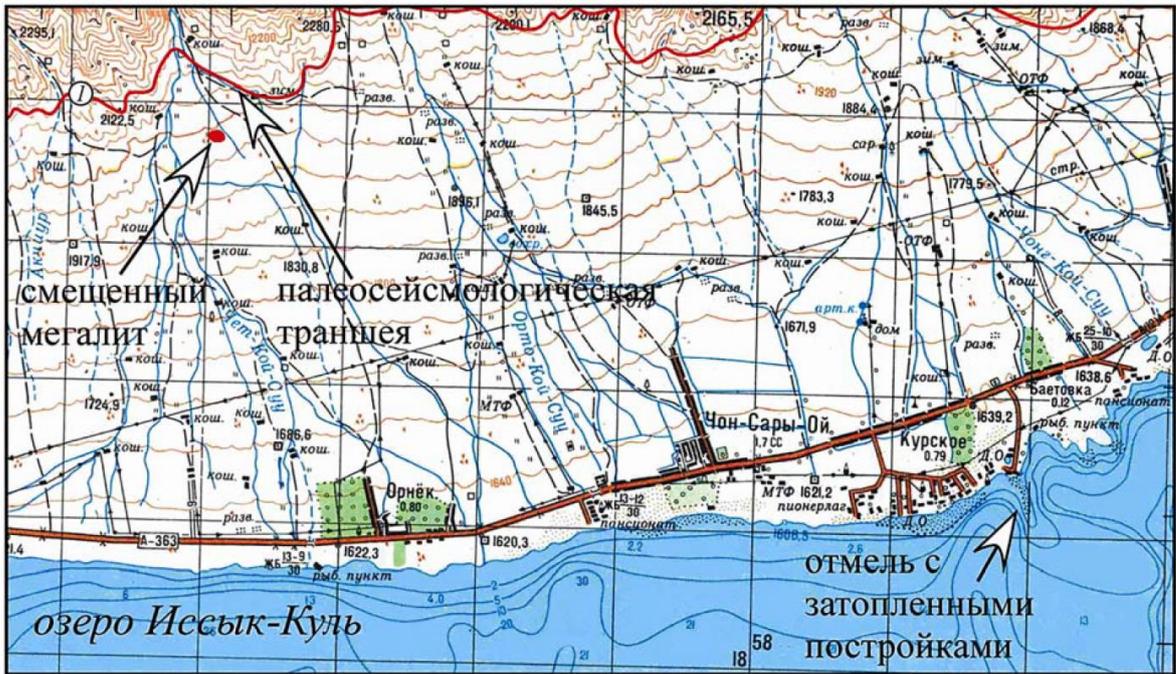
В ходе полевых работ в июне 2014 г. были проведены тренчинговые исследования в зоне Культурского разлома (2 на рисунке 4.1). В районе урочища Чет-Кой-Суу (рисунок 4.12) был выявлен разломный уступ, прослеженный на расстоянии 1.6 км. Уступ нарушает позднечетвертичный делювиально-пролювиальный шлейф у подножия хребта и имеет высоту около 2 м (рисунок 4.13). В ряде мест уступ размыт и в него вложены современные пролювиальные конусы. Через уступ была заложена траншея (42.65599° с.ш., 76.83559° в.д., Alt = 2036 м) с азимутом простирания 340° (Деев и др., 2015б).

В юго-западной стенке траншеи в стратиграфической последовательности вскрываются следующие слои (рисунок 4.14, цифры в кружках) (Деев и др., 2015б; Корженков и др., 2016а).

Слой 1. Серый крупный щебенник с песчаным заполнителем и включением редких отломов. Мощность – более 1 м. Пролувий.

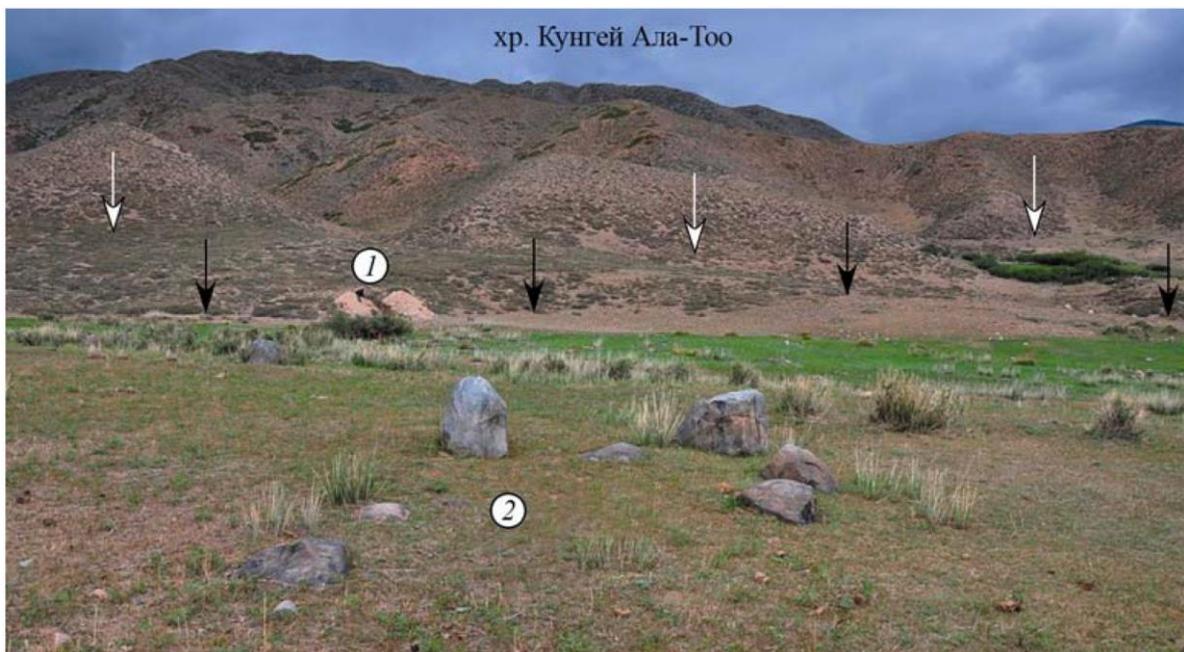
Слой 2. Желтовато-серая супесь, слабонасыщенная гумусом, с фрагментами корневой системы и растительного детрита. Наиболее гумусированы нижние 10–15 см, имеющие светло-бурую окраску. Нижняя и верхняя границы субсогласные, слабоизогнутые. Мощность до 0.44 м. Палеопочва. В нижней части присутствуют небольшие маломощные (до 0.15 м) линзочки суглинистых отложений лужевых фаций. В одной из них были собраны раковины пресноводных гастропод для определения радиоуглеродного возраста. AMS ^{14}C возраст раковин определен в $36\,400 \pm 700$ лет (Poz-66172), калиброванный – 41 660–40 350 лет назад.

Слой 3. Серый крупный щебенник с песчаным заполнителем и включением редких отломов, аналогичен слою 1. Мощность – 0.8 м. Ближе к юго-западному окончанию траншеи присутствует линзовидный прослой пескодресвяника мощностью 8 см. Кровля слоя срезана отложениями слоев 4–6. Пролувий.



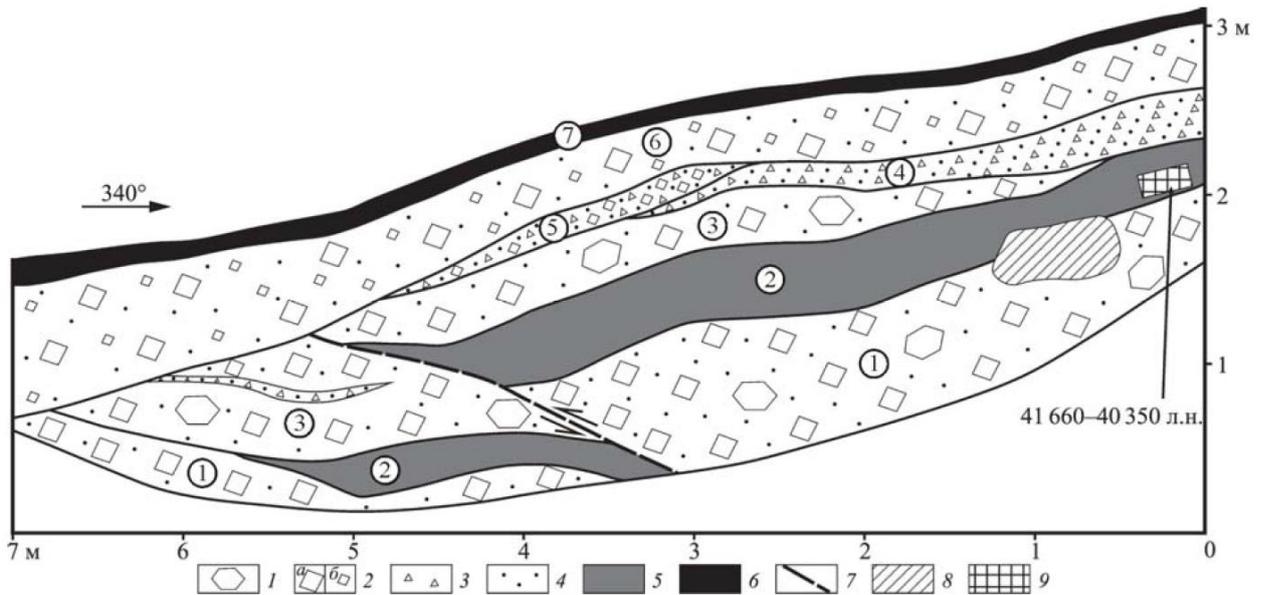
1 – Культорский краевой разлом надвигового типа. Сторона клетки – 2 км

Рисунок 4.12 – Фрагмент топографической карты на территорию Северо-Западного Прииссыккуля с вынесенными объектами палеосейсмологических и археосейсмологических исследований, по (Корженков и др., 2016а)



На заднем плане – Кунгейский хребет (отделяется от Исык-Кульской впадины по зоне краевого Культорского разлома (показан белыми стрелками)). Вид на север

Рисунок 4.13 – Траншея (1), пройденная через разломный уступ (черные стрелки маркируют его основание) в левобережье р. Чет-Кой-Суу, по (Корженков и др., 2016а). На переднем плане – мегалитическая каменная выкладка (2)



1 – отломы; 2 – щебень: а – крупный, б – мелкий; 3 – дресва; 4 – песок; 5 – супесь в разной степени гумусированная; 6 – современная бедная гумусом горная почва; 7 – надвиг; 8 – след от выпавшего валуна сиенита; 9 – место отбора раковин пресноводных гастропод для AMS ^{14}C датирования абсолютного возраста. Цифры в кружках (1–7) – стратиграфические слои; описание см. в тексте

Рисунок 4.14 – Разрез юго-западной стенки траншеи, вскрывшей разломный уступ в зоне Культорского краевого разлома (Деев и др., 2015б; Корженков и др., 2016а)

Слой 4. Линза серых пескодресвяников мощностью до 0.3 м. Пролувий. Кровля срезана отложениями слоев 5 и 6.

Слой 5. Линза серой дресвы и мелкого щебня с песчаным заполнителем. Мощность до 0.2 м. Пролувий. Кровля срезана отложениями слоя 6.

Слой 6. Серый крупный и мелкий щебенник с песчаным заполнителем. Пролувий. Мощность до 0.8 м.

Слой 7. Современная слабогумусированная горная почва. Мощность до 0.2 м.

Смещение слоев 1–3 (см. рисунок 4.14) позволяет выделить сместитель надвига, падающего на север, в сторону хр. Кунгей-Ала-Тоо, под углом 20–30°. Амплитуда смещения – 1.6 м. Вдоль плоскости сместителя наблюдается переориентировка обломков и катаклиз ряда из них. Срезающий пакет слоев 4–6 и современная почва (слой 7) накапливались после сейсмического события и формирования уступа. Абсолютный возраст слоя 2 (палеопочва), определенный по остаткам раковин гастропод, – середина позднего плейстоцена, очевидно, не отражает возраст хорошо выраженного на дневной поверхности разломного уступа.

Таким образом, исследованная палеосейсмологическая траншея имеет простое строение. Был обнаружен и задокументирован лишь один сейсмогенный разрыв, вышедший на

поверхность. Величина смещения по разрыву составила 1.6 м, что соответствует землетрясению с $M_w=6.8-7.3$ (Nikonov, 1988b; Wells, Coppersmith, 1994) и интенсивности колебаний $I \geq 9$ баллов (Деев и др., 2015б; Корженков и др., 2016а).

4.2.2. Археосейсмологические и исторические данные о возможном возрасте поверхностного разрыва в зоне Культорского разлома

О возрасте нижней возрастной границы землетрясения, в результате которого сформировался разломный уступ, может свидетельствовать курган диаметром 5.5 м, расположенный непосредственно на склоне уступа (рисунок 4.15). Он находится в 50–80 м западнее траншеи. Южная часть его каменно-земляной насыпи «сползла» по склону уступа на юго-запад, в результате чего курган приобрел эллипсоидальную форму. Это смещение стало прямым следствием формирования уступа, который образовался уже после захоронения, т.е. в историческое время. Для реконструкции возраста землетрясения важным является определение возраста захоронения (Деев и др., 2015б; Корженков и др., 2016а).



Человек стоит на бровке уступа. Вид на северо-запад
Рисунок 4.15 – Рассеяние камней (пунктирная линия),

слагавших каменно-земляную насыпь (сплошная линия) средневекового кургана, вниз по склону во фронте разломного уступа (Корженков и др., 2016а)

Курган входит в состав могильника Чет-Кой-Суу. Некрополь состоит из большого количества курганных групп, разбросанных с запада на восток на 13 км и на юг от горного склона – на 10 км. Надмогильные сооружения представлены каменно-земляными насыпями с прямоугольными или кольцевыми крепидами в основании (Корженков и др., 2016а).

В 1957 г. в 7 км восточнее, в ущелье Кой-Суу, археологом Л.П. Зяблиным (1959) были раскопаны курганы, морфологические сходные с курганами ур. Чет-Кой-Суу. Л.П. Зяблин так описывает курганы. Могилы – это грунтовые ямы. У отдельных захоронений стенки ям обложены камнями, и имеются небольшие углубления под насыпями. Погребенные лежали на спине, в вытянутом положении, головой на запад. Сопровождающий инвентарь состоит из глиняной посуды, деревянной кружки, железных наконечников стрел, железного ножа, железного стремени, изделий из кости и камня. Находки позволили датировать курганы VII–XIII вв.

Отдельное место среди археологических памятников Прииссыккулья занимают каменные сооружения-выкладки различных типов. Они были найдены практически на всей территории Иссык-Кульской котловины – в большинстве горных ущелий и на побережье оз. Иссык-Куль. Мегалитические каменные выкладки представляют собой каменные круги или составленные из камня сооружения в виде сложных геометрических фигур, обычно розеток и спиралей. Встречаются масштабные сооружения, состоящие из 5–12 кругов, образующих в плане фигуру в виде цветка с лепестками. В центре «цветка» находится наиболее крупный круг; круги-«лепестки» – более мелкие, они достигают в диаметре 12–30 м. Каменные выкладки на побережье оз. Иссык-Куль похожи на кромлехи (кромлех – от бретонского *strom* – круг и *lech* – камень) – один из видов мегалитических построек времени неолита и главным образом бронзового века. Кромлехи обычно состоят из огромных (до 6–7 м высотой) отдельно стоящих глыб, образующих одну или несколько концентрических окружностей. Окружности опоясывают площадку, в середине которой иногда находится дольмен или менгир (Корженков и др., 2016а).

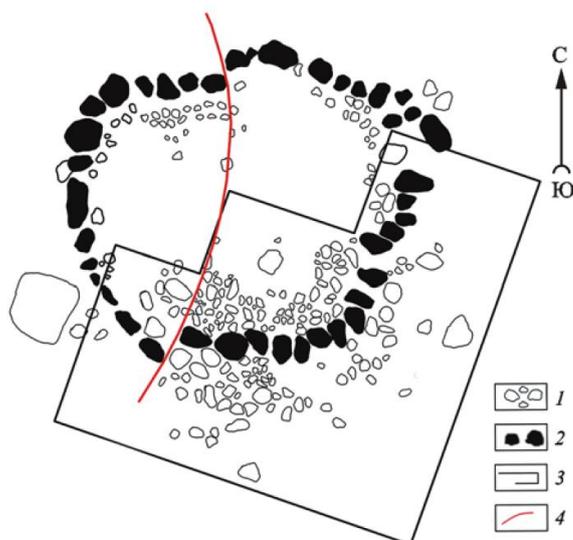
По мнению Д.Ф. Винника и Г.А. Перегудовой (1975), мегалитические сооружения – это кенотафы – надгробные памятники, не содержащие останков покойного, своего рода символические могилы. Такие ограды характерны для погребений племен сако-усуньского времени. Более того, в сако-усуньской культуре кольцевые ограды сооружались иногда не вокруг кургана с захоронением, а вокруг кенотафа, а то и на ровной площадке. Однако не исключено, что подобные кольцевые сооружения продолжали сооружаться и в более позднее время. Подобные сооружения известны как памятные обкладки юрт в этнографическое время на территории Киргизии, Казахстана, Монголии. Возможно, что такие каменные кольца связаны с культом Солнца, который характерен для кочевых народов скифского круга и сохранялся и в более позднее время на широкой территории (Граков, 1969).

Мегалитические каменные выкладки распространены по всей территории археологического памятника Чет-Кой-Суу. Исследуемый кромлех (42.647765° с.ш., 76.830158° в.д.) (3 на рисунке 4.1, рисунок 4.16) находится в центре обширного мегалитического памятника. Это – круг диаметром 8 м, сложенный из окатанных валунов размерами от 30–60 см, поставленных вертикально. В восточной части сооружения отчетливо наблюдается вход шириной 98 см, ориентированный на восход солнца. В ходе раскопок юго-восточной части конструкции было установлено, что культурный слой по вскрываемой поверхности отсутствует; максимальная глубина раскопа – 20 см; основное заполнение – песок, нанесенный на дневную поверхность; круг сооружен методом вертикальной установки камней сооружения в небольшие впускные ямы (Корженков и др., 2016а).



Вид на север. 1 – сейсмогенный разрыв; 2 – местоположение палеосейсмологической траншеи

Рисунок 4.16 – Кромлех в урочище Чет-Кой-Суу в процессе раскопок (Корженков и др., 2016а)



1 – упавшие камни; 2 – камни, находящиеся in situ; 3 – контур раскопа; 4 – линия левого сдвига

Рисунок 4.17 – Общий план кромлеха в ур. Чет-Кой-Суу по археологическим данным (Корженков и др., 2016а)

Укрепление конструкции проводилось засыпанием более мелкого каменного материала между крупными камнями, что одновременно приводило и к увеличению высоты стены круга (рисунок 4.16). В ходе расчистки было выявлено левосдвиговое смещение кромлеха с амплитудой в 15–20 см (рисунок 4.17). В южной части раскопа отчетливо видны выбросы камней как вовнутрь, так и за пределы круга на расстояние до 1 м (Корженков и др., 2016а).

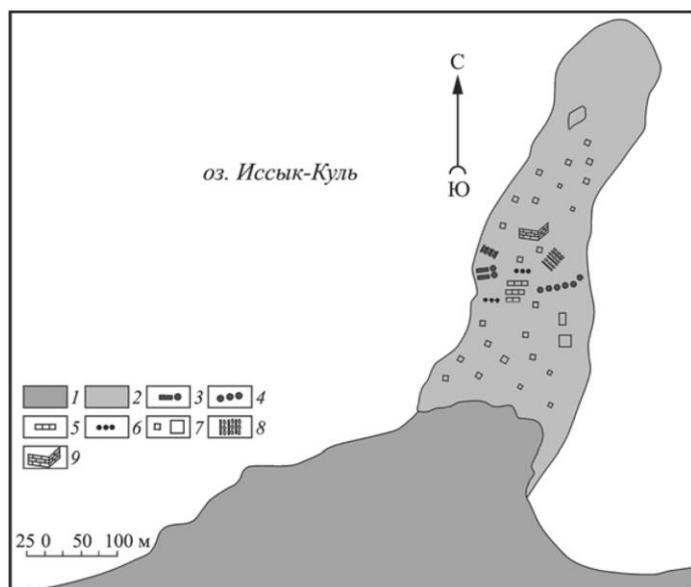
Важную информацию о возрасте сейсмогенных подвижек в зоне Культорского разлома несут исследования подводных построек у с. Курское (4 на рисунке 4.1) (Корженков и др., 2016а). Еще в 1869 г. военный губернатор Семиреченской области генерал-майор Г.А. Колпаковский (1870), посетивший эти места, писал, что «в одной сажени от берега, на глубине около одного аршина видны следы построек из обожженного кирпича. Трудно понять, какое назначение имели эти постройки, потому что стены, сложенные из кирпича, не замыкают какого-либо пространства, а идут

рядами параллельно одна другой на одинаковом, около одного аршина, расстоянии. Теперь видно три стены, идущие в почти перпендикулярном от берега направлении на такое расстояние, что глубина озера не позволяет проследить за ними». Он указывал также на большое количество кирпича, разбросанного вокруг этих стен. У самого же берега под водой лежала каменная баба – балбал.

Из-за понижения уровня озера в последующие 25 лет на 4.5 м В.В. Бартольд (1897) при посещении Иссык-Кульской котловины в 1894 г. этих построек не обнаружил. Часть построек оказалась на берегу и была разобрана местными жителями для хозяйственных нужд. В.В. Бартольд обнаружил лишь лежащие вдоль берега кирпичи. Тем не менее, он высказал предположение, что затопленные озером руины представляют собой остатки крепости, о которой писали арабские авторы Ибн-Арабшах в XV в. и Мухаммед-Хайдар в XVI в. Согласно этим источникам в северной части акватории оз. Иссык-Куль существовал большой остров с многочисленными укреплениями и жилыми домами. Эти сооружения использовал в XIV в. завоеватель Тимур, который, по одним сведениям, держал на острове в заключении своих пленников, по другим – сам отдыхал здесь после походов (Корженков и др., 2016а).

П.П. Иванов (1957) в 1927 г. составил примерный план расположения подводных археологических объектов и отметил, что глубина на подводной отмели длиной до 2 км и шириной до 600 м, где располагались строения, доходила до 6–8 м. Он указал, что по мере удаления от берега разбросанных по дну кирпичей становилось все больше, а в некоторых местах они лежат целыми грудями. Вместе с кирпичами (разбитыми и целыми) в ряде мест были замечены груды камней и обтесанные плиты, покрытые слоем известковистого туфа. Во многих местах виднелись разбросанные груды костей не то животных, не то человека. Изредка встречалась целая глиняная посуда. Под водой наблюдались ряды бревен диаметром 17–22 см и длиной 3.0–3.5 м. В одном месте было насчитано 19, а в другом – 24 бревна. Прямоугольники бревенчатых площадок располагались под углом одна к другой в самых разнообразных направлениях. На юго-запад от бревенчатых настилов находился пол из квадратных кирпичей. П.П. Иванов предположил, что бревенчатые площадки могли быть крышами каких-либо подземных помещений, располагавшихся на одном уровне с землей и поэтому хорошо сохранившихся.

В ходе работ Иссык-Кульского археологического отряда под руководством Д.Ф. Винника (Винник, 1961) был выявлен протяженный песчаный береговой вал – прежний берег озера. Вал вытянут в субширотном направлении и проходит в 400 м севернее нынешней береговой линии. Высота его у пансионата «Чайка» составляет 5–8 м. К западу вал постепенно снижается. Ширина вала доходит до 100 и более метров, а на его поверхности изредка встречаются фрагменты керамики. Археологами задокументирована длинная (до 1000 м) субмеридиональная подводная отмель (рисунок 4.18), ширина которой у берега достигает 215 м. К югу отмель сужается, а затем опять расширяется. С восточной стороны отмель имела крутые склоны высотой до 6 м, спускавшиеся в залив, наибольшая глубина которого достигала 30 м. С западной стороны склоны отмели были пологими, постепенно снижавшимися и плавно переходившими в дно залива, глубина которого здесь достигала 20 м (Корженков и др., 2016а).



1 – берег; 2 – подводная отмель; 3 – бревенчатые настилы; 4 – изгородь; 5 – остатки стен; 6 – фундаменты стен; 7 – группы разбросанных кирпичей; 8 – каменные вымостки; 9 – постройка

Рисунок 4.18 – План подводной отмели, существовавшей в 1959 г. на месте полуострова Змеиный, с археологическими артефактами, (Корженков и др., 2016а, по (Винник, 1961) с изменениями)

находок составляли фрагменты гончарных водопроводных труб и керамических сосудов, которые были разбросаны по отмели. Встречались и кости животных.

На расстоянии 212 м от берега с восточной стороны отмели экспедицией была обнаружена стена, сложенная из крупных камней размером 20×30 и 30×60 см и ориентированная по направлению северо-запад–юго-восток. Стена высотой 1.2 м располагалась на крутом откосе отмели и прослеживалась на расстояние до 4 м. Во время работ в 1959 г. хорошо был виден северо-восточный угол стены, большая же ее часть была перекрыта песком и галькой (Винник, 1961). На верх стены выходили концы бревенчатого настила, состоящего из 18 жердей. Длина его составляла 5.2 м, ширина 3.3 м (рисунок 4.19). Толщина каждой жерди – 7–15 см. Жерди настила были покрыты толстым слоем коряжника (Корженков и др., 2016а).

На поверхности отмели были обнаружены многочисленные развалы из обожженного кирпича размерами 25×25×4 см, 25×25×5 см, 26×26×5 см, 26×26×6 см и 27×27×5 см (Винник, 1961). Строения, выполненные из кирпичей подобных размеров, хорошо известны при раскопках. Например, археологические памятники из кирпичей в Чуйской долине, датируемые X–XII вв. (Бернштам, 1950; Труды..., 1950; Кожемяко, 1959). Те же пропорции кирпичей характерны и для более поздней тимуридской архитектуры конца XIV – начала XV вв. (Насриддинов, 2014). Было обнаружено несколько десятков кирпичей других размеров, торцовая часть которых была покрыта глазурью зеленого или голубого цвета, а также керамические плитки шестигранной и прямоугольной формы с рельефным орнаментом. Значительную группу

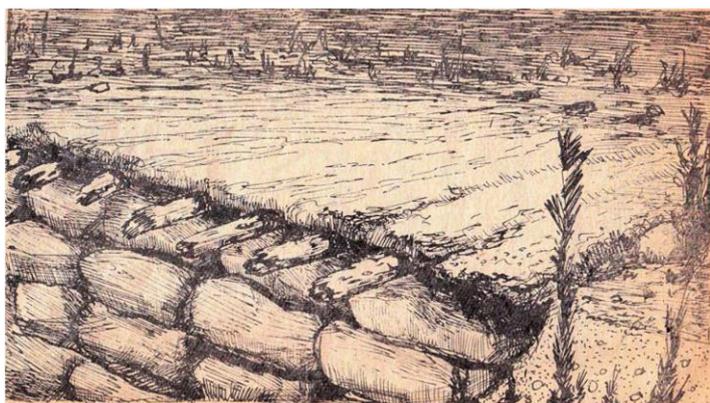


Рисунок 4.19 – Бревенчатый настил на подводной стене, сложенной из окатанных валунов. Зарисовка

Д.Ф. Винника, выполненная в ходе

археологических работ в 1959 г. (Винник, 1961)

В 15 м к югу от первого настила был обнаружен второй настил из 14 жердей, концы которых выходили к краю отмели. Д.Ф. Винник с соавторами (1961) предполагали, что эта конструкция является продолжением стены, идущей от первой стены. Длина второго настила – 4.1 м, ширина – 2.3 м. Как в первом, так и во втором случае жерди лежат на расстоянии 10–15 см друг от друга. Не всплывают жерди потому, что еще до погружения на них был насыпан толстый слой земли и камней. Слой рыхлого грунта и камней постепенно размывался и жерди покрывались слоем коряжника, цементирующего их. Оба бревенчатых настила находились на одном уровне, что подтверждает предположение П.П. Иванова (1957) о том, что жерди являлись основой для крыши какого-то подземного сооружения.

В 20 м к западу от описанных выше бревенчатых настилов были выявлены остатки трех широтных стен (Винник, 1961). В каждой из них сохранились лишь первые 1–2 слоя кирпичей. Длина первой стены – 10 м, второй – 9 м, третьей – 7 м. Рядом с первой и второй стенами исследователи обнаружили по одному столбу, верхние части которых, возможно, были обуглены.

В 70 м от второго настила обнаружены остатки постройки, у которой не полностью сохранились лишь северная и западная стены (Винник, 1961). Стены сложены из обожженного кирпича размером 25×25×5 см. Длина северной стены – 7.4 м, высота – 0.3–0.5 м. Стена в двух местах имеет сквозные вертикальные трещины шириной 5–12 см. Верх стены по всей длине покрыт толстым слоем ракушечника. Западная стена длиной 3.3 м сильно разрушена. Высота ее у места соединения с северной стеной – 0.3 м. В других местах высота стены ниже. Ширина обеих стен – 0.5 м. В 10 м южнее описанного строения под песком и илом были найдены три жерди длиной 3.2 м и толщиной 8–11 см, по-видимому, являвшиеся перекрытием для крыши. Вокруг было разбросано большое количество кирпичей (Корженков и др., 2016а).

Водолазы обследовали также дно озера в 1 км западнее от вышеописанных подводных строений (Винник, 1961). Было найдено около 100 фрагментов станковой посуды X–XII вв., обожженные кирпичи размером 25×25×4 см, кости людей и животных. Отдельные артефакты обнаружены на расстоянии до 200 м от берега на глубине до 5 м. Еще западнее в ходе подводных и наземных раскопок обнаружено множество фрагментов керамических сосудов,

изготовленных преимущественно на гончарном круге, некоторые с поливой, кувшин, каменная зернотерка. Следует отметить, что фрагменты средневековой керамики встречались по дну озера и вдоль берега на расстоянии 3 км: от границы бывших пионерских лагерей – до с. Чон-Сары-Ой. Вглубь озера артефакты зафиксированы на расстоянии 200 м и на глубинах до 3-5 м. Кроме того, на дне озера находились в большом количестве кости животных, в том числе и обработанные человеком (Винник, 1961). В ходе работ было произведено разведочное обследование дна озера во многих местах вдоль северного побережья Иссык-Куля. Однако в других местах такого обилия остатков средневековых построек, как это было зафиксировано в районе с. Курское, обнаружить не удалось (Корженков и др., 2016а).

Было установлено, что местные жители на протяжении десятков лет поднимали со дна озера кирпичи и использовали их для кладки печей. Сотрудники Иссык-Кульского археологического отряда обнаружили разрушенные кумбезы (надмогильные памятники) у сел Чон-Сары-Ой и Курское, которые также были выстроены из кирпича, взятого со стен подводных сооружений. Местные старожилы, особенно рыбаки, рассказывали археологам, что они часто находили под водой горшки, кувшины, медные котлы, ножи, зернотерки, жернова и многие другие предметы, сделанные из металла, глины и камня. Некоторые утверждали, что находили кирпичи и плиты с арабскими надписями, а также кирпичи с отпечатками детской ноги и лап собаки. Многочисленные собранные экспедицией артефакты позволили оценить возраст подводных построек у с. Курское концом XIV – началом XV в. (Винник, 1961).

В настоящее время в связи с двухметровым падением уровня озера исследованная сотрудниками В.Д.Винника отмель превратилась в Змеиный полуостров длиной в несколько сотен метров и шириной в первые десятки метров (рисунок 4.20). К северу от него находятся корпуса бывшего пионерского лагеря «Чайка», превращенного в настоящее время в пансионат. На территории пансионата имеется водоем (см. рисунок 4.20), который, по данным (Винник, 1961), в начале 1920-х годов соединялся с озером и представлял собой бухту, где укрывались рыбаки во время штормов. Во второй половине XIX – начале XX в. вся эта территория была дном озера, покрытым водой (Корженков и др., 2016а).

В настоящее время здесь проводит изыскания совместная археологическая экспедиция Кыргызско-Российского Славянского университета им. Б.Н. Ельцина и Американского географического общества (рисунок 4.21). Ее участниками получено более 20 ¹⁴C датировок абсолютного возраста древесины жердей. Все они также укладываются в один возрастной интервал: конец XIV – начало XV в. (устное сообщение В.В. Плоских).



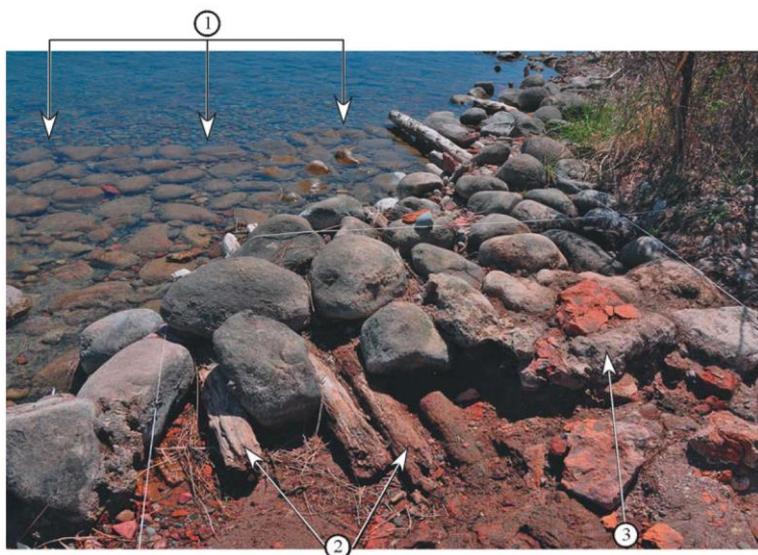
Рисунок 4.20 – Космический снимок побережья оз. Иссык-Куль в районе полуострова Змеиный (источник: <http://earth.google.com>) (Корженков и др., 2016а)

Какие можно сделать выводы о возрасте и параметрах землетрясения, сформировавшего сейсмогенный уступ, в зоне Культорского разлома? Существование хорошо выраженного в рельефе разломного уступа вдоль подножия активно поднимающегося горного фронта хребта Кунгей-Ала-Тоо может означать лишь одно – молодость и сейсмическое происхождение названной структуры. Молодой возраст уступа подтверждается деформацией на его склоне тюрского-караханидского кургана (см. рисунок 4.14.) VII–XIII вв. (Зяблин, 1959). Таким образом, сейсмическое событие, произошедшее после погребального обряда, имело место не ранее чем в VII в (Корженков и др., 2016а).

Смещение кромлеха – мегалитической каменной выкладки на берегу оз. Иссык-Куль – также можно датировать археологическими методами. Его строительство, скорее всего, было осуществлено саками (скифами), т.е. подвижка

произошла не ранее VII в. до н.э. – времени прихода сакских племен в Иссык-Кульскую котловину (Корженков и др., 2016а).

П.П. Иванов (1957) совершенно справедливо заметил, что опускание Змеинового полуострова было катастрофическим и произошло во время одного из сильных землетрясений. Он соглашается с В.В. Бартольдом (1897) и Л.С. Бергом (1904), которые указывали, что опускание дна было быстрым, поскольку жители не успели унести с собой многочисленную утварь и ценные вещи, находимые в настоящее время под водой и выбрасываемые иногда на берег. Под водой и на берегу находят также большое количество человеческих скелетов и костей. Трудно себе представить, что подобные значительные фортификационные (судя по многометровой толщине каменных стен, не типичных для Прииссыккуля) сооружения возводились в воде. Скорее всего, «произошла катастрофа» (Винник, 1961), и все постройки в данном месте оказались под водой (Корженков и др., 2016а).



Наземная фотография 2014 г. восточной стены, обнаруженной под водой ИКАО в 1959 г. (Винник, 1961). Вид на северо-восток. 1 – северо-восточная сторона стены; 2 – жерди настила; 3 – коряжник

Рисунок 4.21 – Археологический раскоп совместной экспедиции Кыргызско-Российского Славянского университета им. Б.Н. Ельцина и Американского географического общества (Корженков и др., 2016а)

В своей работе П.П. Иванов (1957) приводит материалы об опускании береговой полосы во время сильных землетрясений конца XIX – начала XX вв. При Верненском землетрясении (08.06.1887 г.; $M = 7.3$; $I_0 = 9-10$ баллов) на северном берегу оз. Иссык-Куль, около станции «Чолпон-Ата», «близстоящий берег Иссык-Куля, на протяжении сотен сажен, опустился ниже своего прежнего уровня и погрузился под воду» (Туркестанские ведомости, 1887; Берг, 1904). При Чиликском землетрясении (11.07.1889 г.; $M = 8.3$; $I_0 = 10$ баллов) в некоторых местах берег также понизился, а уровень воды повысился (Зеланд, 1891; Бартольд, 1897; Берг, 1904).

В подтверждение вышесказанного следует особо остановиться на фактах значительных опусканий береговой зоны при сильном землетрясении начала XX в. Вот что пишут К.И. Богданович с соавторами (1914) о Кебинской катастрофе 1911 г. (03.01.1911 г.; $M_w = 7.8$; $I_0 = 10-11$ баллов): «Берег Иссык-Куля около памятника Пржевальскому. Образовались трещины, по которым происходило оседание части берега и дна залива озера... В районе Корумды на берегу озера отмечены были опускания джерганак, т.е. зарослей облепихи, которыми покрыта краевая болотистая полоса... Мы попадаем в прославившуюся при этом землетрясении Сазановку, наполовину разрушенную; на восточном краю этого села начинаются уже трещины в поверхности, густою сетью покрывшие большую часть полей и лугов; сильные опускания берегов, смещения склонов оврагов: вздутия и т.п.; все эти явления усиливаются вплоть до Ойтала. Здесь произошли все те же опускания берега в несколько квадратных верст, провалы, ступенчатые оседания, масса трещин... По краям Тюпской губы (станция Николаевская)... удары шли с запада: по берегам джерганак, заросли облепихи опустились под воду...». Выше приведены случаи опускания береговой полосы при удаленных землетрясениях. Что же будет с побережьем озера, если сильное

землетрясение, сформировавшее изученный нами разломный уступ, произошло на расстоянии лишь в 5–7 км к северу от береговой линии?!

Когда же произошло это событие? Имеется значительное количество радиоуглеродных датировок, полученных по бревенчатым настилам на Змеином полуострове. Все датировки укладываются во временной интервал конец XIV – начало XV в. Таким образом, землетрясение произошло позднее. Литературные и архивные материалы по археологии Иссык-Кульской впадины (Иванов, 1957; Биосферная..., 2002) указывают на два периода заселения городов в котловине: X–XII и XIII–XIV (изредка до XV) вв. В XVII в. здесь побывали калмыки, а с XVIII в. начинается современная, киргизская, история заселения этого края. «Немым» остается лишь XVI в. Эра моголов уже закончилась, а калмыки еще не пришли. Ни до, ни после этого времени в скудной исторической литературе по исследованному региону информации о сильных землетрясениях не встречается. Остается предполагать, что сильное землетрясение ($M_w = 6.8-7.3$, $I_0 \geq 9$ баллов) произошло в конце XV или начале XVI в. в зоне Культурского разлома (Деев и др., 2015б; Корженков и др., 2016а).

4.3. Древние и исторические землетрясения Южного Прииссыккулья

До последнего времени в поле распределения эпицентров инструментально зарегистрированных землетрясений в пределах южного Прииссыккулья фиксировались многочисленные события с магнитудой не выше 5 (см. рисунок 2.52). Отдельные эпицентры землетрясений с M_s до 5.6 расположены южнее, в пределах осевой части и южного склона Терской хребта (Джанузаков и др., 2003; Кальметьева и др., 2009). Однако в последние годы произошло сразу два более значительных землетрясения. 20.09.2013 г. на побережье оз. Иссык-Куль, между селами Кара-Талаа, Улахол, Бар-Булак, Оттук и Кара-Тоо ($42^{\circ}17'$ с.ш., $76^{\circ}28'$ в.д.) произошло землетрясение с $M_{rv} = 5.2$ и $I_0 = 4-5$ баллов (рисунок 4.22). Глубина очага землетрясения составила 19 км, тип подвижки в очаге – правосторонний сдвиг (Абдыраева и др., 2014).

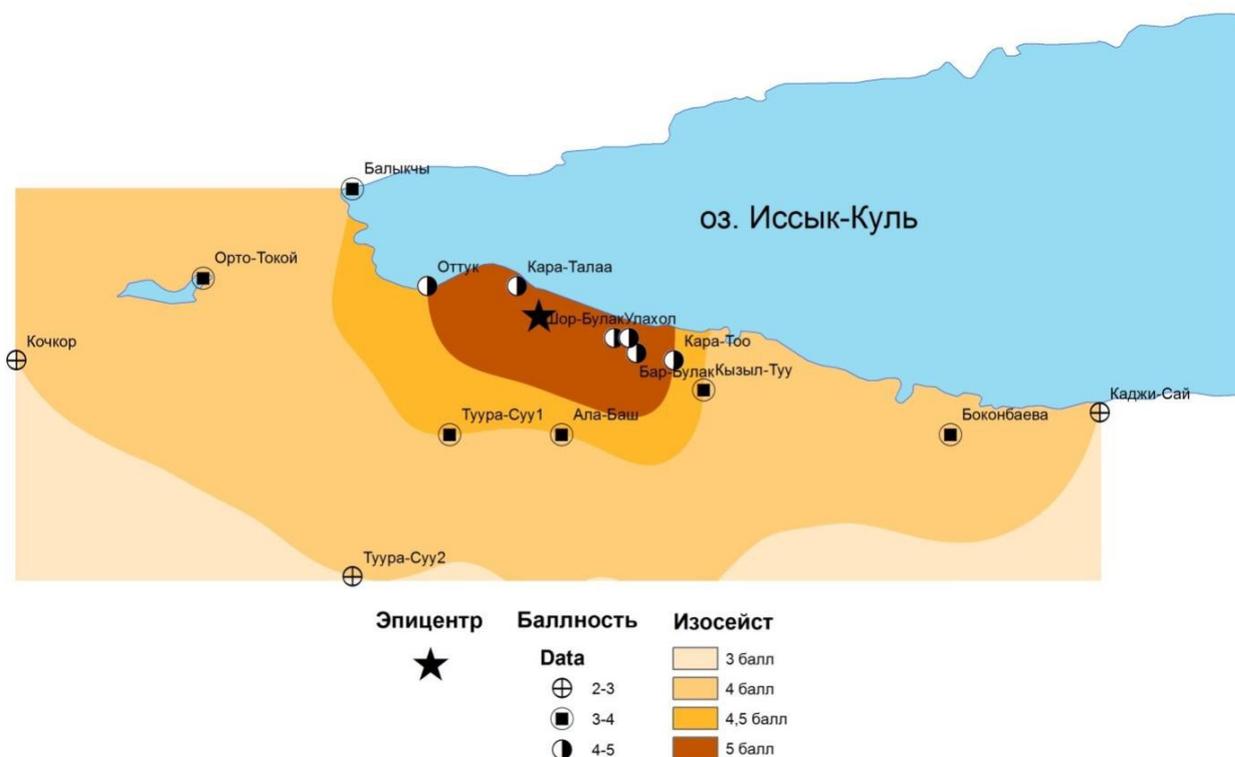
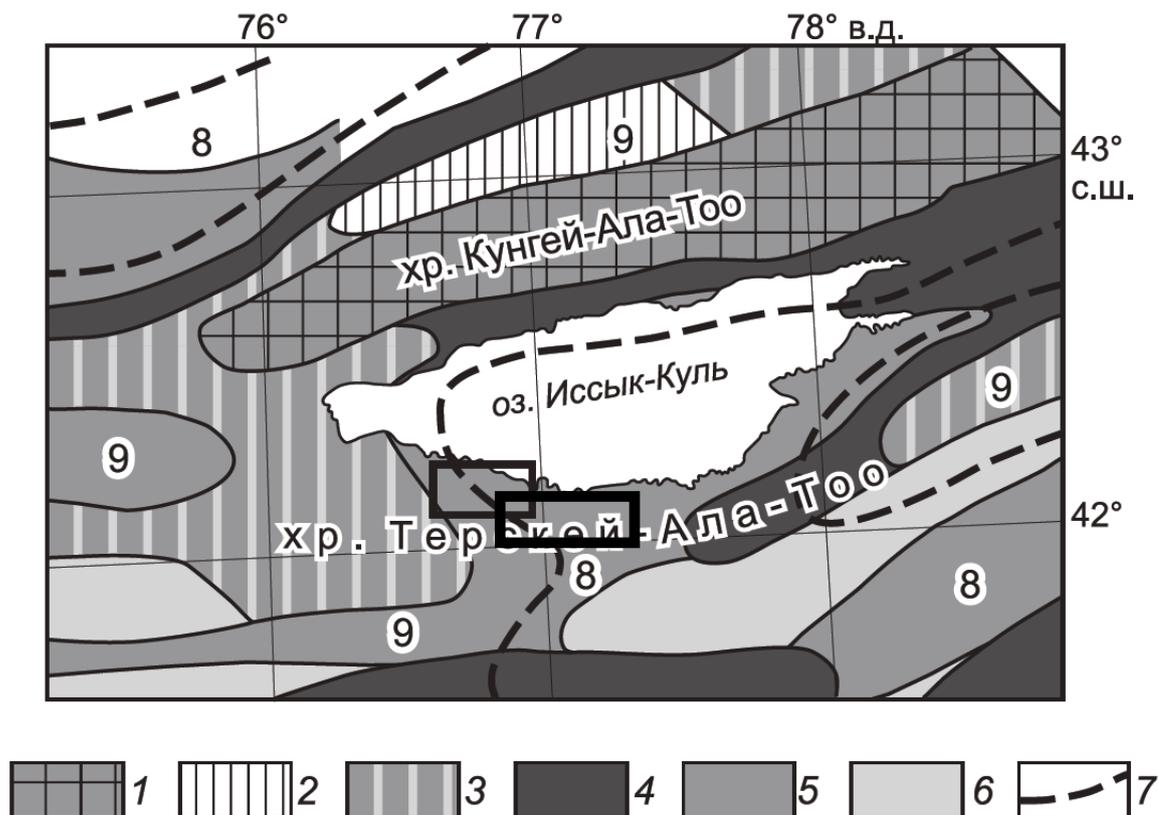


Рисунок 4.22 – Карта балльности землетрясения 20.09.13 г. с энергетическим классом $K_p=11.6$, магнитудой $M_{rv}=5.2$ (Абдыраева и др., 2014)

14.11.2014 г. произошло Каджисайское землетрясение с $M_{rv} = 6.1$ и $I_0 = 7$ баллов, эпицентр которого расположен на южном склоне хребта Тегерек-Санчик, в 2.0 км к юго-востоку от пос. Каджи-Сай (42.12° с.ш., 77.22° в.д.). Эпицентр приурочен к зоне Южно-Тегерекского разлома, глубина очага составила 19 км, тип подвижки в очаге – надвиг. С учетом таких инструментальных данных район исследований на картах сейсмического районирования

территории Кыргызской Республики расположен в зоне ожидаемых землетрясений с магнитудой ≤ 6.5 (рисунок 4.23).



1–6 – зоны возникновения землетрясений с различными магнитудами: 1 – ≥ 8.0 , 2 – ≤ 8.0 , 3 – ≤ 7.5 , 4 – ≤ 7.0 , 5 – ≤ 6.5 , 6 – ≤ 6.0 ; 7 – границы зон различной исходной балльности. Цифры – возможная балльность. Черные прямоугольники – районы исследований

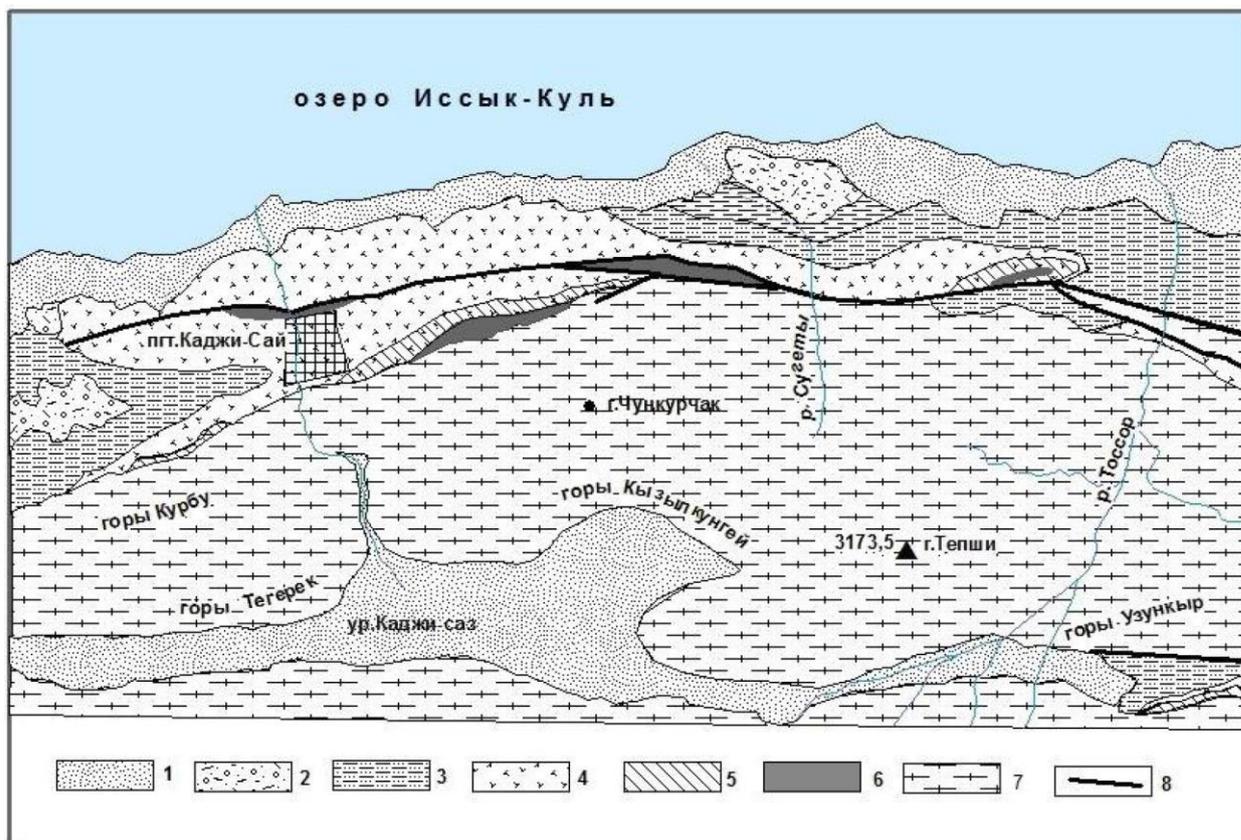
Рисунок 4.23 – Фрагмент «Карты сейсмического районирования территории Кыргызской Республики», 2011 г., по (Абдрахматов и др., 2012)

В тоже время, палеосейсмологические и археосейсмологические исследования последних лет, проведенные с участием автора в бассейнах рр. Каджи-Сай и Тоссор, в Алабаш-Конуроленской впадине, позволили выявить неизвестные ранее первичные и вторичные сейсмодислокации, нарушения конструкций археологических памятников, которые указывают на приуроченность к южному горному обрамлению Иссык-Кульской впадины эпицентральных зон более сильных древних и исторических землетрясений (Корженков и др., 2014а,в, 2016б; Деев и др., 2015б, 2016б; Korzhenkov, Deev, 2017). Ниже обсуждаются результаты этих работ.

4.3.1. Неотектоника бассейнов рек Тоссор и Каджи-Сай

Тоссор – Каджи-Сайский участок расположен в центральной части Южного Прииссыккуля. Структурно он относится к западной части Предтерсейского прогиба –

центриклинали новейшей и современной Иссyk-Кульской впадины с глубиной погружения фундамента до 1000 м (Чедия, 1986). С юга участок ограничен Терской хребтом с высотами до 3772 м, с севера – побережьем озера Иссyk-Куль с абсолютной отметкой 1607 м. Хребет сложен палеозойскими породами, прорванными разновозрастными гранитоидными интрузиями, которые перекрыты более молодыми мезозойскими и кайнозойскими отложениями (Фортуна и др., 2014).



1 – четвертичные отложения 2 – шарпылдакская свита, 3 – иссык-кульская свита, 4 – киргизская свита, 5 – коктурпакская свита, 6 – юрские отложения, 7 – домезозойские породы, 8 – разломы

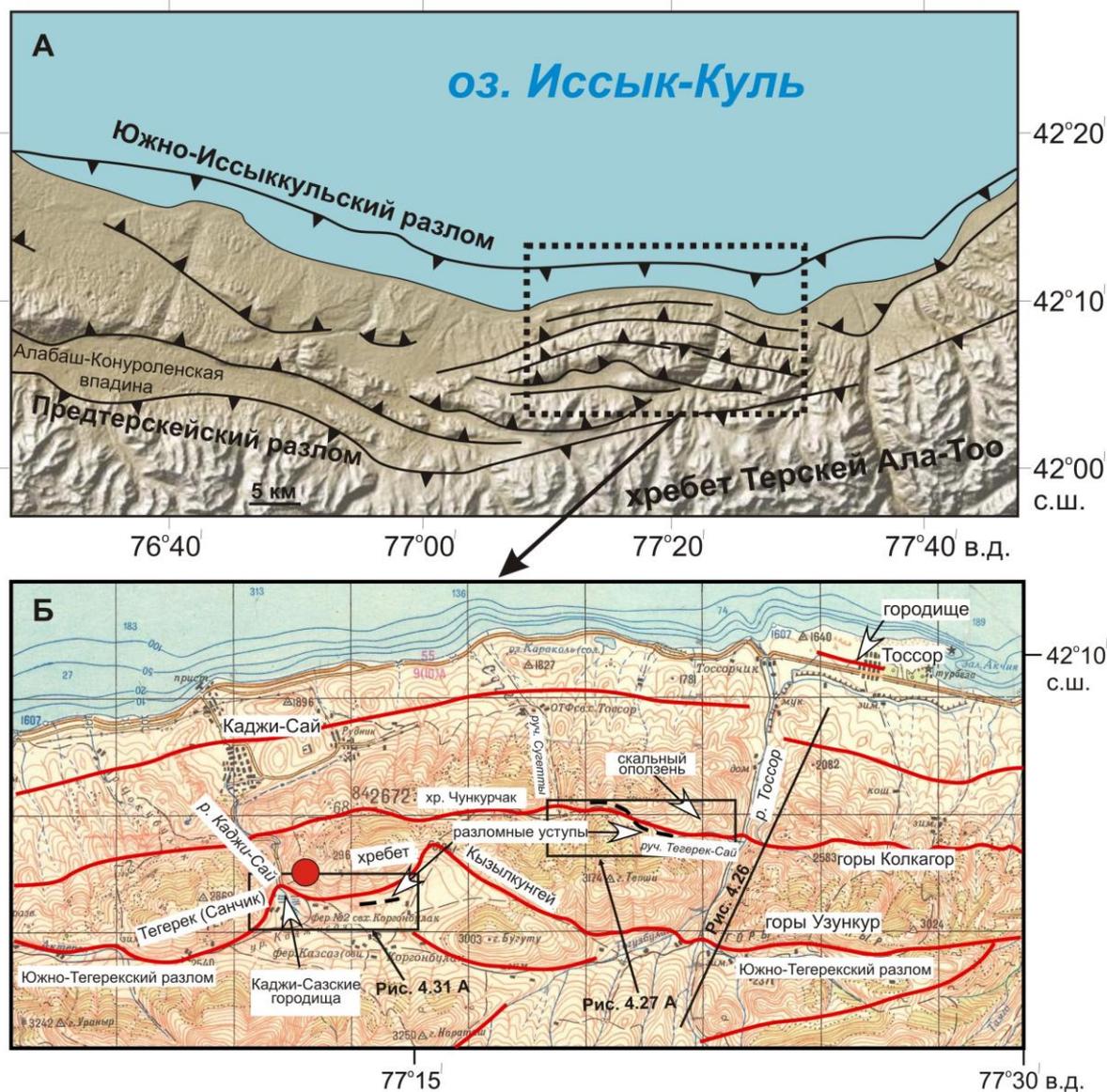
Рисунок 4.24 – Геологическая схема Тоссор – Каджи-Сайского участка (Фортуна и др., 2014)

Небольшие выходы нижнеюрских отложений вытянуты в субширотном направлении и наблюдаются в бассейнах рек Каджи-Сай, Сугетты и Тоссор (рисунок 4.24). Они представлены песчано-глинистыми породами мощностью до 405 м, содержащими прослой и линзы гравелитов, мелкогалечных конгломератов, углей и углистых аргиллитов. Не исключено, что низы разреза относятся к позднему триасу (Фортуна и др., 2014).

Кайнозойские отложения мощностью более 1 км представлены типичными континентальными фациями, имеют широкое распространение и залегают на палеозойском

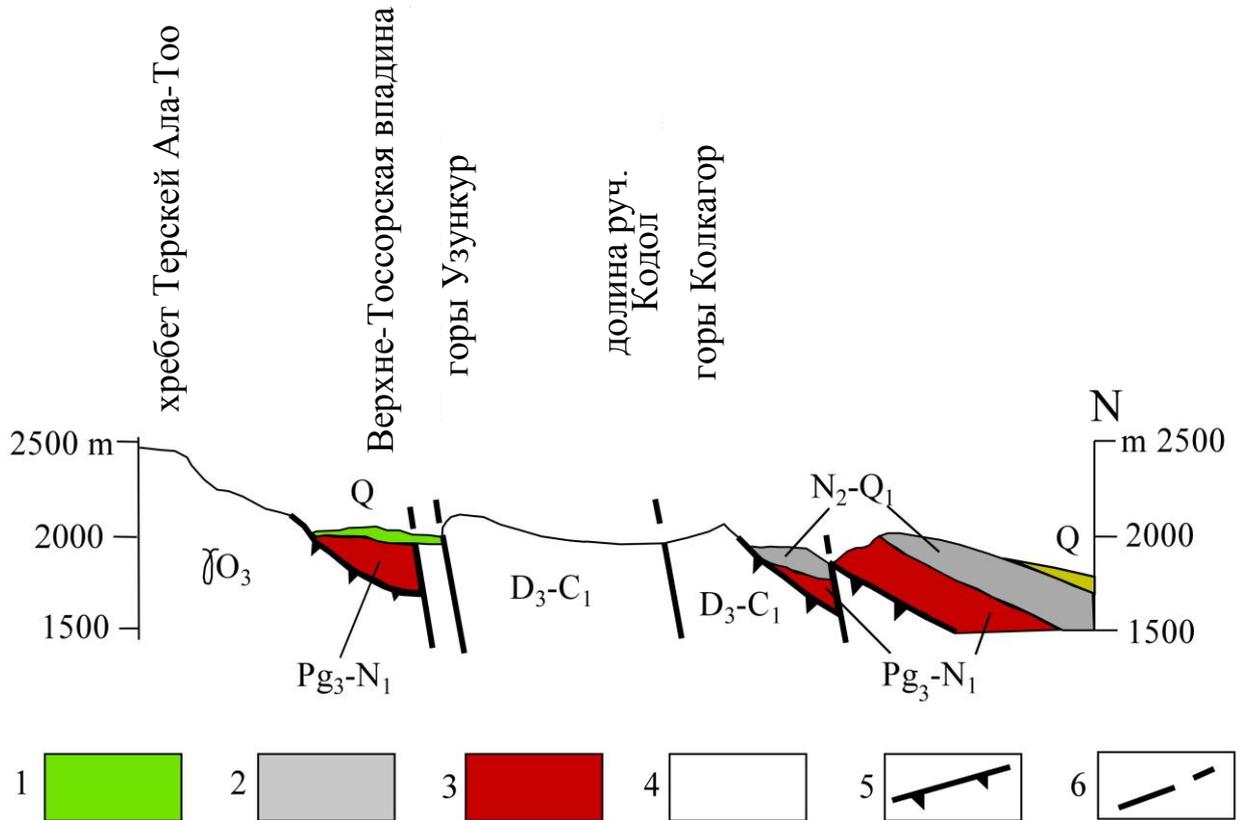
фундаменте, реже – на юрских отложениях. В их составе выделяются коктурпакская, киргизская, иссык-кульская и шарпылдакская свиты.

Между хребтом Терсей Ала-Тоо и побережьем Иссык-Куля находится серия адырных поднятий (хребтов), в пределах которых блоки фундамента и мезозойско-кайнозойские отложения надвигаются в сторону основного хребта (рисунок 4.25). На участках прорезания хребтов реки Тоссор, Сугетты и Каджи-Сай имеют antecedентные участки долин.



На фрагменте А – черные линии – основные активные разломы. В качестве основы для фрагмента Б использована топокарта масштаба 1:200 000. Сетка проведена через 4 км. Красные линии на карте – активные разломы. Красный круг – эпицентр Каджисайского землетрясения 14.11.2014 г.

Рисунок 4.25 – А – положение изучаемого района в неотектонической структуре южного Прииссыккулья. Б – объекты палеосейсмологических и археосейсмологических исследований в бассейнах рек Каджи-Сай и Тоссор, по (Korzhenkov, Deev, 2017)



Вертикальный и горизонтальный масштабы равны. 1 – четвертичные отложения, 2 – плиоцен–раннеплейстоценовые отложения (шарпылдакская свита), 3 – олигоцен–миоценовые отложения (киргизская свита), 4 – докайнозойские породы, 5 – доорогенный пенеппен, 6 – неотектонические разломы

Рисунок 4.26 – Схематический геологический профиль вдоль правого склона долины р. Тоссор ((Korzhenkov, Deev, 2017), по (Чедия и др., 1988) с изменениями)

На рисунке 4.26 показан схематический геологический профиль вдоль правого склона долины р. Тоссор (положение см. на рисунке 4.25). Северные склоны гор Колкагор и хребта Терской-Ала-Тоо представлены эпигерцинским пенеппеном, падающим к северу под углами 45–50°, который бронируется красноцветами киргизской (K_2-N_1) и серой толщей тянь-шаньской серии (N_2-Q) (Чедия и др., 1988). Палеозойские ядра Нижне-Тоссорского (горы Колкагор) и Средне-Тоссорского (горы Узункур) поднятий сложены кварцевыми порфирами и фельзитами верхнего девона – нижнего карбона. Нижне-Тоссорское поднятие имеет сохранившийся от размыва замок складки, который южнее оборван взбросом. По нему поднятие надвигается на Колкагорский трог (долина руч. Кодол). Северное крыло Нижне-Тоссорского поднятия осложнено еще одним разрывом того же типа; этот разрыв прослеживается вплоть до левого склона долины р. Тоссор. Палеозойское ядро Средне-Тоссорского поднятия, в свою очередь, надвигается по двум сближенным субпараллельным взбросам на Верхне-Тоссорскую впадину.

Северный из взбросов четко выделяется в рельефе, а южный перекрыт ненарушенными галечниками террасы возраста Q_{II}^2 . Амплитуды смещений по взбросам составляют сотни метров. Сохранившиеся остатки красноцветных отложений во впадинах свидетельствуют о том, что в олигоцен-миоценовое время эта часть Иссык-Кульской котловины была областью аккумуляции и лишь в конце неогена была вовлечена в воздымание. О.К. Чедия и др. (1988) предполагали поддвиговой характер подвижек по разломам.

Модель, которая объясняет формирование системы адырных поднятий на южном побережье Иссык-Куля перед фронтом хребта Терскей-Ала-Тоо, может выглядеть следующим образом (см. рисунок 2.59). Помимо Предтерскейского разлома существует выполаживающийся Южно-Иссыккульский взбросо-надвиг с падением разломной плоскости на юг. В изученном районе его оперяют взбросы второго порядка, падающие на север. Именно эти разломы второго порядка отвечают за формирование адырных поднятий и, как будет показано далее, именно с ними связаны очаговые области сильных древних и исторических землетрясений (Korzhenkov, Deev, 2017).

4.3.2. Сейсмодислокации в долинах ручьев Тегерек-Сай и Сугетты

Рассмотрим сейсмодислокации, развитые в долине ручья Тегерек-Сай (левый приток р. Тоссор) и в продолжающей ее через перевальную седловину долине ручья Сугетты (5 на рисунке 4.1, см. рисунок 4.25 Б). Здесь были выявлены сегменты разломных уступов, стенка отрыва и тело крупного скального оползня (рисунок 4.27). Оползень в коренных породах (ордовикско-силурийские гранитоиды) находится на северном (левом) склоне долины ручья Тегерек-Сай. Длина стенки отрыва – 1.5 км, высота – от 60 м (на востоке) до 100 м (на западе). Длина оползневого тела достигает 1.3 км, ширина – около 1 км. Его мощность составляет примерно 60 м. Таким образом, объем сорванной массы превышает 50 млн. м³. Обвалы таких объемов характерны для эпицентральных зон сильных землетрясений (McCalpine, 1996; Jibson, 1996), в том числе северного Тянь-Шаня (Богачкин и др., 1997; Деев, Корженков, 2016; Ghose et al., 1997; Havenith et al., 2003, 2015; Korjenkov et al., 2004a,b, 2006b). Сейсмогенный триггер для формирования Тоссорского обвала вытекает из его положения непосредственно на линии активного разлома с хорошо различимыми молодыми разломными уступами на поверхности (см. рисунок 4.27 А) (Korzhenkov, Deev 2017).

Несколько сегментов разломных уступов, представляющие собой выходы древних сейсмических разрывов на поверхность, были обнаружены к западу от оползня (см. рисунок 4.27). Именно движения вдоль этого разлома, по-видимому, стали причиной формирования Тоссорского оползня, а также меньших по масштабу обвалов и оползней в бассейне ручья Тегерек-Сай. Вышеперечисленные дислокации маркируют впервые обособленную нами

эпицентральною зону древнего землетрясения (Корженков и др., 2014а,в). Дальнейшие исследования показали, что разломные уступы на протяжении 1.35 км характеризуется изменением направления падения разломных плоскостей (см. рисунок 4.27, рисунок 4.28). При этом сегменты разломных уступов переходят с правого склона долины ручья Тегерек-Сай на правый склон долины ручья Сугетты (на западе) (рисунок 4.27). Одновременно падение плоскости разлома изменяется с северного на южное (Korzhenkov, Deev, 2017).

Нами пройдена траншея поперек разломного уступа с южным падением разломной плоскости (см. рисунок 4.28 А, рисунок 4.29). Траншея протяженностью 5.9 м ориентирована с севера на юг (42.12166° с.ш., 77.34252° в.д., Alt=2433). Произведено картирование восточной стенки траншеи (рисунок 4.29). Здесь до глубины 2.2 м в стратиграфической последовательности вскрыт следующий набор слоев (Korzhenkov, Deev, 2017).

Слой 1. Светло-коричневый суглинок с маломощными (до 15 см) серыми линзовидными прослоями дресвы. Мощность более 0.7 м. Делювий.

Слой 2. Палевый дресвяник с суглинистым заполнителем. Мощность 0.7 м. Делювий.

Залегание слоев 1 и 2 нарушено двумя разновозрастными, падающими на юг под углами $25-30^{\circ}$, надвигами. Амплитуда смещения по падению у нижнего надвига F1 превышает 1.25 м, у верхнего F2 – 1.6 м. Вдоль плоскости сместителя верхнего надвига в разрезе западной стенки траншеи наклонно залегала гранитная глыба, имеющая размер вдоль длинной оси 2.2 м. В результате смещений вдоль надвигов в разрезе траншеи наблюдается строенная последовательность слоев 1 и 2.

Слой 3. Палевый дресвяник с супесчаным заполнителем. Присутствуют валуны и отломы, блоки коричневых слабогумуссированных суглинков, которые, очевидно, являются фрагментами палеопочвы. Мощность слоя более 0.9 м. Коллювиально-делювиальные образования.

Слой 4. Коричневая современная бедная гумусом горная почва. Несогласно перекрывает подстилающие слои и нарушающие их деформации. Мощность до 0.3 м.

Таким образом, плоскости двух сейсмогенных разновозрастных разрывов (надвигов) были задокументированы в разрезе восточной стенки траншеи. Величина смещения в 1.6 м вдоль линии падения плоскости надвига F2 позволяет вычислить возможную магнитуду древнего землетрясения. С использованием эмпирических зависимостей между моментной магнитудой и величиной смещения вдоль сейсмогенного разрыва (Wells, Coppersmith, 1994), получаем результат – $M_w = 6.9-7.3$ (Korzhenkov, Deev 2017).

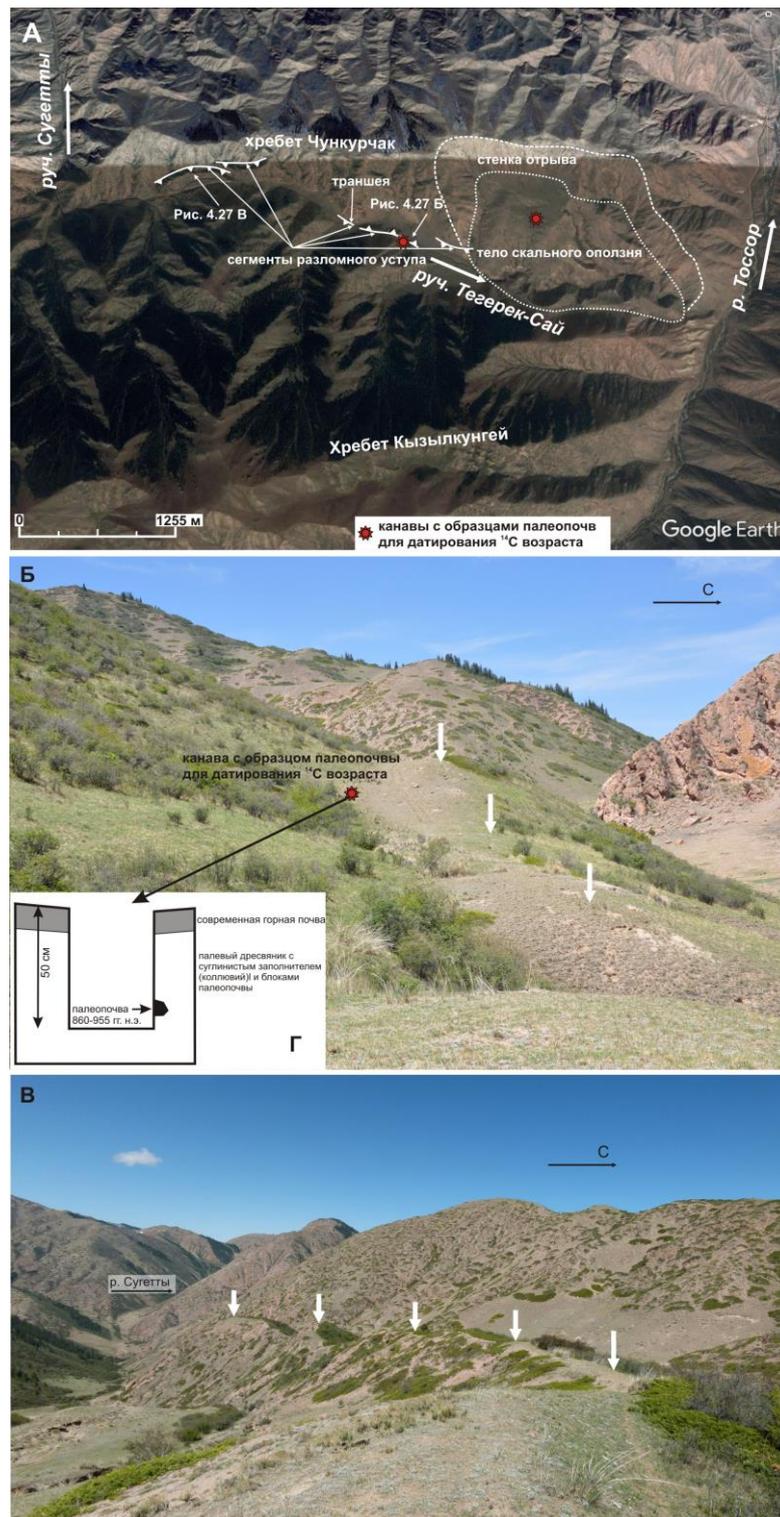
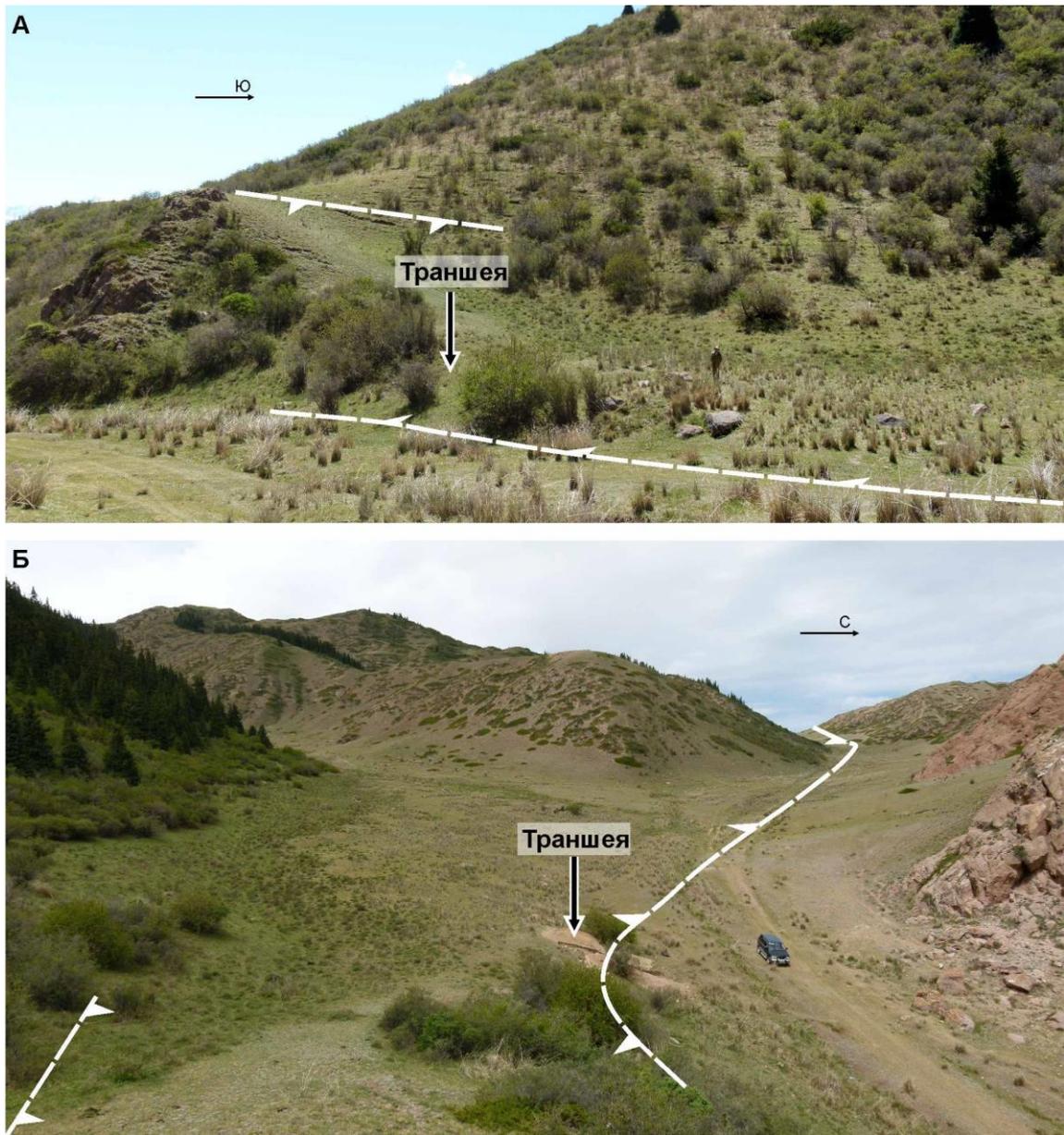


Рисунок 4.27 – А – сейсмогенные деформации в долинах ручьев Тегерек-Сай и Сугетты. Б – сегмент разломного уступа в правом борту ручья Тегерек-Сай (см. рисунок 4.28 А). Вид на запад. В этом сегменте разломная плоскость падает на север. В – сегмент разломного уступа в правом борту ручья Сугетты. Вид на северо-запад. В этом сегменте разломная плоскость падает на юг. Г – полевая зарисовка канавы, пройденной в основании сегмента разломного уступа. В канаве отобран образец палеопочвы для ^{14}C датирования абсолютного возраста.

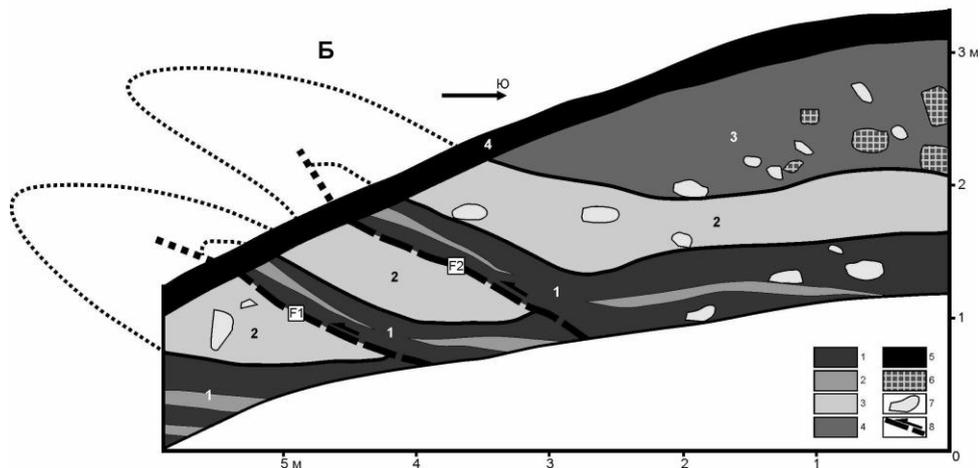
Рисунок приведен по (Korzhenkov, Deev, 2017)



А – вид на юго-восток, Б – вид на запад

Рисунок 4.28 – Соотношение сегментов разломного уступа с разнонаправленным падением разломной плоскости в месте заложения траншеи

Слой 3 можно рассматривать в качестве своеобразного коллювиального клина, который накапливался после сейсмогенной подвижки в тылу вздернутой вверх фронтальной части уступа. К сожалению, недостаточное количество органического материала, содержащегося во фрагментах палеопочвы, не позволило определить возраст сейсмогенной подвижки. Тем не менее, ясно, что палеоземлетрясение должно иметь достаточно молодой возраст, т.к. деформации и коллювиальный клин перекрываются только современной почвой (Korzhenkov, Deev, 2017).

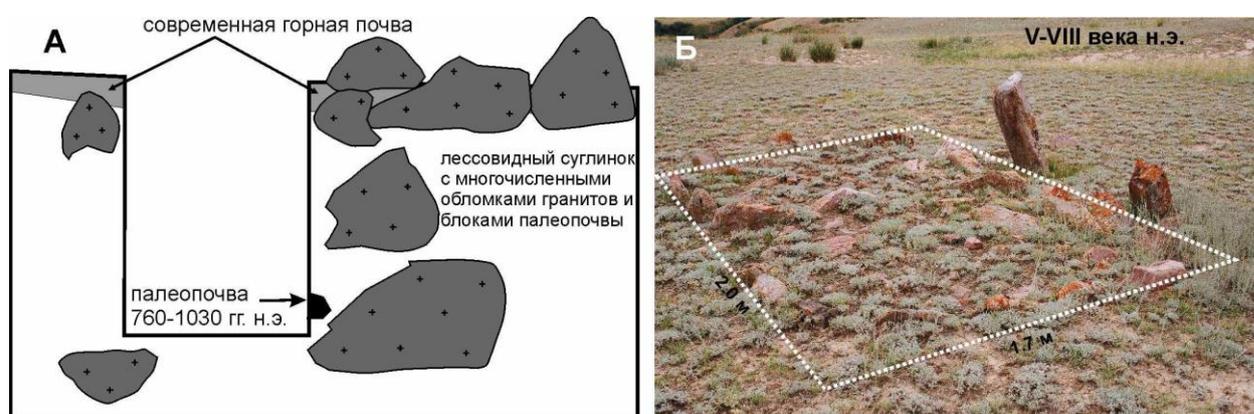


А – общий вид, Б – разрез восточной стенки. 1 – светло-коричневый суглинок; 2 – серый дресвяник; 3 – палевый дресвяник с суглинистым заполнителем; 4 – палевый дресвяник с супесчаным заполнителем; 5 – современная бедная гумусом горная почва; 6 – фрагменты слабогумусированных суглинков (палеопочвы); 7 – валуны и отломы; 8 – надвиги. Точечным пунктиром показано положение скрытых разломов и соотносящихся с разломами складок на момент сейсмогенной подвижки

Рисунок 4.29 – Палеосейсмологическая траншея в урочище Тегерек-Сай
(Korzhenkov, Deev, 2017)

Для того, чтобы определить возраст сейсмического события, которое привело к обновлению разломного уступа, была пройдена канава в 350 м западнее траншеи, в основании сегмента разломного уступа с северным падением разломной плоскости (см. рисунок 4.27 А, Б). Здесь (рисунок 4.27 Г) в 0.5 м от дневной поверхности ниже современной почвы среди

коллювиального палевого дресвяника с суглинистым заполнителем обнаружены фрагменты палеопочвы (Корженков и др., 2014а). Вероятно, суглинки с обнаруженными фрагментами палеопочвы являются стратиграфическим аналогом слоя 3, задокументированного в траншее (Korzhenkov, Deev, 2017). ^{14}C возраст образца палеопочвы составил 1120 ± 70 лет (Vs-2312), калиброванный возраст – 860-955 гг. н.э. Аналогичный образец палеопочвы был отобран с глубины 0.5 м в канаве, пройденной в небольшой впадине на теле Тоссорского оползня (см. рисунок 4.27 А, рисунок 4.30 А). ^{14}C возраст образца палеопочвы составил 1140 ± 160 лет (Vs-2313), калиброванный возраст – 760 – 1030 гг. н.э. Возраст палеопочв оказался схож (в пределах ошибки метода). Их возраст позволяет оценить возраст сейсмического события с $M_w = 6.9-7.3$ около IX-XI века н.э. Этот возраст соответствует очередной сейсмогенной подвижке по сейсмогенерирующему разлому и перетрясыванию скального оползня.



Находка тюркской могилы говорит о том, что оползень сформировался раньше. К началу нашей эры в западинах холмистого рельефа в теле завала успело накопиться значительная мощность мелкозема – достаточного для погребения. Вертикально стоявшие камни наклонились на север из-за смещения грунта на юг во время средневекового землетрясения

Рисунок 4.30 – А – полевая зарисовка канавы, пройденной в небольшой западине на теле Тоссорского скального оползня; показано место взятия образца палеопочвы для ^{14}C для датирования абсолютного возраста. Б – Прямоугольная тюркская могила (вид на юго-запад), расположенная на теле Тоссорского оползня. Рисунки приведены по (Korzhenkov, Deev, 2017)

Радиоуглеродный возраст пробы палеопочвы, отобранной на теле сейсмообвала, свидетельствует о его перетряске и мобилизации во время средневекового землетрясения IX-XI века и образованию нового почвенного покрова в отдельных частях. Что можно сказать о возрасте самого Тоссорского оползня? Нами были обнаружены древние захоронения на теле главного оползня (рисунок 4.30 Б). Они имеют необычную для Тянь-Шаня форму:

прямоугольная в плане выкладка камней над могилой. Обычные для Тянь-Шаньского региона сако-усуньские захоронения имеют округлую в плане каменную выкладку. Подобная – прямоугольная форма надмогильных каменных выкладок характерна лишь для одного народа, жившего на Тянь-Шане в V-VIII вв. н.э., – для тюрков. Таким образом, мы можем определенно сказать, что Тоссорский скальный оползень сошел ранее V-VIII вв. н.э. (Korzhenkov, Deev, 2017).

4.3.3. Изучение разломного уступа в зоне Южно-Тегерекского разлома

Хребет Тегерек-Санчик является адырным (предгорным) поднятием Южного Прииссыккуля (см. рисунок 4.25, рисунок 4.31 А). Возникновения адырного поднятия связано с движениями по Южно-Тегерекскому разлому. Разлом представляет собой оперяющий взброс с обратным (северным) падением относительно основного Южно-Иссыккульского надвига, плоскость которого падает на юг. Четвертичные движения по Южно-Тегерекскому разлому привели к образованию перед фронтом Терской хребта Каджи-Сазской впадины (Korzhenkov, Deev, 2017).

Субширотный разломный уступ (6 на рисунке 4.1), выявленный вдоль южного подножия гор Тегерек-Санчик, является отражением позднеплейстоцен-голоценовых подвижек по Южно-Тегерекскому разлому при сильных землетрясениях (см. рисунок 4.31 А). Длина уступа, секущего позднеплейстоцен-голоценовые конуса выноса, около 1.5 км. Уступ сильно размыт, либо перекрыт голоценовыми пролювиальными конусами выноса. Высота уступа, замеренная несколько раз по всей его протяженности, составила 3.5–4.5 м. В оврагах, прорезающих разломный уступ вкрест его простирания, удалось установить, что это суммарная вертикальная компонента двух сейсмических подвижек: более молодой – по подножию интегрального уступа и более древней, отстоящей от первой на несколько метров к северу (рисунок 4.31 В).

Была пройдена траншея вкрест простирания разломного уступа (см. рисунок 4.31 А, В). Ее длина составила 26.5 м, максимальная глубина – 2.3 м. Азимут простирания траншеи 310° (42.10022° с.ш., 77.23599° в.д., Alt=2408 м). Задokumentирована ее юго-западная стенка (рисунок 4.32). В траншее вскрыт комплекс преимущественно пролювиальных отложений, которые рассечены разновозрастными трещинами и разломами. Снизу вверх выделен следующий набор слоев (Деев и др., 2015б; Korzhenkov, Deev, 2017).

Слой 1. Коричневый суглинок. Обнажается в пределах 22-25 м траншеи. Мощность более 0.5 м.

Слой 2. Отломы, валуны и щебни в светло-коричневом суглинистом заполнителе. Мощность более 0.9 м. Из прикровельной части слоя извлечены раковины гастропод. AMS ¹⁴C

возраст раковин определен в 42100 ± 1500 лет (Poz-66170), калиброванный возраст – 47150-44160 лет назад.

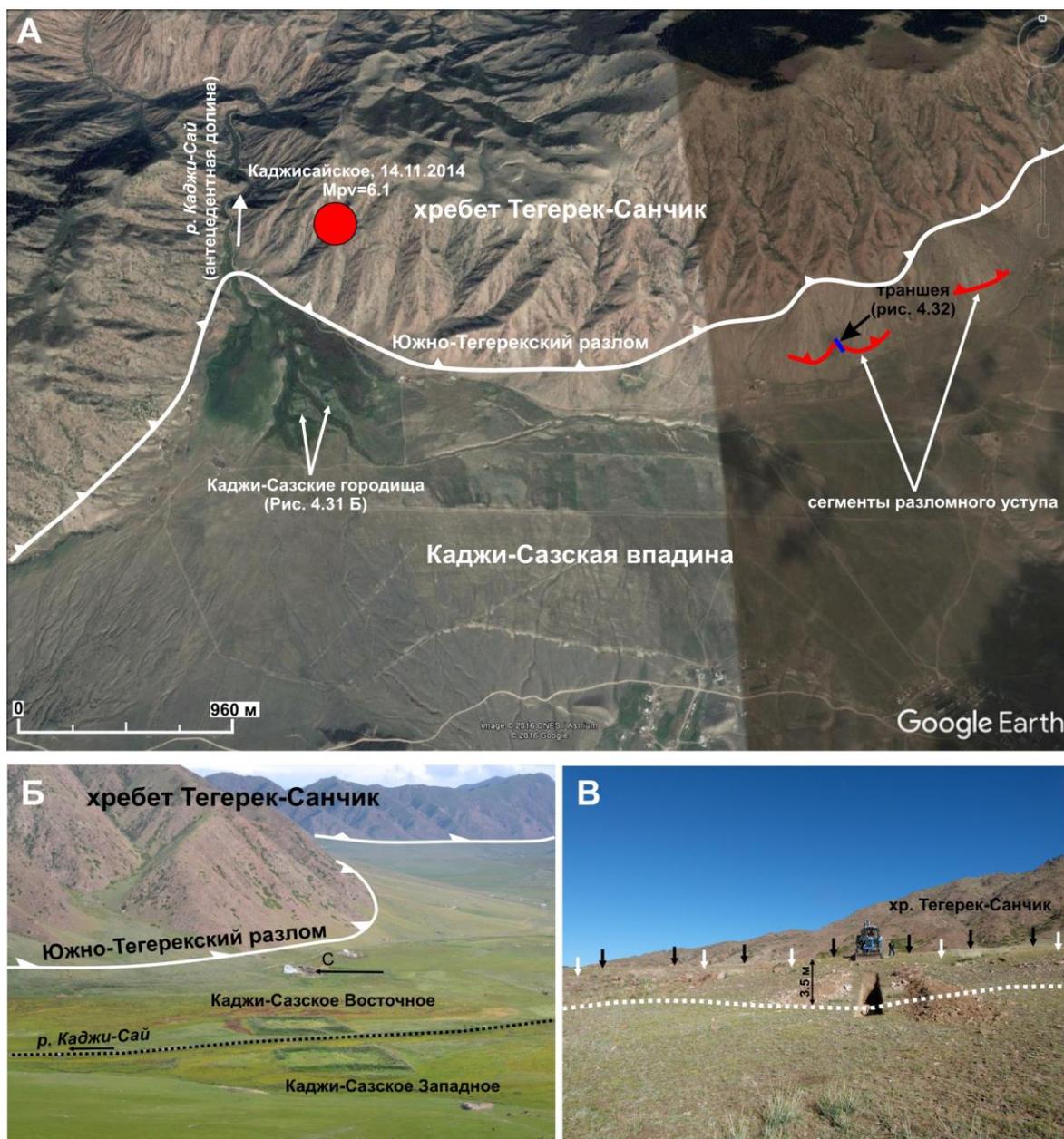


Рисунок 4.31 – А – Структура зоны сочленения Каджи-Сазской впадины и хребта Тегерек-Санчик, объекты палеосейсмологических и археосейсмологических исследований. Красный круг – эпицентр Каджисайского землетрясения 14.11.2014 г. Б – Средневековые Каджи-Сазское Западное и Каджи-Сазское Восточное городища (крепости). Крепости охраняли горный проход через ущелье р. Каджи-Сай. Городища расположены в настоящее время на болоте, сформировавшемся здесь из-за тектонического подпора хребтом Тегерек-Санчик. Надвигание хребта на Каджи-Сазскую впадину происходило по Южно-Тегерекскому разлому. В – вид разломного уступа в месте заложения траншеи. Белые стрелки маркируют бровку нижней ступени уступа, черные – верхней ступени. Вид на северо-запад. Приведено по (Korzhenkov, Deev, 2017)

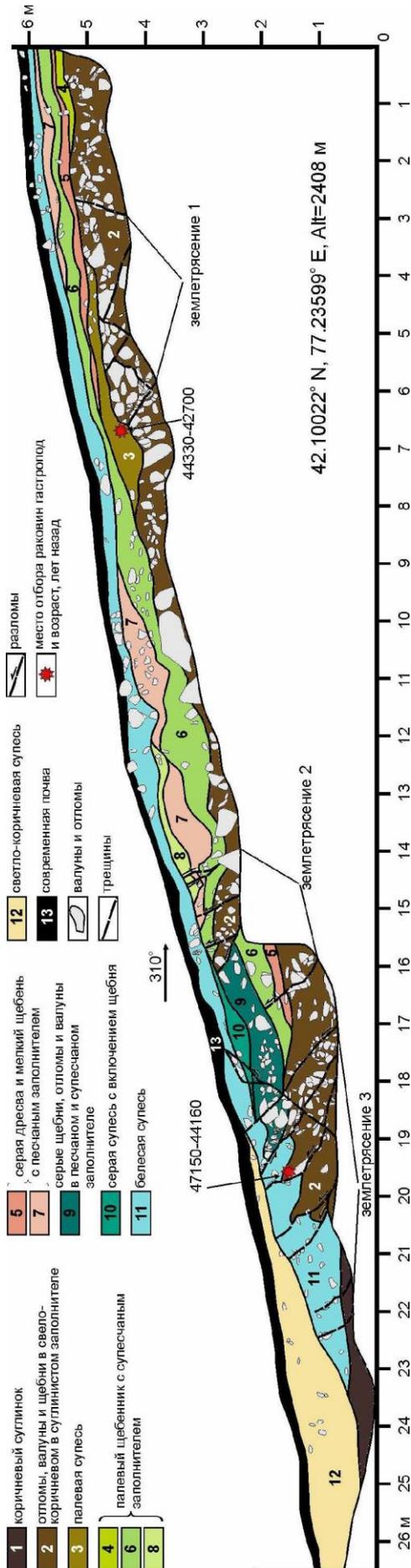


Рисунок 4.32 – Разрез юго-западной стенки траншеи, вскрывающей разломный уступ в зоне Южно-Тегерекского разлома, по (Korzhenkov, Deev, 2017)

В интервале 3–7 м траншеи, в слое 2, фиксируются две системы пересекающихся трещин неясной кинематики. Эти трещины представляют собой следы землетрясения 1 (см. рисунок 4.32). Слой 2 и находящиеся в нем трещины срезаются слоями 3–6.

Слой 3. Линза палевой супеси. Мощность до 0.5 м. Из основания слоя отобраны раковины пресноводных гастропод. AMS ^{14}C возраст раковин определен в 39700 ± 1000 лет (Poz-66202), калиброванный возраст – 44330–42700 лет назад.

Слой 4. Палевая линза крупного щебенника с супесчаным заполнителем в северо-западном конце стенки траншеи. Мощность 0.15 м.

Слой 5. Серая линза дресвы и мелкого щебенника с песчаным заполнителем. Срезает отложения слоев 2, 3 и 4. Мощность 0.2 м.

Слой 6. Палевый крупный щебенник с супесчаным заполнителем. Срезает отложения слоев 2, 3 и 5. Мощность до 0.9 м.

Слой 7. Серая линза дресвы и мелкого щебенника с песчаным заполнителем. Срезает отложения слоя 6. Мощность до 0.6 м.

Слой 8. Палевая линза крупного щебенника с супесчаным заполнителем в пределах 13–15 м траншеи. Срезает отложения слоев 6 и 7. Мощность до 0.25 м.

Слои 2, 5–8 нарушены системой падающих на север взбросов, плоскости которых выделены в пределах 15–17 метров траншеи. Смещение слоев по основному разрыву составляет не менее 1.8 м, по другим разломным

плоскостям – 0.1–0.2 м. Эти подвижки соотнесены с землетрясением 2 на рисунке 4.32. В разрезе землетрясению отвечает коллювиальный клин, формирование которого связано с разрушением и эрозией висячего крыла – слои 9 и 10.

Слой 9. Серые щебни, отломы и валуны в песчаном и супесчаном заполнителе. Мощность 0.6 м. Нижняя часть коллювиального клина. Срезает отложения слоев 2 и 6.

Слой 10. Серая супесь с включением щебня. Мощность до 0.4 м. Срезает отложения слоев 2, 6 и 9. Верхняя часть коллювиального клина.

Слой 11. Белесая супесь. Срезает и перекрывает отложения слоев 1–2, 6–10. Мощность до 1.1 м.

Несколько падающих на север разломов взбросо-надвиговой кинематики и трещин, соответствующих землетрясению 3 на рисунке 4.32, выявлены в пределах 18–23 метров траншеи. Они секут слои 1, 2, 9 и 11. Смещения по разломным плоскостям находятся в пределах 0.1–0.7 м. Присутствующий в пределах 18–19 метров малоамплитудный (0.1 м) падающий на юг сброс может быть связан с процессом разрушения висячего крыла. Описанные деформации срезаны слоем 12.

Слой 12. Светло-коричневая супесь. Мощность до 1 м. Отложения коллювиального клина.

Слой 13. Современная горная почва. Мощность 0.2–0.3 м.

Таким образом, в траншее установлены трещины и первичные сейсморазрывы трех землетрясений. Кинематику сейсмогенных разрывов землетрясения, произошедшего древнее 40 тыс. лет установить не удалось. Разрывы второго землетрясения, в результате которого была сформирована верхняя часть выраженного на поверхности разломного уступа, и самого молодого третьего землетрясения, оформившего уступ в его современном виде, имели взбросо-надвиговую кинематику. Выявленные сейсмогенные подвижки отражают общий рост адырного поднятия Тегерек-Санчик и его надвигание к югу на отложения Каджи-Сазской впадины (Korzhenkov, Deev, 2017).

Величины косейсмических смещений, выявленные в траншее, могут быть использованы для оценки магнитуд соответствующих землетрясений. Магнитуды были рассчитаны на основе эмпирических соотношений из (Wells, Coppersmith, 1994) – $M_w = 6.9–7.1$ (для второго землетрясения) и $M_w = 6.6–6.8$ (для третьего землетрясения). Эти молодые сейсмогенные подвижки могли обеспечить тектоническое подпруживание Каджи-Сазской котловины (Korzhenkov, Deev, 2017).

4.3.4. Археосейсмологические исследования средневековых Каджи-Сазских и Тоссорского городищ

Каджи-Сазские городища расположены в северной части заболоченной части одноименной впадины, в 2.6 км к западу от выявленного разломного уступа (7 на рисунке 4.1, см. 4.25 Б, рисунок 4.31 А). Современное болото образовалось на месте небольшого озера, которое (по словам местных жителей) существовало еще в конце XIX века. Само название впадины – саз – говорит о ее заболоченности. Здесь находится узкое антецедентное ущелье р. Каджи-Сай, пропиливающей себе путь к оз. Иссык-Куль через активно растущее антиклинальное поднятие (хребет Тегерек-Санчик). На входе в ущелье стоят два городища, охранявшие в средневековье горный проход на одной из ветвей Великого шелкового пути (рисунок 4.31 Б). Трудно предположить, что указанные крепости были построены посреди озера или на болоте, так как есть более высокие и сухие участки впадины. Наиболее вероятно, что крепости были возведены на суше, но интенсивное поднятие хребта Тегерек привело к подпруживанию реки Каджи-Сай и образованию озера, а затем болота в Каджи-Сазской впадине. Разломный уступ вдоль зоны Южно-Тегерекского разлома свидетельствует об импульсных подвижках по дизъюнктиву (Корженков и др., 2014в, 2016б; Korzhenkov, Deev, 2017).

Городищ два. Они расположены в 200–300 м друг напротив друга на восточном и западном берегах реки Каджи-Сай (см. рисунок 4.31 Б), берущей свое начало несколько выше в болотах. Каджи-Сазские городища были впервые упомянуты А.М. Фетисовым (1878). В 1978 г. они исследованы археологом Д.Ф. Винником (Винник и др., 1978; Биосферная..., 2002), определившим по подъемной керамике время их функционирования как караханидское – X–XII вв. н.э. Эти городища Д.Ф. Винник характеризует следующим образом.

Городище Каджи-Саз I (Восточное). Четырехугольное, 70 × 70 м при высоте валов 1–3 м. Въезд в центре западной стены. В отдельных местах вокруг городища прослеживаются остатки рвов. Культурный слой незначительный.

Городище Каджи-Саз II (Западное). Четырехугольное, 60 × 60 м, высота валов 1.5–3 м. Въезд в городище находится в середине восточной стены. Культурный слой незначительной толщины.

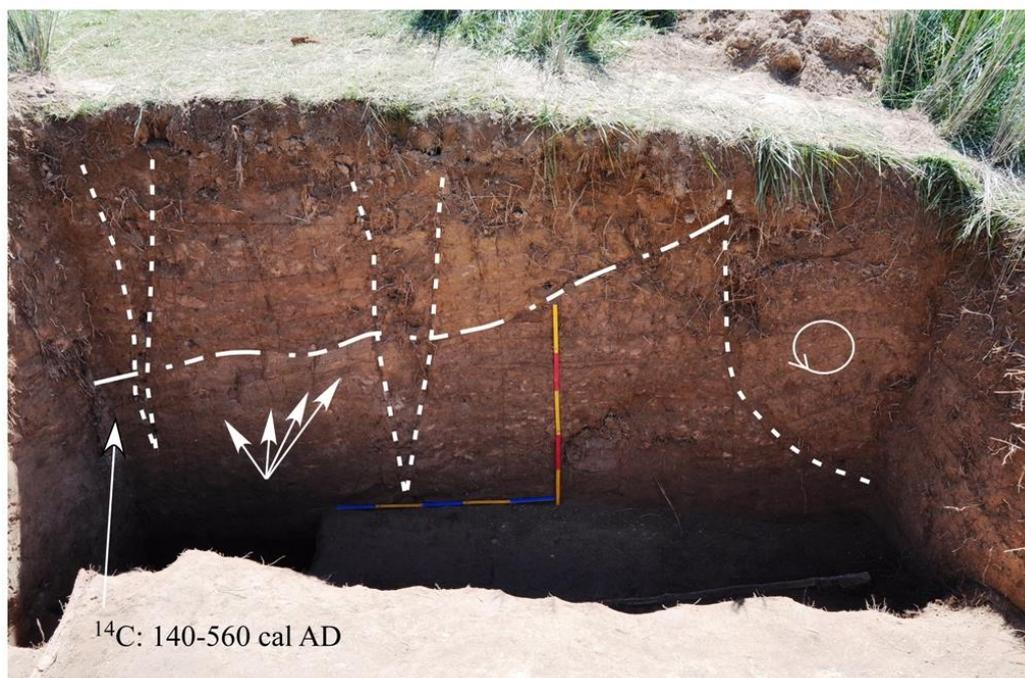
На момент наших работ оба городища были полностью, включая стены, покрыты густой травянистой болотной растительностью. Городище Каджи-Саз I сохранилось лучше. Оно имеет визуально более мощные и высокие стены. Городище Каджи-Саз II расположено само по себе несколько ниже по современному рельефу местности. Стены выглядят более низкими и менее мощными. В его центре в советское время была пробурена водозаборная скважина и установлены трубы, для выхода которых была прорезана северная стена у своего западного

угла. В настоящее время края разреза оплыли и частично задернованы, а дно заболочено ввиду водотока из-за негерметичного устройства скважины. Отдельные прокопы были отмечены нами в середине северной стены, у южного угла на западной стене и почти в середине восточной. На месте последнего, как наиболее полно пересекающего стену и наименее задернованного, был выполнен разрез крепостной стены (Корженков и др., 2016б).

Было выяснено, что стена сооружена методом “ленточной пахсы”, т.е. формирование ее тела шло путем поочередной укладки горизонтальных слоев грунта мощностью от 1 до 7–10 см. В плане выявления следов сейсмической активности наиболее важным оказался центральный участок разреза (рисунок 4.33). В южной стенке траншеи видно, что стена состоит из двух частей: первичной, остатки которой сохранились внизу, и более поздней верхней. Очевидно, что стена была отремонтирована. По-видимому, при первом значительном землетрясении верхняя часть первоначальной стены была сильно повреждена, растрескана, в связи с чем, она была удалена и новые слои глины легли на нижнюю – лучше сохранившуюся часть. Следы этого растрескивания видны в верхней части старого фрагмента стены. Однако и старая, и новая части стен были пробиты насквозь клиньями второго сильного землетрясения. Кроме того, имело место отсаживание с вращением значительного западного фрагмента стены вокруг горизонтальной оси против часовой стрелки (Корженков и др., 2016б; Korzhenkov, Deev, 2017).

В пройденной траншее было отобрано несколько проб суглинков, обогащенных органическим материалом на определение их абсолютного возраста радиоуглеродным методом. Однако содержание в них органического материала оказалось очень низким – недостаточным для получения достоверного результата. Был получен ^{14}C возраст лишь одной из проб – 1675 ± 180 лет (Vs-2551), калиброванный возраст 140 – 560 гг. (II–VI вв.) н.э. Она была отобрана в верхней части “ранней” стены. Временной интервал пробы охватывает значительный исторический период: от усуней до тюрок. В то же время, археологические находки свидетельствуют о функционировании городища лишь при караханидах в X–XII вв. н. э. Как же можно проинтерпретировать это несоответствие?

Когда-то глубокий ров, окружавший и защищавший Каджи-Сазские городища, был так же источником материала для строительства их стен. В связи с этим обстоятельством, возможно, что и возраст пробы Vs-2551 отражает не время строительства стены, а время отложения мелкозема – лессовидного суглинка, накапливающегося в нижней части одноименной впадины и использованного для строительства городищ. Таким образом, возраст этой пробы имеет скорее палеогеографическое, но не археологическое значение (Корженков и др., 2016б; Korzhenkov, Deev, 2017).



Малыми стрелками показаны трещины, образовавшиеся во время первого землетрясения в ранней части стены. Белая штрих-пунктирная линия указывает границу между ранней и более поздней частями стены. Белый штрих маркирует клинья, сформировавшиеся во время второго землетрясения, а также плоскость поворота блока стены. Клинья секут насквозь старую и новую части стены

Рисунок 4.33 – Центральная часть южной стенки траншеи, пройденной через восточную стену средневекового городища Каджи-Сазское II (Корженков и др., 2016б; Korzhenkov, Deev, 2017)

Городище Тоссор (8 на рисунке 4.1, см. рисунок 4.25 Б, рисунок 4.34) расположено на западной окраине одноименного села. Оно находится в 20 км на ВСВ от описанных Каджи-Сазских городищ и в 700–900 м от современной береговой линии оз. Иссык-Куль, на берегу одного из второстепенных протоков дельты р. Тоссор, в 3 км от основного русла реки. Городище занимало господствующее положение в Тоссорской долине. Его мощные крепостные сооружения свидетельствуют о том, что оно являлось значимым пунктом на отрезке караванного пути между средневековыми городами Тон и Барсхан (Корженков и др., 2016б).

В начале 1960-х гг. городище Тоссор описал и составил его план Д.Ф. Винник (1967, 1985). Согласно его данным городище квадратное, размерами 100 × 100 м. Оно ориентировано в соответствии со сторонами света. Сооружение имеет достаточно мощные – 14–18 м по основанию (с оплывами) – стены, неплохо сохранившиеся – до 2.5–3.5 м в высоту. По углам и середине каждой из стен городище фланкировано башнями. Единственный вход находился с восточной стороны в центре стены. Он имел Г-образную форму и был усилен дополнительной

башней. По данным выполненного шурфа в юго-восточной части городища мощность культурного слоя составляет 0.3–0.5 м. На основании собранной на городище керамики Д.Ф. Винник определил его караханидский возраст (X–XII вв. н.э.).



Вид изнутри на ЮЗ. На стенах крепости современные захоронения. На заднем плане видны адыры – предгорья Терскейского хребта. Линия горизонта – наиболее высокая часть хребта Тегерек

Рисунок 4.34 – Тоссорское средневековое городище (Корженков и др., 2016б; Korzhenkov, Deev, 2017)

Все стены городища с внешней стороны и сверху заняты могилами кладбища, активно функционировавшего до начала XXI в. Внутренняя поверхность завалованных крепостных стен могилами не занята. Внутреннее пространство городища весьма ровное, без четко выраженных всхолмлений былых строений, также свободно от могил (Корженков и др., 2016б).

Тоссорское городище было построено над ядром современной растущей в настоящее время антиклинали (рисунок 4.35). Ее южное крутое и короткое надразломное крыло диагностируется в песчаном карьере, расположенном в непосредственной близости к югу от городища, по аномальному (до 20°) наклону к югу позднечетвертичных озерных отложений. Рост молодой структуры виден также и в рельефе: обширная наклонная аллювиально-пролювиальная равнина, полого погружающаяся на север – к Исык-Кулю, перед южной стеной крепости меняет свой наклон на противоположный. Не случайно, что Тоссорское городище

было построено именно здесь на некотором возвышении над окружающим рельефом (Корженков и др., 2016б; Korzhenkov, Deev, 2017).



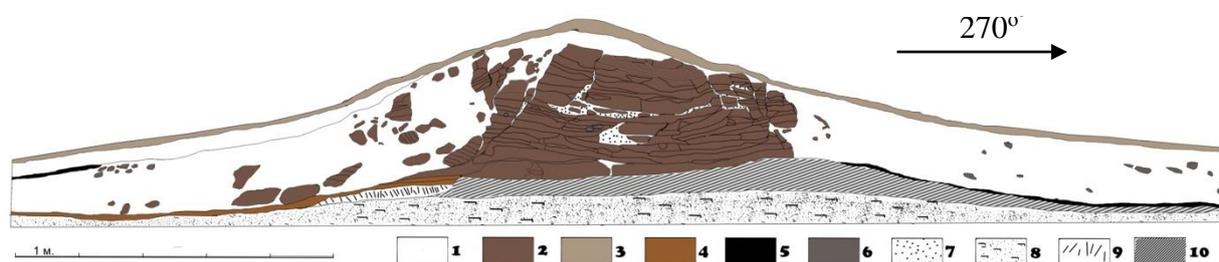
Значительный (до 20°) наклон слоев крупнозернистого песка маркируют южное – короткое и крутое надразломное крыло Тоссорской антиклинальной структуры

Рисунок 4.35 – Песчаный карьер к югу от Тоссорского городища (Корженков и др., 2016б; Korzhenkov, Deev, 2017)

В северной части восточной стены городища, на месте старого раскопа, была пройдена траншея длиной 24 м и максимальной глубиной – 3.6 м, включая материковые слои (рисунок 4.36). Материк по всей длине раскопа представлен плотным палевым лессовидным суглинком мощностью до 0.5–1 м. Под ним находятся озерные гравийные пески видимой мощностью 0.15–0.2 м, которые обнажаются в карьере к югу от городища (см. рисунок 4.35).

Стена сооружена методом “ленточной пахсы”, т.е. формирование ее тела шло путем поочередной укладки относительно горизонтальных слоев грунта мощностью от 10 до 20 см. Нижняя из них – самая мощная, до 40 см. Всего сохранилось 18 лент. Однако в отличие от стен Каджи-Сазских городищ, в Тоссорском полосы не пересекают относительно ровным слоем всю стену, а располагаются некими линзами на $1/3$ – $1/2$ толщины стены, с сужающимся одним краем (второй, как правило, выходит на торец стены). При этом ленты располагаются несколько наклонно – сверху с торца книзу в теле стены. Можно предполагать, что при сооружении стены

формовочная масса готовилась относительно небольшими порциями, которые укладывались настолько хватало материала от одного или другого фаса стены так, чтобы вода из формовочной массы сбегала не по вертикальной поверхности стены, а уходила вовнутрь. Для изготовления лент использовался местный лессовидный суглинок из прикровельной части раннеголоценовой тюпской террасы оз. Иссык-Куль, на которой расположено городище. Ленты разделены песчано-гравийными прослойками мощностью от 1 до 7–10 см. В теле стены достаточно много галек и валунов. Стена сохранилась на высоту до 2.7 м, при ширине по основанию 4.8 м. Угол наклона внешнего фаса – 15° – 20° . Угол наклона внутреннего фаса не восстанавливается, так как на данном участке он смыт в верхней части. В нижней части внутреннего фаса четко видна “рюмочная” деструкция, свидетельствующая о долгом времени стояния стены в открытом состоянии (Корженков и др., 2016б).



1 – рыхлые глинистые слои; 2 – пахсовые ленты с песчано-гравийными прослойками; 3 – дерновый слой; 4 – глинистые слои размыва стены; 5 – горелый слой (угольки и зола); 6 – камни; 7 – песчано-гравийные пазухи; 8 – материковый слой песка; 9 – первичный оплыв стены; 10 – глинистый материковый слой

Рисунок 4.36 – Разрез южной стенки траншеи, пройденной через восточную стену городища Тоссор, выполнен Д.В.Лужанским (Корженков и др., 2016б)

Все тело стены сверху донизу пересекает сеть трещин, идущих почти вертикально и параллельно друг другу, что свидетельствует о сейсмическом характере их возникновения. Одна из наиболее мощных трещин прошла в 40–50 см от внешнего фаса. Ее наличие привело к тому, что верхняя часть стены упала наружу (см. далее). При этом разделение прошло по границе лент.

В западной части раскоп отходит от крепостной стены на 8 м. Внизу от нижнего основания “рюмочной” деструкции стены намечаются отходящие наклонно глинистые слои оплыва. Самый верхний слой на этом участке раскопа, мощностью до 40 см, состоит из рыхлого сильно запесоченного грунта с небольшим количеством камней и единичных небольших кусков пахсы. Под ним идет насыщенный угольками слой мощностью до 3 см, залегающий на материке (Корженков и др., 2016б).

На восток, с внешней стороны от крепостной стены раскоп уходит на 10 м. Интересна выявленная структура накопленных в восточной части раскопа напластований. Непосредственно от крепостной стены в самом низу наблюдаются глинистые наклонные (10° – 15°) слои. Вероятно, они образовались в результате постепенного размыва стены под воздействием атмосферных осадков, что могло происходить как в период функционирования городища, так и вскоре после прекращения жизни на нем.

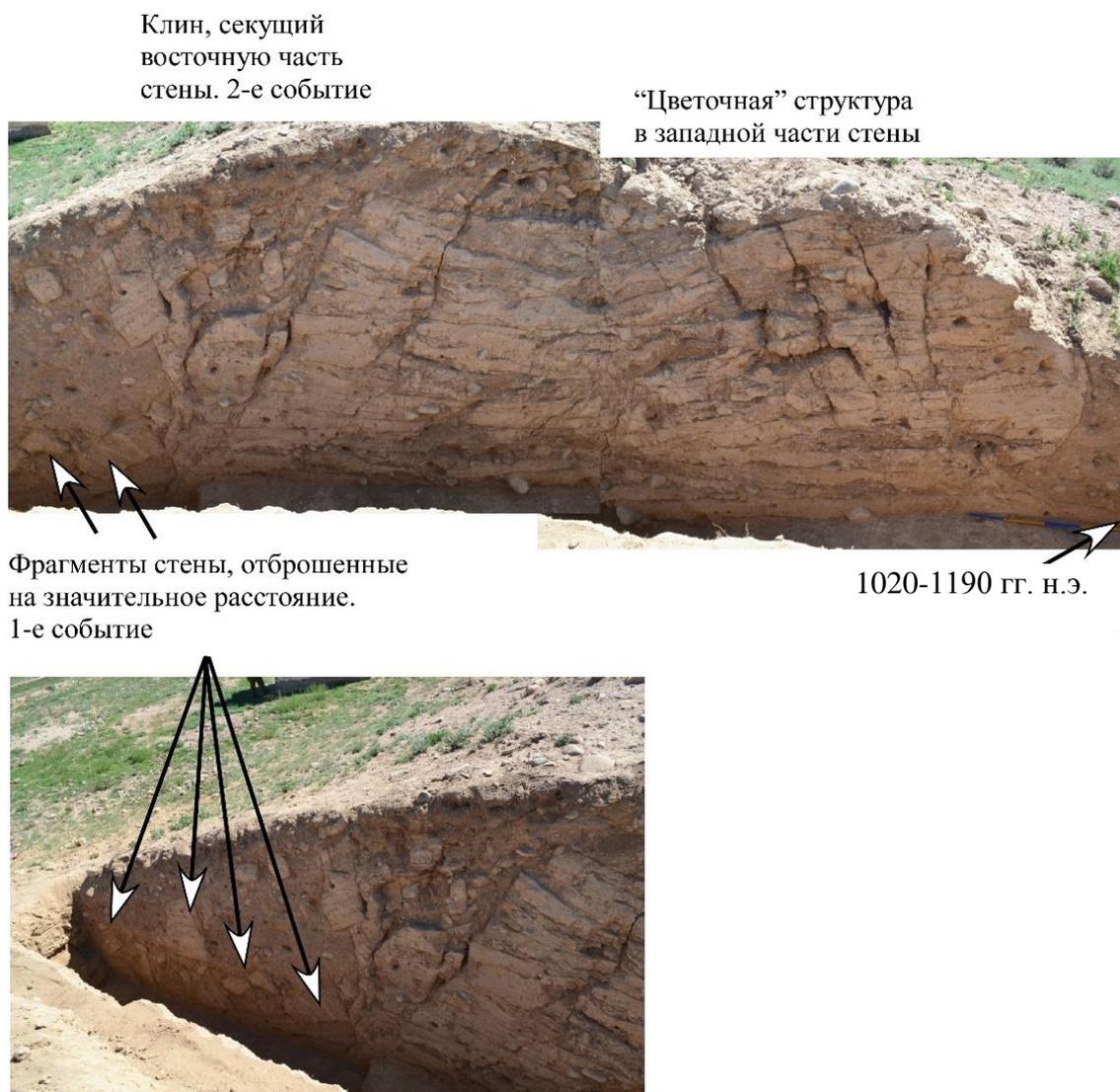
Вплотную к стене, непосредственно на наклонных глинистых слоях, лежит упавший ее фрагмент, общими размерами 35×70 см. Другие крупные фрагменты стены (32×62 см, 18×27 см, 20×37 см) разбросаны от стены на расстоянии до 4.5 м. Пространство между этими фрагментами и стеной заполнено продуктами оплывания стены. Важно отметить, что подобного отброса обломков стены к западу от нее нами не было зафиксировано (Корженков и др., 2016б).

Стратегически удобная позиция Тоссорского городища, однако, сыграла свою негативную роль во время сильных средневековых землетрясений. В южной стенке траншеи, пройденной в восточной стене городища, были выявлены значительные деформации (см. рисунок 4.36, рисунок 4.37), относящиеся к двум сейсмическим событиям. Во время первого землетрясения стена была сильно повреждена. Ее обломки отлетели на восток на расстояние до 4.5 м, превышающее изначальную высоту стены (Корженков и др., 2016б). Это факт свидетельствует о сильных сейсмических колебаниях, так как при обычном статическом разрушении “со временем”, подавляющая часть обломков, должна была упасть на расстоянии, не превышающем $1/3$ высоты стены (Korjenkov, Mazor, 1999b).

Во время второго сейсмического события стена сильно растрескалась, что привело к образованию так называемой “цветочной структуры” в ее западной части; в восточной же части стены образовался значительный клин, внутрь которого провалились обломки верхней части стены. Любопытно, что ни сильнейшее растрескивание стены, ни пробивание ее значительным клином не привели к полному разваливанию стены на запад и восток. По всей видимости, поврежденная при первом землетрясении стена была окружена мелкоземом – оплывшим материалом, постепенно накопившемся за сотни лет после первого сейсмического события (Корженков и др., 2016б).

Важно отметить, что в западной части разреза, внутри городища, оплыв западной части исследованной стены подстилается обширным слоем угольков мощностью до 3 см, который лежит на материке. ^{14}C возраст углей составил 925 ± 80 лет (Vs-2535), калиброванный возраст – 1020–1190 гг. (XI–XII вв.) н.э., что согласуется с возрастом археологических артефактов (Корженков и др., 2016б; Korzhenkov, Deev, 2017). Следует отметить, что наибольший ущерб и максимальное количество жертв при современных сильных землетрясениях приносит не

обрушение зданий при интенсивных сейсмических колебаниях, а пожары. Подобные факты должны были наблюдаться и при аналогичных древних сейсмических событиях (Rodríguez-Pascua et al., 2011; Giner-Robles et al., 2012).

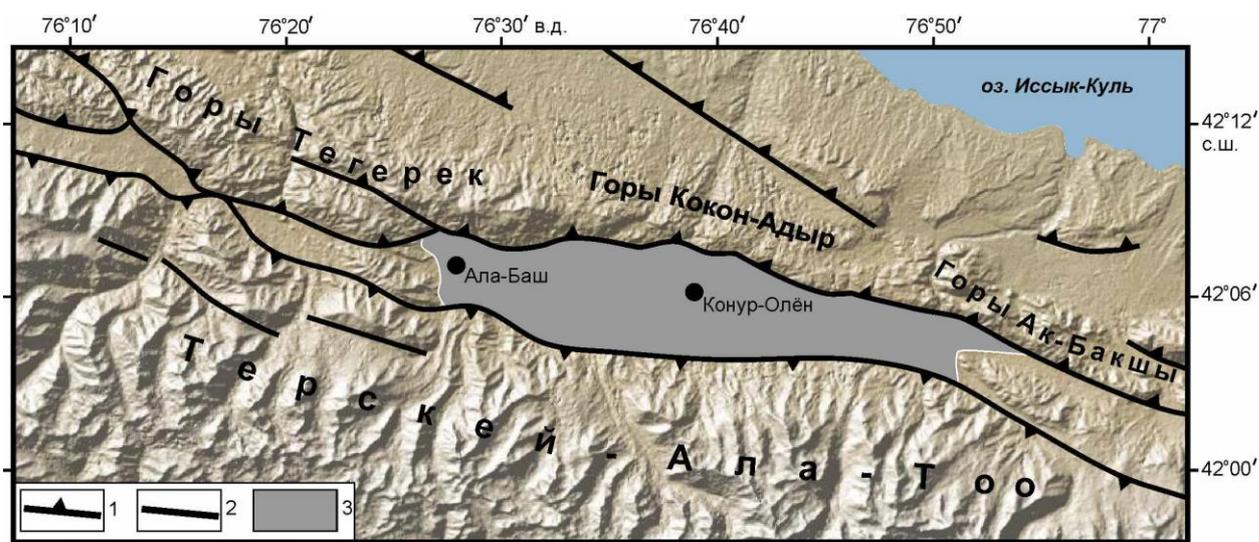


Вид на юг. Видны деформации, относящиеся к двум сейсмическим событиям. Во время первого сейсмического события имело место повреждение стены с отбросом обломков на восток на значительное расстояние (внизу). Во время второго сильного землетрясения стена была разбита трещинами, образовавшими «цветочную» структуру в западной части стены, и клином в восточной части стены (вверху)

Рисунок 4.37 – Разрез южной стенки траншеи, пройденной в восточной стене Тоссорской средневековой крепости (Корженков и др., 2016б; Korzhenkov, Deev, 2017)

4.3.5. Палеосейсмологические и археосейсмологические исследования в западной части Алабаш-Конуроленской впадины

Алабаш-Конуроленская впадина надстраивает к западу рассмотренный выше участок южного Прииссыккуля (см. рисунок 4.25 А). Впадина вытянута в субширотном направлении на 34 км при ширине до 7.5 км (рисунок 4.38). Абсолютные отметки дна котловины составляют около 2000 м. С юга она ограничена хр. Терскей-Ала-Тоо, вершины которого поднимаются выше 4600 м, с севера – серией адырных поднятий (горы Тегерек, Кокон-Адыр, Ак-Бакшы) с высотами до 2500–3000 м (Деев и др., 2016б). В поперечном сечении рельеф котловины имеет асимметричный профиль: более крутой северный борт и пологий южный. Согласно модели, предложенной в (Burgette, 2008), обрамляющие с юга и севера хребты надвигаются на впадину по взбросам (см. рисунок 4.38), тогда как в (Абдрахматов и др., 2001; Delvaux et al., 2013) указано на наличие только северного взбросового ограничения впадины. Присутствие разломных уступов в южном борту Алабаш-Конуроленской впадины (рисунок 4.39), секущих позднеплейстоценовую морену, однозначно указывает на активность на этом участке Предтерскейского разлома.



Активные разломы вынесены по авторским данным и с использованием (Корженков, 1987; Абдрахматов и др., 2001; Кальметьева и др., 2009). 1, 2 – активные разломы: 1 – взбросо-надвиги, 2 – неясной кинематики; 3 – Алабаш-Конуроленская впадина

Рисунок 4.38 – Неотектоническая структура района Алабаш-Конуроленской внутригорной впадины, по (Деев и др., 2016б)

Начало вертикального воздымания адырных поднятий (структурных аналогов участка Тоссор–Тегерек-Сай) по Коконадыр-Тегерекскому взбросу, ограничивающему впадину с севера, датируется началом квартера (Корженков, 1987; Korjenkov et al., 2006b). Интенсивность вертикальных движений по взбросу, сместитель которого падает в северных румбах, и

формирование адырных хребтов являются достаточно интенсивными. На это указывают antecedентные участки долин Ак-Терека и Кель-Тера в местах пересечения реками адырных поднятий. Западнее Ак-Терека расположена так называемая «ветровая щель» – это оставленный при поднятии хребта antecedентный участок палеодолины Ак-Терека (современный перевал Дувана), где фиксируются следы среднеплейстоценовой речной аккумуляции (Макаров, 1977; Kogjenkov et al., 2006b). Поднимающиеся адыры способствовали формированию во впадине голоценового тектонически-подпрудного озера, отложения которого широко распространены в ее северной части (Геологическая карта..., 1968). По этой же причине значительные площади во впадине в настоящее время подвержены заболачиванию. В обрамляющих впадину хребтах обнажаются комплексы докайнозойского основания. Среди них доминируют массивы нижнепалеозойских гранитов, гранодиоритов, диоритов, реже габбро, протерозойские метаморфические комплексы. Сама впадина выполнена среднеплейстоцен-голоценовыми ледниковыми, флювиогляциальными, пролювиальными, аллювиальными, озерно-болотными и эоловыми отложениями, общая мощность которых остается неизвестной (Геологическая карта..., 1968). Широкой наземной дельтой р. Конур-Олен впадина условно разделяется на западную (Ала-Башскую) и восточную (Конур-Оленскую) части (Деев и др., 2016б).

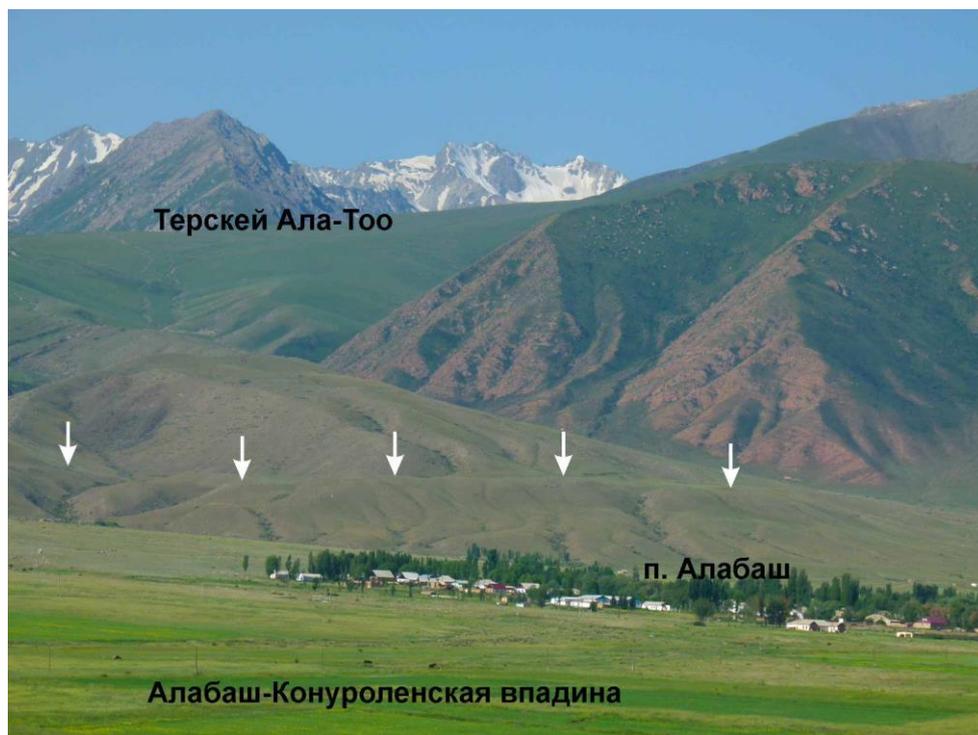
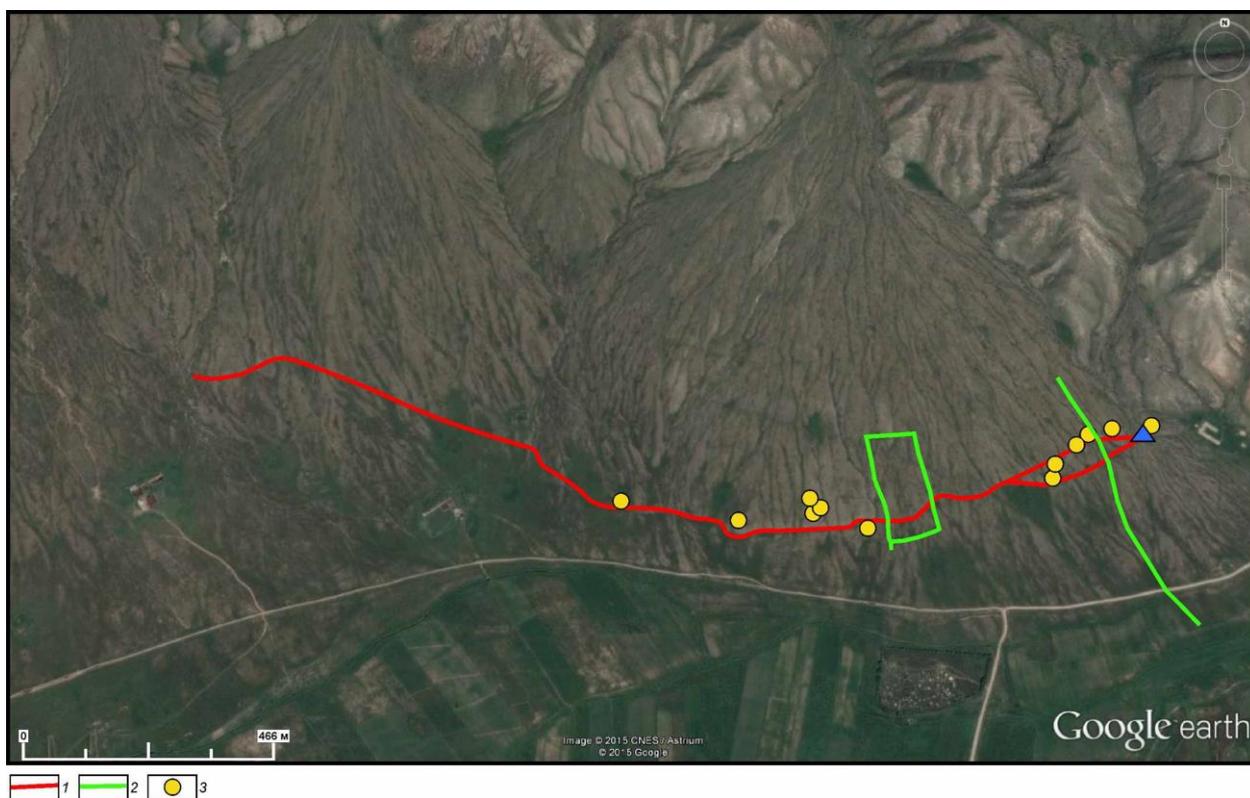


Рисунок 4.39 – Разломный уступ (белые стрелки), секущий позднеплейстоценовую морену в южном борту Алабаш-Конуроленской впадины, зона Предтерекского разлома. Вид на юг

При полевых исследованиях 2014 г. в северном борту западной части Алабаш-Конуроленской впадины, в зоне Коконадыр-Тегерекского разлома, выявлен широтный

разломный уступ протяженностью 2.3 км и высотой до 4–6 м, который сечет позднеплейстоцен-голоценовые конуса выноса (рисунок 4.40, 4.41). Ниже по склону зафиксированы фрагмент второго разломного уступа длиной 350 м (Деев и др., 2016б).



Проллювиальные конуса выноса, нарушенные широтными разломными уступами. Красные линии – разломные уступы. Зеленые линии – каменные стены. Желтые круги – деформированные курганы. Синий треугольник – положение разреза (рисунок 4.42)

Рисунок 4.40 – Северный борт западной части Алабаш-Конуроленской впадины (Деев и др., 2016б)

В юго-западной стенке сухого сая, прорезающего разломные уступы в месте их сочленения (42.12703° с.ш., 76.49076° в.д., Alt=2068 м), описан разрез (Деев и др., 2016б), в котором в стратиграфической последовательности вскрыт следующий набор проллювиальных слоев (рисунок 4.42).

Слой 1. Серый щебне-отломник с отдельными валунами. Видимая мощность более 0.45 м.

Слой 2. Линза серого крупно-грубозернистого песка протяженностью около 2.6 м и мощностью до 0.2 м. Из песка отобраны раковины гастропод (образец DEKG-2014-6). AMS ^{14}C возраст раковин составил 7550 ± 40 лет (Poz-66205), калиброванный возраст – 8400–8340 лет назад.

Слой 3. Линза серого щебне-дресвяника протяженностью 2.3 м и мощностью до 0.16 м. Щебень преимущественно крупный (> 5 см).

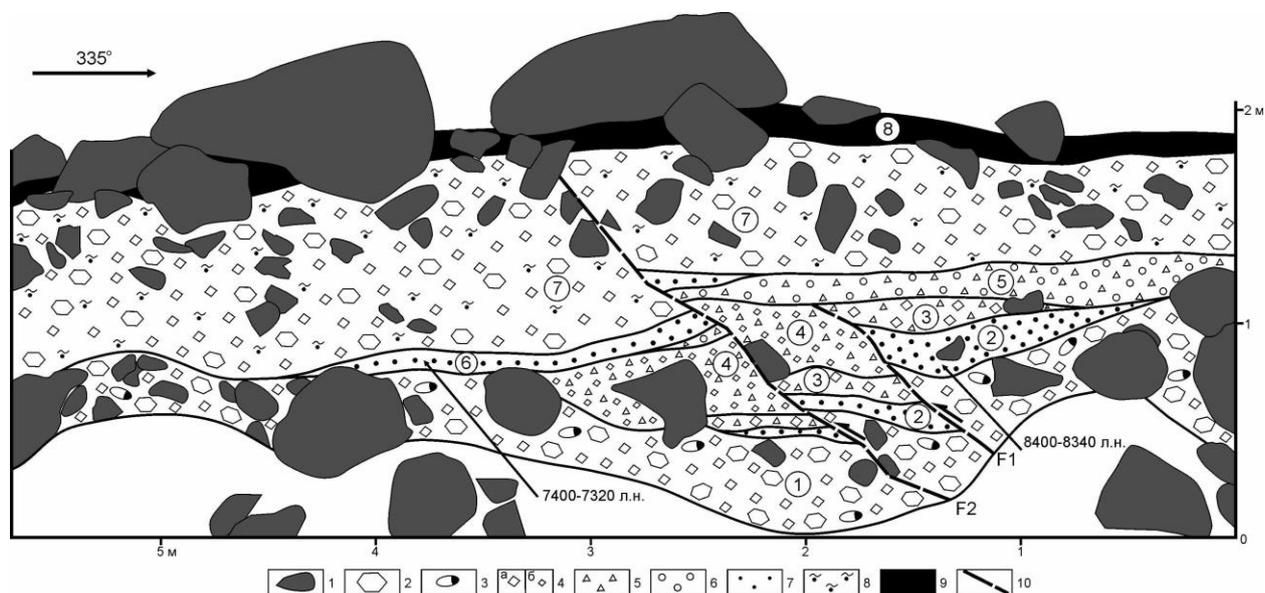
Слой 4. Линза серого щебне-дресвяника протяженностью около 1.7 м и мощностью до 0.4 м. Щебень преимущественно мелкий (< 5 см).



А – вид на север, *Б* – вид на запад

Рисунок 4.41 – Основной разломный уступ в северном борту Алабаш-Конуроленской впадины (Деев и др., 2016б)

Залегание слоев 1–4 нарушено взбросом F1, падающим на север под углом 40°. Амплитуда смещения составляет 0.5 м. Слои 1–4 и нарушающий их взброс срезаются слоями 5–7.



1 – наиболее крупные валуны, отломы и глыбы; 2 – отломы; 3 – валуны; 4 – щебень: а – крупный, б – мелкий; 5 – дресва; 6 – гравий; 7 – песок, 8 – супесь, 9 – современная бедная гумусом горная почва, 10 – взбросы

Рисунок 4.42 – Разрез юго-западной стенки сухого сая, пересекающего разломный уступ в северном борту Алабаш-Конуроленской впадины (Деев и др., 2016б)

Слой 5. Выклинивающаяся к центральной части разреза линза серого гравийно-дресвяника. Мощность до 0.2 м.

Слой 6. Линза серого средне-крупнозернистого песка протяженностью 2.4 м и мощностью до 0.1 м. Из песка отобраны раковины гастропод (образец DEKG-2014-5). AMS ¹⁴C возраст раковин составил 6465±35 лет (Poz-66204), калиброванный возраст – 7400–7320 лет назад.

Слой 7. Крупный щебень с многочисленными отломами и валунами в серовато-белой супеси. Мощность до 0.9 м.

Залегание слоев 1–7 нарушено взбросом F2, падающим на север под углом 20-50°. Амплитуда смещения составляет 0.4 м. В результате поднятия северного висячего крыла разлома слой 7 частично эродирован. Слой 7 и нарушающий его целостность взброс F2 перекрываются слоем 8.

Слой 8. Современная бедная гумусом горная почва. Мощность до 0.2 м.

Таким образом, в разрезе обнаружены два взброса, соответствующие двум различным палеоземлетрясениям: более древнему – F1 и более молодому – F2. Кинематика смещений

указывает на то, что северный борт Алабаш-Конуроленской впадины надвигается на ее осадочное выполнение. Параметры основного разломного уступа и более молодого разрыва F2 позволяют рассчитать магнитуду более молодого землетрясения. Мы протестировали различные эмпирические соотношения (Деев и др., 2016б). С использованием соотношения, выведенных А.А. Никоновым для горных районов Средней Азии (Nikonov, 1988b), получаем:

$M = 7.09 + 0.79 \lg D$, где D – величина смещения (м) по разрыву (в нашем случае 0.4 м) $\Rightarrow M = 6.8$.

$M = 6.61 + 0.55 \lg L$, где L – длина (км) зоны разрыва на поверхности (в нашем случае 2.3 км) $\Rightarrow M = 6.8$.

Если рассматривать смещение в 0.4 м (выявлено на восточном краю разломного уступа, где он нивелируется в рельефе) по плоскости разлома F2 как наименьшее среднее вдоль разломного уступа, то, согласно (Wells, Coppersmith, 1994), имеем:

$M_w = 6.93 + 0.82 \lg AD$, где AD – среднее смещение (м) $\Rightarrow M = 6.6$.

Если учитывать коэффициенты корреляции только для разломов взбросово-надвиговой кинематики (Wells, Coppersmith, 1994), то получим:

$M_w = 6.64 + 0.13 \lg AD \Rightarrow M = 6.6$.

Ближние значения магнитуды можно получить с использованием соотношения, приведенного в работе (Солоненко, Хромовских, 1978):

$M = 0.51 \lg h + 7$, где h – высота разломного уступа (в нашем случае ее минимальная величина сопоставима с выявленной величиной перемещения по плоскости F2) $\Rightarrow M = 6.8$.

Естественно, что при дальнейшем изучении разломного уступа в его центральной части, где высота достигает 4–6 м, могут быть выявлены существенно бóльшие значения смещений вдоль плоскости разрыва F2 (даже при многоактном формировании уступа), что, соответственно, приведет к увеличению моментной магнитуды обсуждаемого землетрясения. Проведенное дешифрирование космоснимков высокого разрешения также показывает наличие сопоставимых по размерам и структурно-геоморфологическому положению фрагментов разломных уступов к востоку и к западу от изученного. Если предположить, что они являются сегментами зоны поверхностных разрывов одного землетрясения, то, согласно (Nikonov, 1988b):

$M = 7.26 + 0.32 \lg l$, где l – длина единичного разрыва (км) (возьмем наш разломный уступ с его 2.3 км) $\Rightarrow M = 7.4$.

Очевидно, что минимальная магнитуда более древнего землетрясения, сформировавшего взброс F1, имеет сопоставимую величину. Согласно шкале MSK-64, интенсивность (I) землетрясений при таких магнитудах могла составлять 8–10 баллов.

Возраст землетрясения, сформировавшего подвижку по плоскости F1, находится в диапазоне 7300–8400 лет назад. Второй взброс, с которым связано морфологическое оформление уступа, имеет более молодой возраст. В разрезе он перекрыт только современной почвой. О возрасте землетрясения позволяют судить деформации археологических памятников на поверхности пролювиальных конусов (см. рисунок 4.40), которые связаны с формированием разломных уступов (Деев и др., 2016б).

Курганный могильник Ала-Баш расположен на поверхности пролювиального конуса выноса от горного склона до дороги. Несколько крупных курганов, находящихся к югу от дороги, указывают на то, что могильник продолжался на распаханной территории, но большинство насыпей курганов здесь к настоящему моменту уничтожено. Курганы в пределах некрополя расположены бессистемно или образуют непротяженные цепочки (до 3–4 курганов), ориентированные с запада на восток. Насыпи курганов земляные, каменные и каменно-земляные диаметром от 4 до 10 метров и высотой от 0.3–1.5 метров. Могильник разграблен в древности, поэтому при его раскопках не удалось найти предметов быта, оружия и т.п. Внешний вид курганов и погребений позволяет датировать могильник по аналогии с подобными некрополями Кыргызстана сако-усуньским временем, т.е. III в до н.э. – V в. н.э. (Винник, 1985). Ряд курганов расположен непосредственно на бровке или склоне разломного уступа (рисунок 4.43). У них наблюдается сползание вниз по склону уступа каменного материала насыпей, деформации внешних каменных колец курганов (Деев и др., 2016б).

В пределах курганного поля насчитывается около 200 камней (**комплекс петроглифов Ала-Баш**), на которых имеются одиночные и групповые изображения животных, геометрических фигур и сцен быта. Техника нанесения рисунков точечная. Глубина скола 0.1 – 0.3 см. Большинство изображений покрыты плотным загаром коричневого цвета, но имеются и с более светлыми оттенками. В отдельных случаях загар рисунков сливается с загаром поверхности камней так, что изображения почти не заметны и их можно рассмотреть только при определенном угле освещения.

Среди рисунков преобладают козлы; изображения одиночные, по две или более фигур. В основной массе на изображениях козлы имеют спиралевидные рога. Изображения козлов отличаются правильностью пропорций фигуры и почти полным сходством их с живой натурой. В большинстве фигур чувствуется динамика. Изображения других животных единичны – это олень, бык, собака и др. Незначительную группу составляют рисунки человека в одиночку и с животными (ритуальный сюжет) и геометрических фигур в виде кругов.

Хронологически комплекс петроглифов Ала-Баш относится к одному периоду – раннежелезному веку, его начальной и развитой стадии. Об этом явно свидетельствует скифо – сибирский звериный стиль изображений. Однако не исключено, что некоторые рисунки могут

быть датированы более ранним периодом – эпохой бронзы (Винник, Помазкина, 1975). Исследование наскальных рисунков и могильника Ала-Баш, показало, что комплекс петроглифов привязан к могильнику, и подтверждает датирование последнего сако-усуньским временем (Деев и др., 2016б).



Пунктирная линия – основание уступа. Точечный пунктир – первоначальный диаметр насыпи кургана. Сплошная линия оконтуривает смещенный каменный материал насыпи, стрелки указывают направление смещения камней

Рисунок 4.43 – Цепочка курганов (А) и один из курганов цепочки (Б), расположенные на склоне разломного уступа (Деев и др., 2016б)

Каменные стены. В публикациях по археологии Кыргызстана название для унифицированного обозначения каменных стен пока еще окончательно не определено. В одних статьях эти стены обозначаются как «корук», в других - как «длинные стены». «Корук» (у тюрков и монголов – “курук”, “хориг”) в переводе с киргизского означает: ограда, огороженное место или участок земли, как чья-то собственность, владение, охраняемое пастбище (Юдахин, 1965). Махмуд Кашгарский в своем словаре «Дивани лугат ат-тюрк» (1072–1074 гг.) писал: «Коруг – луга, травянистые поля, в которых пасется эмирский скот. Огороженная, охраняемая от чужих зеленая площадь». Обычно это ряды валунов и глыб, протяженностью от десятков–сотен метров до нескольких километров. Стены изначально были невысокими, как правило, не выше метра и состояли из трех-четырёх слоев крупных камней. Они могли служить (в зависимости от размеров) межплеменными границами, ограничивать частно-феодалные земельные владения и усадьбы, быть фундаментом древних торткулей, форпостов, пикетов, крепостей, выполнять роль мощных фортификационных сооружений, например, перегораживающих вход в горные ущелья (Деев и др., 2016б). Таким образом, коруки соотносятся с развитием института земельной собственности и свидетельствуют о полуседлости и оседлости местного скотоводческого населения (Бернштам, 1952; Кожемяко, 1963; Плоских, 1975). Во время разведки на Иссык-Куле в сентябре 1973 г. Д.Ф. Винник выявил каменную стену в долине р. Конур-Олён, ограждающую могильник сако-усуньского типа (Плоских, 1975).

Зафиксированный нами четырехугольник из каменных стен характеризуется следующими размерами сторон: западной – 230 м, восточной – 210 м, северной – 110 м, южной 120 м (см. рисунок 4.40). Восточнее выделена одиночная стена протяженностью 620 м, ориентированная с юго-востока на северо-запад. Юго-восточное продолжение этой стены теряется в распашке за дорогой. Стены сложены из валунов и глыб, приставленных друг к другу вертикально в два ряда. Скорее всего, камни были поставлены на поверхность материка. В настоящий момент они на 30-50% углублены в грунт. В некоторых местах сохранился второй ряд камней. Это позволяет утверждать, что стена была сложена минимум из двух рядов камней. О наличие второго ряда также свидетельствуют камни, лежащие в настоящее время вдоль стен (Деев и др., 2016б).

Субмеридионально ориентированные стены пересекаются основным разломным уступом. В месте пересечения наблюдаются участки вертикального смещения стен (рисунок 4.44). В восточной протяженной стене при приближении к разломному уступу наблюдаются поперечные изгибы (рисунок 4.45), формирование которых может быть связано как с горизонтальными движениями грунта во время землетрясения, так и со смещением вниз поверхности пролювиального конуса при формировании уступа. Определенно в пользу

воздействия сейсмического удара на стены указывают направленные выбросы камней (на расстояние до 1.5-2 м), находившихся в стенах (рисунок 4.46). Отметим и то обстоятельство, что выбросы от субширотно ориентированных стен в среднем несколько больше, чем от субмеридиональных стен. Отсюда можно предположить, что компоненты движений в направлении север-юг были сильнее, чем в направлении восток-запад. Такое наблюдение указывает на предположительно более сильное развитие надвиговых движений в очаге, по сравнению со сдвиговыми (Деев и др., 2016б).



А – западной стены четырехугольника, *Б* – восточной стены четырехугольника. Белая линия – основание разломного уступа

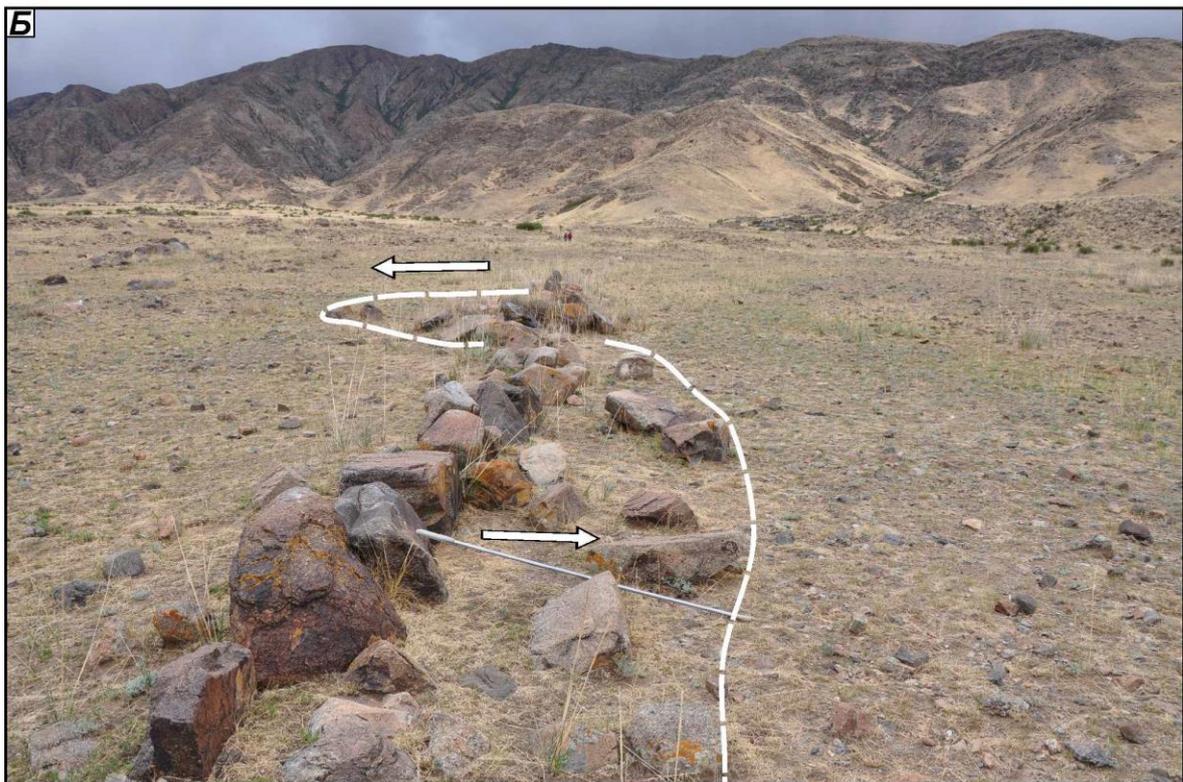
Рисунок 4.44 – Вертикальное смещение каменных стен на участках их пересечения разломным уступом (Деев и др., 2016б)



Рисунок 4.45 – Зигзагообразный изгиб восточной стены при приближении к уступу (Деев и др., 2016б)

с первой половины XVIII по XIX век. Следовательно, корук датируется XIII–XVII веками. Его возраст определяет возраст более молодого землетрясения в зоне Коконадыр-Тегерекского разлома XIII–XVII веками, либо более молодым временем (см. далее) (Деев и др., 2016б).

Возраст стен может быть указан весьма предположительно, в широком временном интервале: от культур сако-усуней вплоть до XVIII в. (Плоских, 1975). Некоторую определенность вносят исследования В.М. Плоских (1975) корука Туура-Суу, который расположен в пределах Тонской долины, примыкающей с востока к исследуемой впадине. Западная часть каменного корука здесь перекрывает тюркский могильник VI–VIII вв., а восточная – постройки городища Кан-Дюбе VIII–XII вв. Таким образом, каменный корук возник позднее VIII–XII вв. и, вероятно, относится к позднему средневековью. На каменный корук сверху пристроен глинобитный, который существовал, по крайней мере,



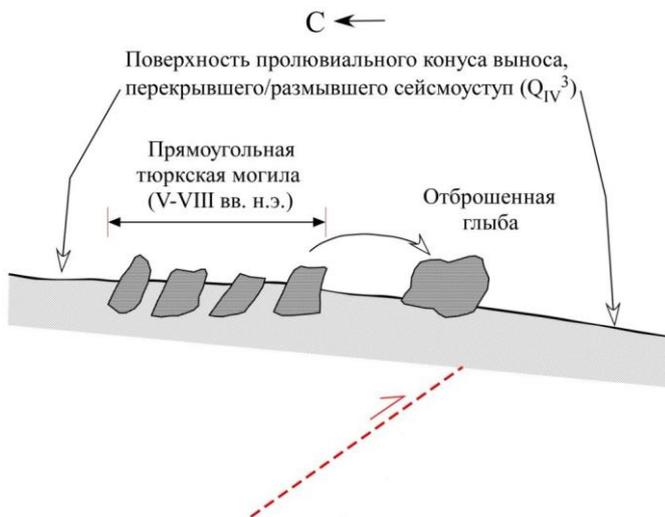
А – на юг из южной стены каменного четырехугольника, *Б* – на запад и восток из восточной стены

Рисунок 4.46 – Направленные выбросы камней из каменных стен (Деев и др., 2016б)

4.3.6. Оценка возрастных рубежей средневековых землетрясений в Южном Прииссыккулье

С помощью радиоуглеродного метода удалось определить возраст последней подвижки по активному разлому в долине ручья Тегерек-Сай, а также время последней мобилизации крупного скального оползня, расположенного на трассе сейсмогенерирующего разлома – около IX-XI вв. н.э. (Korzhenkov, Deev, 2017).

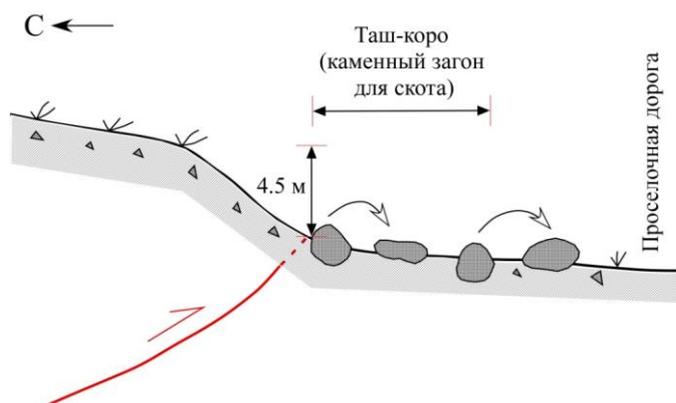
Нам не известен возраст последних сейсмогенных подвижек вдоль Южно-Тегерекского разлома. Частично на этот вопрос дают ответ деформации обнаруженных здесь археологических объектов. Разломный уступ сечет пролювиальный конус выноса, на поверхности которого расположены могилы сакского (VI–II вв. до н.э.) и усуньского (II в. до н.э.–V в. н.э.) времени (Корженков и др., 2016б). Наличие захоронений свидетельствуют о том, что обе ступени разломного уступа моложе V в. н.э.



Схематический разрез. Вид на восток. Объяснения в тексте. Красный пунктир – прослеженная к западу линия разломного уступа

Рисунок 4.47 – Деформации тюркской могилы у подножия гор Тегерек-Санчик (Корженков и др., 2016б)

Нами обнаружены деформации прямоугольной тюркской поминальной оградки (V–VIII вв. н.э.), а также каменного загона для скота – таш-коро (IX–XII вв. н.э.). Тюркская оградка находится к западу от разломного уступа, на протрассированном продолжении выхода сейсмического разрыва на поверхность (рисунок 4.47). Большинство камней, образующих оградку, наклонились вниз по склону, а значительная глыба из ее южной ограды была выбита и тоже отлетела вниз. Важно отметить, что отлетевшая глыба глубоко “сидит” в грунте, т.е., это событие произошло достаточно давно. Все деформированные глыбы покрыты плотным слоем лишайника (Корженков и др., 2016б).



Схематический разрез. Вид на восток. Многие глыбы таш-коро были вырваны и отброшены к югу

Рисунок 4.48 – Деформация древнего загона для скота – таш-коро перед фронтом разломного уступа, рвущего конусы выноса гор Тегерек-Снанчик. Высота разломного уступа 4,5 м (Корженков и др., 2016б)

данные вполне коррелируются с возрастом средневекового землетрясения (около IX–XI вв. н.э.), который получен для палеосейсмодислокаций в долине ручья Тегерек-Сай (Korzhenkov, Deev, 2017).

Каджи-Сазские городища просуществовали всего с X по XII вв., и зафиксированный культурный слой на городищах весьма незначителен (первые десятки сантиметров) (Винник и др., 1978). Наличие двух городищ в одном месте – в нескольких десятках метрах друг от друга говорит о его значимости: в политическом, оборонном и административном смысле. Именно поэтому, было принято решение о восстановлении городищ сразу же после первого сильного землетрясения. Работы были начаты и, вероятно, вскорости закончены. Но городища все равно пришлось оставить: их начало подтапливать. Во время землетрясения XI–XII века весь адырный хребет Тегерек приподнялся и надвинулся на Каджи-Сазскую впадину на величину в первые метры (Корженков и др., 2014в). Поперек русла реки Каджи-Сай возникла тектоническая запруда, и в нижней части впадины, где и находятся археологические памятники, образовалось озеро. Функционирование городищ оказалось невозможным, и они были оставлены людьми (Корженков и др., 2016б).

Аналогичная история имела место и в Госсорском городище. По материалам Д.Ф. Винника (1967) оно также было построено в X в. н.э. Культурный слой и здесь оказался незначительным – всего 30–50 см. Этот факт также говорит о незначительном времени

Таш-коро находится у западного подножия разломного уступа (рисунок 4.48). Постройка также деформирована в значительной степени: много больших глыб, составлявших ее, отброшены к югу на расстояние в 50–70 см. Эти глыбы не лежат на поверхности, они находятся в небольших углублениях мульдах, окруженные мелкоземом, накопившимся вокруг них. На перемещенных глыбах и обломках *in situ* имеется значительный лишайниковый слой (Корженков и др., 2016б). Следовательно, подновления разломного уступа, сопровождавшиеся деформацией описанных археологических объектов, могли произойти либо в интервале IX–XII вв. н.э., либо позднее. Вместе с тем, эти археологические

заселения этого городища. За это время по обе стороны от стены накопились отложения ее оплывания мощностью до 60 см в пристенной части. Внутри крепости на этом оплыве развит слой углей мощностью до 3 см, который свидетельствует об обширном пожаре и одновременном с обрушением обломков стены к востоку. Возраст пожара, который мог возникнуть при сильном землетрясении в Тоссорском городище также тяготеет к возрастному рубежу – XI–XII вв. н.э. (Корженков и др., 2016б).

Таким образом, палеосейсмологические данные по сейсмодислокациям в зоне активного разлома, дренируемого ручьем Тегерек-Сай, и археосейсмологические данные по деформациям Каджи-Сазских и Тоссорского городищ, тюркской оградки и таш-коро в зоне Южно-Тегерекского разлома, оказались не противоречивыми. Они определяют возраст средневекового землетрясения около XI–XII вв. (Корженков и др., 2016б, Korzhenkov, Deev, 2017). С этим землетрясением можно предположительно сопоставить оформление верхней ступени разломного уступа в зоне Южно-Тегерекского разлома.

Вместе с тем, в стенах Каджи-Сазских и Тоссорского городищ выявлены явные признаки второго – более молодого землетрясения. Да, и верхняя возрастная граница возникновения деформаций тюркской оградки и таш-коро в зоне Южно-Тегерекского разлома остается открытой.

Брошенные после ремонта глиняные стены Каджи-Сазских городищ быстро разрушались. Продукты разрушения и размыва верхней части стен отлагались тут же у их подножия, образуя пологие скаты. Нижняя часть стен, сокрытая этими скатами – контрфорсами, хорошо сохранилась. Именно поэтому, следующее сильное землетрясение, оставившее свои следы в виде глубоких клиньев – заколов, не привело к обрушению остатков средневековых стен. И стены, и клинья прекрасно видны в разрезе (см. рисунок 4.33) (Корженков и др., 2016б, Korzhenkov, Deev, 2017).

Тоссорское городище после землетрясения XI–XII вв., по-видимому, вообще не восстанавливалось: следов ремонта не видно. Стены, построенные из лессовидного суглинка, начали оплывать. По обе стороны от них образовались скаты, удерживающие нижние части стен от разрушения. Стена превратилась в пологий увал. Именно поэтому, хотя последующее сильное землетрясение сильно повредило стену (образование клина-закола и серии трещин – “цветочной” структуры), но ее внутреннюю структуру прекрасно видно в пройденной траншее (см. рисунок 4.36, 4.37) (Корженков и др., 2016б, Korzhenkov, Deev, 2017).

Когда же произошло это землетрясение? Судя по тому, что мощность оплывов вокруг стен в Каджи-Сазских и Тоссорского городища достигает 1.6 м, их накопление происходило на протяжении многих столетий. Далее мы приходим к заключениям, которые высказывались при анализе возраста деформаций археологических объектов на северном побережье Иссык-Куля, в

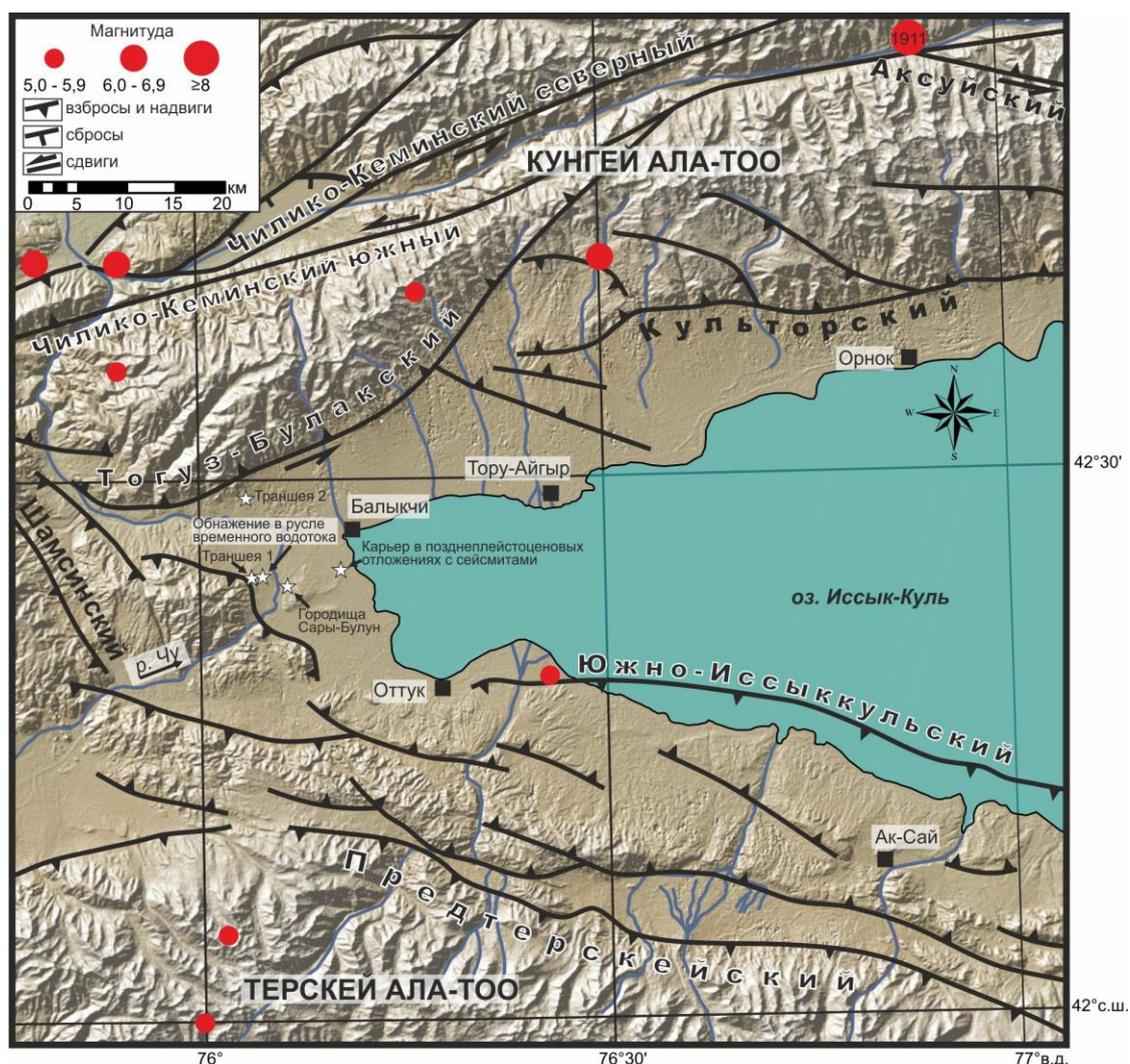
зоне Культорского краевого разлома. Существующие литературные и архивные материалы по археологии Иссык-Кульской впадины указывают на 2 периода заселения городов в котловине: X–XII и XIII–XV вв. н.э. В XVII в. здесь проходят калмыки, а с XVIII в. начинается современная киргизская история заселения этого края. «Немым» остается лишь XVI в. Ни до, ни после этого времени в исторической литературе по исследованному региону информации о сильных землетрясениях не встречается. Можно предположить, что сильное землетрясение (или их серия) в конце XV века – в XVI веке способствовали угасанию земледельческой цивилизации Прииссыккуля, нарушив политическую, административную и военную структуру региона, что позволило племенам калмыков пройти, практически не встречая серьезного сопротивления местных жителей (Корженков и др., 2016б, Korzhenkov, Deev, 2017).

Этот вывод косвенно подтверждается возрастом деформаций археологических памятников Алабаш-Конуроленской впадины, связанными с первичными сейсморазрывами в зоне Коконадыр-Тегерекского разлома. Во-первых, датирование могильника Ала-Баш сако-усуньским временем указывает на то, что землетрясение заведомо моложе V в. н.э. Во-вторых, более молодыми археологическими объектами, несущими признаки сейсмогенных разрушений, являются каменные стены. Их возраст по аналогии с подобными объектами Тонской долины может быть принят в интервале XIII–XVII веков. Наконец, концом XV века – XVI веком могут датироваться деформации археологических объектов в зоне Южно-Тегерекского разлома, а также оформление нижней ступени, выявленного здесь разломного уступа (Корженков и др., 2016б, Korzhenkov, Deev, 2017).

Таким образом, в конце XV – XVI веке сильные исторические землетрясения произошли как на северном, так и на южном побережье Иссык-Куля. На северном побережье землетрясение характеризовалось $M_w = 6.8-7.3$ и интенсивностью колебаний $I = 9-10$ баллов. “Южное” землетрясение имело практически аналогичные параметры – $M_w = 6.6-7.2$ и $I = 9-10$ баллов. Помимо землетрясения конца XV–XVI вв. в южном Прииссыккулье выявлены следы сильных сейсмических событий XI–XII вв. н.э. ($M_w = 6.9-7.3$, $I = 9-10$ баллов) и в диапазоне 7300–8400 лет назад ($M_w = 6.5-6.9$, $I = 8-9$ баллов) (Корженков и др., 2016а, б, Korzhenkov, Deev, 2017).

4.4. Древняя и историческая сейсмичность западной части Исык-Кульской впадины

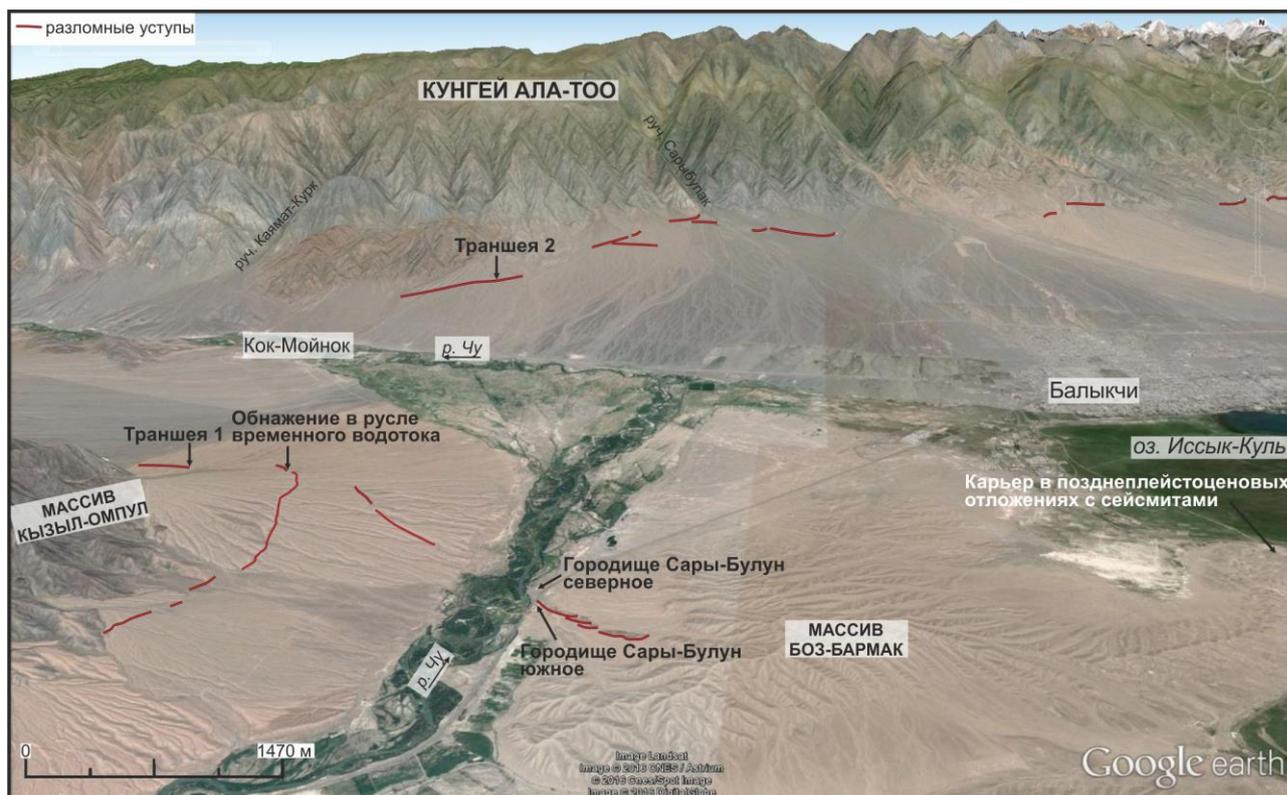
В западной части Исык-Кульской котловины происходит сближение хребтов Кунгей-Ала-Тоо и Терскей-Ала-Тоо (см. рисунок 4.1, рисунок 4.49). Кроме того, между ними вклиниваются восточные отроги Киргизского хребта – массивы Кызыл-Омпул (3183 м) и Боз-Бармак (1815 м). Таким образом, здесь формируется тектонически активный узел.



Составлена на основе обобщения данных, приведенных в (Чедия, 1986; Корженков, 1987; 2000; 2006; Абдрахматов и др., 2001; Дельво и др., 2001; Корженков и др., 2007, 2011; Кальметьева и др., 2009; Burgette, 2008; Selander et al., 2012; Macaulay et al., 2014). Эпицентры исторических и инструментально зарегистрированных землетрясений за период с 250 г. до н.э. по 2014 г. приведены по данным каталога (Кальметьева и др., 2009). Показано положение объектов палеосейсмологических и археосейсмологических исследований

Рисунок 4.49 – Карта активных разломов западной части Исык-Кульской впадины, по (Deev et al., 2018a)

На активный рост хребтов и массивов указывают многочисленные разломные уступы, которые отчетливо дешифрируются на детальных космоснимках (рисунок 4.50). Уступы секут позднеплейстоцен-голоценовые аккумулятивные формы рельефа пролювиального, аллювиального и озерного генезиса (см. рисунок 2.55, рисунок 4.50, 4.51). Очевидно, что формирование этих уступов связано с сейсмическими подвижками во время сильных землетрясений. Ниже приведены результаты наших работ по изучению первичных и вторичных косейсмических эффектов этих землетрясений и оценке их параметров (Deev et al., 2018a).



Показано положение объектов палеосейсмологических и археосейсмологических исследований

Рисунок 4.50 – Разломные уступы, дешифрируемые в рельефе западной части Иссык-Кульской впадины, по (Deev et al., 2018a)

4.4.1. Палеосейсмологические исследования разломных уступов в обрамлении массива Кызыл-Омпул

Траншея 1. К северу от массива Кызыл-Омпул выявлен разломный уступ, секущий позднеплейстоценовый пролювиальный конус выноса (11 на рисунке 4.1, см. рисунок 4.50, рисунок 4.51). Уступ простирается по азимуту 280° на расстояние 0.66 км. Его высота достигает 2.5–4.8 м. Вкрест простираения уступа пройдена траншея протяженностью 15 и максимальной глубиной до 3 м (42.41119° с.ш., 76.05418° в.д., Alt = 1850 м).

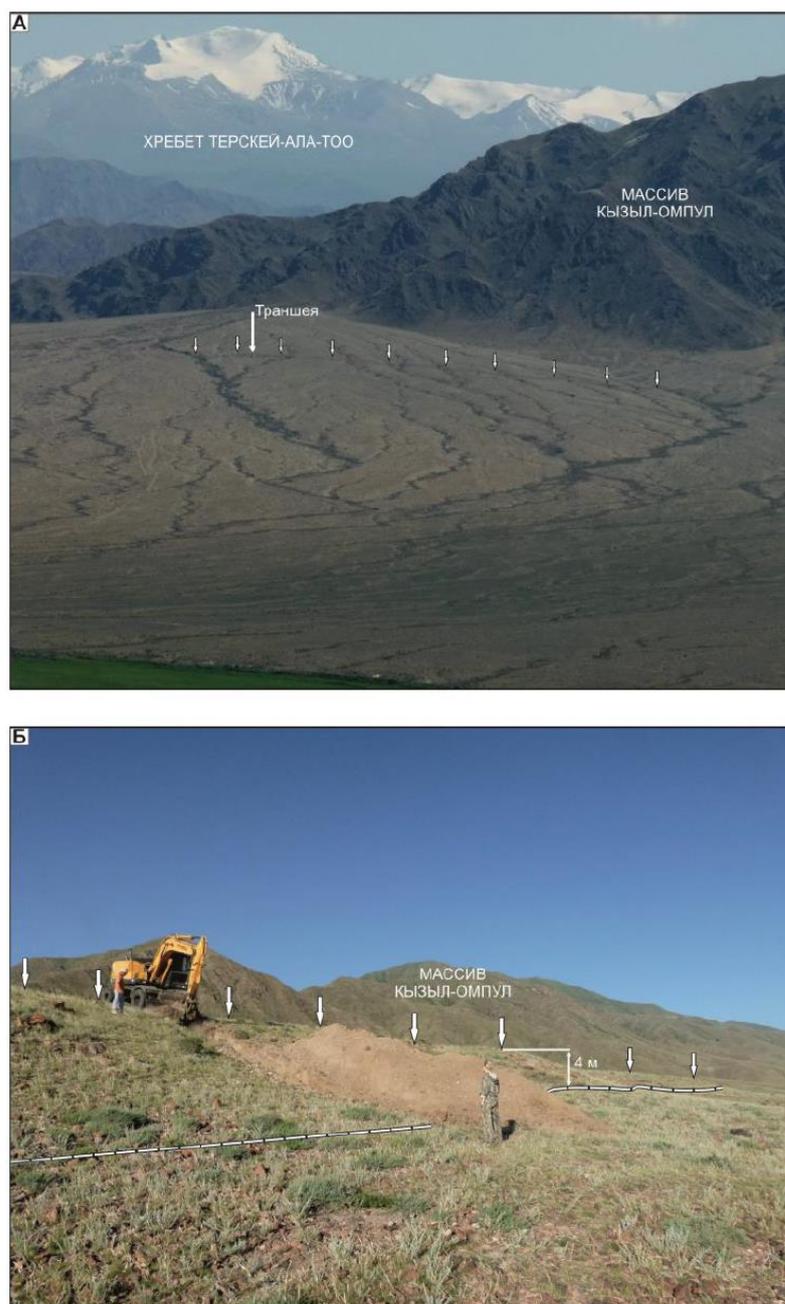


Рисунок 4.51 – А – стрелками показан разломный уступ, нарушающий позднеплейстоценовый пролювиальный конус выноса к северу от массива Кызыл-Омпул. Вид на юг. Б – прохождение траншеи через разломный уступ. Пунктирная линия – основание уступа, стрелки – бровка уступа. Рисунок приведен по (Deev et al., 2018a)

В траншее в стратиграфической последовательности вскрыты следующие слои (рисунок 4.52) (Deev et al., 2018a).

Слой 1. Светло-коричневый щебне-отломник с алевропесчаным заполнителем. Видимая мощность более 0.5 м.

Слой 2. Линза серого щебне-дресвяно-гравийника с мелко- и среднезернистым песчаным заполнителем. Щебень преимущественно мелкий (< 5 см). Мощность до 0.16 м.

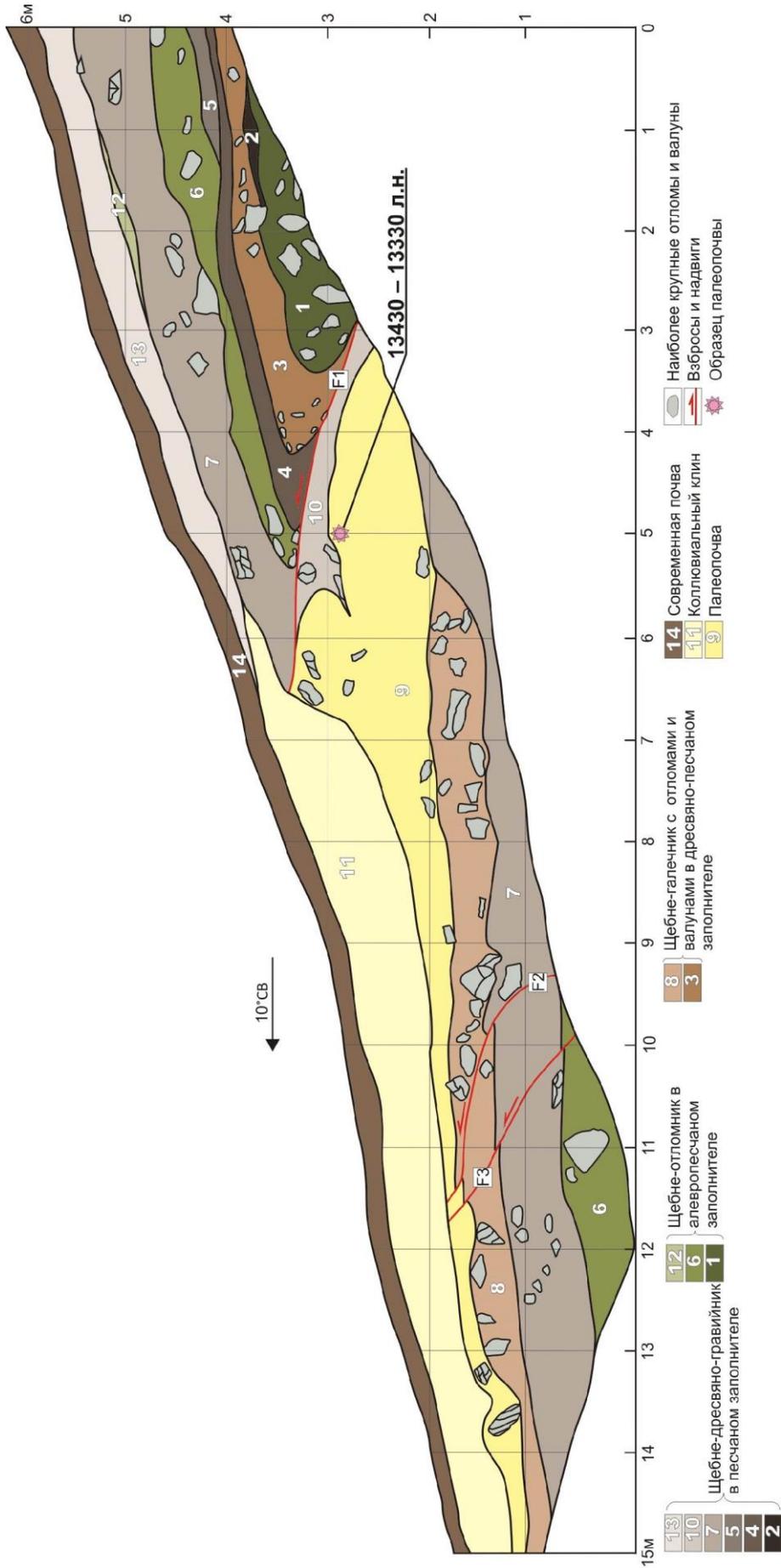


Рисунок 4.52 – Разрез восточной стенки траншеи 1, по (Deev et al., 2018a)

Слой 3. Светло-коричневый щебне-галечник с дресвяно-песчаным заполнителем. Галька имеет плохую окатанность. Щебень преимущественно крупный (> 5 см). Присутствуют отдельные отломы и валуны. Мощность 0.35–0.4 м.

Слой 4. Светло-коричневый щебне-дресвяно-гравийник с среднезернистым песчаным заполнителем. Мощность до 0.15 м.

Слой 5. Линза серого щебне-дресвяно-гравийника с средне- и мелкозернистым песчаным заполнителем. Мощность до 0.15 м.

Слой 6. Серый щебенник с алевропесчаным заполнителем. Щебень преимущественно средний и крупный. Присутствуют редкие гальки и валуны. Мощность 0.6 м.

Слой 7. Серый щебне-дресвяно-гравийник с средне- и крупнозернистым песчаным заполнителем. Встречаются отдельные отломы, валуны и гальки. Мощность до 0.65 м. В средней части наблюдаются линзовидные прослои мелкого щебне-галечника с среднезернистым песчаным заполнителем мощностью до 0.1 м.

Слой 8. Протяженная линза светло-коричневого щебне-отломника с отдельными валунами в дресвяно-песчаном заполнителе. Щебень преимущественно крупный (> 5 см). Мощность до 0.5 м.

Слои 1–8 представляют собой пролювий и отлагались из водокаменных и грязекаменных временных потоков.

Слой 9. Светло-коричневый слабогумусированный алевропесок, насыщенный дресвой и щебнем. Присутствуют отдельные отломы. Наблюдаются многочисленные фрагменты корневой системы и их отпечатки. Палеопочва. Мощность от 0.2 до 1.2 м. AMS ^{14}C возраст отобранного образца палеочвы составил 11550 ± 50 лет (Poz-78185), калиброванный возраст – 13430–13330 лет назад.

Залегание слоев 1–9 нарушено тремя падающими на юг разломами взбросово-надвиговой кинематики. Разломы F2 и F3 зафиксированы в пределах 10–12 метра траншеи. Они секут слои 6–9. Амплитуды смещения по линиям падения сместителей F2 и F3 – 6 и 14 см соответственно. Основной пологий надвиг F1 находится в интервале 4–7 метра траншеи. Амплитуда смещения по нему не менее 4.5 м. Она позволяет оценить моментную магнитуду землетрясения с использованием зависимостей из (Nikonov, 1988b; Wells, Coppersmith, 1994) – $M_w = 7.2–7.6$. Слои 1–7 висячем крыле собраны в приразломную складку. В результате бульдозерного эффекта в лежащем крыле, в районе надвиговой плоскости F1, наблюдается раздув мощности палеопочвы (слой 9). Также в результате данного эффекта был сформирован слой 10. При разрушении и частичном срезании висячего крыла надвига накапливается слой 11.

Слой 10. Серый щебне-дресвяно-гравийник с песчаным заполнителем. Присутствуют отдельные отломы, галька, валуны, фрагменты слабогумусированных алевропесков.

Представляет собой смесь палеопочвы (слой 9) и обломочного материала слоев 1, 3, 4, 6, 7. Слой имеет неправильную форму, его формирование связано с бульдозерным эффектом висячего крыла. Мощность достигает 0.4 м.

Слой 11. Светло-коричневый щебне-дресвяник с алевропесчаным заполнителем. Присутствуют отдельные мелкие отломы и галька. Слой представляет собой переотложенный материал слоев 9 и 7. Коллювиальный клин. Мощность 0.6 м.

Слой 12. Белесая линза щебенника в алевропесчаном заполнителе. Пролувий. Мощность 0.12 м. Вложена в отложения слоя 7.

Слой 13. Белесый щебне-дресвяно-гравийник с песчаным заполнителем. Пролувий. Мощность до 0.4 м. Срезает отложения слоев 7, 11, 12.

Слой 14. Темно-коричневый слабогумусированный алевропесок, насыщенный дресвой и щебнем. Современная почва. Мощность до 0.26 м.

Обнажение в русле временного водотока (12 на рисунке 4.1, см. рисунок 4.49, 4.50). Еще один разломный уступ зафиксирован к востоку от массива Кызыл-Омпул. Уступ высотой от 0.5 до 1 м простирается по азимуту 122° и сечет позднеплейстоцен-голоценовый пролювиальный конус выноса. В сухом русле временного водотока (сая), прорезающего разломный уступ в точке с координатами 42.41404° с.ш., 76.06429° в.д., Alt=1783 м, изучено естественное обнажение протяженностью 7 м и высотой до 2.2 м (рисунок 4.53).



Разломный уступ нарушает позднеплейстоцен-голоценовый пролювиальный конус выноса

Рисунок 4.53 – Разрез стенки в русле временного водотока, прорезающего разломный уступ к востоку от массива Кызыл-Омпул, по (Deev et al., 2018a)

Разрез в стратиграфической последовательности представлен следующими слоями (Deev et al., 2018a).

Слой 1. Серый отломно-валунник с алевропесчаным заполнителем. Видимая мощность 0.3 м.

Слой 2. Линза серого щебне-галечника с песчаным заполнителем. Срезает отложения слоя 1. Протяженность более 2 м. Мощность до 0.15 м.

Слой 3. Линза светло-коричневого щебне-галечника с песчаным заполнителем. Срезает отложения слоев 1 и 2. Протяженность более 2.2 м. Мощность до 0.15 м.

Слой 4. Линза светло-коричневого щебне-галечника с песчаным заполнителем. Срезает отложения слоев 1 и 3. Протяженность 1.8 м. Мощность 0.15 м.

Слой 5. Линза серого щебне-галечника с песчаным заполнителем. Срезает отложения слоев 3 и 4. Протяженность 2.6 м. Мощность 0.12 м.

Слой 6. Серый массивный отломно-валунник с алевропесчаным заполнителем. Срезает отложения слоев 3–5. Мощность до 0.84 м.

Слой 7. Светло-коричневый щебне-галечник с песчаным заполнителем. Мощность 0.3 м.

Слой 8. Серый массивный отломно-валунник с алевропесчаным заполнителем. Мощность до 0.4 м.

Залегание пролювиальных отложений слоев 1–8 нарушено двумя падающими на юго-запад разновозрастными взбросо-надвигами. Первый разлом F1 находится в интервале 2–4 метра обнажения. Амплитуда смещения слоев по нему составила 0.3 м. Смещаемые слои 7 и 8 висячем крыле слабо изогнуты в приразломную складку. Вторым разломом F2 был зафиксирован в интервале 4–5 метра обнажения. Амплитуда смещения по нему составила 0.4 м. Сейсмическое событие фиксируется двумя разновозрастными коллювиальными клиньями – слои 9а и 9б. Амплитуды смещений по разломам позволяют оценить моментную магнитуду землетрясения с использованием зависимостей из (Nikonov, 1988b; Wells, Coppersmith, 1994) – $M_w = 6.4–6.8$.

Слой 9 а, б. Серый щебне-отломно-валунник с алевропесчаным заполнителем. Слой представляет собой переотложенный материал висячего крыла. Коллювиальные клинья. AMS ^{14}C возраст раковин определен в 2860 ± 30 лет (Poz-78501), калиброванный возраст – 3040–2920 лет назад.

Разломы F1 и F2, коллювиальные клинья, а также слой 8 срезаются слоем 10.

Слой 10. Светло-коричневый щебне-галечник с песчаным заполнителем. Пролувиий. Мощность до 0.2 м.

Слой 11. Темно-коричневый слабогумусированный алевропесок, насыщенный дресвой и щебнем. Современная почва. Мощность до 0.06 м.

4.4.2. Тренчинг разломного уступа в зоне Тогуз-Булакского краевого разлома

В зоне Тогуз-Булакского разлома изучен разломный уступ протяженностью 2 км, который нарушает позднеплейстоцен-голоценовые пролювиальные конуса выноса у подножия хребта Кунгей-Ала-Тоо, между ручьями Сарыбулак и Каямат-Курком (13 на рисунке 4.1, см. рисунок 4.49, 4.50, рисунок 4.54 А). В восточной части наблюдается его расщепление на два самостоятельных уступа (рисунок 4.54 Б). Нижний уступ высотой 4.5–5 м простирается по азимуту 65° . Он сечет позднеплейстоценовый и вложенный в него голоценовый конус выноса. Выше по склону зафиксирован более древний разломный уступ 1 сходной высоты, который нарушает позднеплейстоценовый конус и эродирован голоценовым конусом выноса. Вкрест простирания нижнего разломного уступа, пройдена траншея 2 протяженностью 23 м и максимальной глубиной до 3 м (42.48518° с.ш., 76.05926° в.д., Alt=1849 м). В траншее в стратиграфической последовательности вскрыты следующие слои (рисунок 4.55) (Deev et al., 2018a).

Слой 1. Линза серого щебне-валунника с алевропесчаным заполнителем. Присутствует плохо окатанная крупная галька. Протяженность 6 м, видимая мощность более 0.54 м.

Слой 2. Линза серого щебне-дресвяника с мелко- и среднезернистым песчаным заполнителем. Присутствует плохо окатанная мелкая галька. Протяженность более 3 м. Видимая мощность более 0.5 м.

Слой 3. Линза серого щебне-галечника с дресвяно-песчаным заполнителем. Щебень преимущественно мелкий и средний, галька – мелкая и средняя плохо окатанная. Срезает отложения слоев 1 и 2. Протяженность линзы 6.5 м. Мощность до 0.6 м.

Слой 4. Линза серого щебне-дресвяника с мелкозернистым песчаным заполнителем. Присутствует плохо окатанная галька. Вложена в отложения слоя 3. Протяженность до 2.5 м. Мощность до 0.12 м.

Отложения слоев 1–4 представляют собой пролювий. В районе 7 метра траншеи залегание слоя 2 нарушает взброс F1, сместитель которого падает на север под углом около 45° . Амплитуда смещения составляет не менее 0.4 м, т.к. он, вероятно, смещал и отложения слоя 3. Сейсмогенная подвижка в разрезе фиксируется накоплением коллювиального клина (слой 5).

Слой 5. Серый массивный щебне-дресвяно-галечник с песчаным заполнителем. Галька плохо окатанная. Коллювиальный клин. Мощность до 0.36 м.

Взброс F1, слои 2-3, 5 срезаются слоем 6.

Слой 6. Линза серого щебне-галечника с дресвяно-песчаным заполнителем. Галька плохо окатанная. Присутствуют отдельные валуны. Срезает отложения слоев 2, 3 и 5. Протяженность более 6.5 м. Видимая мощность более 1.2 м.

Слой 7. Линза серого щебне-галечника с дресвяно-песчаным заполнителем. Галька плохо окатанная. Срезает отложения слоев 3–4, 6. Протяженность более 7 м. Мощность 0.78 м.



Рисунок 4.54 – А – стрелками показан разломный уступ, нарушающий позднеплейстоцен-голоценовый пролювиальный конус выноса у южного подножия хребта Кунгей-Ала-Тоо, в зоне Тогуз-Булакского разлома. Б – морфология разломного уступа в месте заложения траншеи. Пунктирные линии – основания разломных уступов, стрелки – бровки уступов.

Рисунок приведен по (Deev et al., 2018a)

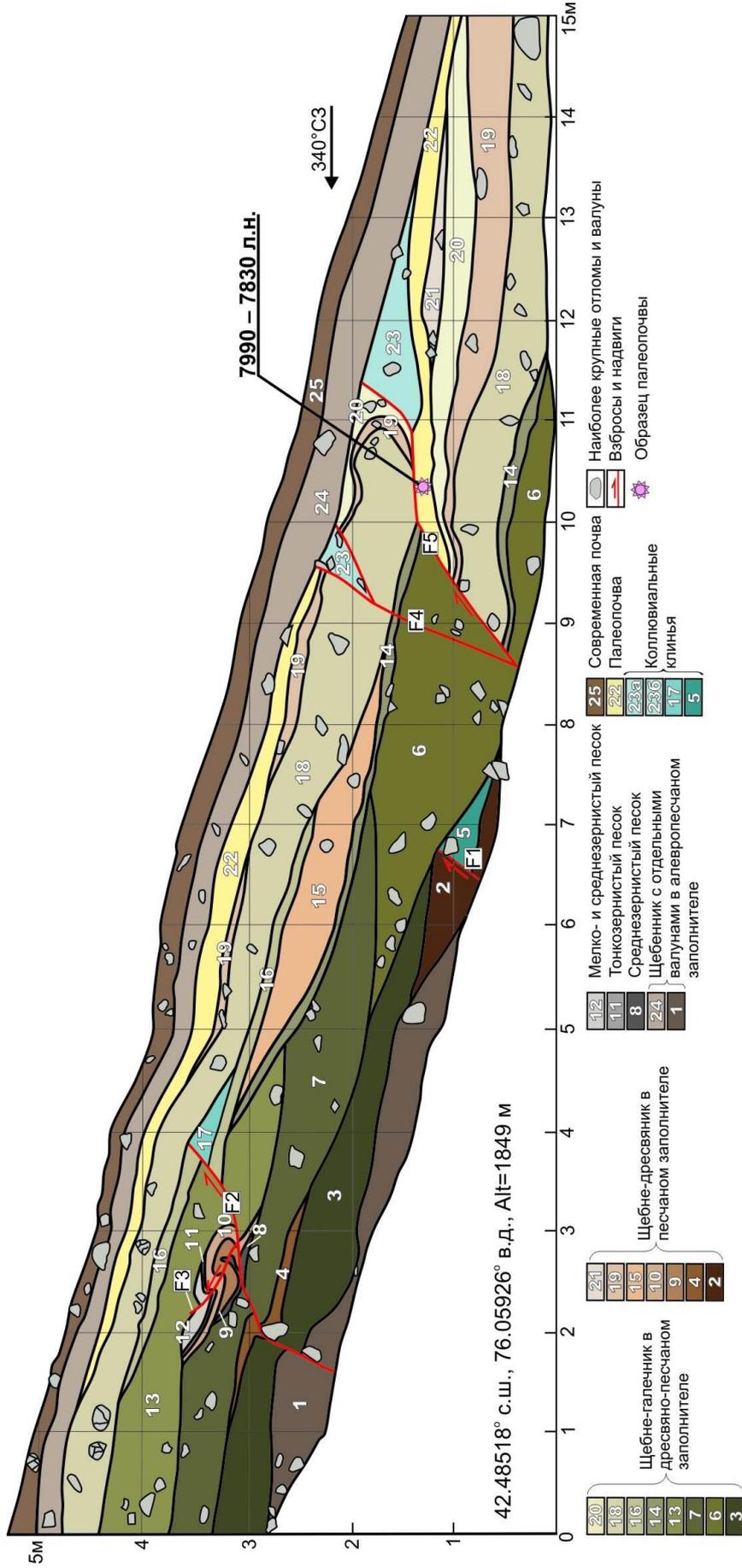


Рисунок 4.55 – Разрез северо-восточной стенки траншеи 2, вскрывающей разломный уступ в зоне Тогуз-Булакского краевого разлома, по (Deev et al., 2018a)

Слой 8. Линза светло-коричневого среднезернистого песка. Присутствует незначительное количество дресвы. Протяженность 1 м. Мощность 0.06 м.

Слой 9. Линза светло-коричневого щебне-дресвяника с крупнозернистым песчаным заполнителем. Протяженность 1 м. Мощность 0.12 м.

Слой 10. Линза серого щебенника с средне- и крупнозернистым песчаным заполнителем. Щебень мелкий и средний. Срезает отложения слоев 7–9. Протяженность 2 м. Мощность 0.12 м.

Слой 11. Линза серого тонкозернистого песка. Протяженность 1 м. Мощность до 0.06 м.

Слой 12. Линза серого мелко- и среднезернистого песка с прослоем щебне-дресвяника в средней части. Протяженность 1 м. Мощность до 0.12 м.

Слой 13. Линза серого щебне-галечника с дресвяно-песчаным заполнителем. Срезает отложения слоев 7, 10-12. Протяженность более 5 м. Мощность до 0.6 м.

Слой 14. Линза серого щебне-галечника с дресвяно-песчаным заполнителем. Галька плохо окатана. Срезает отложения слоев 6–7 и 13. Протяженность 9 м. Мощность до 0.12 м.

Слой 15. Линза щебне-дресвяника с песчаным заполнителем. Наблюдается линзовидная слойчатость (мощность 0.1 м), обусловленная процентными соотношениями щебня и дресвы, размерностью щебня. Протяженность до 5 м. Мощность до 0.4 м. Срезает отложения слоя 14.

Слой 16. Линза щебне-галечника с дресвяно-песчаным заполнителем. Срезает отложения слоев 13–15. Протяженность 6 м. Мощность до 0.18 м.

Слои 6–16 представляют собой пролювий. Залегание слоев 1, 3–4, 7–10, 13 и 16 в интервале 2–4 метра траншеи нарушает падающий на север разлом F2 взбросово-надвиговой кинематики. Он имеет изогнутый в разрезе сместитель и амплитуду смещения 0.14 м. Его оперяет взброс F3, падающий на юг. Вдоль него наблюдается смещение слоя 8 на 4 см и флексурный изгиб слоев 9–13. Сейсмогенное смещение по разлому F2 фиксируется отложениями коллювиального клина – слой 17.

Слой 17. Серый массивный щебне-дресвяно-галечник с средне- и крупнозернистым песчаным заполнителем. Коллювиальный клин. Мощность до 0.3 м.

Разлом F2, слои 13–17 срезаются слоем 18.

Слой 18. Серый щебне-галечник с дресвяно-песчаным заполнителем. Присутствуют отдельные валуны. Мощность до 0.7 м.

Слой 19. Линзы серого щебне-дресвяника с крупнозернистым песчаным заполнителем. Мощность до 0.42 м.

Слой 20. Линза серого щебне-галечника с дресвяно-песчаным заполнителем. Присутствуют отдельные валуны. Щебень преимущественно крупный, галька – плохо окатанная. Мощность до 0.3 м. Линза вложена в слой 19.

Слой 21. Линза серого щебне-дресвяника с мелко- и среднезернистым песчаным заполнителем. Протяженность 3 м. Мощность до 0.18 м. Вложена в слой 20.

Слои 18–21 представляют собой пролювий.

Слой 22. Светло-коричневый слабогумусированный алевропесок, насыщенный дресвой и щебнем. Присутствуют отдельные отломы. Наблюдаются многочисленные фрагменты корневой системы и их отпечатки. Палеопочва. Мощность до 0.26 м. AMS ^{14}C возраст отобранного образца палеочвы составил 7080 ± 40 лет (Poz-78186), калиброванный возраст – 7990 – 7830 лет назад.

Залегание слоев 6, 14, 18–20, 22 нарушено разлом F5, который находится в пределах 9–12 метров траншеи. Он представляет собой падающий на север взбросо-надвиг с изогнутой плоскостью сместителя. По разлому произошло перемещение висячего крыла с амплитудой не менее 1.5 м. При этом отложения слоев 18–20 в висячем крыле собраны в приразломную складку. Сейсмогенное смещение по разлому F5 фиксируется отложениями коллювиального клина – слой 23 а. Образовавшаяся одновременно с ним трещина F4 расщепляется кверху и нарушает целостность висячего крыла. Здесь фиксируется еще один коллювиальный клин – слой 23 б.

Слой 23 а, б. Серые щебне-дресвяно-галечники с крупнозернистым песчаным заполнителем. Присутствуют фрагменты палеопочвы. Представляет собой переотложенный материал слоев 19 и 20. Коллювиальный клин. Мощность от 0.3 до 0.6 м.

Разрез завершается слоями 24 и 25.

Слой 24. Белесый валунный щебенник с алевропесчаным заполнителем. Пролувий. Мощность 0.56 м. Срезает отложения слоев 18–20, 22–23а, б.

Слой 25. Темно-коричневый слабогумусированный алевропесок, насыщенный дресвой и щебнем. Современная почва. Мощность до 0.36 м.

Смещения по выявленным разломам дают возможность оценить моментные магнитуды палеоземлетрясений с использованием зависимостей из (Nikonov, 1988b; Wells, Coppersmith, 1994): для разлома F1 – $M_w = 6.4–6.8$, для F2 – $M_w = 6.1–6.4$, для F5 – $M_w = 6.8–7.2$ (Deev et al., 2018a).

4.4.3. Археосейсмологические исследования городищ Сары-Булун

Великий шелковый путь, существовавший на протяжении почти 2 тыс. лет, никогда не являлся единой дорогой, связывающей Китай и Европейские страны. Основные его пути проходили к югу от Тянь-Шаньских гор: вдоль горного обрамления великой пустыни Такла-Макан, там, где были источники воды и корм для скота. Однако в засушливые периоды, а также во времена политических и военных потрясений, Шелковый путь смещался к северу, и одна из

его дорог проходила по южному берегу оз. Иссык-Куль и, далее, на запад вдоль долины р. Чу (Корженков и др., 2016в).

Городища Сары-Булун Южное и Сары-Булун Северное (14 на рисунке 4.1, см. рисунок 4.49, 4.50) находятся на 9 км автодороги Балыкчи-Кочкорка, на первой правобережной надпойменной террасе р. Чу. Городище Сары-Булун Северное расположено с западной стороны дороги (рисунок 4.56), городище Сары-Булун Южное – в 200 метров к юго-востоку от автодороги.

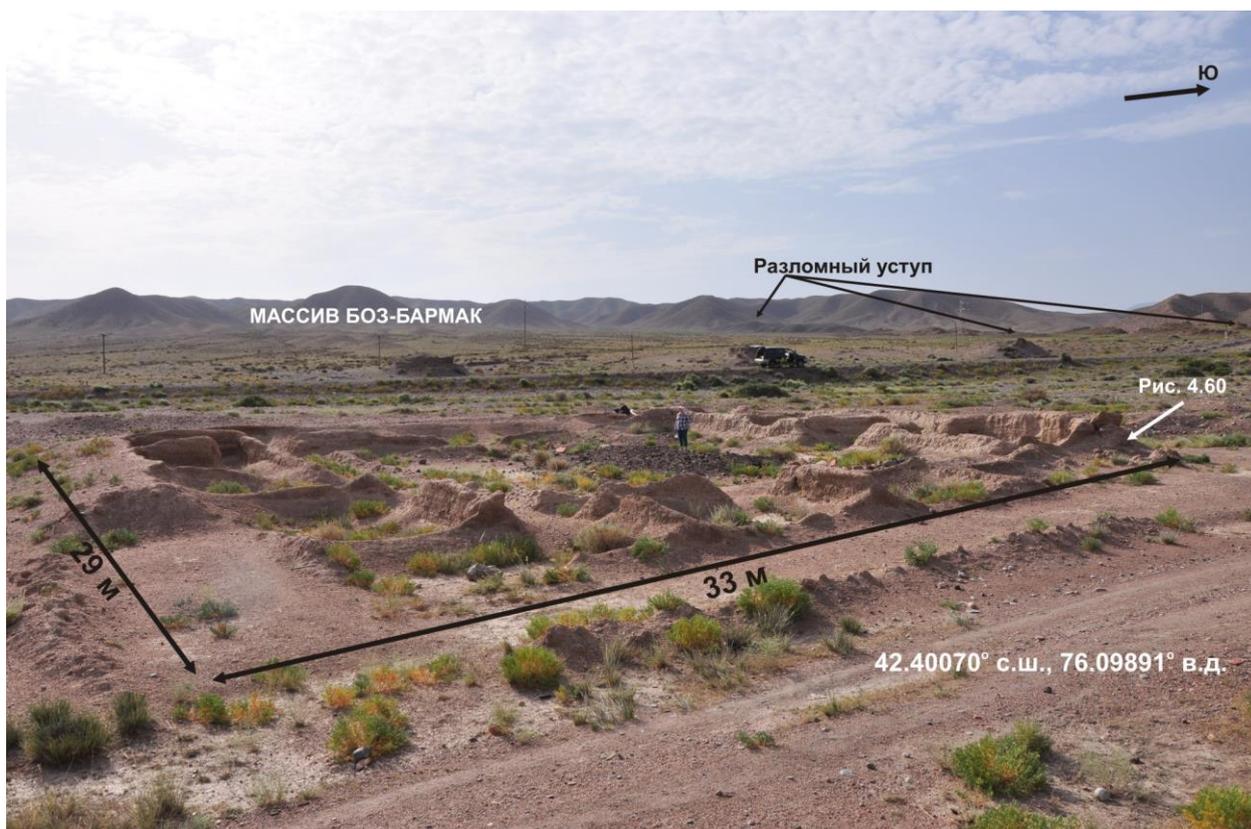


Рисунок 4.56 – Общий вид на городище Сары-Булун Северное (фото А.М.Корженкова, 2015 г.), по (Корженков и др., 2016в; Deev et al., 2018a)

Городища были исследованы археологической экспедицией Д.Ф. Винника в 1977-78 гг. Городище Сары-Булун Северное было раскопано полностью, а Сары-Булун Южное – частично. В 2009 г. проведены дополнительные исследования городища Сары-Булун Северное археологической экспедицией Кыргызско-Турецкого университета «Манас» (Кыргыз-Турк..., 2010).

Работами 1977-1978 гг. установлено, что городище Сары-Булун Северное в плане прямоугольное с длиной сторон 29 и 33 м (см. рисунок 4.56). Оно ориентировано стенами по сторонам света (рисунок 4.57). Внешние глинобитные стены сохранились на высоту до 1.3–1.6 м, при толщине до 1 м. Въезд в городище находился в центре южной стены. Внутри

городища находится 22 помещения, три коридора и двор. Последний занимал центральную часть поселения. Сохранились остатки печей для выплавки железной руды. Большая часть помещений и особенно двора были заполнены золой и шлаком. Вдоль его восточной и западной стен отчетливо видны каменные останцы пяти рудоплавильных печей. Судя по архитектуре, изначально городище Сары-Булун Северное представляло собой караван-сарай. Потом сооружение стало использоваться как мастерская по выплавке железа (Корженков и др., 2016в).

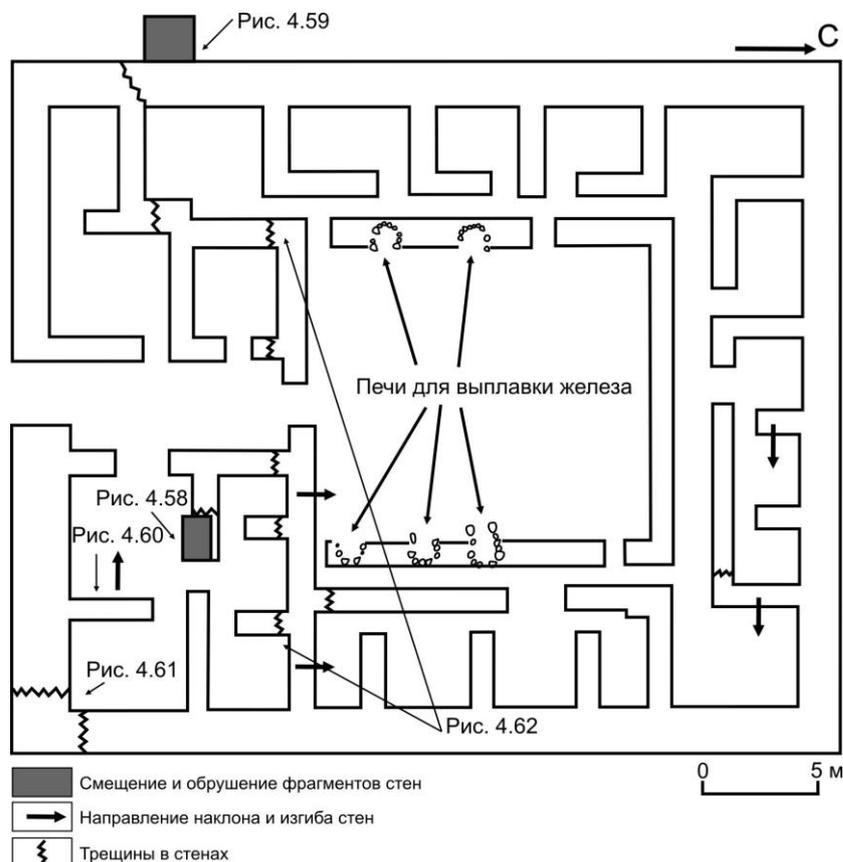


Рисунок 4.57 – План и деформации поселения Сары-Булун Северное (Корженков и др., 2016в; Deev et al., 2018a) на основе (Кыргыз-Турк..., 2010)

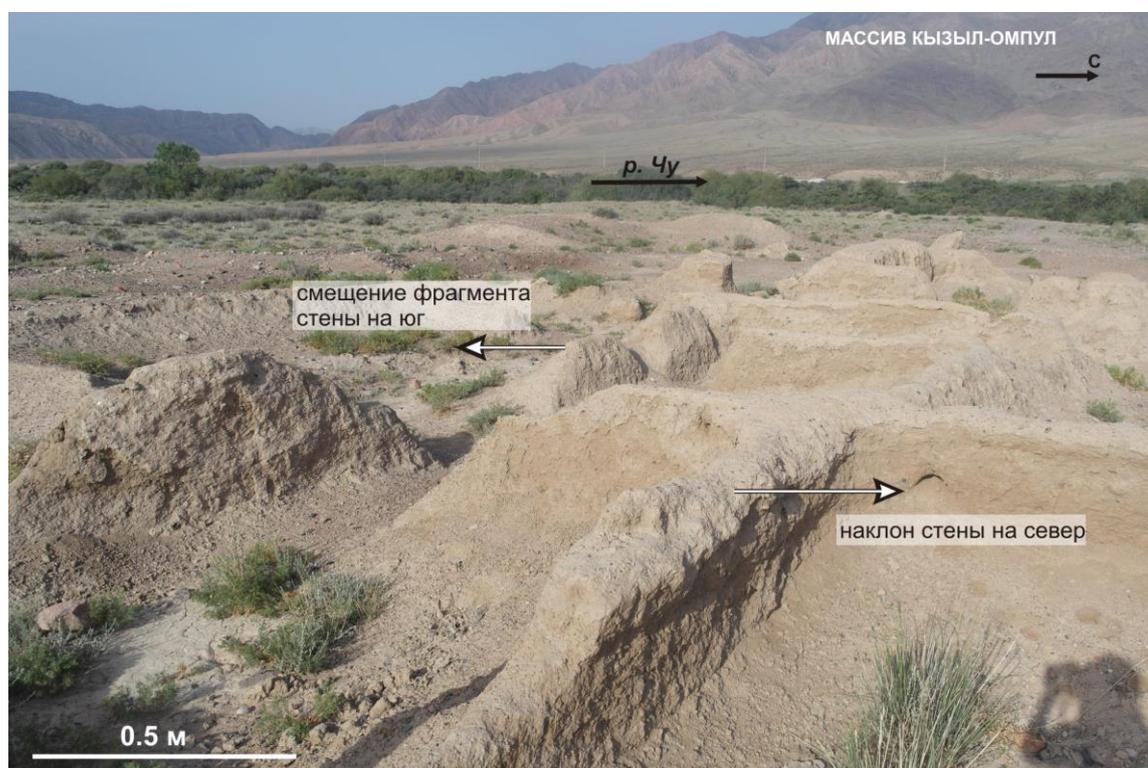
В настоящее время практически все стены поселения оплыли. Остатки внешней стены городища высотой до 40 см прослеживаются фрагментарно. Больше всего разрушена его западная часть. Стены этой части практически полностью размыты, и от них остались только небольшие возвышения, по которым можно определить конструкцию помещений. Стены внутренних построек сохранились на высоту 1.0-1.2 м.

Городище Сары-Булун Южное по результатам исследований 1977-1978 годов в плане квадратное, размером 40×40 м. Стены ориентированы по сторонам света. Максимальная их высота достигала 1.5 м. Въезд в городище находился в центре западной стены. Двор занимал центральную часть поселения. При обследовании городища вдоль западной, северной и восточной стен выявлены 15 помещений с глинобитными обмазанными стенами. Семь

вскрытых вдоль восточной стены помещений соединялись между собой дверными проемами. Судя по архитектуре, городище было поселком металлургов. При строительстве автодороги большая часть городища уничтожена, и сохранились лишь небольшие фрагменты его восточной части (Корженков и др., 2016в). Д.Ф. Винником установлено, что оба поселения относятся к караханидскому времени и датируются X-XII веками, что подтверждает найденная здесь караханидская монета (Кыргыз-Турк..., 2010).

В результате внешнего обследования конструкций городища Сары-Булун Северное в 2015 г. нами был выявлен ряд деформаций, которые указывают на его сейсмогенное разрушение (Корженков и др. 2016в; Deev et al., 2018a).

1. Выявлен преимущественный наклон стен субширотного простирания (азимут простирания около 80°) к северу (рисунок 4.58), а субмеридиональных стен (азимут простирания 168° – 174°) к востоку. Зафиксированы случаи смещения фрагментов стен (см. рисунок 4.58) и их обрушение (рисунок 4.59). Наклоны и обрушения стен, а также горизонтальное смещение верхних частей строительных конструкций является результатом сильных землетрясений. В таких случаях нижние части сооружения смещаются вместе с грунтом в направлении соответствующей сейсмической подвижки, в то время как верхние части остаются на месте вследствие инерции (см. главу 1).



Виден наклон широтной стены на север и выдвигание части стены того же простирания на юг

Рисунок 4.58 – Южная анфилада помещений городища Сыры-Булун Северное, по (Корженков и др., 2016в; Deev et al., 2018a)

2. Интересным феноменом, выявленным нами в Сары-Булунских городищах, является дугообразный в плане изгиб субмеридиональных стен. Такая деформация возникает при сейсмических движениях, действующих перпендикулярно простиранию стены, центральная часть которой имеет максимальную свободу для колебаний (рисунок 4.60).

3. Независимо от значительных оплывов, удалось выявить значительные трещины на всю высоту сохранившейся стены, которые расположены в приугловых частях (рисунок 4.61, 4.62). Разрушение углов зданий при землетрясениях происходит в результате разнонаправленных колебаний перпендикулярно соединенных стен в различных направлениях. В результате сейсмических движений на контакте стен различных простираний образуются длинные трещины, зачастую на всю высоту стены.

4. Плавильные печи в значительной степени деформированы. Между камнями, использованными для их строительства, имеются значительные промежутки. Сами камни находятся на различной высоте друг относительно друга. Создается впечатление, что камни разошлись и перекошились во время сильных колебаний грунта. Такую печь уже невозможно использовать для выплавки железа.

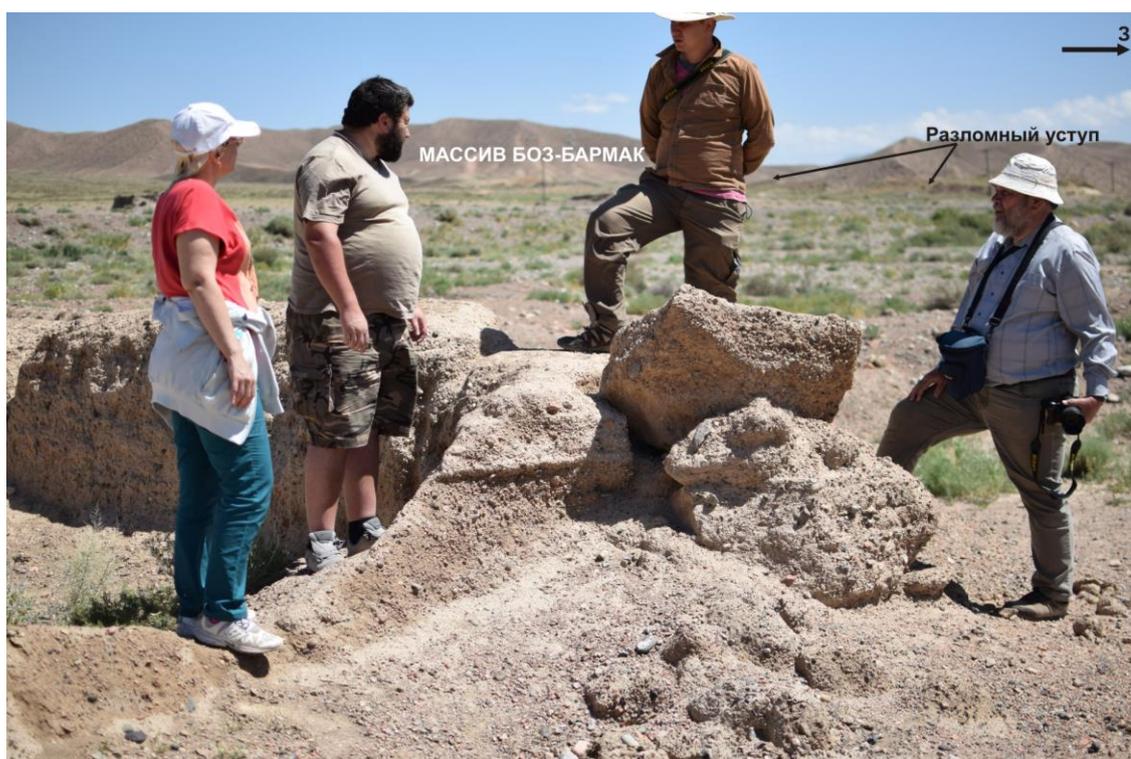


Рисунок 4.59 – Обрушение фрагментов стены меридионального простирания в западном направлении, по (Корженков и др., 2016в; Deev et al., 2018a)



Рисунок 4.60 – Дугообразный изгиб одной из субмеридиональных стен, по (Корженков и др., 2016в; Deev et al., 2018a)



Рисунок 4.61 – Трещины на всю высоту сохранившихся стен обоих простираний, по (Корженков и др., 2016в; Deev et al., 2018a)



Рисунок 4.62 – Систематическое проявление трещин (показаны стрелками) в приугловых частях стен меридионального простирания. Южная анфилада помещений городища Сары-Булун Северное, по (Корженков и др., 2016в; Deev et al., 2018a)

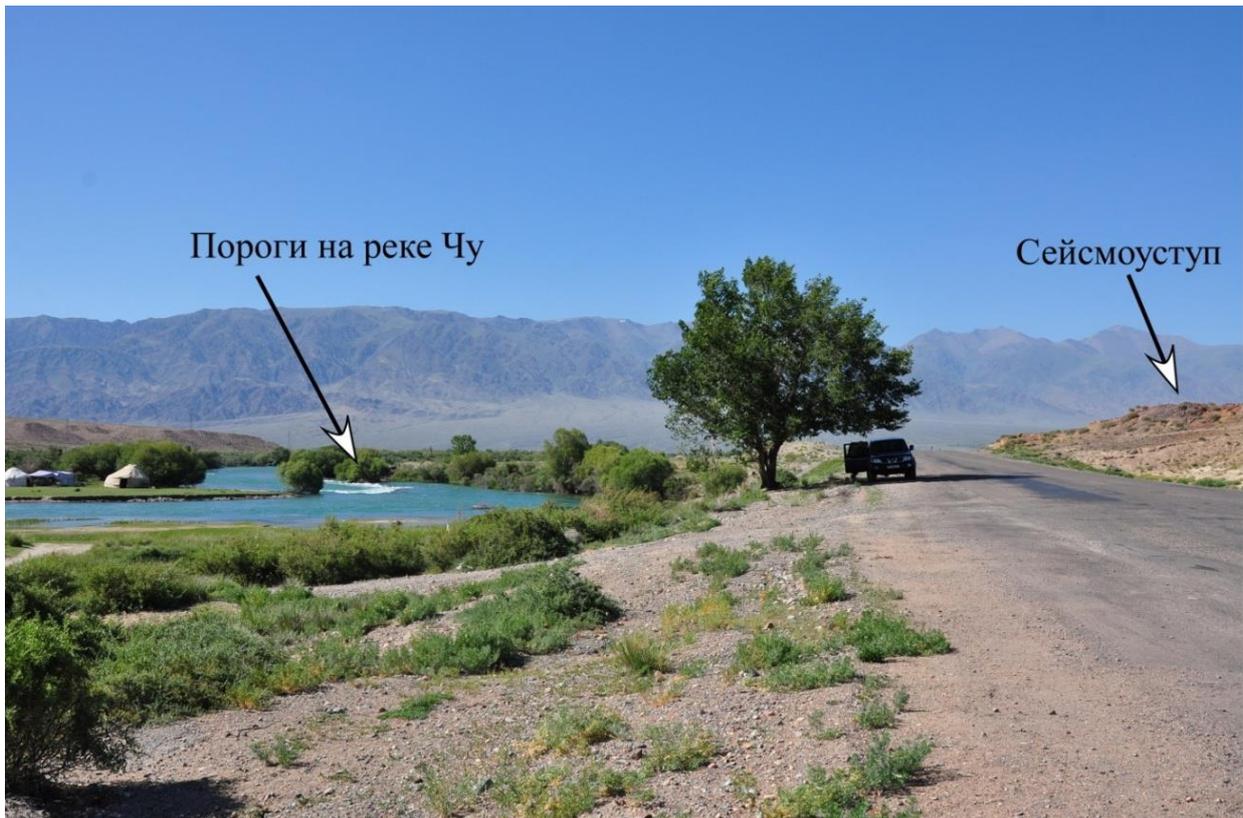
Важно отметить факт наличия между Северным и Южным городищами Сары-Булун разломного уступа (см. рисунок 4.50, 4.56, 4.59–4.61, рисунок 4.63). Уступ представляет собой гряду высотой до 10 м, сложенную девонскими конгломератами и песчаниками. Он протягивается по азимуту 300° на расстояние 1.3 км от поднятия Боз-Бармак до русла р. Чу. В месте пересечения уступом автотрассы Балыкчи-Кочкорка, он частично уничтожен во время строительства. Однако на его продолжении в русле р. Чу находятся пороги (рисунок 4.64). Северо-восточный склон уступа более пологий, нежели вертикальный юго-западный, что говорит о направлении вертикальных смещений в юго-западном направлении. Расположение кулис, на которые сегментирован разломный уступ, указывает на присутствие правосдвиговой компоненты смещения вдоль разлома. Нарушение позднеплейстоцен-голоценовых озерно-аллювиальных террас (рисунок 4.65), а также голоценовой поймы и русла р. Чу, свидетельствуют о молодости сейсмогенных подвижек по выявленному разломному уступу (Корженков и др., 2016в; Deev et al., 2018a).



Черные линии показывают активный разлом – правосторонний взбросо-сдвиг с поднятием СВ крыла. Горы Боз-Бармак представляют самую восточную структуру – составляющую Киргизского хребта и являющуюся свидетельством его продолжающего латерального разрастания. Именно возникновение и рост этой гряды в позднем плейстоцене привел к повороту р. Чу, ранее впадавшей в озеро Иссык-Куль, в северном направлении

Рисунок 4.63 – Снимок Google Earth с расположением поселений Сары-Булун
(Корженков и др., 2016в)

Таким образом, в результате исследований на городищах Сары-Булун выявлен ряд деформаций, которые однозначно свидетельствуют об их сейсмогенной природе: наклоны, выдвигания, обрушения и латеральные изгибы стен, а также протяженные трещины в приугловых частях зданий. Возраст сейсмического события определяется XII в., которым датируются самые молодые артефакты, найденные на территории городищ. Судя по степени разрушений, сила древнего землетрясения была не менее 8 баллов по шкале MSK-64. Можно предположить, что источником сейсмических колебаний был разрыв, формирующий сейсмогенный уступ на западной периклинали активной антиклинальной структуры Боз-Бармак (Корженков и др., 2016в; Deev et al., 2018a).



Вид на север. На дальнем плане – хребет Кунгей Ала-Тоо

Рисунок 4.64 – Пороги в русле р. Чу, в месте ее пересечения разломным уступом (Корженков и др., 2016в)



Рисунок 4.65 – Флексурный изгиб позднеплейстоцен-голоценовых озерно-аллювиальных отложений вдоль юго-западного (крутого) склона разломного уступа

Проведенные палеосейсмологические исследования разломных уступов в западной части Иссык-Кульской впадины показали, что их формирование связано с разломами, по которым Киргизский хребет (массив Кызыл-Омпул) и Кунгейский хребет надвигаются на ее отложения навстречу друг другу. Подвижки по этим разломам генерировали землетрясения с магнитудами от 6.2 до 7.6 и интенсивностью 8–11 баллов по шкале MSK-64. В зоне Тогуз-Булакского разлома установлены сейсморазрывы двух голоценовых землетрясений и землетрясения, произошедшего около 8 тыс. лет назад. На северо-восточной периферии массива Кызыл-Омпул зафиксированы сейсморазрывы с возрастом около 13 и 3 тыс. лет. Археосейсмологические исследования городища Сары-Булун Северное, расположенного на западной периферии активно растущей в позднем плейстоцене и голоцене антиклинали Боз-Бармак, позволили выявить следы еще одного землетрясения с $I \geq 8$ баллов по шкале MSK-64, которое произошло в XII веке (Deev et al., 2018a).

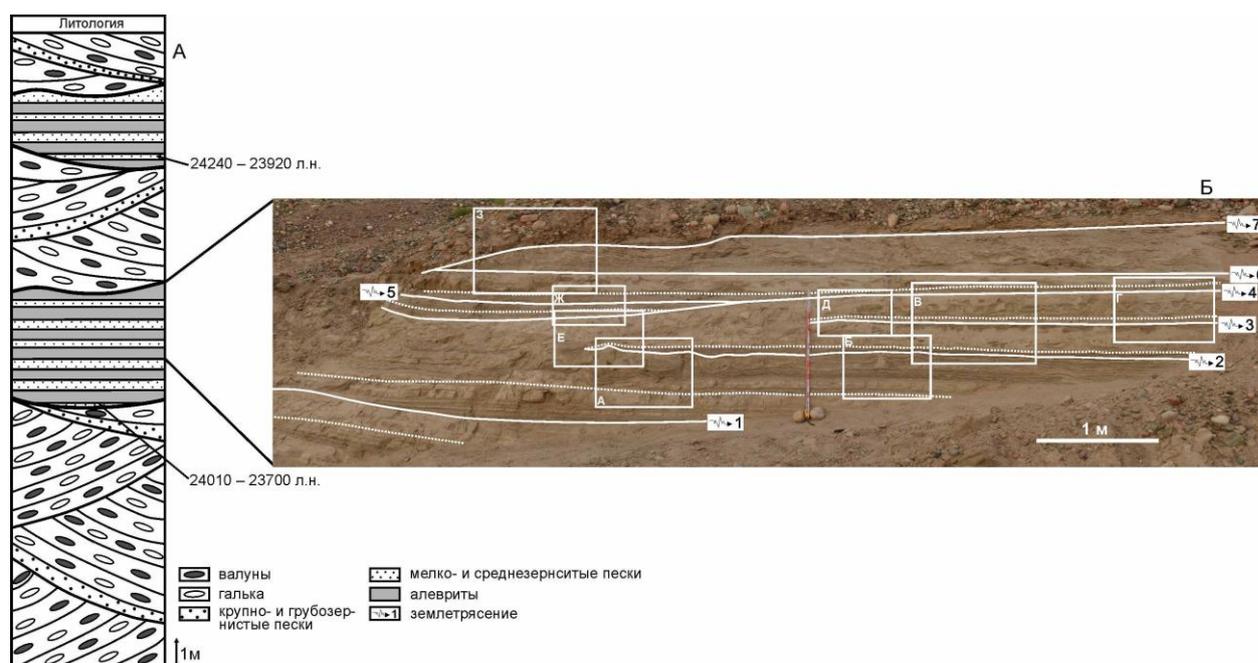
4.5. Вторичные сейсмогенные деформации (сейсмиды) в позднеплейстоценовых отложениях оз. Иссык-Куль

4.5.1. Сейсмиды в позднеплейстоценовых отложениях массива Боз-Бармак

Непосредственно к западу от оз. Иссык-Куль расположен массив Боз-Бармак (см. рисунок 4.50). Он представляет собой активно растущую антиклиналь на восточном окончании Киргизского хребта. В пределах массива в поднятие вовлекаются пролювиальные, аллювиальные и озерные позднеоген-четвертичные отложения (см. рисунок 2.55). В апикальной части обнажаются отложения иссык-кульской свиты, которые к краевым частям последовательно перекрываются отложениями среднего-позднего плейстоцена и голоцена. На северо-восточной окраине этого антиклинального поднятия изучен карьер протяженностью 0.5 км и ориентированный по азимуту 345° (15 на рисунке 4.1, см. рисунок 4.49, 4.50). В стенках карьера обнажаются аллювиальные валунно-галечники с крупной мульдообразной слоистостью (рисунок 4.66 А, 4.67 А). В ряде мульд наблюдаются линзы крупно- и грубозернистых песков. Среди аллювиальных отложений на двух уровнях присутствуют протяженные линзы озерных субгоризонтально-слоистых средне- и мелкозернистых песков, переслаивающихся с алевритами (см. рисунок 4.66, 4.67 Б). Среди песков присутствуют разности с параллельной субгоризонтальной слоистостью и разности со структурами симметричной или слабо ассиметричной волновой ряби. Аллювиальные и озерные отложения деформированы в конседиментационные коробчатые складки (см. рисунок 4.67) (Deev et al., 2018a).

Нами детально изучен фрагмент обнажения нижней озерной пачки мощностью 3.9 м. Озерные отложения падают под углом 5° по азимуту 106° . В верхних 2 м озерной пачки выделено 7 горизонтов с деформациями (см. рисунок 4.66 Б) (Deev et al., 2018a).

Горизонт 1 (Г1). Деформации сконцентрированы в интервале мощность 30 см. Они представлены структурами перемешивания мелкозернистых песков и подстилающих их алевритов. На границе разнозернистых слоев наблюдаются малоамплитудные пламенеvidные структуры внедрения алевритов в перекрывающие пески и структуры нагрузки, которые, напротив, отражают погружение песков в алевриты. Более значительное перемешивание контактирующих слоев представлено подушечными структурами, сложенными мелкозернистым песком. Максимальный размер подушек достигает 20 см. Сам горизонт полого изогнут. Между горизонтами с деформациями 1 и 2 находится пачка недеформированных отложений толщиной 40 см, которая трансгрессивно перекрывает горизонт 1. В ее нижней половине наблюдается тонкое горизонтальное переслаивание песков и алевритов, несогласно прилегающих к кровле горизонта 1. Верхняя половина имеет существенно алевритовый состав.



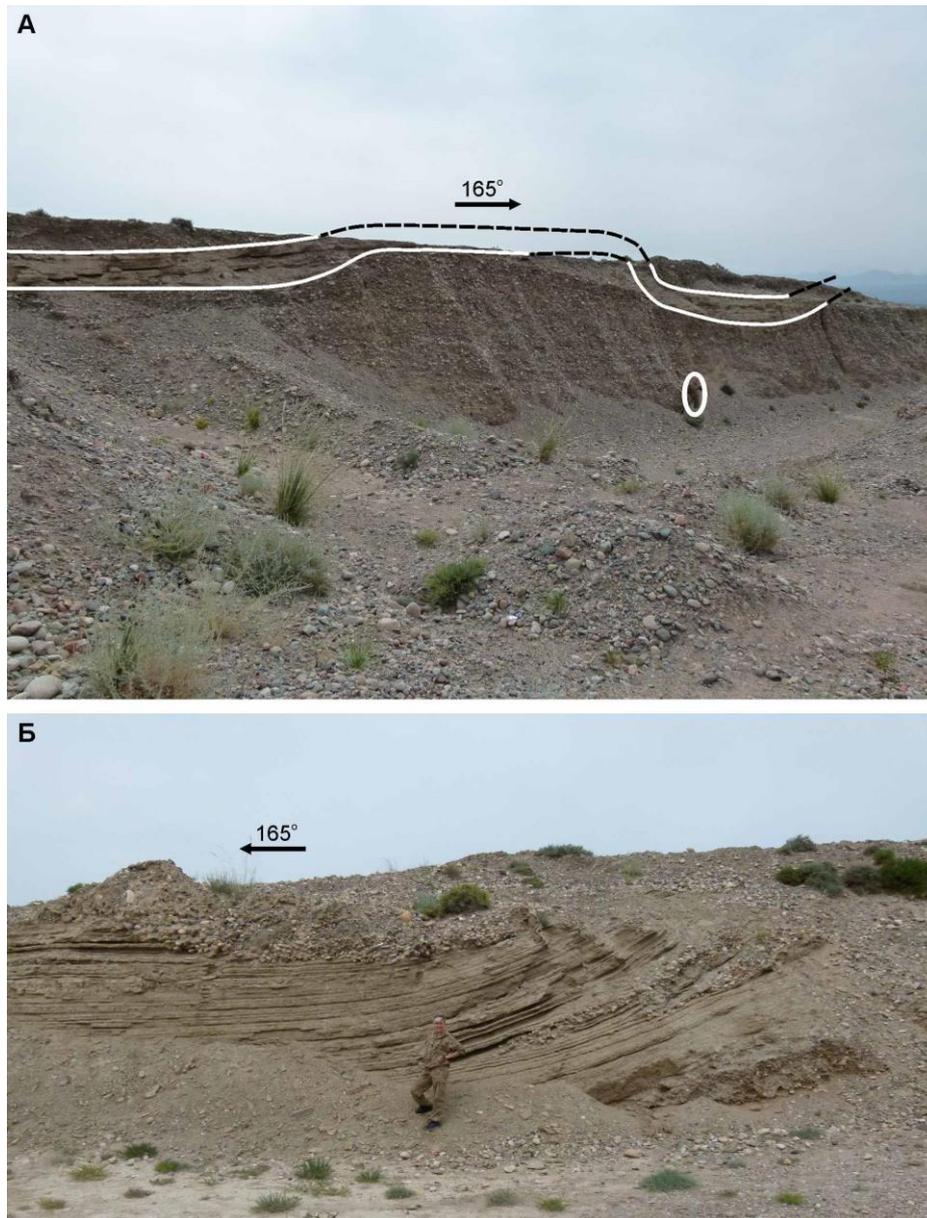
Белые пунктирные линии – подошвы горизонтов с деформациями, белые сплошные линии – их кровли и уровни проявления землетрясений. Белыми рамками оконтурены фрагменты обнажения, представленные на рисунке 4.68

Рисунок 4.66 – Литологическая колонка верхнеплейстоценовых отложений, вскрытых карьером на северо-восточной окраине массива Боз-Бармак (А) и обнажение нижней озерной линзы (Б), по (Deev et al., 2018a)

Горизонт 2 (Г2). Представляет собой переслаивание протяженных линз песков и алеуритов. В пределах горизонта наблюдаются диапиры песков в перекрывающие алеуриты (рисунок 4.68 А). В противоположность, в краевых тонких частях алеуритовых линз наблюдаются диапировые внедрения частично брекчированных алеуритов в перекрывающие пески (рисунок 4.68 Б). Над апикальными частями структур внедрения присутствуют дисгармоничные складки и микроразломы. Мощность горизонта 40 см. Волнистая деформированная кровля горизонта несогласно перекрывается слоем песка толщиной до 10 см, который уверенно прослеживается на большей части обнажения, разделяя горизонты с деформациями 2 и 3.

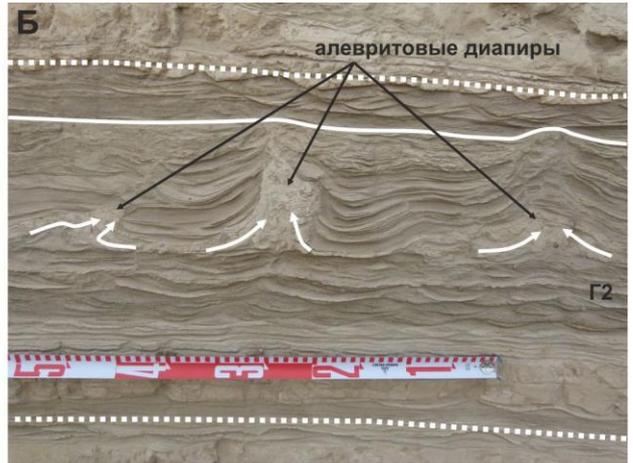
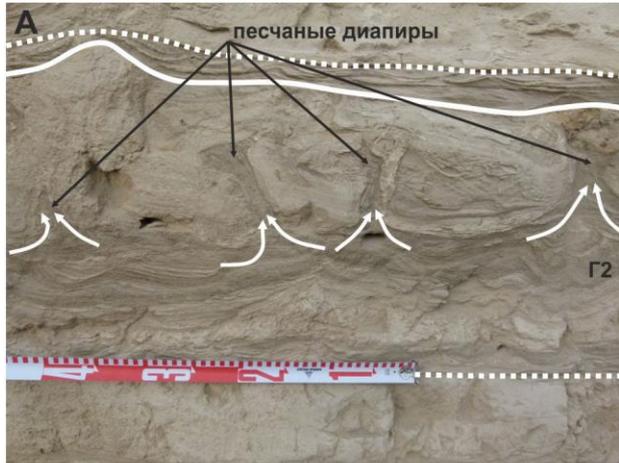
Горизонт 3 (Г3). В интервале мощностью 25 см сконцентрированы структуры, возникшие при перемешивании пар слоев, в которых сверху располагаются средне-тонкозернистые пески, снизу – алеуриты. В результате перемешивания в нижней и средней части горизонта образовались псевдонодули и подушечные структуры песка в алеуритовой массе (рисунок 4.68 В, Д–Е). В верхней части горизонта наблюдаются пламенеvidные

структуры (рисунок 4.68 В–Г). Горизонты 3 и 4 разделены 10–сантиметровым интервалом недеформированных алевритов (нижние две трети) и песков (верхняя треть).



А – коробчатые складки в северо-восточной стенке карьера. В качестве маркирующего горизонта выступают озерные отложения верхнего уровня, подошва и кровля которых подчеркнуты белыми линиями. Черные пунктирные линии – уничтоженные при разработке карьера части озерных отложений. В белом овале – Ирина Турова. Б – переход озерных отложений с субгоризонтальным залеганием в ядре коробчатой складки к наклонному в ее крыле

Рисунок 4.67 – Складки в позднеплейстоценовых отложениях на северо-восточной окраине массива Боз-Бармак (Deev et al., 2018a)



А – внедрение песчаных диапиров в перекрывающие алевриты в горизонте Г2. Б – диапиры алевритов в пески в горизонте Г2. В, Г – псевдонодули, подушечные и пламеневидные структуры в горизонтах Г3 и Г4. Д – псевдонодули и подушечные структуры горизонтов Г3 и Г4; в пределах подушек сохраняются реликты первичной слоистости песков. Е – слияние горизонтов с деформациями Г2, Г3 и Г4 в результате вовлечения в деформации частей более древних горизонтов и разделяющих их недеформированных слоев при более молодых сейсмических событиях. Ж – складки в песках горизонта Г5. З – в нижней части видны подушечные структуры горизонта Г6, в верхней – столбообразные структуры, возникшие при вертикальном подъеме разжиженных песков. Они фрагментируют прослой алевритов, которые изгибаются с формированием блюдцеобразных структур

Рисунок 4.68 – Детали строение деформированных интервалов (Deev et al., 2018a)

Горизонт 4 (Г4). Мощность 25 см. Отчетливо выражен как самостоятельный горизонт с деформациями в юго-восточной части обнажения (см. рисунок 4.66 Б). Здесь в нижней половине горизонта наблюдаются подушечные структуры (рисунок 4.68 В–Г). Во многих подушках сохраняются элементы первичной слоистости деформированных песков (рисунок 4.68 Д). Верхняя слабдеформированная часть горизонта сложена массивным алевритом. В северо-западной половине обнажения происходит слияние деформированных горизонтов 4 и 3, а далее их объединение с горизонтом 2 (рисунок 4.68 Е). В этом же направлении субгоризонтальная кровля горизонта начинает погружаться. Неровная кровля горизонта трансгрессивно перекрывается пачкой песков мощностью от 5 до 25 см. В ее средней части выделен следующий горизонт с деформациями.

Горизонт 5 (Г5). Мощность до 12 см. В пределах горизонта пески деформированы в складки (рисунок 4.68 Ж). Антиклинальные складки с округлым замком изменяются от открытых до острых, синклинальные – от округлых с открытыми и закрытыми замками до складок с уплощенным замком. Горизонты с деформациями 5 и 6 разделены песками с первичными недеформированными осадочными текстурами. Их мощность достигает 10 см.

Горизонт 6 (Г6). Мощность до 25 см. Деформации горизонта представлены структурами перемешивания песков и алевритов с формированием песчаных обособлений в виде псевдонодулей и подушечных структур (рисунок 4.68 З). Кровля горизонтальная ровная. Она же является подошвой следующего горизонта с деформациями.

Горизонт 7 (Г7). Интервал мощностью до 40 см сложен, главным образом, песками, среди которых присутствуют тонкие (1–2 см) линзовидные прослой алевритов. Деформации песков проявляются в плавных и флексуорообразных изгибах первично седиментационных

текстур песков. При движении разжиженных песков вверх в местах присутствия алевритовых прослоев происходит разрыв последних с формированием столбообразных структур. При этом фрагментированные алевриты изгибаются вниз с формированием блюдцеобразных форм (см. рисунок 4.68 З). В других случаях происходит незакономерное конвюлютное перемешивание песков и алевритов. Деформированный горизонт перекрывается параллельно- и волнисто-слоистыми песками (до 5 см), вместе с которыми срезается перекрывающей пачкой валунно-галечников.

Для определения возраста деформированных горизонтов были отобраны раковины пресноводных гастропод. AMS ^{14}C возраст раковин из основания нижней озерной линзы определен в 19820 ± 110 лет (Poz-78503), калиброванный возраст – 24010 – 23700 (68.2%) лет назад. AMS ^{14}C возраст раковин из основания нижней трети верхней озерной линзы определен в 20010 ± 120 лет (Poz-78502), калиброванный возраст – 24240 – 23920 (68.2%) лет назад. Несущественная инверсия полученных возрастов укладывается в пределы погрешности их определения (Deev et al., 2018a).

Для соотнесения наблюдаемых деформаций в рыхлых отложениях с землетрясениями в мировой практике используется ряд критериев (Sims, 1975; Hempton, Dewey, 1983; Anand, Jain, 1987, Moretti, Van Loon, 2014). Применительно к деформациям, выявленным в линзе позднеплейстоценовых озерных отложений, с нашими дополнениями, можно использовать следующие из них (Deev et al., 2018a).

1. Изученный разрез расположен в области интенсивного позднекайнозойского горообразования. Современная блоковая структура западной части Иссык-Кульской впадины определяется активными разломами различной кинематики. Высокая сейсмическая активность района подтверждается инструментально зарегистрированными, историческими и древними землетрясениями с $5 \leq M \leq 8.0$ и интенсивностью до 10–11 баллов.

2. Деформации не возникали непосредственно в процессе осадконакопления, т.к. они нарушают первичные осадочные текстуры песков и алевритов, первичную стратиграфическую последовательность слоев.

3. Общее строение изученного разреза, генезис отложений и морфология деформаций исключают их образование вследствие гравитационных и подводно-гравитационных процессов, волновых и мерзлотных явлений.

4. Деформационные структуры масштабно и морфологически соответствуют структурам, возникающим при разжижении отложений при современных и исторически зафиксированных землетрясениях, ископаемым сейсмитам, выявленным в Прииссыккулье и в других сейсмоактивных регионах (Hempton, Dewey, 1983; Plaziat et al., 1990; Rodríguez-Pascua et al., 2000; Bowman et al., 2004a; Деев и др., 2009a; Moretti, Ronchi, 2011; Üner et al., 2012; Üner, 2014),

полученным при вибрационном воздействии на влагонасыщенные осадки в лабораторных условиях структурам (Kuenen, 1958; Owen, 1996; Moretti et al., 1999).

5. Деформации приурочены к определенным стратиграфическим уровням. Горизонты с деформациями разделены аналогичными в гранулометрическом отношении недеформированными слоями, которые несогласно перекрывают или срезают кровли деформированных горизонтов. Это указывает на дискретность и повторяемость деформационных событий, что и следует ожидать в сейсмоактивных зонах, характеризующихся чередованием периодов затишья и активизации.

Ограниченность протяженности самой озерной линзы, а также выработанного в верхнеплейстоценовых отложениях карьера не позволяют в нашем случае использовать критерий широкого латерального распространения деформационных структур как необходимое условие для их отнесения к сейсмически обусловленным конволюциям.

Таким образом, мы принимаем сейсмогенный генезис выявленных деформационных структур и вслед за (Seilacher, 1969) относим их к «сейсмитам». В качестве механизма их формирования следует рассматривать разжижение влагонасыщенной рыхлой среды при вибрационном сейсмическом воздействии. В процессе разжижения существенное значение приобретают удельная поверхность порового пространства, пористость и поровое давление. Чем ниже пористость и выше удельная поверхность порового пространства, т.е., как правило, чем более мелкозернистым является осадок, тем сильнее он будет подвержен разжижению (Сибиряков, Деев, 2008). Именно поэтому наиболее благоприятной средой для проявления процессов разжижения при землетрясениях являются рыхлые влагонасыщенные осадки гранулометрических фракций в интервале 0.01–1 мм (Tsuchida, Hayashi, 1971) – в нашем случае озерные алевриты и пески.

На примере обсуждаемого разреза можно выделить два фактора, способствующих разжижению: (1) наличие нестабильных систем с обратным градиентом плотности, когда слой песка подстилается алевритом, или массивный среднезернистый песок – тонким переслаиванием средне-мелкозернистых песков; (2) присутствие в разрезе локальных флюидоупоров, роль которых могли играть алевриты. В первом случае, сформировались псевдонодули, подушечные и пламенеvidные структуры, процесс формирования которых рассмотрен в (Kuenen, 1958; Moretti et al., 1999; Owen, 2003), а также складки. Видимо, алевритовые диапиры также являются одной из стадий формирования подобных структур, когда под нагрузкой вышележащих песков происходит деформация подстилающего алеврита с изменением его мощности и нагнетанием в перекрывающий осадок. Частичное брекчирование алевритов свидетельствует о том, что они в меньшей степени, чем пески, подвержены разжижению. Причина этого – снижение их эффективной пористости за счет примеси

пелитовой компоненты. Это сыграло свою роль и во втором случае, когда алевроиты играли роль локальных флюидоупоров, в результате чего образовывались песчаные диапиры и столбообразные структуры, возникшие при вертикальном подъеме разжиженных песков (Moretti et al., 1999; Rodríguez-Pascua et al., 2000).

4.5.2. Сейсмичность разреза Тоссор

Исследуемый участок расположен на западной окраине с. Тоссор (9 на рисунке 4.1, рисунок 4.69, 4.70), где ряд оврагов пересекает раннеголоценовую тюпскую (Алешинская и др., 1971) террасу оз. Иссык-Куль с абсолютной высотой 1630 м над уровнем моря.



Рисунок 4.69 – Схема расположения участка изучения сейсмичности в береговых разрезах отложений оз. Иссык-Куль, по (Gladkov et al., 2016)

Выполненные исследования позволили составить и охарактеризовать сводный разрез отложений, вскрытых в изученных оврагах на глубину более 10 метров (рисунок 4.71). Разрез террасы представлен преимущественно прибрежно-озерными отложениями, которые в верхней части сменяются субаэральными образованиями. Верхняя часть разреза представлена субаэральными лессовидными суглинками и супесями палевого цвета, мощность которых достигает 1.7 м. Из основания суглинков отобраны раковины гастропод. AMS ^{14}C датирование раковин дало возраст 10120 ± 50 лет (Poz-66206), калиброванный возраст – 11840 – 11610 лет назад, что приблизительно соответствует границе плейстоцена и голоцена (Gladkov et al., 2016).

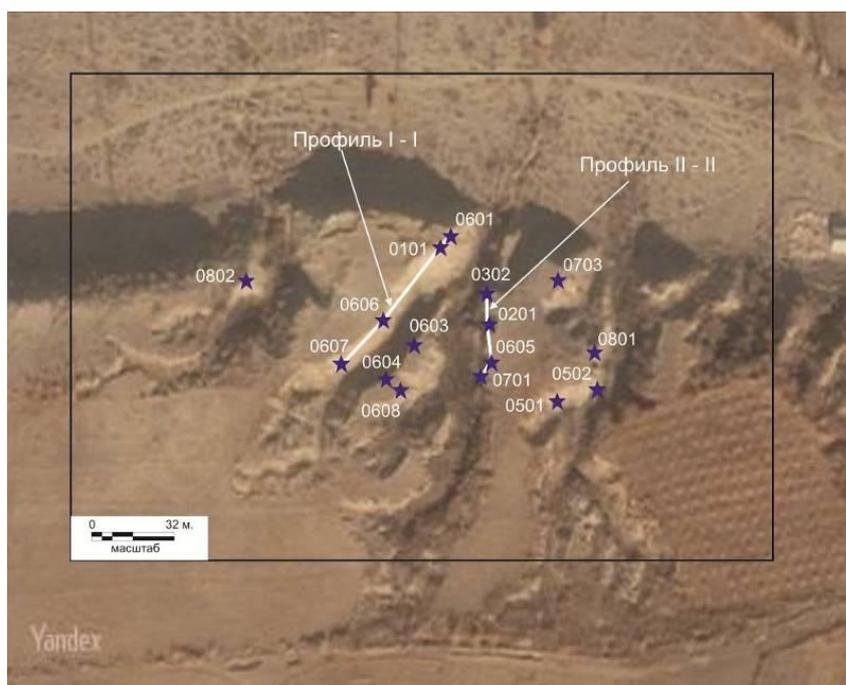
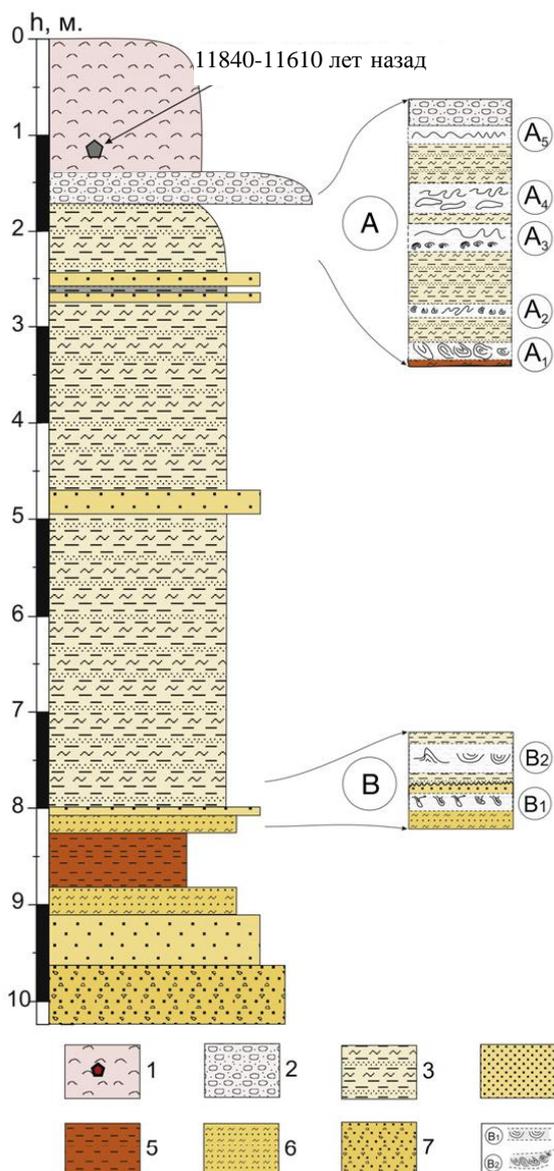


Рисунок 4.70 – Схема расположения изученных профилей и участков разрезов с выявленными сейсмогенными деформационными (синие звездочки), по (Gladkov et al., 2016) с изменениями

Ниже по разрезу суглинки сменяются песчано-галечными отложениями, мощность которых варьирует от 0.1 до 0.5 м. Далее, до глубины 7.9 м, наблюдается переслаивание мелкозернистых песков, алевритов и глин. Среди них присутствуют слои и линзы серого средне-крупнозернистого песка мощностью до 0.3 м. В интервале 7.9–8.1 м зафиксирован слой крупнозернистого песка. Интервал 8.1–9.2 м представлен переслаиванием мелкозернистых песков и алевритов, между которыми фиксируется слой зеленовато-серой плотной глины мощностью 0.4–0.7 м. Еще ниже находится слой крупнозернистого песка мощностью до 0.5 м (интервал 9.2–9.7 м) и, наконец, в основании разреза присутствуют песчано-гравийные отложения (интервал 9.7–10.3 м) с маломощным прослоем глины.

Состав отложений разреза Тоссор указывает на их формирование преимущественно в обстановке прибрежного мелководья. При этом нижняя и средние части разреза представлены отложениями литоральной фации (переслаивание мелкозернистых песков, алевритов и глин). На это указывают и присутствующие в песках и алевритах знаки волновой ряби (рисунок 4.72 А). Перекрывающие их песчано-галечные образования представляют собой фацию пляжа. Для всех отложений характерна субгоризонтальная слоистость с небольшим наклоном (до 1–3°) по направлению к озеру. Наряду с первично седиментационными текстурами в пределах изученного разреза были зафиксированы многочисленные деформационные структуры, которые и послужили объектами изучения (Gladkov et al., 2016).



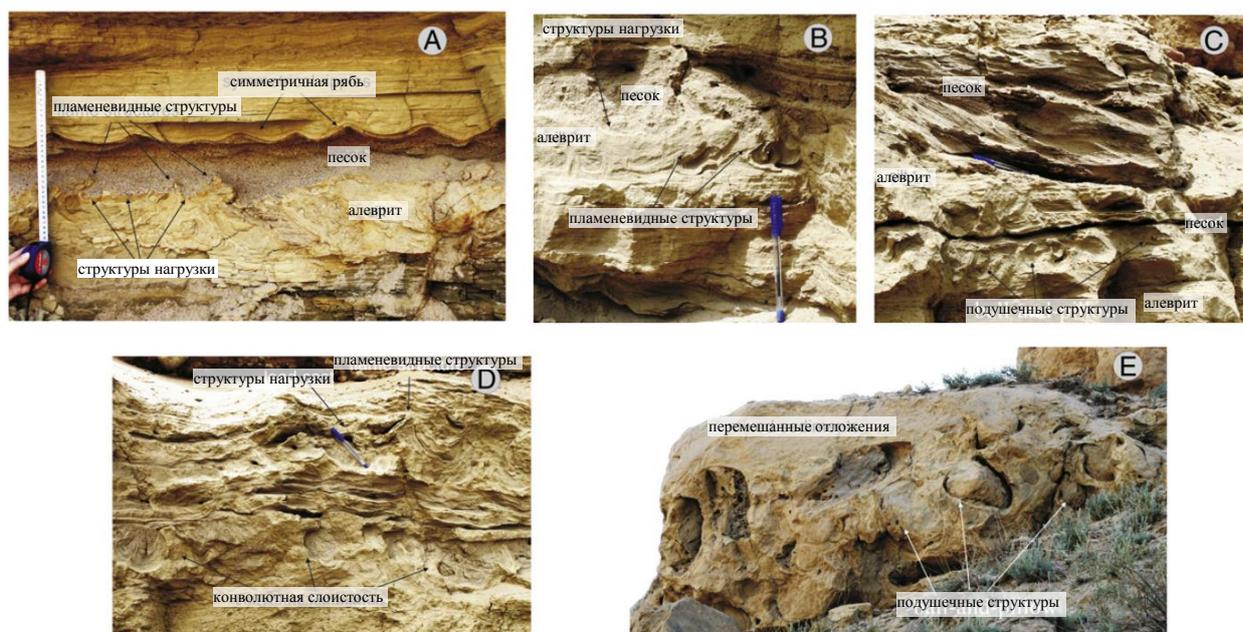
1 – субаэральные лессовидные суглинки, супеси и точка отбора раковин гастропод для определения AMS ^{14}C абсолютного возраста; 2 – песчано-галечные отложения; 3 – переслаивание мелкозернистого песка, алеврита и глины; присутствует косая слоистость и знаки волновой ряби; 4 – песок средне-крупнозернистый; 5 – глина; 6 – переслаивание мелкозернистого песка и алеврита; 7 – песчано-гравийные отложения; 8 – интервалы и горизонты с деформациями

Рисунок 4.71 – Общее строение разреза тюпской террасы, вскрытого оврагами на участке работ, по (Gladkov et al., 2016)

В строении разреза выделяются два интервала (обозначены буквами А и В на рисунке 4.71), в пределах которых сконцентрированы деформационные структуры. В интервале А находится пять горизонтов с деформациями, в интервале В – два. Первичный акцент при изучении деформаций был сделан на хорошо обнаженный интервал А. Большая часть интервала В погребена под фрагментами обрушившейся почвы.

Большинство деформаций представлены структурами нагрузки и пламенивидными структурами (Owen, 2003) (рисунок 4.72 А, В, D), подушечными структурами (рисунок 4.72 С, Е) и конволютной слоистостью (рисунок 7.72 D). Масштабы и интенсивность структур различаются в разных сегментах профилей. Например, размер пламенивидных структур варьирует от сантиметров (рисунок 4.72) до метра или более (рисунок 4.73).

Наиболее крупные деформационные структуры зафиксированы в интервале А. представление об особенностях проявления деформационных структур в интервале А было получено при изучении западной стенки самого протяженного оврага (профиль I–I на рисунке 4.71). Фотография и разрез этой стенки приведены на рисунке 4.74.



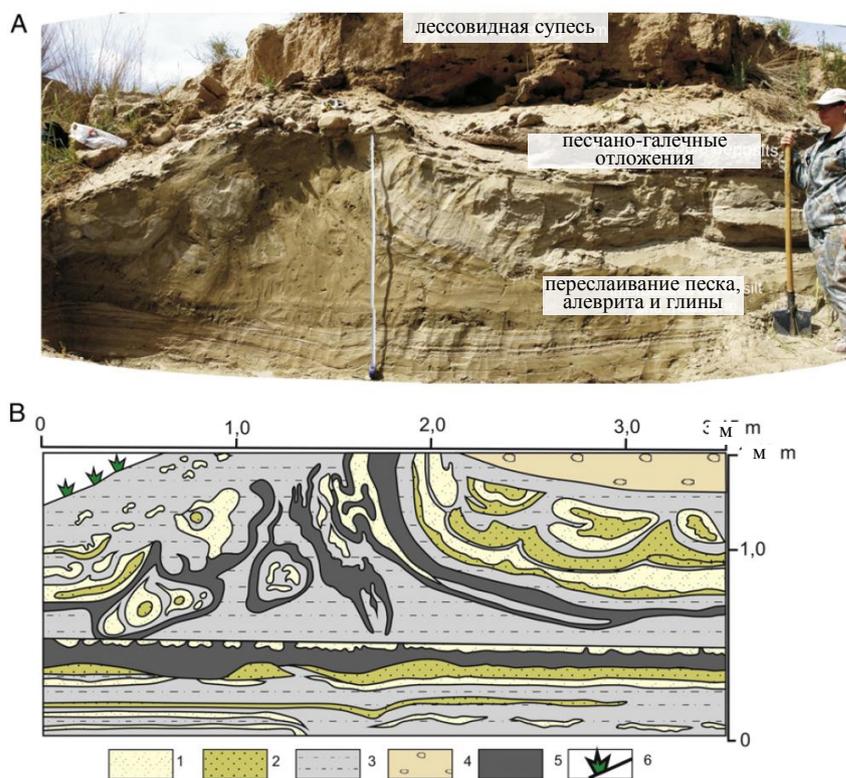
А – симметричная рябь волнения, структуры нагрузки и пламенеvidные структуры (интервал В); В – структуры нагрузки и пламенеvidные структуры (интервал А); С – подушечные структуры (интервал А); D – структуры нагрузки, пламенеvidные структуры и конволютная слоистость (интервал А); Е – подушечные структуры (интервал А)

Рисунок 4.72 – Седиментационные текстуры и деформационные структуры в отложениях разреза Тоссор, по (Gladkov et al., 2016) и изменениями

Анализ распределения деформационных структур в пределах данного разреза показывает, что оно имеет неравномерный характер как по латерали, так и по вертикали. Отмечаются как участки максимально интенсивного развития деформаций (охватывающих практически весь интервал А), так и участки, на которых деформационные структуры отсутствуют. Также фиксируются отрезки, в пределах которых деформации приурочены к одному или нескольким отдельным горизонтам (А₁–А₅). На северо-восточном окончании разреза присутствует сегмент, внутри которого отложения внутри интервала А полностью перемешаны. Самые крупные по размерам и охватывающие значительную часть интервала А по глубине деформационные структуры зафиксированы на юго-западном окончании и в центральной части профиля I–I (отрезки а и f на рисунке 4.74). Особенности их строения приведены на рисунках 4.75 и 4.76.

Это крупные складкообразные комбинации структур нагрузки и пламенеvidных структур, охватывающие значительную часть интервала А. Наиболее крупные структуры проникают в песчано-галечные отложения. Они характеризуются слабой асимметрией за счет незначительного наклона в сторону озера (угол наклона у юго-восточного крыла более пологий, чем у северо-западного). Строение крупных форм осложняют более мелкие формы (см.

рисунок 4.76). Протяженность участка проявления складкообразных структур достигает нескольких метров. Структуры пластической деформации (конволютная слоистость) указывают на наличие поверхности межслоевого скольжения в основании складкообразных структур (см. рисунок 4.76).

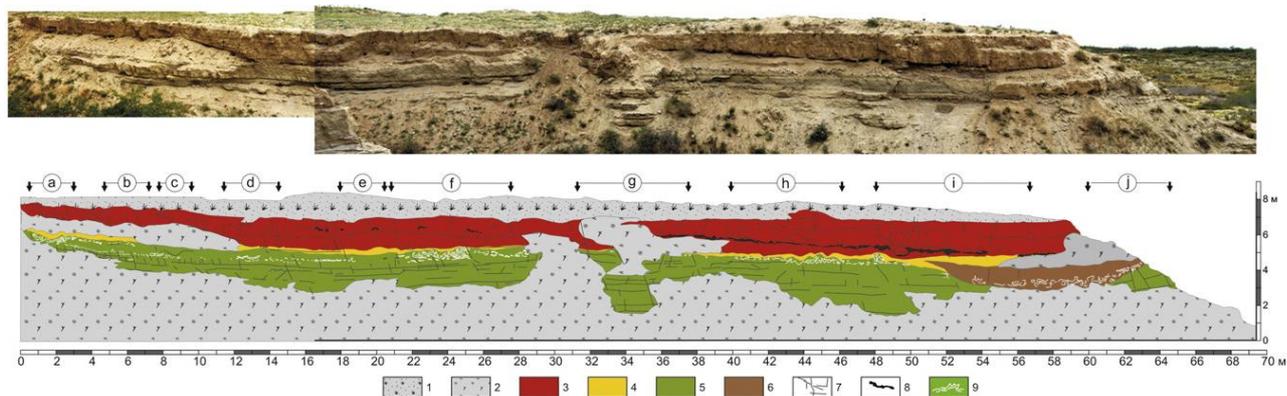


1 – песок мелкозернистый; 2 – песок средне-грубозернистый; 3 – супесь; 4 – песчано-галечные отложения; 5 – глина; 6 – дневная поверхность. А – фото зачистки; В – документация зачистки

Рисунок 4.73 – Крупная складкообразная структура в т.н. 0501 разреза Тоссор, по (Gladkov et al., 2016)

Четыре из пяти горизонтов (A_2 – A_5) деформационных структур отмечены на отрезке b профиля (см. рисунок 4.74). Верхний горизонт (A_5) мощностью до первых десятков сантиметров приурочен к контакту песчано-галечных и песчано-глинистых отложений (рисунок 4.77). Деформации в его пределах представлены мелкими структурами, возникшими в результате будинирования и изгибания слоев глинистого материала. Горизонты A_4 (мощность 0.3 м) и A_3 (мощность 0.15 м) содержат структуры нагрузки, подушечные структуры, псевдонодули и конволютную слоистость, отражающие пластическое течение глинистого и алевритового материала в их пределах. Горизонты разделены недеформированным слоем среднезернистого песка мощностью 2–4 см. В нижней части интервала отмечен горизонт A_2 с мелкими складкоподобными структурами. Его мощность колеблется в пределах 5–10 сантиметров. Этот горизонт приурочен к нижнему контакту

песчано-гравийной линзы, залегающей на глинистых и алевритовых отложениях. Необходимо подчеркнуть, что горизонт A_2 встречен лишь на данном участке профиля и больше нигде не проявлен. В тоже время, горизонты A_4 и A_5 прослеживаются непосредственно от участка максимальных деформаций (от отрезка а на рисунке 4.74). В пределах юго-западной половины профиля деформационные структуры проявлены на уровнях горизонтов A_3 и A_4 , а в пределах северо-восточной – горизонтов A_1 и A_5 (см. рисунок 4.74).



1 – поверхность озерной террасы с растительным покровом; 2 – осыпи; 3 – палевые лессовидные суглинки; 4 – песчано-галечные отложения; 5 – переслаивание мелкозернистых песков, алевритов и глин; 6 – перемешанный материал отложений, обозначенных условным знаком 5; 7 – трещины; 8 – ниши в отложениях, обозначенных условным знаком 1, образованные в результате высыпания песчаных прослоев; 9 – участки развития деформационных структур

Рисунок 4.74 – Разрез по профилю I–I, по (Gladkov et al., 2016)

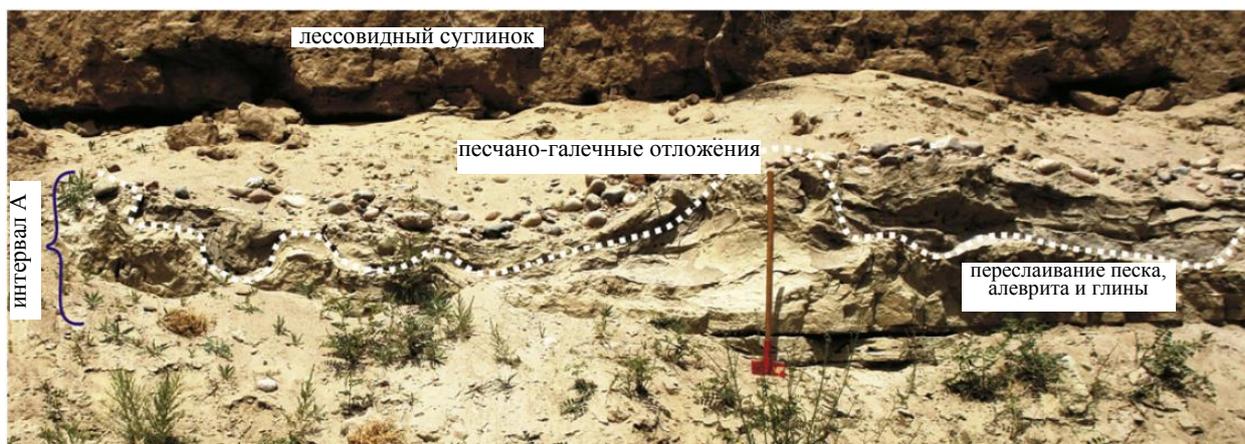
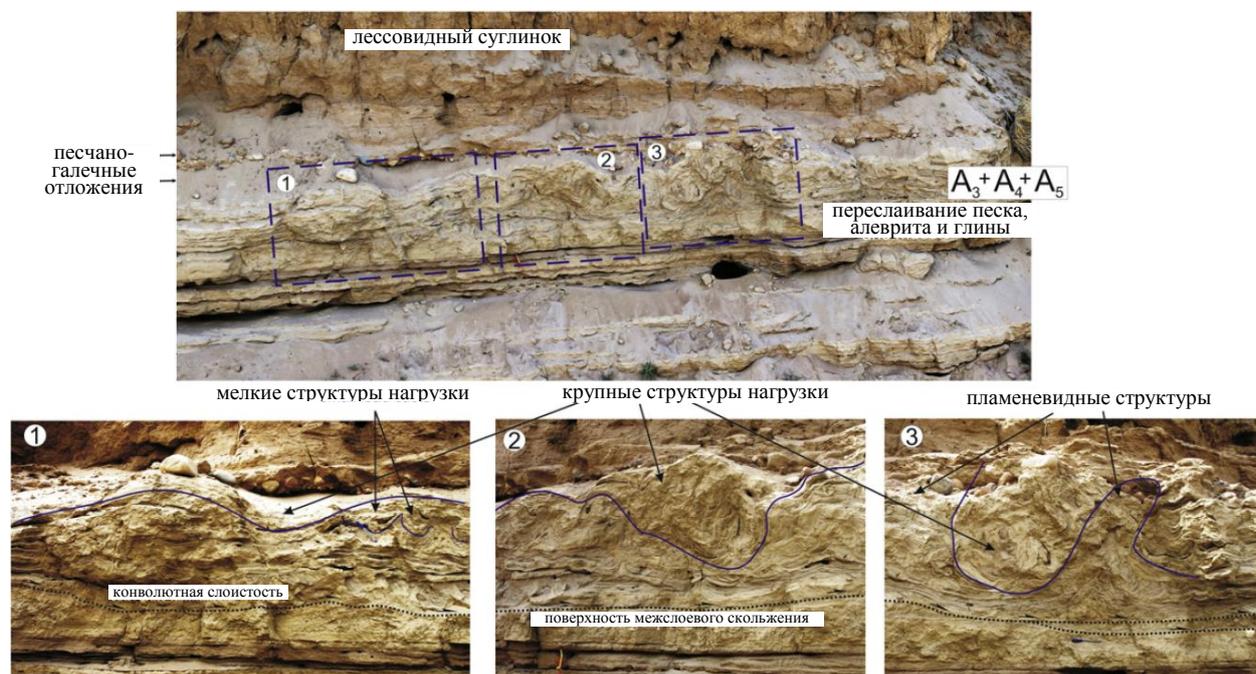


Рисунок 4.75 – Складкоподобная комбинация структур нагрузки и пламеневидных структур в сегменте а (юго-западное окончание профиля I–I), по (Gladkov et al., 2016)

Рассматривая особенности распределения деформаций в горизонтах A_3 и A_4 , отметим, что на одних участках они представляют собой самостоятельные горизонты, разделенные

тонким до 5–10 см недеформированным слоем средне-мелкозернистого песка, а на других – наблюдаются элементы совместного деформирования отложений.



Точечная линия маркирует поверхность межслоевого скольжения

Рисунок 4.76 – Складкоподобная комбинация структур нагрузки и пламневидных структур в сегменте f (центральная часть профиля I–I), по (Gladkov et al., 2016)

В последнем случае (например, отрезок d на рисунке 4.74) деформации в пределах горизонта A_3 представлены конволюциями, возникшими в результате течения и смятия мелкозернистых песков, а в вышележащем горизонте A_4 – структурами нагрузки и пламневидными структурами, которые возникли под влиянием выдавливания материала вверх из горизонта A_3 , а также будинированием прослоя среднезернистого песка (рисунок 4.78). Пластические деформации сопровождаются проявлением локальных взбросо-надвигов с амплитудами до 5–10 сантиметров (см. рисунок 4.78). Такое совместное деформирование горизонтов A_3 и A_4 определяется наличием поверхности скольжения (межслоевого срыва) по нижнему контакту горизонта A_3 (Gladkov et al., 2016).

На северо-восточной половине профиля, вплоть до участка перемешивания, деформационные структуры наблюдаются в пределах горизонта A_5 (см. отрезок h на рисунке 4.74). Они в основном представлены структурами нагрузки и пламневидными структурами различной интенсивности и амплитуд (рисунок 4.79). При этом интенсивность деформаций нарастает по направлению к озеру (с юго-запада на северо-восток). Наблюдаемые структуры формировались в результате выдавливания глинистого слоя в перекрывающие песчаные слои с одновременным перемещением материала в северо-восточном направлении, о

чем свидетельствует небольшой наклон осевых плоскостей пламеневидных структур. В деформации, наряду с песчано-глинистыми отложениями, вовлекается материал перекрывающего их песчано-галечного слоя.

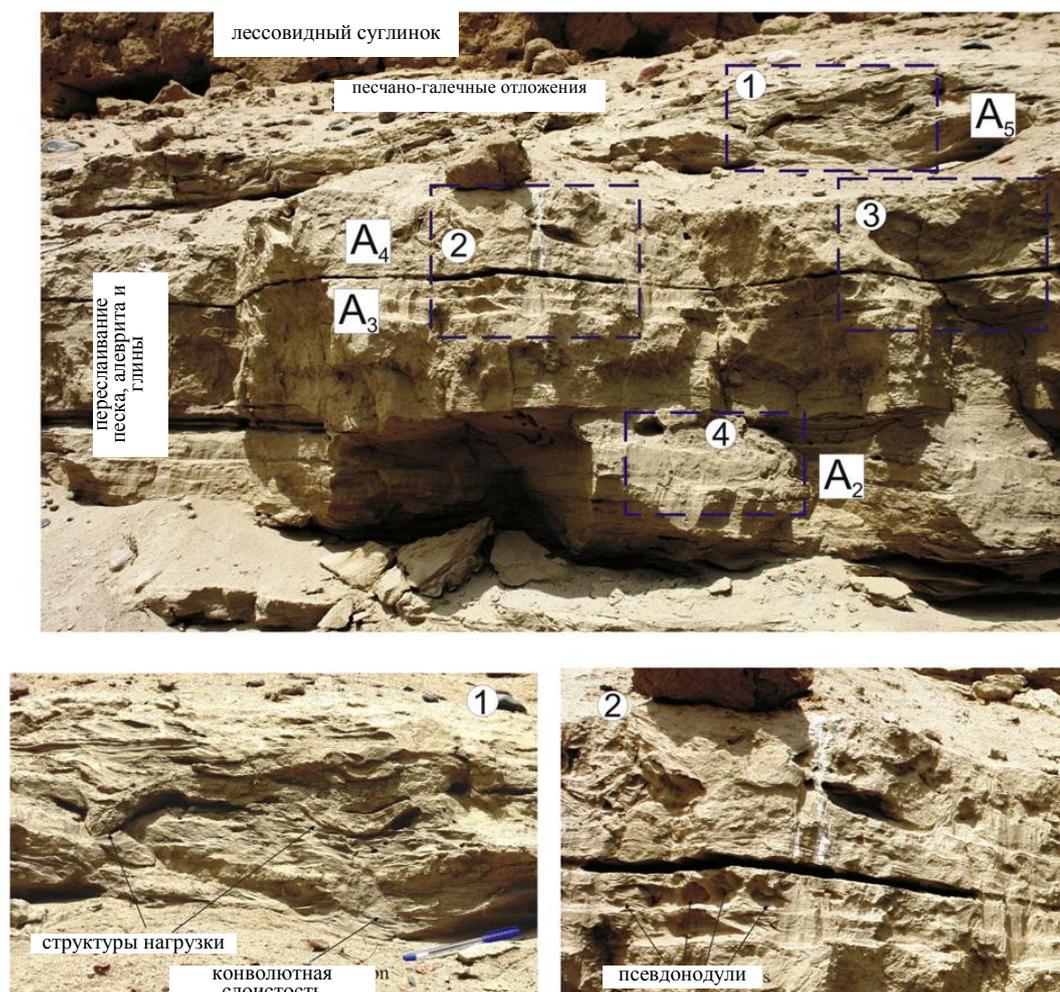
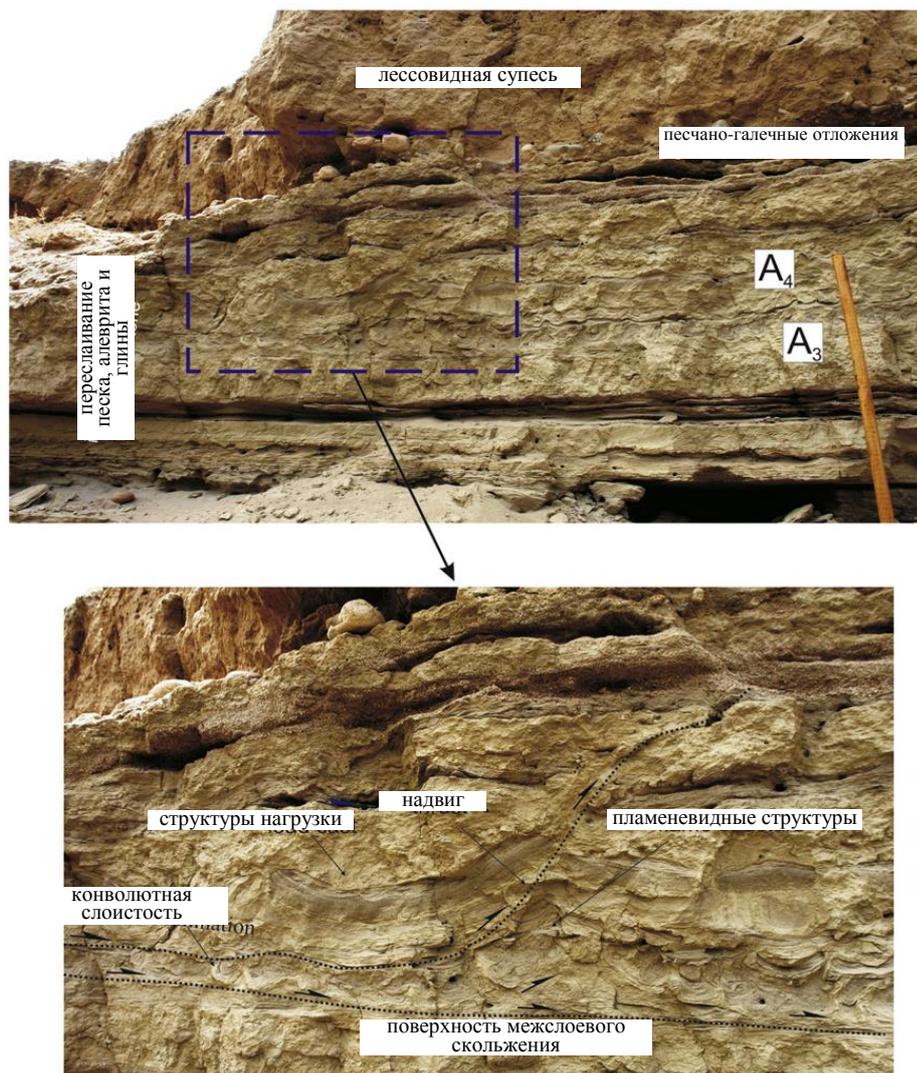


Рисунок 4.77 – Деформационные структуры горизонтов A_2 – A_5 на отрезке b профиля I–I, по (Gladkov et al., 2016)

На отрезке i профиля I–I происходит “переход” деформаций с уровня горизонта A_5 на уровень горизонта A_2 (см. рисунок 4.74). Складкообразные пламеневидные структуры горизонта A_5 прослеживаются до контакта слоистых отложений с перемешанной частью разреза (рисунок 4.80, 1). Далее – в пределах участка перемешанных отложений, вдоль их нижней границы, начинают проявляться деформационные структуры сначала пламеневидной, затем – подушечной форм, а также их сочетаний (рисунок 4.80, 2). Особый интерес вызывают взаимоотношения участка перемешанных отложений с нормально слоистой частью разреза. Юго-западный контакт с элементами залегания плоскости разрыва аз. пад. 20° , $\angle 35^\circ$ может быть интерпретирован как подвиг (см. рисунок 4.80). Северо-восточный контакт, имеет наклон

на юго-запад под углом около 40° , и он проходит по выкручивающемуся кверху горизонту деформационных структур (рисунок 4.81) (Gladkov et al., 2016).



Точечные линии – поверхности межслоевых срывов

Рисунок 4.78 – Особенности совместного деформирования горизонтов A_3 и A_4 на отрезке d профиля I–I, по (Gladkov et al., 2016)

Интервал В. Строение данного интервала было изучено, главным образом, по линии II – II (см. рисунок 4.70). Деформации в пределах данного интервала приурочены к двум горизонтам (см. рисунок 4.71). Представление о морфологии деформаций, проявленных в данном интервале можно, получить из рисунка 4.72.

Из приведенного выше описания следует, что разрезы туюпской террасы оз. Иссык-Куль в районе пос. Тоссор содержат деформационные структуры различного масштаба и формы. Наиболее мелкомасштабные структуры (до 10 см) развиты внутри локальных горизонтов, сложенных слоями песков и алевритов. Четкие горизонты деформационных структур хорошо различимы на отдельных участках, в то время как в других местах они развиты слабо или

вообще отсутствуют. Такие особенности характеризуют наложенный характер деформаций (Gibert et al., 2011). Основной деформированный интервал (А) включает переменное число наложенных друг на друга слоев (от 1 до 5), участвующих в деформации (см. рисунок 4.74). При этом тонкие горизонты с деформациями разделены недеформированными слоями на ряде участков (рисунок 4.72, С, D; рисунок 4.77). В тоже время, в латеральном направлении эти деформационные горизонты рассечены крупными структурами нагрузки и пламенивидными структурами (см. рисунки 4.73, 4.75. 4.76) (Gladkov et al., 2016).

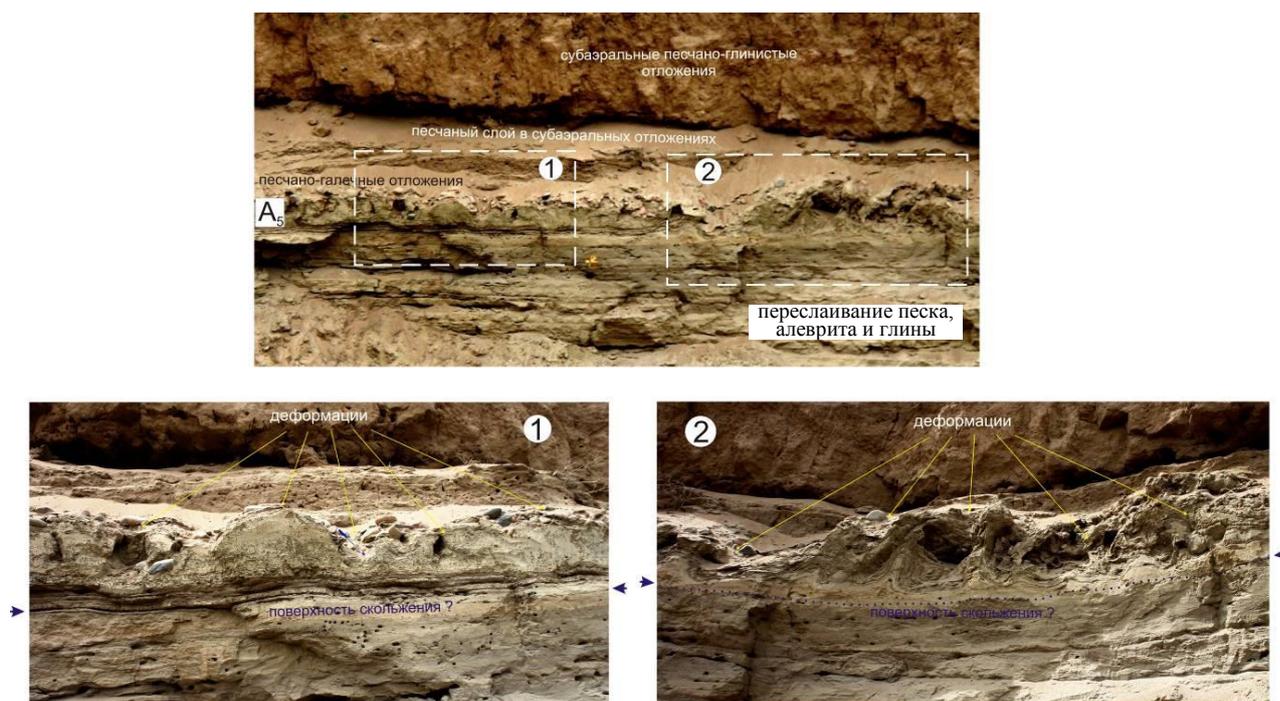


Рисунок 4.79 – Деформационные структуры горизонта A_5 на отрезке h профиля I–I, по (Gladkov et al., 2016)

Морфология деформационных структур также указывает на вертикальные движения материала. На некоторых участках в их морфологических особенностях присутствуют свидетельства горизонтальных смещений деформируемых отложений в сторону озера, например, в форме крупных и средних по размеру складчатых структур (см. рисунок 4.73, 4.75. 4.76). Об этом же свидетельствует приуроченность к основаниям крупных и средних складкообразных форм локальных горизонтов с деформациями пластического течения (конволютная слоистость), межслоевых срывов (см. рисунок 4.76, 4.78) и наличие взбросо-надвигов (см. рисунок 4.78). Сочетание складок, надвигов и межслоевых срывов является типичным атрибутом оползней (Alsop, Marco, 2013). Некоторые аспекты строения зоны смешения слоев в интервале А, который имеет чашеобразную форму, также показывают как вертикальные перемещения материала (подушечные структуры у основания и структуры

нагрузки в верхней части), так и его смещения по горизонтали (подвиг на юго-западном контакте с неперемяшанными отложениями) (Gladkov et al., 2016).

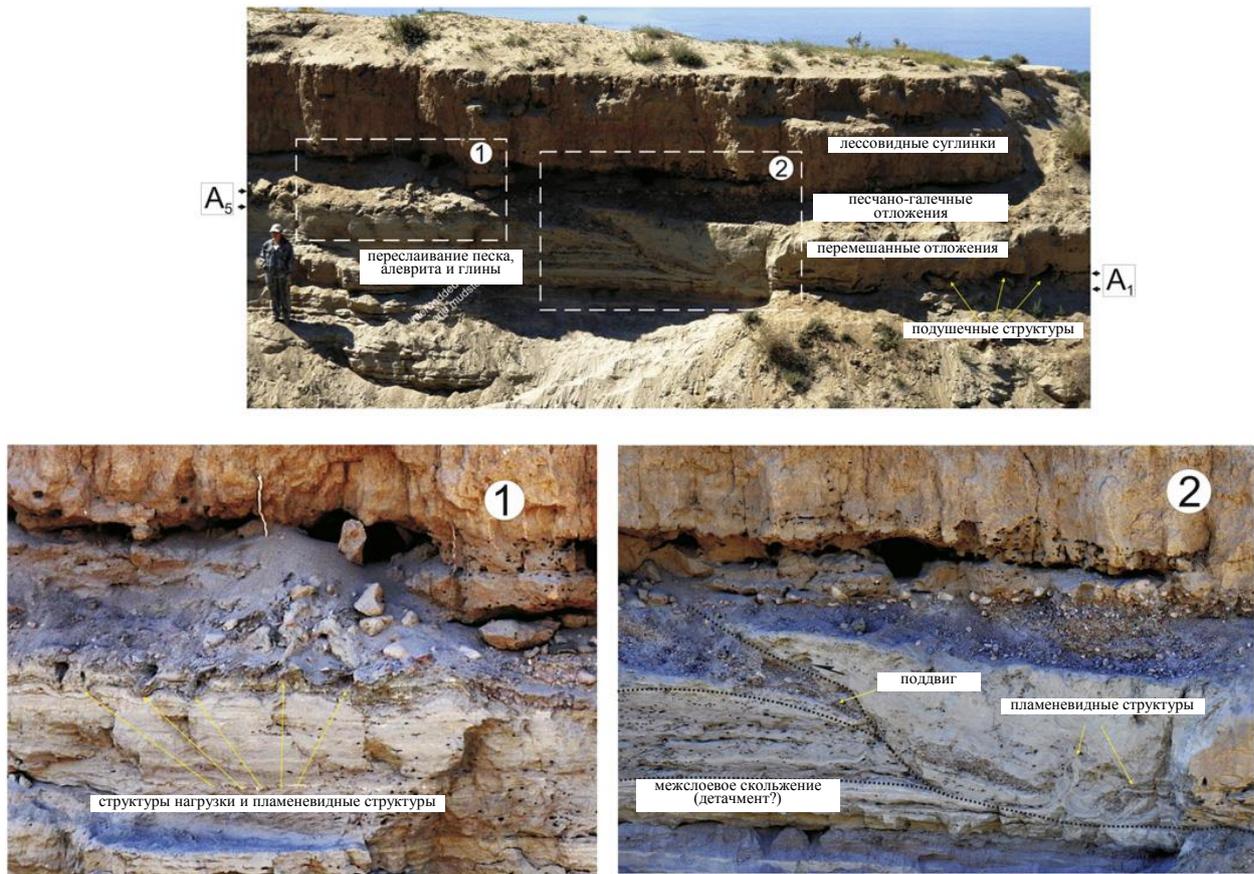


Рисунок 4.80 – Деформационные структуры горизонта A_5 на отрезке i профиля I–I, по (Gladkov et al., 2016)

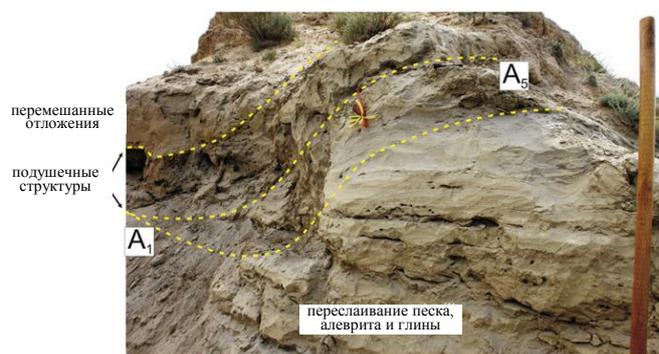
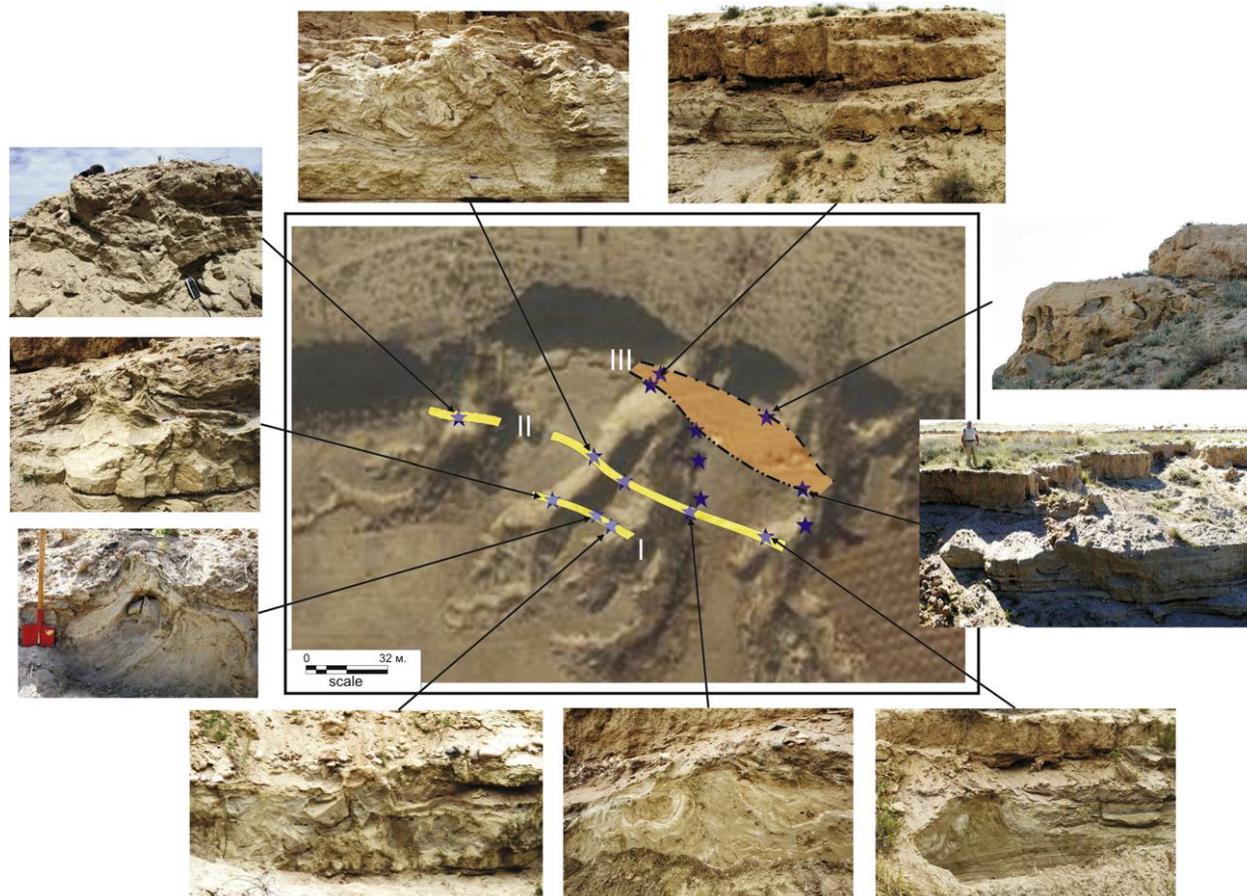


Рисунок 4.81 – Перемешанные отложения, падающие на северо-восточном контакте на юго-запад под углом 40° . Сегмент j профиля I–I, по (Gladkov et al., 2016)

соответственно, сам интервал A устойчиво прослеживаются в соседних оврагах. Полученные данные позволяют оценить расстояния между участками проявления подобных

Анализ распределения на изученной площади крупных складкообразных структур и участков перемешивания отложений разреза показывает, что первые из них выстраиваются в две параллельные линии запад-северо-западного простирания, а вторые – образуют линейную область аналогичной ориентировки, ширина которой варьирует в пределах первых десятков метров (рисунок 4.82). То есть наиболее крупные деформационные структуры и,

деформационных структур в 20–30 метров (см. рисунки 4.74 и 4.82). Параллельное расположение осей складок и участка перемешанных отложений (см. рисунок 4.82) также типичны для оползней (Alsop, Marco, 2013). Таким образом, в интервале А друг на друга накладываются деформированные горизонты и оползневые деформации (Gladkov et al., 2016).



I, II – линии осей крупных складкообразных структур; III – площадь развития перемешанных отложений

Рисунок 4.82 – Зафиксированные выходы на участке исследований крупных складкообразных структур и границ перемешанных отложений, по (Gladkov et al., 2016)

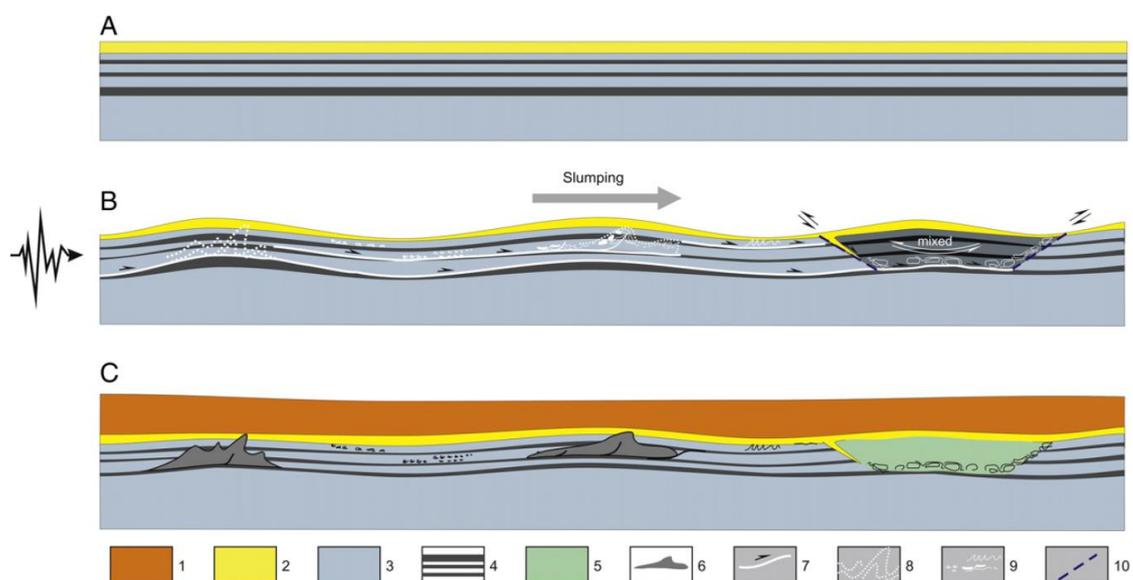
Полученные данные свидетельствуют о том, что деформации разреза Тоссор имеют сейсмогенное происхождение. Разрез Тоссор находится в сейсмически активной зоне. Землетрясения с моментной магнитудой около 7 имели место в южном горном обрамлении озера Иссык-Куль с позднего плейстоцена (Корженков и др. 2014а,в, 2016б; Korjenkov, 2000; Korzhenkov, Deev, 2017). Деформационные структуры малых и средних размеров разреза Тоссор морфологически соответствуют сейсмитам из озерных отложений, изученных в других регионах (Allen, 1986; Alfaro et al., 1997; Bowman et al., 2001; Moernaut et al., 2009; Moretti, Ronchi, 2011; Корженков и др., 2014б) и воспроизведенным экспериментально (Moretti et al., 1999). Большинство из них представляют собой структуры нагрузки, образованные в результате

гравитационного погружения более плотных отложений (средне- и крупнозернистых песков и песчано-галечных отложений) в менее плотных мелкозернистые пески и алевроиты.

Наличие в некоторых горизонтах следов горизонтальных перемещений, а также больших сложных складчатых структур и надвигов указывает на факт пологого (на склоне с углом $1-3^\circ$) оползневого скольжения вдоль нижней поверхности интервала А. Интервал перемешивания отложений находится во фронте оползня, где наблюдаются наиболее значительные деформации. Небольшая мощность отложений, чрезвычайно пологий наклон поверхности оползневого скольжения и значительное расстояние от горного склона делают маловероятным возникновение оползневого смещения в результате тектонически или седиментационно обусловленного увеличения крутизны склона, а также в результате перегрузки осадочным материалом (Owen, Moretti, 2011). Поэтому мы рассматриваем сейсмогенный триггер для формирования оползневых структур (Gladkov et al., 2016). Трещинообразование и оползневое скольжение на пологих склонах ($1-3^\circ$) может быть обусловлено повышением давления внутрипоровой жидкости, которое возникает при перемещении самих оползневых пластин (García-Tortosa et al., 2011; Alsop, Marco, 2011, 2013).

Присутствие среди отложений разреза Тоссор многочисленных тонких суглинистых и глинистых слоев является благоприятным фактором для развития плоскостей оползневого скольжения. Основной оползневой детачмент связан с обогащенным суглинистым материалом слоем в основании интервала А (рисунок 4.83). Под влиянием сейсмического триггера, обогащенный суглинистым материалом слой разжижился, что позволило двигаться оползню вниз по склону, несмотря на пологий угол наклона. Во время скольжения оползневые пластины вели себя хрупко-пластично, формируя складки и надвиги в нижней части. В то же время, движения имели место вдоль других суглинистых слоев в теле оползня (см. рисунок 4.83), в результате чего образовывались складки различных масштабов. Деформационные структуры в наложенных друг на друга горизонтах наиболее четко развиты вблизи крупных складчатых форм (см. рисунок 4.74), что свидетельствует о том, что эти горизонты были частью единого оползневого тела.

Сегмент перемешанных отложений в северной части разреза может быть расположен между двумя разрывами в оползневой пластине. Смещения вдоль этих разрывов сопровождались пластическими деформациями, обусловившими появление структур нагнетания в окрестностях разрывов и перемешанного слоя в лежащем крыле. При сжатии проявлялся эффект “бульдозерного ковша”, сгребяющего и перемешивающего слои в лежащем крыле, а при растяжении формировался клин вдоль зоны разрыва, выполненный песчано-галечными отложениями (см. рисунок 4.83).



А – идеализированное строение разреза до сейсмического воздействия; В – деформирование отложений разреза в момент прохождения сейсмической волны; С – строение разреза в настоящее время

1 – субаэральные лессовидные суглинки, супеси; 2 – песчано-галечные отложения; 3 – переслаивание разнозернистых песков и алевритов; 4 – суглинки и глины; 5 – перемешанные отложения; 6 – наблюдаемые в разрезе крупные складчатые структуры; 7 – поверхности межслоевых срывов и направления смещений по ним; 8 – крупные деформационные структуры; 9 – горизонты с деформационными структурами; 10 – предполагаемые сопряженные трещины

Рисунок 4.83 – Предполагаемая модель формирования деформационных структур разреза Тоссор в результате сейсмических сотрясений, по (Gladkov et al., 2016)

Определение типа триггера, приведшего к разжижению отложений и формированию деформационных структур, является довольно сложной задачей и требует анализа строения осадочных толщ и механизмов их деформирования (Owen et al., 2011). Выявленные характеристики и характер распределения деформаций в прибрежно-озерных отложениях оз. Иссык-Куль наиболее соответствуют сейсмическому триггеру. Наши данные позволили интерпретировать деформации в разрезе Тоссор как сложный сейсмогенный подводный оползень в озерных отложениях на пологом склоне. Обращает на себя внимание тот факт, что после сейсмического события произошло изменение характера осадконакопления с озерного на субаэральное. Полученная радиоуглеродная датировка по раковинам гастропод из лессовидных суглинков в 11840–11610 лет назад указывает на то, что изученные деформации имеют, скорее всего, позднеплейстоценовый возраст (Gladkov et al., 2016).

4.6. Сеймотектоническая позиция очаговых зон палеоземлетрясений и основные параметры палеосейсмичности Прииссыккулья

1. В результате проведенных структурно-геоморфологических, палеосейсмологических и археосейсмологических исследований в Прииссыккулье выявлены поверхностные разрывы 11 ранее неизвестных палеоземлетрясений (таблица 4.1).

Таблица 4.1 – Параметры выявленных сильных палеоземлетрясений Прииссыккулья

Положение очаговой зоны	Характер деформаций	Магнитуда	I, баллы (шкала MSK-64)	Возраст
Не определено	Семь горизонтов с сейсмитами мощностью от 12 до 40 см. Деформации представлены пламенеvidными и подушечными структурами, структурами нагрузки, псевдонодулями, столбообразными структурами, диапирами, складками.	$\geq 5-5.5$	$\geq 6-7$	~22 тыс. лет*
Северо-восточное разломное ограничение массива Кызыл-Омпул	Надвиг с амплитудой смещения 4.5 м.	7.2–7.6	9–11	~13 тыс. лет
Аксуйский разлом (Чон-Аксуйский грабен)	Взброс с амплитудой смещения не менее 0.3 м.	6.3–6.7	9–10	~12.7 тыс. лет
Не определено	Семь горизонтов с деформациями в озерных отложениях мощностью до 1 м, образованные при подводном оползневом движении на пологом склоне. Деформации представлены пламенеvidными и подушечными структурами, структурами нагрузки, конволютной слоистостью, складками, псевдонодулями, поверхностями межслоевого скольжения, надвигами.	$\geq 5-5.5$	$\geq 6-7$	конец плейстоцена
Тогуз-Булакский разлом	Взброс с амплитудой смещения 0.4 м	6.4–6.8	8–9	голоцен
Тогуз-Булакский разлом	Взброс с амплитудой смещения 0.14 м	6.1–6.4	7–8	голоцен
Коконадыр-Тегерекский разлом (северо-запад Алабаш-Конуроленской впадины)	Взброс с амплитудой смещения 0.5 м.	6.5–6.9	8–9	7.3–8.4 тыс. лет
Тогуз-Булакский разлом	Взброс с амплитудой смещения 1.5 м.	6.8–7.2	9–10	~8 тыс. лет
Северо-восточное разломное ограничение массива Кызыл-Омпул	Взбросы с амплитудой смещения до 0.4 м.	6.4–6.8	8–9	~3 тыс. лет
Аксуйский разлом (Чон-Аксуйский грабен)	Взброс с амплитудой смещения 0.3 м.	6.3–6.7	8–9	~3 тыс. лет
Южно-Тегерекского разлом (Каджи-Сазкая впадина) – разлом в долинах	Взбросы с амплитудой смещения до 1.8 м.	6.9–7.3	9–10	XI–XII вв. н.э.

ручьев Тегерек-Сай и Сугетты				
Аксуйский разлом	Левый сбросо-сдвиг. Амплитуда вертикального смещения 2.1 м, горизонтального – 3.85 м.	7.4	9–10	XII в. н.э.**
Коконадыр-Тегерекский (северо-запад Алабаш-Конуроленской впадины) - Южно-Тегерекского разлом (Каджи-Сазская впадина)	Взбросы с амплитудой смещения до 0.7 м. Протяженность зоны поверхностных разрывов 60-65 км.	6.6–7.2	9–10	XV–XVI вв. н.э.
Культорский разлом (урочище Чет-Кой-Суу)	Взброс с амплитудой смещения 1.6 м.	6.8–7.3	9–10	XV–XVI вв. н.э.

* – кластеры землетрясений, ** – по (Korjenkov et al., 2006a)

2. В северном Прииссыккулье выявлено три очаговых зоны палеоземлетрясений с интенсивностью $I \geq 9$ баллов, связанных с Аксуйским (около 12.7 тыс. лет и около 3 тыс. лет назад; $M_w = 6.3-6.7$) и Культорским (XV–XVI вв. н.э.; $M_w = 6.8-7.3$) активными краевыми разломами.

3. Исследования к югу от оз. Иссык-Куль позволили выявить неизвестные ранее первичные и вторичные палеосейсмодислокации, нарушения конструкций археологических памятников, которые указывают на приуроченность к южному горному обрамлению Иссык-Кульской впадины очаговых зон двух исторических землетрясений (около XI–XII вв. и XV–XVI вв. н.э.). Поверхностные разрывы землетрясения XI–XII вв. н.э. протянулись от зоны Южно-Тегерекского разлома, ограничивающего с севера Каджи-Сазскую впадину до долин ручьев Тегерек-Сай и Сугетты, т.е. их протяженность составила около 10 км. Смещение по сейсмогенным разрывам позволило оценить моментную магнитуду землетрясения $M_w = 6.9-7.3$, тогда как прослеженная длина поверхностных разрывов пока дает $M_w = 6.2$. Поверхностные разрывы землетрясения, произошедшего в XV–XVI вв. н.э., протянулись на 60–65 км с северо-запада Алабаш-Конуроленской впадины (Коконадыр-Тегерекский разлом) до северного борта Каджи-Сазской впадины (Южно-Тегерекский разлом). Оценки моментной магнитуды этого землетрясения, вычисленные на основе данных по смещениям вдоль сейсмогенных разрывов $M_w = 6.6-7.2$, хорошо согласуются с результатами расчетов на основе протяженности зоны поверхностных разрывов – $M_w = 7.2$. Эпицентральная зона землетрясения с возрастом 7.3–8.4 тыс. лет располагалась в Алабаш-Конуроленской впадине, а само землетрясение с $M_w = 6.5-6.9$ связано с Коконадыр-Тегерекским разломом. Таким образом, источниками выявленных палеоземлетрясений являлись местные адырные (предгорные) разломы – составляющие Южно-Иссыккульского краевого разлома.

4. Сейсмически активный узел приурочен к западному замыканию Иссык-Кульской впадины. Формирование множественных разломных уступов в этой части впадины связано с активными разломами, по которым Киргизский хребет (массив Кызыл-Омпул) и Кунгейский хребет надвигаются на ее отложения навстречу друг другу. Подвижки по этим разломам генерировали землетрясения с $M_w = 6.2-7.6$ и интенсивностью 8–11 баллов. В зоне Тогуз-Булакского разлома установлены сейсморазрывы двух голоценовых землетрясений и землетрясения, произошедшего около 8 тыс. лет назад. На северо-восточной периферии массива Кызыл-Омпул зафиксированы сейсморазрывы с возрастом около 1.3 и 3 тыс. лет. Археосейсмологические исследования городища Сары-Булун Северное, расположенного на западной периферии активно растущей в позднем плейстоцене и голоцене антиклинали Боз-Бармак, позволили выявить следы еще одного землетрясения с $I \geq 8$ баллов, которое произошло в XII веке.

5. Обращает на себя внимание тот факт, что сильные землетрясения около 8 тыс. лет произошли на юге и западе Иссык-Кульской впадины, около 13 и 3 тыс. лет – в ее западной и северной частях (рисунок 4.84). То же самое касается и землетрясений XI–XII вв. н.э. Они синхронно произошли на юге и, согласно (Korjenkov et al., 2006a), на севере впадины. Наконец, синхронные следы пары сильных землетрясений XV–XVI вв. н.э. выявлены на юге и севере впадины.



Знак радиоактивности – места захоронения радиоактивных отходов, зеленые треугольники – места захоронения токсичных отходов, красные полигоны – площади возможных загрязнений

Рисунок 4.84 – Положение поверхностных разрывов сильных палеоземлетрясений Прииссыккуля. Схема составлена с использованием авторских материалов, данных из (Кальметьева и др., 2009; Korjenkov et al., 2006a, b)

6. Полученные материалы существенно расширяют и удревняют каталог сильных сейсмических событий, связанных с активными разломами Прииссыккуля. Они должны быть учтены при корректировке последующих вариантов карты сейсмического районирования Кыргызстана. Особенно актуальны данные о палеоземлетрясениях для западной и южной частей впадины Иссык-Кульской, где расположены хранилища токсичных и радиоактивных отходов, а сейсмологическими наблюдениями землетрясения с магнитудами более 6 практически не фиксируются.

Глава 5. ТРАВЕРТИНЫ КАК ИНДИКАТОР ВОЗРАСТНЫХ РУБЕЖЕЙ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЙ ПАЛЕОСЕЙСМИЧНОСТИ КУРАЙСКОЙ ЗОНЫ РАЗЛОМОВ ГОРНОГО АЛТАЯ

В главе рассмотрены результаты исследования травертинов, формирование которых связано с достигающими поверхности подземными водами в пределах активных разломов Курайской зоны Горного Алтая в периоды их сейсмической активизации. Эти периоды в палеогеографическом аспекте коррелируются с эпохами дегляциации и деградации мерзлоты.

5.1. Структурная позиция и литотипы травертиновых тел

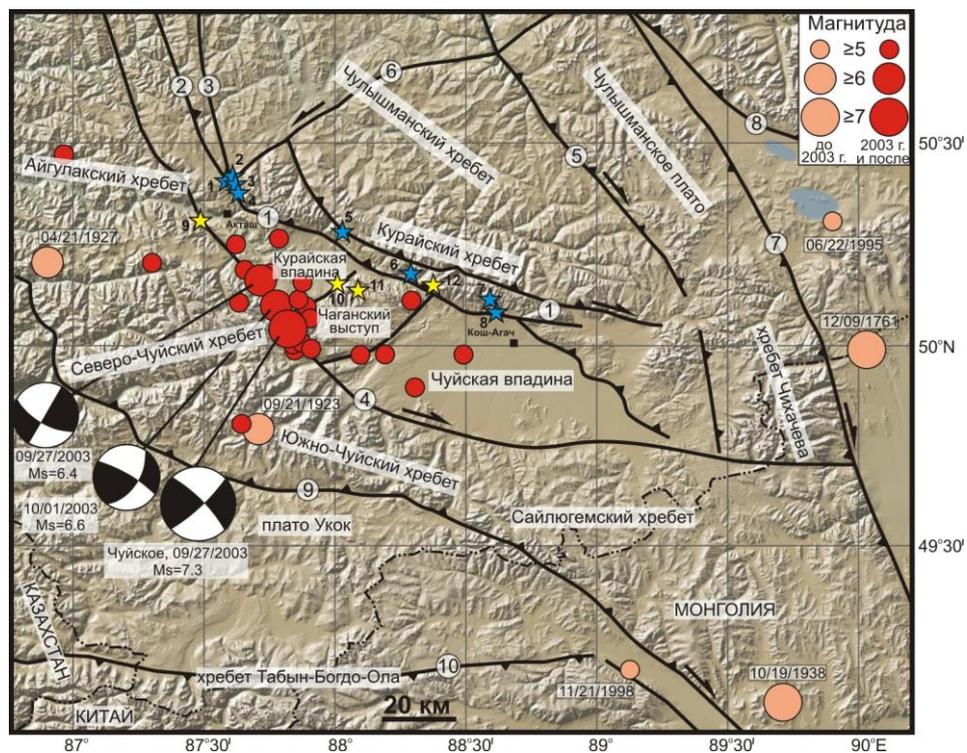
Травертины достаточно широко распространены на северо-западе Алтае-Саянской складчатой области (рисунок 5.1). Несколько районов современного травертинообразования находится в пределах Томь-Колыванской зоны и Салаира. Здесь они связаны с холодными (4–14°C) нейтральными/слабощелочными (рН 6.5–8.4) пресными (300–1100 мг/л) $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ (реже, $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$) водами, разгружающихся в зонах разломов. Все известные травертиновые проявления этого региона мелкие. Травертины образуют маломощные (до 30 см) покровные тела, небольшие чаши (до 1 м в диаметре) и каскады. Они преимущественно состоят из кальцита (реже, арагонита), обычно пропитанных гидроксидами железа (Удодов, Матусевич, 1964; Петрова и др., 2002; Шварцев и др., 2007).

В Горном Алтае травертиновые образования впервые отмечены А.С.Мухиным в 1934 г. при описании геологического строения Курайской зоны ртутного оруденения. К настоящему времени они установлены на склонах хребтов Юго-Восточного и Центрального Алтая, в зонах их сочленения с Чуйской, Курайской и Уймонской межгорными впадинами, в тектонических озерных котловинах и речных долинах северо-западной, северной и северо-восточной частей Горного Алтая (Телецкое озеро, рр. Бия, Катунь, Иша, Песчаная и др.) (Бутвиловский, 1993; Русанов, 2007; Русанов, Орлова, 2013; Русанов и др., 2013; Деев и др., 2013а, 2017б, 2018; Kokh et al., 2017) (см. рисунок 5.1.). В настоящем разделе рассматриваются травертиновые поля (1–8 на рисунке 5.2), структурно приуроченные к активным разломам Курайской зоны (см. раздел 3.1.1).



Составлена Ю.М. Ряполовой, Е.В. Деевым с учетом (Шварцев и др., 2007; Бутвиловский, 1993; Русанов и др., 2013; Русанов, Орлова, 2013) и авторских данных

Рисунок 5.1 – Схема распространения отдельных полей и районов травертинообразования (показаны красным цветом) в пределах западной части Алтае-Саянской складчатой области



Синие звезды – рассматриваемые в разделе поля травертинов, структурно приуроченные к Курайской зоне разломов, желтые звезды – прочие поля. Остальные условные обозначения см. на рисунке 2.16

Рисунок 5.2 – Структурная позиция травертинов в обрамлении Чуйской и Курайской внутригорных впадин Горного Алтая, по (Kokh et al., 2017) с изменениями

Травертины образуют небольшие по протяженности (до 100–200 м) и мощности (до 5–15 м) тела. Четыре западных поля приурочены к зоне сочленения Айгулакского и Курайского хребтов, которые разделены глубоким тектоническим ущельем р. Чибитка (Деев и др., 2017б). В ущелье расположено оз. Чейбеккель, возникшее в результате подпруживания р. Чибитка селевым конусом выноса. ^{14}C возраст древесных углей из отложений, перекрывающих селевые образования, составляет 2098 ± 100 лет (IGAN-1689), калиброванный возраст 2330–1874 лет назад (Рогожин, Платонова, 2002), т.е. озеро возникло около 2000 лет назад.

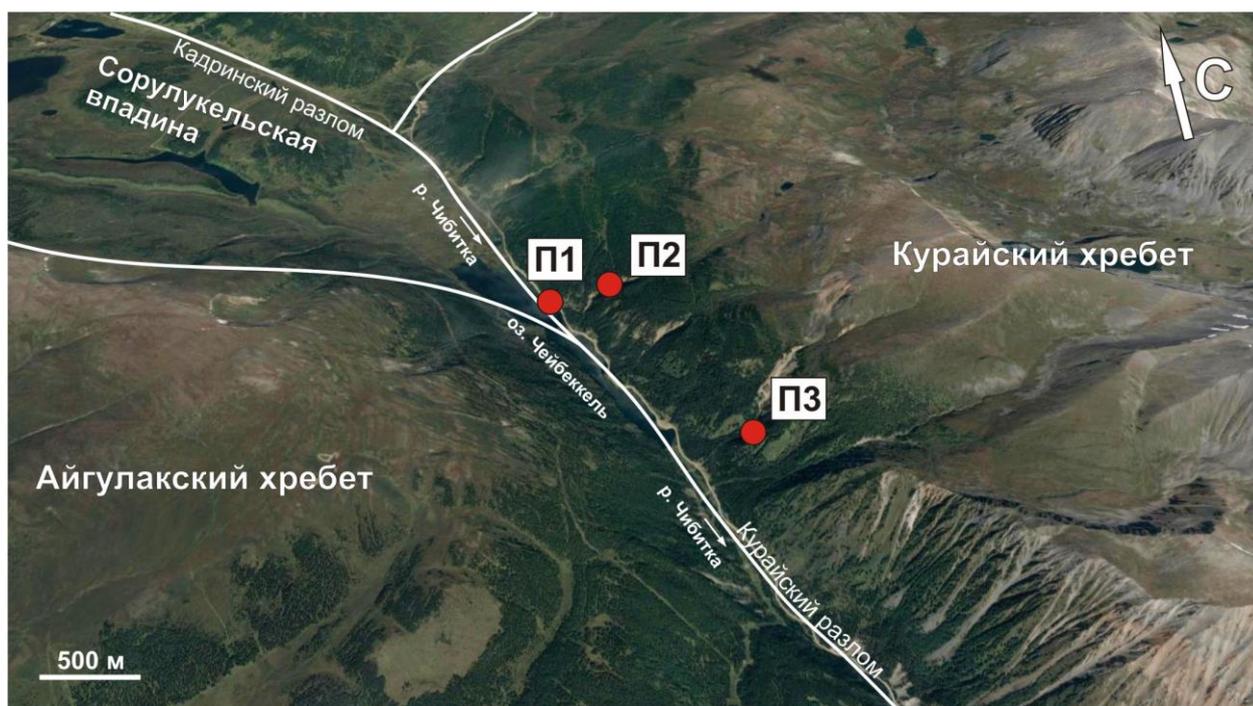
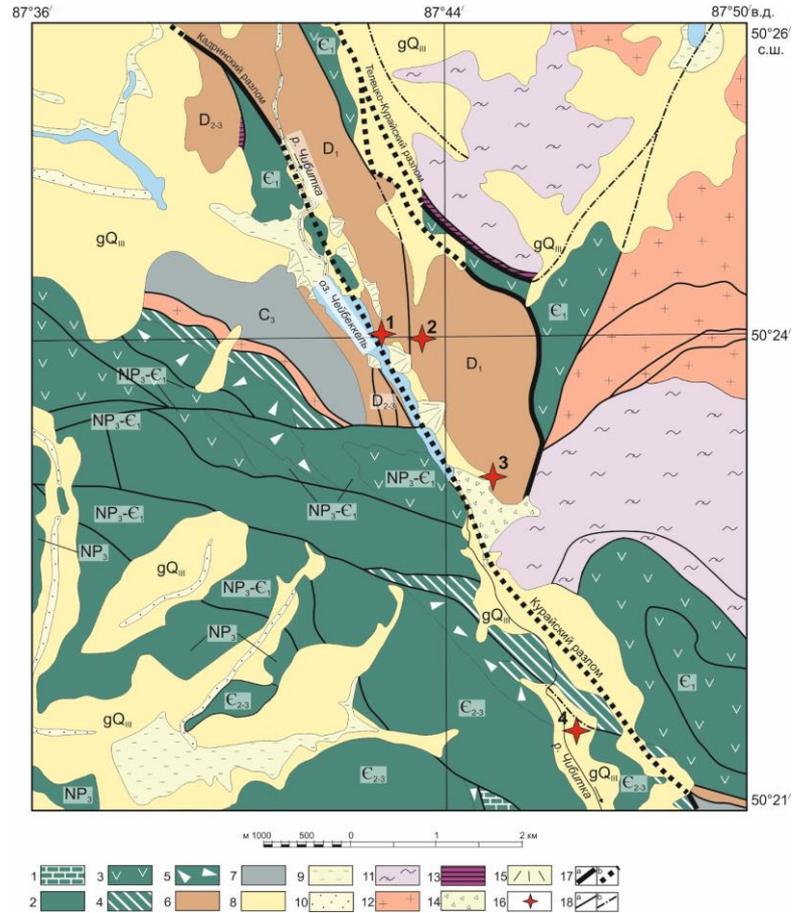


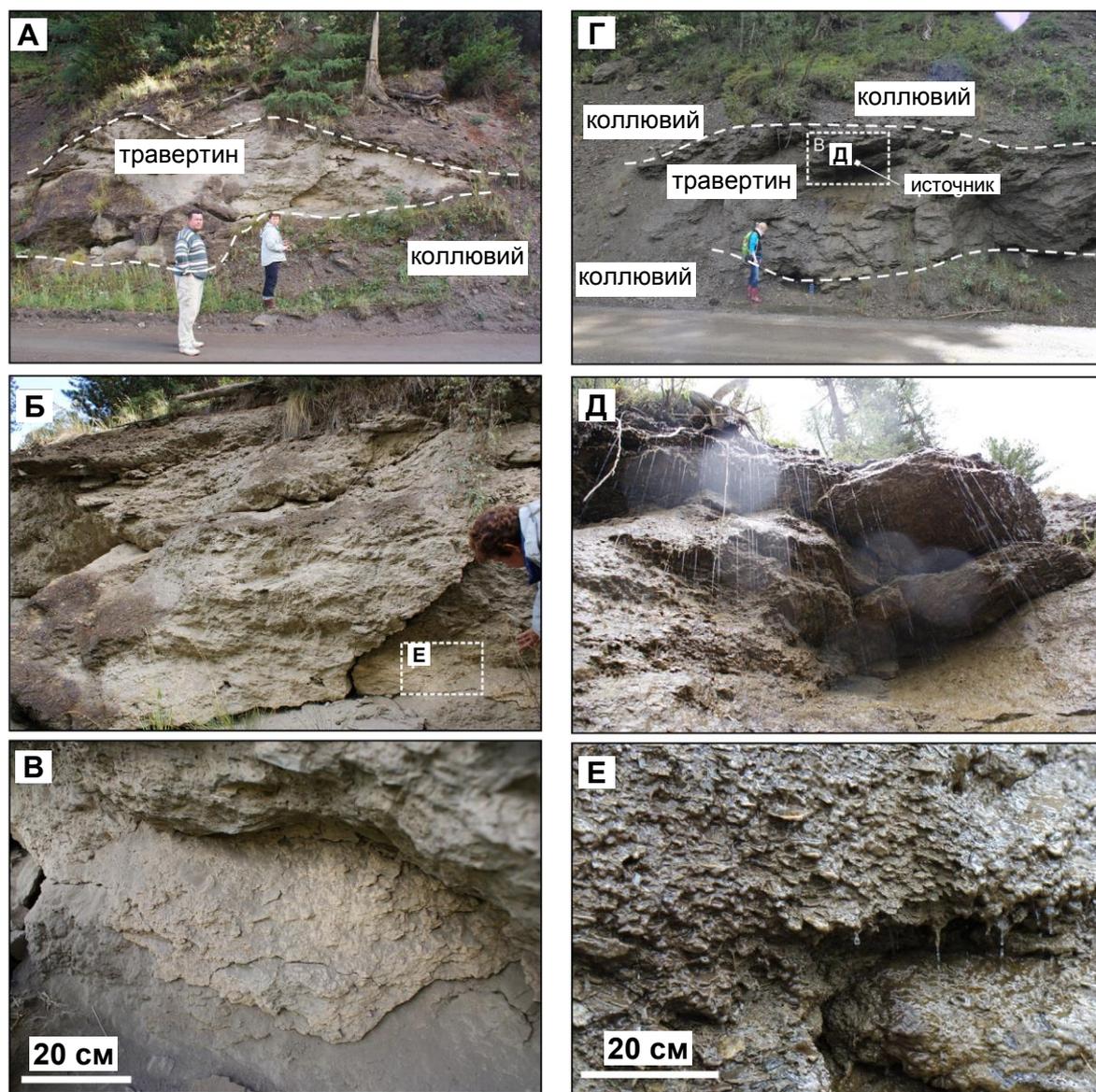
Рисунок 5.3 – Структурное положение полей травертинов (П1–3) в зоне сочленения Айгулакского и Курайского хребтов

Изученные здесь выходы травертинов образуют четыре компактных поля, приуроченных к Курайскому активному разлому, входящему в структуру одноименной зоны. Они находятся в восточном (левом) борту долины р. Чибитки (рисунок 5.3, 5.4). В западном крыле Курайского разлома обнажаются (рисунок 5.4): терригенные породы айгулакской (NP_3), верхней части сардыминской ($\text{NP}_3\text{--}\text{C}_1$), низов тыдтуярыкской (C_1), чибитской (C_2) и белькенецкой свит (C_{2-3}); базальты и терригенные породы нижней части сардыминской свиты ($\text{NP}_3\text{--}\text{C}_1$); карбонатно-терригенные породы верхов тыдтуярыкской свиты (C_1) и кызылшинской серии (D_{2-3}); терригенно-угленосные толщи кызылташской свиты (C_3). Восточное крыло, главным образом, сложено: метаморфическими породами ($\text{NP}_2\text{--}\text{Pz}$), гранитами и гранодиоритами (D), вулканогенно-терригенными породами балхашской свиты (C_1) и карбонатно-терригенными пыжиноозерной свиты (D_1). Этот разрез перекрыт позднечетвертичными ледниковыми, озерно-болотными, аллювиальными, пролювиальными и селевыми отложениями. На северо-западе



Составлена Е.В. Деевым на основе материалов геологической съемки ПГО “Запсибгеология” (1991 г.) с учетом (Федак и др., 2011). 1 – мраморизованные известняки, доломиты (баратальская серия, NP₃); 2 – песчаники, алевролиты, кремнистые и глинистые сланцы, гравелиты, конгломераты (NP₃ – айгулакская свита, NP₃-C₁ – верхняя часть сардыминской свиты, C₁ – нижняя часть тыдтуярыкской свиты, C₂₋₃ – белькенекская свита); 3 – базальты, андезиты, плагиориолиты, туфы, песчаники, алевролиты, сланцы, известняки, мергели, кремни (NP₃-C₁ – нижняя часть сардыминской свиты, C₁ – балхашская свита); 4 – карбонатные песчаники, кремнисто-карбонатные и глинистые сланцы, известняки, гравелиты, конгломераты (верхняя часть тыдтуярыкской свиты, C₁); 5 – олистостромы, конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, глинисто-кремнистые сланцы (чибитская свита, C₂); 6 – девонские песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, известняки, мергели (D₁ – пыжиноозерная свита, D₂₋₃ – кызылшинская серия); 7 – конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, каменный уголь (кызылташская свита, C₃); 8 – гляциальные отложения gQ_{III}; 9 – озерно-болотные отложения I-plQ_{III} – Q_{IV}; 10 – аллювиальные отложения aQ_{IV}; 11 – полиметаморфические комплексы (NP₂-Pz): гнейсы, амфиболиты, мигматиты, кристаллические сланцы, мраморы; 12 – граниты, гранодиориты, диориты, габбро (D); 13 – офиолиты (NP₃-C₁); 14 – селевые отложения Q_{IV}; 15 – пролювиальные отложения Q_{IV}; 16 – выявленные авторами поля травертинов; 17 – основные разломы: а – выявленные, б – перекрытые четвертичными отложениями; 18 – прочие разломы: а – выявленные, б – перекрытые четвертичными отложениями

Рисунок 5.4 – Схема геологического строения района оз. Чейбеккель



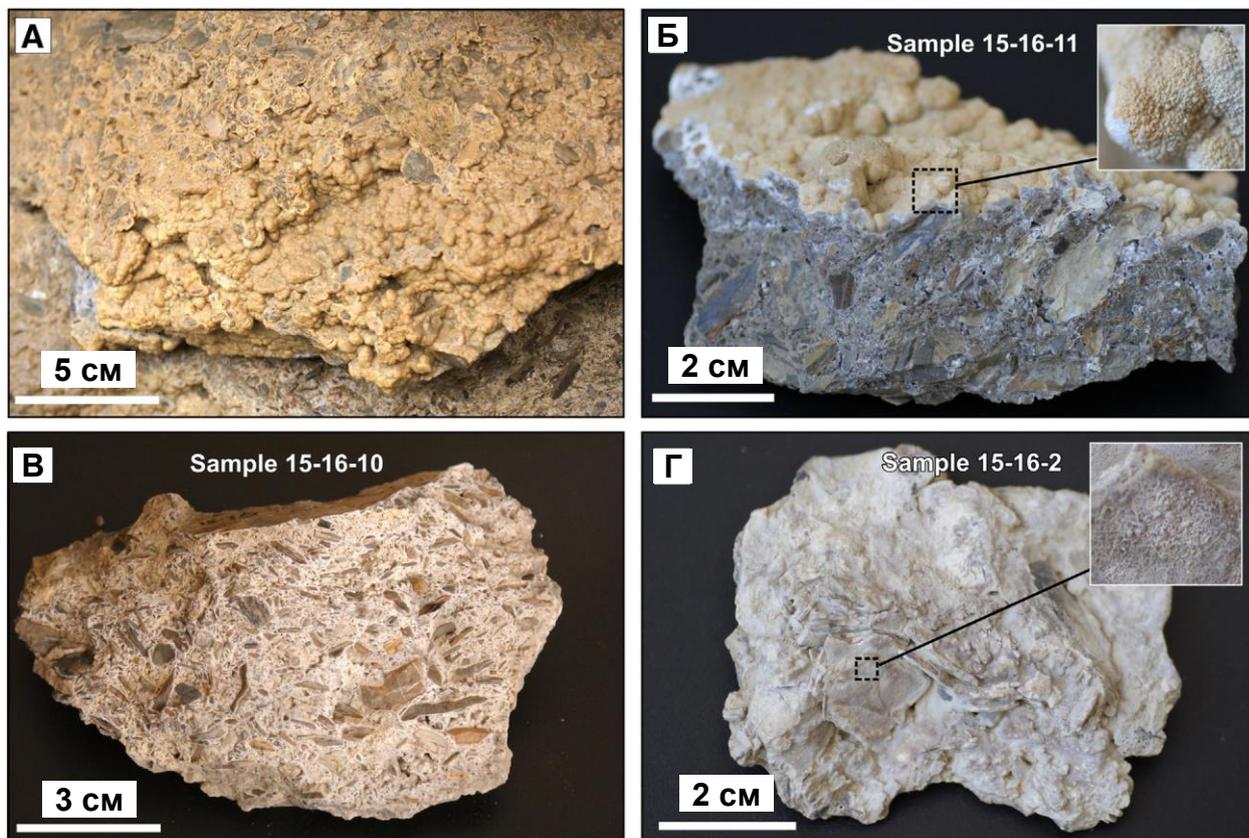
А–В – фрагменты обнажения брекчии с травертиновым цементом (тело палеотравертинов). Г – подземный источник в восточном борту оз. Чейбеккель, с которым соседствует тело палеотравертинов. Д – характер цементации обломков в очаге современного травертинообразования. Е – поверхность вновь образованных слоистых карбонатных корок, покрытых обильными водорослями и микробными сообществами

Рисунок 5.5 – Травертины поля 1, по (Kokh et al., 2017) с изменениями

района под чехлом гляциальных отложений прогнозируется поле мраморизованных известняков и доломитов баратальской серии (NP₃) (Федак и др., 2011).

Поле 1 (П1). Тело палеотравертинов находится на восточном берегу оз. Чейбеккель (50.40144° с.ш., 87.60491° в.д., Alt=1818 м) (см. рисунок 5.3, 5.4). Обнажение было вскрыто дорожной выработкой в начале 80-х годов прошлого века. Видимая мощность травертинового тела 2.5–4 м, вдоль склона оно прослежено на 29 м (рисунок 5.5 А). В его пределах

коллювиальные отложения дресвяно-щебенисто-отломной размерности, состоящие из обломков девонских глинисто-сланцев с небольшой добавкой материала постдевонских гидротермальных кальцитовых жил, крепко сцементированы желто-белым карбонатным травертиновым материалом и превращены в брекчию (рисунок 5.5 Б, В, рисунок 5.6) (Русанов и др., 2013; Деев и др., 2017б; Kokh et al., 2017).

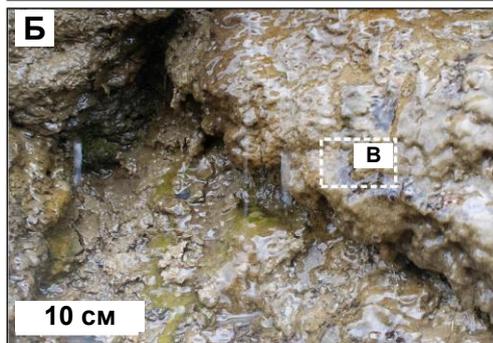


А, Б – спаритовый и микритовый кальцит, цементирующий обломки девонских сланцев и кальцитовые друзы, растущие в открытом пространстве. В – плотный белый кальцит, цементирующий обломки сланцев. Г – тонкослоистые кальцит-арагонитовые корочки на поверхности обломков

Рисунок 5.6 – Внешний вид палеотравертинов поля 1, по (Kokh et al., 2017)

Тело палеотравертинов соседствует здесь с очагом современного ограниченного карбонатообразования из вод углекислого источника (рисунок 5.5 Г, Д). На поверхности этих новообразованных тонких карбонатных корок существуют зеленые микробиальные колонии (рисунок 5.5 Е, рисунок 5.7) (Kokh et al., 2017). Холодные (10°C) воды источника являются нейтральными (pH=6.86) пресными (158 мг/л) растворами $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$ типа. Они содержат (в мг/л): 27.4 Ca, 21.4 Mg, 2.7 Na, 0.64 K, 0.23 Sr, 234 $(\text{HCO}_3)^-$, 23.6 $(\text{SO}_4)^{2-}$, 0.86 $(\text{NO}_3)^-$, Cl^- ниже предела обнаружения (<10 мг/л). Воды бедны микроэлементами (в мг/л): Zn (0.014), Cu (0.002), а также (в мкг/л): Cd – 0.18, Ni – 0.18, V – 0.12 и Sb – 0.7. Концентрации (в мкг/л):

Hg (< 0.02), As и Pb (< 0.5), Y (< 0.1) ниже пределов их обнаружения. Состав растворенного в воде газа (в %): N₂ – 69; O₂ – 26; CO₂ – 2.9; Ar – 1.9) указывает на его атмосферный источник.



А, Б – поверхность травертинового агрегата, покрытая водой и зелеными микробными пленками. В – микробные колонии в слоистом травертине

Рисунок 5.7 – Биота и карбонатные образования, формирующиеся в зоне современного источника, по (Kokh et al., 2017)

Это подтверждается и соотношениями стабильных изотопов углерода и кислорода воды: $\delta^{13}\text{C} = -5.8\text{‰}$ VPDB и $\delta^{18}\text{O} = -14.5\text{‰}$ VSMOW (Kokh и др., 2018; Kokh et al., 2017).

Для карбонатов этого поля получено два определения абсолютного возраста. ¹⁴C датирование дало возраст 13780 ± 150 лет (СОАН-8400) (Русанов, Орлова, 2013), калиброванный возраст 16915-16420 лет назад, U/Th датирование – 11.11 ± 0.17 тыс. лет (RYALT-1516-11).

Поле 2 (П2) расположено на северо-западном окончании Курайского хребта, в верховьях левого притока р. Чибитки, на высоте 168 м от уреза подпрудного оз. Чейбеккель (50.400556° с.ш., 87.611389° в.д., Alt=1958 м) (см. рисунок 5.3, 5.4). Впервые оно было описано В.В. Бутвиловским (1993). Крутое русло безымянного ручья заложено по оперяющему Курайский разлом дизъюнктиву. По нему глинистые сланцы и песчаники пыжиноозерной свиты (D₁) смещены и в контакт приведены толщи различной литологии.

Спаритовый и микритовый травертиновый материал цементирует как моренные отложения (МИС–2), так и голоценовый сероцветный коллювий, в результате чего формируются тела конгломератов и брекчий с карбонатным цементом мощностью 3–5 м (рисунок 5.8. А–Г). Поверхности свободных полостей в плотно сцементированном агрегате инкрустированы белыми и бело-желтыми зонально-ритмичными карбонатными корками толщиной до 5 мм (рисунок 5.8. Д–Е).

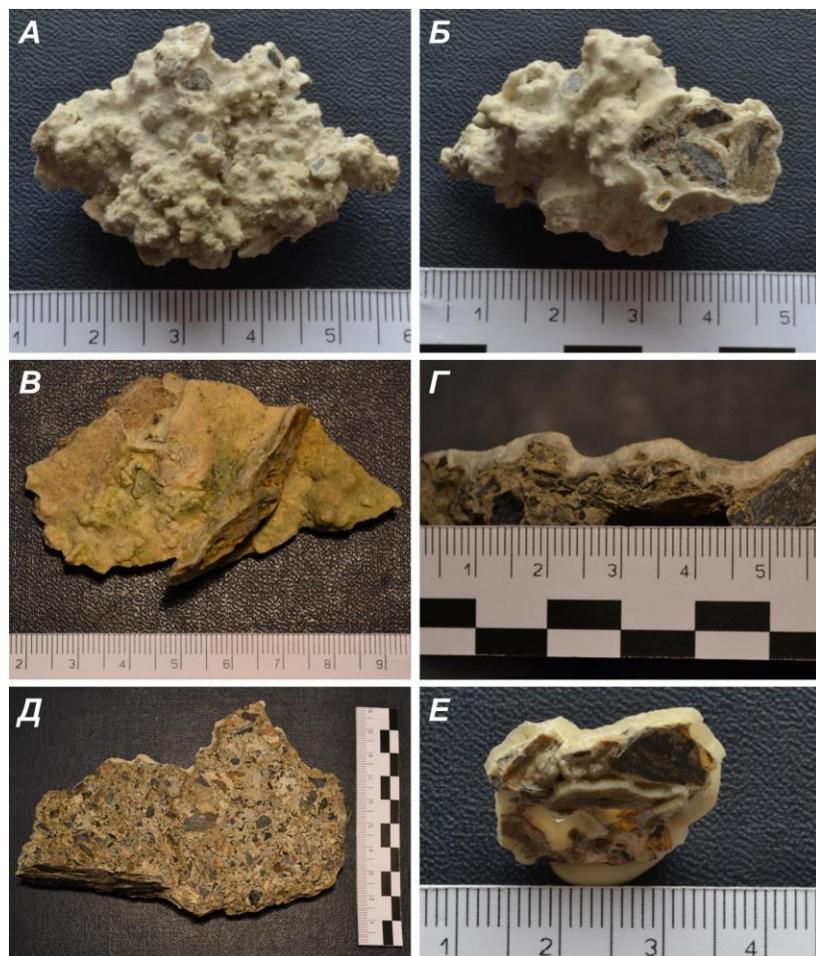


А – эродированный останец палеотравертинового тела в правом борту ручья. Б–В – Фрагменты травертиновой «шапки», образованной поверх девонских сланцев. В – Глыба брекчии с травертиновым цементом в русле ручья. Д – Спаритовый и микритовый желтоватый кальцит, цементирующий обломки девонских сланцев, и друзовые агрегаты кальцита (Е), возникшие в пустотах и небольших полостях

Рисунок 5.8 – Облик палеотравертинов поля 2, по (Kokh et al., 2017)

В современном рельефе, для которого характерно ежесезонное обновление и массовое обрушение осадков с крутых бортов долины, от исходного, значительно более крупного травертинового комплекса сохранились только несколько останцов – реликтов субгоризонтальных и наклонных послойных тел. Полевые наблюдения нескольких сезонов показали, что вследствие обрушения склонов долины, данный травертиновый комплекс стремительно разрушается. За период 2013-2015 гг. останец уменьшился втрое. В августе 2015

года размер самого крупного останца составлял 7×6 м (см. рисунок 5.8. А). В русле ручья повсеместно присутствуют разномасштабные от (десятков см до 3 м) обломки брекчий и конгломератов с травертиновым цементом (см. рисунок 5.8. Г) (Русанов и др., 2013; Деев и др., 2017; Kokh et al., 2017).



А, Б – дресва, сцементированная карбонатным материалом. Поверхность (В) и внутренняя структура (Г) карбонатной корки, покрывающей обломки в месте современного просачивания подземных вод. Д, Е – фрагменты дресвяно-щебенчатой брекчий, сцементированной карбонатным материалом в месте современного просачивания подземных вод

Рисунок 5.9 – Морфология травертиновых образований поля 3

травертиновым материалом, в результате чего преобразованы в брекчий (рисунок 5.9. А, Б) и конгломераты. В пределах обнажения в настоящее время продолжает сочиться вода, из которой в пустотах в основании обнажения откладывается карбонатный материал серовато-желтого

Сегодня в пределах этого поля источники подземных вод и очаги современного карбонатообразования отсутствуют. Хотя в отдельные годы здесь наблюдалось просачивание воды. На сегодняшний день имеется два определения возраста травертинов этого комплекса: ^{14}C возраст карбонатов составил 9520 ± 105 лет (SOAN-3129), калиброванный возраст 11180-10565 лет назад (Бутвиловский, 1993), U/Th возраст – 6.3 ± 0.06 тыс. лет (RYALT-15-17-1).

Поле 3 (ПЗ). Выходы травертинов обнаружены в районе южного окончания оз. Чейбеккель. В левом борту левого безымянного притока р. Чибитка, на высоте 117 м от уреза озера, выявлено обнажение высотой 3.5 м и протяженностью 15 м. В его основании расположен моренный диамиктон, перекрытый дресвяно-щебнистой осыпью. Оба типа отложений частично сцементированы

цвета, цементирующий обломки дресвяно-щебенчатой размерности; толщина корок достигает 5–7 мм (рисунок 5.9 В–Е).

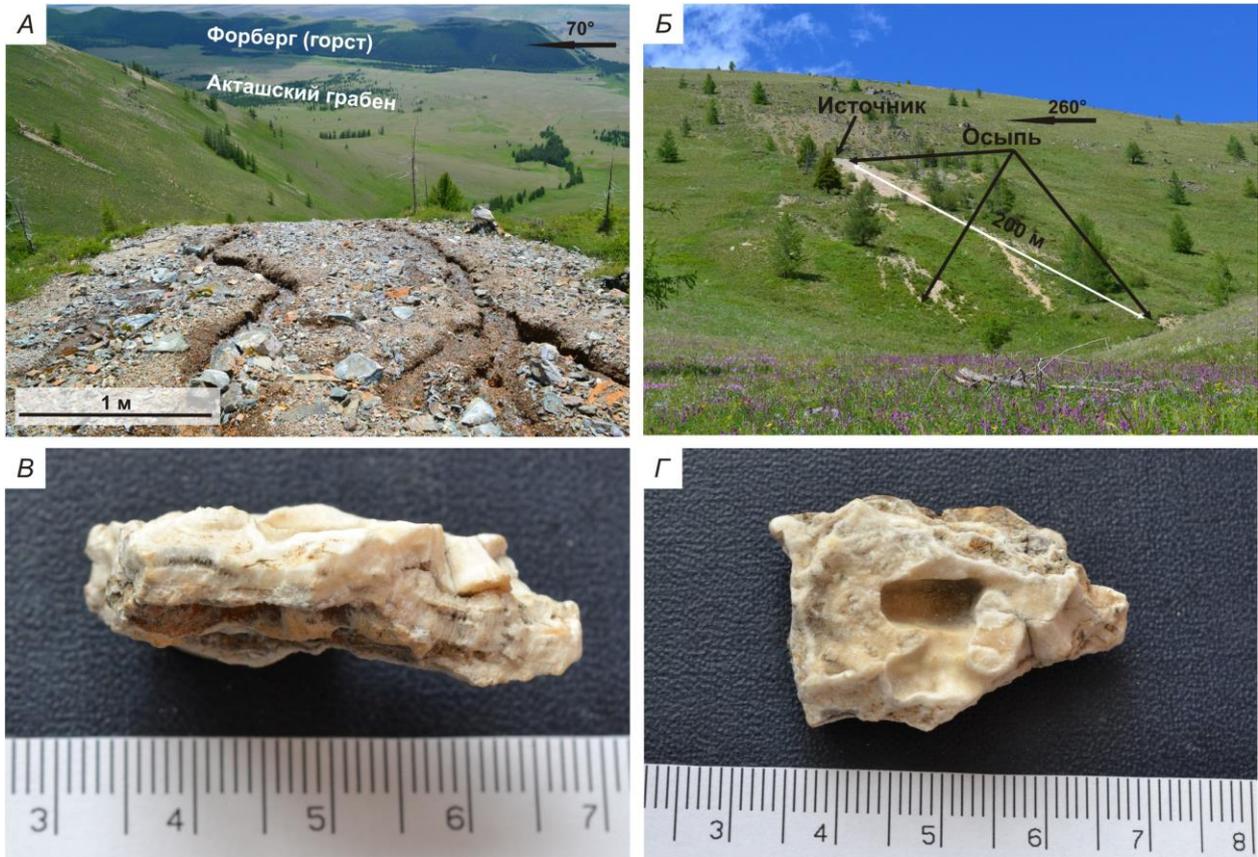
Поле 4 (П4). Многочисленные обломки брекчий и конгломератов, сформированные в результате дополнительной цементации моренного диамиктона (рисунок 5.10 А, Б) и цементации коллювия карбонатным травертиновым материалом обнаружены в основании осыпи на левом берегу р. Чибитка, в 6 км к северо-востоку от пос. Акташ (см. рисунок 5.4). Обнаружить коренные выходы травертинов в верхней части осыпи и в разрушающейся толще позднеплейстоценовых ледниковых отложений не удалось.



А, Б – конгломерат, образованный в результате дополнительной цементации моренного диамиктона карбонатным травертиновым материалом

Рисунок 5.10 – Травертиновые образования поля 4

Поле 5 (П5). Расположено на южном склоне Курайского хребта – в зоне его надвигания на отложения северной части (Акташский рамп) одноименной впадины (рисунок 5.11 А, см. рисунок 3.15). На участке исследований Кубадринский и Курайский разломы отчетливо проявлены в рельефе и разграничивают различные по высоте блоки. Само поле травертинов расположено на высоте 770 м над дном Акташского рампа. Здесь расположен подземный источник, который сочится из-под дресвяно-щебенистой осыпи (рисунок 5.11 А), залегающей на коренных палеозойских породах. Через 20 метров источник вновь уходит под осыпь. Холодные (3°C) воды источника являются слабощелочными (pH=8) пресными (220 мг/л) растворами HCO₃-SO₄-Mg-Ca типа. Они содержат (в мг/л): 35 Mg, 26.5 Ca, 4 Na, 0.4 K, 0.2 Sr, 317 (HCO₃)⁻, 20.2 (SO₄)²⁻, 2.2 (NO₃)⁻, Cl⁻ <10 (ниже предела обнаружения). Воды бедны микроэлементами (в мкг/л): Cd (0.13), Sb (1.0), As и Pb (< 0.5) ниже предела обнаружения. Изотопный состав углерода, растворенного CO₂, и кислорода воды составили: δ¹³C = -4.0‰ VPDB, δ¹⁸O = -16.6‰ VSMOW (Кох и др., 2018; Kokh et al., 2017).



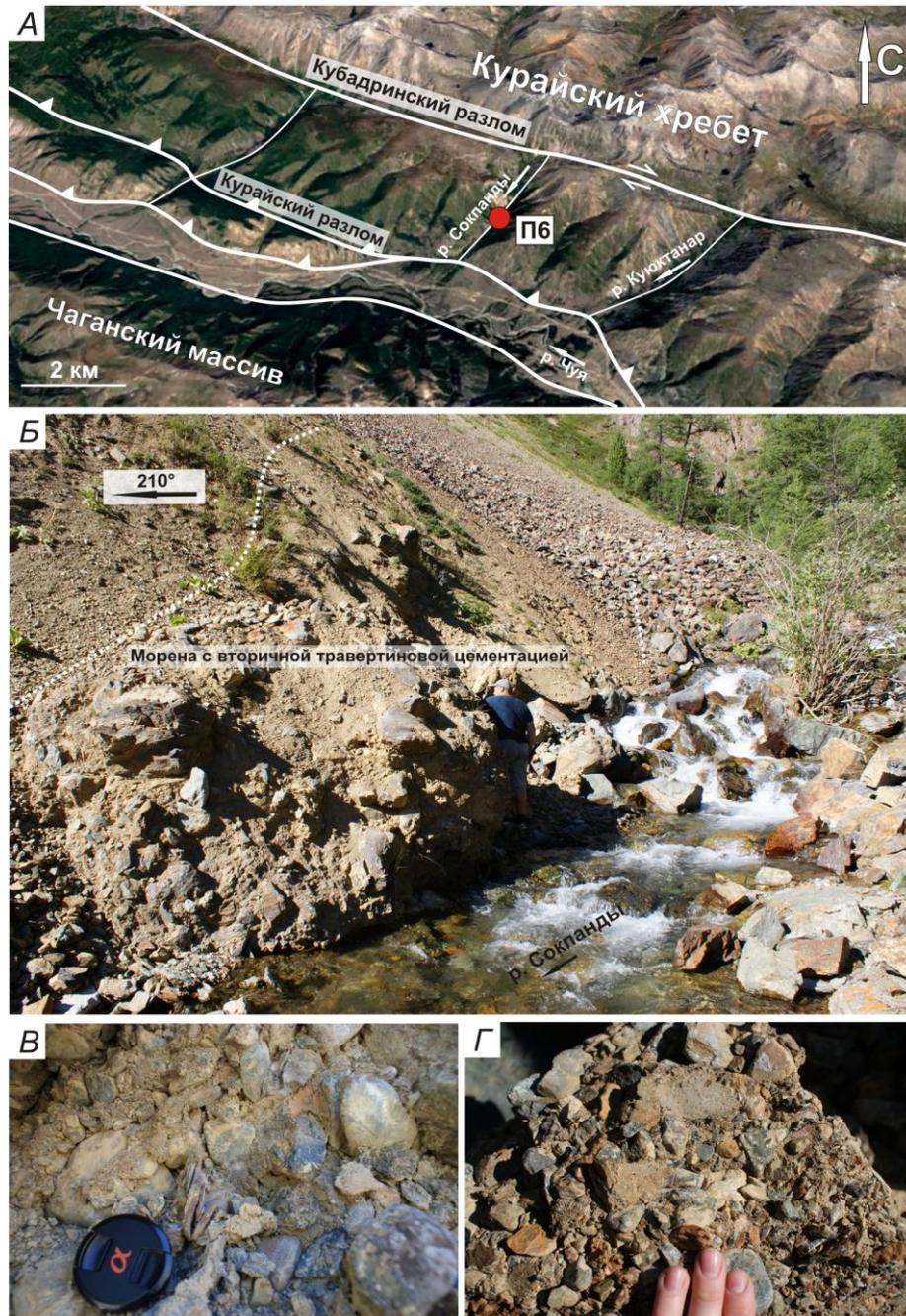
А – структурное положение травертинов поля 5. *Б* – место выхода подземного источника на южном склоне Курайского хребта. *В* – осыпь, в которой доминируют обломки травертинового материала. *Г, Д* – морфология карбонатного материала, цементирующего древесно-щебнистый материал брекчий

Рисунок 5.11 – Травертины поля 5

Непосредственно в месте выхода источника наблюдается ожелезнение обломков с поверхности (см. рисунок 5.11 *А*). Осыпь желтоватого цвета прослеживается вниз по склону на протяжении 200 м (рисунок 5.11 *Б*). Ее цвет определяется обилием среди обломков травертинового материала. Он представляет собой фрагменты цемента разрушающихся древесно-щебенистых брекчий (рисунок 5.11 *В, Г*). Их разрозненные небольшие коренные выходы редко наблюдаются из-под осыпи. U/Th датирование образца травертинового материала дало возраст 4.97 ± 0.14 тыс. лет (RYALT-13-18-2).

Поле 6 (П6). Выходы травертинов расположены на южном склоне Курайского хребта, напротив Чаганского массива, в правом борту долины р. Сокпанды, правого притока р. Чуя. Река Сокпанды дренирует зону оперяющего дизъюнктива между Курайским и Кубадринским разломами (рисунок 5.12 *А*). На высоте 2.5 м от уреза воды и на участке протяженностью 40 м наблюдается вторичная цементация моренного диамиктона травертиновым материалом (рисунок 5.12 *Б*), завершившаяся образованием конгломератов (рисунок 5.12 *В, Г*). Выходы

конгломератов перекрыты осыпным коллювием. Корочки карбонатов очень тонкие (толщина не превышает 2 мм) и, как правило, обволакивают более мелкозернистый (дресвяно-гравийно-мелкощебенчатый) обломочный материал морены с образованием друзовых агрегатов кальцита в микрополостях.



А – структура Курайской зоны разломов на участке исследования. Красный круг – выходы травертинов. Б – фрагмент обнажения моренного диамиктона с вторичной травертиновой цементацией. В, Г – конгломераты, образованные при вторичной карбонатной цементации моренного диамиктона

Рисунок 5.12 – Травертины поля 6

Поле 7 (П7). На участке исследования, в зоне сочленения Чуйской впадины и Курайского хребта, структура Курайской зоны разломов представлена серией параллельных дизъюнктивов и их оперений (рисунок 5.13, см. раздел 3.1.1). Вдоль одного из разломов Курайской зоны, пересекая долину Тотугема в средней части, прослеживается неотектонический уступ высотой около 300 м.

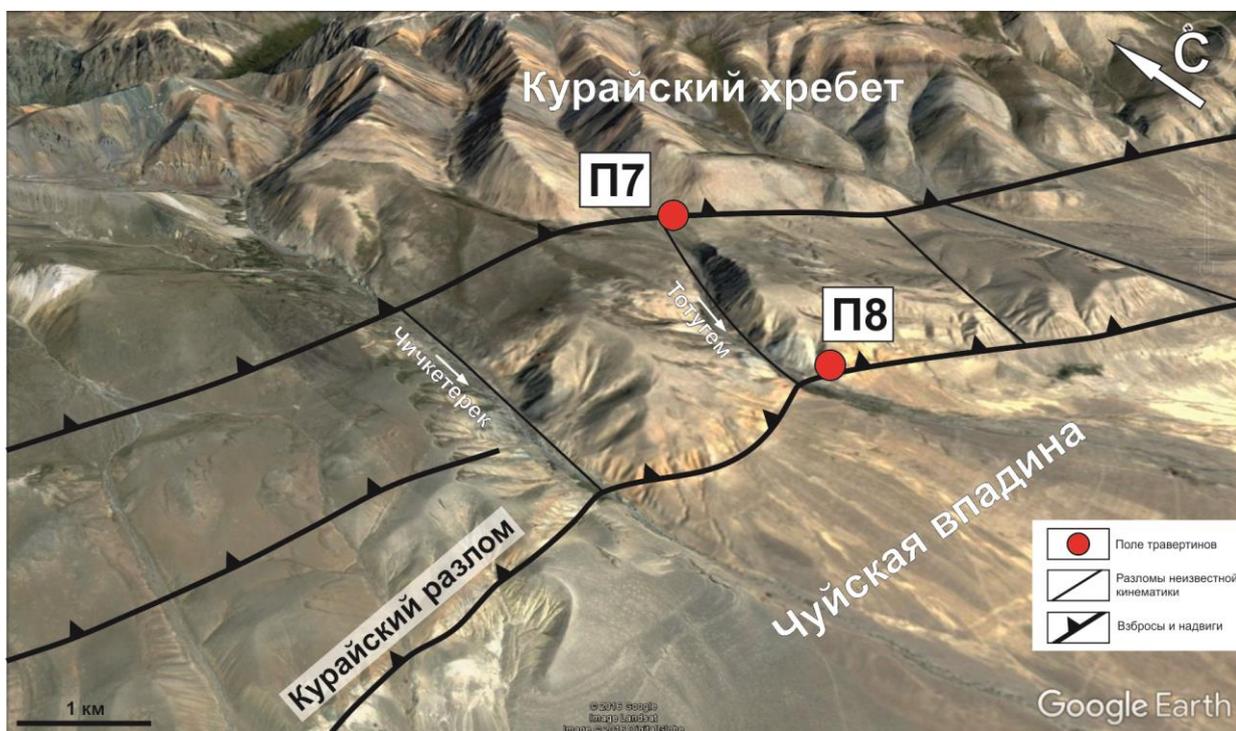
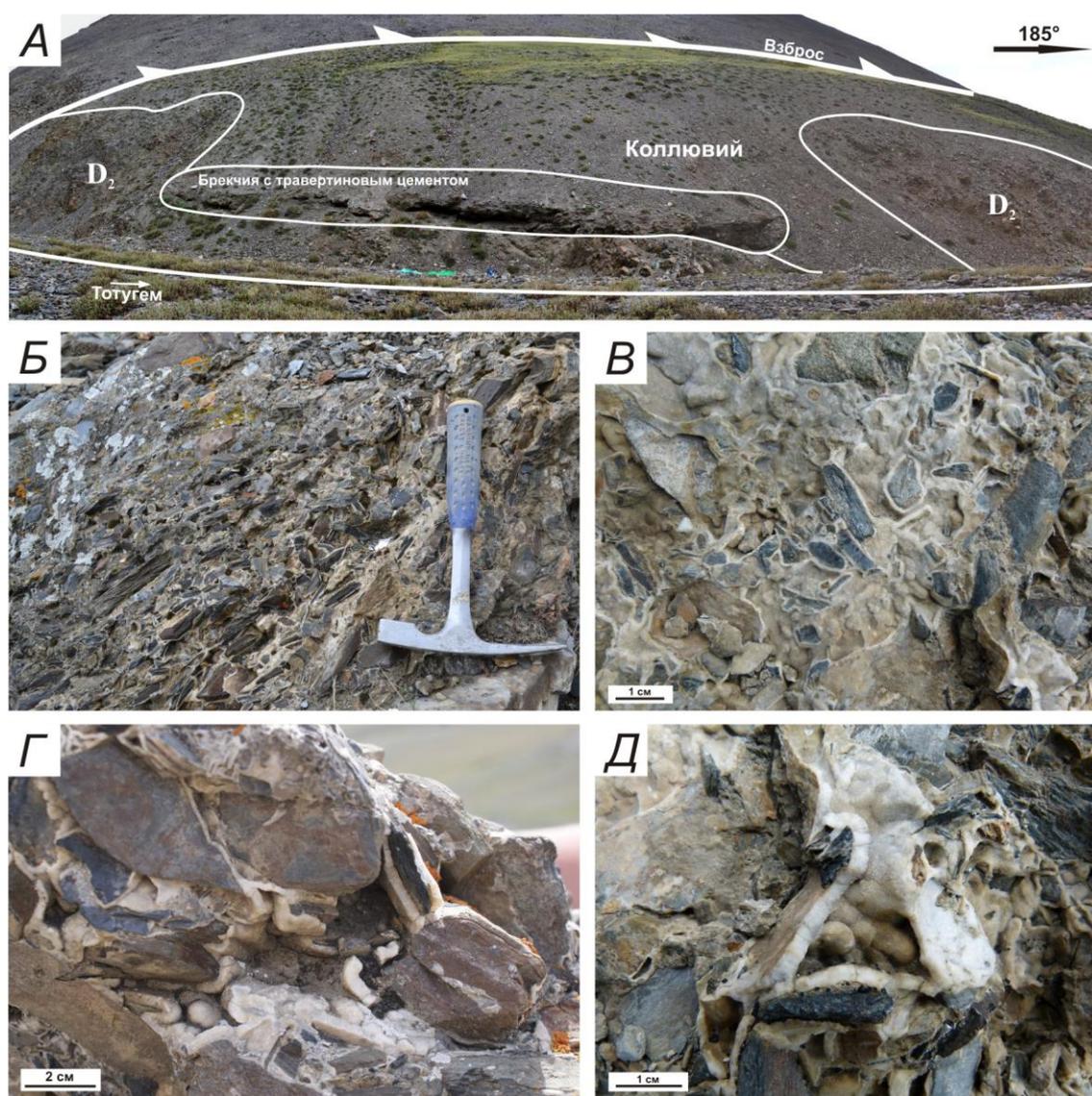


Рисунок 5.13 – Структура Курайской зоны разломов в зоне сочленения Чуйской впадины и Курайского хребта

Река Тотугем во время паводков интенсивно подмывает основание левого борта долины, покрытого мелкоглыбово-щебнисто-дресвянистой осыпью. В результате здесь образовался обрыв высотой 6 м. Нижняя часть этого обрыва сложена сильнотрещиноватыми алевролитами (D₂) видимой мощностью 3–5 м, которые перекрыты осыпью (рисунок 5.14 А). Нижняя часть этой осыпи на 1–3 м в высоту и на протяжении 30 м “пропитана” травертиновым материалом. В результате карбонатной цементации коллювий преобразован в очень крепкую брекчию (рисунок 5.14 Б, В). Карбонатные корки инкрустируют поверхности обломков и достигают мощности до 10 мм (рисунок 5.14 Г, Д). Поскольку трещиноватые алевролиты легче эродируются рекой, чем расположенные над ними брекчии, последние образовали карниз, нависающий над руслом р. Тотугем под отрицательным углом. U/Th датирование образца травертинового материала дало возраст 122.97±3.68 тыс. лет (RYALT-13-8.1).

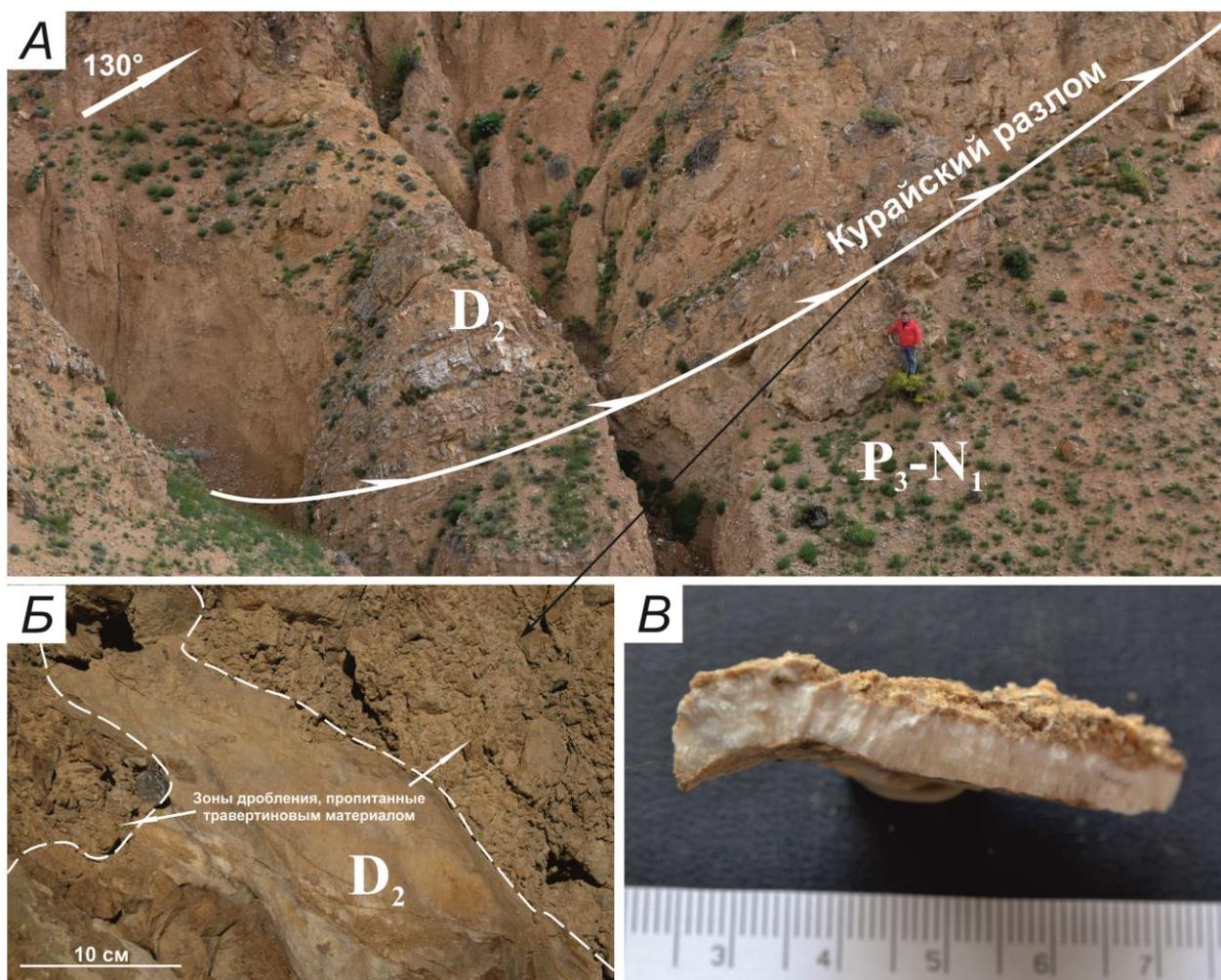


А – обнажение брекчии с травертиновым цементом. Б, В – брекчия, состоящая из обломков девонских алевролитов и травертинового цемента. Г, Д – травертиновый материал, цементирующий коллювиальные обломки

Рисунок 5.14 – Травертины поля 7

Поле 8 (П8) расположено в верхней части безымянного лога, к востоку от долины р. Тотугем (см. рисунок 5.13). Здесь наблюдается надвигание палеозойских пород по Курайскому разлому на отложения Чуйской впадины. Их непосредственный контакт замывает и задернован. В висячем крыле взброса (рисунок 5.15 А) находятся карбонатно-терригенные породы (D_2), насыщены фауной криноидей и брахиопод. Их слоистость имеет следующие элементы залегания – аз. пад. 40° , $\angle 58^\circ$. Лежачее крыло сложено отложениями кошагачской свиты (P_3-N_1), которые представлены красно-желтыми и серовато белыми глинами, алевритами и песками, часто хорошо цементированными. Слоистость субвертикальна (аз. прост. 250°). Очевидно, что задиранье слоев связано с движением висячего блока палеозойских пород на юг.

В зоне разлома и среднедевонские породы, и отложения кошагачской свиты раздроблены, будинированы и груборассланцованы. В зонах дробления мощностью до 0.5 м обломки коренных пород цементируются травертиновым материалом (рисунок 5.15 *Б*), который образует корки мощностью до 5 мм (рисунок 5.15 *В*).



А – надвигание среднедевонских пород на верхнепалеоген-нижнеэоценовые отложения (кошагачская свита) Чуйской впадины по Курайскому разлому. *Б* – цементация обломков в зонах дробления травертиновым материалом. *В* – фрагмент карбонатной корки

Рисунок 5.15 – Структурная позиция и морфология травертинов поля 8

Таким образом, все рассмотренные травертиновые поля приурочены к активным разломам Курайской зоны. В обнажениях новообразованные карбонаты инкрустируют поверхности обломков и цементируют обломочный материал позднеплейстоцен–голоценовых коллювиальных и ледниковых отложений, превращая их в конгломераты и брекчии. Кроме этого, за счет цементации катакластического материала вдоль сместителей разломов возникают тектонические брекчии. Наконец, в районах выходов современных источников формируются тела натечных травертинов.

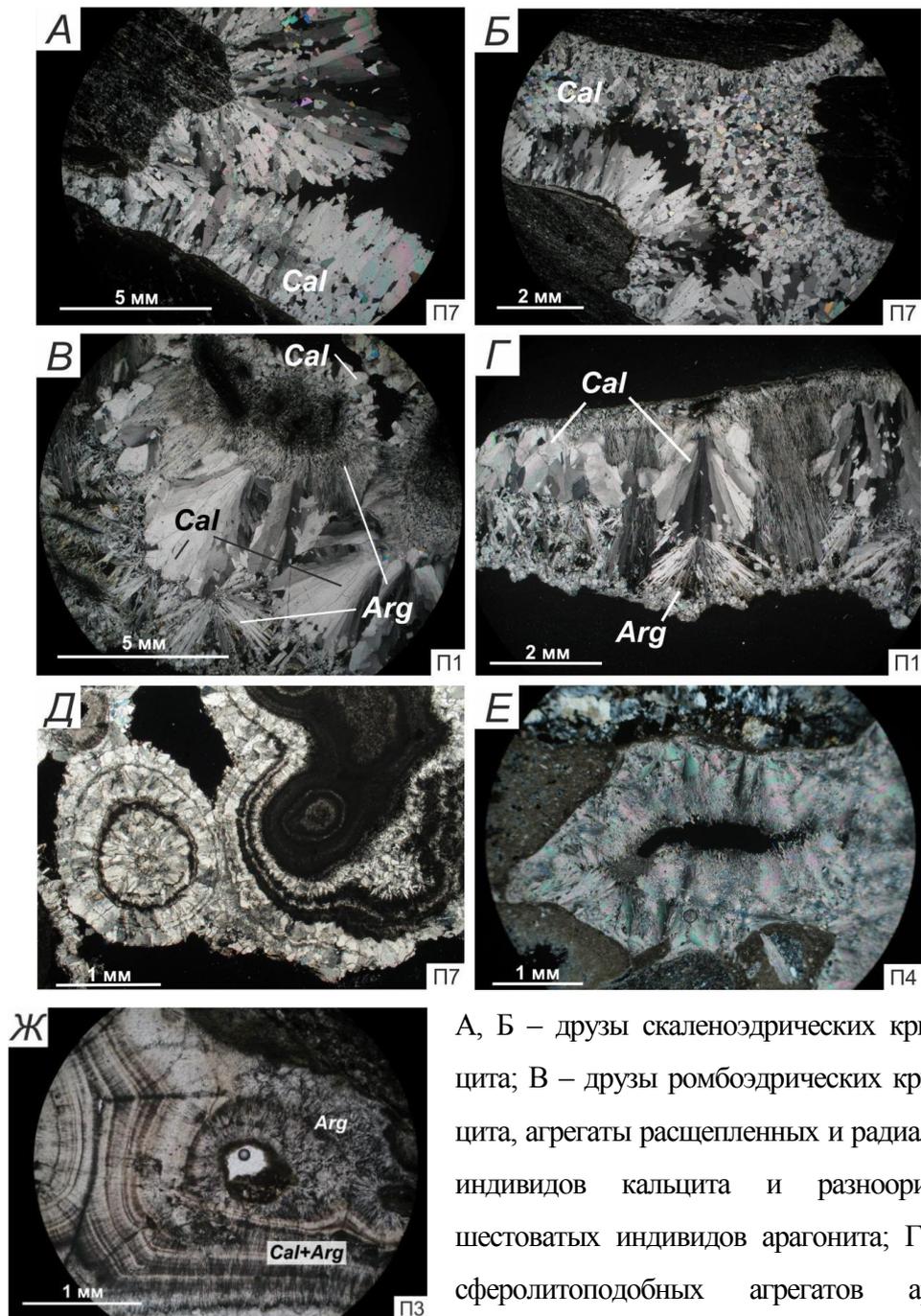
5.2. Петрографические, минералогические и изотопно-геохимические характеристики травертинов

Как было показано выше, чаще всего травертины Курайской зоны разломов образуют цемент, скрепляя обломочный материал коллювиальных и ледниковых отложений. В открытом пространстве обычен рост ограниченных индивидов скаленоэдрического или ромбоэдрического кальцита (до 0.5 мм), а также зональных параллельно-шестоватых (ониксоподобных) и сферолитовых агрегатов, в составе которых наряду с кальцитом присутствует, а нередко и доминирует арагонит. На микроуровне кальцит и арагонит образуют микритовые и спаритовые, сферолитовые и сферолитоподобные, а также микрослоистые агрегаты (рисунок 5.16). В сложных зональных агрегатах обычна смена раннего Mg-кальцита Sr-арAGONИТОМ поздних генераций. В переходной зоне можно наблюдать их совместный рост и обрастание кальцита арагонитом. Распределение минеральных фаз в травертинах отдельных полей неравномерное. Мономинеральные кальцитовые агрегаты характерны для полей 2, 6, 7 и 8. Мономинеральные арагонитовые агрегаты обнаружены только в пределах поля 4, биминеральные (кальцит–арAGONИТОВЫЕ) ониксоподобные образования зафиксированы в полях 1, 3 и 5.

Методом РФА СИ установлено систематическое обогащение валовых проб травертинов Курайской зоны микроэлементами (ppm): Zn до 298; Sr до 7281; Y до 15.1 и др. (таблица 5.1). Концентрации $Mn \leq 40$, $Ni \leq 38.4$, $Pb \leq 6.2$ ppm. Травертины полей 1, 3, 4, 5, приуроченные к западной части Курайской зоны разломов, обладающие максимальной концентрацией Sr (2458–7281 ppm), также обогащены U (14.5–38.2), Ni (23–38.4), Rb (7.2–12.1 ppm) и, единственные в изученной выборке, содержат V (3.4–11.8). При этом они обеднены Fe, Mn, что не позволяет связать повышенные концентрации U, Ni, V с их сорбцией на гидроксидах Fe, Mn. Можно предположить, что микроэлементная нагрузка травертинов этого участка отражает геохимическую специфику травертинообразующих растворов. Пространственно сближенные с ними травертины поля 2 на порядок богаче As (18.2).

Иные геохимические характеристики демонстрируют травертины поля 8. На фоне низких концентраций Ni и Sr они обогащены Zn (298 ppm), и содержат максимальные для выборки количества Pb (6.2 ppm) и Mn (40 ppm).

Содержания Cr, Cu, Br не превышают 12.2 ppm, Ga (≤ 4.1 ppm), Ge (≤ 1 ppm), Se (≤ 0.6 ppm), Nb (≤ 1.2 ppm), Mo (≤ 1.3 ppm) и не демонстрируют каких-либо закономерностей в распределении на различных площадях. Содержания Ni варьируют значительно (3.8–38.4 ppm), в том числе, и в пределах одного поля. Содержания Y изменяются существенно (0.3–15.1 ppm) без очевидной связи с другими элементами или местом локализации травертиновых тел.



А, Б – друзы скаленоэдрических кристаллов кальцита; В – друзы ромбоэдрических кристаллов кальцита, агрегаты расщепленных и радиально-лучистых индивидов кальцита и разноориентированных шестоватых индивидов арагонита; Г – нарастание сферолитоподобных агрегатов арагонита на поверхность ранних расщепленных индивидов кальцита; Д – ритмически-зональный агрегат кальцита. Е – игольчатые индивиды арагонита в полости; Ж – ониксоподобный кальцит–арагонитовый агрегат с ритмической зональностью. Фото в поляризованном свете, николи скрещены

Рисунок 5.16 – Разнообразие микроморфологии агрегатов кальцита и арагонита в алтайских травертинах

Таблица 5.1 – Микроэлементный состав (ppm) травертинов Курайской разломной зоны, по (Деев и др., 2017)

Поле	П1		П2		П3	П4	П5	П7		П8
Элемент	5-1	5-2	20-1	20-2	6-1	19-1	18-2	8-1	8-1а	14-2
V	-	11.8	-	-	-	3.4	9.7	-	-	-
Cr	-	-	3.2	3.8	3.2	-	-	-	-	-
Mn	20	10	10	20	10	10	-	10	10	40
Fe	810	120	160	860	190	130	150	110	390	330
Ni	3.8	38.4	6.6	8.4	28.0	23.0	32.7	11.9	19.0	7.3
Cu	4.4	10.0	2.8	3.6	7.2	8.7	10.8	4.1	5.4	4.3
Zn	9.0	3.6	3.6	8.4	10.5	3.0	5.4	12.4	27.4	298.0
Ga	2.1	4.1	1.4	1.5	2.4	3.4	3.0	1.5	1.4	1.6
Ge	0.7	0.4	-	0.4	0.7	0.9	-	0.5	1.0	-
Se	0.4	-	-	-	-	-	0.6	-	-	-
Br	4.5	1.6	3.0	5.2	2.0	1.6	12.2	1.3	2.3	1.0
Rb	3.1	12.1	0.6	3.3	4.2	7.8	7.2	0.8	1.0	0.8
Sr	702	7281	369	338	2458	5456	4531	447	516	188
Y	1.0	4.2	0.3	1.1	1.4	2.8	2.5	6.6	15.1	1.1
Zr	11.9	79.0	3.9	11.7	22.2	55.8	42.4	3.9	6.1	3.7
Nb	0.4	1.2	-	0.3	1.1	0.6	1.1	-	-	-
Mo	-	1.3	-	-	0.8	0.9	1.0	-	-	-
As	1.6	-	1.9	18.2	-	-	-	-	1.1	-
Pb	1.9	3.0	0.9	1.3	2.0	2.3	2.7	1.3	3.0	6.2
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
U	-	38.2	-	-	14.5	24.0	22.6	1.4	1.4	-

Примечания. Определение микроэлементного состава карбонатов выполнено методом РФА СИ в ЦКП “Сибирский центр синхротронного и терагерцового излучения” на базе Института ядерной физики им. Г.И. Будкера СО РАН (ИЯФ СО РАН). Серым фоном выделены максимальные концентрации микроэлементов. Прочерк – элемент не определялся. Расположение травертиновых приведено полей на рисунке 5.2

Различия в микроэлементном составе западных и восточных полей существенным образом влияет на их фазовый состав. Травертины полей 1, 3–5, как было сказано выше, содержат обильный Sr–арагонит, тогда как травертины 6 и 7 полей – кальцитовые.

Микрозондовые исследования карбонатов выявили, что ранний карбонат Са – кальцит – обогащен MgO (0.06–2.5 мас. %), при этом содержит не более 0.11 мас. % SrO (табл. 5.2). В некоторых микритовых разностях кальцита содержание MgO возрастает до 3.35–5.62 мас. % (Kokh et al., 2017). Арагонит неизменно обогащен SrO (0.46–1.95 мас. %). Отличительной особенностью арагонитов из травертинов Курайской зоны является их резкое обогащение иттрием (Y_2O_3 до 0.47 мас. %) (см. таблицу 5.2 и (Kokh et al., 2017)).

Таблица 5.2 – Средние составы (мас. %) кальцита и арагонита из травертинов Курайской зоны разломов (Горный Алтай) по результатам микронзондового анализа (Деев и др., 2017)

Поле	П1		П2		П3		П4		П5		П8					
Образец	5-2-а		5-2-а		20-26		6-1в		19-1б		18-2а		18-2а		14-2а	
Число анализов	n=7		n=4		n=7		n=21		n=8		n=7		n=4		n=5	
Минерал	Арагонит		Кальцит		Кальцит		Арагонит		Арагонит		Арагонит		Кальцит		Кальцит	
Компонент	\bar{x}	SD														
Na ₂ O	0.00	0.02	0.00	0.02	0.08	0.09	0.05	0.05	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02	0.03	0.02
MgO	0.00	0.00	1.64	0.20	0.99	0.19	0.74	1.03	0.00	0.01	0.00	0.00	2.50	0.11	0.06	0.26
CaO	54.89	0.46	54.49	0.53	52.16	0.87	52.78	1.81	53.84	2.18	54.06	0.44	50.38	0.09	54.97	0.76
FeO	0.00	0.01	0.00	0.02	0.27	0.30	0.13	0.15	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
SrO	0.95	0.15	0.11	0.04	0.07	0.02	0.52	0.34	0.67	0.57	0.64	0.10	0.13	0.03	0.07	0.01
BaO	0.04	0.05	0.05	0.04	0.00	0.03	0.00	0.03	0.04	0.04	0.00	0.03	0.00	0.05	0.00	0.03
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.03	0.08	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
Сумма	55.91	0.00	56.32	0.62	53.71	0.39	54.26	1.43	54.60	1.67	54.74	0.37	53.08	0.20	55.71	0.71

По изотопному составу углерода ($\delta^{13}\text{C} = -4.1 \div +3.9 \text{‰ PDB}$) палеотравертины Курайской разломной зоны (таблица 5.3, рисунок 5.17) существенно тяжелее современных травертинов Салаира ($-16.3 \div -20.3 \text{‰ PDB}$) и Томь–Колыванской складчатой зоны ($-12.0 \div -14.0 \text{‰ PDB}$), в образовании которых задействован биогенный (почвенный) CO_2 (Шварцев и др., 2007). Курайские травертины занимают промежуточное положение между термогенными и метеогенными, по классификации (Pentecost, 2005), что указывает на смешанный источник углекислоты, задействованной в их формировании. В тоже время, достаточно узкий диапазон величин $\delta^{13}\text{C}$ изученных алтайских травертинов близок к значениям, типичным для морских карбонатов. С высокой вероятностью CaCO_3 травертинов унаследовал изотопно-тяжелый (в сравнении с атмосферным) углерод в результате растворения морских карбонатных пород коллекторного горизонта ($\delta^{13}\text{C} \sim 0 \text{‰ PDB}$) (Andrews et al., 1994; Andrews, 2006). Более глубокая циркуляция подземных вод и более длительное время их пребывания в коллекторах обычно приводят к росту вклада вмещающих водоносные горизонты пород в общий баланс растворенного неорганического углерода подземных вод (Andrews, 2006). Резко облегченный изотопный состав кислорода изученных травертинов ($\delta^{18}\text{O} = -9.2 \div -14.8 \text{‰ PDB}$) позволяет рассматривать седиментационные воды ранней диагенетической стадии в качестве одного из источников кислорода новообразованных карбонатов (Деев и др., 2017; Кох и др., 2018).

Таблица 5.3 – Изотопный состав углерода и кислорода CaCO_3 травертинов Курайской зоны разломов (Горный Алтай)

Поле	№ обр.	Минералы CaCO_3	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB (± 0.1)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ PDB (± 0.3)
1	5-1	Кальцит	-2.2	-13.7
	5-1a1	Кальцит + арагонит	0.2	-13.2
	5-1a2	Кальцит + арагонит	0.1	-13.3
	15-16-2	Кальцит + арагонит	0.9	-13.4
	15-16-11	Кальцит	-1.9	-13.2
	15-16-15	Кальцит	1.7	-12.2
2	15-17-2	Кальцит	-2.9	-13.8
	15-17-1	Кальцит	-3.9	-13.0
	15-17-3	Кальцит	-3.8	-13.0
	20.1	Кальцит	-4.1	-13.0
3	6-1	Кальцит + арагонит	0.2	-11.8
4	19.1	Арагонит	3.9	-13.6
5	15-14-1	Кальцит + арагонит	-0.3	-13.6
	18.2	Кальцит + арагонит	-0.3	-13.2
6	15-19-2	Кальцит	-1.5	-14.5
7	8-1	Кальцит	0.8	-14.7
	8-1a	Кальцит	1.6	-14.4
	15-12-13	Кальцит	1.2	-14.8
8	14.2	Кальцит	-4.1	-9.2

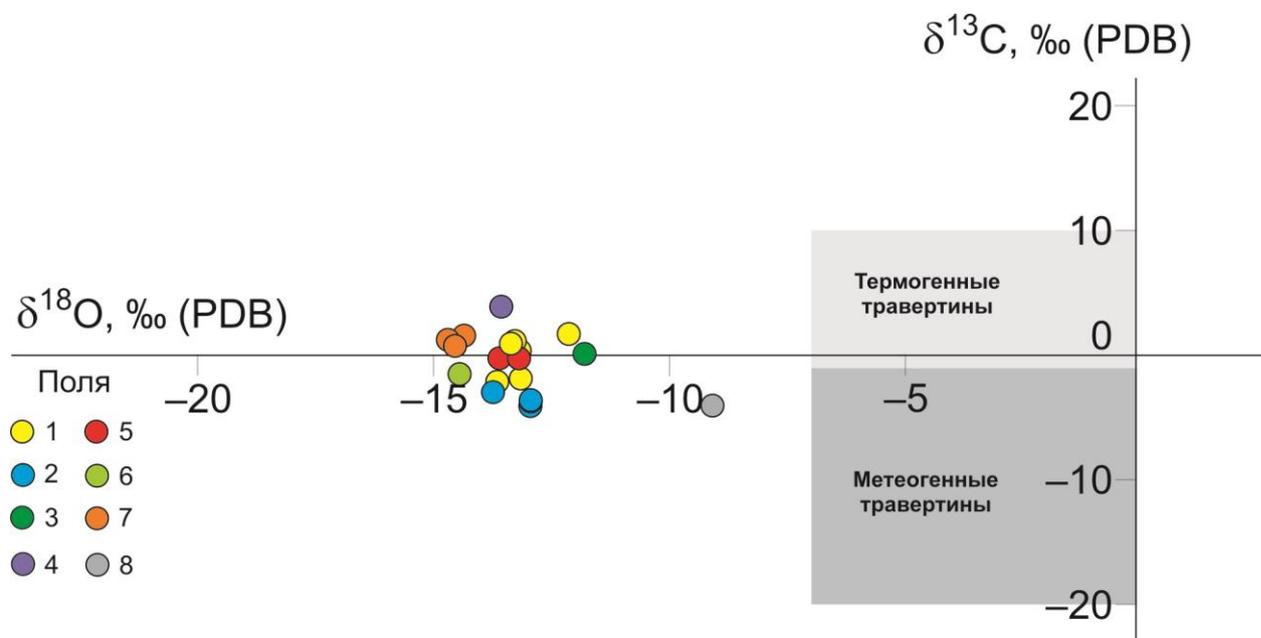


Рисунок 5.17 – Соотношение величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в травертинах Курайской зоны разломов

Воды современных источников в пределах травертиновых полей Курайской зоны разломов однотипны и близки по составу к распространенному в Западной Сибири типу подземных вод: холодные, пресные, нейтральные, Ca-Mg-HCO₃ (Шварцев и др., 2007; Кох и др., 2018; Kokh et al., 2017). Они резко отличаются от термальных источников Байкальской рифтовой зоны (Скляр и др., 2007). По аналогии с травертинами Большого Кавказа (Лаврушин, 2012), обогащение вод Ca, Mg и HCO₃ (при ничтожной доле Na и Cl), указывает на формирование их солевого состава в процессе подземного углекислого выщелачивания карбонатных толщ. Изотопно-геохимические особенности палеотравертинов согласованно указывают на этот же источник палеофлюидов. Таким источником “эндогенной” углекислоты для подземных вод вдоль Курайской зоны разломов являются, прежде всего, мраморизованные известняки и доломиты баратальской серии (NP₃), карбонатные разности пыжиноозерной свиты (D_{1pž}) и Кызылшинской серии (D_{2-3kz}) (см. рисунок 5.5; (Федак и др., 2001)).

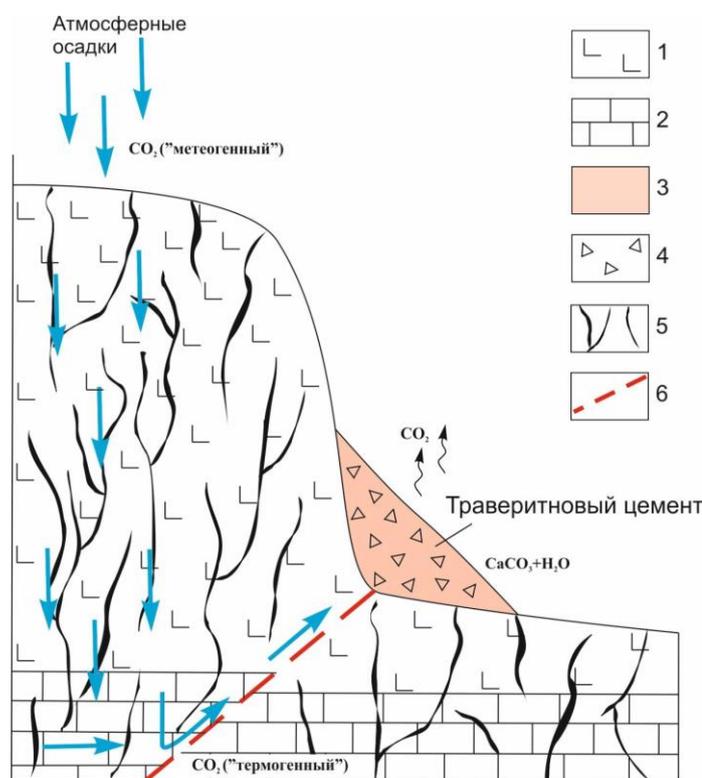
5.3. Механизм формирования и возраст травертинов, их связь с палеосейсмичностью и палеогеографией региона

Следовательно, в позднем плейстоцене–голоцене вдоль Курайской зоны разломов существовали стационарные пути транзита холодных малоглубинных флюидов к поверхности. Зоны их разгрузки в ряде случаев маркируют травертиновые поля. Локализацию последних контролируют: (1) наличие активных разломов; (2) наличие в разрезе карбонатных комплексов; (3) расчлененный рельеф, местами перекрытый горизонтами коллювиальных и/или моренных отложений, обладающих хорошими коллекторскими свойствами; (4) периодическое усиление восходящего флюидопотока (рисунок 5.18). Ключевыми вопросами остаются: (1) возраст травертинов, (2) причины усиления восходящего флюидопотока и (3) причины блокирования подземных вод в коллекторах для обеспечения длительного промежутка времени, при котором они могли “насыщаться” более тяжелым углеродом морских карбонатных отложений.

U/Th датировки, полученные нами для травертинов полей 2 (6.3 ± 0.06 тыс. лет) и 5 (4.97 ± 0.14 тыс. лет), расположенных в западной части Курайской зоны разломов достаточно хорошо согласуются с установленными рубежами сильных палеоземлетрясений в этом районе – ~ 6.5 тыс. лет назад ($M_w = 6.7-7.0$, $I = VIII-IX$) и ~ 5.8 тыс. лет назад ($M_w \sim 7(?)$, $I = VIII-IX (?)$) соответственно. Сейсмические подвижки, несомненно, формировали новые системы глубоко проникающих открытых трещин в зонах активных разломов, а также способствовали раскрытию ранее залеченных трещин. Эта система трещиноватости обеспечивала подъем к поверхности вод $НСО_3-Са$ гидрохимического типа, из которых и происходило отложение травертинового материала.

Наряду с залечиванием трещин минеральными новообразованиями (главным образом, карбонатами Са) в условиях средне- и высокогорного рельефа Юго-Восточного Алтая в качестве важного фактора, блокирующего подъем растворов (флюидов) к поверхности, следует также рассматривать мерзлоту. Площадная распространенность и мощность многолетнемерзлых пород существенно увеличивается во время оледенений и сокращается в межледниковья. В сейсмически активном Юго-Восточном Алтае и в настоящее время широко развита мерзлота. Ее локальная деградация происходит как в связи с климатическими изменениями (деградация со стороны кровли), так и в связи с подъемом по разломным зонам теплых вод (деградация со стороны подошвы). Электромагнитные исследования, выполненные в Чуйской впадине в 2009 г., выявили значительное сокращение мощности многолетнемерзлых пород за счет подъема их нижней границы в зонах активных разломов (Оленченко и др., 2011). Максимальное сокращение мощности многолетнемерзлых пород было зафиксировано в зоне

Южно-Чуйского разлома, в эпицентральной области Чуйского землетрясения 2003 г. Смещение нижней границы многолетнемерзлых пород авторы объясняют ростом восходящего теплового потока. Наиболее вероятным теплоносителем в этой обстановке являются подмерзлотные воды, пути для подъема которых к поверхности в приразломной зоне были созданы тектоническими подвижками, спровоцированными землетрясением 2003 года.



1 – вулканогенные и терригенные породы, 2 – известняки, 3 – зона развития травертинов, 4 – коллювиальный материал, 5 – трещины, 6 – активный разлом.

Рисунок 5.18 – Обобщенная модель формирования травертинов Курайской зоны разломов

Как было сказано в разделе 2.1, в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения 27.09.2003 г. широко наблюдались эффекты, связанные с флюидизацией и разжижением грунтов. Сформировались грязевые вулканы и грифоны, из которых происходило изливание алеврито-песчаных и грязевых масс, а также возникли компенсационные структуры просадки (Рогожин и др., 2007). Наши электротомографические данные (см. раздел 1.2) фиксируют в юго-западной части Чуйской впадины субвертикальные и наклонные зоны (шириной 30–50 м) пониженных сопротивлений (до 70 Ом·м) разной протяженности в глубину (до 70 м), соответствующие первичным поверхностным разрывам Чуйского землетрясения. Эти зоны рассекают высокоомный слой (УЭС до 15000 Ом·м), соответствующий по значениям сопротивлений многолетнемерзлым породам. Именно эти зоны разрывов в многолетнемерзлых породах служили каналами миграции подмерзлотных вод. При формировании вторичных

сейсмодислокаций Чуйского землетрясения именно они участвовали в разжижении осадочного пелитового материала и его излиянии на дневную поверхность (Неведрова и др., 2017). Образование грязевых фонтанов, выбрасывавших, в том числе, и крупногалечный материал, свидетельствует о большом напоре. Присутствие в выброшенном обломочном материале фрагментов дочетвертичных отложений позволяет предполагать, что некоторые очаги разжижения могли быть приурочены к глубоким горизонтам межмерзлотных и подмерзлотных вод в отложениях палеоген-неогенового возраста (Рогожин и др., 2007). В последующие годы на дневной поверхности, вдоль выявленных по данным электротомографии зон пониженных сопротивлений, сформировались цепочки бугров пучения (Неведрова и др., 2017).

Подобные эффекты деградации мерзлоты зафиксированы в районах развития многолетнемерзлых пород высокогорного Тибетского плато. Здесь была доказана современная вертикальная миграция подземных вод по зонам трещиноватости вдоль активных разломов. Она сопровождается подъемом изотерм, что приводит к локальной деградации мерзлоты и открытию приповерхностных трещин. В результате сеть активных разломов контролирует локализацию холодных и термальных подземных источников (Wu et al., 2005).

Очевидно, что деградация ледников в силу эффекта изостазии приводит к активизации движений по ослабленным зонам земной коры. Так, в последние годы появляется все больше данных, свидетельствующих о том, что снятие ледниковой нагрузки последнего оледенения на континентах привело к увеличению скорости смещений по активным разломам и общему росту сейсмичности территорий (Hampel et al., 2010a, b). В результате сокращения ледниковой нагрузки при деградации последнего (Вислинского) оледенения в Фенноскандии в интервале 15–9 тыс. лет назад были реактивированы ранее существовавшие разломы (Kukkonen et al., 2010). Активизация разломообразования сопровождалась сильными землетрясениями с $M_w \approx 7-8$ (Muir Wood, 1989; Arvidsson, 1996; Gregersen, 2002; Olesen et al., 2004; Craig et al., 2016). Очевидно, что деградация мерзлоты и землетрясения вместе способствуют раскрытию ранее существовавших и образованию новых систем трещиноватости в скальных породах и рыхлых грунтах, а также усилению склоновых гравитационных деформаций (Неведрова и др., 2017; Ballantyne et al., 2014).

Активизация Курайской зоны разломов на этапе деградации последнего позднеплейстоценового оледенения сопровождалась усилением сейсмичности (Бутвиловский, 1993; Русанов, 1997; Рогожин и др., 2008; Зольников и др., 2016). Ряд крупных обвалов, причиной которых, с высокой вероятностью, были древние землетрясения, существует в долине Чуи между Чуйской и Курайской котловинами (Бутвиловский, 1993; Рогожин и др., 1998, 1999). Наиболее крупный из них объемом более 30 млн м³ (см. рисунок 3.6 E), обрушившийся с северного склона горы Сукор, занимает все левобережье и частично правобережье долины Чуи напротив устья долины Куэхтанар и наложен на позднеплейстоценовый конечно-моренный

комплекс Куэхтанарского ледника. В результате долина р. Чуи оказалась перекрытой, и выше плотины образовалось озеро, уровень которого поднимался до 1750–1800 м (Бутвиловский, 1993; Русанов, 1997; Зольников, Мистрюков, 2008). В максимум своего заполнения озеро занимало долину Чуи и центральную часть Чуйской котловины. Глубина его изменялась от первых метров в юго-восточной части до 80 м в долине Чуи ниже с. Чаган-Узун. Объем воды в озере составлял не менее 3.5 км³, а его площадь превышала 100 км² (Русанов, 1997). В районе плотины озерные отложения мощностью от 1 до 4 м сохранились в понижениях рельефа и состоят из переслаивания желтых, желто-серых пылеватых песков и супесей. Из этих отложений получены две термолюминесцентные датировки – 14.5 ± 1.5 и 13.5 ± 1.5 тыс. лет (Шейнкман, 2002). В 12 км ниже по течению р. Чуя наблюдается серия более поздних крупных обвалов. Они запирали обвально-подпрудные озера с ¹⁴C возрастом отложений 8700 ± 65 (СОАН-2378) лет, калиброванный возраст 9740–9545 (68.2%) лет назад, и 7530 ± 50 (СОАН-2379) лет, калиброванный возраст 8405–8315 (68.2%) лет назад (Бутвиловский, 1993). Наконец, в северной части Курайской впадины могут присутствовать первичные разрывы палеоземлетрясения с возрастом около 8500 лет (Рогожин и др., 2008).

Таким образом, первичные сейсморазрывы и крупные обвалы могут быть соотнесены с сильными древними землетрясениями в интервале 16–8.5 тыс. назад. Согласно данным (Бутвиловский, 1993; Vlyakharchuk et al., 2004), деградация ледников последнего оледенения и мерзлоты отчетливо проявились в Юго-Восточном Алтае в возрастном диапазоне 16–9 тыс. лет. Эти данные в целом согласуются с представлениями о временном интервале практически полной деградации мерзлоты на юге Западно-Сибирской равнины – 13–11.5 тыс. лет (Prentice et al., 1992). Имеющиеся датировки травертинов для поля 1 (¹⁴C возраст – 13780 ± 150 лет (СОАН-8400), калиброванный возраст – 16915–16420 лет назад, U/Th возраст – 11.11 ± 0.17 тыс. лет) и поля 2 (¹⁴C возраст – 9520 ± 105 лет (СОАН-3129), калиброванный возраст 11180–10565 лет назад), расположенных на западном окончании Курайского разлома, также соотносятся с этими интервалами возрастов.

Наконец, U/Th датирование образца травертинового материала из поля 7 дало возраст 122.97 ± 3.68 тыс. лет. Эта датировка хорошо соответствует началу стадии МИС–5, когда очевидно происходила деградация оледенения стадии МИС–6 и мерзлоты. Вероятно, и в этот временной интервал в результате реакции земной коры на снятие ледниковой нагрузки, сейсмическая активность Юго-Восточного Алтая усиливалась. Дополнительный изостатический эффект был обеспечен периодическим наполнением и опорожнением ледниково-подпрудных озер, которые располагались в пределах Чуйской и Курайской котловин, по мнению автора, в эпоху МИС–6 и холодные подстадии МИС–5 (Зольников и др., 2016).

5.4. Основные выводы о связи травертинообразования с сейсмическими подвижками по разломам и палеогеографией региона

Проведенные исследования специфических (позднечетвертичных) геологических объектов, каковыми являются травертины, образование которых непосредственно связано с достигающими поверхности подземными водами, в пределах активных разломов Курайской зоны Горного Алтая позволяют сделать следующие выводы.

1. Впервые установлена приуроченность полей травертинов (кальцитового и, реже кальцит-арагонитового составов) к активным разломам Курайской зоны. Травертины цементируют позднечетвертичный коллювий и морены, катаклазиты в зонах разломов, превращая их тем самым в брекчии и конгломераты, а также образуют натечные корки. Они представляют собой продукты кристаллизации CaCO_3 из вод источников, преимущественно относящихся к $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$ типу. Подземные воды, длительное время были блокированы в карбонатных коллекторах мерзлотой; свидетельством взаимодействия вода-порода являются изотопные характеристики углерода CaCO_3 . Подъем подземных вод из коллекторов к поверхности усиливался в результате развития открытой трещиноватости при землетрясениях. Такие события согласованно реконструируются при сопоставлении результатов датирования травертинов ^{14}C и U/Th методами с палеосейсмологическими и палеогеографическими данными на возрастных рубежах: около 6.5 тыс. лет назад (параметры палеоземлетрясения – $M_w = 6.7\text{--}7.0$, $I = \text{VIII--IX}$), около 5.8 тыс. лет назад ($M_w \sim 7(?)$, $I = \text{VIII--IX} (?)$), в конце плейстоцена – начале голоцена (около 11 и 16 тыс. лет назад), в начале эпохи МИС-5 (около 123 тыс. лет назад).

2. Полученные результаты позволяют использовать травертины как индикаторы активности разломов. Установленные соответствия возрастных рубежей травертинообразования, с одной стороны, и временных интервалов палеоземлетрясений, с другой, позволяют использовать абсолютный возраст карбонатов травертинов (^{14}C и U/Th) для определения возраста древних и исторических землетрясений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основными результатами работы являются новые данные о структуре и этапах развития разномасштабных и разновозрастных впадин Горного Алтая и Северного Тянь-Шаня, выявленные параметры палеосейсмичности ограничивающих их активных структур, установленные возрастные корреляции между эпохами травертинообразования, с одной стороны, и палеосейсмическими процессами – с другой. Полученные данные позволили на современном этапе решить научную проблему расширения и детализации сейсмической летописи, определения максимально возможных магнитуд и периода повторяемости землетрясений в целях оценки сейсмического режима и сейсмической опасности для изученных территорий. Полученные решения поставленных в диссертации научных задач имеют ряд существенных преимуществ и выгодно отличаются от известных.

Комплексирование результатов геолого-структурных и морфотектонических исследований с данными комплекса электромагнитных методов с контролируемым источником позволило существенно уточнить структуру Чуйской и Курайской впадин, а также впервые оценить мощность осадочного выполнения Уймонской впадины. Методический прием, основанный на получении геоэлектрических характеристик основных кайнозойских стратонов в условиях их естественных обнажений, дал возможность экстраполировать эти данные на осадочное выполнение впадин, что, в конечном итоге, позволило произвести разделение их кайнозойских разрезов на два принципиально разных осадочных комплекса, отвечающих самостоятельным этапам развития впадин.

Сопоставление морфотектонических данных с распределением очаговых зон палеоземлетрясений показало, что в исследованных районах Центральной Азии, развивающихся в обстановке субмеридионального регионального сжатия, сейсмогенерирующими структурами являются взбросо-надвиги двух типов: 1) основные краевые разломы, по которым окружающие хребты надвигаются на отложения впадин; 2) их оперения с обратным падением, по которым отложения впадин надвигаются в сторону хребтов.

Результаты палеосейсмологических и археосейсмологических исследований в Горном Алтае существенно расширили возрастной диапазон его сейсмической летописи и создали фактологическую основу для уточнения параметров сейсмического районирования территории. Согласно последнему варианту сейсмического районирования территории Российской Федерации отдельные участки Южно-Теректинской, Курайской и Катунской зон разломов весьма условно показаны как структуры, которые могут сгенерировать землетрясения с $M=7.0$ –

7.5, а интенсивность в этих районах оценена как $I \geq 8-9$ баллов в зависимости от периода повторяемости сотрясений в диапазоне от 500 до 10000 лет (Уломов и др., 2016). Это объясняется ограниченностью сейсмологических данных, согласно которым для этих разломных зон не зафиксировано землетрясений с такими магнитудами. В результате тренчинговых исследований автором показано наличие сразу четырех очаговых зон сильных палеоземлетрясений ($M_w = 6.7-7.5$) вдоль Курайской зоны разломов за последние 6.5 тыс. лет. Еще три очаговые зоны палеоземлетрясений с $M_w = 7.0-7.7$ и возрастом не древнее 16 тыс. лет зафиксированы вдоль Южно-Теректинского разлома. При сопоставлении возрастов семи палеоземлетрясений выявляется две пары сближенных событий – около 5.8–6.5 и 1.2–1.3 тыс. лет назад. Наконец, исследования сейсмиков позволили определить не только рубежи и интервалы сейсмической активности около 12.5–19, 19–38, 77, 90–100, 150 тыс. лет назад и до раннего плейстоцена включительно, но и выявить очаговую зону палеоземлетрясения с возрастом моложе 12.5 тыс. лет на южном фланге Катунского разлома. Следует учесть, что выявленные очаговые зоны палеоземлетрясений располагаются непосредственно вдоль планируемой трассы газопровода в КНР.

Впервые выявлена и доказана высокая палеосейсмическая активность морфоструктур Южного Прииссыккуля. Анализ первичных и вторичных палеосейсмодислокации позволил выявить здесь положение двух очаговых зон исторических землетрясений XI–XII вв. и XV–XVI вв. Поверхностные разрывы землетрясения XI–XII вв. н.э. протянулись на 10 км от зоны Южно-Тегерекского разлома, ограничивающего с севера Каджи-Сазскую впадину, до долин ручьев Тегерек-Сай и Сугетты. Еще более масштабны поверхностные разрывы землетрясения XV–XVI вв. н.э. Они фиксируются на расстоянии 60–65 км, от Алабаш-Конуроленской до Каджисазской впадины.

Исключительно сейсмически активный узел выявлен в западном замыкании Иссык-Кульской впадины. Формирование здесь множественных разломных уступов в зонах активных разломов, по которым Киргизский и Кунгейский хребты надвигаются на встречу друг другу, связано с позднеплейстоцен–голоценовыми палеоземлетрясениями с $M_w = 6.2-7.6$. Не менее активной структурой является антиклиналь Боз-Бармак, расположенная на восточном фланге Киргизского хребта. Установлено, что в ее пределах в поднятие вовлекаются позднеплейстоценовые озерные отложения, собранные в коробчатые складки и содержащие горизонты сейсмиков с возрастом около 22 тыс. лет.

Требуют дальнейшей верификации полученные оценки магнитуд, прежде всего, в плане латерального прослеживания разновозрастных разломных уступов. Но, уже сейчас можно говорить о том, что сильные землетрясения в Прииссыккулье образуют парные кластеры: ~ 13 и 3 тыс. лет назад – в западной и северной частях Иссык-Кульской впадины, около 8 тыс. лет

назад – на юге и западе, в XI–XII и XV–XVI вв. н.э. – на юге и севере. С первыми двумя парами по возрасту согласуются и два палеоземлетрясения (~ 3–3.6 и 14 тыс. лет назад), выявленные вдоль северного фронта Киргизского хребта, в районе г. Бишкек (Смекалин и др., 2015; Thompson, 2001; Landgraf et al., 2016).

Полученные материалы существенно расширяют и удревяняют каталог сильных сейсмических событий, связанных с активными разломами Прииссыккуля. Они должны быть учтены при корректировке последующих вариантов карты сейсмического районирования Кыргызстана. Особенно актуальны данные о палеоземлетрясениях для западной и южной частей Исык-Кульской впадины, где расположены хранилища токсичных и радиоактивных отходов, а сейсмологическими наблюдениями землетрясения с магнитудами более 6 практически не фиксируются.

Масштабные археосейсмологические исследования древних памятников, проведенные в различных уголках Прииссыккуля, в том числе, впервые в его западной и южной частях, позволили определить возраст и положение очаговых зон сильных исторических землетрясений XI–XII вв. и XV–XVI вв. н.э. Показано, что погружение под воду древних поселений вдоль северного побережья Исык-Куля могло иметь катастрофический характер во время землетрясения в XV–XVI вв., на что указывает беспорядочное расположение непогребенных человеческих останков и значительное количество артефактов на дне озера. Существует большая вероятность, что сейсмические активизации в Прииссыккуле на этих возрастных рубежах могли оказать определенное влияние на смену государственных образований тюрок, караханидов и моголов. Изучение археологических памятников с целью выявления и определения возраста их сейсмогенных повреждений – абсолютно новый пласт научных исследований в Горном Алтае. Исследования скифского некрополя Чултуков Лог–1 впервые для территории орогена позволили: во-первых, выявить деформации не только внешних элементов конструкций курганов, но и их внутренних частей – каменных ящиков – и сформулировать неоспоримые критерии соотнесения деформаций именно с сейсмическим триггером; во-вторых, определить возраст палеоземлетрясения – III в. до н.э. – начало I в. н.э. Это делает некрополь Чултуков Лог–1 эталонным объектом при анализе такого класса археологических объектов методами археосейсмологии.

Проведенные исследования позднечетвертичных травертинов, образование которых связано с достигающими поверхности поземными водами, показало, что они могут быть использованы как признаки активности разломов, так и с целью палеоклиматических реконструкций в регионе (определение эпох дегляциации и деградации мерзлоты). Намеченные корреляции возрастных рубежей травертинообразования, с одной стороны, и временных интервалов палеоземлетрясений, с другой, позволяют рассматривать абсолютный возраст

карбонатов травертинов как новый инструмент для определения возраста древних и исторических землетрясений.

Перспективными направлениями продолжения исследований в рамках рассматриваемой проблематики, по мнению автора, являются: 1) дальнейшие исследования структуры рассмотренных в работе и иных крупных кайнозойских впадин северной части Центральной Азии, в том числе с привлечением материалов сейсмо- и гравirazведки; использование полученных данных для математического и физического моделирования процессов развития впадин и ограничивающих их активных структур; 2) построение сеймотектонических моделей активных разломных зон региона, развивающихся в областях регионального сжатия, растяжения и сдвига, выявление следов неизвестных палеоземлетрясений, закономерностей пространственно-временной миграции сейсмичности; 3) набор статистически значимых данных по корреляции этапов травертинообразования с сейсмическими подвижками по разломам; 4) анализ пространственно-временных взаимоотношений между сильными сейсмическими событиями и сопровождающими их быстропротекающими геологическими процессами, в том числе катастрофического характера (паводки при спуске подпрудных озер, существенные опускания береговой линии водоемов и т.д.); 5) выявление совокупного влияния сильной сейсмичности и сопровождающих быстропротекающих процессов на развитие и возможную смену археологических культур Центральной Азии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдрахматов, К. Е. Карта сейсмического районирования территории Кыргызской Республики (Объяснительная записка) / К. Е. Абдрахматов, К. Д. Джанузаков, А. Г. Фролова, В. Н. Погребной. – Бишкек: Илим, 2012. – 51 с.
2. Абдрахматов, К. Е. Временная кластеризация сильных землетрясений Северного Тянь-Шаня / К. Е. Абдрахматов, А. Л. Стром, Д. Дельво [и др.] // Вестник Института сейсмологии НАН КР. – 2013. – №1. – С. 3–9.
3. Абдрахматов, К. Е. Происхождение, направление и скорость современного сжатия Центрального Тянь-Шаня (Киргизия) / К. Е. Абдрахматов, Р. Уэлдон, С. Томпсон [и др.] // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 10. – С. 1585–1609.
4. Абдыраева, Б. С. Землетрясения 20 сентября 2013 года ($M_{pV} = 5.2$) в юго-западной части Иссык-Кульской впадины, Кыргызстан / Б. С. Абдыраева, А. М. Муралиев, М. Б. Малдыбаева, А. Т. Жолбулакова // Вестник Института сейсмологии НАН КР. – 2014. – № 3. – С. 19–23.
5. Агатова, А. Р. Сейсмогравитационные палеодислокации в долине реки Чаган (Юго-Восточный Алтай) / А. Р. Агатова, Р. К. Непоп, Е. М. Высоцкий // Геоморфология. – 2006. – № 4. – С. 53–62.
6. Алешко, Ю. Б. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Алтайская. Лист М-45-XVI. Объяснительная записка / Ю. Б. Алешко, М. Н. Ланда, И. В. Столбина, О. А. Раковец. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. – 102 с.
7. Алешинская, З. В. Разрез новейших отложений Иссык-Кульской впадины / З. В. Алешинская, Л. Г. Бондарев, Т. Н. Воскресенская, О. Н. Лефлат. – М.: Изд-во МГУ, 1971. – 164 с.
8. Андреев, А. В. Параметры землетрясений и пространственное распределение косейсмических эффектов на юге Сибири и Монголии / А. В. Андреев, О. В. Лунина // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2012. – Т. 39. – № 2. – С. 37–68.
9. Бартольд, В. В. Отчет о поездке в Среднюю Азию с научной целью в 1893–1894 годах / В. В. Бартольд // Записки Академии наук. Серия ист.-филол. – 1897. – Т. 1. – Вып. 8. – № 4. – 151 с.
10. Баталев, В. Ю. Геоэлектрическая структура литосферы Центрального и Южного Тянь-Шаня в сопоставлении с петрологическим анализом и лабораторными исследованиями

нижнекоровых и верхнемантийных ксенолитов / В. Ю. Баталев, Е. А. Баталева, В. В. Егорова [и др.] // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 12. – С. 2022–2031.

11. Белик, Ю. Л. Сейсмогенные деформации в стенах позднесредневековой крепости Ени-Кале в Восточном Крыму / Ю. Л. Белик, А. М. Корженков, А. В. Куликов [и др.] // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2016. – Т. 43. – № 2. – С. 17–35.

12. Берг, Л. С. Озеро Иссык-Куль / Л. С. Берг // Землеведение. – 1904. – Т. 11. – С. 48–52.

13. Бернштам, А.Н. Архитектурные памятники Киргизии / А. Н. Бернштам. – М.–Л.: Издательство АН СССР, 1950. – 148 с.

14. Бернштам, А.Н. Историко-археологические очерки Центрального Тянь-Шаня и Памиро-Алая / А. Н. Бернштам // Материалы и исследования по археологии СССР. – М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1952. – № 26. – 346 с.

15. Биосферная территория Иссык-Куль: Культурно-исторические памятники. – Бишкек, 2002. – 80 с.

16. Бискэ, Ю. С. Позднеголоценовое сейсмическое событие в юго-восточном Приладожье. I. Принципы исследования и деформационные текстуры / Ю. С. Бискэ, И. В. Сумарева, М. В. Шитов // Вестник СПбГУ. – 2009. – Серия 7. – Вып. 1. – С. 3–25.

17. Богачкин, Б. М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозойе / Б. М. Богачкин. – М.: Наука, 1981. – 132 с.

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

19. Богданович, К. И. Землетрясение в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. (4 января 1911 г.) / К. И. Богданович, И. М. Карк, Б. Я. Корольков, Д. И. Мушкетов. – СПб., 1914. – Труды геологического комитета, новая серия, вып. 89. – 252 с.

20. Бондаренко, П. М. Материалы по новейшей тектонике и стратиграфии кайнозойских отложений Акташского района Курайской неотектонической зоны Горного Алтая / П. М. Бондаренко, Е. В. Девяткин, И. Г. Лискун // Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Материалы Всесоюзного совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока : в 2 т. Т. II. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1968. – С. 65–73.

21. Бородовский, А. П. Археологическое наследие горной долины нижней Катунь: Учебно-методическое пособие / А. П. Бородовский, Е. Л. Бородовская. – Новосибирск, 2009. – 124 с.

22. Бородовский, А.П. Археологические памятники горной долины нижней Катунь в эпоху палеометалла / А. П. Бородовский, Е. Л. Бородовская. – Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН. 2013. – 220 с.
23. Бородовский, А.П. Археолого-геологические исследования террас горной долины нижней Катунь (Горный Алтай) / А. П. Бородовский, Е. В. Деев, И. Д. Зольников [и др.] // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – 2015. – Т. 21. – С. 201–205.
24. Брехунцов, А. М. Условия формирования и особенности строения основных продуктивных пластов ачимовской толщи Восточно-Уренгойской зоны / А. М. Брехунцов, В. Н. Бородин, В. С. Бочкарев, Н. П. Дещеня // Строительство разведочных скважин на ачимовские отложения Восточно-Уренгойской зоны: материалы геолого-технического совещания. – Екатеринбург: Путеведь, 1999. – С. 35–58.
25. Буртман, В. С. Тянь-Шань и Высокая Азия: Геодинамика в кайнозое / В. С. Буртман. – М.: ГЕОС, 2012а. – 188 с.
26. Буртман, В. С. Геодинамика Тибета, Тарима и Тянь-Шаня в позднем кайнозое / В. С. Буртман // Геотектоника. – 2012б. – № 3. – С. 18–46.
27. Буртман, В. С. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения / В. С. Буртман, А. В. Лукьянов, А. В. Пейве, С. В. Руженцев // Разломы и горизонтальные движения земной коры. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – С. 5–34.
28. Буслов, М. М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов / М. М. Буслов // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 1. – С. 66–90.
29. Буслов, М. М. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области / М. М. Буслов, Х. Джен, А. В. Травин [и др.] // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 10. – С. 1600–1627.
30. Буслов, М. М. Структурные и геодинамические особенности формирования Чуйской межгорной впадины Горного Алтая в кайнозое / М. М. Буслов, В. С. Зыкин, И. С. Новиков, Д. Дельво // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40. – № 12. – С. 1720–1736.
31. Бутвиловский, В. В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель / В. В. Бутвиловский. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1993. – 253 с.
32. Бутвиловский, В. В. Россыпная золотоносность гор юга Западной Сибири. Историко-геологический обзор и оценка возможностей / В. В. Бутвиловский, А. Е. Аввакумов, О. Я. Гутак. – Новокузнецк: КузГПА, 2011. – 241 с.

33. Бушенкова, Н. А. Структура верхней мантии и кайнозойский вулканизм Центральной Монголии / Н. А. Бушенкова, Е. В. Деев, Г. С. Дягилев, А. А. Гибшер // ДАН. – 2008. – Т. 418. – № 3. – С. 378–382.
34. Бычков, А. Ю. Физико-химическая модель формирования изотопного состава карбонатных травертинов источника Тохана (Приэльбрусье, Северный Кавказ) / А. Ю. Бычков, О. Е. Киквадзе, В. Ю. Лаврушин, В. Н. Кулешов // Геохимия. – 2007. – № 3. – С. 269–281.
35. Верзилин, Н. Н. О классификации осадочных пород при литолого-палеогеографических исследованиях / Н. Н. Верзилин // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36. – № 11. – С. 131–141.
36. Винник, Д. Ф. Работы Иссык-Кульского археологического отряда в 1959 г. / Д. Ф. Винник // Известия АН КиргССР. Сер. общественных наук. – 1961. – Т. III. – Вып. 3. – С. 83–102.
37. Винник, Д. Ф. К исторической топографии средневековых поселений Иссык-Кульской котловины / Д. Ф. Винник // Древняя и средневековая культура Кыргызстана. – Фрунзе: Илим, 1967. – С. 91–113.
38. Винник, Д. Ф. Свод памятников истории и культуры Иссык-Кульской области и Чуйской долины (памятники археологии) / Д. Ф. Винник. – Фрунзе: Илим, 1985. – 312 с.
39. Винник, Д. Ф. Работы на Иссык-Куле / Д. Ф. Винник, Н. С. Лесниченко, А. В. Санарова // Археологические открытия в 1977 году. – М.: Наука, 1978. – С. 568–569.
40. Винник, Д. Ф. К вопросу о датировке наскальных изображений Прииссыккуля / Д. Ф. Винник, Г. А. Перегудова // Археологические памятники Прииссыккуля. – Фрунзе: Илим, 1975. – С. 85–101.
41. Винник, Д. Ф. К вопросу о датировке наскальных изображений Прииссыккуля / Д. Ф. Винник, Г. А. Помаскина // Археологические памятники Прииссыккуля. – Фрунзе: Илим, 1975. – С. 87–101.
42. Винокуров, Н. И. К оценке сейсмической опасности района Керченского пролива по данным археосейсмологии / Н. И. Винокуров, А. М. Корженков, М. В. Родкин // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2015. – Т. 42. – № 2. – С. 51–66.
43. Волков, В. В. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Горно-Алтайская. Лист М-45-ХV. Объяснительная записка / В. В. Волков, В. П. Сергеев. – М.: Госгеолтехиздат, 1961. – 98 с.
44. Высоцкий, Е. М. Строение зоны поверхностных деформаций Чуйского землетрясения 2003 года (Горный Алтай) / Е. М. Высоцкий, И. С. Новиков, А. Р. Агатова, ..., Е. В. Деев [и др.] // Рельефообразующие процессы: теория, практика, методы исследования: Материалы XXVIII Пленума Геоморфологической комиссии РАН. – Новосибирск, 2004. –

С. 65–67.

45. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Северо-Тянь-Шаньская. К-43-ХVII. Министерство геологии СССР. – Л.: Картфабрика ВАГТ, 1968.

46. Гладков, А. С. Сейсмичность юга Восточной Сибири: проблемы и перспективы изучения / А. С. Гладков, О. В. Лунина // Геодинамика и тектонофизика. – 2010. – Т. 1. – № 3. – С. 249–272.

47. Голицин, Б. Б. Избранные труды: в 2 т. / Б. Б. Голицин. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – Т. 2. – 491 с.

48. Гольдин, С. В. Сейсмоструктурные деформации Алтае-Саянской сейсмоактивной области и элементы коллизивно-блочной геодинамики / С. В. Гольдин, О. А. Кучай // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 7. – С. 692–723.

49. Гольдин, С. В. Чуйское землетрясение и его афтершоки / С. В. Гольдин, В. С. Селезнёв, А. Ф. Еманов [и др.] // ДАН. – 2004. – Т. 395. – № 4. – С. 1–4.

50. Граков, Б. Н. Пережитки скифских религий и эпоса у сарматов / Б. Н. Граков // Вестник древней истории. – 1969. – Вып. 3. – С. 70–72.

51. Гросвальд, М. Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья / М. Г. Гросвальд. – М.: Наука, 1965. – 166 с.

52. Григина, О. М. Палеогеография Северного Тянь-Шаня в кайнозой / О. М. Григина, А. Б. Фортуна. – Фрунзе: Илим, 1981. – 194 с.

53. Громов, В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит) / В. И. Громов. – М.: Изд-во АН СССР, 1948. – 521 с.

54. Гутак, Я. М. Юрские отложения Горного Алтая / Я. М. Гутак, С. К. Батяева, В. Н. Ляхницкий, С. И. Федак // Актуальные вопросы геологии и минералогии юга Сибири. Материалы научно-практической конференции. – Новосибирск, 2001. – С. 49–56.

55. Девяткин, Е. В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая / Е. В. Девяткин. – М.: Наука, 1965. – 244 с.

56. Девяткин, Е. В. Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция) / Е. В. Девяткин. – М.: Наука, 1981. – 196 с.

57. Деев Е. В. Зоны концентрации древних и исторических землетрясений Горного Алтая / Е. В. Деев // Физика Земли. – 2018. – № 6.

58. Деев, Е. В. По следам древних землетрясений в Горном Алтае / Е. В. Деев, А. П. Бородавский // Природа. – 2017. – №3. – С. 86–88.

59. Деев, Е. В. Структурно-геоморфологический анализ района Телецкого озера / Е. В. Деев, Е. М. Высоцкий, И. С. Новиков, А. А. Мистрюков // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36. – № 10. – С.133–142.
60. Деев, Е. В. Сейсмодислокации Чуйского землетрясения 2003 года и их палеоаналоги в кайнозойской структуре Горного Алтая / Е. В. Деев, А. С. Гибшер, Л. А. Чигвинцева [и др.] // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIX Тектонического совещания: в 2 т. – М.: ГЕОС, 2006. –Т. 1. – С. 207–210.
61. Деев, Е. В. Микросейсмодислокации (сейсмиды) в плейстоценовых осадках Горного Алтая / Е. В. Деев, А. С. Гибшер, Л. А. Чигвинцева [и др.] // ДАН. – 2005. – Т. 403. – № 1. – С. 71–74.
62. Деев, Е. В. Морфотектоника кровли нижнего структурного яруса чехла Западно-Сибирской плиты в Надым-Тазовском междуречье / Е. В. Деев, С. В. Зиновьев // Геология нефти и газа. – 1999. – № 7–8. – С.2–9.
63. Деев, Е. В. Морфотектоника подошвы осадочного чехла Западно-Сибирской плиты в Надым-Тазовском междуречье / Е. В. Деев, С. В. Зиновьев, С. Н. Новикова // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. – 2000. – № 6. – С. 7–16.
64. Деев, Е. В. Структурная модель домеловых комплексов чехла севера Западно-Сибирской плиты (на примере Надым-Тазовского междуречья) / Е. В. Деев, С. В. Зиновьев, Б. М. Чиков // Литосфера. – 2004. – № 2. – С. 61–80.
65. Деев, Е. В. Неотектоника и палеосейсмичность долины нижней Катунь (Горный Алтай) / Е. В. Деев, И. Д. Зольников, А. П. Бородовский, С. В. Гольцова // Геология и геофизика. – 2012а. – Т. 53. – № 9. – С. 1154–1168.
66. Деев, Е. В. Следы древних землетрясений в четвертичных отложениях межгорных впадин центральной части Горного Алтая / Е. В. Деев, И. Д. Зольников, С. В. Гольцова [и др.] // Геология и геофизика. – 2013а. – Т. 54. – № 3. – С. 410–423.
67. Деев, Е. В. Следы древних землетрясений в аллювии р. Катунь (Уймонская впадина, Горный Алтай) / Е. В. Деев, И. Д. Зольников, С. В. Гольцова [и др.] // ДАН. – 2013б. – Т. 449. – № 5. – С. 558–563.
68. Деев, Е. В. Сейсмиды в четвертичных отложениях Юго-Восточного Алтая / Е. В. Деев, И. Д. Зольников, С. А. Гуськов // Геология и геофизика. – 2009а. – Т. 50. – № 6. – С.703–722.
69. Деев, Е. В. Позднеплейстоцен-голоценовые сейсмогенные деформации в долине р. Малый Яломан (Горный Алтай) / Е. В. Деев, И. Д. Зольников, Е. Ю. Лобова // Геология и геофизика. – 2015а. – Т. 56. – № 9. – С. 1601–1620.

70. Деев, Е. В. Свидетельства сейсмичности Юго-Восточного Алтая в четвертичное время / Е. В. Деев, И. Д. Зольников, Е. Б. Сибиряков, С. А. Гуськов // ДАН. – 2009б. – Т. 426. – № 6. С. 777–781.
71. Деев, Е. В. Отражение быстрых геологических процессов в отложениях и текстурах (на примере разновозрастных комплексов северной Евразии) / Е. В. Деев, И. Д. Зольников, В. Н. Староверов // Литосфера. – 2012б. – № 6. – С. 14–35.
72. Деев, Е. В. Палеоземлетрясения в Уймонской внутригорной впадине (Горный Алтай) / Е. В. Деев, И. Д. Зольников, И. В. Турова [и др.] // Геология и геофизика. – 2018. – Т. 59. – № 4. – С. 437–452.
73. Деев, Е. В. Палеосейсмологические исследования в эпицентральной зоне Кеминского землетрясения 1911 г. в Северном Тянь-Шане / Е. В. Деев, А. М. Корженков // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 2. – С. 421–430.
74. Деев, Е. В. Палеосейсмологические исследования активных разломов Иссык-Кульской котловины, Северный Тянь-Шань / Е. В. Деев, А. М. Корженков, С. В. Абдиева [и др.] // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Материалы XLVII Тектонического совещания : в 2 т. – М.: ГЕОС, 2015б. – Т. 1. – С. 222–226.
75. Деев, Е. В. Параметрические геоэлектрические исследования отложений Чуйской котловины (Горный Алтай) / Е. В. Деев, Н. Н. Неведрова, И. Д. Зольников [и др.] // Геофизика. – 2011. – № 1. – С. 40–49.
76. Деев, Е. В. Геоэлектрические исследования отложений Чуйской котловины (Горный Алтай) / Е. В. Деев, Н. Н. Неведрова, И. Д. Зольников [и др.] // Геология и геофизика. – 2012в. – Т. 53. – № 1. – С. 120–139.
77. Деев, Е. В. Новые данные о строении Уймонской межгорной впадины (Горный Алтай) / Е. В. Деев, Н. Н. Неведрова, Г. Г. Русанов [и др.] // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2012г. – № 1(9). – С. 15–23.
78. Деев, Е. В. Четвертичные травертины Курайской зоны разломов (Горный Алтай) / Е. В. Деев, Э. В. Сокол, Ю. М. Ряполова [и др.] // ДАН. – 2017б. – Т. 473. – № 1. – С. 54–59.
79. Деев, Е. В. Сильные древние землетрясения в зоне Катунского разлома (Горный Алтай) / Е. В. Деев, И. В. Турова, И. Д. Зольников [и др.] // Четвертая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Материалы докладов всероссийской конференции : в 2 т. – М.: ИФЗ, 2016а. – Т. 1. – С. 410–418.
80. Деев, Е. В. Результаты палеосейсмологических и археосейсмологических исследований в западной части Алабаш-Конуроленской внутригорной впадины (Южное

Прииссыккулье, Кыргызстан) / Е. В. Деев, И. В. Турова, А. М. Корженков [и др.] // Геология и геофизика. – 2016б. – Т. 57. – № 7. – С. 1381–1392.

81. Деев, Е. В. Неотектоническое районирование северо-запада Горного Алтая на основе морфометрического анализа цифровой модели рельефа / Е. В. Деев, Д. А. Чупина // VIII всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Сб. статей (г. Ростов-на-Дону, 10–15 июня 2013 г.). – Ростов н/Д: Издательство ЮНЦ РАН, 2013. – С. 162–164.

82. Дельво, Д. Оползни и разрывы Кеминского землетрясения 1911г. с Ms 8,2 в Киргизии / Д. Дельво, К. Е. Абдрахматов, И. Н. Лемзин, А. Л. Стром // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 10. – С. 1667–1677.

83. Дельво, Д. Динамика формирования и палеостресс при образовании Чуйско-Курайской депрессии Горного Алтая: тектонический и климатический контроль / Д. Дельво, К. Тениссен, Р. Ван-дер-Мейер, Н. А. Берзин // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36. – № 10. – С. 31–51.

84. Дергунов, А. Б. Структуры сжатия и растяжения на востоке Алтая в четвертичное время / А. Б. Дергунов // Геотектоника. – 1972. – № 3. – С. 99–110.

85. Дергунов, А. Б. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Горно-Алтайская. Лист М-45-ХVII. Объяснительная записка / А. Б. Дергунов, В. С. Шульгина, Е. Н. Калганов [и др.]. – М.: Недра, 1961. – 104 с.

86. Деревянко, А. П. Новые антропологические находки эпохи палеолита со стоянки Афонтова гора-II / А. П. Деревянко, В. С. Славинский, Т. А. Чикишева, ..., Е. В. Деев [и др.] // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – 2014. – Т. XX. – С. 431–434.

87. Джанузаков, К. Сильные землетрясения Тянь-Шаня (в пределах территории Кыргызстана и прилегающих районов стран Центральной Азии) / К. Джанузаков, М. Омуралиев, А. Омуралиева [и др.]. – Бишкек, Илим, 2003. – 216 с.

88. Добрецов, Н. Л. Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры / Н. Л. Добрецов, Н. А. Берзин, М. М. Буслов, В. Д. Ермиков // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36. – № 10. – С. 5–19.

89. Добрецов, Н. Л. Эволюция кайнозойского рельефа юго-восточной части Горного Алтая и ее отображение в структурах геоэлектрического и гравитационного полей / Н. Л. Добрецов, М. М. Буслов, А. Н. Василевский [и др.] // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 11. – С. 1937–1948.

90. Додонов, А. Е. Четвертичный период Средней Азии: Стратиграфия, корреляция, палеогеография / А. Е. Додонов. – Москва, ГЕОС, 2002. – 250 с.
91. Еманов, А. А. Структурные особенности афтершокового процесса Чуйского (Горный Алтай) землетрясения / А. А. Еманов, Е. В. Лескова // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46. – № 10. – С. 1065–1072.
92. Еманов, А. А. Элементы структуры и фазы развития афтершокового процесса Чуйского землетрясения / А. А. Еманов, Е. В. Лескова, А. Ф. Еманов, А. В. Фатеев // Физическая мезомеханика. – 2009. – Т. 12. – № 1. – С. 29–36.
93. Еманов, А. Ф. Урэг-Нурское землетрясение 15.05.1970 г., $M_s = 7.0$ (Монгольский Алтай), афтершоковый процесс и особенности современной сейсмичности эпицентральной области / А. Ф. Еманов, А. А. Еманов, Е. В. Лескова [и др.] // Геология и геофизика. – 2012. – № 10. – С. 1417–1429.
94. Еманов, А. Ф. Пространственно-временные особенности сейсмичности Алтае-Саянской складчатой зоны / А. Ф. Еманов, А. А. Еманов, А. Г. Филина, Е. В. Лескова // Физическая мезомеханика. – 2005. – Т. 8. – № 1. – С. 49–64.
95. Ерофеев, В. С. О стратиграфическом положении кызылгирской свиты неогена Горного Алтая / В. С. Ерофеев // Труды Института геологических наук АН КазССР. – 1970. – Т. 29. – С. 21–23.
96. Ефимцев, Н. А. О строении и происхождении антропогенных отложений рек Чуи и Катунь в Горном Алтае / Н. А. Ефимцев // Бюлл. комис. по изуч. четвертич. периода. – 1964. – № 29. – С. 115–131.
97. Жалковский, Н. Д. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области / Н. Д. Жалковский, О. А. Кучай, В. И. Мучная // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36. – № 10. – С. 20–30.
98. Зеланд, Н. С берегов Иссык-Куля / Н. Зеланд // Туркестанские ведомости. – 1891. – № 35–36.
99. Зольников, И. Д. Стратотипы четвертичных отложений Яломано-Катунской зоны Горного Алтая / И. Д. Зольников // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49. – № 9. – С. 906–918.
100. Зольников, И. Д. Гляциогенно обусловленные суперпаводки неоплейстоцена Горного Алтая и их связь с историей формирования отложений и рельефа Западно-Сибирской равнины / И. Д. Зольников // Бюлл. комис. по изуч. четвертич. периода. – 2009. – № 69. – С. 58–70.
101. Зольников, И. Д. Роль оледенений и гляциальных суперпаводков в геологическом строении осадочных комплексов верхней половины неоплейстоцена Горного Алтая и Предалтайской равнины : автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук : 25.00.01 / Зольников Иван

Дмитриевич. – Новосибирск, 2011. – 32 с.

102. Зольников, И. Д. Проблемы диагностики отложений гляциальных суперпаводков неоплейстоцена в Горном Алтае / И. Д. Зольников, Е. В. Деев // Лед и снег. – 2012. – № 3 (119). – С. 79–86.

103. Зольников, И. Д. Гляциальные суперпаводки на территории Горного Алтая в четвертичном периоде: условия формирования и геологические признаки / И. Д. Зольников, Е. В. Деев // Криосфера Земли. – 2013а. – Т. XVII. – № 4. – С. 74–82.

104. Зольников, И. Д. Геологические признаки четвертичных гляциальных суперпаводков и условий их формирования в Горном Алтае / И. Д. Зольников, Е. В. Деев // Геориск. – 2013б. – № 4. – С. 40–45.

105. Зольников, И. Д. Новые данные о четвертичном морфолитогенезе в Чуйской котловине (Горный Алтай) / И. Д. Зольников, Е. В. Деев, В. А. Лямина // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – № 4. – С. 437–449.

106. Зольников, И. Д. Генезис отложений высоких террас Чуи и Катуня / И. Д. Зольников, Е. В. Деев, Д. В. Назаров, С. А. Котлер // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2014. – № 1(17). – С. 30–40.

107. Зольников, И. Д. Сравнительный анализ суперпаводковых отложений и аллювия долин рек Чуя и Катунь / И. Д. Зольников, Е. В. Деев, Д. В. Назаров, С. А. Котлер // Геология и геофизика. – 2015. Т. – 56. – № 8. – С. 1483–1495.

108. Зольников, И. Д. Новые результаты OSL-датирования четвертичных отложений долины верхней Катуня (Горный Алтай) и прилегающей территории / И. Д. Зольников, Е. В. Деев, Г. Г. Русанов [и др.] // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 6. – С. 1184–1197.

109. Зольников, И. Д. Геологическое строение и постседиментационные деформации археологического памятника Афонтова гора II (г. Красноярск, Сибирь) / И. Д. Зольников, Е. В. Деев, В. С. Славинский [и др.] // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58. – № 2. – С. 231–242.

110. Зольников, И. Д. Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катуня / И. Д. Зольников, А. А. Мистрюков. – Новосибирск: Параллель, 2008. – 184 с.

111. Зольников, И. Д. Процессы морфолитогенеза Усть-Канской и Ябоганской котловин в позднем неоплейстоцене / И. Д. Зольников, А. В. Постнов, С. А. Гуськов // Геоморфология. – 2008. – № 4. – С. 75–83.

112. Зыбин, В. А. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Катунь – Кокса / В. А. Зыбин, Е. А. Кузнецов, Л. А. Побережных [и др.] // Отчет Едиганской партии по аэрофотогеологическому картированию в масштабе 1:50 000, проведенному в 1983–1988 гг. в

центральной части Горного Алтая. Листы М-45-63-А, Б, В, Г и М-45-64-А, Б, В, Г. – Новокузнецк, 1988. – Гос. регистр. № 13-83-1/341.

113. Зыкин, В. С. Стратиграфия и палеомагнетизм кайнозойских (дочетвертичных) отложений Чуйской впадины Горного Алтая / В. С. Зыкин, А. Ю. Казанский // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36. – № 10. – С. 75–90.

114. Зяблин, Л. П. Средневековые курганы на Иссык-Куле / Л. П. Зяблин // Труды Киргизской археолого-этнографической экспедиции : в 2 т. – М., 1959. – Т. II. – С. 139–141.

115. Иванов, П. П. Материалы по археологии котловины Иссык-Куля / П. П. Иванов // Труды Института истории АН КиргССР. – 1957. – Вып. III. – С. 65–107.

116. Имаев, В. С. Сейсмоструктура Якутии / В. С. Имаев, Л. П. Имаева, Б. М. Козьмин. – М.: Геос, 2000. 227 с.

117. Имаев, В. С. Сейсмогенерирующие структуры Байкало-Патомского и Алдано-Станового блоков (анализ трассы нефтепровода Восточная Сибирь - Тихий океан) / В. С. Имаев [и др.]. – Нерюнгри: Изд-во Технического института (Филиал) ГОУ ВПО Якутский Государственный университет, 2008. – 211 с.

118. Имаева, Л. П. Эволюция сейсмоструктурных процессов северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны / Л. П. Имаева, В. И. Мельникова, В. С. Имаев [и др.]. – Иркутск: Изд-во ИЗК СО РАН, 2012. – 232 с.

119. Кальметьева, З. А. Атлас Землетрясений Кыргызстана / З. А. Кальметьева, А. В. Миколайчук, Б. Д. Молдобеков [и др.]. – Бишкек: ЦАИИЗ, 2009. – 73 с.

120. Карагодин, Ю. Н. Северное Приобье Западной Сибири. Геология и нефтегазоносность неокома (системно-литологический подход) / Ю. Н. Карагодин, В. А. Казаненков, С. А. Рыльков, С. В. Ершов. – Новосибирск: Гео, 2000. – 200 с.

121. Кожемяко, П. Н. Раннесредневековые города и поселения Чуйской долины / П. Н. Кожемяко. – Фрунзе, 1959. – 186 с.

122. Кожемяко, П. Н. Оседлые поселения Таласской долины / П. Н. Кожемяко // Археологические памятники Таласской долины. – Фрунзе: Изд-во АН Киргизской ССР, 1963. – С. 145–224.

123. Колмогорова, П. П. Современные вертикальные движения Алтае-Саянской области и их связь с новейшими движениями и сейсмичностью / П. П. Колмогорова, В. Г. Колмогоров // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43. – № 6. – С. 567–578.

124. Колпаковский, Г. А. О древних постройках, найденных на озере Иссык-Куль / Г. А. Колпаковский // Известия РГО. – 1870. – Т. VI. – С. 101–105.

125. Кондорская, Н. В. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / ред. Н. В. Кондорская, Н. В. Шебалин. – М., Наука, 1977. – 536 с.
126. Копп, М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе / М.Л. Копп. – М.: Научный мир, 1997. – 314 с.
127. Корженков, А. М. Особенности строения и формирования морфоструктур на юго-западе Иссык-Кульской впадины / А. М. Корженков // Известия АН Кирг. ССР. – 1987. – № 2. – С. 54–59.
128. Корженков, А. М. Тектоника кайнозоя и сейсмичность северо-западной части Иссык-Кульской впадины (Тянь-Шань) / А. М. Корженков // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41. – № 7. – С. 971–982.
129. Корженков, А. М. Сейсмогеология Тянь-Шаня (в пределах территории Кыргызстана и прилегающих районов) / А. М. Корженков. – Бишкек: Илим, 2006. – 290 с.
130. Корженков, А. М. Сильные исторические землетрясения на северо-западе Иссык-Кульской впадины (Северный Тянь-Шань) / А. М. Корженков, С. В. Абдиева, П. С. Вахрамеева [и др.] // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 9. – С. 1276–1286.
131. Корженков, А. М. О неизвестных сильных голоценовых землетрясениях на юге Иссык-Кульской котловины, Тянь-Шань / А. М. Корженков, С. В. Абдиева, Ё. Мажейка [и др.] // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2014а. – Т. 41. – № 2. – С. 30–40.
132. Корженков, А. М. Сейсмически мобилизованные морены в Тянь-Шане / А. М. Корженков, С. В. Абдиева, А. Б. Фортуна [и др.] // Геология и геофизика. 2015а. Т. 56. № 10. С. 1871–1881.
133. Корженков, А. М. Сейсмогенные конволюции в четвертичных отложениях озера Севан (Армения) / А. М. Корженков, М. А. Аванесян, А. Вирджино, А. С. Караханян // Геология и геофизика. – 2014б. – Т. 55. – № 1. – С. 56–65.
134. Корженков, А. М. Следы древних сильных землетрясений в отложениях озера Иссык-Куль / А. М. Корженков, Д. Бауман, М. Омуралиев, К. Хасельтон // Известия РГО. – 1999. – Т. 131. – Вып. 4. – С. 48–55.
135. Корженков, А. М. Сильное средневековое землетрясение в Северном Прииссыккулье (Тянь-шань): результаты палеосейсмологических и археосейсмологических исследований / А. М. Корженков, Е. В. Деев, Д. В. Лужанский [и др.] // Геофизические процессы и биосфера. – 2016а. – Т. 15. – № 4. – С. 43–63.
136. Корженков, А. М. Археосейсмологические исследования и структурная позиция средневековых землетрясений на юге Иссык-Кульской впадины (Тянь-Шань) /

А. М. Корженков, В. А. Кольченко, Д. В. Лужанский, ..., Е. В. Деев [и др.] // Физика Земли. – 2016б. – № 2. – С. 71–86.

137. Корженков, А. М. Археосейсмологическое исследование Курментинского средневекового городища (Северо-Восточное Прииссыккулье, Кыргызстан) / А. М. Корженков, В. А. Кольченко, Д. В. Лужанский, ..., Е. В. Деев // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2015б. – Т. 42. – № 1. – С. 70–81.

138. Корженков, А. М. О следах сильного землетрясения в стенах средневековых городищ Сары-Булун на Великом шелковом пути (Западное Прииссыккулье, Северный Тянь-Шань) / А. М. Корженков, Д. В. Лужанский, С. В. Абдиева, Е. В. Деев [и др.] // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2016в. – Т. 43. – № 4. – С. 5–20.

139. Корженков, А. М. Признаки сейсмических повреждений в руинах древних городов в пустыне Негев, Израиль / А. М. Корженков, Э. Мазор // Геотектоника. – 2013. – № 1. – С. 59–73.

140. Корженков, А. М. Археосейсмологические исследования в древней столице крымских ханов Салачике / А. М. Корженков, Д. А. Моисеев, А. Н. Овсяченко [и др.] // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2016. – Т. 43. – № 4. – С. 5–20.

141. Корженков, А. М. Морфологическое выражение четвертичной деформации в северо-западных предгорьях Иссыккульской впадины Тянь-Шаня / А. М. Корженков, И. Э. Поволоцкая, Э. Мамыров // Геотектоника. – 2007. – № 2. – С. 53–72.

142. Корженков, А. М. Палеосейсмологические и археосейсмологические исследования по международным проектам РФФИ / А. М. Корженков, Е. А. Рогожин, Ю. Шен, Е. В. Деев [и др.] // Вестник РФФИ. – 2014в. – № 1 (81). – С. 15–20.

143. Корженков, А. М. О возрасте нижней части коктурпакской свиты в Северо-Восточном Тянь-Шане по данным трекового метода осколков деления / А. М. Корженков, А. Б. Фортуна // Геология и разведка. – 2002. – № 1. – С. 22–30.

144. Корженков, А. М. Сильные исторические и палеоземлетрясения Прииссыккулья и их положение в структуре Северного Тянь-Шаня / А. М. Корженков, С. В. Абдиева, А. Р. Агатова, ..., Е. В. Деев [и др.]. – М.: ИФЗ РАН, 2018а. – 174 с.

145. Корженков, А. М. Сильные палеоземлетрясения вдоль Аксуйского краевого разлома по материалам датирования разорванного террасового комплекса реки Чон-Аксуу, Северный Тянь-Шань / А. М. Корженков, Р. Эрроусмит, К. Кросби, ..., Е. В. Деев [и др.] // Физика Земли. – 2018б. – № 2. – С. 64–80.

146. Кох, С.Н. Индикаторные характеристики современных и палеотравертинов Горного Алтая / С. Н. Кох, Э. В. Сокол, Е. В. Деев [и др.] // ДАН. – 2018.

147. Курчиков, А. Р. Условия формирования и атлас текстур пород ачимовского комплекса севера Западной Сибири / А. Р. Курчиков, В. Н. Бородкин, А. В. Храмцова. – Новосибирск: СО РАН, 2010. – 130 с.
148. Кучай, В. К. Результаты повторного обследования деформаций в плейстосейстовой области Кебинского землетрясения / В. К. Кучай // Геология и геофизика. – 1969. – № 8. – С. 101–108.
149. Кыргыз-Турк «Манас» университетиндеги археологиялык изилдоолор. – Бишкек, 2010.
150. Лаврушин, В. Ю. Подземные флюиды большого Кавказа и его обрамления / В. Ю. Лаврушин. – М.: ГЕОС, 2012. – 348 с.
151. Лаврушин, Ю. А. Особенности субаэрально-турбидитового и субмаринно-гляциотурбидитового осадконакопления / Ю. А. Лаврушин // Бюлл. комис. по изуч. четвертич. периода. – 2005. – № 66. – С. 10–21.
152. Левицкий, Е. С. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Горно-Алтайская. Лист М-45-XIV. Объяснительная записка / Е. С. Левицкий, С. Н. Баженова, А. В. Борцова. – М.: Недра, 1964. – 87 с.
153. Легенда Алтайской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000 (издание второе). Объяснительная записка. – Новокузнецк, 1999. – 136 с.
154. Лескова, Е. В. Характер деформаций в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения (27 сентября 2003 г., $K=17$, Горный Алтай) по данным анализа фокальных механизмов афтершоков / Е. В. Лескова, А. А. Еманов // Физическая мезомеханика. – 2006. – Т.9. – № 1. – С. 51–55.
155. Лескова, Е. В. Иерархические свойства поля тектонических напряжений в очаговой области Чуйского землетрясения 2003 года / Е. В. Лескова, А. А. Еманов // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 1. – С. 113–123.
156. Лужанский, Д. В. Влияние сейсмической активности на состояние археологических объектов (на примере катакомб полуострова Заячий оз. Иссык-Куль) / Д. В. Лужанский, А. Р. Агатова, А. М. Корженков, ..., Е. В. Деев // Вестник КРСУ. – 2015. – Т. 15. – № 6. – С. 87–92.
157. Лузгин, Б. Н. Особенности формирования неогеновых отложений юго-востока Горного Алтая / Б. Н. Лузгин, Г. Г. Русанов // Геология и геофизика. – 1992. – № 4. – С. 23–29.
158. Лукина, Н. В. Алтае-Саянская область новейшего торшения континентальной литосферы / Н. В. Лукина // Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. – М.: Наука, 1988. – С. 276–293.

159. Лукина, Н. В. Активные разломы и сейсмичность Алтая / Н. В. Лукина // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37. – № 11. – С. 71–74.

160. Лунина, О. В. Влияние напряженного состояния литосферы на соотношения параметров сейсмогенных разрывов и магнитуд землетрясений / О. В. Лунина // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 9. – С. 1389–1398.

161. Лунина, О. В. Локализация эпицентра землетрясения доинструментального периода на основе количественного анализа косейсмических деформаций в рыхлых отложениях / О. В. Лунина, А. В. Андреев, А. С. Гладков // ДАН. – 2011. – Т. 438. – № 4. – С. 543–549.

162. Лунина, О. В. По следам Цаганского землетрясения 1862 г. на Байкале: результаты исследования вторичных косейсмических деформаций в рыхлых осадках / О. В. Лунина, А. В. Андреев, А. С. Гладков // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53. – № 6. – С. 775–790.

163. Лунина, О. В. Закономерности проявления и модели локализации опасных геологических процессов при сейсмогенной активизации разломов на юге Сибири и в Монголии / О. В. Лунина, А. В. Андреев, А. С. Гладков // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 8. – С. 1294–1313.

164. Лунина, О. В. Стилль деформаций в зоне динамического влияния Мондинского разлома по данным георадиолокации (Тункинская впадина, юг Восточной Сибири) / О. В. Лунина, А. С. Гладков, А. М. Афонькин, Е. В. Серебряков // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 9. – С. 1616–1633.

165. Лунина, О. В. Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития / О. В. Лунина, А. С. Гладков, Н. Н. Неведрова. – Новосибирск: Гео, 2009. – 316 с.

166. Макаров, В. И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня / В. И. Макаров. – М.: Наука, 1977. – 172 с.

167. Мартысевич, У. В. Использование средств ГИС и ДЗ для морфотектонического анализа и выделения крупных сейсмогравитационных структур (на примере юго-восточной части Горного Алтая) / У. В. Мартысевич, Е. В. Деев, Е. А. Буряк // Тезисы докладов Третьей Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле. – Новосибирск, 2006. – С. 155–159.

168. Масарский, С. И. О сейсмичности Алтая / С. И. Масарский, Ф. С. Моисеенко // Геология и геофизика. – 1962. – № 8. – С. 104–106.

169. Микуленко, К. И. Следы древних землетрясений в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности / К. И. Микуленко, Ю. Т. Афанасьев // Геология и геофизика. – 1969. – № 2. – С. 18–26.

170. Микуленко, К. И. Оползневые образования в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности / К. И. Микуленко, Г. Б. Острый // Литология и полезные ископаемые. – 1968. – № 5. – С. 111–117.
171. Молнар, П. Деформация и разрывообразование при сильных землетрясениях в Монголо-Сибирском регионе / П. Молнар, Р. А. Курушин, В. М. Кочетков [и др.] // Глубинное строение и геодинамика Монголо-Сибирского региона. – Новосибирск: Наука, 1995. – С. 5–55.
172. Мороз, Ю. Ф. Глубинное строение района очага Олюторского землетрясения в Корякском нагорье по геофизическим данным / Ю. Ф. Мороз, Т. А. Мороз, В. А. Логинов // Вулканология и сейсмология. – 2015. – № 3. – С. 52–65.
173. Мухин, А. С. Четвертичные надвиги в юго-восточном Алтае / А. С. Мухин, В. А. Кузнецов // Вестник ЗСГУ. – 1939. – № 1. – С. 49–52.
174. Мушкетов, И. В. Каталог землетрясений Российской империи / И. В. Мушкетов, А. П. Орлов. – Спб.: Типография Императорской Академии наук, 1983. – Записки ИРГО. – Т. XXVI. – 583 с.
175. Набоко, С. И. Изотопный состав кислорода и углерода в современных травертинах и гейзеритах Камчатки / С. И. Набоко, И. П. Луговая, В. Н. Загнитко // Минералогический журнал. – 1999. – Т. 21. – № 5/6. – С. 33–39.
176. Насриддинов, Ш. Н. Баня для паломников Шахи-Зинды (XV век) / Ш. Н. Насриддинов // Молодой ученый. – 2014. – № 4. – С. 759–761.
177. Неведрова, Н. Н. Выявление разломных структур и их геоэлектрических характеристик по данным метода сопротивлений в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения 2003 г. (Горный Алтай) / Н. Н. Неведрова, Е. В. Деев, П. В. Пономарев // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58. – № 1. – С. 146–156.
178. Неведрова, Н. Н. Глубинное строение и характеристики краевых структур Курайской впадины (Горный Алтай) по данным геоэлектрики с контролируемым источником / Н. Н. Неведрова, Е. В. Деев, А. М. Санчаа // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 1. – С. 119–132.
179. Неведрова, Н. Н. Интерпретация данных комплекса электромагнитных методов в сейсмоактивных районах (на примере Чуйской впадины Горного Алтая) / Н. Н. Неведрова, Е. В. Поспеева, А. М. Санчаа // Физика Земли. – 2011а. – № 1. – С. 63–75.
180. Неведрова, Н. Н. Геоэлектрическое строение Курайской впадины Горного Алтая с учетом тектонических особенностей / Н. Н. Неведрова, А. М. Санчаа, Е. В. Деев // Геофизика. – 2011. – № 6. – С. 56–64.

181. Неведрова, Н. Н. Неотектоническое строение межгорных впадин Горного Алтая по электромагнитным и геологическим данным / Н. Н. Неведрова, А. М. Санчаа, Е. В. Деев, С. М. Бабушкин // Геодинамика и тектонофизика. – 2013. – Т. 4. – № 3. – С. 301–312.
182. Неведрова, Н. Н. Мониторинг электромагнитных параметров в зоне сейсмической активизации Горного Алтая / Н. Н. Неведрова, А. Е. Шалагинов // Геофизика. – 2015. – № 1. – С. 31–40.
183. Неведрова, Н. Н. Электромагнитный мониторинг в сейсмоактивных районах Сибири / Н. Н. Неведрова, М. И. Эпов // Геофизический журнал. – 2012. – Т. 34. – № 4. – С. 209–223.
184. Неведрова, Н. Н. Реконструкция глубинного строения Чуйской впадины Горного Алтая по данным электромагнитных зондирований / Н. Н. Неведрова, М. И. Эпов, Е. Ю. Антонов [и др.] // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 9. – С. 1399–1416.
185. Непоп, Р. К. Первый опыт использования оползневых сейсмодиформаций для оценки магнитуд палеоземлетрясений на территории Юго-Восточного Алтая / Р. К. Непоп, А. Р. Агатова // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49. – № 2. – С. 188–199.
186. Нешумаева, К. Д. Центральная часть Терехтинского хребта в вершинах рек Б. Терехта, Чиндека, В. Котанды, Н. Котанды и Б. Яломана / К. Д. Нешумаева, В. П. Студеникин // Отчет Терехтинской поисково-съёмочной партии о поисковых и геолого-съёмочных работах в 1951 г. – Новосибирск, 1952.
187. Николаева, С. Б. Сейсмичность в позднеплейстоцен-голоценовых осадках северо-запада Кольского региона (Северная часть Балтийского щита) / С. Б. Николаева // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – № 7. – С. 830–839.
188. Никонов, А. А. О сильнейших исторических землетрясениях и сейсмическом потенциале Горного Алтая / А. А. Никонов // Физика Земли. – 2005. – № 1. – С. 36–50.
189. Никонов, А. А. Сейсмодиформации в молодых эстуарных отложениях г. Санкт-Петербурга / А. А. Никонов // ДАН. – 2012. – Т. 443. – № 2. – С. 203–206.
190. Никонов, А. А. Древние разрушительные землетрясения в Херсонесе и их значение в оценке долговременной сейсмической опасности юго-западного Крыма / А. А. Никонов // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2015. – Т. 42. – № 2. – С. 17–50.
191. Никонов, А. А. Новые данные по сеймотектонике и сейсмичности Горного Алтая / А. А. Никонов, С. В. Шварев // ДАН. – 2006. – Т. 408. – № 6. – С. 784–787.
192. Новиков, И. С. Кайнозойская сдвиговая структура Алтая / И. С. Новиков // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 9. – С. 1377–1388.
193. Новиков, И. С. Морфотектоника Алтая / И. С. Новиков. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2004. – 313 с.

194. Новиков, И. С. Типовые неотектонические структуры сжатия, сдвига и растяжения северной части Большого Алтая (Горный и Южный Алтай) / И. С. Новиков, Е. М. Высоцкий, А. Р. Агатова // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45. – № 11. – С. 1303–1312.
195. Новиков, И. С. Сильные землетрясения 2003 года в Горном Алтае и сейсмогеология Большого Алтая / И. С. Новиков, Е. М. Высоцкий, А. Р. Агатова, А. С. Гибшер // Природа. – 2004. – № 3. – С. 19–26.
196. Новиков, И. С. Система новейших разрывных нарушений Юго-Восточного Алтая: данные об их морфологии и кинематике / И. С. Новиков, А. А. Еманов, Е. В. Лескова [и др.] // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49. – № 11. – С. 1139–1149.
197. Новиков, И. С. Неотектоника восточной части Горного Алтая по данным магнитотеллурического зондирования / И. С. Новиков, Е. В. Поспеева // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58. – № 7. – С. 959–971.
198. Нурмагамбетов, А. Зайсанское землетрясение 14 июня 1990 г. / А. Нурмагамбетов, А. Садыков, А. В. Тимуш [и др.] // Землетрясения в СССР в 1990 г. – М.: ОИФЗ РАН, 1996. – С. 54–60.
199. Оленченко, В. В. Распространение толщи мерзлых пород в Чуйской впадине (Горный Алтай) по данным электромагнитных зондирований / В. В. Оленченко, Н. О. Кожевников, Е. Ю. Антонов [и др.] // Криосфера Земли. – 2011. – Т. XV. – № 1. – С. 15–22.
200. Парначев, С. В. Геология высоких алтайских террас (Яломанско-Катунская зона) / С. В. Парначев. – Томск: Изд-во ИПФ ТПУ, 1999. – 137 с.
201. Парфеевец, А. В. Напряженное состояние земной коры и геодинамика юго-западной части Байкальской рифтовой системы / А. В. Парфеевец, В. А. Саньков. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2006. – 151 с.
202. Петрова, О. Е. Геохимические условия травертинообразования (на примере бассейна р. Тугояковка) / О. Е. Петрова, Ю. Г. Копылова, Т. Е. Мартынова // Известия Томского Политехнического университета. – 2002. – Т. 305. – Вып. 6. – С. 304–319.
203. Писарский, Б. И. Углекислые щелочные гидротермы и стронцийсодержащие травертины в долине р. Сонгве (Танзания) / Б. И. Писарский, А. А. Конев, К. Г. Леви, Д. Дельво // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39. – № 7. – С. 934–941.
204. Платонова, С. Г. Сейсмическая активность Чарышско-Теректинского глубинного разлома и его положение среди сейсмогенерирующих структур Горного Алтая / С. Г. Платонова // Известия Алтайского государственного университета. – 1999. – № 3. – С. 33–39.
205. Плоских, В. М. Киргизский корук Туура-Суу / В. М. Плоских // Археологические памятники Прииссыккуля. – Фрунзе: Илим, 1975. – С. 145–159.

206. Поволоцкая, И. Э. Следы сильных землетрясений в озерных осадках Кок-Мойнокской впадины (Северный Тянь-Шань) / И. Э. Поволоцкая, А. М. Корженков, Э. М. Мамыров // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 9. – С. 1024–1035.

207. Подземные воды СССР. Обзор подземных вод Алтайского края. Горно-Алтайская автономная область (дополнения). Буровые на воду скважины / сост. Т. В. Сизикова, Т. К. Никифорова, А. М. Гунова. – М.: 1973. – Т. 2. – 145 с.

208. Рагозин, Л. А. Материалы к четвертичной истории Центрального Алтая / Л. А. Рагозин // Вопросы геологии Сибири : в 2 т. – М. – Л.: Изд-во АН СССР, 1945. – Т. I. – С. 146–174.

209. Радзиминович, Н. А. Механизмы очагов землетрясений и поле напряжений Монголии и прилегающих территорий / Н. А. Радзиминович, Г. Баяр, А. И. Мирошниченко [и др.] // Геодинамика и тектонофизика. – 2016. – Т. 44(5). – С. 23–38.

210. Раковец, О. А. Основные результаты работ по изучению кайнозойских отложений Горного Алтая / О. А. Раковец // Известия Алтайского отдела Географического общества СССР. – 1966. – Вып. 7. – С. 3–19.

211. Раковец, О. А. Морфоструктура Горного Алтая / О. А. Раковец // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. – М.: Недра, 1967. – С. 363–373.

212. Раукас, А. В. Классификация обломочных пород и отложений по гранулометрическому составу / А. В. Раукас. – Таллин: ИГ АН ЭССР, 1981. – 14 с.

213. Ребецкий, Ю. Л. Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саянской / Ю. Л. Ребецкий, О. А. Кучай, А. В. Маринин // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 2. – С. 271–291.

214. Рейснер, Г. И. Оценка сейсмического потенциала Алтая с применением внерегионального сеймотектонического метода / Г. И. Рейснер, Л. И. Иогансон // Информационно-аналитический бюллетень. – 1996. – №1–2. – С. 90–95.

215. Рогожин, Е. А. Очерки региональной сеймотектоники / Е. А. Рогожин. – Москва: ИФЗ РАН, 2012. – 340 с.

216. Рогожин, Е. А. Новые данные о древних сильных землетрясениях Горного Алтая / Е. А. Рогожин, Б. М. Богачкин, Ю. В. Нечаев [и др.] // Физика Земли. – 1998. – № 3. – С. 75–81.

217. Рогожин, Е. А. Следы сильных землетрясений прошлого в рельефе Горного Алтая / Е. А. Рогожин, Б. М. Богачкин, Ю. В. Нечаев [и др.] // Геоморфология. – 1999. – № 1. – С. 82–95.

218. Рогожин, Е. А. Зайсанское землетрясение 1990 г.: материалы геологического изучения / Е. А. Рогожин, А. Н. Леонтьев // ДАН. – 1992. – Т. 323. – № 6. – С. 1157–1163.

219. Рогожин, Е. А. Сильнейшие землетрясения на юге Горного Алтая в голоцене / Е. А. Рогожин, А. Н. Овсяченко, А. В. Мараханов // Физика Земли. – 2008. – № 6. – С. 31–51.
220. Рогожин, Е. А. Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения / Е. А. Рогожин, А. Н. Овсяченко, А. В. Мараханов, Е. А. Ушанова // Геотектоника. – 2007. – № 2. – С. 3–22.
221. Рогожин, Е. А. Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене / Е. А. Рогожин, С. Г. Платонова. – М.: ОИФЗ РАН, 2002. – 130 с.
222. Розенберг, Л. И. О строении Тархатинской, Бертекской и Самахинской межгорных котловин Горного Алтая / Л. И. Розенберг // Бюлл. комис. по изуч. четвертич. периода. – 1968. – № 35. – С. 179–185.
223. Розенберг, Л. И. К стратиграфии кайнозойских (доледниковых) отложений Горного Алтая / Л. И. Розенберг // Бюллетень МОИП, Отдел геологии. – 1973. – Т. 48 (2). – С. 45–60.
224. Рудич, Е. М. Соотношение каледонид и герцинид юга Алтае-Саянской области / Е. М. Рудич. – М.: Наука, 1972. – 374 с.
225. Рудой, А. Н. Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика, палеогеографическое значение) / А. Н. Рудой. – Томск: Изд-во ТГПУ, 2005. – 224 с.
226. Рудой, А. Н. Моделирование гидравлических характеристик дилювиальных потоков из позднечетвертичного Чуйско-Курайского ледниково-подпрудного озера / А. Н. Рудой, В. А. Земцов // Лед и снег. – 2010. – № 1 (109). – С. 111–118.
227. Русанов, Г. Г. Предварительные результаты изучения кайнозойских отложений в Чуйской и Курайской котловинах / Г. Г. Русанов // Новые данные по геологическому строению и условиям формирования месторождений полезных ископаемых в Алтайском крае : тезисы докладов конференции. – Барнаул, 1991. – С. 24–25.
228. Русанов, Г. Г. Обвальное-подпрудное озеро в долине р. Чуи в конце позднего плейстоцена – начале голоцена (Горный Алтай) / Г. Г. Русанов // Вопросы географии Сибири. – 1997. – Вып. 22. – С. 18–25.
229. Русанов, Г. Г. Некоторые новые данные о возрасте туерыкской и кызылгирской свит Горного Алтая / Г. Г. Русанов // Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Алтае-Саянской складчатой области : материалы научно-практической конференции. – Кемерово – Новокузнецк, 1999. – С. 89–91.
230. Русанов, Г. Г. Озера и палеогеография Северного Алтая в позднем неоплейстоцене и голоцене / Г. Г. Русанов. – Бийск: БПГУ, 2007. – 164 с.
231. Русанов, Г. Г. Максимальный уровень Чуйского ледниково-подпрудного озера в Горном Алтае / Г. Г. Русанов // Геоморфология. – 2008а. – № 1. – С. 65–71.

232. Русанов, Г. Г. Кызылгирские строматолиты Чуйской котловины Горного Алтая как индикатор палеоклиматических, палеолимнологических и палеоэкологических условий неогена / Г. Г. Русанов // Четвертая Сибирская Международная конференция молодых ученых по наукам о Земле (1–3 декабря 2008 г.) : тезисы докладов. – Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2008б. – С. 228–229.

233. Русанов, Г. Г. Минералогические и геохимические особенности неогеновых озерных отложений в Чуйской и Курайской котловинах Горного Алтая / Г. Г. Русанов // Успехи современного естествознания. – 2009. – № 9. – С. 25–29.

234. Русанов, Г. Г. Опорные разрезы четвертичных отложений Горного Алтая (Беле, Кубадру, Чаган) / Г. Г. Русанов, С. В. Важов. – Бийск: ФГБОУ ВПО «АГАО», 2014. – 163 с.

235. Русанов, Г. Г. Опорный разрез неоген-четвертичных отложений в Уймонской впадине (Горный Алтай) / Г. Г. Русанов, Е. В. Деев, И. Д. Зольников [и др.] // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58. – № 8. – С. 1220–1223.

236. Русанов, Г. Г. Палеогидротермальная активность разломов Горного Алтая по результатам датирования травертинов / Г. Г. Русанов, Е. В. Деев, Ю. М. Ряполова, И. Д. Зольников // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2013. – № 4 (16). – С. 53–64.

237. Русанов, Г. Г. Радиоуглеродные датировки (СОАН) Горного Алтая и Предалтайской равнины / Г. Г. Русанов, Л. А. Орлова. – Бийск: ФГБОУ ВПО «АГАО», 2013. – 291 с.

238. Русанов, Г. Г. Литологический состав и предварительное расчленение кайнозойских отложений в Уймонской котловине / Г. Г. Русанов, М. А. Цаер // Виртуальные и реальные литологические модели : материалы X Уральского литологического совещания. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. – С. 163–165.

239. Свиточ, А. А. Разрез новейших отложений Алтая. (Опорные разрезы новейших отложений) / А. А. Свиточ, Т. Д. Боярская, Т. Н. Воскресенская [и др.]. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. – 208 с.

240. Семинский, К. Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Прикладной аспект / К. Ж. Семинский, А. С. Гладков, О. В. Лунина, М. А. Тугарина. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2005. – 294 с.

241. Семинский, К. Ж. Тектонофизический подход к интерпретации данных малоглубинной электротомографии разломных зон / К. Ж. Семинский, Р. М. Зарипов, В. В. Оленченко // Геология и геофизика. – 2016. Т. – 57. – № 9. – С. 1715–1729.

242. Сибиряков, Е. Б. Использование метода граничных интегральных уравнений для определения упругих модулей гранулированных геологических сред / Е. Б. Сибиряков, Е. В. Деев // Физическая мезомеханика. – 2008. – Т. 11. – № 1. – С. 85–93.

243. Сидоренко, Ю. В. Геология СССР. Т. XXV. Киргизская ССР. Геологическое описание. Книга 1 / ред. Ю. В. Сидоренко. – Москва, Недра, 1972. – 280 с.

244. Симонов, В. А. Мел-палеогеновый внутриплитный магматизм Центральной Азии: данные по базальтам Тянь-Шаня / В. А. Симонов, А. В. Миколайчук, С. В. Рассказов, С. В. Ковязин // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49. – № 7. – С. 689–705.

245. Скляр, Е. В. Гидротермальная активность в Байкальской рифтовой зоне: горячие источники и продукты отложения палеотерм / Е. В. Скляр, В. С. Федоровский, О. А. Склярова [и др.] // – ДАН. 2007. – Т. 412. – № 2. – С. 257–261.

246. Смекалин, О. П. Палеосейсмология Восточной Сибири (некоторый опыт практического применения) / О. П. Смекалин, В. С. Имаев, А. В. Чипизубов. – Иркутск: Изд-во ИЗК СО РАН, 2011. – 98 с.

247. Смекалин, О. П. Палеосейсмологические исследования в плейстосейстовой области Беловодского землетрясения 1885 г. в Северном Тянь-Шане / О. П. Смекалин, В. С. Имаев, А. М. Корженков, А. В. Чипизубов // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2015. – Т. 42. – № 3. – С. 20–32.

248. Смекалин, О. П. Палеоземлетрясения Прибайкалья: методы и результаты датирования / О. П. Смекалин, А. В. Чипизубов, В. С. Имаев // Геодинамика и тектонофизика. – 2010. – Т. 1. – № 1. – С. 55–74.

249. Стром, А. Л. Соотношения между параметрами сейсмогенных разрывов и магнитудой землетрясений / А. Л. Стром, А. А. Никонов // Физика Земли. – 1997. – № 12. – С. 55–67.

250. Татевосян, Р. Э. Макросейсмические сведения об Алтайских землетрясениях 1764–1913 гг. / Р. Э. Татевосян, Н. Г. Мокрушина // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2014. – Т. 41. – № 4. – С. 25–56.

251. Тимофеев, В. Ю. Поля и модели смещений земной поверхности Горного Алтая / В. Ю. Тимофеев, Д. Г. Ардюков, Э. Кале [и др.] // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 8. – С. 923–937.

252. Тимофеев, В. Ю. Современные движения Горного Алтая / В. Ю. Тимофеев, Д. Г. Ардюков, Е. В. Бойко // Физическая мезомеханика. – 2009. – Т. 12. – № 1. – С. 45–55.

253. Тимофеев, В. Ю. Поля смещений блоков Алтае-Саянского региона и эффективные реологические параметры земной коры / В. Ю. Тимофеев, Д. Г. Ардюков, А. В. Тимофеев [и др.] // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 3. – С. 481–497.

254. Тимуш, А. В. Сеймотектоника литосферы Казахстана / А. В. Тимуш. – Алматы, 2011. – 590 с.

255. Трифонов, В. Г. Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане / В. Г. Трифонов, Е. В. Артюшков, А. Е. Додонов [и др.] // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49. – № 2. – С. 128–145.
256. Трифонов, В. Г. Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов / В. Г. Трифонов, Г. А. Востриков, А. И. Кожурин [и др.]. – М.: Наука, 1988. – 365 с.
257. Трифонов, В. Г. Неотектоника, современная геодинамика и сейсмическая опасность Сирии / В. Г. Трифонов, А. Е. Додонов, Д. М. Бачманов [и др.]. – М.: ГЕОС, 2012. – 216 с.
258. Трифонов, В. Г. Динамика Земли и развитие общества / В. Г. Трифонов, А. С. Караханян. – М.: ОГИ, 2008. – 436 с.
259. Трифонов, В. Г. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса / В. Г. Трифонов, О. В. Соболева, Р. В. Трифонов, Г. А. Востриков. – М.: ГЕОС, 2002. – 225 с.
260. Труды Семиреченской археологической экспедиции «Чуйская долина» / сост. А. Н. Бернштам. – М.-Л.: 1950. – 160 с.
261. Туркестанские ведомости. – 1887. – № 31.
262. Туркин, Ю. А. Геология и структурно-вещественные комплексы Горного Алтая / Ю. А. Туркин, С. И. Федак. – Томск: STT, 2008. – 460 с.
263. Тычков, С. А. Природа современных деформаций коры Северного Тянь-Шаня (геодезические и сейсмологические данные) / С. А. Тычков, О. А. Кучай, Н. А. Бушенкова [и др.] // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49. – № 4. – С. 367–381.
264. Удодов, П. А. Некоторые особенности формирования химического состава вод зон тектонических нарушений (на примере Томь-Яйского междуречья) / П. А. Удодов, В. М. Матусевич // Известия ТПИ. – 1964. – Т. 127. – Вып. 1. – С. 142–150.
265. Уломов, В. И. Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации. Пояснительная записка к комплекту карт ОСР-2016 и список населённых пунктов, расположенных в сейсмоактивных районах / В. И. Уломов, М. И. Богданов, В. Г. Трифонов [и др.] // Инженерные изыскания в строительстве. – 2016. – № 7. – С. 49–121.
266. Уломов, В. И. Специализированный каталог землетрясений Северной Евразии [Электронный ресурс] / В. И. Уломов, Н. С. Медведева. – М.: ИФЗ РАН, 2011. – Режим доступа : http://seismorus.ru/eq/spec_catalog.
267. Утиров, Ч. У. Сейсмодислокации / Ч. У. Утиров // Геологические основы сейсмического районирования Иссык-Кульской впадины. – Фрунзе: Илим, 1978. – С. 91–111.
268. Утиров, Ч. У. Сейсмодислокации и палеосейсмодислокации / Ч. У. Утиров // Детальное сейсмическое районирование Иссык-Кульской впадины. – Бишкек: Илим, 1993. – С. 113–125.

269. Уфимцев, Г. Ф. Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны / Г. Ф. Уфимцев. – Новосибирск: Наука, 1992. – 216 с.
270. Уфимцев, Г. Ф. Андская тетрадь (рельеф и морфотектоника Перуанских Анд) / Г. Ф. Уфимцев. – М.: Научный мир, 2011. – 161 с.
271. Уфимцев, Г. Ф. Очерки рельефа и морфотектоники Тянь-Шаня / Г. Ф. Уфимцев, А. М. Корженков, Э. М. Мамыров. – Новосибирск: Академическое изд-во “ГЕО”, 2009. – 130 с.
272. Федак, С. И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-45 – Горно-Алтайск. Объяснительная записка / С. И. Федак, Ю. А. Туркин, А. И. Гусев [и др.]. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. – 567 с.
273. Фетисов, А. Экскурсия в горы Заилийского, Терской и Кунгей Ала-Тау / А. Фетисов // Туркестанские ведомости. – 1878. – № 4.
274. Филина, А. Г. Тюнгу́рское землетрясение 18 сентября 1997 года с $M_s=4.4$, $I_0=6$ (Горный Алтай) / А. Г. Филина, В. Г. Подкорытова, Л. А. Подлипская // Землетрясения Северной Евразии в 1997 г. – Обнинск: ГС РАН, 2003. – С. 236–239.
275. Фирстов, П. П. Ядерно-геофизические исследования в природном парке «Налычево» (Камчатка) / П. П. Фирстов, В. А. Рашидов, А. В. Мельникова [и др.] // Вестник КРАУНЦ. Наука о Земле. – 2011. – № 1. – С. 91–101.
276. Фортуна, А. Б. Мезозойские и палеоген-неогеновые отложения / А. Б. Фортуна // Детальное сейсмическое районирование Иссык-Кульской впадины. – Бишкек: Илим, 1993. – С. 11–15.
277. Фортуна, А. Б. К стратиграфии мезозой-кайнозойских отложений Тоссор-Каджисайского участка южного Прииссыккуля / А. Б. Фортуна, А. М. Корженков, А. Б. Джумабаева [и др.] // Вестник Института сейсмологии НАН КР. – 2014. – №3. – С. 129–137.
278. Фортуна, А. Б. Геолого-сеймотектоническая характеристика Чон-Аксуйского грабена Чилико-Кеминской сейсмогенерирующей зоны, Северный Тянь-Шань / А. Б. Фортуна, А. М. Корженков, А. Б. Джумабаева [и др.] // Вестник Института сейсмологии НАН КР. – 2015. – № 1. – С. 118–126.
279. Хабаков, Е. В. Об индексах окатанности галечников / Е. В. Хабаков // Советская геология. – 1946. – № 10. – С. 98–99.
280. Хазина, И. В. Палинологическая и микропалеонтологическая характеристика кайнозойских отложений, вскрытых скв. 1 в Уймонской котловине Горного Алтая / И. В. Хазина, Г. Г. Русанов, Л. Б. Хазин, О. Б. Кузьмина // XI Международный научный

конгресс «Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2015»: материалы Международной научной конференции : в 2 т. – Новосибирск: СГУГиТ, 2015. – Т. I. – С. 197–201.

281. Хилько, С. Д. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии / С. Д. Хилько, Р. А. Курушин, В. М. Кочетков [и др.]. – М.: Наука, 1985. – 224 с.

282. Чакабаев, С. Е. Геологическая карта Казахской ССР. Южно-Казахстанская серия. Масштаб 1:500 000. / ред. С. Е. Чакабаев. – М.: Всесоюзное аэрогеологическое НПО “Аэрогеология” Министерства геологии СССР, 1979. – 23 л.

283. Чедия, О. К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня / О. К. Чедия. – Фрунзе: Илим, 1986. – 316 с.

284. Чедия, О. К. Сейсмогравитационные структуры Кыргызстана / О. К. Чедия, К. Е. Абдрахматов, И. Н. Лемзин, А. М. Корженков // Геология кайнозоя и сеймотектоника Тянь-Шаня. Бишкек: Илим, 1994. С. 85–97.

285. Чедия, О. К. Предтерекский краевой разлом в междуречье Джетыюгуз–Тосор / О. К. Чедия, Ч. К. Джумадылова, С. И. Трунилин // Известия АН КиргССР. Физ.-тех. и матем. науки. – 1988. – № 1. – С. 79–88.

286. Чедия, О. К. О долговременном сохранении в рельефе следов древних сейсмических катастроф (на примере Чилико-Кеминской сейсмогенерирующей зоны Северного Тянь-Шаня) / О. К. Чедия, А. М. Корженков // Геоморфология. – 1997. – № 3. – С. 88–98.

287. Чернов, Г. А. Рельеф Алтае-Саянской горной области / Г. А. Чернов, В. В. Вдовин, П. А. Окишев [и др.]. – Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1988. – 206 с.

288. Четвертичная система // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. – Вып. 38. – С. 115–127.

289. Чиков, Б. М. Мезозойско-кайнозойские коллизионные структуры южной части Большого Алтая / Б. М. Чиков, С. В. Зиновьев, Е. В. Деев // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49. – № 5. С. 426–438.

290. Чипизубов, А. В. Палеосейсмичность Прибайкалья / А. В. Чипизубов, О. П. Смекалин, Р. М. Семенов, В. С. Имаев // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2009. – Т. 36. – № 1. – С. 7–22.

291. Шварцев, С. Л. Геохимические механизмы образования травертинов из пресных вод на юге Западной Сибири / С. Л. Шварцев, О. Е. Лепокурова, Ю. Г. Копылова // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 8. – С. 852–861.

292. Шейнкман, В. С. Возрастная диагностика ледниковых отложений Горного Алтая и их тестирование на разрезах Мертвого моря / В. С. Шейнкман // Материалы гляциологических исследований. – 2002. – Вып. 93. – С. 41–55.

293. Шитов, М. В. Позднеголоценовое сейсмическое событие в юго-восточном Приладожье. II. Параметры / М. В. Шитов, Ю. С. Бискэ, И. В. Сумарева // Вестник СПбГУ. – 2010. – Серия 7. – Вып. 3. – С. 18–28.
294. Шмидт, Г. А. К вопросу о происхождении уступов на южном склоне Теректинского хребта в Центральном Алтае / Г. А. Шмидт // Бюл. комис. по изуч. четвертич. периода. – 1963. – № 28. – С. 161–164.
295. Шмидт, Г. А. О межгорных впадинах Алтая / Г. А. Шмидт // Геология, инженерная геология и гидрогеология. – Барнаул: Алт. книж. изд-во, 1972. – Вып. 8. – С. 98–100.
296. Шокальский, С. П. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / С. П. Шокальский, Г. А. Бабин, А. Г. Владимиров [и др.]. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. – 188 с.
297. Юдахин, К. К. Киргизско-русский словарь : в 2 кн. / К. К. Юдахин. – М.: Советская энциклопедия, 1965. – Кн. 1. – 503 с.
298. Ярмолюк, В. В. Внутриплитная позднемезозойская–кайнозойская вулканическая провинция Центральной–Восточной Азии – проекция горячего поля мантии / В. В. Ярмолюк, В. И. Коваленко, В. Г. Иванов // Геотектоника. – 1995. – № 5. – С. 41–67.
299. Abdrakhmatov, K. Ye. Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates / K. Ye. Abdrakhmatov, S. A. Aldazhanov, B. H. Hager [et al.] // Nature. – 1996. – V. 384. – P. 450–453.
300. Adija, M. One century of seismicity in Mongolia (1900-2000) / M. Adija, D. Ankhtsetse, T. Baasanba [et al.]. – Ulaanbaatar: RCAG- DASE, 2003.
301. Agatova, A. R. Glacier dynamics, palaeohydrological changes and seismicity in southeastern Altai (Russia) and their influence on human occupation during the last 3000 years / A. R. Agatova, R. K. Nepop, I. Yu. Slyusarenko [et al.] // Quaternary International. – 2014. – V. 324. – P. 6–19.
302. Alfaro, P. The significance of giant seismites in the Plio-Pleistocene Baza palaeo-lake (S Spain) / P. Alfaro, L. Gibert, M. Moretti [et al.] // Terra Nova. – 2010. – V. 22. – P. 172–179.
303. Alfaro, P. Soft-sediment deformation structures induced by earthquakes (seismites) in Pliocene lacustrine deposits (Guadix-Baza Basin, central Betic Cordillera) / P. Alfaro, M. Moretti, J. M. Soria // Eclogae Geologicae Helvetiae. – 1997. – V. 90. – P. 531–540.
304. Allen, J. R. L. Sedimentary structures: their character and physical basis / J. R. L. Allen. – New York, Elsevier, 1982. – V. II. – 663 p.
305. Allen, J. R. L. Earthquake magnitude-frequency, epicentral distance, and soft-sediment deformation in sedimentary basins / J. R. L. Allen // Sedimentary Geology. – 1986. – V. 46. P. 67–75.

306. Alsop, G. I. Soft-sediment deformation within seismogenic slumps of the Dead Sea basin / G. I. Alsop, S. Marco // *Journal of Structural Geology*. – 2011. – V. 33. – P. 433–457.
307. Alsop, G. I. Seismogenic slump folds formed by gravity-driven tectonics down a negligible subaqueous slope / G. I. Alsop, S. Marco // *Tectonophysics*. – 2013. – V. 605. – P. 48–69.
308. Al-Tarazi, E. A. Archaeoseismological investigation of the ancient Ayla site in the city of Aqaba, Jordan / E. A. Al-Tarazi, A. M. Korjenkov // *Natural Hazards*. – 2007. – V. 42. – P. 47–66.
309. Altunel, E. Determination of horizontal extension from fissure-ridge travertines: a case study from the Denizli Basin, southwestern Turkey / E. Altunel, V. Karabacak // *Geodinamica Acta*. – 2005. – V. 18. – Is. 3-4. – P. 333–342.
310. Ambraseys, N. N. Engineering seismology / N. N. Ambraseys // *Earthquake Engineering & Structural Dynamics*. – 1988. – V. 17. – P. 1–105.
311. Ambraseys, N. N. Earthquakes and archaeology / N. N. Ambraseys // *Journal of Archaeological Science*. – 2006. – V. 33. – P. 1008–1016.
312. Anand, A. Earthquakes and deformational structures (seismites) in Holocene sediments from The Himalayan-Andaman Arc, India / A. Anand, A. K. Jain // *Tectonophysics*. – 1987. – V. 133. – P. 105–120.
313. Andrews, J. E. Palaeoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas: synthesis and review / J. E. Andrews // *Earth-Science Reviews*. – 2006. – V. 75. – P. 85–104.
314. Andrews, J. E. Stable isotope record of palaeoclimate change in a British Holocene tufa / J. E. Andrews, H. M. Pedley, P. F. Dennis // *Holocene*. – 1994. – V. 4. – P. 349–355.
315. Arnold, C. Architectural considerations / C. Arnold // *The Seismic Design Handbook*. – New York: Chapman and Hall Publishers, 1989. – P. 142–170.
316. Arrowsmith, R. Surface rupture along the Chon Aksu and Aksu (eastern) segments of the 1911 Kebin (Chon-Kemin) earthquake, Tien Shan, Kyrgyzstan / J. R. Arrowsmith, C. Crosby, A. Korjenkov [et al.] // *Eos (Transactions, American Geophysical Union)*. – 2004. – V. 85. – P. T14C-02.
317. Arrowsmith, J. R. Surface rupture of the 1911 Kebin (Chon-Kemin) earthquake, Northern Tien Shan, Kyrgyzstan / J. R. Arrowsmith, C. Crosby, A. Korjenkov [et al.] // *Eos (Transactions, American Geophysical Union)*. – 2005. – V. 86. – P. T51F-05.
318. Arrowsmith, J. R. Surface rupture of the 1911 Kebin (Chon –Kemin) earthquake, Northern Tien Shan, Kyrgyzstan / J. R. Arrowsmith, C. J. Crosby, A. Korzhenkov [et al.] // *Geological Society, London, Special Publications*. – 2017. – V. 432. – P. 233–253.
319. Arvidsson, R. Fennoscandian earthquakes: Whole crustal rupturing related to postglacial rebound / R. Arvidsson // *Science*. – 1996. – V. 274. – P. 744–746.

320. Ascione, A. Tufa and travertines of southern Italy: deep-seated, fault-related CO₂ as the key control in precipitation / A. Ascione, A. Iannace, P. Imbriale [et al.] // *Terra Nova*. – 2013. – V. 26. – No. 1. – P. 1–13.

321. Atabey, E. The formation of fissure ridge type laminated travertine-tufa deposits: microscopical characteristics and diagenesis, Kirşehir Central Anatolia / E. Atabey // *Bulletin of The Mineral Research and Exploration*. – 2002. – V. 123–124. – P. 59–65.

322. Avouac, J. P. Active Thrusting and Folding Along the Northern Tien Shan and Late Cenozoic Rotation of the Tarim Relative to Dzungaria and Kazakhstan / J. P. Avouac, P. Tapponnier, M. Bai [et al.] // *Journal of Geophysical Research*. – 1993. – V. 98. P. 6755–6804.

323. Ballantyne, C. K. Rock-slope failure following Late Pleistocene deglaciation on tectonically stable mountainous terrain / C. K. Ballantyne, G. F. Sandeman, J. O. Stone, P. Wilson // *Quaternary Science Reviews*. – 2014. – V. 86. – P. 144–157.

324. Banks, V.J. Hydrogeological significance of secondary terrestrial carbonate deposition in karst / V.J. Banks, P.F. Jones. // *Environments hydrogeology – A global perspective*. – InTech, 2012. – P. 43–78.

325. Baryshnikov, G. Russian Altai in the Late Pleistocene and the Holocene: Geomorphological catastrophes and landscape rebound. Fieldtrip Guide / G. Baryshnikov, A. Agatova, P. Carling [et al.]. – Barnaul: Publishing House of Altai State University, 2015. – 136 p.

326. Bayasgalan, A. Field examples of strike-slip fault termination in Mongolia and their tectonic significance / A. Bayasgalan, J. Jackson, J.-F. Ritz, S. Carretier // *Tectonics*. – 1999. – V. 18(3). – P. 394–411.

327. Berberian, M. Archeoseismicity and environmental crises at the Sialk Mounds, Central Iranian Plateau, since the Early Neolithic / M. Berberian, S. M. Shahmirzādi, J. Nokandeh, M. Djamali // *Journal of Archaeological Science*. – 2012. – V. 39. – P. 2845–2858.

328. Berberian, M. Contribution of archaeological data to studies of earthquake history in the Iranian Plateau / M. Berberian, R. S. Yeats // *Journal of Structural Geology*. – 2001. – V. 23. – P. 563–584.

329. Bezerra, F. H. R. Liquefaction-induced structures in Quaternary alluvial gravels and gravels sediments, NE Brazil / F. H. R. Bezerra, V. P. Fonseca, C. Vita-Finzi [et al.] // *Engineering Geology*. – 2005. – V. 76. – P. 191–208.

330. Blyakharchuk, T. A. Late-glacial and Holocene vegetational changes on the Ulagan high-mountain plateau, Altai Mountains, southern Siberia / T. A. Blyakharchuk, H. E. Wright, P. S. Borodavko [et al.] // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2004. – V. 209. – P. 259–279.

331. Boch, R. A Lateglacial travertine deposit in Eastern Tyrol (Austria) / R. Boch, C. Spötl, J. M. Reitner, J. Kramers // *Austrian Journal of Earth Sciences*. – 2005. – V. 98. – P. 78-91.

332. Bohorquez, P. Dynamic simulation of catastrophic late Pleistocene glacial-lake drainage, Altai Mountains, central Asia / P. Bohorquez, P. A. Carling, J. Herget // *International Geology Review*. – 2016. – V. 58(14). – P. 1795–1817.

333. Bonilla, M. G. Statistical relations among earthquake magnitude, surface rupture length, and surface fault displacement / M. G. Bonilla, R. K. Mark, J. J. Lienkaemper // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1984. – V. 74. – No. 6. – P. 2379–2411.

334. Bowman, D. Load structure seismites in the Dead Sea area, Israel: chronological benchmarking with ¹⁴C dating. Near east chronology: archaeology and environment / D. Bowman, H. J. Bruins, J. van der Plicht // *Radiocarbon*. – 2001. – V. 43. – No 3. – P. 1383–1390.

335. Bowman, D. Late-Pleistocene seismites from Lake Issyk-kul, the Tien Shan range, Kyrgyzstan / D. Bowman, A. M. Korjenkov, N. Porat // *Sedimentary Geology*. – 2004a. – V. 163. – P. 211–228.

336. Bowman, D. Morphological response to Quaternary deformation at an intermontane basin piedmont, the northern Tien Shan, Kyrgyzstan / D. Bowman, A. M. Korjenkov, N. Porat, B. Czassny // *Geomorphology*. – 2004b. – V. 63. – P. 1–24.

337. Bryant, W. A. Fault-rupture hazard zones in California: Alquist-Priolo earthquake fault zoning act with index to earthquake fault zones maps / W. A. Bryant, E. W. Hart // *California Geological Survey*. – 2007. – Special publication 42. – 42 p.

338. Brogi, A. Faults linkage, damage rocks and hydrothermal fluid circulation: Tectonic interpretation of the Rapolano Terme travertines (southern Tuscany, Italy) in the context of Northern Apennines Neogene-Quaternary extension / A. Brogi // *Eclogae Geologicae Helvetiae*. – 2004. – V. 97. – Is. 3. – P. 307–320.

339. Brogi, A. Travertine deposition and faulting: the fault-related travertine fissure-ridge at Terme S. Giovanni, Rapolano Terme (Italy) / A. Brogi, E. Capezzuoli // *International Journal of Earth Sciences*. – 2009. – V. 98. – Is. 4. – P. 931–947.

340. Bronk Ramsey, C. OxCal Version 4.2.3: A computer program for radiocarbon calibration and analysis of archaeological and environmental chronological information [Электронный ресурс] / C. Bronk Ramsey. – University of Oxford Radiocarbon Accelerator Unit, 2013. – Режим доступа : <https://c14.arch.ox.ac.uk>.

341. Bull, W. B. Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology / W. B. Bull. – Blackwell Publishing, 2007. – 316 p.

342. Bullen, M. E. Building the Northern Tien Shan: Integrated Thermal, Structural, and Topographic Constraints / M. E. Bullen, D. W. Burbank, J. I. Garver // *Journal of Geology*. – 2003. – V. 111. – P. 149–165.

343. Bullen, M. E. Late Cenozoic tectonic evolution of the northwestern Tien Shan: New age estimates for the initiation of mountain building / M. E. Bullen, D. W. Burbank, J. I. Garver, K. Ye. Abdrakhmatov // *GSA Bulletin*. – 2001. – V. 113. – P. 1544–1559.

344. Burbank, D. W. Tectonic geomorphology / D. W. Burbank, R. S. Anderson. – Blackwell Science, 2001. – 274 p.

345. Burgette, R. J. Uplift in response to tectonic convergence: The Kyrgyz Tien Shan and Cascadia subduction zone : Ph.D. thesis / R. J. Burgette ; University of Oregon. – USA, 2008. – 242 p.

346. Buslov, M. M. Cenozoic tectonic and geodynamic evolution of the Kyrgyz Tien Shan Mountains: A review of geological, thermochronological and geophysical data / M. M. Buslov, J. De Grave, E. A. Bataleva, V. Yu. Batalev // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2007. – V. 29. – P. 205–214.

347. Buslov, M.M. Recent strike-slip deformation of the northern Tien Shan / M.M. Buslov, J. Klerkx, K. Abdrakhmatov [et al.] // *Intraplate Strike-slip Deformation Belts*. – Geological Society, London, Special Publication. – 2003. – V. 210. – P. 53–64.

348. Buslov, M. M. A Vendian–Cambrian island arc system of the Siberian continent in Gorny Altai (Russia, Central Asia) / M. M. Buslov, T. Watanabe, I. Y. Saphonova [et al.] // *Gondwana Research*. – 2002. – V. 5. – No. 4. – P. 781–800.

349. Çakir, Z. Along-strike discontinuity of active normal faults and its influence on Quaternary travertine deposition; examples from Western Turkey / Z. Çakir // *Turkish Journal of Earth Sciences*. – 1999. – V. 8. – P. 67–80.

350. Calais, E. GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994–2002): Implications for current kinematics of Asia / E. Calais, M. Vergnolle, V. San'kov [et al.] // *Journal of Geophysical Research*. – 2003. – V. 108. – No. B10. – P. 2501.

351. Campbell, G. E. Great earthquakes in low strain rate continental interiors: An example from SE Kazakhstan / G. E. Campbell, R. T. Walker, K. Abdrakhmatov [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2015. – V. 120. – P. 5507–5534.

352. 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 / G. E. Campbell, R. T. Walker, K. Abdrakhmatov [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2013. – V. 118. – P. 1–18.

353. Capezzuoli, E. Decoding tufa and travertine (fresh water carbonates) in the sedimentary record: The state of the art / E. Capezzuoli, A. Gandin, M. Pedley // *Sedimentology*. – 2014. – V. 61. – P. 1–21.

354. Carling, P. A. Morphology, sedimentology and palaeohydraulic significance of large gravel dunes, Altai Mountains, Siberia / P. A. Carling // *Sedimentology*. – 1996. – V. 43. – P. 647–664.

355. Carling, P. A. Freshwater megaflood sedimentation: What can we learn about generic processes? / P. A. Carling // *Earth-Science Reviews*. – 2013. – V. 125. – P. 87–113.

356. Carling, P. A. Late Quaternary catastrophic flooding in the Altai Mountains of south-central Siberia: a synoptic overview and introduction to flood deposit sedimentology / P. A. Carling, A. D. Kirkbride, S. Parnachov [et al.] // *Flood and Megaflood Processes and Deposits: Recent and Ancient Examples*, Special Publication 32 of the IAS. – Oxford: Blackwell Science, 2002. – P. 17–35.

357. Carling, P. A. Megaflood sedimentary fill: Altai Mountains, Siberia / P. A. Carling, I. P. Martini, J. Herget [et al.] // *Megaflooding on Earth & Mars*. – CUP, 2009. – P. 243–264.

358. Charleson, A. Seismic design for architects: outwitting the quake // A. Charleson. – Burlington: Architectural Press, 2008. – 281 p.

359. Chen, C.-S. TEM mapping along the longitudinal valley in eastern Taiwan and their tectonic implications / C.-S. Chen // *TAO*. – 1995. – V. 6. – No. 2. – P. 271–283.

360. Chikov, B. M. Post-Late Paleozoic Collisional Framework of Southern Great Altai / B. M. Chikov, S. V. Zinoviev, E. V. Deyev // *Acta Geologica Sinica*. – 2012. – V. 86. – No. 5. – P. 1093–1104.

361. Chu, J. J. Geoelectric signals in China and the earthquake generation process / J. J. Chu, X. Gui, J. Dai [et al.] // *Journal of Geophysical Research*. – 1996. – V. 101. – No. B6. – P. 13,869–13,882.

362. Craig, T. J. Evidence for the release of long-term tectonic strain stored in continental interiors through intraplate earthquakes / T. J. Craig, E. Calais, L. Fleitout [et al.] // *Geophysical Research Letters*. – 2016. – V. 43. – doi:10.1002/2016GL069359.

363. Cunningham, D. Structural and topographic characteristics of restraining bend mountain ranges of the Altai, Gobi Altai and easternmost Tien Shan / D. Cunningham // *Geological Society, London, Special Publications*. – 2007. – V. 290. – P. 219–237.

364. Copley, A. Unexpected earthquake hazard revealed by Holocene rupture on the Kenchreai Fault (central Greece): Implications for weak sub-fault shear zones / A. Copley, C. Grützner, A. Howell [et al.] // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2018. V. 486. – P. 141–154.

365. De Batist, M. Bathymetry and sedimentary environments of Lake Issyk-Kul, Kyrgyz Republic (Central Asia): a large, high-altitude, tectonic lake / M. De Batist, Y. Imbo, P. Vermeesch [et al.] // *Lake Issyk-Kul: its natural environment*. – Netherlands: Kluwer Academic Publishers, NATO ASI Series, 2002. – P. 101–123.

366. Deev, E. Large ancient earthquakes in the western Issyk-Kul basin (Kyrgyzstan, northern Tien Shan) / E. Deev, A. Korzhenkov, I. Turova [et al.] // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2018a. – V. 166. P. 48–65.

367. Deev, E. V. Unknown large ancient earthquakes along the Kurai fault zone (Gorny Altai): new results of palaeoseismological and archaeoseismological studies / E. V. Deev, I. V. Turova, A. P. Borodovskiy [et al.] // *International Geology Review*. – 2017. – V. 59. – Is. 3. – P. 293–310.

368. Deev, E. Large earthquakes in the Katun fault zone (Gorny Altai): paleoseismological and archaeoseismological evidence/ E. Deev, I. Turova, A. Borodovskiy [et al.] // *Quaternary Science Reviews*. – 2018b.

369. De Filippis, L. The origin and growth of a recently-active fissure ridge travertine over a seismic fault, Tivoli, Italy / L. De Filippis, E. Anzalone, A. Billi [et al.] // *Geomorphology*. – 2013. – V. 195. – P. 13–26.

370. De Grave, J. Meso-Cenozoic evolution of mountain range – intramontane basin systems in the Southern Siberian Altai mountains by apatite fission-track thermochronology / J. De Grave, M. M. Buslov, P. Van den haute [et al.] // *Thrust Belts and Foreland Basins, Frontiers in Earth Sciences*. – Berlin Heidelberg, 2007. – P. 457–470.

371. De Grave, J. Thermo-tectonic history of the Issyk Kul basement (Kyrgyz Northern Tien Shan, Central Asia) / J. De Grave, S. Glorie, M. M. Buslov [et al.] // *Gondwana Research*. – 2013. – V. 23. – Is. 3. – P. 998–1020.

372. Dehandschutter, B. Structural evolution of the Teletsk graben (Russian Altai) / B. Dehandschutter, E. Vysotsky, D. Delvaux [et al.] // *Tectonophysics*. – 2002. – V. 351. – P. 139–167.

373. Deines, P. The isotopic composition of reduced organic carbon / P. Deines // *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. – Amsterdam: Elsevier, 1980. – P. 329–406.

374. Delvaux, D. Basin evolution in a folding lithosphere: Altai–Sayan and Tien Shan belts in Central Asia / D. Delvaux, S. Cloetingh, F. Beekman [et al.] // *Tectonophysics*. – 2013. – V. 602. – P. 194–222.

375. Deyev, E. V. Morphotectonics of the basement surface of the West-Siberian basin within Nadym-Tazovsk interfluve / E. V. Deyev, S. V. Zinoviev // *Geotectonica et Metallogenia*. – 2003. – V. 27. – № 1–2. – P. 11–23.

376. Di Vita, A. Archaeologists and earthquakes: the case 365 A.D. / A. Di Vita // *Annali di geofisica*. – 1995. – V. XXXVIII. – No 5–6. – P. 971–976.

377. Dobretsov, N. L. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plumes / N. L. Dobretsov, M. M. Buslov, D. Delvaux [et al.] // *International Geology Review*. – 1996. – V. 38. – P. 430–466.

378. Dong, S. Paleoseismic observations along the Langshan range-front fault, Hetao Basin, China: Tectonic and seismic implications / S. Dong, P. Zhang, W. Zheng [et al.] // *Tectonophysics*. – 2018. – V. 730. – P. 63–80.
379. Dorbath, C. Geological and seismological field observations in the epicentral region of the 27 September 2003 Mw 7.2 Gorny Altay earthquake (Russia) / C. Dorbath, J. Van Der Woerd, S. S. Arefiev [et al.] // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 2008. – V. 98. – P. 2849–2865.
380. Dujardin, J.-R. GPR measurements to assess the Emeelt active fault's characteristics in a highly smooth topographic context, Mongolia / J.-R. Dujardin, M. Bano, A. Schlupp [et al.] // *Geophysical Journal International*. – 2014. – doi:10.1093/gji/ggu130.
381. Dumitru, T. A. Uplift, exhumation, and deformation in the Chinese Tian Shan, in *Paleozoic and Mesozoic Tectonic Evolution of Central and Eastern Asia* / T. A. Dumitru, D. Zhou, E. Z. Chang [et al.] // *Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of central Asia: From continental assembly to intracontinental deformation*. – Boulder: Geological Society of America Memoir, 2001. – V.194. – P. 71–99.
382. Erol, S. Ç. Travertine occurrences along major strike-slip fault zones: structural, depositional and geochemical constraints from the Eastern Anatolian Fault System (EAFS), Turkey / S. Ç. Erol, M. Özkul, E. Aksoy [et al.] // *Geodinamica Acta*. – 2015. – V. 27. – Is. 2–3. – P. 155–174.
383. Faccenna, C. Late Pleistocene depositional cycles of the Lapis Tiburtinus travertine (Tivoli, central Italy): possible influence of climate and fault activity / C. Faccenna, M. Soligo, A. Billi [et al.] // *Global and Planetary Change*. – 2008. – V. 63. – P. 299–308.
384. Ferraris, F. DEM analyses and morphotectonic interpretation: the Plio-Quaternary evolution of the eastern Ligurian Alps, Italy / F. Ferraris, M. Firpo, F. J. Pazzaglia // *Geomorphology*. – 2012. – V. 149–150. – P. 27–40.
385. Fisher, G. B. Channel planform geometry and slopes from freely available high-spatial resolution imagery and DEM fusion: Implications for channel width scalings, erosion proxies, and fluvial signatures in tectonically active landscapes / G. B. Fisher, B. Bookhagen, C. B. Amos // *Geomorphology*. – 2013. – V. 194. – P. 46–56.
386. Flores-Prieto, E. Morphotectonic interpretation of the Makuyuni catchment in Northern Tanzania using DEM and SAR data / E. Flores-Prieto, G. Quénéhervé, F. Bachofer [et al.] // *Geomorphology*. – 2015. – V. 248. – P. 427–439.
387. Fouke, B. W. Depositional facies and aqueous–solid geochemistry of travertine-depositing hot springs (Angel Terrace, Mammoth Hot Springs, Yellowstone National Park, U.S.A.) / B. W. Fouke, J. D. Farmer, D. J. Des Marais [et al.] // *Journal of Sedimentary Research*. – 2000. – V. 70. – No. 3. – P. 565–585.

388. Galadini, F. Archaeoseismology: Methodological issues and procedure / F. Galadini, K.-G. Hinzen, S. Stiros // *Journal of Seismology*. – 2006. – V. 10. – № 4. – P. 395–414.
389. Galli, P. New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction / P. Galli // *Tectonophysics*. – 2000. – V. 324. – P. 169–187.
390. Gao, M. DEM and GIS analysis of geomorphic indices for evaluating recent uplift of the northeastern margin of the Tibetan Plateau, China / M. Gao, G. Zeilinger, X. Xu [et al.] // *Geomorphology*. – 2013. – V. 190. – P. 61–72.
391. García-Tortosa, F. J. Seismically induced slump on an extremely gentle slope ($<1^\circ$) of the Pleistocene Tecopa paleolake (California) / F. J. García-Tortosa, P. Alfaro, L. Gibert, G. Scott // *Geology*. – 2011. – V. 39. – P. 1055–1058.
392. Ghose, S. The $M_s = 7.3$ 1992 Suisun, Kyrgyzstan earthquake in the Tien Shan: 2. Aftershock focal mechanisms and surface deformation / S. Ghose, R. J. Mellors, A. M. Korjenkov [et al.] // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1997. – V. 87(1). – P. 23–38.
393. Gibert, L. Superposed deformed beds produced by single earthquakes (Tecopa Basin, California): insights into paleoseismology / L. Gibert, P. Alfaro, F. J. García-Tortosa, G. Scott // *Sedimentary Geology*. – 2011. – V. 235. – P. 148–159.
394. Giner-Robles, J.L. Archaeoseismology as an emerging science / J. L. Giner-Robles, R. P. López, P. S. Barroso [et al.] // *Seguridad y Medio Ambiente*. – 2012. – No 128.
395. Gladkov, A. S. Earthquake-induced soft-sediment deformation structures in Late Pleistocene lacustrine deposits of Issyk-Kul Lake (Kyrgyzstan) / A. S. Gladkov, E. U. Lobova, E. V. Deev [et al.] // *Sedimentary Geology*. – 2016. – V. 344. – P. 112–122.
396. Glorie, S. Multi-method chronometric constraints on the evolution of the Northern Kyrgyz Tien Shan granitoids (Central Asian Orogenic Belt): From emplacement to exhumation / S. Glorie, J. De Grave, M. M. Buslov [et al.] // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2010. – V. 38. – P. 131–146.
397. Glorie, S. Structural control on Meso-Cenozoic tectonic reactivation and denudation in the Siberian Altai: Insights from multi-method thermochronometry / S. Glorie, J. De Grave, M. M. Buslov [et al.] // *Tectonophysics*. – 2012. – V. 544–545. – P. 75–92.
398. Glorie, S. Formation and Palaeozoic evolution of the Gorny–Altai–Altai–Mongolia suture zone (South Siberia): zircon U/Pb constraints on the igneous record / S. Glorie, J. De Grave, M. M. Buslov [et al.] // *Gondwana Research*. – 2011a. – V. 20. – Is. 2–3. – P. 465–484.
399. Glorie, S. Tectonic history of the Kyrgyz South Tien Shan (Atbashi-Inylchek) suture zone: The role of inherited structures during deformation-propagation / S. Glorie, J. De Grave, M. M. Buslov [et al.] // *Tectonics*. – 2011b. – V. 30. – P. TC6016.

400. Goode, J. K. Pliocene-Pleistocene initiation, style, and sequencing of deformation in the central Tien Shan / J. K. Goode, D. W. Burbank, Ch. Ormukov // *Tectonics*. – 2014. – V. 33. – P. 464–484.
401. Gradziński, M. Origin of calcite-cemented Holocene slope breccias from the Długa Valley (the Western Tatra Mountains) / M. Gradziński, R. Jach, E. Stworzewicz // *Annales Societatis Geologorum Poloniae*. – 2001. – V. 71. – P. 105–113.
402. Gratier, J.-P. How travertine veins grow from top to bottom and lift the rocks above them: The effect of crystallization force / J.-P. Gratier, E. Frery, P. Deschamps [et al.] // *Geology*. – 2012. – V. 40. – No. 11. – P. 1015–1018.
403. Gregersen, S. Earthquakes and change of stress since the ice age in Scandinavia / S. Gregersen // *Bulletin of the Geological Society of Denmark*. – 2002. – V. 49. – P. 73–78.
404. Guo, L. Aragonite laminae in hot water travertine crusts, Rapolano Terme, Italy / L. Guo, R. Riding // *Sedimentology*. – 1992. – V. 39. – P. 1067–1079.
405. Guo, L. Hot-spring travertine facies and sequences, Late Pleistocene, Rapolano Terme, Italy / L. Guo, R. Riding // *Sedimentology*. – 1998. – V. 45. – P. 163–180.
406. Gürer, A. Relation between electrical resistivity and earthquake generation in the crust of West Anatolia, Turkey / A. Gürer, M. Bayrak // *Tectonophysics*. – 2007. – V. 445. – P. 49–65.
407. Hampel, A. Response of faults to climate-driven changes in ice and water volumes on Earth's surface / A. Hampel, R. Hetzel, G. Maniatis // *Philosophical Transactions Royal Society A*. – 2010a. – V. 368. – P. 2501–2517.
408. Hampel, A. Slip rate variation on faults during glacial loading and post-glacial unloading: Implications for the viscosity structure of the lithosphere / A. Hampel, T. Karow, G. Maniatis, R. Hetzel // *Journal of the Geological Society of London*. – 2010b. – V. 167. – P. 385–399.
409. Hancock, P. L. Travitronics: using travertines in active fault studies / P. L. Hancock, R. M. L. Chalmers, E. Altunel, Z. Çakir // *Journal of Structural Geology*. – 1999. – V. 21. – P. 903–916.
410. Havenith, H.-B. Seismic triggering of landslides, Part A: Field evidence from the Northern Tien Shan / H.-B. Havenith, A. Strom, D. Jongmans [et al.] // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. – 2003. – V. 3. – № 1–2. – P. 135–149.
411. Havenith, H. B. Tien Shan Geohazards database: earthquakes and landslides / H. B. Havenith, A. Strom, I. Torgoev [et al.] // *Geomorphology*. – 2015. – V. 249. – P. 16–31.
412. Hempton, M. R. Earthquake-induced deformational structures in young lacustrine sediments, East Anatolian Fault, southeast Turkey / M. R. Hempton, J. F. Dewey // *Tectonophysics*. – 1983. – V. 98. – P. T7–T14.

413. Hengesh, J. Characterization of surface rupture hazards for BTC pipeline fault crossings, Turkey / J. Hengesh, M. Angell, W. R. Lettis // *Proceedings of international Conference on Terrain and Geohazard Challenges Facing Onshore Oil & Gas Pipelines.* – London: ICE, 2004. – P. 348–360.
414. Herget, J. Reconstruction of Pleistocene ice-dammed lake outburst floods in the Altai Mountains, Siberia / J. Herget // *Geological Society of America.* – 2005. – Special papers 386. – 118 p.
415. Huang, W. Coupled 2D hydrodynamic and sediment transport modeling of megaflood due to glacier dam-break in Altai Mountains, Southern Siberia / W. Huang, Z. Cao, P. Carling, G. Pender // *Journal of Mountain Science.* – 2014. – V. 11(6). – P. 442–453.
416. Ibrahim, K.M. Geochemistry and Stable Isotopes of Travertine from Jordan Valley and Dead Sea Areas / K. M. Ibrahim, I. M. Makhlof, A. R. El Naqah, S. M. Al-Thawabteh // *Minerals.* – 2017. – V. 7(5). – P. 82.
417. Jewell, H. E. An ancient seismite response to Taconian far-field forces: the Cane Run Bed, Upper Ordovician (Trenton) Lexington Limestone, central Kentucky (USA) / H. E. Jewell, F. R. Etnesoehn // *Journal of Geodynamics.* – 2004. – V. 37. – P. 487–511.
418. Jibson, R. W. Use of landslides for paleoseismic analysis / R. W. Jibson // *Engineering Geology.* – 1996. – V. 43. – P. 291–323.
419. Jolivet, M. Mesozoic and Cenozoic tectonic history of the central Chinese Tian Shan: Reactivated tectonic structures and active deformation / M. Jolivet, S. Dominguez, J. Charreau [et al.] // *Tectonics.* – 2010. – V. 29. – P. TC6019.
420. Jones, B. Calcareous spring deposits in continental settings / B. Jones, R. W. Renaut // *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments, and Processes. Developments in Sedimentology, V. 61.* – Amsterdam: Elsevier, 2010. – P. 177–224.
421. Jordan, G. Extraction of morphotectonic features from DEMs: development and applications for study areas in Hungary and NW Greece / G. Jordan, B. M. L. Meijninger, D. J. J. v. Hinsbergen [et al.] // *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation.* – 2005. – V. 7 (3). – P. 163–182.
422. Joshi, D. D. Paleoliquefaction features from the Himalayan Frontal Belt, India and its implications to the status of ‘Central Seismic Gap’ / D. D. Joshi, B. John, G. C. Kandpal, P. Pande // *Journal of South Asia Disaster Studies.* – 2009. – V. 2. – P. 139–154.
423. Karakhanyan, A. Archaeoseismological studies at the temple of Amenhotep III, Luxor, Egypt / A. Karakhanyan, A. Avagyan, H. Sourouzian // *Geological Society of America.* – 2010. – Special Paper 471. – P. 199–222.
424. Kashik, S. A. Main stages and palaeogeography of Cenozoic sedimentation in the Baikal rift system (Eastern Siberia) / S. A. Kashik, V. N. Mazilov // *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine.* – 1994. – V. 18. – 453–462.

425. Kázmér, M. Distinguishing damages from two earthquakes –Archaeoseismology of a Crusader castle (Al-Marqab citadel, Syria) / M. Kázmér, B. Major // Geological Society of America. – 2010. – Special Paper 471. – P. 185–198.
426. Kele, S. Stable isotope geochemical study of Pamukkale travertines: new evidences of low-temperature non-equilibrium calcite-water fractionation / S. Kele, M. Özkul, I. Fózizs [et al.] // Sedimentary Geology. – 2001. – V. 238(1). – P. 191–212.
427. Keskinsezer, A. Geothermal Modeling of Kızılcahamam-Çamlıdere Area using 3D imaging technique / A. Keskinsezer, G. Beyhan // Geomaterials. – 2013. – V. 3. – P.126–131.
428. Koehn, D. Active transection faults in rift transfer zones: evidence for complex stress fields and implications for crustal fragmentation processes in the Western Branch of the East African Rift / D. Koehn, M. Lindenfeld, G. Rümpker [et al.] // International Journal of Earth Sciences. – 2010. – V. 99 (7). – P. 1633–1642.
429. Kokh, S. N. Heavy carbon travertine related to methane generation: A case study of the Big Tarkhan cold spring, Kerch Peninsula, Crimea / S. N. Kokh, Y. F. Shnyukov, E. V. Sokol [et al.] // Sedimentary Geology. – 2015. – V.325. – P. 26–40.
430. Kokh, S. N. Post-Late Glacial calcareous tufas from the Kurai fault zone (Southeastern Gorny Altai, Russia) / S. N. Kokh, E. V. Sokol, E. V. Deev [et al.] // Sedimentary Geology. – 2017. – V. 355. – P. 1–19.
431. Korjenkov, A. M. Seismogenic convolutions in soft lacustrine sediments of the Issyk Kul Lake, Tien Shan, Kirgizstan - Initial report / A. M. Korjenkov // Journal of Earthquake Prediction Research. – 2000. – V. 8. – № 4. – P. 514–519.
432. Korjenkov, A. M. Seismogenic destruction of the Kamenka medieval fortress, northern Issyk-Kul region, Tien Shan (Kyrgyzstan) / A. M. Korjenkov, J. R. Arrowsmith, C. Crosby [et al.] // Journal of Seismology. – 2006a. – No. 10. – P. 431–442.
433. Korjenkov, A. Traces of Ancient Earthquakes in Medieval Cities Along the Silk Road, Northern Tien Shan and Dzhungaria / A. Korjenkov, K. Baipakov, C. Chang [et al.] // Turkish Journal of Earth Sciences. – 2003. – V. 12. – P. 241–261.
434. Korjenkov, A.M. Long-term preservation of paleoseismic deformations as a tool for revealing traces of ancient seismic catastrophes (on example of Chon-Kemin Valley, Kyrgyzstan) / A.M. Korjenkov, V.A. Kovalenko, S.F. Usmanov // Proceedings of the 7th International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography, Kartographische Bausteine. – Dresden, 2004a. – Band 23. – P. 137–153.
435. Korjenkov, A. M. Rock avalanches and Landslides formed in result of strong Suusamy (1992, M = 7.4) earthquake in the northern Tien Shan e test structures for mapping of paleoseismic deformations by satellite images / A.M. Korjenkov, E. Mamyrov, M. Omuraliev [et al.] // Proceedings

of the 7th International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography, Kartographische Bausteine. – Dresden, 2004b. – Band 23. – P. 117–135.

436. Korjenkov, A. M. Field excursion guidebook. International training course «Seismology and Seismic Hazard Assessment» / A. M. Korjenkov, W. Michajljow, H.-U. Wetzel [et al.]. – Bischkek-Potsdam: GFZ-ZAIAG, 2006b. – 112 p.

437. Korjenkov, A. M. Earthquake characteristics reconstructed from archeological damage patterns: Shivta, the Negev Desert, Israel / A. M. Korjenkov, E. Mazor // Israel Journal of Earth Sciences. – 1999a. – V. 48. – P. 265–282.

438. Korjenkov, A. M. Seismogenic origin of the ancient Avdat Ruins, Negev Desert, Israel / A. M. Korjenkov, E. Mazor // Natural Hazards. – 1999b. – V. 18. – P. 193–226.

439. Korjenkov, A. M. Archeoseismology in Mamshit (Southern Israel): cracking a millennia-old code of earthquakes preserved in Ancient ruins / A. M. Korjenkov, E. Mazor // Archäologischer Anzeiger. – 2003. – No 2. – P. 51–82.

440. Korjenkov, A. M. Diversity of earthquakes destruction patterns: the Roman-Byzantine Ruins of Haluza, Negev Desert, Israel / A. M. Korjenkov, E. Mazor // Archäologischer Anzeiger. – 2005. – No 2. – P. 1–15.

441. Korjenkov, A. M. Parameters of the Strong Paleoearthquakes Along the Talas-Fergana Fault, the Kyrgyz Tien Shan / A. M. Korjenkov, D. Rust, A. Tibaldi, S. V. Abdieva // Earthquake research and analysis - seismology, seismotectonic and earthquake geology. – INTECH, 2012. – P. 33–84.

442. Korjenkov, A. M. Archeoseismological study at Hujayrat Al-Ghuzlan, southern Wadi Araba, Jordan: Seismic destruction of Chalcolithic–Early Bronze structures / A. M. Korjenkov, K. Schmidt // Prehistoric Aqaba I. – Rahden: Orient-Archeologie, Verlag Marie Leidorf, 2009. – P. 79–97.

443. Korzhenkov, A. M. Underestimated seismic hazard in the south of the Issyk-Kul Lake region (Northern Tien Shan) / A. M. Korzhenkov, E. V. Deev // Geodesy and Geodynamics. – 2017. – V. 8. – Is. 3. – P. 169–180.

444. Kozhurin, A. I. Active faulting at the Eurasian, North American and Pacific plates junction / A. I. Kozhurin // Tectonophysics. – 2004. – V. 380. – P. 273–285.

445. Kuenen, P. H. Experiments in Geology / P. H. Kuenen // Transactions of the Geological Society of Glasgow. – 1958. – V. 23. – P. 1–28.

446. Kukkonen, I. T. Postglacial Faults in Fennoscandia: Targets for scientific drilling / I. T. Kukkonen, O. Olesen, M. V. S. Ask, the PFDP Working Group // GFF. – 2010. – V. 132. – P. 71–81.

447. Kuribayashi, E. Brief review of liquefaction during earthquakes in Japan / E. Kuribayashi,

F. Tatsuoka // *Soils and Foundations*. – 1975. – V. 15. – P. 81–92.

448. Lehmkuhl, F. Luminescence chronology of fluvial and aeolian deposits in the Russian Altai (Southern Siberia) / F. Lehmkuhl, A. Zander, M. Frechen // *Quaternary Geochronology*. – 2006. – V. 2. – P. 195–201.

449. Landgraf, A. Repeated large-magnitude earthquakes in a tectonically active, low-strain continental interior: The northern Tien Shan, Kyrgyzstan / A. Landgraf, A. Dzhumabaeva, K. E. Abdrakhmatov [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2016. – V. 121. – P. 3888–3910.

450. Le Pichon, X. Kinematics, topography, shortening and extrusion in the India–Eurasia collision / X. Le Pichon, M. Fournier, L. Jolivet // *Tectonics*. – 1992. – V. 11. – P. 1085–1098.

451. Leverington, D. W. A GIS method for reconstruction of late Quaternary landscapes from isobase data and modern topography / D. W. Leverington, J. T. Teller, J. D. Mann // *Computers & Geosciences*. – 2002. – V. 28 (5). – P. 631–639.

452. Liu, Z. Hydrochemical and isotope characteristics of spring water and travertine in the Baishuitai area (SW China) and their meaning for paleoenvironmental reconstruction / Z. Liu, M. Zhang, Q. Li, S. You // *Environmental Geology*. – 2003. – V. 44. – P. 698–704.

453. Liu, Y. A preliminary analysis of the formation of travertine and travertine cones in the Jifei hot spring, Yunnan, China / Y. Liu, X. Zhou, B. Fang [et al.] // *Environmental Earth Sciences*. – 2012. – V. 66. – P. 1887–1896.

454. Liu-Zeng, J. Variability in magnitude of paleoearthquakes revealed by trenching and historical records, along the Haiyuan Fault, China / J. Liu-Zeng, Y. Shao, Y. Klinger [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2015. – V. 120. – P. 8304–8333.

455. Logatchev, N. A. History and geodynamics of the Lake Baikal rift in the context of the Eastern Siberia rift system: a review / N. A. Logatchev // *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*. – 1993. – V. 17. – P. 353–370.

456. Lowe, D. R. Water escape structures in coarse-grained sediments / D. R. Lowe // *Sedimentology*. – 1975. – V. 22. – P. 157–204.

457. Lunina, O. V. Seismically induced clastic dikes as a potential approach for the estimation of the lower-bound magnitude/intensity of paleoearthquakes / O. V. Lunina, A. S. Gladkov // *Engineering Geology*. – 2015. – V. 195. – P. 206–213.

458. Lunina, O. V. Soft-sediment deformation structures induced by strong earthquakes in southern Siberia and their paleoseismic significance / O. V. Lunina, A. S. Gladkov // *Sedimentary Geology*. – 2016. – V. 344. – P. 5–19.

459. Lunina, O. V. Geometry of the fault zone of the 2003 Ms.=7.5 Chuya earthquake and associated stress fields, Gorny Altai / O. V. Lunina, A. S. Gladkov, I. S. Novikov [et al.] // *Tectonophysics*. – 2008. – V. 453. – P. 276–294.
460. Lunina, O. V. Tectonic and geoelectric structures of rift basins in the Baikal region / O. V. Lunina, N. N. Nevedrova, A. S. Gladkov // *Comptes Rendus Geoscience*. – 2012. – V. 344. – P. 149–158.
461. Macaulay, E. A. Cenozoic deformation and exhumation history of the Central Kyrgyz Tien Shan / E. A. Macaulay, E. R. Sobel, A. Mikolaichuk [et al.] // *Tectonics*. – 2014. – V. 33. – Is. 2. – P. 135–165.
462. Macaulay, E. A. Thermochronologic insight into late Cenozoic deformation in the basement-cored Terskey Range Kyrgyz Tien Shan / E. A. Macaulay, E. R. Sobel, A. Mikolaichuk [et al.] // *Tectonics*. – 2013. – V. 32. – Is. 3. – P. 487–500.
463. Mackey, K. G. Seismicity Map of Eastern Russia / K. G. Mackey, K. Fujita, H. E. Hartse [et al.] // *Seismological Research Letters*. – 2010. – V. 81. – P. 761–768.
464. Maouche, S. Tectonic and Hydrothermal Activities in Debagh, Guelma Basin (Algeria) / S. Maouche, A. Abtout, N.-E. Merabet [et al.] // *Journal of Geological Research*. – 2013. – Article ID 409475. – 13 p.
465. Marco, S. Recognition of earthquake-related damage in archaeological sites: examples from the Dead Sea fault zone / S. Marco // *Tectonophysics*. – 2008. – V. 453. – P. 148–156.
466. Martin-Algarra, A. Sedimentary patterns in perched spring travertines near Granada (Spain) as indicators of the paleohydrological and palaeoclimatical evolution of a karst massif / A. Martin-Algarra, M. Martin-Martin, B. Andreo [et al.] // *Sedimentary Geology*. – 2003. – V. 161. – P. 217–228.
467. Martínez-Díaz, J. J. Using travertine deformations to characterize paleoseismic activity along an active oblique-slip fault: the Alhama de Murcia fault (Betic Cordillera, Spain) / J. J. Martínez-Díaz, J. L. Hernández-Enrile // *Acta Geologica Hispanica*. – 2001. – V. 36. – Is. 3–4. – P. 297–313.
468. Martínez-Martínez, J. M. Active transfer fault zone linking a segmented extensional system (Betics, southern Spain): Insight into heterogeneous extension driven by edge delamination / J. M. Martínez-Martínez, G. Booth-Rea, J. M. Azañón, F. Torcal // *Tectonophysics*. – 2006. V. 422. – P. 159–173.
469. Mazumder, R. Soft-sediment deformation structures in the Earth's oldest seismites / R. Mazumder, A. J. van Loon, M. Arima // *Sedimentary Geology*. – 2006. – V. 186. – P. 19–26.
470. McCalpin, J. P. *Paleoseismology* / ed. J. P. McCalpin. – San Diego: Academic Press, 1996. – 588 p.

471. Mellors, R. J. The $M_S = 7.3$ 1992 Suusamy, Kyrgyzstan, earthquake: 1. Constraints on fault geometry and source parameters based on aftershocks and body-wave modeling / R. J. Mellors, F. L. Vernon, G. L. Pavlis [et al.] // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1997. – V. 87. – P. 11–22.

472. Mesci, B. L. The Evolution of Travertine Masses in the Sivas Area (Central Turkey) and Their Relationships to Active Tectonics / B. L. Mesci, H. Gürsoy, O. Tatar // *Turkish Journal of Earth Sciences*. – 2008. – V. 17. – P. 219–240.

473. Minissale, A. Geochemistry of Quaternary travertines in the region north of Rome (Italy): structural, hydrologic, and paleoclimatic implications / A. Minissale, D. M. Kerrick, G. Magro [et al.] // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2002. – V. 203(2). – P. 709–728.

474. Moernaut, J. Fluidization of buried mass-wasting deposits in lake sediments and its relevance for paleoseismology: results from a reflection seismic study of lakes Villarrica and Calafquen (south-Central Chile) / J. Moernaut, M. Batist, K. Heirman [et al.] // *Sedimentary Geology*. – 2009. – V. 213. – P. 121–135.

475. Mohajjel, M. Quaternary travertine ridges in the Lake Urmia area: active extension in NW Iran / M. Mohajjel, K. Taghipour // *Turkish Journal of Earth Sciences*. – 2014. – V. 23. – P. 602–614.

476. Molnar, P. Seismic moments of major earthquakes and the rate of shortening across the Tien Shan / P. Molnar, S. Ghose // *Geophysical Research Letters*. – 2000. – V. 27. – P. 2377–2380.

477. Molnar, P. Cenozoic tectonics of Asia: effect of a continental collision / P. Molnar, P. Tapponnier // *Science*. – 1975. – V. 189. – № 4201. – P. 419–426.

478. Monaco, C. Faulting and effects of earthquakes on Minoan archaeological sites in Crete (Greece) / C. Monaco, L. Tortorici // *Tectonophysics*. – 2004. – V. 382. – P. 103–116.

479. Montenat, C. Relations entre déformations synsédimentaires et paléoséismicité dans le Messinien de San Miguel de Salinas (Cordillères bétiques orientales, Espagne) / C. Montenat // *Bull. Soc. Géol. France*. – 1980. – V. 12. – P. 501–509.

480. Montenat, C. Seismites: An attempt at critical analysis and classification / C. Montenat, P. Barrier, P. O. d'Estevou, C. Hibschi // *Sedimentary Geology*. – 2007. – V. 196. – P. 5–30.

481. Moretti, M. Modelling seismites with a digital shaking table / M. Moretti, P. Alfaro, O. Caselles, J. A. Canas // *Tectonophysics*. – 1999. – V. 304. – P. 369–383.

482. Moretti, M. Liquefaction features interpreted as seismites in the Pleistocene fluvio-lacustrine deposits of the Neuquén Basin (Northern Patagonia) / M. Moretti, A. Ronchi // *Sedimentary Geology*. – 2011. – V. 235. – P. 200–209.

483. Moretti, M. Restrictions to the application of 'diagnostic' criteria for recognizing ancient seismites / M. Moretti, A. J. Van Loon // *Journal of Palaeogeography*. – 2014. – V. 3. – P. 162–173.

484. Muir Wood, R. Extraordinary deglaciation reverse faulting in northern Fennoscandia / R. Muir Wood // *Earthquakes at North-Atlantic passive margins: neotectonics and postglacial rebound*. – Netherland, Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1989. – P. 141–173.

485. Muir-Wood, R. Neohydrotectonics / R. Muir-Wood // *Zeitschrift Geomorphologie Supplementary*. – 1993. – V. 94. – P. 275–284.

486. Netoff, D. Seismogenically induced fluidization of Jurassic erg sands, south-central Utah / D. Netoff // *Sedimentology*. – 2002. – V. 49. – P. 65–80.

487. Nishikawa, O. Radiocarbon dating of residual organic matter in travertine formed along the Yumoto Fault in Oga Peninsula, northeast Japan: implications for long-term hot spring activity under the influence of earthquakes / O. Nishikawa, K. Furuhashi, M. Masuyama [et al.] // *Sedimentary Geology*. – 2012. – V. 243–244. – P. 181–190.

488. Nikonov, A. On the methodology of archaeoseismic research into historical monuments / A. Nikonov // *Engineering geology of ancient works, monuments and historical sites*. – Rotterdam: Balkema, 1988a. – P. 1315–1320.

489. Nikonov, A. A. Reconstruction of the main parameters of old large earthquakes in Soviet Central Asia using the paleoseismogeological method / A. A. Nikonov // *Tectonophysics*. – 1988b. – V. 147. – No 3–4. – P. 297–312.

490. Noller, J. S. Archaeoseismology. Shaking out the history of humans and earthquakes / J. S. Noller // *Earth sciences and archaeology*. – New York: Plenum, 2001. – P. 143–170.

491. Nur, A. Poseidon's Horses: Plate Tectonics and Earthquake Storms in the Late Bronze Age Aegean and Eastern Mediterranean / A. Nur, E. H. Cline // *Journal of Archaeological Science*. – 2000. – V. 27. – P. 43–63.

492. Obermeier, S. F. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis – An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes / S. F. Obermeier // *Engineering Geology*. – 1996. – V. 44. – P. 1–76.

493. Obermeier, S. F. Field occurrences of liquefaction-induced features: a primer for engineering geologic analysis of paleoseismic shaking / S. F. Obermeier, S. M. Olson, R. A. Green // *Engineering Geology*. – 2005. – V. 76. – P. 209–234.

494. Olesen, O. Neotectonic deformation in Norway and its implications: a review / O. Olesen, L. H. Blikra, A. Braathen [et al.] // *Norwegian Journal of Geology*. – 2004. – V. 84. – P. 3–34.

495. Owen, G. Deformation processes in unconsolidated sands // *Deformation of sediments and sedimentary rocks* / G. Owen // *Geological Society, London, Special Publications*. – 1987. – V. 29. – P. 11–24.

496. Owen, G. Experimental soft-sediment deformation: structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples / G. Owen // *Sedimentology*. – 1996. – V. 43. – P. 279–293.
497. Owen, G. Load structures: gravity-driven sediment mobilization in the shallow subsurface / G. Owen // Geological Society, London, Special Publications. – 2003. – V. 216. – P. 21–34.
498. Owen, G. Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands / G. Owen, M. Moretti // *Sedimentary Geology*. – 2011. – V. 235. – P. 141–147.
499. Owen, G. Recognising triggers for soft sediment deformation: current understanding and future directions / G. Owen, M. Moretti, P. Alfaro // *Sedimentary Geology*. – 2011. – V. 235. – P. 133–140.
500. Özkul, M. Comparison of the Quaternary travertine sites in the Denizli extensional basin based on their depositional and geochemical data / M. Özkul, B. Varol, M. C. Alçiçek // *Sedimentary Geology*. – 2013. – V. 294. – P. 179–204.
501. Özkul, M. Depositional environments and petrography of Denizli travertines / M. Özkul, B. Varol, M. C. Alçiçek // *Bulletin of The Mineral Research and Exploration*. – 2002. – V. 125. – P. 13–29.
502. Pantosti, D. Paleoseismological trenching across the Atalanti Fault (Central Greece): Evidence for the Ancestors of the 1894 Earthquake during the Middle Ages and Roman Times / D. Pantosti, P. M. De Martini, D. Papanastassiou [et al.] // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 2004. – V. 94. – No. 2. – P. 531–549.
503. Pantosti, D. Paleoseismology of great earthquakes of the Late Holocene / D. Pantosti, R. S. Yeats // *Annali di Geofisica*. – 1993. – V. XXXVI. – № 3–4. – P. 237–257.
504. Papathanassiou, G. Liquefaction case histories and empirical relations of earthquake magnitude versus distance from the boarder Aegean region / G. Papathanassiou, S. Pavlides, B. Charitaras, K. Pitilakis // *Journal of Geodynamics*. – 2005. – V. 40. – P. 257–278.
505. Papazachos, B. C. Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes / B. C. Papazachos, E. M. Scordilis, D. G. Panagiotopoulos [et al.] // *Bulletin of the Geological Society of Greece*. – 2004. – V. XXXVI. – P. 1482–1489.
506. Park, S. K. Structural constraints in neotectonic studies of thrust faults from the magnetotelluric method, Kochkor Basin, Kyrgyz Republic / S. K. Park, S. C. Thompson, A. Rybin [et al.] // *Tectonics*. – 2003. – V. 22. – P. 1013.
507. Pentecost, A. Travertine / A. Pentecost. – Berlin: Springer-Verlag, 2005. – 446 p.
508. Pentecost, A. A. Review and Reassessment of Travertine Classification / A. Pentecost, H. Viles // *Géographie physique et Quaternaire*. – 1994. – V. 48. – No. 3. – P. 305–314.

509. Plaziat, J.-C. Seismic deformation structures (seismites) in the syn-rift sediments of the NW Red Sea (Egypt) / J.-C. Plaziat, B. H. Purser, E. Philobos // *Bull. Soc. Geol. France.* – 1990. – V. VI. – № 3. – P. 419–434.
510. Prentice, I. C. J. Mediterranean vegetation, lake level and paleoclimate at the last glacial maximum / I. C. J. Prentice, J. Guiot, S. P. Harrison // *Nature.* – 1992. – V. 360. – P. 658–660.
511. Rana, N. Soft sediment deformation structures and their implications for Late Quaternary seismicity on the South Tibetan Detachment System, Central Himalaya (Uttarakhand), India / N. Rana, F. Bhattacharya, N. Basavaiah [et al.] // *Tectonophysics.* – 2013. – V. 592. – P. 165–174.
512. Rapp, G. Assessing archaeological evidence for seismic catastrophes / G. Rapp // *Geoarchaeology.* – 1986. – V. 1. – P. 365–379.
513. Reimer, P. J. IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,000 Years cal BP / P. J. Reimer, E. Bard, A. Bayliss [et al.] // *Radiocarbon.* – 2013. – V. 55. – P. 1869–1887.
514. Reuther, A. U. Constraining the timing of the most recent cataclysmic flood event from ice-dammed lakes in the Russian Altai Mountains, Siberia, using cosmogenic in situ ^{10}Be / A. U. Reuther, J. Herget, S. Ivy-Ochs [et al.] // *Geology.* – 2006. – V. 34. – P. 913–916.
515. Rizza, M. Earthquake geology of the Bulnay fault (Mongolia) / M. Rizza, J.-F. Ritz, C. Prentice [et al.] // *Bulletin of the Seismological Society of America.* – 2005. – V. 105. – No. 1. – P. 72–93.
516. Rodríguez-Pascua, M. A. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene / M. A. Rodríguez-Pascua, J. P. Calvo, G. De Vicente, D. Gómez-Gras // *Sedimentary Geology.* – 2000. – V. 135. – P. 117–135.
517. Rodríguez-Pascua, M. A. A comprehensive classification of Earthquake Archaeological Effects (EAE) in archaeoseismology: Application to ancient remains of Roman and Mesoamerican cultures / M. A. Rodríguez-Pascua, R. Pérez-López, J. L. Giner-Robles [et al.] // *Quaternary International.* – 2011. – V. 242. – P. 20–30.
518. Rogozhin, E. A. Paleoseismological investigations on the territory of Russian (Gorny) Altai / E. A. Rogozhin, B. M. Bogachkin, Y. V. Nechaev [et al.] // *Journal of Earthquake Prediction Research.* – 1998. – V. 7. – P. 391–413.
519. Rossetti, D. F. Soft-sediment deformation structures in late Albian to Cenomanian deposits, São Luís Basin, northern Brazil: evidence for palaeoseismicity / D. F. Rossetti // *Sedimentology.* – 1999. – V. 46. – P. 1065–1081.
520. Rudersdorf, A. Seismites as indicators for Holocene seismicity in the northeastern Ejina Basin, Inner Mongolia / A. Rudersdorf, K. Hartmann, K. Yu [et al.] // *Geological Society, London, Special Publications.* – 2017. – V. 432. – P. 213–231.

521. Rudoy, A. N. Glacier-dammed lakes and geological work of glacial superfloods in the Late Pleistocene, Southern Siberia, Altai Mountains / A. N. Rudoy // *Quaternary International*. – 2002. – V. 87. – P. 119–140.

522. Rudoy, A. N. Sedimentary effects of cataclysmic Late Pleistocene glacial outburst flooding, Altai Mountains, Siberia / A. N. Rudoy, V. R. Baker // *Sedimentary Geology*. – 1993. – V. 85. – P. 53–62.

523. Sant'Anna, L. G. The Paleocene travertine system of the Itaboraí basin, Southeastern Brazil / L. G. Sant'Anna, C. Riccomini, B. H. Rodrigues-Francisco [et al.] // *Journal of South American Earth Sciences*. – 2004. – V. 18. – P. 11–25.

524. Schwartz, D. P. Fault behaviour and characteristic earthquakes: examples from the Wasatch and San Andreas faults / D. P. Schwartz, K. J. Coppersmith // *Journal of Geophysical Research*. – 1984. – V. 89. – P. 5681–5698.

525. Seilacher, A. Fault-graded bends interpreted as seismites / A. Seilacher // *Sedimentology*. – 1969. – V. 13. – P. 155–159.

526. Selander, J. Inherited strike-slip faults as an origin for basement-cored uplifts: Example of the Kungey and Zailiskey ranges, Northern Tien Shan : M.S. Thesis / J. Selander ; University of North Carolina. – Chapel Hill, 2008. – 73 p.

527. Selander, J. Inherited strike-slip faults as an origin for basement-cored uplifts: Example of the Kungey and Zailiskey ranges, northern Tian Shan / J. Selander, M. Oskin, Ch. Ormukov, K. Abdrakhmatov // *Tectonics*. – 2012. – V. 31. – P. TC4026.

528. Shahzad, F. TecDEM: a MATLAB based toolbox for tectonic geomorphology, Part 1: drainage network preprocessing and stream profile analysis / F. Shahzad, R. Gloaguen // *Computer & Geosciences*. – 2011a. – V. 37(2). – P. 250–260.

529. Shahzad, F. TecDEM: a MATLAB based toolbox for tectonic geomorphology, Part 2: surface dynamics and basin analysis / F. Shahzad, R. Gloaguen // *Computer & Geosciences*. – 2011b. – V. 37(2). – P. 261–271.

530. Silva, P. G. Archaeoseismic record at the ancient Roman city of Baelo Claudia (Cádiz, south Spain) / P. G. Silva, F. Borja, C. Zazo [et al.] // *Tectonophysics*. – 2005. – V. 408. – P. 129–146.

531. Sims, J. D. Earthquake-induced structures in sediments of Van Norman Lake, San Fernando, California / J. D. Sims // *Science*. – 1973. – V. 182. – P. T43–T45.

532. Sims, J. D. Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments / J. D. Sims // *Tectonophysics*. – 1975. – V. 29. – P. 141–152.

533. Sintubin, M. Archaeoseismology: Past, present and future / M. Sintubin // *Quaternary International*. – 2011. – V. 242. – P. 4–10.

534. Sintubin, M. Seismic catastrophes at the ancient city of Sagalassos (SW Turkey) and their implications for seismotectonics in the Burdur–Isparta area / M. Sintubin, P. Muchez, D. Similox-Tohon [et al.] // *Geological Journal*. – 2003. – V. 38. – P. 359–374.
535. Sobel, E. R. Cretaceous-Paleogene basaltic rocks of the Tuyon basin, NW China and the Kyrgyz Tian Shan: the trace of a small plume / E. R. Sobel, N. Arnaud // *Lithos*. – 2000. – V. 50. – P. 191–215.
536. Sobel, E. R. Exhumation of basement-cored uplifts: Example of the Kyrgyz Range quantified with apatite fission track thermochronology / E. R. Sobel, M. Oskin, D. Burbank, A. Mikolaichuk // *Tectonics*. – 2006. – V. 25. – P. TC2008.
537. Stiros, S. *Archaeoseismology* / eds. S. Stiros, R. E. Jones. – Athens: I.G.M.E. & British School at Athens, 1996. – Institute of Geology and Mineral Exploration. Fitch Laboratory Occasional Paper 7. – 268 p.
538. Tapponnier, P. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baykal Regions / P. Tapponnier, P. Molnar // *Journal of Geophysical Research*. – 1979. – V. 84. – P. 3425–3459.
539. Tatevossian, R. E. Earthquake intensity assessment based on environmental effects: principles and case studies / R. E. Tatevossian, E. A. Rogozhin, S. S. Arefiev, A. N. Ovsyuchenko // Geological Society, London, Special Publications. – 2009. – V. 316. – P. 73–91.
540. Thomas, J. C. Paleomagnetic study of Cenozoic sediments from the Zaisan basin (SE Kazakhstan) and the Chuya depression (Siberian Altai): tectonic implications for Central Asia / J. C. Thomas, R. Lanza, A. Kazansky [et al.] // *Tectonophysics*. – 2002. – V. 351. – P. 119–137.
541. Thompson, S.C. Active Tectonics in the Central Tien Shan, Kyrgyz Republic : Ph.D. thesis / S. C. Thompson ; University of Washington. – USA: Seattle, Washington, 2001.
542. Thompson, S. C. Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, central Asia / S. C. Thompson, R. J. Weldon, C. M. Rubin [et al.] // *Journal of Geophysical Research*. – 2002. – V. 107. – P. ETG 7-1–ETG 7-32.
543. Tsuchida, H. Estimation of liquefaction potential of sandy soils / H. Tsuchida, S. Hayashi // *Proceedings of the Third Joint Meeting, US-Japan Panel on Wind and Seismic Effects, UJNR*. – Tokyo, 1971. – P. 91–101.
544. Ulomov, V. Seismic hazard of northern Eurasia / V. Ulomov, L. Shumilina, V. Trifonov [et al.] // *Annali Geofis.* – 1999. – № 42. – P. 1023–1038.
545. Üner, S. Seismogenic structures in Quaternary lacustrine deposits of Lake Van (eastern Turkey) / S. Üner // *Geologos*. – 2014. – V. 20. P. 79–87.

546. Üner, S. The traces of earthquake (seismites): Examples from Lake Van deposits (Turkey) / S. Üner, Ç. Yeşilova, T. Yakupoğlu // *Earthquake research and analysis – seismology, seismotectonic and earthquake geology. – Croatia: InTech, 2012. – P. 21–32.*
547. Uysal, I. T. U-series dating and geochemical tracing of late Quaternary travertine in co-seismic fissures / I. T. Uysal, Y. Feng, J. X. Zhao [et al.] // *Earth and Planetary Science Letters. – 2007. – V. 257(3–4). – P. 450–462.*
548. Uysal, I. T. Hydrothermal CO₂ degassing in seismically active zones during the Late Quaternary / I. T. Uysal, Y. Feng, J. Zhao [et al.] // *Chemical Geology. – 2009. – V. 265. – P. 442–454.*
549. Valero-Garcés, B. L. Depositional environments of Quaternary lacustrine travertines and stromatolites from high-altitude Andean lakes, northwestern Argentina / B. L. Valero-Garcés, C. Arenas, A. Delgado-Huertas // *Canadian Journal of Earth Sciences. – 2001. – V. 38. – No. 8. – P. 1263–1283.*
550. Valtr, V. Geophysical cross-section through the Bogd fault system in the area of the Chandman rupture, SW Mongolia / V. Valtr, P. Hanžl // *Journal of Geosciences. – 2008. V. – 53. P. 193–200.*
551. Van Loon, A. J. Soft-sediment deformation structures in siliciclastic sediments: an overview / A. J. Van Loon // *Geologos. – 2009. – V. 15. – No. 1. – P. 3–55.*
552. Wang, H. Relationships between moment magnitude and fault parameters: theoretical and semi-empirical relationships / H. Wang, X. Tao // *Earthquakes Engineering and Engineering Vibration. – 2003. – V. 2. – No. 2. – P. 201–211.*
553. Wells, D. L. New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement / D. L. Wells, K. J. Coppersmith // *Bull. Seismol. Soc. Amer. – 1994. – V. 84. – Is. 4. – P. 974–1002.*
554. Wu, Z. Migrating pingos in the permafrost region of the Tibetan Plateau, China and their hazard along the Golmud–Lhasa railway / Z. Wu, P. J. Barosh, D. Hu [et al.] // *Engineering Geology. – 2005. – V. 79. – P. 267–287.*
555. Yang, C.-H. Significant resistivity changes in the fault zone associated with the 1999 Chi-Chi earthquake, west-central Taiwan / C.-H. Yang, P.-H. Cheng, J.-I. You, L. L. Tsai // *Tectonophysics. – 2002. – V. 350. – P. 299–313.*
556. Yang, S. The deformation pattern and fault rate in the Tianshan Mountains inferred from GPS observations / S. Yang, J. Li, Q. Wang // *Science in China Series D: Earth Sciences. – 2008. – V. 51. – P. 1064–1080.*
557. Yeats, R. S. *Active Faults of the World* / R. S. Yeats. – Cambridge: Cambridge University Press, 2012. – 634 p.

558. Yin, A. Cenozoic tectonic evolution of Asia: A preliminary synthesis / A. Yin // *Tectonophysics*. – 2010. – V. 488. – P. 293–325.

559. Zentmyer, R. Travertine deposits from along the South Tibetan Fault System near Nyalam, Tibet / R. Zentmyer, P. M. Myrow, D. L. Newell // *Geological Magazine*. – 2008. – V. 145. – Is. 6. – P. 753–765.

560. Zilberman, E. Changes in Holocene paleoseismic activity in the Hula pull-apart basin, Dead Sea Rift, northern Israel / E. Zilberman, R. Amit, A. Heimann, N. Porat // *Tectonophysics*. – 2000. – V. 321 (2). – P. 237–252.

561. Zubovich, A. V. GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions / A. V. Zubovich, X. Wang, Yu. G. Scherba [et al.] // *Tectonics*. – 2010. – V. 29. – P. TC6014.