

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

Чеботарев Алексей Александрович

**МОРФОТЕКТОНИКА ГОРНОГО ФРОНТА ТУНКИНСКИХ ГОЛЬЦОВ
И ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В
ТУНКИНСКОЙ СИСТЕМЕ ВПАДИН**

Специальность 1.6.1 - Общая и региональная геология. Геотектоника и
геодинамика

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
кандидат геолого-минералогических наук
Аржанников Сергей Геннадьевич

**ИРКУТСК
2023**

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
1. ГЛАВА 1. РАЗВИТИЕ НАУЧНЫХ КОНЦЕПЦИЙ ЭВОЛЮЦИИ ТУНКИНСКОЙ СИСТЕМЫ ВПАДИН (ТСВ).....	10
1.1. Начальный этап.....	10
1.1.1. Изучение осадочного комплекса.....	12
1.1.2. Изучение влияния оледенения на формирование рельефа.....	20
1.1.3. Изучение вулканизма.....	22
1.1.4. Тектонофизические исследования.....	24
1.1.5. Палеосейсмогеологические исследования.....	26
1.2. Современный этап.....	27
1.2.1. Палеосейсмогеологические исследования.....	27
1.2.2. Тектонофизические исследования.....	31
1.2.3. Изучение вулканизма.....	33
1.2.4. Изучение четвертичных оледенений.....	34
1.2.5. Исследование четвертичного осадочного заполнения впадин и стратиграфическое расчленение осадочных комплексов.....	36
1.2.6. Исследование обвально-оползневых процессов и их связи с сейсмичностью региона.....	42
1.3. Выводы, постановка проблемы.....	44
2. ГЛАВА 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ.....	46
2.1. Радиоуглеродный метод.....	47
2.2. Радиотермолюминисцентный и оптико-люминисцентный методы.....	48
2.3. Морфометрический анализ.....	50
2.4. Данные дистанционного зондирования.....	52
2.5. Описание опорных стратиграфических разрезов и седиментологический метод.....	52
2.6. Палеоихнологический метод.....	54
3. ГЛАВА 3. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ ТУНКИНСКОГО РАЗЛОМА, НА ОСНОВЕ МОРФОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА.....	54
3.1. Введение.....	54
3.2. Морфотектоническая характеристика.....	55
3.3. Эволюция ТСВ и особенности осадконакопления.....	60
3.4. Морфометрический метод.....	65
3.5. Результаты.....	71
3.5.1. Результаты морфометрического исследования.....	71
3.5.2. Долгосрочные скорости смещений.....	83
3.5.3. Возраст формирования геоморфологических структур ТСВ.....	87
3.6. Выводы.....	90
4. ГЛАВА 4. УСЛОВИЯ И ДИНАМИКА ДЕНУДАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ ВЕРХНЕГО ЯРУСА РЕЛЬЕФА НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ОБВАЛЬНО-ОПОЛЗНЕВЫХ КОМПЛЕКСОВ.....	93
4.1. Постановка проблемы, цели и задачи.....	93
4.2. Характеристика предмета исследований.....	95
4.3. Классификации обвалов и оползней.....	96
4.4. Условия формирования гравитационных и сейсмогравитационных процессов.....	98
4.5. Материалы и методика исследований.....	104
4.6. Предварительные оценки взаимосвязи обвально-оползневых процессов и сейсмичности.....	106
4.7. Объемы денудационного сноса.....	110
4.8. Выводы.....	122

5. ГЛАВА 5. ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ТУНКИНСКОЙ СИСТЕМЫ ВПАДИН: ГЕНЕЗИС, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ВОЗРАСТ.....	124
5.1. Мондинская впадина.....	125
5.1.1. Осадочный комплекс Мондинской впадины.....	126
5.1.2. Разрез Тухэрэн-Тала.....	131
5.1.3. Террасовые комплексы в долине р. Иркут в пределах Мондинской впадины.....	132
5.2. Туранская впадина.....	136
5.2.1. Разрез Шаварт Горхи.....	137
5.2.2. Разрез Алган-Гол.....	139
5.2.3. Приледниковая равнина ледника Малый Зангисан.....	141
5.3. Хойтогольская впадина и Ниловский отрог.....	144
5.3.1. Разрез Хайрхан.....	145
5.4. Тункинская впадина.....	150
5.4.1. Позднечетвертичные песчаные массивы Тункинской впадины.....	154
5.4.1.1. Белый Яр.....	154
5.4.1.2. Песчаный массив Кырен.....	156
5.4.1.3. Песчаный массив Бадары.....	157
5.4.2. Результаты.....	162
5.4.2.1. Исследование Бадарского массива.....	162
5.4.2.2. Зактуйский шурф.....	170
5.4.2.3. Гравитационные оползни и обвалы в антецедентной долине р. Иркут.....	172
5.4.2.4. Исследование террас.....	176
5.4.3. Обсуждение и выводы.....	186
5.5. Торская впадина.....	196
5.6. Общая характеристика отложений эолового генезиса в ТСВ.....	204
5.7. Выводы по главе 5.....	209
ЗАКЛЮЧЕНИЕ ПО ДИССЕРТАЦИОННОЙ РАБОТЕ.....	214
Список литературы.....	218
Приложение 1.....	242
Приложение 2.....	244

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования

Высокая степень изученности геологической истории Тункинской системы впадин (ТСВ) оставляет, тем не менее, большое количество нерешенных вопросов относительно некоторых аспектов структурной эволюции этого сегмента Байкальской рифтовой системы (БРС) и формирования рельефа. В настоящей работе представлены новые данные о строении, возрасте и динамике развития Тункинской секции БРС. Данные основаны на количественных оценках параметров рельефообразующих процессов, проведенных впервые с применением новых методов. Работа восполняет пробелы в исследованиях рельефа Тункинской системы впадин, решает дискуссионные вопросы относительно возраста и генезиса отдельных геоморфологических структур. Используемые в исследовании методы вносят вклад в понимание влияния изменений тектонического режима и климатических условий в позднем плейстоцене на геоморфологический отклик ландшафта.

Объекты исследований

Объектами наших исследований являлись элементы рельефа южного склона Тункинского хребта, являющиеся ключевыми маркерами тектонической активности Тункинского разлома: фасеты и водосборные бассейны; верхний ярус рельефа Тункинских Гольцов и хребта Хамар-Дабан; четвертичное осадочное заполнение Тункинской системы впадин, включающее речные террасы, моренные комплексы, песчаные массивы. Предметом исследований являлась совокупность процессов, формирующих рельеф, взаимосвязь эрозионных и аккумулятивных процессов в

экзолитодинамическом потоке в условиях глобального изменения климата и инверсии тектонических движений.

Цель работы

Оценка взаимосвязи процессов рельефообразования и седиментации в пределах ТСВ с активными тектоническими процессами и глобальными изменениями климата.

Основные задачи исследований

1. Определение основных параметров элементов горного фронта с использованием данных ДДЗ, для выявления закономерностей современной тектонической активности различных сегментов Тункинского разлома.
2. Определение геоморфологического отклика эрозионно-руслевой системы на тектоническую активность Тункинского разлома с использованием набора морфологических параметров водосборных бассейнов Тункинского хребта.
3. Установление взаимосвязи между морфометрическими параметрами и кинематикой различных участков Тункинского разлома.
4. Оценка долгосрочных скоростей смещения для конкретных геоморфологических сегментов горного фронта и определение возраста образования соответствующих геоморфологических структур ТСВ.
5. Определение параметров гравитационных смещений, включающих метрические и генетические характеристики.
6. Создание карты распространения обвально-оползневых тел, выявление зависимостей их распространения и приуроченности к сейсмогенерирующим структурам.
7. Проведение дистанционных исследований по оценке объемов денудационного сноса за разные периоды времени.

8. Изучение новых опорных разрезов четвертичных отложений с применением разных методов датирования для получения информации о динамике осадконакопления в ТСВ.

9. Создание модели накопления Бадарского песчаного массива в пределах погружающейся Тункинской впадины.

Методы исследования и фактический материал

Для решения поставленных задач был использован комплексный подход, включающий геолого-геоморфологические и геохронологические методы. Для получения информации о рельефе применялся морфометрический анализ, дешифрирование данных дистанционного зондирования, структурно-геоморфологический метод. Датирование исследуемых объектов проведено на основе АМС-метода (^{14}C), метода опτικο-стимулированной люминисценции (OSL).

В основу работы включены результаты полевых исследований в период 2018 – 2022 гг., седиментологический анализ новых разрезов рыхлых отложений, данные оценки возрастов OSL и ^{14}C , данные дешифрирования и моделирования на основе ЦМР, морфометрический анализ, литературные источники.

Личный вклад автора

Автор принимал участие на всех этапах исследования, при постановке целей и задач, сборе и обработке фактического материала, полученного в ходе полевых исследований в Тункинской системе впадин в 2018 – 2022 гг. Автором проведена морфометрическая оценка ключевых параметров тектонической активности Тункинского разлома и сделана оценка долгосрочных скоростей смещения по разлому, что позволило создать модель эволюции ТСВ за орогенный период. На основе анализа ДДЗ автором создана карта плотности обвальнo-оползневых тел верхнего яруса рельефа в горном обрамлении ТСВ. Также, на основе анализа ДДЗ проведена оценка объемов денудационного сноса в разных

структурных подразделениях горного обрамления ТСВ за разные периоды времени. При участии автора изучены новые разрезы четвертичных отложений разных впадин Тункинской системы, проведены исследования по оценке климатического и тектонического факторов в формировании террасового комплекса р.Иркут, выполнено изучение Бадарского песчаного массива. Автор участвовал в отборе проб для датирования, документировании новых разрезов четвертичных отложений, а также в обработке полученных результатов и интерпретации данных.

Научная новизна исследования

1. Впервые для Тункинского разлома получены количественные данные по морфометрии основных маркеров активной тектоники и долгосрочным скоростям смещений по разлому для разных сегментов.
2. На основе полученных данных о долгосрочных скоростях смещений по Тункинскому разлому создана модель эволюции ТСВ за плиоцен-четвертичный период.
3. Впервые для всей Тункинской системы проведены количественные дистанционные исследования деструктивных объектов гравитационного/сейсмогравитационного генезиса гольцовой зоны горного обрамления; построена карта концентрации обвально-оползневых тел. Создана база данных обвально-оползневых объектов.
4. Впервые оценены объемы и скорости денудационного процесса для склонов горного обрамления ТСВ за поздний плиоцен-четвертичный и поздний плейстоцен – голоценовый этапы.
5. Получены новые данные о возрасте четвертичных отложений террасовых уровней р.Иркут и песчаного массива Бадар. Предложена новая модель формирования песчаных массивов в Тункинской впадине.

Теоретическая и практическая значимость

Морфометрический анализ ключевых маркеров тектонической активности Тункинского разлома расширил представления об эволюции Тункинской системы впадин и влиянии тектонических процессов на эволюцию ландшафта. Детальное изучение и датирование разрезов верхнего чехла рыхлых отложений Тункинской системы впадин позволило провести палеогеографические реконструкции, получить новые данные о развитии юго-западной части БРС. Представленные в работе материалы по скоростям смещения по разным сегментам Тункинского разлома дополняют данные об эволюции впадин Байкальской рифтовой зоны. Результаты морфометрии главного эскарпа Тункинского разлома, оформленные в базу данных, могут быть использованы в инженерно-геологических исследованиях, направленных на определение потенциальных природных рисков. База данных сейсмогравитационных объектов гольцовой зоны горного обрамления ТСВ и построенная карта их концентрации дает представление о связи импульсных деструктивных процессов в верхнем ярусе гольцов с тектонической активностью по основным разломам, контролирующим развитие Тункинских впадин. Впервые полученные количественные данные об объемах денудационного сноса со склонов хребтов ТСВ дают представления о вкладе эродированного материала в осадочное заполнение Тункинских котловин и роли крупных обвалов и оползней в объеме денудационного сноса.

Степень достоверности и апробация результатов

Степень достоверности данных о долгосрочных скоростях смещения по сегментам Тункинского разлома, полученных в главе №3 «Тектоническая...» подтверждается тем, что они сопоставимы с аналогичными данными по скоростям смещений по разломам, полученных для других впадин Байкальской рифтовой зоны, оцененным по той же методике. Ряд выводов, сделанных в работе, основаны на новых данных абсолютного

датирования (AMS, OSL, ^{10}Be), что позволило пересмотреть представления о возрасте некоторых геоморфологических структур, например, Бадарского песчаного массива.

По результатам исследования, связанным с темой диссертации, лично и в соавторстве, было опубликовано 3 работы в рецензируемых журналах (Tectonophysics, 2 в Journal of Asian Earth Sciences), вошедшие в базу данных Web of Science, основные результаты работы докладывались на конференциях и симпозиумах: XIII и XIV Российско-монгольская международная конференция по астрономии и геофизике «Солнечно-земные связи и геодинамика байкало-монгольского региона» (Институт астрономии и геофизики АН Монголии, 2019; ИЗК СО РАН г. Иркутск, 2023); XXIV Международный симпозиум имени академика М.А. Усова студентов и молодых учёных, посвященный 75-летию Победы в Великой Отечественной войне (Томск, 2020); Всероссийское совещание с участием приглашенных исследователей из других стран «Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ», посвященное памяти профессора С.И. Шермана (Иркутск, 2021)

Основные защищаемые положения

1. Изучение морфологии горного фронта и водосборных бассейнов южного склона Тункинского хребта, зависящей от особенностей кинематики по разным сегментам Тункинского разлома, позволило определить продолжительность и скорость погружения отдельных элементов Тункинской системы впадин. Опускание Тункинской, Хойтогорской впадины и Ниловского отрога началось 3.2, 3.5 - 1.5, 1.5 млн лет назад, соответственно, и идет со средней скоростью 1.0, 0.8 и 1.0 мм / год, соответственно.
2. Площадное распределение и плотность обвалов и оползней в гольцовой зоне обрамляющих ТСВ хребтов свидетельствует об их связи с высокой тектонической активностью Тункинского разлома. Долгосрочная, среднесрочная и краткосрочная

скорости денудации южного склона Тункинских Гольцов составляют 56285 м³/г, 26736 м³/г, 89286 м³/г, соответственно, и определяются импульсными тектоническими движениями и глобальными изменениями климата.

3. Геоморфологические элементы верхнего и нижнего ярусов рельефа ТСВ формировались в условиях глобального изменения климата и тектонической инверсии на краевых участках системы. Верхняя часть осадочного чехла сложена: ледниковыми отложениями (79 - 14 тыс. л.); озерными (24 - 15 тыс. л.); эоловыми (32 тыс. л. - современность); гравитационными и сейсмогравитационными (14 тыс. л. - современность) и речными (101 тыс. л. - современность).

Соответствие паспорту специальности 1.6.1.

Согласно паспорту научной специальности 1.6.1. диссертация соответствует пунктам № 4, 8, 10, 15. В работе смоделирована схема эволюции геоморфологических структур Тункинской системы впадин, что соответствует пункту № 4: «Геодинамические модели формирования структурно-формационных комплексов (осадочных, магматических и метаморфических) применительно к конкретному региону, их сравнительная характеристика». На основании полученных в работе морфометрических данных, рассчитаны вертикальные скорости смещения по отдельным сегментам Тункинского разлома, что соответствует пункту № 8: «Изучение вертикальных и горизонтальных тектонических движений: как современных (инструментальными методами), так и древних (геологическими и палеомагнитными методами)». Также, полученные данные морфометрии основных маркеров активной тектоники позволили оценить особенности кинематики по сегментам Тункинского разлома различного простирания, что попадает под пункт № 10: «Неотектоника, изучение тектонических явления новейшего этапа развития литосферы и ее сегментов разного масштаба, с использованием для этого своих специфические методов исследования». В работе было

проведено изучение тектонических объектов, таких, как Тункинский разлом и Тункинская система впадин, что соответствует пункту № 15: «Региональная геотектоника, основанная на выделении и изучении тектонических объектов того или иного региона, страны, континента, океанического или морского бассейна».

Структура работы

Работа состоит из 5 глав и заключения (всего 217 страниц текста), списка литературы (291 источник), содержит 76 рисунков, 7 таблиц и 2 приложения.

ГЛАВА 1. РАЗВИТИЕ НАУЧНЫХ КОНЦЕПЦИЙ ЭВОЛЮЦИИ ТУНКИНСКОЙ СИСТЕМЫ ВПАДИН (ТСВ)

Байкальский рифт - активная внутриконтинентальная рифтовая система, репрезентативная структура, в строении которой отражен сложный комплекс деформаций литосферы. Понимание формирования и развития континентальных рифтов и влияния тектонических процессов на эволюцию рельефа являются важнейшими аспектами геологии и геоморфологии. Это в конечном итоге дает возможность выделять основные этапы и проводить широкомасштабные палеогеографические реконструкции. Огромное количество публикаций, касающихся различных аспектов развития Байкальской рифтовой системы (БРС), свидетельствует о нарастающем внимании к истории ее геологического развития. БРС является крупнейшей внутриконтинентальной тектонической структурой Азии длиной 2000 км, состоящей из цепочки рифтовых впадин и горного обрамления. Одним из сегментов БРС является Тункинская система впадин (рис. 1), расположенная на ее юго-западном фланге. История геологического изучения юго-западного фланга БРС насчитывает 150 лет, формирование научных представлений об эволюции ТСВ, как части Байкальской рифтовой системы проходило постепенно, с накоплением фактического материала и совершенствованием методов исследований, и условно подразделяется на два хронологических этапа: начальный и современный.

1.1. Начальный этап

Первые систематические исследования ТСВ начались с работ И.Д. Черского (Черский, 1873, 1875, 1876), во второй половине XIX-го века. Были получены первые представления о характере и геологическом возрасте осадочного заполнения впадин. И.Д. Черский был сторонником теории постепенного развития Байкальских впадин за счет углубления синклинальных складок. Он первым обнаружил третичные пресноводные отложения в Тункинской впадине и объяснил их распространением вод Байкала во впадину.

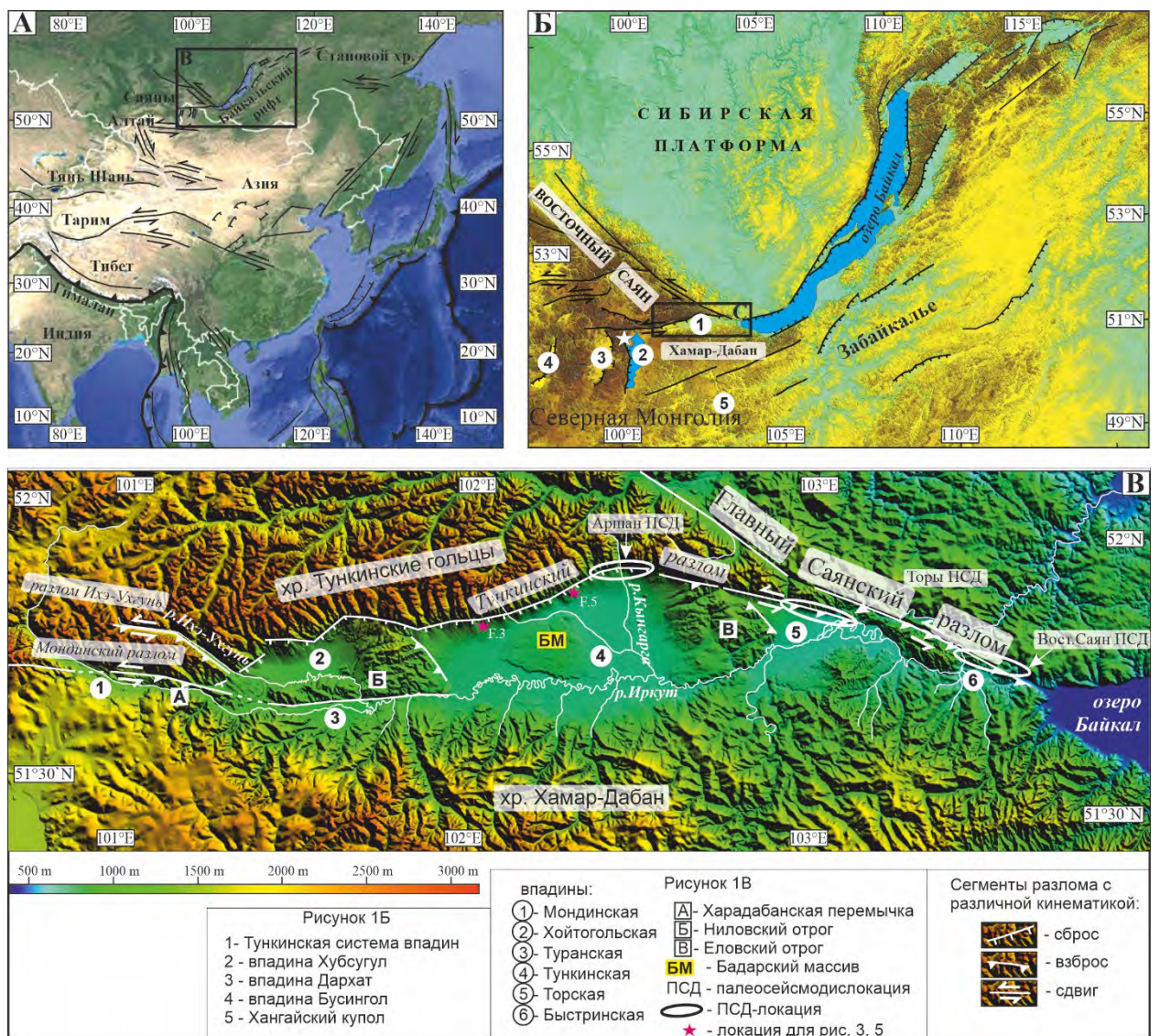


Рис. 1.1. А. Местоположение района исследований в структурах Азии. Б. Тункинская система впадин показана как элемент Байкальской рифтовой зоны, замыкающий его юго-западный фланг. В. Основные структурные элементы Тункинской системы впадин.

Отдельные сведения об осадочных породах содержатся в исследованиях П.А. Кропоткина (Кропоткин, 1875), А.Л. Чекановского (Чекановский, 1870) и др. Первые интерпретации следов оледенения в Тункинской долине относятся ко второй половине XIX века и связаны с исследованиями П.А. Кропоткина (1867, 1875). Также информация о формах рельефа, связанных с древним оледенением, содержится в трудах И.Д. Черского (1881).

Первые историографические упоминания о влиянии вулканических сил на происхождение рельефа Прибайкалья и, в частности, системы Тункинских впадин относятся к первой половине XIX века и связаны с именем путешественника А. Эрмана (Флоренсов, 1960а), охарактеризовавшего Байкал как вулканическую трещину, параллельную геологическим структурам Забайкалья и Восточного Саяна, тем самым подчеркивая их генетическую связь. Далее Н. Меглицкий, в 1855-86 гг. отмечал следы вулканов в Тункинской впадине, ошибочно определив возраст как дотретичный (Флоренсов, 1960а). В 1867 г. П.А. Кропоткин сделал описание потухших вулканов на Окинском плато и в Тункинской впадине. Информация о пластах базальтов в осадках внутри впадин Тунки содержится в отчетах А. Львова для ВСО РГО 1904, 1909 гг.

1.1.1. Изучение осадочного комплекса

С конца 30-х гг XX века начался советский этап изучения Тункинской системы впадин. В своих первых исследованиях ТСВ, В.А. Обручев (1937, 1938) подытожил данные о стратиграфии, литологии и тектонике Прибайкалья, и сделал вывод о доминирующей роли разломов сбросового типа в тектонической эволюции Прибайкалья в позднем мезозое - кайнозое. На этом этапе развития источником информации о геологическом пространстве были естественные обнажения, вскрывавшие осадочный чехол впадин на глубину до первых сотен метров. Значение биостратиграфических данных при стратиграфическом анализе еще не получило должной оценки, первые такие работы относятся к концу 40-х – 50-х гг. (Арембовский, 1958). В целом, в упомянутых

работах, антропогеновые отложения изучены довольно слабо, акценты исследователей были смещены на более древние осадки и тектонические обстановки в регионе. На это обстоятельство и необходимость комплексного подхода к изучению четвертичных отложений обратил внимание В.И. Громов (1948). Его исследования дали значительный толчок к развитию работ по изучению четвертичного периода и использованию данных о фауне четвертичных млекопитающих и археологических памятников, имеющих большое стратиграфическое и геохронологическое значение.

Комплексное, систематическое изучение осадочного чехла Тункинских впадин началось в 50-е гг. с разведочных работ с глубоким бурением, по государственной поисковой программе, трестом «Востсибнефтегеология». Скважинами было пройдено более 2 км осадков в районе д. Жемчуг в центральной части Тункинской впадины и более 1 км у ее северного борта. Материалы кернов в разное время изучали (Логачев, 1958; Флоренсов, 1960; Налетов, 1961; Мазиллов, 1972 и др.). На основании всех известных данных, включая материалы биостратиграфии, литолого-фациального анализа, Н.А. Логачевым (1958) была предложена стратиграфическая схема кайнозойских отложений впадин байкальского типа, раскрывающая этапность их эволюции. В схеме увязаны физические параметры осадков, обстановки осадконакопления и генетические особенности эволюции Байкальской рифтогенной структуры и ее Тункинской секции. Согласно схемы, все осадочное заполнение рифтовых впадин Байкальской системы делится на два последовательных комплекса соответствующий двум стадиям развития: «медленный» рифтинг, характеризующийся накоплением мелкозернистых осадков в Байкальских впадинах в палеоцен-миоценовое время, и «быстрый», которому соответствует верхняя толща грубообломочных отложений плиоцен-четвертичного возраста, свидетельствующая о наиболее активной, «новобайкальской», фазе рифтинга. Смена темпа и характера тектонических движений произошла предположительно 5-7 млн

лет назад (Логачев, 2003). Эта схема стала классической и легла в основу всех дальнейших исследований.

В 1960-е гг., в рамках решения задачи по корреляции отложений разных структурных и палеоклиматических областей, вышла серия публикаций Э.И. Равского с коллегами, (Равский, 1960; Равский, Голубева, 1960; Голубева, Равский, 1962; Равский и др. 1964; Равский, 1972), обобщающая результаты многолетних исследований четвертичных отложений юга Восточной Сибири. Работы были посвящены оценке геологической истории перигляциальной зоны в связи с историей оледенений на Севере Сибири и в горных южных провинциях, построению региональной стратиграфической схемы антропогенного периода. Проведена большая работа по изучению особенностей распространения, условий залегания, строения и состава осадочного чехла. Примененный комплексный метод с привлечением огромного массива данных споро-пыльцевого анализа, палеонтологического и археологического материала областей Восточного Саяна, Забайкалья и Средне-Сибирского плоскогорья позволил сделать историко-геологические обобщения о связи событий в ледниковой и перигляциальной зонах, климатических обстановках в этих районах в антропогене, эволюции растительного покрова и фауны млекопитающих. Детальное изучение специфических для перигляциальных районов типов отложений (лёссы, перигляциальный аллювий), ископаемых криогенных форм, комплекса палеофауны и палеофлоры позволило выделить в антропогене внеледниковой зоны Восточной Сибири 4 перигляциальных горизонта, ассоциированных с оледенениями и 3 горизонта интерстадиала, коррелирующие с данными по Западной Сибири. Результатом этой масштабной работы была разработка подробной унифицированной для Западной и Восточной Сибири региональной стратиграфической схемы, начиная с возраста максимального самаровского оледенения (Равский и др. 1964). Характеризуя отложения Тункинской системы впадин, Равский выделял в геологическом разрезе Тункинского эоплейстоцена три толщи: грубообломочную (пролювиального и озерно-

дельтового происхождения), туфогенно-осадочную и озерно-болотно-аллювиальную. Отложения неоплейстоцена разделены в схеме (Равский и др. 1964) на 2 возрастные группы, представлены ледниковыми, перигляциальными и, отложениями разделяющего их межледниковья, охарактеризованные биостратиграфическими и палеонтологическими данными. К нижней группе отнесены уровни: раннеледниковый, затронутый слабыми мерзлотными деформациями, ледниковый, флювиогляциальный, пролювиальный и озерно-ледниковый, связанные с максимальным (самаровским) оледенением, а также озерные отложения времени тазовского оледенения.

Верхняя неоплейстоценовая группа включает: озерные и речные осадки казанцевского межледниковья и перекрывающие их ледниковые, озерные и аллювиальные образования зырянского и сартанского оледенений и каргинского межледниковья. По голоценовым отложениям Тункинских впадин проведен споро-пыльцевой анализ и даны климатические характеристики региона. Суммируя данные комплексного анализа антропогенных отложений Восточной Сибири, Равский (Равский и др. 1964) пришел к выводу о существенной дифференциации природных условий в раннем плейстоцене и в межледниковые эпохи в перигляциальных провинциях региона и, с другой стороны, нивелировке условий в разных зонах во время оледенений. Также подтверждается существование нового импульса тектонической активности в позднем плейстоцене в контурах и за пределами впадин Байкальской рифтовой системы. При оценке современных позиций работ Равского и др. (1964) остается сожалеть об отсутствии в его время возможностей абсолютного датирования, что повысило бы точность возрастных определений. Но и в этом виде его работы являются фундаментом современных исследований.

Большую работу по анализу условий формирования средне и раннекайнозойских отложений Байкальских впадин провел В.Н.Мазиллов (Мазиллов, 1972, 1993). Основываясь на данных палинологии, он выделил в сводном разрезе впадин байкальского типа 5

стратиграфически выраженных спорово-пыльцевых комплексов, отражающих климатические обстановки разных этапов кайнозоя и характеризующиеся специфическими особенностями седиментации. Вместе с литолого-петрографическими данными, результаты работы легли в основу палеографических реконструкций для позднего палеогена Байкальского региона, позволили провести корреляцию условий осадконакопления в Прибайкалье (включая Ангаро-Ленское междуречье), в Тункинской системе и в Селенгинской впадине Забайкалья. По палинологическим данным сделан вывод об изменении климата Байкальского региона на границе миоцен-плиоцена в сторону аридизации и похолодания. Подтверждено время начала перестройки рельефа в среднем плиоцене, ассоциированное с этапом «быстрого» рифтинга (Логачев, 1958) для Байкальской рифтовой зоны, на основе изменений вещественного состава третичных отложений. Накопление осадков мелкой фракции (торф в периферийных частях впадин, пески, алевриты и глины – в центральных частях с озерно-болотными условиями), характерное для танхойской стадии (миоцен - начало плиоцена), сменилось в плиоцене на формирование мощных грубообломочных толщ в приразломных частях впадин в связи с началом коренной перестройки рельефа Прибайкалья. В это время формировался характерный «железистый» профиль выветривания, маркирующий в разрезах осадки аносской (охристой) свиты (Мазилев, 1972). Также, Мазилевым (на основе данных Логачева (1958) сделано предположение о мел-палеоценовом возрасте теригенно-эффузивной свиты, залегающей в нижней части туфогенно-осадочной толщи, выполняющей Тункинскую впадину и залегающей на коре выветривания пород фундамента впадины, под отложениями танхойской свиты. Однако биостратиграфические исследования из-за отсутствия спор и пыльцы в материалах керна не дали результата и вопрос о возрасте нижней свиты осадков Тункинской впадины до сих пор открыт.

М.Е. Медведев (1968) писал о миоценовых осадках на хр. Хамар-Дабан, представляющих собой линзовидные тела небольшой мощности (до первых метров)

включенные в водораздельные базальтовые покровы, бронирующие междуречье р.Маргасан и р.Утулик. Осадки охарактеризованы богатыми палинокомплексами совпадающими с танхойской серией Тункинской впадины (Базаров, 1986). Миоценовый возраст осадков подтверждается и К/Аг датированием базальтовых покровов (Багдасарьян и др., 1983), включающих осадочные породы (9.8 и 12.9 млн лет для базальтовых потоков Маргасанской сопки).

В 1974 г. вышла коллективная монография под редакцией Н.А. Флоренсова «Нагорья Прибайкалья и Забайкалья», в которой достаточно много внимания было уделено анализу осадочного заполнения впадин Байкальской системы как источнику информации о преобразованиях рельефа внутри самих впадин и в окружающем их горном обрамлении (Нагорья..., 1974). В свете проблемы геохронологического определения начала прогибания Байкальских впадин и перестройки гидросети Прибайкалья и Забайкалья, датированных по актуальным на время публикации данным позднемиоценовым временем, рассмотрен возраст толщи конгломератов, базальтов и туфогенных пород, залегающих в Тункинской впадине ниже угленосных отложений танхойской свиты, отделенной от нее горизонтом коры выветривания (Нагорья..., 1974). Их возраст предположительно отнесен также к позднемиоценовому-раннепалеогеновому времени. На этой стадии развития рельефа Саяно-Байкальского нагорья преобладали пластические, изгибовые деформации земной коры, на поздних этапах вытесненные разрывными деформациями в связи с прогрессирующим рифтогенезом. В монографии сделаны важные палеогеоморфологические выводы об особенностях палеорельефа Тункинской системы впадин на основе состава и строения угленосной осадочной формации танхойского времени. В миоцене формирующиеся впадины не имели четких границ, отличались от современных впадин формой и были более широкими. Сопряженные с отрицательными формами рельефа сводообразные поднятия имели небольшую высоту (первые сотни метров) и невысокую степень эрозионного расчленения. Погружение котловин

происходило равномерно, успевая компенсироваться аккумуляцией тонкозернистых осадков, т.е. в состоянии топографического равновесия. На раннеорогенном этапе происходили пластические деформации земной коры за счет небольшой скорости дифференцированных смещений по разлому.

Много внимания в работе (Нагорья..., 1974) уделено изучению раннеорогенного вулканизма ниже - среднемиоценового возраста как существенному фактору рельефообразования, определяющему геоморфологический облик отдельных районов, в частности Тункинской секции Байкальского рифта. Проведена реконструкция добазальтовой поверхности древнего рельефа, которая в период вулканической активности была погребена под базальтовыми наслоениями, мощность которых достигала в отдельных местах 500-600 м. Базальтовые потоки распространились по широким долинам низкогорья денудационного плато из крупных протяженных трещин центральной части сводового поднятия Хамар-Дабана до южного края Тункинской котловины, формируя облик ее южного обрамления. При этом многочисленные базальтовые пласты в осадочном миоценовом заполнении самой котловины имеют местное происхождение. На новобайкальском этапе, сменившем на границе миоцен-плиоцена раннеорогенный, меняется тип и география вулканизма за счет прекращения активной миоцен-плиоценовой деятельности одних ареалов и появления новых очагов вулканизма, например, Саяно-Тувинский, Джидинский вулканические районы и ряд других, не связанных друг с другом, очагов вулканизма небольшого масштаба, формирующих местный вулканический ландшафт. Изменилась картина и в пределах Тункинской системы впадин, где на фоне усиления дифференцированных тектонических движений по контролирующему разлому наблюдается снижение вулканической активности, локализация ее внутри впадин и смена типа вулканизма с эффузивного на эксплозивный (Нагорья..., 1974).

Плиоцен-четвертичный этап охарактеризован высокой тектонической подвижностью, оказавшей ключевое влияние на геоморфологическое развитие рельефа

Саяно-Байкальского нагорья. Интенсивное сводовое поднятие привело к его обособлению от морфоструктур Западного Прибайкалья и Забайкалья, трансформации древних плоских котловин в рифтовые впадины и в целом формированию высококонтрастного рельефа. На этом этапе преобразований, связанных с появлением депрессий, отмечены начало перестройки гидрографических сетей и их приспособление к новым локальным базисам эрозии, развитие склонов, моделировка поверхностей плейстоценовыми оледенениями. В позднеплейстоцен-голоценовое время для Тункинского сектора Байкальского рифта отмечено замедление опускания и вовлечение в инверсионное поднятие дистальных впадин, ограничивающих сектор с запада и востока, Мондинской и Быстринской соответственно, и Еловского отрога, что привело к сокращению продольного контура аккумуляции и частичному размыву сформированных поверхностей.

В работе (Нагорья..., 1974) морфология Тункинской впадины, как одной из самых репрезентативных и изученных сухоходольных впадин Байкальской системы рассмотрена подробно, дана характеристика и классификация ее осадочного заполнения. Аккумулятивные поверхности впадины охарактеризованы четырьмя генетическими типами: 1 - Предгорные равнины, занимающие периферию впадины, сложенные пролювиальными и речными отложениями, перемежающимися с ледниковыми и флювиогляциальными осадками; 2 - озерно-болотные низины, формирующие зону современного осадконакопления; 3 - аллювиальная равнина р.Иркут, образованная низкими террасами и широкой поймой, связанная с поймами рек Кынгарга и Тунка, дренирующих Енгаргинскую озерно-болотную низину и Койморские озера; 4 - изолированный песчаный Бадарский куполообразный массив, грядово-ложбинный рельеф поверхности которого связан с эоловыми процессами.

Суммируя результаты этой масштабной работы (Нагорья..., 1974) в контексте оценки структурного устройства Тункинской секции БРЗ, следует отметить, что особенности строения внутри-впадинного пространства, наряду со сложным устройством

многоярусного горного обрамления впадины формируют многофакторные условия рельефообразующих процессов (нивально-гравитационных, эрозионных, аккумулятивных), включающие выветривание, гравитационный снос, ледниковую денудацию, глубинный размыв в гольцовой зоне и вынос обломочного материала в зону аккумуляции и т.д. Значительное влияние на формирование отдельных форм рельефа имеет близкое к поверхности расположение многолетнемерзлых грунтов, мощность которых достигает сотен метров (Нагорья..., 1974), а также медленное тектоническое погружение поверхности осадочного комплекса впадины.

В работе (Кононов, Мац, 1986), рассматривая историю формирования стока оз.Байкал за четвертичный период, по данным массовых замеров ориентировки галек «ильчинской» толщи в Быстринской впадине, авторы делают вывод о существовании связи палео-Иркут и озера Байкал. Об этом же, в свое время, писали П.А.Кропоткин (1875), И.Д.Черский (1876) и другие исследователи. При этом, направление менялось со стока р. Иркут в озеро Байкал на раннем из рассматриваемых периоде, на противоположный, когда воды озера Байкал в связи с закрытием Манзурского стока и поднятием уровня озера, через Култучно-Ильчинскую долину попали в систему р.Иркут и далее, в систему р.Енисей, что по оценкам авторов произошло в середине плейстоцена. Енисейское направление закрылось с появлением современной Ангарской прорези в конце плейстоцена (Кононов, Мац, 1986). Эта версия подтверждается и минералогическим анализом, показавшим наличие разных источников приноса материала в разных уровнях «ильчинской» толщи, ассоциированных с разными направлениями стока воды (Кононов, 2005).

1.1.2. Изучение влияния оледенения на формирование рельефа

При большом внимании к проблеме плейстоценовых оледенений в горах Южной Сибири, район обрамления Тункинских впадин в этом аспекте освещен недостаточно. Явные следы оледенений разных временных генераций присутствуют в верхнем

гольцовом ярусе, формируя его современный альпинотипный облик, в виде отдельных троговых долин южного склона Тункинских гольцов с карами и цирками, фрагментами боковых морен и системой ригелей. На выходах долин рек, дренирующих хребты Тункинский и Хамар-Дабан во впадины Тункинской системы расположены системы конечно-моренных комплексов разной степени сохранности.

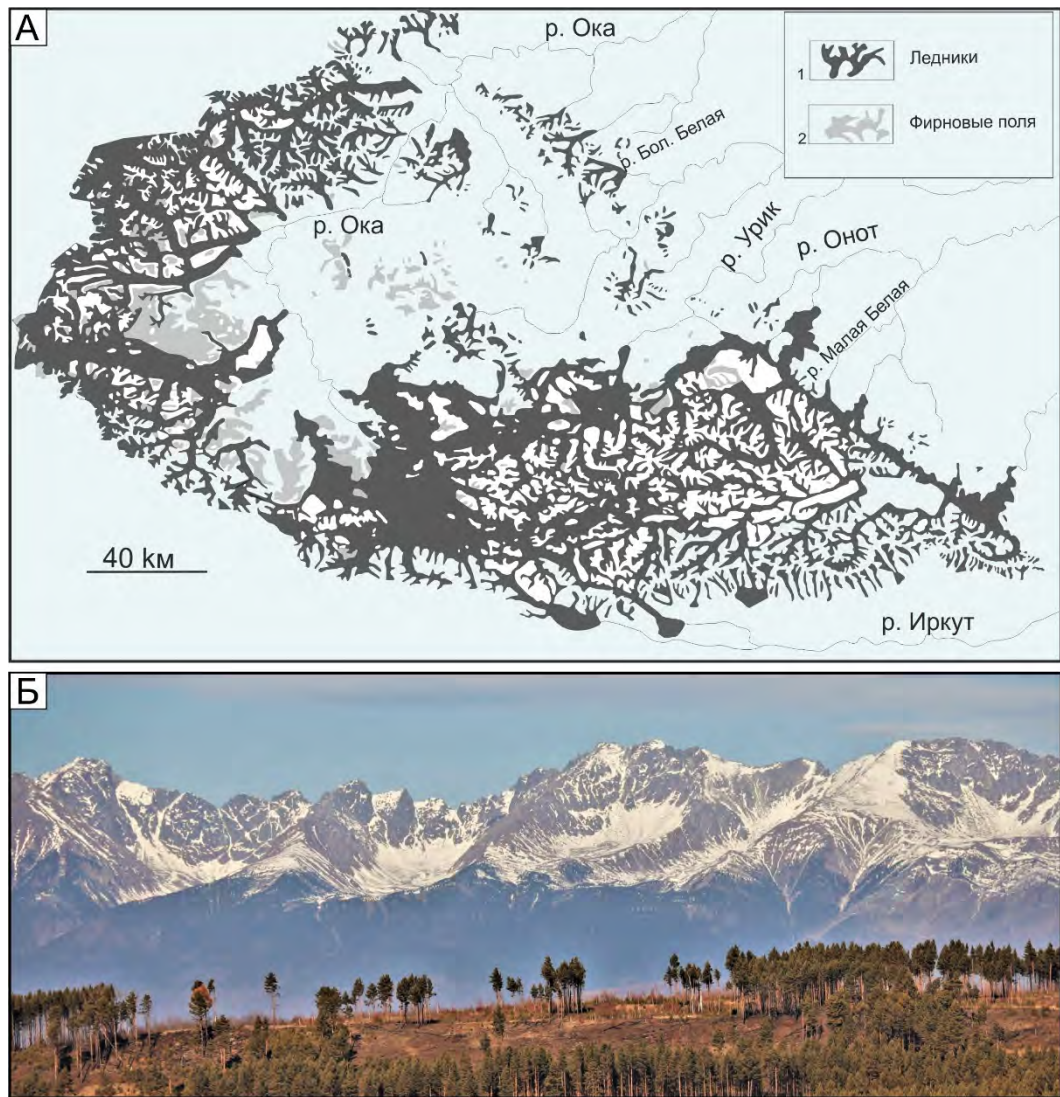


Рис. 1.2. А. Схема позднеплейстоценового оледенения юга Восточного Саяна по Олюнин (1965). Б. На фотографии отчетливо видны ледниковые формы рельефа на южном фесе хребта Тункинские Гольцы.

В своих работах А.В. Львов (1930), предположил существование в горах Восточного Саяна четырехкратного «грандиозного» оледенения, имевшего покровный

характер в течение двух первых ледниковых эпох, его выводы были основаны, в большей степени, на геоморфологическом материале.

Во второй половине XX-го века масштаб исследований увеличился за счет использования средств дистанционного зондирования и геологической съемки (Обручев, 1953; Равский, 1964; Олюнин, 1965; Гросвальд, 1965, 1987).

Основным результатом этого этапа исследований стал вывод о преимущественно горно-долинном оледенении Восточного Саяна и существовании нескольких центров оледенения, к которым отнесены и Тункинские Гольцы (рис. 1.2). По данным (Олюнин, 1965) площадь оледенения юга Восточного Саяна и системы Тункинских впадин, выделенных в отдельный район оледенения, составляла 9850 км². Характер оледенения описан как долинный, разветвленный, осложненный ледниками предгорного подножья. С одного из центров оледенения, хр. Мунку-Сардык, ледник спускался в Мондинскую впадину, формируя ледом мощностью свыше 300 м.

1.1.3. Изучение вулканизма

В 1930 г. при производстве геологической съемки в районе Тункинской и Торской впадин А.Л. Лисовским были описаны кайнозойские базальты (Флоренсов, 1960). Ламакин (1935) в геоморфологическом очерке о Тункинской ветви впадин сделал предположение о сводообразном поднятии хребта Хамар-Дабан как причине изгибания доледниковых базальтовых покровов, бронирующих поверхности хребта. С 1939 по 1944 гг. С.В.Обручев проводил исследования Восточного Саяна. Одним из результатов работ была оценка возраста вулканитов, которые он отнес к двум этапам: массовые трещинные и центральные извержения в миоцене и извержения в четвертичном периоде с максимумом в ледниковую эпоху (Флоренсов, 1960). Новые данные о проявлениях вулканизма во впадинах Тункинской системы появились с началом систематических исследований трестом «Востсибнефтегеология» с применением глубокого бурения.

Обобщенные характеристики неоген-четвертичного вулканизма, проявленные в осадочном комплексе Тункинских впадин и их горном обрамлении, сделаны в работах (Логачев, 1954, 1968; Логачев, Кравченко, 1955; Флоренсов, 1960). Были выделены три крупные фазы вулканической деятельности: 1-я фаза - миоцен–нижний плиоцен, формировалась в условиях спокойного пологого прогибания, образуя многочисленные слои, разделенные прослоями алевролитов, песчаников и глинистых сланцев; 2-я фаза, поздний плиоцен–ранний плейстоцен, связанная с активным формированием горного рельефа, характеризуется, преимущественно, как эксплозивная, с формированием аппаратов центрального типа; 3-я фаза, образовавшая верхний уровень базальтов эффузивного вулканизма, полностью включенный в четвертичные отложения.

Позднее, тектонике и вулканизму Тункинского сегмента БР посвятил работу коллектив исследователей (Шерман и др., 1973). В этих работах сформулированы основные представления о характере и особенностях вулканических излияний, начиная с палеогена. К схеме Логачева добавлен еще один, палеогеновый этап эффузивно-эксплозивного вулканизма. В целом, Шерман и др. (1973) связывают вулканическую деятельность с четырьмя этапами формирования Байкальской рифтовой зоны, которые отличаются друг от друга ориентировкой локальных напряжений и, соответственно, характером поверхностных структур. Выделены изолированные друг от друга районы вулканизма, имевшие самостоятельные центры излияния. В Тункинский вулканический район объединены вулканогенные породы в пределах Торской, Тункинской, Туранской и Хойтогольской впадин и на низкогорных отрогах, разделяющих впадины: Ниловском и Еловском (Шерман и др., 1973). При этом, базальты Еловского отрога формировали общее поле с покровными базальтами хребта Хамар-Дабан и сливались с полями Тункинской и Туранской впадин, а базальты Ниловского отрога (рис. 1.3) были связаны с лавами, заполняющими Хойтогольскую и, частично, Туранскую впадины. Северная граница распространения базальтов в ТСВ совпадает с уступом Тункинского разлома. Базальты,

зафиксированные в Мондинской впадине, относятся к Хубсугульскому вулканическому району. Таким образом, западной границей распространения Тункинских лав является Харадабанская перемычка (Шерман и др., 1973).



Рис. 1.3. Лавовые толщи, предположительно миоценового возраста, расположенные на поверхности Ниловского отрога.

1.1.4. Тектонофизические исследования

В силу лучшей изученности и репрезентативности юго-западной секции Байкальского рифта, именно по ней были проведены систематические исследования и опубликована работа (Шерман и др., 1973) по детальному анализу рифтогенных структур, их генетической характеристике, определению полей тектонических напряжений. При общей геологической оценке структур Тункинского рифта, как юго-западной части Байкальской рифтовой зоны отмечают следующие основные признаки (Шерман и др., 1973): сеть продольных разломов, их новейшая и современная высокая активность; наклоны сместителей близкие к вертикальным ($70-80^\circ$); преимущественно сбросовый или сдвиго-сбросовый генетический тип разломов. По хорошо выраженным в рельефе геоморфологическим маркерам - уступам образовавшимся, по мнению авторов, за новейшее время, оценены вертикальная и горизонтальная амплитуды смещений по

Тункинскому разлому за этот период. Суммарный вертикальный сдвиг составляет около 400 м, а амплитуда горизонтальных смещений оценивается в диапазоне от 0.3 до 1.2 км, в зависимости от простирания сегмента разлома. Максимальные значения амплитуд смещения характерны для сегментов широтного простирания (Мондинская и Тункинская впадины), на восточном замыкании разлома с СЗ ориентацией сегментов зафиксированы минимальные значения горизонтального смещения. По методу (Данилович, 1961; Шерман, 1961, 1969) был проведен анализ тектонической трещиноватости, который показал преобладание горизонтальной компоненты над вертикальной, в западном окончании Тункинского разлома; северная краевая часть разломной зоны, приходящаяся на максимальный изгиб разлома в Тункинской впадине, интерпретируется как сдвиг; для восточного отрезка на границе Тункинской и Торской впадин, в районе выхода во впадину р. Тубота тип движения определен как сдвиг-сброс. В общем итоге сдвиговая компонента выражена существенно, однако авторы не отводят ей главную роль из-за большой мощности молодых кайнозойских осадков, свидетельствующих о процессе погружения впадин по плоскости разлома. Динамику движения Тункинского разлома в кайнозойский период авторы ассоциируют с развитием свода, создающим благоприятные условия для развития трещинных структур, наследующих региональные разломы древнего заложения. Для этого времени кинематику движения по основному разлому определяют как сдвиг-сброс с левосторонней сдвиговой компонентой. Сеть второстепенных разломов, имеющих чаще меридиональное либо СЗ простирание, осложняющих осадочный чехол впадин, связана с сейсмической активностью внутри рифтовых впадин, для них определяется сбросо-сдвиговая левосторонняя кинематика. Фиксируется крупный внутривпадинный меридиональный разлом, по которому Тункинская впадина разделяется на две депрессии с разной глубиной погружения. Сводные данные о строении кристаллического фундамента и осадочного заполнения впадин в работе (Шерман и др., 1973) приведены из многочисленных данных роторного,

опорного и колонкового бурений трестом «Востсибнефтегеология», электроразведочных работ В.К. Фоглера, А.П. Булмасова (Булмасов, 1968) и Мегетской геофизической экспедицией (Шерман и др., 1973). Сводный стратиграфический разрез кайнозойских отложений по материалам бурения был составлен К.Г. Гинзбург (Шерман и др., 1973).

Ю.И. Днепровский в 1989 г. при изучении полей тектонических напряжений в зоне Тункинского разлома, по анализу трещиноватости пород, слагающих северные борта Мондинской и Тункинской впадин, и в зоне Главного Саянского разлома, подтвердил основной морфолого-генетический тип разрывов как сбросовый, и определил ориентацию векторов растяжения как СЗ, векторов сжатия как СВ (Шерман, Днепровский, 1989).

1.1.5. Палеосейсмогеологические исследования

Значительную роль в геоморфогенезе Тункинской системы впадин, как и других впадин Байкальского рифта играет сейсмогенный фактор, привносящий в рельефообразование существенные коррективы. Палеосейсмогеологические исследования, ведущие свое начало с Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г. (Флоренсов, Солоненко, 1963) значительно расширили возможности оценки сейсмического потенциала и прогнозирования, поскольку при оценке сейсмической опасности как для отдельных объектов, так и для регионов стали учитываться данные о древних землетрясениях с $M \geq 6.5$, оставивших свои следы в виде деформаций, различимых на поверхностях и в разрезах (Солоненко, 1973, 1977; МакКалпин, 2011). Первые полевые исследования палеосейсмодислокаций по новому методу прошли в 1962-1963 гг в Монголо-Байкальском сейсмическом поясе, в частности, в Торской котловине (Солоненко, 1962). В 1970 г. была описана Аршанская структура (Солоненко и др., 1971; Сеймотектоника, 1975).

1.2. Современный этап

Начиная с 1990 г, работы по исследованию Тункинской системы впадин приобрели более специализированный характер и разделились на несколько направлений. Основными векторами исследований стали: палеосейсмогеологические исследования и оценка сейсмического потенциала Тункинского разлома; тектонофизические исследования полей напряжений и разломно-блоковой структуры Тункинского рифта; исследование вулканизма проявленного в Тункинских впадинах и их горном обрамлении; комплексное исследование четвертичного осадочного заполнения впадин и стратиграфическое расчленение осадочных комплексов; оценка влияния оледенения на развитие рельефа; геоморфологические исследования.

1.2.1. Палеосейсмогеологические исследования

Исследования древних землетрясений в Тункинской системе впадин, начатые в советский период (Солоненко, 1962; Солоненко и др., 1971; Сеймотектоника..., 1968), активно были продолжены в конце 20-го и начале 21 веков (McCalpin, Khromovskikh, 1995; Чипизубов, Смекалин, 1999; Чипизубов и др., 2003; Arjannikova et al., 2004; Arzhannikova et al., 2005; Смекалин, 2008; Смекалин и др., 2010; Smekalin et al., 2013; Arzhannikova et al., 2018; Ritz et al., 2018). При развитии метода на вооружение были дополнительно взяты тренчинг и морфометрический анализ уступов, расширив возможности палеосейсмогеологических исследований. Таким образом, с помощью метода определяется количество палеособытий, их возраст и период повторяемости, магнитуда, кинематические характеристики, устанавливаются плейстосейстовые области событий. Палеосейсмогеологический метод позволяет охватить временной интервал до раннего голоцена (МакКалпин, 2011), а в случаях сейсмических событий большой магнитуды и хорошо сохранившихся геоморфологических признаках палеособытий, и до

позднего плейстоцена. Для более надежного определения палеосейсмогенных структур и отличия их от структур иного генезиса, используется комплексный подход, включающий параллельную оценку сингенетических деформаций: сеймотектонических, гравитационно-сеймотектонических и сейсмогравитационных (Солоненко и др., 1951).

Важным параметром при оценке сейсмических характеристик разломной зоны является долгосрочная скорость смещения по разломам (McCalpin, Khromovskikh, 1995). В работе (Лукина, 1989) был проведен геоморфологический анализ и предварительные оценки скоростей горизонтального и вертикального смещения по Тункинскому разлому, основанные на предположительном возрасте террас р.Кынгарга и смещенным формам рельефа, и определение кинематики на новейшем этапе развития рельефа. Система террас р. Иркут и его притоков была скоррелирована с датированными террасами платформенной части Южной Сибири, таким образом значительно удревнив геоморфологическую ситуацию Тункинской системы. Полученные на этом основании вертикальные скорости смещений по разлому 0.5 мм/г (Лукина, 1989) были существенно занижены, что подтвердилось дальнейшими исследованиями (Arzhannikova et al., 2018). Также, в расчете вертикальных скоростей смещения по Тункинскому разлому на разных его участках не была учтена мощность осадочного заполнения впадин, которая составляет от 500 до 2800 м по разным впадинам, таким образом, амплитуды смещений были оценены без учета нижней, погребенной части лежащего крыла.

Основными морфоконтролирующими структурами в Тункинской системе впадин являются Мондинский, Тункинский разломы и юго-восточное окончание Главного Саянского разлома. Им принадлежит ведущая роль в формировании макроуступа северного обрамления Тункинской системы впадин (рис. 1.4), в связи с чем их изучению придавалось большое значение. В разное время палеосейсмогеологические исследования этих разломов проводились учеными (McCalpin, Khromovskikh, 1995; Сеймотектоника...1968; Чипизубов, Смекалин, 1999; Чипизубов и др., 2003; Arjannikova

at al., 2004; Arzhannikova et al., 2005; Смекалин, 2008; Ritz J.-F., 2018; Arzhannikova et al., 2018).



Рис. 1.4. Макроуступ северного обрамления Тункинской системы впадин, представленный хребтом Тункинские Гольцы.

Результатом этих комплексных работ, включающих морфологическое профилирование сейсмогенных уступов, морфометрический метод, серийное абсолютное датирование ^{14}C -методом была дифференциация выраженных в рельефе дислокаций на отдельные фрагменты разного возраста и магнитуд, ассоциированные с разными палеосейсмическими событиями позднего плейстоцена-голоцена. Установлена зависимость кинематики смещения по разлому от простираания сегментов разлома и их разный сеймотектонический потенциал. Палеосейсмогенные деформации, детально изученные в зонах Тункинского и Главного Саянского разломов (Аршанская, Торская и Восточно-Саянская палеосейсмодислокации, свидетельствуют о крупных сейсмических событиях, неоднократно происходивших в зонах этих разломов. Для Торской и Восточно-Саянской дислокаций, расположенных в пределах сегментов СЗ простираания Тункинского и Главного Саянского разломов, кинематика смещения определяется как левосторонний взбросо-сдвиг с преобладанием сдвиговой компоненты (Chipizubov and Smekalin, 1999; Чипизубов и др., 2003; Smekalin, 2008; Ritz et al., 2018). Для Аршанской структуры, дислоцированной в центральной части Тункинского разлома и имеющей простираание от

СВ до субширотного, характерны левосторонние сбросо-сдвиговые деформации с локальными взбросовыми структурами, ассоциированными с областью перехода от одного сбросо-сдвигового сегмента к другому (McCalpin and Khromovskikh, 1995; Чипизубов и др., 2003; Smekalin et al., 2013). Последние исследования показали, что восточные сегменты Тункинского и Главного Саянского разломов (Торская и Восточно-Саянская дислокации) вскрывались одновременно на протяжении последних 14 тыс. лет с интервалом повторяемости в 4 тыс. лет (Ritz et al., 2018), и их кинематика за это время определяется как левосторонний взбросо-сдвиг, что свидетельствует об инверсии вертикальной компоненты. Очевидно, также, что со времени окончания ледникового максимума (14-16 тыс.л.н.) (Аржанников и др., 2015) тектоническая активность по Главному Саянскому разлому к северо-западу от переходной зоны затухает или отсутствует, что связано с переносом активности с этого разлома на Тункинский (Ritz et al., 2018). С этого времени они могли вскрываться как вместе, так и по отдельности, но в пределах одних сейсмических циклов. Для центрального сегмента Тункинского разлома (Аршанская дислокация) средний интервал повторяемости сильных землетрясений составляет 2.8–3.3 тыс. лет (Smekalin et al., 2013).

Отдельные палеосейсмологические исследования были проведены для оценки современной тектонической активности Южного Тункинского разлома, контролирующего, как это традиционно считалось, южную границу Тункинской впадины (Arzhannikova et al., 2020). Исследование показало отсутствие современной активной тектонической деятельности, затрагивающей предгорья хребта Хамар-Дабан. Сделан вывод о том, что хребет Хамар-Дабан и Тункинский бассейн поднимаются вместе, и что основными триггерами современных региональных землетрясений являются Тункинский и Мондинский разломы (Arzhannikova et al., 2020).

Таким образом, за период конца XX-го и начала XXI-го веков были получены многочисленные данные радиоуглеродного датирования палеосейсмогенных структур

(Аршанской, Торской, Восточно-Саянской) (Чипизубов и др., 2003; Смекалин 2008), позволившие определить количество, возраст и параметры палеоземлетрясений. В работе (Arzhannikova et al., 2018) скорости горизонтальных и вертикальных смещений по Аршанскому сегменту Тункинского разлома были посчитаны на основе данных об абсолютном возрасте смещенных поверхностей террас (^{10}Be метод).

За все время изучения разломных структур, контролирующих развитие Тункинского сегмента Байкальского рифта, были получены данные о сейсмическом потенциале отдельных сегментов разломов, кинематике, амплитуде и скорости смещений по ним. Однако, при достаточно большом объеме проделанной работы (более 40 горных выработок, более 80-ти датированных проб, более 100 топографических профилей) отдельные участки разломов до сих пор в сейсмогеологическом плане не изучены.

1.2.2. Тектонофизические исследования

Для изучения современных деформаций земной коры сотрудниками лаборатории «Современной геодинамики» ИЗК СО РАН был создан обширный Монголо-Байкальский геодинамический GPS полигон, мониторинг которого осуществляется с 1998 г. (Sankov et al., 2014). Благодаря продолжительным стационарным наблюдениям проводится количественная оценка современных горизонтальных движений и деформаций Центральной Азии, измерены современные экстенсиональные скорости Байкальской рифтовой системы. Современные деформации изучаемого района устанавливаются по данным GPS-геодезии и по механизмам очагов землетрясений. По данным GPS измерений ЮЗ фланг Байкальской рифтовой системы и примыкающая к нему часть Восточного Саяна характеризуется субширотным простирианием векторов голоценовых горизонтальных смещений с преобладанием левосдвиговых деформаций блоков (Саньков и др., 1999; Calais et al., 2003). При этом Хамар-Дабанский массив испытывает деформации сжатия с доминирующим укорочением в северо-восточном направлении

(Lukhnev et al., 2010). По данным о механизмах очагов землетрясений на юго-западном фланге Байкальской рифтовой системы происходит тесное взаимодействие растягивающих и сжимающих напряжений, результатом которого является сложный комплекс различных типов тектонических деформаций. Средний тензор сейсмического момента, рассчитанный по данным о фокальных механизмах Тункинских землетрясений, указывает на сдвиговый деформационный режим с северо-восточной осью сжатия, при котором вклад сжимающих усилий более значителен, чем растягивающих (Delouis et al., 2002; Melnikova et al., 2004).

Это подтверждается и морфотектоническими исследованиями древних полей напряжений на юго-западном фланге Байкальского рифта (Larroque et al. 2001, Чипизубов и др. 2003, Parfeevets and San'kov, 2006), показавшими смену деформационного режима в позднем плейстоцене с трансензионного на транспрессионный для Тункинской системы впадин. Это проявляется в инверсионном поднятии Мондинской, Торской и Быстринской впадин с позднеплейстоценового возраста.

Детальная характеристика разломной структуры и полей напряжений в западной части Тункинского рифта была дана в работах (Лунина и др., 2004; Лунина и др., 2007). В результате была составлена схема разломно-блокового строения, сопоставленная с эпицентрами сейсмических событий с $M \geq 3.3$. Для западного окончания Тункинского рифта были реконструированы поля тектонических напряжений, которые, при сопоставлении с механизмами очагов землетрясений, показали для современного этапа развития региональный трансензионный режим со сдвигом, при котором растягивающие напряжения ориентированы СЗ-ЮВ.

Западная часть Тункинской системы впадин характеризуется более высокой концентрацией эпицентров землетрясений, наблюдаемых за инструментальный период, чем восточная (Radziminovich et al., 2013).

1.2.3. Изучение вулканизма

Вулканисты Тункинского рифтового сегмента последовательно изучали с середины 1980-х гг. Большим прорывом в изучении вулканизма Тунки стала возможность систематического применения К–Аг метода абсолютного датирования древних вулканических пород, а для позднеплейстоценовых и голоценовых вулканов методы датирования ^{14}C и U–Th (Рассказов, 1993; 2000; Ivanov et al., 2015). Была разработана детализированная схема неоднократного возобновления вулканической деятельности с начала раннего кайнозоя на основе данных абсолютного датирования и анализа палеогеоморфологических условий накопления лав и оценке палинологических спектров. Согласно схеме, объемные миоценовые извержения в Тункинской рифтовой секции были 16-8 млн лет назад в обширной зоне. Затем, в конце миоцена 11-8 млн лет назад базальты изливались на Еловском отроге и в Тункинской котловине (Рассказов, 1993). Следующий этап – плиоценовый вулканизм от 4 до 2.4 млн лет назад зафиксирован в осадках северной части Тункинской впадины. Затем этап извержений центрального типа с возрастом 1.7 – 1.2 млн лет назад на Еловском отроге и 1.6 млн лет назад в Тункинской впадине. Самый молодой возраст вулканизма Тункинской секции – 0.86 млн лет получен для пласта базальтов в юго-восточной части Тункинской впадины (Рассказов и др., 2000). Несколько позже на вооружение был взят новый, более точный, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод абсолютного датирования базальтов, что позволило уточнить и расширить линейку дат вулканических проявлений в Тункинских впадинах. Получены данные возраста площадных излияний вулкана Тумусун на хр.Хамар-Дабан в период $16.9\pm 0.3 - 12.3\pm 0.3$ млн лет. Вместе с тем появились данные об изменении морфологии лавовых потоков в горном обрамлении ТСВ в среднем миоцене с площадных на долинные. В Восточном Саяне это лавы в междуречье р. Урик и р. Белая с возрастом 17-15 млн лет (Ivanov et al., 2015), лавы на Окинском плато с возрастом 17-14 млн лет (Рассказов и др., 2000; Jolivet et al., 2013), и лавы заполнившие эрозионный врез на хр. Камар с возрастом 16-15 млн лет (Рассказов и др., 2013), что

свидетельствует о начале роста горных массивов и сопутствующем становлении древних эрозионно-руслонных систем.

1.2.4. Изучение четвертичных оледенений

Появление технологий спутниковой и радарной съемки и новых методов датирования вывело на новый уровень изучение четвертичных оледенений. В 2003г. в работе (Гросвальд, 2003) при составлении карты последнего оледенения Саяно-Тувинского нагорья, территория Тункинских впадин и горного обрамления была включена в область покровного оледенения. Новые данные о характере и динамике оледенений были получены в работе американского исследователя (Gillespie et al., 2008) по изучению позднеплейстоценового оледенения на юге Восточного Саяна, которое, по мнению автора, не было одноактным, а имело пульсирующий характер с максимальным выдвиганием ледников как минимум в три этапа, что подтверждено результатами датирования конечных моренных комплексов (КМК) и озерных отложений Дархатской впадины (Gillespie et al., 2008; Komatsu et al., 2009; Batbaatar, Gillespie, 2016). Возраст максимального выдвигания ледников позднего плейстоцена был и до сих пор остается дискуссионным вопросом. Разные исследователи относили его к разным эпохам похолодания: В.Г. Немчинов (Nemchinov et al., 1999) считал, что после ледников MIS 4 все последующие выдвигания были не такие значительные. С.К. Кривоногов (Krivonogov et al., 2005) полагал, что максимальное выдвигание было в MIS 5d/5b, а С.Г. Аржанников с соавторами (Arzhannikov et al., 2012; 2015) показывают, что глубина выдвигания ледников MIS 2 сопоставима с предыдущими. Ф.И. Еникеев (Еникеев, 2020) в своей работе, посвященной детальному анализу динамики экзогенного процесса в период позднеплейстоценового оледенения MIS2 на площади хребта Хамар-Дабан, определяет морфологический характер оледенения Южного Приангарья, как горно-долинное сетчатое, с несколькими участками покровного оледенения на уплощенных поверхностях

верхнего яруса горных сооружений. Наиболее полная картина сложной истории позднеплейстоценовых оледенений на юге Восточного Саяна и Северной Монголии представлена в работе (Arzhannikov et al., 2012), проведенной с использованием метода датирования экспонированных поверхностей (^{10}Be) моренных комплексов, в которой отражен пульсирующий режим оледенений с существованием крупных покровных массивов льда на пиках похолоданий в центрах оледенений. Полученные абсолютные даты (^{10}Be) 14, 16, 22 тыс. лет для ледниковых отложений в Мондинской впадине и Окинском плато (Arzhannikov et al., 2012; Аржанников и др., 2015) свидетельствуют о размерах ледников сартанской фазы позднеплейстоценового оледенения в южной части Восточного Саяна.

Проводя общую оценку безусловно значительного влияния оледенения на развитие рельефа в пределах Тункинской системы впадин в плейстоцене, необходимо учесть многоярусное строение их горного обрамления, сложную многостадийную работу ледников, сочетание зон ледниковой денудации (экзарации) и аккумуляции. В северной части, благодаря наклонной структуре Тункинского горста и обращенности его длинного склона на север, наибольшие объемы льда смещались в сторону долины р.Китой. В Тункинскую систему впадин выходили ледники, занимающие короткие субпараллельные долины южного склона гольцов, формируя характерные формы рельефа на всех уровнях склона. На верхних ярусах гольцов, во время активной фазы, ледники вырабатывали карово-троговый рельеф, характерный для всей протяженности Тункинского хребта, исключая его восточное окончание. Горно-долинные ледниковые потоки транспортировали материал экзарации с верхнего яруса к нижним частям долин и выносили его в пределы Тункинской системы впадин. Здесь мы наблюдаем остатки крупных КМК в восточной части Мондинской впадины, возраст которых по RTL-данным Уфимцева составляет $72\ 000 \pm 9\ 000$ (Уфимцев и др., 2003), аналогичный возраст в $70\ 000 \pm 11\ 000$ лет получен для террасовидной поверхности в пределах Харадабанской

перемычки, разделяющей Мондинскую и Хойтогольскую впадины, что позволяет отнести их к ледникам MIS4. В Хойтогольской впадине, на выходе из долины р. Ихе-Ухгунь массивный горно-долинный ледник трансформировался в ледник подножья значительно выступая в пределы впадины, его конечно-моренный комплекс представлен системой валов, маркирующих, очевидно, стадии ледниковой осцилляции, и озерно-болотным комплексом в пределах валов. Радиоуглеродный возраст, полученный из органического материала валунно-галечного комплекса от 10440 до 11120 лет (Ларин, 2019) маркирует, очевидно, вторичный процесс трансформации ледниковых отложений последнего оледенения MIS2. Массивные КМК зафиксированы в северо-восточной части Хойтогольской котловины, и на западном борту Ниловского отрога, где, выходя из соседних долин, они сливаются в единый веерообразный шлейф. Отдельные конечные морены присутствуют вдоль уступа Тункинского разлома в пределах Тункинской впадины. Вдоль южных границ впадин массивы переотложенных моренных комплексов встречаются на выходе из хр. Хамар-Дабан крупных дренирующих систем Большого и Малого Зангисана с RTL-возрастом в 58 ± 10 и 76 ± 9 (Уфимцев, 2003), и в долине р. Зун-Мурин, левого притока р.Иркут.

1.2.5. Исследование четвертичного осадочного заполнения впадин и стратиграфическое расчленение осадочных комплексов

За период с 1990 г. проделан большой объем работ по абсолютному датированию новых опорных разрезов и уточнению возрастов уже известных (Кульчицкий и др., 1994; Уфимцев и др. 2003; Shchetnikov et al., 2012). Получена целая серия из 30 радиотермолюминисцентных датировок для осадочного заполнения Тункинских котловин, относящегося к разным литологическим комплексам (Уфимцев и др., 2003). Впервые РТЛ-методом оценен возраст песчаных комплексов в разрезах днищ впадин и эоловых покровов, валунно-галечных комплексов различного генезиса, включая моренные

образования Мондинской впадины, аллювиальных отложений низких террас, склоновых образований, что позволило сделать некоторые выводы об особенностях тектонического развития Тункинской секции БРЗ.

Существенный вклад в установление закономерностей осадконакопления, определения влияния изменения климатических условий на осадочные процессы во впадинах БРЗ в поздне-четвертичное время внесли работы С.К. Кривоногова (Кривоногов, 2010; Krivonogov, Safonova 2017). Опираясь на детальный полевой и лабораторный анализы осадочного материала определен генезис отложений и сделаны палеогеографические реконструкции, основанные на изучении палинологических спектров из колонок донных озерных отложений ряда впадин Байкальского рифта. Получен ряд новых радиоуглеродных дат и оценены скорости погружения впадин Байкальской рифтовой системы. Для впадин Тункинской секции БР скорость погружения за период поздний плейстоцен-голоцен близка к нулю (Кривоногов, 2010). Что касается позднеплейстоценового оледенения, С.К. Кривоногов объясняет раннее развитие последнего ледникового цикла в Приангарье, по сравнению с европейской частью континента, особыми климатическими условиями, благоприятными для развития Сибирского оледенения в MIS5d, зафиксированными в записях из байкальских осадков. За недостаточностью данных прямого датирования конечных моренных комплексов (датирован материал неледниковых отложений, входящих в состав ледниковых комплексов) возраст морен выходящих из Тункинских гольцов был оценен древнее каргинского мегаинтерстадиала. Дискуссионный вопрос о генезисе песчаных массивов, в частности Бадарского в Тункинской впадине С.К. Кривоногов разрешает, отнеся его происхождение к многофазному эоловому процессу, соответственно оценив возраст массива как ледниковый (стадия накопления) и постледниковый (стадия перевевания).

Другого мнения относительно генезиса песчаных масс впадин Байкальского рифта придерживается В.Л. Коломиец (2010), занимавшийся изучением физико-химических

параметров осадков песчаной фракции и палеопотамологическим и литолого-стратиграфическим анализом осадков впадин БРЗ, и Тункинской системы впадин, в частности. По его мнению, осадочные комплексы в днищах впадин Байкальской системы в плейстоцене имеют аквальное происхождение, формировались в условиях подпора рек, благодаря неоднократной ингрессии Байкала, происходившей в связи с четырехфазной (раннеприморская, позднеприморская, хубсугульская и тыйская) активизацией тектонических движений в плейстоцене (Логачев, 1974; Рассказов и др., 2000; Мац и др., 2001). Детальный лабораторный анализ песчаных отложений, формирующих Бадарский массив в Тункинской впадине, проведенный исследователем (Коломиец, 2010; 2019), свидетельствует о формировании песчаных толщ в прибрежной зоне озерных проточных водоемов, развившихся в конце раннего – начале среднего неоплейстоцена. Данные о возрасте получены из анализа споро-пыльцевого спектра нижней части песчаного массива. Нижний возраст песков, очевидно, моложе тыйской фазы (Мац и др., 2001) трансгрессии Байкала (150-100 тыс. лет), так как в изученной малакафауне Бадар не обнаружено эндемичных байкальских видов губок, что свидетельствует об отсутствии связи озер впадин Тункинской системы с оз. Байкал.

В начале XXI века была проведена серия интересных исследований по изучению осадочного чехла ТСВ в разных его аспектах, и особенностей развития рельефа Тункинских впадин и их горного обрамления (Щетников, 2001; Уфимцев и др., 2003; Филинов, 2007; Козырев и др., 2012; Shchetnikov et al., 2012; Щетников и др., 2013; Сизов, 2014; Kozurev et al., 2014; Семеней, 2015; Shchetnikov et al., 2019). Благодаря этим работам были получены данные о новых опорных разрезах и их сводные характеристики. Были изучены осадки и структуры террасового комплекса р. Иркут в пределах ТСВ, получены новые ^{14}C данные о возрастах позднекайнозойских отложений. Рыхлые осадки впадин, разделенные на три основные литологические группы, получили возрастные и генетические определения (Филинов, 2007). Палеогеографические реконструкции,

полученные благодаря изучению палеофауны крупных млекопитающих, которой характеризуются изученные объекты ТСВ, позволили детализировать представления о климатических условиях региона, эволюции экосистем в уникальных условиях Тункинского сегмента БРЗ (Сизов, 2014). На основе изучения стратиграфического строения разрезов и анализа териофауны сделан вывод о существовании ландшафтов степи и лесостепи в неоплейстоцене Юго-Западного Прибайкалья и смене климатической обстановки, и переходе к тундровым ландшафтам в сартанское время.

В серии работ А.А. Щетникова с соавторами (Щетников и др., 2013; Shchetnikov et al., 2015; Shchetnikov et al., 2019) проведен подробный геохимический анализ позднеплейстоценовых отложений Тункинских впадин, составлен сводный разрез для позднеплейстоценовых отложений Юго-Западного Приангарья, зафиксированы изменения химического баланса в палеопочвах, указывающие на высокую степень химического преобразования горных пород и накопление железа, маркирующие смену климатических условий в MIS3 и MIS5. Обширный материал для реконструкций палеообстановок в позднем плейстоцене был получен в 2016-17 гг при работе на геоархеологическом объекте позднего палеолита «Туяна», находящемся на входе р. Иркут в антецендентную долину, прорезающую зону сочленения Хамар-Дабана с Еловским отрогом в юго-восточной части Тункинской впадины. Результатом работы стала первая подробная запись о колебаниях климата и изменения окружающей среды в позднем плейстоцене и голоцене в возрастном интервале от 36 тыс.лет назад до позднего голоцена (Shchetnikov et al., 2019). Серия радиоуглеродных датировок по геоархеологическому объекту «Туяна» была получена в результате исследований А.С. Козырева (Козырев и др., 2012; Kozyrev et al., 2014), подтверждающая наличие разновременных эпизодов обитания древнего человека на территории Тункинской впадины в пределах каргинского межледниковья, в хронологическом диапазоне 36 – 26 тыс.лет назад.

Интересным, но до сих пор дискуссионным вопросом является генезис и механика процессов, деформирующих позднекайнозойские отложения впадин, а также покровный чехол на склонах бортов впадин. Исследуемый район находится в зоне вечной мерзлоты, мощность которой во впадинах составляет сотни метров (Инженерная геология Прибайкалья, 1968), и неоднократно, в течение позднего плейстоцена – голоцена, был в зоне действия резких и умеренных похолоданий разной продолжительности, сменявшимися интерстадиалами. С другой стороны, это район высокой сейсмической активности, с зафиксированными палеосейсмогеологическими методами неоднократными сейсмическими событиями высокой магнитуды (Chipizubov and Smekalin, 1999; Чипизубов и др., 2003; Smekalin, 2008; Ritz et al., 2018). Данные процессы влияли на осадконакопление, создавая условия для разного рода деформаций: криогенных, гравитационных, сейсмогенных. Деформационные структуры, фиксирующиеся в покровной части осадочного чехла всех впадин Тункинской системы, представленные разными типами инволюций, псевдоморфозами, различными структурами течения грунтов, изучались разными исследователями и получали порой противоречивые оценки. В работе (Гладков, Лунина, 2010) посвященной исследованию деформационных структур в рыхлых отложениях покровной части, в том числе Тункинской впадины, с использованием классификационных схем и полевых типологических критериев (Sims, 1975; Корженков, 2006; Montenat et al., 2007) определяется комплексный характер деформаций, сочетающий крио и сейсмогенный генезис. В работе (Alexeev et al., 2014), на основе изучения строения вмещающих отложений, форм деформационных структур и физико-механических свойств отложений, генезис данных структур интерпретируется как криогенный, и связан с периодами потеплений. Наиболее древний ^{14}C возраст изученных структур 3600 – 2600 л.н. относится к суббореальной климатической фазе голоцена. В работе (Arzhannikova et al., 2020), в свете оценки природы деформаций осадочного чехла вдоль южной окраины Тункинской системы впадин на основе стратиграфического и

геоморфологического анализа поздне-четвертичных отложений, сделаны выводы о криогенном и гравитационном генезисе деформаций, вызванных чередующимися эпизодами наступления и деградации вечной мерзлоты. В разрезах геoarхеологического объекта «Туяна» клиновидные криогенные и гравитационные структуры течения зафиксированы на северном склоне хребта Хамар-Дабан и относятся к разным хронологическим периодам, от каргинского возраста до среднего голоцена (Kozyrev et al., 2014; Shchetnikov et al., 2019).

Изучению строения террас Тункинской системы впадин посвящены работы (Опекунова, 2009; Рыжов и др., 2016; Макаров и др., 2016), в которых проведен анализ влияния неотектонического и климатического факторов на их формирование. В работе (Опекунова, 2009) дана оценка пойменно-террасового комплекса долины р. Иркут в пределах аллювиальных равнин Тункинской системы впадин и на участках, пересекающих межвпадинные перемычки. В работах (Рыжов и др., 2016; Макаров и др., 2016) проведено исследование террас в пределах Торской котловины, введены в научный оборот два новых разреза, получены новые ^{14}C даты для погребенных почв, проведена реконструкция формирования отложений речных террас, отражающая неоднократное изменение ведущих экзогенных процессов, определены причины формирования низких террас р. Иркут в Торской впадине как климатические и тектонические во второй половине голоцена. По данным абсолютного возраста и мощности отложений были получены средние скорости аккумуляции осадков за разные временные периоды: для возраста от 36 до 10.5 тыс.лет назад скорость составляла 0.42 мм/год, за период с начала голоцена до наших дней – 0.22 мм/год. Возраст границы перехода аллювиальных отложений в покровные определено для разных участков долины р. Иркут в диапазоне от границы плейстоцен-голоцена до 5.9 – 4.5 тыс.лет назад.

1.2.6. Исследование обвально-оползневых процессов и их связи с сейсмичностью региона

Установление механизмов формирования и взаимосвязи гравитационных склоновых смещений в вершинной гольцовой зоне и сейсмогенными процессами в плейстосейстовой области активных разломов используется при изучении сейсмоопасных районов, однако, история исследований экзогенной литодинамики и ее связи с сейсмической активностью в регионе исследований не богата и носит несистематический характер. Общие выводы о значении землетрясений в формировании крупных оползней и обвалов в Прибайкалье и в Южной Монголии (Гобийский Алтай) были сделаны в работах (Солоненко и др., 1951; Солоненко, 1977; Флоренсов, 1960(б); Хромовских, 1965; Philip and Ritz, 1999) при изучении воздействия сильных землетрясений на рельеф. Доказано, что землетрясения, начиная с $M > 5$, могут сопровождаться сейсмогравитационными явлениями за счет нарушения условий устойчивости, дезинтеграции горных пород, связанной с тектоническими напряжениями, предшествующими сейсмическим событиям (Солоненко, 1973). В работе (Солоненко, 1973) приведены отличительные признаки сейсмогенных форм от экзогенных, включающие амплитуды смещения, стратификацию, локализацию и концентрацию обвально-оползневых масс. Дана дифференцированная характеристика (классификация) различных типов сейсмогенных деформаций, зависящих от кинематики деструктивного процесса, свойств пород, углов наклона плоскостей в зоне влияния землетрясений, обводненности грунтов и т.д. (Солоненко, 1977). Сделан вывод о пропорциональной зависимости количества и размеров оползней от величины землетрясения в горных районах. В случае концентрации оползней в группы в пространстве и во времени предполагается их сейсмогенная природа (Солоненко, 1977; Nikonov, 1988).

Важным этапом исследований в области экзогенной литодинамики Байкальской рифтовой зоны были работы (Агафонов, 1990), ориентированная на оценку

количественных характеристик склоновых экзогенных процессов, обнаружение взаимосвязи смещения продуктов денудации и рельефообразующих процессов, которые автор воспринимал, как саморегулирующиеся системы. Работа (Агафонов, 1990) была результатом продолжительных (более 20 лет) полевых, дистанционных и лабораторных исследований, основанных на получении количественных данных по экзогенным процессам в разных ландшафтных условиях Байкальского рифта. В результате были получены количественные характеристики по медленному смещению рыхлого покрова в разных условиях (склоны с разной крутизной). По сумме разных процессов, участвующих в денудационном процессе (в порядке значимости: сели, оползневая денудация, крип, плоскостная эрозия, сток растворенного и взвешенного вещества, абразия, дефляция) среднегодовая денудация составила ок. 1 мм. Учитывая важнейшую роль селей и оползней в процессе сноса вещества и их эпизодичность, денудация крайне неравномерна, и колеблется от 0.08 до 11.7 мм / год (данные были получены Б.П. Агафоновым для участка борта впадины между портом Байкал и пос.Маритуй (Агафонов, 1990)).

Позже, по «свежим» следам Тункинского землетрясения 1995г. ($M = 5.9$), автор задокументировал 7 новых сейсмогенных обвалов в долине р.Кынгарга, связанных с событием, посчитал объемы смещенного обвальными процессами материала с единицы площади, что позволило определить сейсмогенную денудационную составляющую в 12-13.4 мм за одноактное сейсмособытие умеренной интенсивности ($I = 6-7$). С помощью этих данных Б.П. Агафонов установил импульсный характер сейсмогенной денудации в высокосейсмичных областях, ассоциированный с землетрясениями умеренной силы и выше (Агафонов, 2002). Также, им был объяснен ассимметричный характер распространения обвалов на бортах долин. Неравномерную концентрацию обвалов он связал с нахождением источника сейсмической энергии и направленным подходом сейсмоволн к области поражения. Собственно, работой Б.П. Агафопова исследования в ТСВ в этой области ограничиваются.

1.3. Выводы, постановка проблемы

Широкий спектр публикаций по изучению эволюции впадин Байкальской рифтовой системы (Logatchev and Zorin, 1987; Logatchev, 2003; Tapponnier and Molnar, 1979; Zonenshain and Savostin, 1981; Petit et al., 1996; Delvaux et al., 1997; Petit and Deverchere, 2006; Lesne et al., 1998; Мац и др., 2001; Polyansky, 2002; Семинский, 2009; Jolivet et al., 2013 (б), Ivanov et al., 2015 и др.) свидетельствует о большом интересе ученых к этому вопросу. Для Тункинского рифта основная часть публикаций касается проблем сейсмотектоники и геодинамики (Larroque et al., 2001; Arjannikova et al., 2004; San'kov et al., 2004; Arzhannikova et al., 2007; Ivanov et al., 2010; Smekalin et al., 2013; Lunina et al., 2016; Ritz et al., 2018), плейстоценовых оледенений (Arzhannikov et al., 2015) и криогенеза (Alexeev et al., 2014), инверсии тектонического режима (Уфимцев и др., 2009; Shchetnikov et al., 2012; Shchetnikov et al., 2016) и сейсмитов (Гладков, Лунина, 2010), четвертичных отложений (Уфимцев и др., 2003; Shchetnikov et al., 2015; Kozyrev et al., 2014) и вулканизма (Rasskazov et al., 2013). Различные аспекты этих проблем частично освещены в литературе, однако среди работ встречается очень мало исследований, посвященных комплексному изучению элементов рельефа в условиях смены тектонического режима и глобального изменения климата. По данным геофизических исследований и бурения заполнения впадин, разные впадины Тункинской системы имеют разную глубину проседания фундамента (Шерман и др., 1973; Мазиллов и др. 1972), однако, вопрос о возрасте начала погружения разных геоморфологических структур Тункинской системы и скорости их погружения остается нерешенным. Для правильной оценки динамики эволюции Тункинской секции БРЗ необходимо определение последовательности формирования отдельных структур Тункинской системы впадин и характер геоморфологического отклика рельефа на тектоническую активность ТР.

Инверсия тектонического режима в Тункинском рифте хоть и затронута в научной литературе (Уфимцев и др., 2009; Shchetnikov et al., 2012; Shchetnikov et al., 2016), однако

такие вопросы, как механизм смены тектонических движений, вовлеченность в поднятие разных структурных элементов, определение контролирующей роли разломов в этом процессе, освещены слабо, без аргументации и зачастую гипотетически. Предполагаемым, не проявленным в рельефе разломам, отводится руководящая роль (Shchetnikov et al., 2012; Shchetnikov et al., 2016), при этом основные морфоконтролирующие разломы не рассматриваются.

Крупный блок исследований посвящен сейсмогеологическому изучению Мондинского, Тункинского и юго-восточного фланга Главного Саянского разломов. Получены интересные данные, свидетельствующие о смене кинематики по простиранию разломов, где сбросы переходят во взбросы или взбросо-сдвиги (Чипизубов и др., 2003; Smekalin et al., 2013; Arzhannikova et al., 2018; Ritz et al., 2018; Arzhannikova et al., 2023). Получены первые данные по повторяемости сильных ($M=7.5$ или 8.0) землетрясений (Чипизубов и др., 2003; Ritz et al., 2018). В то же время имеется целый ряд нерешенных вопросов по изучению палеоземлетрясений и их влиянию на прилегающие территории. Не проводилось систематического исследования связи сейсмогенерирующих процессов и формирования обвалов и оползней в гольцовой зоне ограничивающих ТСВ хребтов. Количественная оценка денудации склонов проводилась лишь для отдельных долин (р. Кынгырга (Агафонов, 2002)), литодинамический процесс на склонах системно не изучался. До сих пор не было проведено картирование гравитационных объектов, не было площадных исследований и определений концентрации обвально-оползневых объектов, их связи с сейсмогенерирующими разломными структурами. Таким образом, на данном этапе изучения формирования рельефа актуален вопрос о проведении подобных исследований.

Не менее актуальной является дискуссия, затрагивающая кинематику разломов (Larroque et al., 2001; Arjannikova et al., 2004; Лунина, Гладков 2004; Ritz et al., 2018; Arzhannikova et al., 2023). При наличии признаков поднятия Мондинской впадины

(Arjannikova et al., 2004) некоторыми исследователями движения по разломам интерпретируются как сбросы (Lunina et al., 2016). Большие противоречия возникли при идентификации складчатых деформаций в рыхлых четвертичных отложениях. Одни и те же типы структур идентифицируются как сейсмиды (Гладков, Лунина, 2010) и как криогенные деформации (Alexeev et al., 2014). Нерешенной проблемой является генезис песков, широко распространенных в Тункинской и Торской впадинах (Логачев, 1958; Кривоногов, 2010; Arzhannikov et al., 2018). Предположение о том, что они формировались как результат ледниковой деятельности, остался без аргументации. Другая гипотеза формирования песков (Arzhannikov et al., 2018) предполагает их образование в условиях внутренних дельт рек, впадавших в Тункинский залив озера Байкал до начала инверсии тектонического режима и поднятия впадин. Однако, для подтверждения этой гипотезы необходимо комплексное изучение этой проблемы. Исследованиями только частично затронуты вопросы масштабов четвертичного оледенения на западе Тункинского рифта (Arzhannikov et al. 2015). На остальной территории гляциальный рельеф не изучен. Совершенно неисследованными оказались вопросы влияния сильных землетрясений на формирование обвально-оползневых структур, хотя их решение могло бы помочь в прогнозе формирования селевых потоков (Макаров, 2012).

Данная работа представляет собой попытку решения некоторых дискуссионных проблем, существующих в настоящее время.

ГЛАВА 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу работы включены результаты полевых исследований в период 2018 – 2022 гг., седиментологический анализ новых разрезов рыхлых отложений, данные оценки возрастов OSL и ^{14}C , данные дешифрирования и моделирования на основе ЦМР, морфометрический анализ, данные опубликованных исследований.

2.1. Радиоуглеродный метод

Радиоуглеродный метод, открытый в 50-е годы XX века учёными из США Уиллардом Ф. Либби, Эрнстом С. Андерсоном и Джеймсом Р. Арнольдом, используется для определения возраста археологических и геологических объектов и в других областях человеческой деятельности. В основе метода заложено свойство радиоактивного изотопа углерода ^{14}C , с известным периодом полураспада 5730 лет, накапливаться в организмах в процессе жизнедеятельности. Концентрация его, в это время, находится в равновесии с концентрацией ^{14}C в атмосфере за счет обменных процессов с окружающей средой. С прекращением жизнедеятельности углеродный обмен останавливается, и начинается распад радиоактивного ^{14}C . При известном изначальном количестве ^{14}C в организме по отношению к стабильным изотопам ^{12}C и ^{13}C , разница с зафиксированным в изучаемом объекте остаточным количеством радиоуглерода становится источником информации о его возрасте. Этот метод используется для датирования любых углеродосодержащих субстанций, но ограничен предельным возрастом около 50 000 лет (Вагнер, 2006; Зазовская, 2016). Сверхчувствительное АМС-оборудование, используемое в настоящее время для оценки количества радиоуглерода в пробе, позволяет работать с минимальным объемом содержащего ^{14}C вещества (до 0.1 мг углерода и менее). Это дает возможность оценить абсолютный возраст широкого спектра органических материалов.

В данной работе АМС-метод был использован для получения возрастных характеристик осадочных пород заполнения отдельных впадин Тункинской системы. Для этого, в качестве образцов для датирования были использованы древесина и древесный уголь, органическое вещество погребенных почв, кость.

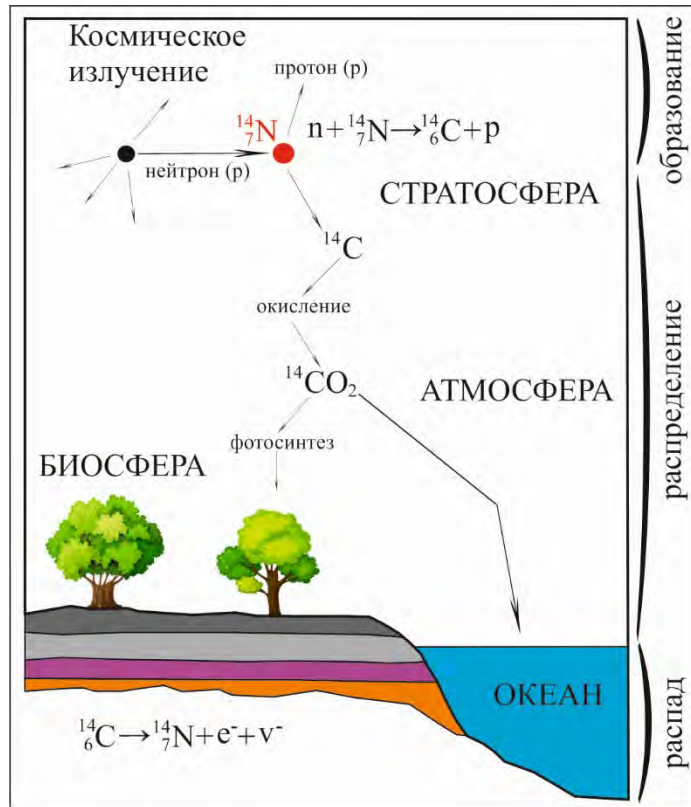


Рис. 2.1. Цикл радиоуглерода (^{14}C) в атмосфере, гидросфере и биосфере Земли (с изменениями, по Кузьмин Я.В., 2011).

Оценка возраста производилась в ЦКП «Геохронология кайнозоя» СО РАН г.Новосибирска. Отбор образцов происходил с соблюдением методических рекомендаций (Методические..., 2020). Для каждой пробы сделана полевая документация с фотофиксацией, GPS-привязкой и подробным стратиграфическим описанием разреза и положения в нем образца. Для установления одновозрастности пробы и вмещающих пород, и исключения ситуаций переотложения образца проводилось тщательное изучение разрезов. Для определения календарного возраста все уже известные и полученные нами радиоуглеродные даты были откалиброваны. Калибровка проводилась в программе открытого доступа Calib radiocarbon calibration program: Calib.rev 8.1.0. (Stuiver & Reimer, 1993), созданной IntCal Working Group.

2.2. Радиотермолюминисцентный и оптико-люминисцентный методы

Для датировки осадочных пород, не содержащих органическое вещество, в 90-е – 2000-е гг. активно использовался радиотермолюминисцентный метод (РТЛ). На данных о

возрасте, полученных РТЛ-методом для различных геоморфологических элементов Тункинской системы впадин (ТСВ), Уфимцевым Г.Ф. была построена концепция ее эволюции в среднем-позднем плейстоцене. Данный метод имел небольшую степень достоверности и впоследствии его сменил более точный, оптико-люминисцентный метод (OSL). Оба метода относятся к радиационно-дозиметрическим и основаны на расчете поглощенной дозы ионизирующего излучения, накопленного кристаллами кварца или полевого шпата за счет оптической ионизации при облучении кристаллов до момента их погребения, и определяют возраст погребения материала (Пустоваров, 2017). Критическим при пробоотборе является условие незасвеченности образца солнечным светом, при котором происходит сброс накопленных радиационных повреждений. Методы также имеют ограничения в 150 тыс. лет для кварца и 500 тыс. лет для полевого шпата.

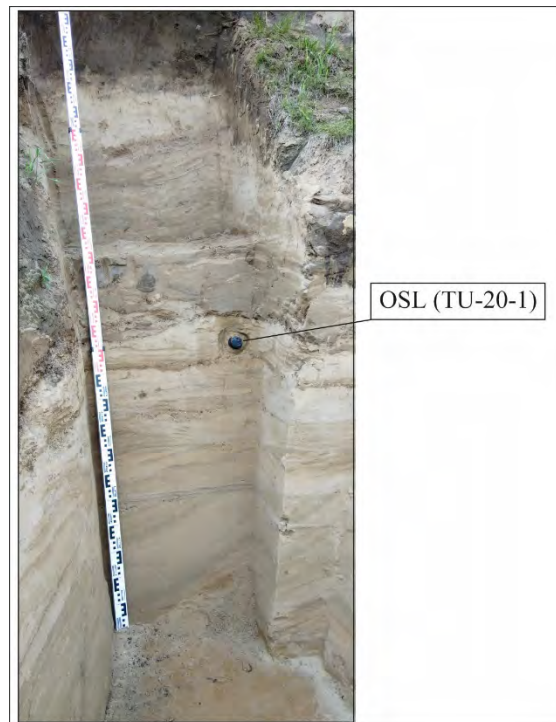


Рис. 2.2. Пример отбора пробы TU-20-1 на OSL-анализ кварцсодержащих слоистых песков аллювия русловой фации в борту террасы р. Алган-гол. 2020г.

Отбор образцов по методу OSL происходил с соблюдением методических рекомендаций (ВСЕГЕИ). Материалом для отбора служили кварцсодержащие слоистые пески *in situ*. Пробоотбор проходил в условиях, исключающих попадание солнечных лучей на образец. Для GPS привязки места отбора использовался GPS приемник Garmin с погрешностью до 5 м. Производилась фотофиксация, определение глубины пробы от дневной поверхности. Для определения фоновых значений радиации проводился дополнительный отбор пробы.

2.3. Морфометрический анализ

Для получения количественных характеристик форм рельефа был использован метод морфометрического анализа, который может применяться как к локализованным территориям с характерным типом рельефа (например, фасетированным горным отрогам вдоль линии разлома, водосборным бассейнам тектонически активных регионов), так и к большим регионам в целом. Измеренные с его помощью параметры отдельных геоморфологических элементов и структурных общностей могут быть использованы для их сравнительного анализа, получения данных о возрасте отдельных морфоструктур, оценки скоростей смещения по разломам, оценки соотношения тектонической и эрозионной компоненты в формировании рельефа (состояний топографического баланса в рельефе) и т.д. Морфометрический анализ широко используется в мире при изучении активных разломов, в том числе в зонах растяжения (Petit et al., 2009; Tsimi & Ganas, 2015; Toral, et al., 2016; Cheng, et al, 2018). Результатом таких исследований было установление эмпирической зависимости между морфометрическими параметрами фасет и скоростями смещения по разломам. Морфометрические исследования позволяют оценить тектоническую активность разломов, которая может варьировать от сегмента к сегменту. В этой работе мы провели анализ ряда морфометрических параметров: часть из них

относится к измерению фасет, развивающихся вдоль линии Тункинского разлома, другая – к ландшафту водосборных бассейнов, формирующих эрозионные долины.

Основой для морфометрического анализа являлись цифровые модели рельефа (ЦМР) TanDemX и SRTM (Shuttle radar topographic mission). В работе использовались данные дистанционного зондирования и программные инструменты (Global Mapper 18). Для уточнения отдельных параметров проводилась локальная топографическая съемка местности с применением оборудования высокой точности (тахеометр Topcon), с дальнейшим построением трехмерной модели рельефа для локальных территорий. ЦМР позволила провести построение и анализ топографических профилей для получения информации о крутизне склонов, актуальном состоянии водосборной сети, получить данные о площадях поверхностей и объемах отдельных геоморфологических объектов.

Радиолокационные данные, на основе которых была построена цифровая модель рельефа Тункинской системы впадин, были получены с немецкого спутника TanDEM-X, выполнявшего съемку земной поверхности в X-диапазоне длин волн (3.1 см) с изменяемой поляризацией излучения (HH, VH, HV, VV), в диапазоне съемочных углов от 20° до 55° (<https://innoter.com/sputniki/terrasar-x-tandem-x/>). Полученные данные имеют 4 уровня обработки по стандарту CEOS, начиная с необработанных данных и заканчивая стандартом Enhanced Ellipsoid Corrected (EEC) с корректировкой по WGS84 с цифровой моделью рельефа (ЦМР). Ортореференсированные данные 4-го стандарта, которые мы использовали в работе имеют разрешение 12 м в пикселе, были получены в рамках проекта DEM_GEOL1193 для изучения Тункинской секции Байкальского рифта. Для исследований территорий за пределами Тункинской системы впадин использовалась глобальная цифровая модель рельефа SRTM с разрешением 90 м, находящаяся в открытом доступе. Радарная топографическая съемка была произведена Shuttle radar topographic mission для большей части территории земного шара, за исключением самых северных (>60) и самых южных широт (>54) в 2000г (<https://gis-lab.info/qa/srtm.html>).

2.4. Данные дистанционного зондирования

Для получения максимального объема информации о рельефе при анализе цифровых моделей проведено дешифрирование данных дистанционного зондирования (ДДЗ) с привлечением широкого спектра дополнительных материалов, таких как топографические, геологические карты, космоснимки высокого разрешения. Для этого, на цифровую основу модели рельефа накладывались геореференсированные в общепринятую систему координат карты и снимки, соответствующие поставленным задачам, что позволяло создавать пространственную трехмерную модель с визуализированными формами рельефа и их границами (рис. 2.3). На основе полученных моделей рельефа составлены тематические карты морфометрических показателей (карта фасет, водосборных бассейнов приразломной зоны, обвалов и оползней). В работе были использованы общедоступные спутниковые снимки информационных систем Google, Yandex, Bing (<https://www.google.ru/maps>; <https://yandex.ru/maps>; <https://www.bing.com/maps>), функционал находящейся в открытом доступе навигационной программы SasPlanet поддерживающей большое количество картографических онлайн-сервисов, навигационная программа Google Earth Pro.

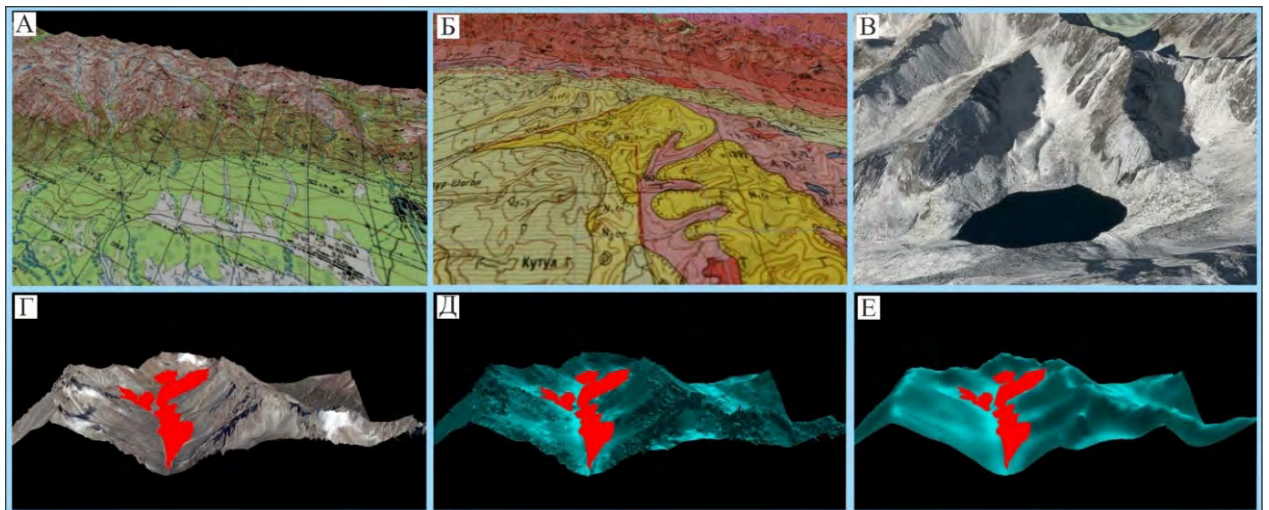


Рис. 2.3. Примеры создания пространственных моделей методом совмещения снимков с ЦМР: А. Топографическая карта, масштаб 1:100 000, Б. Геологическая карта, В. Спутниковый снимок Google Earth Pro, Г. Трехмерная модель поверхности с выделенным

телом обвала, Д. Фрагмент ЦМР на основе данных TanDem-X, Е. Фрагмент ЦМР на основе данных SRTM.

Для топографических привязок, определения топонимов в работе использовались карты Генштаба разного масштаба, также находящиеся в открытом доступе. При определении геолого-литологических контекстов территорий исследования использовались материалы «Базы данных Государственных геологических карт» ВСЕГЕИ (<http://www.vsegei.com/ru/info/webmapget>) и Государственная геологическая карта России (ГГК-1000, ГГК-200) (<http://www.geolkarta.ru>).

2.2.5. Описание опорных стратиграфических разрезов и седиментологический метод

При стратиграфическом описании четвертичных толщ новых опорных разрезов были использованы в комплексе традиционные методы: литолого-стратиграфический, минералогический, гранулометрический. При оценке возраста для расчленения и корреляция отложений мы опирались на методы датирования AMS (^{14}C), OSL и ^{10}Be «in-situ». Литолого - стратиграфический метод использовался на первоначальном этапе полевых исследований при первичной интерпретации и документации разрезов. Оценивались структурные особенности, параметры плотности, цвета, водонасыщенности, вязкости, однородности. Для некоторых разрезов (Бадары) в лабораторных условиях определялись минералогия и гранулометрия для получения детальной оценки обстановок седиментогенеза и генетических характеристик осадков. Для реконструкции обстановок осадконакопления и определения генезиса отложений был использован седиментологический метод. Метод включает выявление общих закономерностей седименто- и литогенеза, выявление цикличности седиментационных процессов различного ранга, определение условий формирования перерывов в осадконакоплении, типизацию обстановок осадконакопления. Для полноты картины мы использовали также

опубликованные данные по седиментологическому анализу (Логачев, 1968; Равский, 1964; Адаменко и др., 1975; Кульчицкий и др., 1994; Коломиец, 2010, 2019; Семеней, 2014).

2.2.6. Палеоихнологический метод

Для определения условий осадконакопления песков Бадарского массива использованы некоторые возможности палеоихнологического метода. Метод использует *trace fossils*, фиксирующие поведение придонных организмов, являющееся *in situ* индикатором палеогидрологического режима и климатических условий, скорости накопления отложений и изменений условий их формирования (Buatois, L. A. and M'angano, M. G. 2011). Для решения поставленной задачи мы ограничились интерпретацией *trace fossils* при определении палеоихнологической фации, дающей представление о генезисе осадков.

Более подробно методы будут рассмотрены в основных главах диссертации, в каждом случае их применения.

Таким образом, проведенный нами комплекс исследований с применением новейших геохронологических методов, направлен на решение фундаментальных вопросов развития Тункинской системы в позднем плейстоцене - голоцене. Полученные результаты для Тункинского рифта внесут несомненный вклад в решение проблем изучения закономерностей развития рельефа и формирования основных типов структур в условиях внутриконтинентального рифтогенеза.

ГЛАВА 3. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ ТУНКИНСКОГО РАЗЛОМА, НА ОСНОВЕ МОРФОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

3.1. Введение

Динамическая эволюция рельефа тектонически активных областей является результатом сложного взаимодействия между тектоническими и эрозионными

процессами. Для определения характеристик этого взаимодействия активно используется анализ долгосрочных топографических маркеров, который позволяет получить количественные данные по скорости, амплитуде смещения по разломам, выявить этапы в истории развития отдельных элементов рельефа (Petit et al., 2009; Burbank, Anderson, 2012; Tsimi, Ganas, 2015; Topal et al., 2016; Cheng et al., 2018). Использование морфометрических параметров фасет для оценки скоростей вертикальных смещений по разломам Байкальского рифта позволило охарактеризовать неоген-четвертичную динамику погружения северо-восточных рифтовых бассейнов Байкала (Petit et al., 2009) (рис. 1.1 Б). Юго-западный фланг Байкальского рифта остается неизученным с точки зрения скорости погружения бассейнов, при этом, в последнее время, он демонстрирует сильную сейсмическую активность с землетрясениями с магнитудой до M_w 6.7 (12.01.2021, по данным USGS (<https://www.usgs.gov>)) (рис. 1.1 Б, В). Поэтому, вопрос о скоростях смещения по основным активным разломам Тункинского звена БРС актуален с точки зрения правильной оценки их сейсмической опасности. Тункинский разлом (ТР), контролирующий развитие Тункинской системы впадин (ТСВ) на юго-западном фланге БРС (рис. 1.1), является одним из основных активных разломов Байкальского рифта. ТР представлен отрезками субширотного, СВ и СЗ простирания с разным типом геоморфологического проявления и разной амплитудой неотектонических деформаций. Разлом характеризуется большим набором морфотектонических особенностей (фасеты разного порядка, современные эрозионные долины, тектонические уступы, лестницы террас и др.), являющиеся важными маркерами, которые можно использовать для количественной оценки параметров активной тектоники рифтов.

3.2. Морфотектоническая характеристика.

Тункинская секция БРС является крупной депрессией, расположенной между горными массивами Северной Монголии на юге и Восточным Саяном на севере (рис. 1.1 Б). Вместе с Хубсугульской, Дархатской и Бусингольской впадинами она формирует юго-

западный фланг Байкальского рифта (рис. 1.1 Б). Тункинская секция включает в себя систему локальных впадин (с запада на восток: Мондинская, Хойтогольская, Туранская, Тункинская, Торская, Быстринская) разделенных отрогами (Харадабанский, Ниловский, Еловский) (рис. 1.1 В).

В геодинамическом контексте ТСВ находится в зоне перехода от режима транспрессии в Северной Монголии к транстенсионному режиму центрального Байкальского рифта (Logachev & Zorin, 1987; Solonenko et al., 1997; Petit & Fournier, 2005). ТСВ представляет собой вытянутый в субширотном направлении полуграбен со ступенчатым уклоном дна с запада на восток, с перепадом высот до 700 м на 170 км. С севера ТСВ ограничена контролирующим развитие рифта Тункинским разломом, который характеризуется крутым падением сместителя с углом наклона вблизи поверхности $60-70^{\circ}$ (Шерман и др., 1973). Северный борт впадины обрамляется Тункинским хребтом протяженностью 150 км, шириной до 30 км, максимальной абсолютной высотой более 3000 м. По совокупному набору признаков (следы горно-долинных ледников, троговые долины, кары), рельеф Тункинского хребта относят к альпийскому типу. С юга система впадин ограничена сводовым поднятием хребта Хамар-Дабан, который имеет платообразную вершинную поверхность и небольшой уклон в сторону ТСВ. Максимальные гипсометрические отметки Хамар-Дабана на 500 – 700 м ниже Тункинского хребта (рис. 1.1В).

Хребты Тункинский и Хамар-Дабан представлены неопротерозойскими - среднекембрийскими (Школьник и др., 2016) магматическими и метаморфическими комплексами с близкими литологическими типами пород (рис. 3.1 А, Б).

Тункинский хребет имеет асимметричные склоны - короткий и крутой южный и, длинный и пологий северный, и представляет собой классическую форму лежачего крыла разлома. Морфология южного склона горного фронта Тункинского хребта представлена хорошо выраженными фасетами, характерными для всех сбросов, контролирующих

эволюцию Байкальского рифта (Petit, 2009). В зависимости от сегмента разлома, форма фасет (треугольная или трапециевидная), высота и уклон различаются. Крупные фасеты иногда осложнены в нижних частях более мелкими молодыми из-за врезания в поверхность фасета мелких эрозионных долин, перпендикулярных разлому (рис. 3.2).

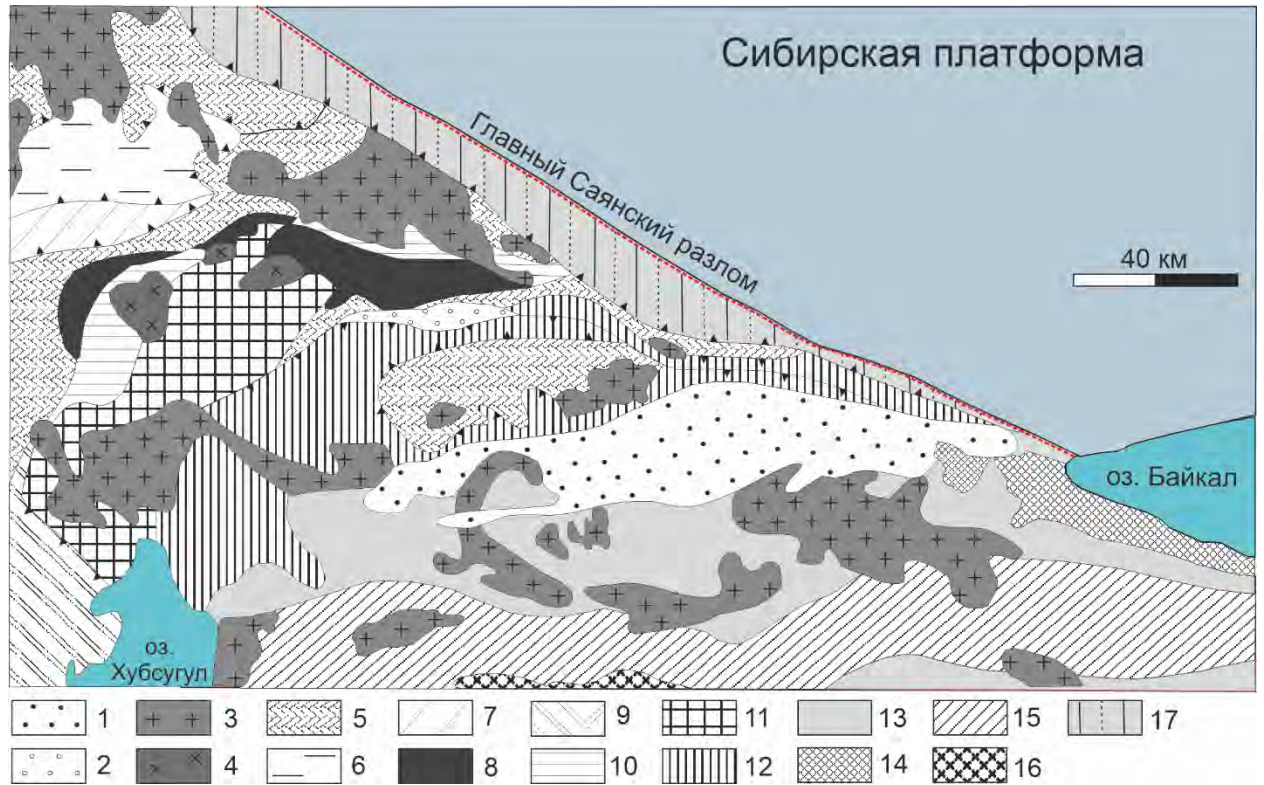


Рис. 3.1А. Геологическая схема района Тункинской системы впадин и ее горного обрамления: 1. Кайнозойские отложения ТСВ; 2. Позднедевонско-каменноугольные молассоидные отложения (саган-сайрская свита); 3. Гранитоиды ордовикские; 4. Гранитоиды рифейские; 5. Отложения венд-нижнекембрийского чехла; 6-11. Рифейские образования фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента: 6. Осадочные и вулканогенно-осадочные отложения окинской серии, 7. Осадочно-вулканогенные отложения хугейнской серии, 8. Офиолиты, 9. Турбидиты, 10. Карбонатные отложения рифейского чехла Гарганской глыбы, 11. Докембрийские метаморфические образования Гарганской глыбы; 12. Тункинский террейн, ранний ордовик; 13. Хамардабанская группа метатерригенных пород позднего рифея – раннего ордовика; 14. Раннепалеозойские метаморфические образования Слюдянской группы; 15. Хангарульская группа, ранний протерозой; 16. Метаморфизованные осадки Зунмуринской группы, средняя пермь; 17. Метаморфические образования Китойкинской группы, ранний ордовик. Схема составлена по (Беличенко и др., 2003; Salnikova et al., 1998; Донская и др., 2000; Лыхин и др., 2010; Жимулев и др., 2011; Резницкий и др., 2013) с упрощениями и изменениями.

С юга, Тункинский хребет, ограниченный плоскостью разлома, хорошо выраженной его линией отделен от седиментационного бассейна и имеет главную водораздельную границу, почти параллельную уступу разлома. Средняя длина рек,

дренирующих южный склон хребта, составляет около 6 км, максимальная длина не превышает 11 км.

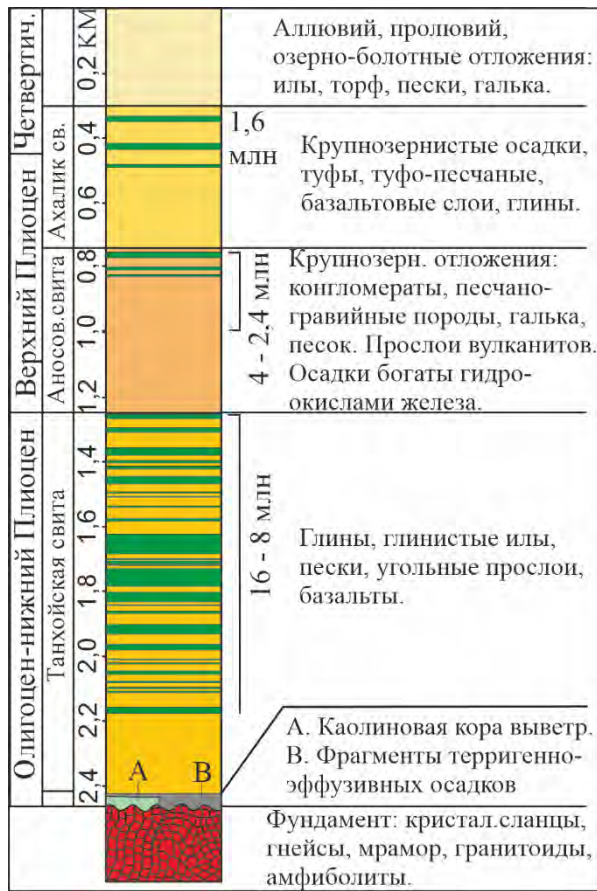


Рис. 3.1Б. Стратиграфическая колонка разреза Тункинской впадины (с изменениями по Shchetnikov et al., 2012, Рассказов и др. 2010).

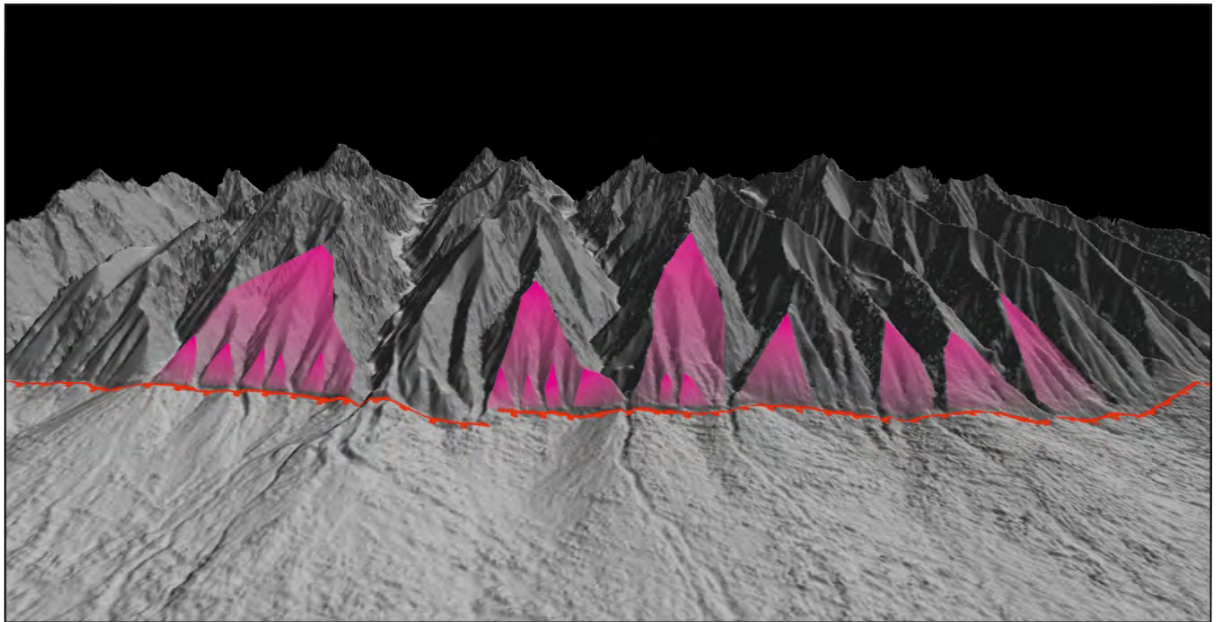


Рис. 3.2. Фрагмент уступа горного фронта Тункинского хребта, полученный с помощью цифровой модели рельефа TanDEM-X, иллюстрирующий активный разлом, фасеты разного порядка и современные эрозионные долины.

Кроме того, для южного склона Тункинского хребта характерно небольшое расстояние между водосборными бассейнами (в среднем 1,4 км в устьевых участках), типичное для тектонически активных блоков разломов в зонах растяжения (Novius, 1996; Wallace, 1978). В верхней части долин в редких случаях наблюдаются расширения водосборных бассейнов.

Вдоль подножия широко представлены конусы выноса рек, дренирующих южный склон Тункинского хребта. Размеры конусов широко варьируются в зависимости от длины долины, дренирующей хребет и площади его водосбора. Вместе с конечными моренами, вышедшими за пределы долин, и коллювием склонов, они образуют предгорный шлейф вдоль Тункинского хребта. В одних долинах присутствуют боковые и конечные морены, в других - следы ледниковой деятельности находятся только в верховьях, в пределах каровых котловин. Согласно датировке по методу ^{10}Be поверхности валунов из краевых комплексов морен на юге Восточного Саяна, средний возраст самых молодых конечных морен составил 16–14 тыс. лет (Аржанников и др., 2015). На сегодняшний день известный возраст всех моренных комплексов региона не выходит за рамки позднеплейстоценового сартанского оледенения.

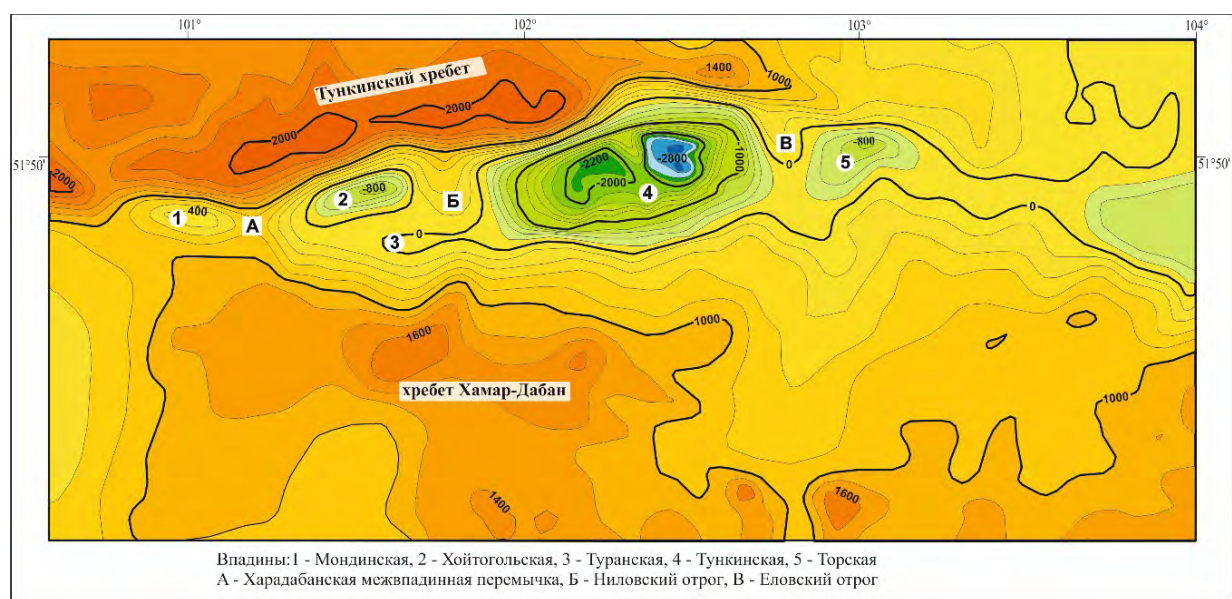


Рис. 3.3. Схема глубин фундамента Тункинской системы впадин (с изменениями по

Шерман и др., 1973). Нулевая изолиния соответствует уровню поверхности, с которой производились геофизические исследования.

Впадины Тункинской системы характеризуются разными глубинами опускания фундамента. По геофизическим данным наиболее глубокой является центральная Тункинская впадина. Она разделена на два блока субмеридиональной погребенной перемычкой, представляющей из себя выступ фундамента. Днище западной части впадины опущено на глубину 2200 м, восточной – на 2800 м (Шерман и др.1973) (рис. 3.3). Расположенные к востоку и западу от Тункинской, Торская и Хойтогольская впадины, соответственно, имеют глубины опускания фундамента порядка 500 - 600 м. Еловский и Ниловский отроги, представляющие собой фрагменты блоков фундамента, опущены относительно вершинной поверхности Тункинского хребта на 1000 и 1200 м, соответственно. При этом Еловский отрог частично перекрыт неогеновыми осадочно-вулканогенными отложениями мощностью до 100 м (Шерман и др.1973).

3.3. Эволюция ТСВ и особенности осадконакопления.

История развития Тункинской системы определяется развитием всего Байкальского рифта, которое по данным (Matz and Perepelova, 2011) включает 3 основных этапа – ранний или дорифтовый (70 - 30 млн лет), средний или раннерифтовый (30 - 5 млн лет) и поздний (5 – 0 млн лет). Два последних согласуются с двумя стадиями рифтинга, выделенными (Logatchev & Zorin, 1987; Логачев, 2003): «медленный» рифтинг, характеризующийся накоплением мелкозернистых осадков в Байкальских впадинах в палеоцен-миоценовое время, и «быстрый», которому соответствует верхняя толща грубообломочных отложений плиоцен-четвертичного возраста, свидетельствующая о наиболее активной фазе рифтинга. Смена темпа и характера тектонических движений произошла предположительно 6 - 5 млн лет назад, по данным (Логачев, 2003).

Усиление тектонических движений 5 - 7 млн лет назад связано с передачей деформаций от удаленного воздействия Индо-Азиатской коллизии (Molnar and Tapponnier, 1975; Zonenshain and Savostin, 1981; Jolivet et al., 2009, 2013(б); Arzhannikova et al., 2011). Деформации сжатия, связанные с коллизионными процессами, привели к формированию рельефа Алтае-Саянской горной области в последние 5 млн лет (De Grave et al., 2003, 2007; Jolivet et al., 2007; Vassallo et al., 2007; Buslov et al., 2008). Об активизации горообразования в районе Восточного Саяна, Хамар-Дабана и Хангая также свидетельствуют изменения в морфологии датированных лавовых потоков (Ярмолук, Кузьмин, 2006; Ярмолук и др., 2008; Ivanov & Demonterova, 2009). Авторами вышеуказанных работ установлено, что примерно 3 - 5 млн лет назад покровные излияния базальтов в этих районах сменились долинными, что является свидетельством начала роста горных систем и формирования современной речной сети. Для Тункинского хребта по данным (U-Th) / He – хронометрии было установлено, что его быстрая эксгумация приходится на промежуток 10 – 5 млн лет назад со значительным увеличением скорости подъема после 5.8 млн лет (Лунина и др., 2009).

Информация о дорифтовой и раннерифтовой истории Тункинской системы впадин получена по данным бурения, включая глубокую скважину (1100 м) в южной части Тункинской впадины (Мазиллов и др., 1972, 1993). Наиболее древними отложениями, вскрытыми скважиной, являются отложения терригенно-эффузивной свиты, лежащей непосредственно на кристаллическом фундаменте в виде разрозненных маломощных тел (максимум до 60 м), предположительно мел-палеоценового возраста (Mats, 1993). На этом этапе развития территория исследований была близка к пенеплену и отложения терригенно-эффузивной свиты не ограничивались контурами Тункинской системы впадин, а заполняли понижения в рельефе по всему Прибайкалью (Мазиллов и др., 1972). К этому же времени приурочена вспышка базальтового вулканизма с возрастом 72 млн л. (Рассказов, 1993), так же не ограниченного контурами Тункинской системы впадин.

Терригенно-эффузивная свита отделена от вышележащих отложений толщей каолиновых кор выветривания, развитых по отложениям свиты, мощностью до 25 м, свидетельствующих о длительном перерыве в осадконакоплении.

Следующий этап осадконакопления верхне-олигоцен - ранне-плиоценового возраста приурочен к стадии «медленного рифтинга». В разрезе осадочная толща этого этапа (наибольшая мощность в Тункинской впадине до 1400 м) представлена отложениями танхойской угленосной свиты, сложенной тонкообломочными отложениями озерно-болотных фаций. Наличие коррелятных отложений миоценового возраста в хребтах Восточного Саяна и Хамар-Дабана (верховье р.Утулик, Окинское плато) на высотах в сотни метров выше днищ современных впадин указывает на отсутствие во время их формирования четких границ Тункинской системы впадин. Площадь распространения миоценовых осадков значительно превышала современную площадь Тункинской системы впадин, охватывая территорию ее современных бортов (Мазилев и др., 1972). Танхойский этап осадконакопления проходил в условиях тектонического спокойствия, осложняясь, в отдельные периоды, эксплозивной деятельностью. Об этом свидетельствуют многочисленные прослои в танхойских осадках базальтовых туфов, туффитов и туфобрекчий, возрастом 16 - 8 млн лет (Рассказов, 2014). Рельеф в этот период времени представляет собой слаборасчлененную денудационную поверхность, местами перекрытую лавами, с относительным превышением поднятых участков над впадинами порядка 300-500 м (Логачев, 1968; Мазилев и др., 1972).

Начало этапа «быстрого рифтинга» в позднем плиоцене ознаменовалось активизацией тектонических движений, активным ростом гор и сменой характера деформаций с пликативных на дизъюнктивные. В это время активизировался древний Тункинский разлом, который начал контролировать осадконакопление Тункинской системы впадин определяя ее северную границу в современных контурах. В разрезе осадки этого этапа резко меняют гранулометрический состав и представлены

грубообломочными конгломератами, гравийными и грубозернистыми песчаниками аносовской свиты, перекрывающей танхойскую с угловым несогласием (Логачев 1968). Это связано с резкой сменой обстановок осадконакопления с дистальной, где осадки накапливались в озерно-болотных условиях далеко от областей сноса, на проксимальную, с осадками в виде руслового аллювия в центральных частях впадин и конусов выноса и наклонных предгорных шлейфов у подножья растущего Тункинского хребта (Мазилев и др., 1972). Вулканогенно-осадочные отложения этого этапа приурочены к верхам разреза и имеют плиоценовые К-Аг датировки от 4 до 2.4 млн лет (Рассказов, 2014). Отложения аносовской свиты имеют красноватый цвет из-за содержания гидроксидов железа, которые отличают их от осадков других образований. Ахаликская свита, залегающая на аносовской, является туфогенно-осадочной и сложена туфами и туфопесчаниками, а по периферии впадин – грубообломочными конгломератами. Эксплозивная вспышка, давшая большой объем пирокластического материала, произошла в Тункинской впадине около 1.6 млн л (Rasskazov et al., 2010)

Отложения аносовской и ахаликской свит, таким образом, формировались уже в пределах границ впадин, обрамление которых начало формироваться в связи с перестройкой рельефа в плиоцене в современных контурах (Мазилев и др., 1972).

Покровная часть осадочного комплекса, заполняющего систему впадин, выполнена позднеплейстоценовым субаэральным материалом, включающим лессовидные отложения перигляциальной зоны.

Как уже упоминалось, развитие ТСВ не было однонаправленным: трансензионный режим деформаций с раскрытием впадин в СЗ-ЮВ направлении сменился в позднечетвертичный период на режим транспрессии с СВ направлением оси сжатия, обусловленный удаленным воздействием Индо-Азиатской коллизии (Larroque et al., 2001; Arzhannikova et al., 2003; 2005; Arjannikova et al., 2004; Parfeevets and San'kov, 2006; Arzhannikova et al., 2007; Ritz et al., 2018). Это проявилось в инверсионном поднятии

отдельных частей ТСВ (Чипизубов и др., 2003; Щетников, Уфимцев, 2004; Arjannikova et al., 2004; Уфимцев и др., 2009; Ritz et al., 2018; Arzhannikov et al., 2018). Об этом свидетельствуют комплекс террас и такой геоморфологический признак, как антецендентные участки долины магистрального водотока р. Иркут, прорезающие Ниловский и Еловский отроги, и ущелье р. Иркут, выработанное в поднятом крыле Главного Саянского разлома (Уфимцев и др., 2009). Ниловский отрог также прорезан V-образным ущельем р. Ихэ-Ухгунь глубиной 200 м (рис. 1.1 В). Южные борта Торской и Тункинской впадин вовлечены в воздымание хребта Хамар-Дабан с амплитудой 200 метров и более (Щетников, Уфимцев, 2004). Краевые впадины Тункинской системы – Мондинская и Быстринская – также вовлечены в воздымание и фиксируют глубинные эрозионные процессы. Так, в Мондинской впадине р. Иркут врезается в плиоценовые конгломераты. Морфотектонические исследования Мондинского разлома, контролирующего с севера Мондинскую впадину, позволили установить его позднечетвертичную кинематику как взбросо-сдвиговую с вертикальной скоростью поднятия южного крыла для голоцена 1.5 мм / год (Arjannikova et al., 2004; Arjannikova et al., 2023). Торский сегмент Тункинского разлома З-СЗ простирания на позднечетвертичном этапе также представляет собой взбросо-сдвиг (Чипизубов и др., 2003; Ritz et al., 2018). Подобные деформации наблюдаются также по Главному Саянскому и Ихэ-Ухгуньскому разломам З-СЗ простирания (рис. 1.1 В) (Chipizubov and Smekalin, 1999; Аржанникова и др, 1999; Arjannikova et al., 2004; Ritz et al., 2018).

Современные деформации изучаемого района устанавливаются по данным GPS-геодезии и по механизмам очагов землетрясений. По данным GPS измерений ЮЗ фланг Байкальской рифтовой системы и примыкающая к нему часть Восточного Саяна характеризуются субширотным простиранием векторов голоценовых смещений с преобладанием сдвиговых деформаций блоков (Саньков и др., 1999; Calais et al., 2003). При этом Хамар-Дабанский массив испытывает деформации сжатия с доминирующим

укорочением в северо-восточном направлении (Lukhnev et al., 2010). По данным о механизмах очагов землетрясений на юго-западном фланге Байкальской рифтовой системы происходит тесное взаимодействие растягивающих и сжимающих напряжений, результатом которого является сложный комплекс различных типов тектонических деформаций. Средний тензор сейсмического момента, рассчитанный по данным о фокальных механизмах Тункинских землетрясений, указывает на сдвиговый деформационный режим с северо-восточной осью сжатия, при котором вклад сжимающих усилий более значителен, чем растягивающих (Delouis et al., 2002; Melnikova et al., 2004). При этом западная часть Тункинской системы впадин характеризуется более высокой концентрацией эпицентров землетрясений, наблюдаемых за инструментальный период, чем восточная (Radziminovich et al., 2013). В рамках работы над диссертацией был проведен морфометрический анализ для количественной оценки параметров активной тектоники ТСВ, результаты которой опубликованы в работе (Chebotarev et al., 2021) и представлены ниже.

3.4. Морфометрический метод

Морфометрический анализ широко используется в мире при изучении активных разломов, в том числе в зонах растяжения (Petit et al., 2009; Tsimi & Ganas, 2015; Topal, et al., 2016; Cheng, et al, 2018). Результатом таких исследований было установление эмпирической зависимости между морфометрическими параметрами фасет и скоростями смещения по разломам (Petit et al., 2009; Tsimi & Ganas, 2015). Оценку тектонической активности разломов дополняют морфометрические исследования прилегающих водосборных бассейнов, параметры которых также зависят от скорости и характера деформаций (Strak et al., 2011; Graveleau et al., 2015; Topal et al., 2016; Cheng et al., 2018). Такой подход особенно актуален для сегментированных разломов, где каждый отдельный сегмент может генерировать землетрясения с различной магнитудой и

интервалом повторяемости. Такие разломы требуют оценки скорости смещения по каждому сегменту.

В этой работе мы провели анализ ряда морфометрических параметров: часть из них относится к измерению фасет, развивающихся вдоль линии Тункинского разлома, другая – к ландшафту водосборных бассейнов, формирующих эрозионные долины.

Источником данных для измерений послужила цифровая модель рельефа (ЦМР) TanDEM-X с разрешением 12 м. Для уточнения некоторых данных также были проведены полевые работы на отдельных участках разлома и использованы результаты ¹⁰Ве-датирования смещенных по разлому террасовых поверхностей (Arzhannikova et al., 2018). На основании данных ЦМР, снимков Google Earth pro и топографических карт масштаба 1:100 000, вся протяженность Тункинского разлома в пределах ТСВ была разделена на сегменты согласно границам, выраженных в рельефе обновленных участков разлома и изменению простирания.

Анализ горного фронта, сформированного вдоль Тункинского разлома, проводился по следующему набору геоморфологических показателей: извилистость горного фронта S_{mf} (Mountain Front Sinuosity), отношение высоты и ширины фасет к их базовой длине, а также показателю плотности дренирующих фасеты каналов D_{df} (the facet drainage density – плотность дренажной системы фасет).

Параметр S_{mf} (извилистость горного фронта) определяется как отношение длины контура подножия горного фронта вдоль отдельного сегмента к прямой линии, соединяющей крайние точки сегмента:

$$S_{mf} = L_{mf}/L_s \quad (3.1)$$

где S_{mf} - извилистость горного фронта, L_{mf} - длина линии горного фронта вдоль топографического перегиба склона у подножия хребта, L_s - прямая длина сегмента горного фронта (рис. 3.4).

Горный фронт с высокой степенью эрозии и с размытым контуром перегиба показывает более высокие значения Smf , что отражает его более древний возраст, либо более низкие темпы тектонического подъема по отношению к скорости эрозионных процессов. Таким образом, у молодого горного фронта с высокой скоростью роста контур перегиба стремится к прямой линии и имеет низкие значения Smf (Keller and Pinter, 2002).

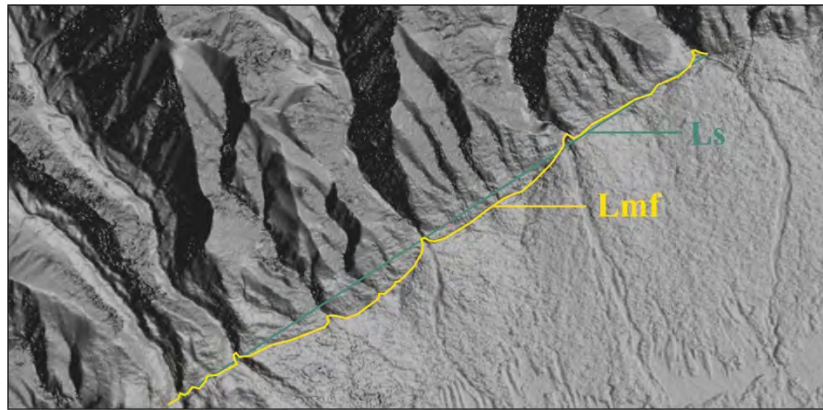


Рис. 3.4. Фрагмент цифровой модели TanDEM-X, демонстрирующий контур подножия горного фронта (Lmf) и длину сегмента разлома Тункинского хребта по прямой линии (Ls).

Фасеты – это формы рельефа, связанные с активностью нормальных разломов (Wallace, 1978; Armijo et al., 1986). Форма фасет (треугольная или трапециевидная) является результатом сочетания непрерывного подъема горных пород в основании сбросового разлома и долговременной эрозии (Burbank & Anderson, 2011). Отношение высоты и ширины фасет к их базовой длине: H/BL и W/BL (где H – высота, W – ширина, а BL – базовая длина фасеты) показывает систематическую зависимость этих параметров от возраста фасет и от степени их эродированности. При этом первый параметр (H/BL) показывает прямую зависимость от угла наклона фасет. Ширина определяется как расстояние от вершины до базовой линии фасеты, высота – разница в абсолютных отметках между вершиной и базовой линией (рис. 3.5).

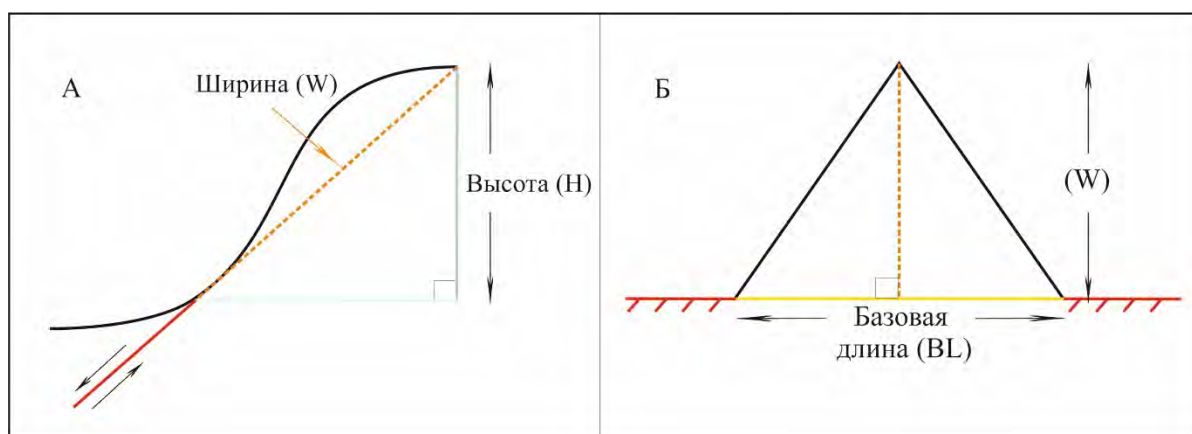


Рис. 3.5. Параметры фасет в профиле (А) фронтальном ракурсе (Б) для разломов сбросовой кинематики (по Tsimi & Ganas, 2015).

Отношения параметров высоты и ширины к базовой длине и углу наклона фасеты показывают, что при больших значениях угла, как правило, наблюдаются фасеты с большими значениями ширины, но с малой базовой длиной (Tsimi & Ganas, 2015).

Индекс D_{df} , апробированный в качестве способа оценки степени расчлененности фасет (Torral et al., 2016) показывает плотность каналов, дренирующих фасету:

$$D_{df} = L_{sf}/A_f \quad (3.2)$$

где D_{df} - плотность дренирования фасеты, L_{sf} - общая длина водотоков на фасете, A_f - площадь фасеты. Он рассчитывается как отношение суммарной длины всех водотоков в пределах фасеты к ее площади. Значение индекса D_{df} зависит от возраста фасеты - большая плотность дренажа указывает на больший возраст. На значение этого параметра может иметь влияние литологический фактор, в том случае, если он меняется вдоль линии разлома.

Морфологические параметры водосборных бассейнов также отражают динамику тектонических процессов. Для извлечения и последующего анализа 75 водосборных бассейнов, формирующих северное обрамление Тункинского разлома, мы использовали функционал программы Global mapper и цифровую модель рельефа TanDEM-X с разрешением 12 м, что обусловило достаточную детальность исследований. Из цифровой модели рельефа были получены 4 морфологических параметра: форма водосборного

бассейна BS (basin shape), гипсометрический интеграл HI (the hypsometric integral), коэффициент асимметрии AF (the asymmetry factor), отношение ширины дна долины к высоте долины VF (the valley form). Форма водосборного бассейна рассчитывается по формуле:

$$Bs = Bl/Bw \quad (3.3)$$

где Bs - форма бассейна, Bl - длина бассейна, а Bw - максимальная ширина бассейна (рис. 2.6 А) (El-Hamdouni et al., 2008). Этот параметр отражает зависимость формы водосборного бассейна от активности тектонических процессов. Для тектонически активных областей характерны бассейны вытянутой формы. Округлые или изометричные формы бассейнов распространены в регионах, где нет структурной деформации или скорость ее низкая (Bull and Mcfadden, 1977).

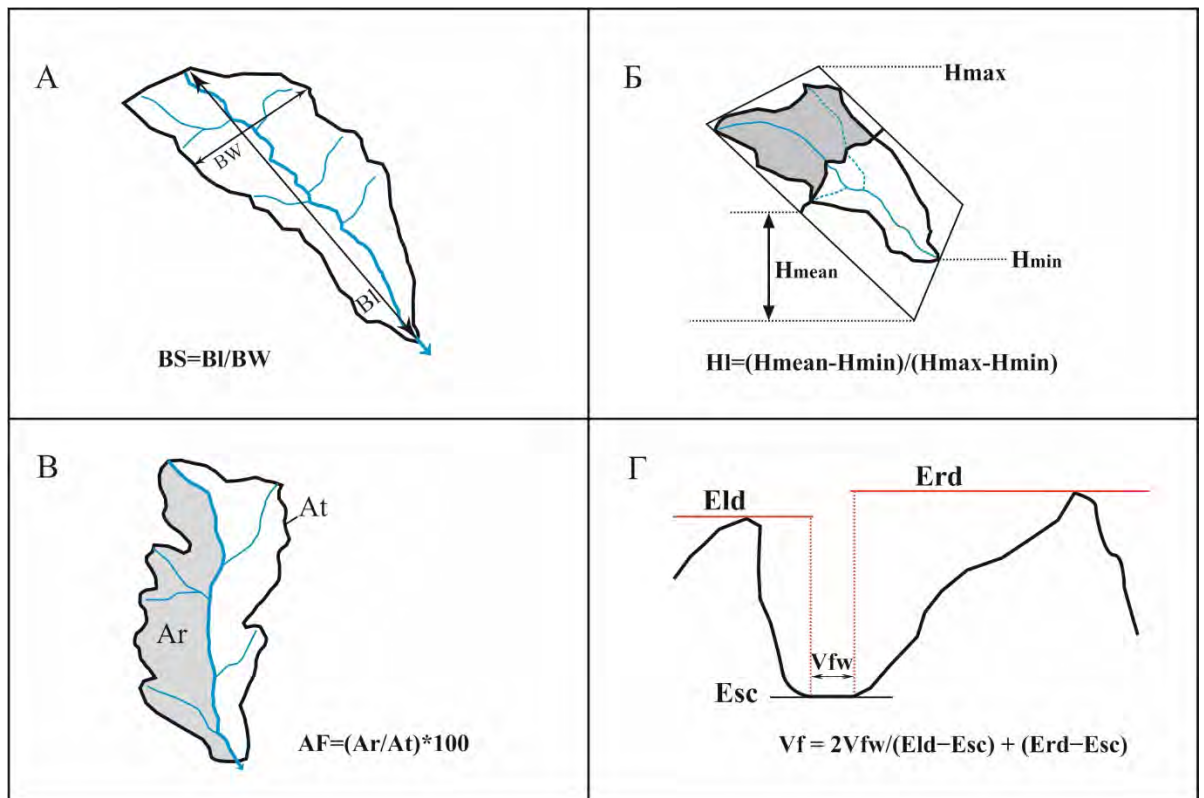


Рис. 3.6. Геоморфологические параметры водосборных бассейнов (модифицированные по Bull, McFadden, 1977 и Cheng et al., 2018): А - форма водосборного бассейна, Б - гипсометрический интеграл, В - коэффициент асимметрии, Г - соотношение ширины дна долины и высоты.

Гипсометрический интеграл (HI) используется во многих исследованиях как индикатор относительного топографического развития и рассчитывается по формуле:

$$HI = (H_{\text{mean}} - H_{\text{min}}) / (H_{\text{max}} - H_{\text{min}}) \quad (3.4)$$

где HI – гипсометрический интеграл, H_{mean} – высота середины бассейна, H_{min} – минимальная высота бассейна в устьевой зоне, а H_{max} – максимальная высота бассейна (рис. 3.6 Б). Гипсометрический интеграл отражает форму (вогнутость или выпуклость) продольного профиля долины водотока. Значения HI больше 0.5 (отражающие выпуклую форму профиля долины) связано с омоложением ландшафта бассейна в результате воздействия активных тектонических процессов, значения HI меньше 0.5 (вогнутый профиль долины) указывают на преобладание эрозионных процессов над тектоническими.

Еще один параметр, дающий информацию о характере развития водосборного бассейна - коэффициент его асимметрии AF (the asymmetry factor). Он также отражает степень тектонической активности и показывает наличие наклона тектонического блока в пределах сегмента разлома. Для расчета используется формула:

$$AF = 100 (A_r / A_t) \quad (3.5)$$

где AF - коэффициент асимметрии, A_r - площадь бассейна с правой стороны основного водотока, а A_t - общая площадь бассейна (рис. 3.6 В). При отсутствии наклона блока, значение AF будет близко к 50, систематическое отклонение от этого значения для водотоков одного блока указывает на его наклон, обусловленный тектоническими процессами.

Форма поперечного профиля долин V_f , выражается отношением ширины дна долины к высоте долины:

$$V_f = 2V_{fw} / (E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc}) \quad (3.6)$$

где V_f - отношение ширины долины к высоте; V_{fw} - ширина долины; E_{ld} – высота левого и E_{rd} высота правого бортов долины; E_{sc} - высота дна долины (рис. 3.6 Г). Ширина долины измеряется в приустьевом участке, на расстоянии 0.5 - 1 км от линии ее

пересечения с разломом (Burbank & Anderson, 2011). Этот параметр отражает разницу в форме поперечного профиля долины. Выделяются узкие и высокие, V-образной формы долины, а также долины с более широким U-образным поперечным профилем. Узкие долины характеризуют ландшафты с высокой тектонической активностью, что отражается в формуле низкими значениями V_f (Keller and Pinter, 2002).

Расчет скорости смещения по разлому был выполнен с использованием подхода, представленного в (Petit et al., 2009) для разломов сбросовой кинематики, который рассматривается в параграфе 3.5.2.

3.5. Результаты

3.5.1. Результаты морфометрических исследований

Морфометрические исследования тектонических уступов и эрозионно-русловых систем вдоль сбросовых разломов широко используются для изучения эволюции горных фронтов и определения долгосрочных скоростей смещения по сегментированным разломам (Tsimi & Ganas, 2015; De Polo & Anderson, 2000; Ganas et al., 2005; Petit et al., 2009(a); Topal et al., 2016; Cheng et al., 2018). На морфометрические показатели могут влиять тектоническая активность, значительные изменения литологического сопротивления, ориентация фронта хребта и сегментация разлома. Протяженность горного фронта Тункинского хребта в районе исследования составляет 125 км от устья р.Ихэ-Ухгунь на западе до устья р.Большой Бильчир на востоке. Мы разделили разлом на 15 сегментов разной длины (от 4,4 до 17,5 км), которые можно объединить, согласно их простиранию, в 3 группы: субширотные (сегменты 2,4,6,12,13) северо-западные (14,15) и северо-восточные (1,3,5,7-11) (рис. 3.7)

Устойчивость к эрозии определяется такими свойствами горных пород, как плотность, прочность и растворимость. По нашим оценкам, свойства горных пород, слагающих лежачее крыло Тункинского разлома, изменяются вдоль его простирания

незначительно. Горы Тункинского хребта представлены магматическими и метаморфическими комплексами. Легкорастворимые породы, такие, как доломиты, известняки, мел, гипс и соли в Тункинском хребте отсутствуют. Редко встречаются окварцованные известняки, которые за счет окварцевания по своим параметрам плотности сопоставимы с другими метаморфическими комплексами. Южный склон Тункинских гольцов в пределах Тункинской впадины (сегменты 5-12) сложен, в основном, гнейсами и кристаллическими сланцами нижнего протерозоя, а в верхнем течении рек в пределах сегментов 5-10 – гранитами и сиенитами верхнего протерозоя (рис. 3.1 А, Б). Верхнепротерозойские интрузии также занимают большую часть Хойтогорьского звена разлома (1-3 сегменты). К северу от Ниловского отрога (сегмент 4) породы представлены гнейсами и кристаллическими сланцами. Небольшими участками представлены верхнепротерозойские диориты и кварцевые диориты (сегменты 3,4). Показатели плотности для перечисленных пород меняются незначительно в пределах $2,6 - 2,8 \text{ т/м}^3$, а предел прочности колеблется в диапазоне 200-300 Мпа.

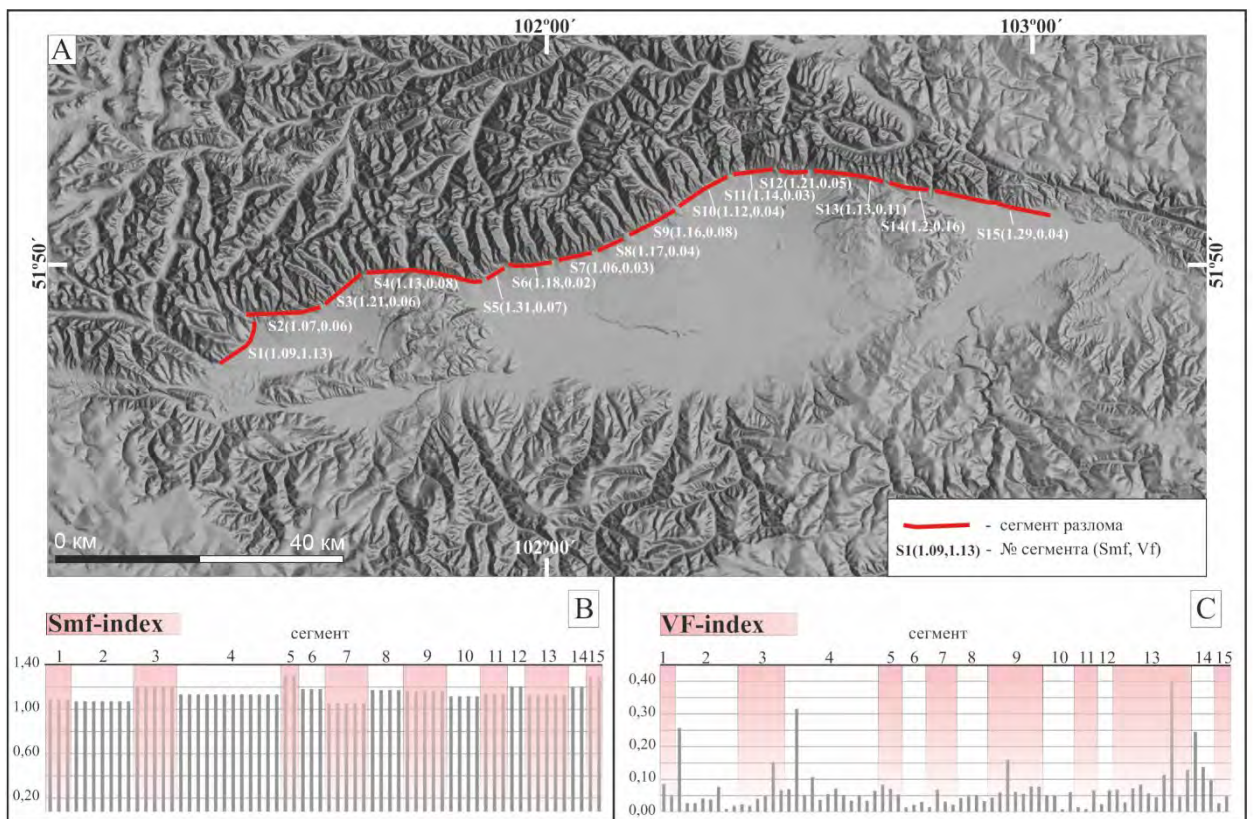


Рис. 3.7. Схема расположения сегментов Тункинского разлома. А - цифровая модель

TanDEM-X, с обозначенными сегментами Тункинского разлома. В скобках указаны морфометрические параметры (Smf , VF) горного фронта вдоль разлома; Б - гистограмма, отражающая значения индекса Smf ; В - гистограмма, отражающая значения VF - индекса.

Для определения возможного влияния литологического строения лежащего крыла на скорость эрозии мы построили продольные профили тальвегов долин рек, формирующих ландшафт приразломной зоны в местах максимальной variability геологических пород (рис. 3.8 А, Б, В, Г).

Профиль долины номер 14 (рис. 3.8 А) в верхней и нижней своей части пересекает граниты и гранодиориты, сменяющиеся в среднем течении клинообразной структурой, сложенной диоритами и кварцевыми диоритами. В контактных зонах профиль не имеет литологически обусловленных перегибов и изменений угла наклона, связанного с разными скоростями вреза в породы разного состава.

На (рис. 3.8 Б) профиль долины 22 пересекает сверху вниз гнейсы и кристаллические сланцы протерозоя, гнейсы и кристаллические сланцы, верхнепротерозойские граниты и сиениты, диориты и кварцевые диориты. В местах пересечения профилем разных пород, перегибов и резких изменений угла наклона в профиле не отмечено. Крутые участки, а затем выполаживание профиля наблюдаются в верхней части долины, но это связано не с литологическим фактором, а с обвальными осыпными массами, заполняющими долину на этих участках.

Профиль долины 33 (рис. 3.8 В) пересекает 5 различных типов пород. В нижней части профиля резкого изменения угла наклона на литологических контактах не наблюдается. В верхней части долины наблюдаются значительные перегибы в профиле, один из них (3) совпадает с контактом гнейсов и кристаллических сланцев с диоритами и кварцевыми диоритами. Этот перегиб, а также более крутой уступ выше по профилю, связаны с формированием ригелей в процессе продвижения ледника по долине во время последнего позднеплейстоценового оледенения.

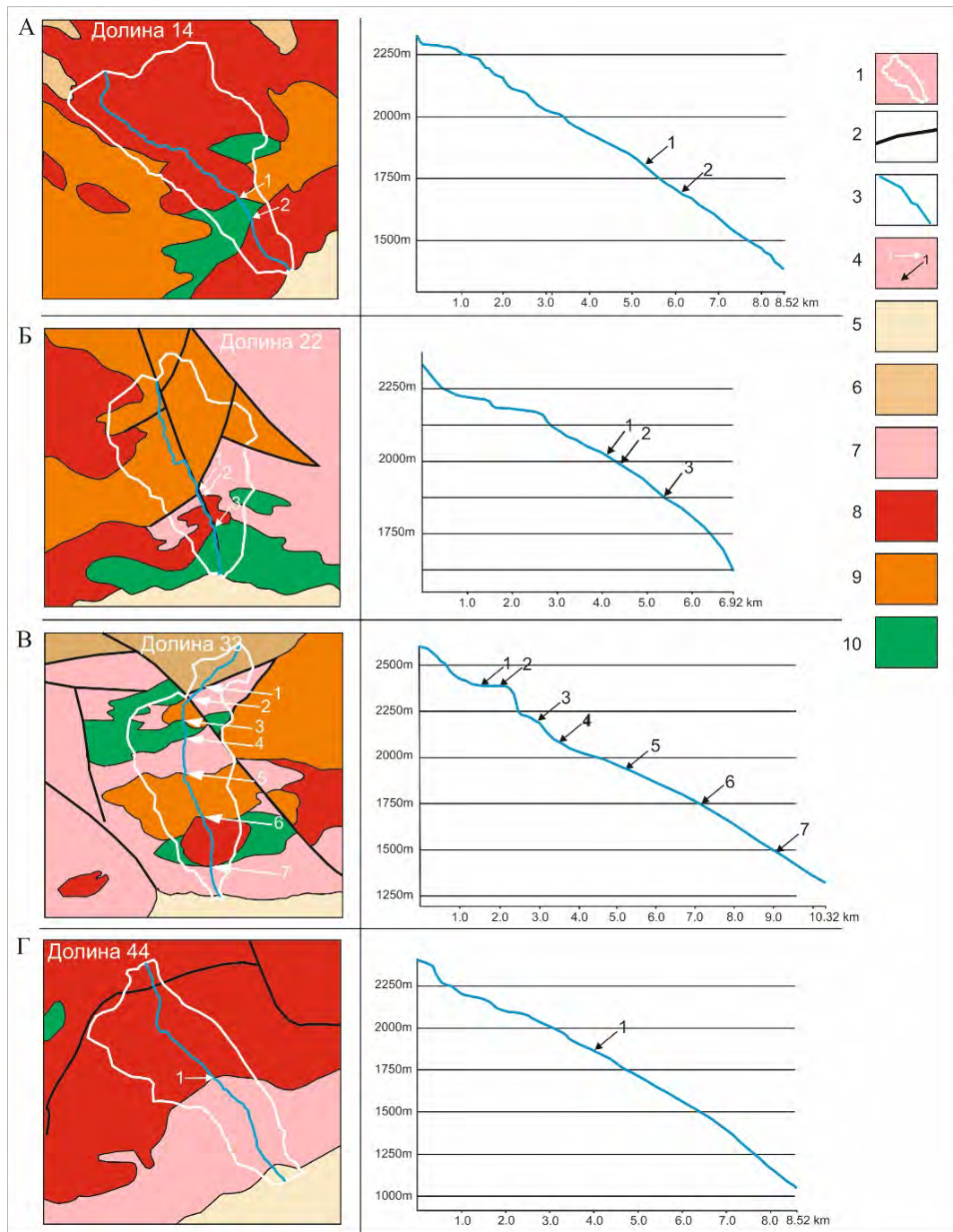


Рис. 3.8. Продольные профили рек с максимальной изменчивостью горных пород в лежачем крыле: А, Б, В, Г - для долин 14, 22, 33, 44, соответственно. 1 - границы водосборного бассейна, 2 - локальные разломы, 3 - продольные профили рек, 4 - стрелками указаны точки пересечения профиля рек и линии контакта различных пород, 5 - четвертичные рыхлые отложения, 6 - метаморфические сланцы, эффузивные породы, 7 - гнейсы и кристаллические сланцы, 8 - граниты и гранодиориты, 9 - гнейсы, кристаллические сланцы, 10 - диориты и кварцевые диориты.

Профиль долины 44 (рис. 3.8 Г) пересекает граниты, гранодиориты верхнего протерозоя, гнейсы и кристаллические сланцы, не фиксируя ни перегиба в зоне контакта, ни разницы в угле наклона профиля.

Профили остальных долин, не представленных в этом анализе из-за их меньшей литологической вариабельности, тем не менее, были также оценены. При пересечении разных пород они также не фиксируют заметных изменений. Таким образом, в лежащем крыле Тункинского разлома литологический фактор имеет небольшое влияние на скорость вреза, и мы можем пренебречь им при изучении морфометрических параметров фасет.

Анализ морфопризнаков мы начали с обработки морфометрических данных, имеющих отношение к геометрии горного хребта вдоль линии разлома, таких, как извилистость горного фронта (S_{mf}) и форма поперечного профиля долин в районе тектонического уступа (V_f).

Извилистость горного фронта является потенциальным индикатором уровня долгосрочной тектонической активности (Bull & McFadden, 1977). Снижение тектонической активности приводит к преобладанию поверхностных процессов. Например, активированная боковая эрозия расширяет долины в приустьевых частях, что увеличивает значение индекса S_{mf} . Значение параметра S_{mf} около 1 характеризует активно «растущий» горный фронт. Извилистость около 2 или более указывает на эродированный горный фронт с небольшими показателями активности. Помимо тектонической активности, на значение индекса S_{mf} могут влиять значительные изменения литологического состава лежащего крыла и ориентации фронта хребта (Burbank & Anderson, 2012).

Значения индекса S_{mf} изменяются вдоль Тункинского разлома от 1,06 до 1,31 (среднее значение 1.15) (таблица 1), что отражает достаточно высокий уровень активности разлома. Относительно высокое значение (1.21 и 1.31) наблюдается для сегментов 3 и 5,

соответственно (рис. 3.7 А, Б). Увеличение можно объяснить изменением ориентации фронта хребта с субширотного на СВ вдоль этих сегментов. Также несколько повышенные значения параметра Smf (1.2 и 1.29) приурочены к двум крайним восточным сегментам Тункинского разлома (14 и 15 соответственно), где также нет значительных изменений литологии по сравнению с соседними сегментами (рис. 3.1). Рельеф на сегментах 14 и 15 существенно отличается от рельефа на всем южном склоне Тункинского хребта, и характеризуется наиболее эродированными фасетами и разработанными водосборными системами. Это может быть связано с изменением кинематики чистого сброса на взбросо-сдвиговую в этой части разлома. Конечные морены не учитывались при оценке индекса Smf , поскольку в результате голоценовой активности Тункинского разлома морены, вышедшие из пределов хребта, секлись разломом, спрямляющим линию подножья Тункинского хребта. В целом, диапазон полученных Smf -индексов свидетельствует о том, что контур горного фронта вдоль Тункинского разлома не сильно изрезан, что является убедительным свидетельством тектонического контроля над современной морфологией горного фронта.

Чтобы оценить влияние тектонической активности на геометрию речных долин, дренирующих плоскость разлома лежачего крыла (Bull & McFadden, 1977), мы исследовали топографические поперечные профили, параллельные горному фронту в пределах лежачего крыла, сделанные для каждой долины, и определили отношение ширины долины к высоте. Низкое отношение ширины к высоте указывает на непрерывный эрозионный врез и подъем лежачего крыла, в то время как высокое значение отношения предполагает, что преобладают эрозионные процессы, такие как расширение долины и уменьшение высоты водораздельного гребня.

Значения отношения ширины долины к высоте V_f , отражающие форму поперечного профиля долин, низкие практически для всех бассейнов (таблица 1, рис. 3.7 А, В). Основные водотоки во всех водосборных бассейнах глубоко врезаны, с V -

образными долинами вблизи горного фронта и значениями индекса V_f от 0.01 до 0.32. Аномально высокий показатель 3.25 (таблица 2) имеет водосборный бассейн 1, находящийся на западном окончании разлома. Он имеет сложное строение с хорошо разработанными притоками первого и второго порядков. Кроме того, бассейн в верховьях деформирован тектоническим уступом северо-восточного простирания, что осложнило рисунок русловой сети. Также, особенностью этой долины является ее расположение в маргинальной части сегмента разлома, где, как правило, происходит ослабление тектонической активности, и эрозионный рельеф более выражен. Эти факторы приводят к аномальным морфометрическим показателям данного бассейна по сравнению с другими водосборными системами южного склона Тункинского хребта. Систематически повышенные значения V_f наблюдаются также на 13-м и 14-м сегментах в самой восточной части разлома. Расширение долин связано с инверсией тектонической кинематики вдоль этого участка разлома. Большинство долин имеют следы ледниковой деятельности, такие как фрагменты моренных комплексов и проработанные ледниками придонные части долин. Однако ледники из-за их относительно небольшого размера не сильно повлияли на общую форму профиля. Эродированные ледниками долины (например, долины 14, 17, 22 с индексом V_f 0.04–0.07) отражают небольшие вариации значений индекса по сравнению с долинами, свободными от ледников (например, долины 10, 11, 38, 56 с V_f -индекс 0.01 – 0.03), и тоже имеют V-образный профиль (таблица 2).

В целом, морфометрический анализ свидетельствует об активно деформирующемся горном фронте, характеризующемся небольшой извилистостью и выраженными V-образными долинами, свидетельствующими об интенсивном поднятии Тункинского хребта. Морфологические параметры S_{mf} и V_f при сопоставлении с простиранием сегментов Тункинского разлома не обнаруживают никакой корреляции. Небольшие вариации этих параметров могут быть связаны с позднеплейстоценовой ледниковой эрозией и тектонической инверсией на некоторых участках.

Информативным подходом к изучению эволюции сбросового разлома является морфометрический анализ фасет. Развитие фасет зависит от литологической структуры лежачего крыла, долгосрочных климатических условий и скорости смещения по разлому (Petit et al., 2009a; Tsimi & Ganas, 2015). Предполагая, что все фасетированные отроги Тункинского разлома развивались в одинаковых долгосрочных климатических условиях, а изменения в литологии, как показано выше (Fig. 9), не оказывало значительного влияния на скорость эрозии, мы полагаем, что различия в морфометрии фасет более связаны с долгосрочной скоростью смещения по разлому.

Были оценены геометрические характеристики 64 фасет вдоль горного фронта Тункинского хребта - длина основания, ширина, высота и угол наклона (таблица 1). Средняя величина уклона большинства фасет составляет от 20 до 35°. Базовая длина фасет варьирует от 0.32 до 2.5 км, с большим превышением (до 6,9 км) у двух фасет (63,64), расположенных вдоль крайнего восточного сегмента разлома. Диапазон высот фасет варьирует от 215 до 1526 км. Фасеты имеют треугольную (94%) или трапециевидную (6%) формы (рис. 3.9 А).

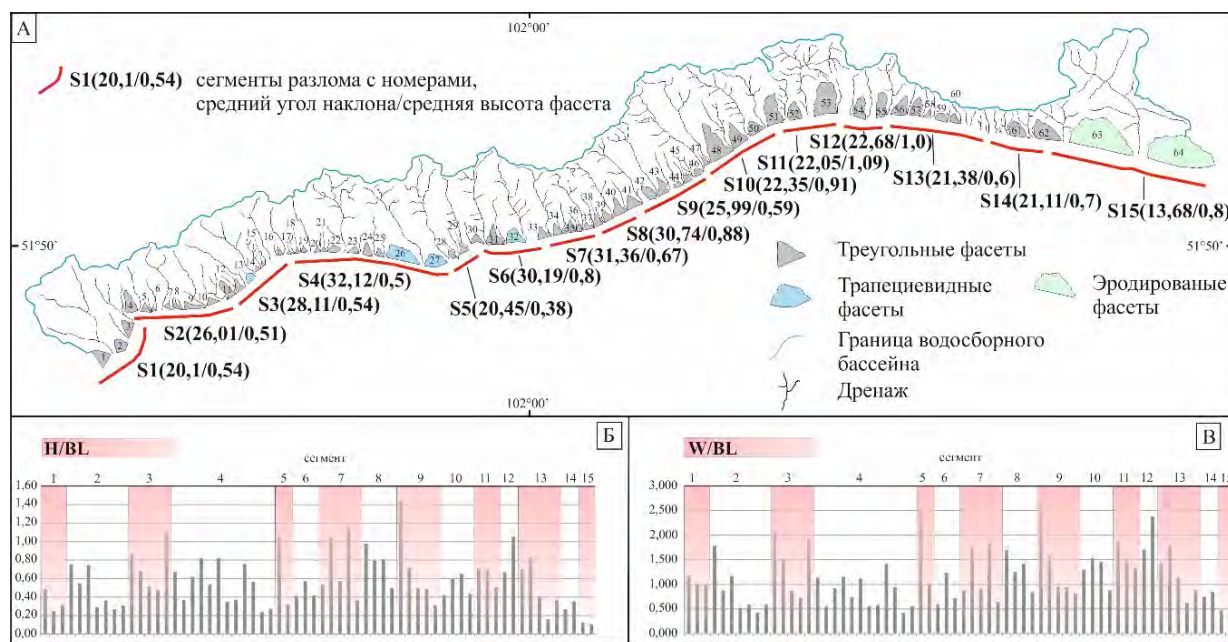


Рис. 3.9. Схема расположения фасет вдоль линии Тункинского разлома. А - схема, отражающая формы фасет, средний уклон и высоту фасет для каждого сегмента; Б - индекс H/BL показывающий отношение высоты фасет к базовой длине; В - индекс W/BL

показывающий отношение ширины фасет к базовой длине.

В соответствии с размерами, фасеты можно разделить на две последовательно расположенные группы, приуроченные к 1-9 и 10-15 сегментам разлома. Граница 9 и 10 сегментов пространственно приурочена к погребенному выступу фундамента, разделяющего Тункинскую впадину на две локальные структуры, с разной амплитудой опускания (Шерман и др., 1973, рис. 3.3). Фасеты 1-й группы (1 - 47), расположенные вдоль первых 9-и сегментов разлома, имеют преимущественно треугольную форму и схожие размерные характеристики. Эти сегменты разлома имеют простирание от выраженного СВ до СШ. Фасеты 2-й группы (48 – 65) имеют большие размеры и более размытый, эродированный контур. Они локализованы на сегментах 10 – 15, имеющих простирание от СВ до СШ напротив Еловского отрога и СЗ на замыкающем разлом восточном фланге, ограничивающем Торскую впадину. В этой группе, на сегменте 15, выделяются 2 фасеты сильно эродированной изометрической формы (рис. 3.9 А). Наиболее мелкие фасеты локализованы вдоль четвертого сегмента разлома субширотного простирания, ограничивающего с севера Ниловский отрог.

Изменение углов наклона делит фасеты на две группы, аналогично разделению фасет по размерам. К первой группе (№№ 1-46), занимающей первые 9 сегментов разлома, относятся фасеты с наибольшими значениями углов наклона от 22 до 32° (рис. 3.9 А, таблица 1). Вторая группа фасет (№№ 47-64), расположенная вдоль сегментов 10-15, имеет значения угла наклона от 13 до 22°.

Как упоминалось выше, отношение высоты фасет к длине их основания обычно линейно коррелирует с углом наклона фасет (Tsimi & Ganas, 2015). В нашем случае такая корреляция существует, но она незначительна. При максимальных вариациях значений параметра H / BL от 0.11 до 1.45 (таблица 1, рис. 3.9 Б) фасеты западной и восточной групп сегментов имеют средние значения параметра 0.6 и 0.5, соответственно. Что касается параметра W / BL , значения которого варьируются от 0.4 до 2.6 (приложение 1,

рис. 3.9 В), то среднее значение для западной группы сегментов – 1.1, что несколько ниже, чем для восточной группы – 1.3. Обратная корреляция с предыдущим параметром свидетельствует о большей степени эродированности фасет восточной группы сегментов.

Анализ параметра Ddf степени расчлененности фасет водотоками, отражающего их возраст, для двух выделенных ранее групп также показал тенденцию к увеличению степени эрозии фасет восточной группы. Так, для сегментов 1-9 средний индекс Ddf имеет значение 2.8, а для группы сегментов 10-15 он равен 3.5.

Размер и форма фасет, расположенных вдоль восточной части Тункинского разлома, по-видимому, определится позднеплейстоцен-голоценовой инверсией кинематики: от сбросовой к взбросо – сдвиговой, вдоль восточных сегментов (Торская ПСД), и от сбросовой к сбросо-сдвиговой (на отдельных участках – взбросо-сдвиговой), вдоль Аршанского сегмента разлома (Аршанская ПСД) (Чипизубов и др., 2003; Smekalin, 2008; Ritz et al., 2018) (рис. 1.1С).

Геоморфологический отклик водосборной системы на тектоническую активность Тункинского разлома определен с помощью набора морфологических параметров водосборных бассейнов Тункинского хребта.

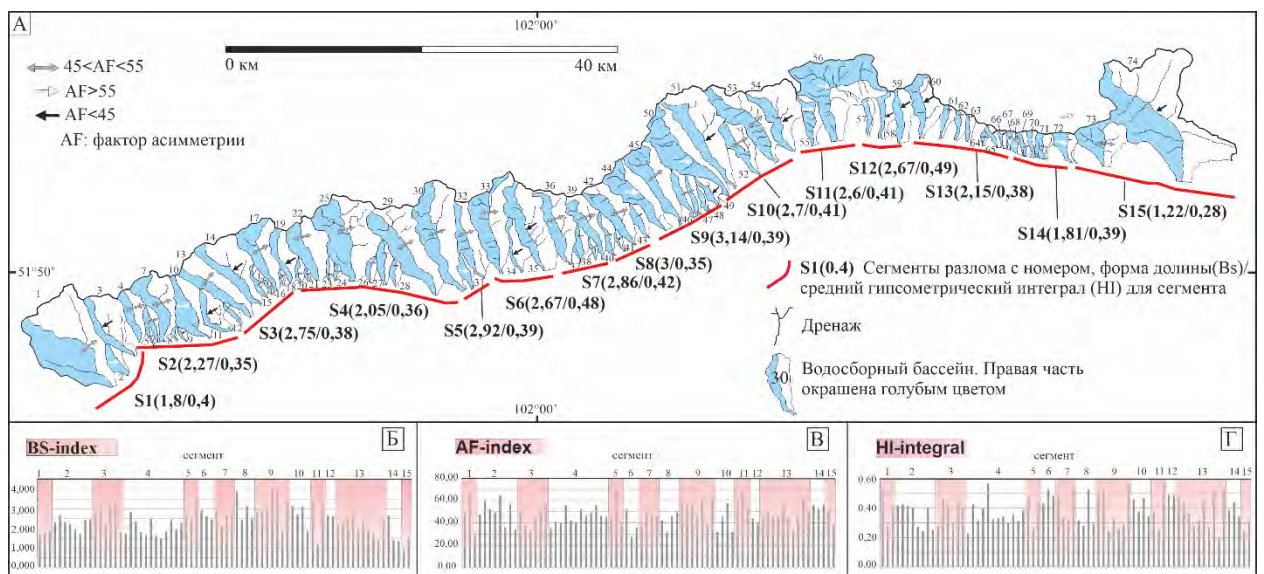


Рис. 3.10. А - Карта-схема водосборных бассейнов 1- 74 со средними значениями AF, Bs и HI для каждого сегмента; Б - гистограмма значений BS-индекса; В - гистограмма значений AF-индекса; Г - гистограмма значений HI-индекса.

Анализ индекса BS, отражающего форму водосборного бассейна, показывает, что все бассейны вдоль сегментов 3,5,7-10 вытянуты и имеют более чем 2-х кратное превышение длины над шириной (среднее значение соотношения этих параметров 2.8). Исключение для сегментов данного простирания составляет бассейн 1 (приложение 2). Как отмечалось выше, он имеет более сложное развитие, по сравнению с другими водосборными системами южного склона Тункинского хребта из-за его расположения в маргинальной части разлома. На сегментах 2, 4, 12-15 преобладают долины более широкой формы со средним индексом Bs 2.1 (рис. 3.10 А, Б). Таким образом, высокие значения индекса Bs, отражающие удлиненную форму водосборного бассейна показывают сегменты СВ и В-СВ простирания (3, 5, 7-10).

Долины вытянутой формы типичны для активного тектонического горного фронта, что связано с регулярным опусканием уровня его основания по плоскости разлома и попятной эрозией от линии разлома вверх, в сторону основного водораздела. Более широкие долины расположены вдоль сегментов субширотного и СЗ направлений (2, 4, 12-15). Их форма свидетельствует об интенсивном развитии притоков второго и третьего порядка благодаря изменению базиса эрозии вследствие инверсии кинематики на этих участках. Инверсия вертикальной составляющей тектонических смещений от сбросовой к взбросо-сдвиговой вдоль крайних восточных сегментов Тункинского разлома (13-15) привела к поднятию уровня основания, что способствовало расширению долин лежачего крыла разлома.

Коэффициент асимметрии АФ варьируется от 28 до 69 (таблица 2, рис. 3.10 А, В). Более низкие значения (28-45) указывают на смещение русла дренирующей долины реки в правую сторону, т.е. - на запад, высокие значения (55-69) - в левую, т.е. - на восток, что могло бы свидетельствовать о тектоническом наклоне блока. Долины с индексом АФ от 45 до 55 имеют форму, близкую симметричной и не показывают смещения русла. Фактор асимметрии АФ в нашем случае не указывает на однонаправленные отклонения впадин в пределах какого-либо сегмента. Большинство значений находятся в диапазоне от 45 до 55,

за исключением нескольких впадин. Асимметричные впадины расположены между симметричными и общая тенденция к наклону не очевидна. Таким образом, анализ фактора асимметрии не выявил тектонического наклона блоков, хотя Тункинский хребет имеет блоковое строение. Профиль, построенный по вершинам водораздела Тункинского хребта (Shchetnikov, 2016), показал его ступенчатую структуру и отсутствие значительного уклона поверхности блоков вдоль Тункинского хребта, что могло бы повлиять на асимметрию долин. Вероятно, вертикальные перемещения блоков по поперечным разломам внутри Тункинского хребта осуществлялись с одинаковой скоростью, не образуя наклона поверхности.

Анализ гипсометрического интеграла HI показал, что все значения варьируются в пределах 0.2-0.6 (рис. 11А, D, таблица 2). Значения HI более 0.5 отражают впадины выпуклой формы, менее 0.5 - вогнутой. Принято считать, что, когда врез реки, дренирующей лежащее крыло разлома, уравнивает тектоническое поднятие, продольные профили долин имеют вогнутую форму (Sklar & Dietrich, 1998; Snyder et al., 2000; Stock & Montgomery, 1999; Whipple, 2001). Такое сбалансированное состояние (steady-state) достигается с течением времени, которое в условиях чистых сбросовых разломов может превышать 1 млн лет (Cowie et al., 2006; Whittaker et al., 2008). В нашем случае западная и восточная группы долин имеют средний гипсометрический интеграл 0.38 и 0.39 соответственно. Это отражает вогнутую форму основных долин, что может указывать на то, что топография Тункинского хребта достигла сбалансированного состояния в отношении эрозия/тектоника. Наиболее проработанные долины с размытыми контурами приурочены к крайнему восточному сегменту Тункинского разлома из-за поднятия местного уровня основания хребта благодаря инверсии кинематики разлома.

3.5.2. Долгосрочные скорости смещений

Восточная часть Тункинского разлома хорошо изучена с точки зрения палеосейсмологии (Chipizubov & Smekalin, 1999; Чипизубов и др., 2003; Smekalin, 2008; Ritz et al., 2018). Палеосейсмические исследования вдоль Восточно-Тункинского и Главного Саянского разломов (Торская и Восточно-Саянская ПСД (палеосейсмодислокации) (рис. 1.1В)), вскрывавшихся в течение последних 14 тыс. лет, позволяют оценить скорость левостороннего сдвига от 1.3 мм / год до 3.9 мм / год (Ritz et al., 2018). По данным датирования террас реки Кынгарга (метод *in situ* ^{10}Be), деформированных левосторонним сбросо-сдвиговым смещением вдоль Аршанского сегмента Тункинского разлома (Аршанская ПСД (рис. 1.1В)), скорости вертикального и горизонтального смещения составили соответственно 0.8 и 1.1 мм / год за последние ~ 12.5 тыс. лет (Arzhannikova et al., 2018). Западная часть Тункинского разлома на сегодняшний день остается в палеосейсмологическом аспекте не изученной.

Высота и наклон фасет являются индикаторами тектонической активности и могут использоваться для оценки скорости смещения по чистым сбросовым разломам при отсутствии палеосейсмологических данных (De Polo & Anderson, 2000; Ganas et al., 2005; Petit et al., 2009a; Tsimi & Ganas, 2015). В отличие от восточной части Тункинского разлома, кинематика которой изменилась в позднем плейстоцене-голоцене, западная часть продолжает развиваться как чистый сброс, что позволяет применить эту оценку к ней. Фасеты, развивающиеся в подошве сбросового разлома (как треугольные, так и трапециевидные), представляют собой эродированные уступы, которые начинают формироваться под углом около 60° , затем быстро деградируют до $20\text{--}30^\circ$ из-за выветривания и эрозии (Wallace, 1978). Крутые и высокие фасеты образуются при большей скорости скольжения, чем пологие и низкие. С. Tsimi и А. Ganas (2015), основываясь на исследовании 232 фасет позднечетвертичного возраста локализованных на 10 сбросовых разломах с известными скоростями смещения, вычислили эмпирическую

зависимость между скоростью сброса, высотой фасета и углом его наклона. Эти исследования показали низкую корреляцию скорости смещения с высотой фасет и неплохую - с углом наклона фасет. Экспериментальные модели (Petit et al., 2009a) также показывают хорошую линейную зависимость между наклоном фасета и скоростью смещения по разлому. Но, в режиме топографического баланса, когда скорость вертикальной эрозии уравновешена скоростью тектонического подъема, наиболее подходящим параметром для расчета скорости вертикального смещения является высота фасет (Petit et al., 2009). Независимо от параметров эрозии, устойчивое состояние достигается примерно через 1 млн. лет (Petit et al., 2009, Cowie et al., 2006; Whittaker et al., 2008). Поскольку возраст Тункинского разлома превышает 1 млн лет (Мазилов и др., 1972) и фасеты, сформированные вдоль его уступа, достигли устойчивого состояния топографического баланса, целесообразно использовать соотношение между скоростью смещения по разлому и высотой фасет, предложенное в работе (Petit et al., 2009):

$$S_v = 0.0013H \quad (3.7)$$

где S_v - скорость смещения по разлому, а H - высота фасета. Это уравнение можно использовать при условии, что соотношение между углом наклона и высотой грани составляет ~ 0.04 (Petit et al., 2009).

В западной части Тункинского разлома значение отношения угла наклона к высоте фасета ~ 0.04 встречается редко (приложение 1). Поэтому, для расчета скорости смещения мы немного расширили допустимый диапазон, используя значения отношения от 0.03 до 0.05, предполагая, что фасеты с такими соотношениями наиболее точно отражают долгосрочную скорость тектонического сброса. Мы оценили среднюю скорость сбросового смещения для трех основных структур западной части ТСВ (с запада на восток): Хойтогольской впадины (по сегментам 1-3), Ниловского отрога (сегмент 4) и западной части Тункинской впадины (сегменты 5-9). Полученные значения составили 0.8, 1.0 и 1.0 мм / год, соответственно (приложение 1).

Полученные данные о долгосрочных скоростях смещений вдоль западной части Тункинского разлома сопоставимы или несколько превышают скорость вертикального смещения в позднем плейстоцене-голоцене, ранее оцененную для Аршанской ПСД (сегмент 11) (Arzhannikova et al., 2018). В приведенном исследовании рассматриваются измерения *in situ* ^{10}Be , используемые для определения возраста второй террасы (Т2) реки Кынгарга, деформированной левосторонним сбросо-сдвиговым смещением вдоль Тункинского разлома, который составляет 12.46 ± 0.69 тыс. л. Предварительные оценки скорости вертикального и горизонтального смещения составили 0.8 и 1.1 мм / год соответственно (Arzhannikova et al., 2018). Поскольку измерения амплитуды деформации, участвующие в расчете скорости, имели большую степень неопределенности, этот параметр следовало уточнить. Для повышения точности измерений амплитуды смещений и оценки скорости смещения вдоль разлома нами было проведено детальное картирование деформаций датированной террасы. Используя данные измерений тахеометра, в программе Global Mapper построена цифровая модель рельефа (ЦМР) на площади 178×162 м² уступа разлома, включающую 1458 топографических точек (рис. 3.11).

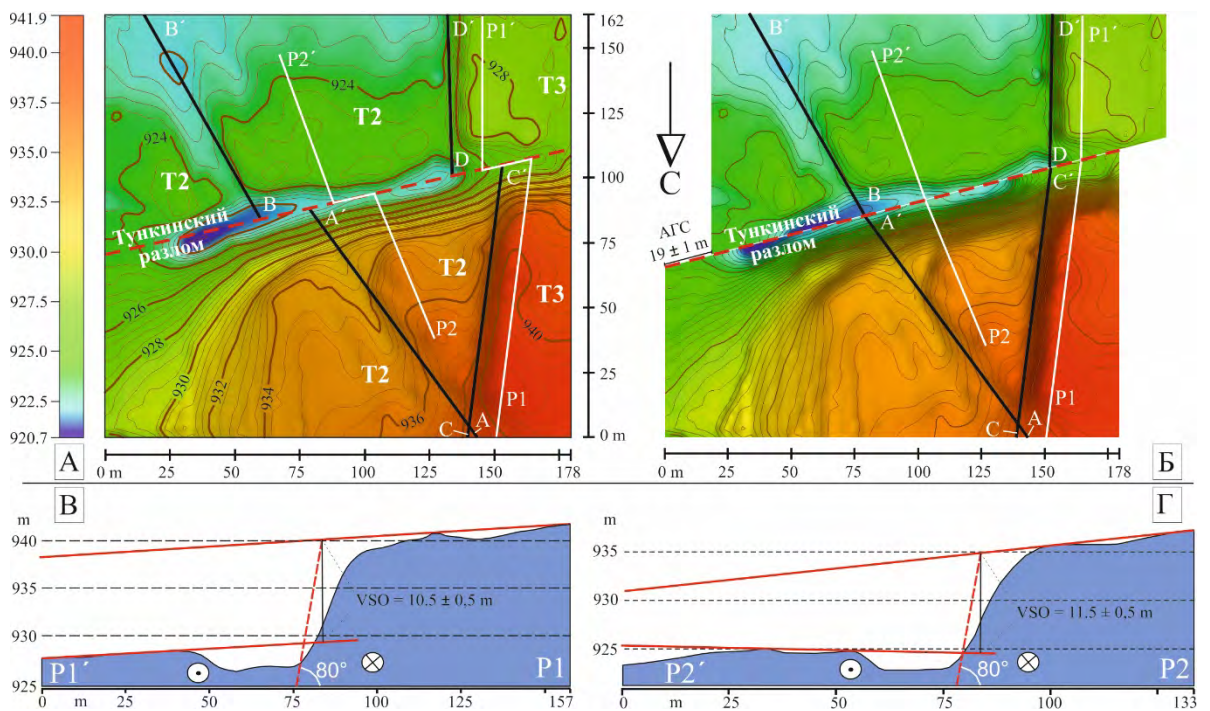


Рис. 3.11. Цифровая модель рельефа (А) и морфотектоническая реконструкция (Б) Аршанской палеосейсмо-геологической структуры с маркирующими линиями (А-А', В-

В', С-С', D-D') и топографическими профилями (P1-P1, P2-P2), HSO - амплитуда горизонтального смещения; Профили P1 (В) и P2 (Г) отображают смещение вертикальной поверхности (VSO) от средней поверхности террасы 2, 3 (T2, T3).

Для оценки амплитуды горизонтального смещения мы определили реперные линии на поверхности T2 в подошве и висячем крыле разлома: AA' и BB' - вдоль правого борта канала, дренирующего поверхность, CC' и DD' - вдоль тылового шва террасы (рис. 3.11 А). Морфотектоническая реконструкция поверхности террасы до деформации показана на рис. 12 Б. Для определения вертикальной амплитуды смещения поперек уступа разлома были нанесены 2 топографических профиля P1 и P2 (рис. 3.11 А-Г). Полученные данные позволили оценить среднюю амплитуду горизонтального и вертикального смещений на уровне 19 ± 1 м и 11.0 ± 0.5 м соответственно. Эти оценки несколько выше предыдущих (Чипизубов и др., 2003; Arzhannikova et al., 2018). На основе наших измерений смещений и возраста T2 ^{10}Be (Arzhannikova et al., 2018) мы рассчитали горизонтальные и вертикальные скорости смещения, которые составили 1.5 ± 0.1 мм и 0.9 ± 0.1 мм / год соответственно за последние ~12.5 тыс. л. Таким образом, полученные нами долгосрочные плиоценово-четвертичные вертикальные скорости смещения для ТСВ сопоставимы с позднеплейстоценовыми-голоценовыми, что свидетельствует о постоянстве скорости смещения на протяжении всей стадии реактивации Тункинского разлома.

Сопоставимые скорости смещения, оцененные по морфометрии фасет для западной части ТСВ, с вертикальной скоростью смещения, оцененной по Аршанскому ПСД, свидетельствуют о том, что западные сегменты разломов не менее сейсмически опасны, чем Аршанский сегмент, который генерирует сильные землетрясения каждые 2.8–3.3 тысячи лет (Smekalin et al., 2013).

Средняя скорость смещения по разлому в западной части ТСВ на уровне 0.9 мм в год совместима с долгосрочными скоростями в других бассейнах Байкальского рифта, которые варьируются в диапазоне 0.2 – 1.2 мм / год (Petit et al., 2009a; Бызов, 2022).

3.5.3. Возраст формирования геоморфологических структур ТСВ

Рассчитанные скорости опускания для Хойтогорьской, Тункинской впадин и Ниловского отрога, как отдельных структурных элементов Тункинского рифта могут использоваться для определения возраста этих структур. Полученные нами скорости мы сопоставили с данными стратиграфии и геофизики. Наиболее изученной является Тункинская впадина, где представлен максимальный разрез осадочных отложений (Логачев, 1958; Мазиллов и др., 1972, 1993; Шерман и др., 1973). Начало движения по Тункинскому разлому и поднятие Тункинского хребта маркируется началом накопления грубообломочного материала аносовской свиты, подошва которой в Тункинской впадине залегает на глубине 1240 м (рис. 3.1 Б). Используя данные мощности осадочных отложений, соответствующих этапу «быстрого рифтинга», в 1240 м, высоту Тункинского хребта в районе максимального опускания впадины, в 2000 м, и среднюю скорость опускания для Тункинской впадины, в 1.01 мм / год, мы рассчитали возраст начала кайнозойской активизации Тункинского разлома, когда Тункинский хребет и Тункинская впадина начали развиваться по системе грабен/горст. Возраст составил 3,2 млн. лет, и соответствует позднему плиоцену. Полученный возраст согласуется со стратиграфическими данными, относящимися к раннему этапу формирования аносовской свиты в середине плиоцена (Мазиллов и др., 1972). Он также коррелирует по времени с началом поздней стадии рифтогенеза (~ 3.5 млн лет), формирования северного обрамления Тункинской системы в виде горного хребта с южным бортом, выраженным плоскостью разлома и, связанному с этим, развитию эрозионно-русловой сети в ее современном состоянии (Mats, Perepelova, 2011). К-Аг датирование базальтов из

аносовской свиты показало, что извержения происходили в период от 4 до 2.4 млн лет назад (Рассказов, 2014) (рис. 3.1 Б), что свидетельствует о еще более раннем возрасте начала седиментации аносовской свиты, по сравнению с данными, полученными по отношению скорости опускания впадины к амплитуде. Учитывая, что вулканогенно-осадочные отложения приурочены к верхам разреза аносовской свиты, а ниже базальтовых прослоек залегает еще около 450 м осадков, также относящихся к аносовскому времени (Мазиллов и др., 1972; Шерман и др., 1973), полученный Рассказовым К-Аг возраст базальтов может свидетельствовать о том, что:

1. Полученная при нашем исследовании скорость несколько завышена;
2. Мощность аносовской свиты в других частях впадины может быть больше, но данные ограничены малым количеством скважин;
3. Возможны ошибки в К-Аг датировании базальтов (Ivanov et al., 2015).

До сих пор не решен вопрос о времени отделения межвпадинных перемычек (отрогов) от Тункинского хребта. Поскольку в Еловском отроге встречаются отложения аносовской свиты (Мазиллов и др., 1972) (рис. 3.1 А), очевидно, что отделение этой структуры началось не позднее позднего плиоцена, возможно, одновременно с обособлением Тункинской впадины. Поверхность Ниловского отрога не имеет чехла четвертичных отложений и частично перекрыта неогеновыми базальтами, залегающими на поверхности выравнивания фундамента. Эти базальты составляют часть единого лавового поля, покрывавшего территорию Туранской и Хойтогольской впадины и прилегающего южного склона Хамар-Дабана (Шерман и др., 1973; Рассказов и др., 2000) (рис. 3.1). В Хойтогольской впадине базальты перекрыты слабосцементированными конгломератами; верхняя часть их представлена корой выветривания (Шерман и др., 1973). Плоско залегающие потоки базальтовой лавы предполагают, что выход лав на поверхность выравнивания предшествует «быстрой» стадии рифтогенеза. Исходя из рассчитанной скорости смещения по 4-му сегменту разлома (1.0 мм / год), отделяющему

Ниловский отрог от Тункинского хребта, и перепаду высот в 1500 м между вершиной Тункинского хребта и поверхностью Ниловского базальтового чехла, проседание Ниловского отрога относительно Тункинского хребта началось 1.5 млн. лет назад.

Для Хойтогорьской впадины глубина проседания фундамента составляет около 500 м, по геофизическим данным (Шерман и др., 1973). Поскольку стратиграфические и седиментологические данные о погребенных во впадине осадках отсутствуют, нет возможности определить глубину границы смены литологических формаций осадочной толщи. Поскольку рассчитанные по морфометрии фазет скорости отражают только быструю плиоцен-четвертичную стадию формирования бассейна, использование данных об общей глубине фундамента позволит рассчитать только максимальный возраст бассейна. Таким образом, исходя из скорости, полученной для Хойтогорьской впадины (0.8 мм / год) и перепада высот в 2800 м между вершиной Тункинского хребта и основанием впадины (рис. 3.3), его максимальный возраст составляет 3.5 млн лет. Минимальный возраст обособления Хойтогорьской котловины ограничен временем начала погружения Ниловского отрога (1.5 млн лет).

Таким образом, мы показали, что геоморфологические структуры западной части ТСВ начали отделяться от Тункинского хребта не одновременно, и Ниловский отрог - самый молодой структурный элемент (рис. 3.12). Полученный возраст для отдельных геоморфологических структур ТСВ сопоставим с возрастом впадин в северной части Байкальского рифта, оцененный в пределах 1 - 4 млн лет (Petit et al., 2009a).

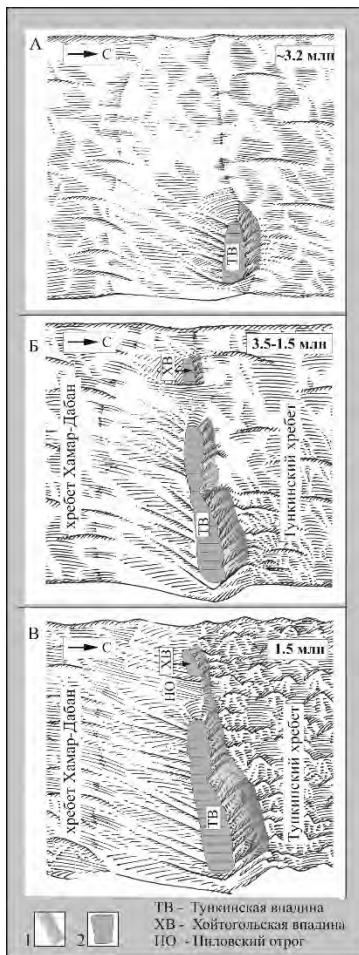


Рис. 3.12. Схематическая модель эволюции геоморфологических структур западной части ТСВ, контролируемой Тункинским разломом: А - начало погружения Тункинской впадины, Б - начало погружения Хойтогольской впадины, В - начало погружения Ниловского отрога. 1 - уступ Тункинского разлома, 2 - доорогенный уровень осадков во впадинах.

3.6. Выводы

Морфометрический анализ Тункинского горного фронта, включая оценки извилистости (S_{mf}), формы поперечного сечения долин (V_f) вдоль тектонического уступа и морфометрии фасет, свидетельствует о тектоническом контроле современной морфологии горного фронта и, в целом, высоком уровне тектонической активности Тункинского разлома. Установлено, что уровень тектонической активности меняется вдоль разлома. По размерам фасет и углу их наклона тектонический уступ четко делится на две части - западную, включающую сегменты 1–9, и восточную, включающую сегменты 10–15. Линия разделения блоков является продолжением меридионального консидементационного разлома по р.Кынгарга, зафиксированного в 1953 г сейсмическими исследованиями (В.И. Помпик) и в 1969г. электроразведочными работами (К.И. Давыдов, В.П. Цуркан). Вдоль нее установлено наличие зоны пониженных электрических

сопротивлений, вытянутой от Аршана в юг-юго-западном направлении, шириной от 600 до 1000 м (Шерман и др., 1973). Граница между ними (блоками) проходит над выступом погребенного фундамента, разделяющим Тункинскую впадину на две локальные впадины с разной глубиной погружения. Средняя высота фасет в западной части – 0.58 км, в восточной – 0.85 км. Средний угол наклона фасет в западной части - 29° , в восточной - 21° . Различие в морфологических особенностях свидетельствует о влиянии позднеплейстоцен-голоценовой инверсии кинематики смещений вдоль восточной части Тункинского разлома на морфологию горного фронта.

Геоморфологический отклик эрозионно-русловой системы Тункинского хребта неодинаков на разных участках Тункинского разлома. Морфометрические параметры водосборных бассейнов, такие как форма (Bs) и гипсометрический интеграл (HI), указывают на тесную взаимосвязь между кинематикой сегментов разлома и характером поверхностной эрозии. Таким образом, самый восточный сегмент Тункинского разлома, имеющий кинематику взбросо-сдвига, показывает минимальные значения гипсометрического интеграла (HI) и формы бассейна (Bs) (0.28 и 1.22 соответственно), которые характеризуют его как наиболее эродированный. Водосборные бассейны вдоль чистых сбросовых сегментов северо-восточного простирания имеют удлиненную форму со средним отношением длины к ширине 2.8. Вдоль сегментов с субширотным простиранием они имеют более широкую форму, со средним индексом Bs равным 2.4, благодаря изменению базиса эрозии вследствие инверсии кинематики на этих участках. Средний гипсометрический интеграл для западной и восточной групп долин равен 0.38 и 0.39, соответственно. Вогнутая форма основных долин указывает на то, что топография Тункинского хребта достигла эрозионно-тектонического равновесия. (нет связи с кинематикой). Анализ фактора асимметрии не выявляет тенденций к тектоническому наклону блоков Тункинского хребта, что указывает на то, что вертикальные движения по ограничивающим их разломам происходили с одинаковой (сопоставимой) скоростью.

Оценка позднеплиоцен-четвертичных скоростей сброса для отдельных геоморфологических структур Тункинской системы показала, что погружение Тункинской, Хойтогорьской впадины и Ниловского отрога происходит со средней скоростью 1.0, 0.8 и 1.0 мм / год соответственно. Оценка возраста этих геоморфологических структур на основе скорости предполагает, что начало их опускания по Тункинскому разлому относится к разным периодам времени. Так, погружение Тункинской впадины началось около 3.2 млн лет назад, Хойтогорьской впадины - в пределах 3.5-1.5 млн лет. Самой молодой морфоструктурой западной части ТСВ является Ниловский отрог, отделившийся от Тункинского хребта 1.5 млн лет назад.

Средняя скорость смещения по разлому западной части ТСВ на уровне 0,9 мм / год (1-9 сегмент) сопоставима со скоростью вертикального сдвига в позднем плейстоцене-голоцене, оцененной для Аршанской палеосейсмодислокации в Тункинской впадине, что позволяет предположить, что западные сегменты разлома не менее сейсмически опасны, чем Аршанский сегмент. Это требует проведения детальных палеосейсмологических исследований вдоль западных сегментов разлома для уточнения характеристики их сейсмического риска.

Неотектонические процессы, действуя продолжительное время, отражаются не только в формировании крупных морфоструктур, но и образуют более мелкие тектонические формы рельефа разных таксономических уровней. Вертикальные смещения по Тункинскому разлому неизбежно отражаются не только на формировании ландшафта Тункинского хребта, но и на структурных особенностях в пределах впадин висячем крыле разлома. Поднятие горного фронта Тункинских гольцов создает условия для активизации гравитационных процессов на склонах, меняя общую картину поступления денудированного материала с бортов во впадины ТС. С другой стороны, реагируя на дифференцированные тектонические движения, меняется рисунок гидрографической сети р. Иркут и ее притоков, создавая новые условия для аккумуляционных и эрозионных

процессов в пределах впадин. Оценке взаимоотношения эрозионно-аккумулятивных и неотектонических процессов посвящены следующие главы исследования.

ГЛАВА 4. УСЛОВИЯ И ДИНАМИКА ДЕНУДАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ ВЕРХНЕГО ЯРУСА РЕЛЬЕФА НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ОБВАЛЬНО-ОПОЛЗНЕВЫХ КОМПЛЕКСОВ

4.1. Постановка проблемы, цели и задачи

Построение модели процесса осадконакопления в пределах ТСВ на разных этапах ее эволюции является одной из задач исследования. В этом свете особый интерес представляет формирование и последующий транзит в пределы впадин дезинтегрированных горных пород и рыхлых осадков из гольцовой зоны обрамляющих ТСВ хребтов. Гольцовая зона, под которой мы подразумеваем верхний ярус хребта Тункинские Гольцы и хребта Хамар-Дабан, от абсолютных отметок 1800 м и выше, представлена сложным комплексом сильно расчлененных, в результате экзогенной деятельности, элементов рельефа, выраженных альпинотипными горными пиками, ледниковыми цирками, и троговыми долинами, окончательно сформированными за поздний плейстоцен-голоцен при активном влиянии оледенения. Подробная геолого-геоморфологическая и структурная характеристика обрамляющих ТСВ хребтов приведена в предыдущей главе. На формирование рельефа безусловно имела влияние тектоническая активность, проявленная с разной степенью интенсивности за «новобайкальский» период формирования Тункинского сегмента БРЗ. Количественная оценка экзогенных литодинамических процессов на склоновых поверхностях хребтов Тункинской системы на сегодняшний день проведена в единичных исследованиях (Агафонов 1990; 1994; 2002) и, в целом, отличается слабой степенью изученности. При этом экзогенный процесс в гольцовой зоне является одним из основных источников материала осадочного заполнения впадин внутри ТС, наряду с транзитным переносом осадков генеральным водотоком р. Иркут. Необходимым условием количественной оценки литодинамического

потока является определение скорости формирования обвального-оползневых отложений в гольцовой зоне хребтов, ограничивающих ТСВ, что позволит установить взаимосвязь экзогенных процессов, включающих весь комплекс действующих на разных этапах эволюции ТСВ факторов, с процессом осадконакопления. Основой этой части исследования является возможность разделить время формирования рельефа гольцовой части на три условных периода разной продолжительности (долгосрочный, среднесрочный, краткосрочный), ассоциированных с разными климатическими условиями и корреляция параметров осадконакопления за эти периоды.

Одним из экзогенных факторов, в значительной мере повлиявших на интенсивность денудационного процесса на склонах Тункинского хребта и хребта Хамар-Дабан, является циклическое оледенение, носившее в регионе по данным исследований (Олюнин, 1965; Гросвальд, 1987; Еникеев, 2020) горно-долинный (рис. 1.2) характер на позднем этапе плейстоцена, от 109 до 14 тыс. лет назад (от МИС 5d до МИС 2). Весь перемещенный материал со склонов гольцовой части, который сейчас находится в пределах горных долин, сформирован за период, ограниченный временем деградации ледниковых масс позднеплейстоценового оледенения. То есть экзарационная деятельность ледника вынесла осадочный комплекс долин доледникового времени из пределов долин. Постледниковый материал представлен в виде отдельных геоморфологических объектов: обвалов, осыпей, оползней, имеющих сложный гравитационный, сейсмо-гравитационный, нивально-гравитационный и эрозионный генезис, руслового аллювия, конусов выноса притоков второго и третьего порядка. Для Тункинских Гольцов отсчет начала накопления гравитационных и сейсмогравитационных отложений в пределах верхнего яруса рельефа можно определить по возрасту конечно-моренных комплексов, относящихся к финалу МИС 2 (Arzhannikov et al., 2012; Аржанников и др., 2015). Это обстоятельство делает возможным провести

количественную оценку экзогенного процесса в гольцовой зоне хребтов, ограничивающих ТСВ за краткосрочный период, последние 16-14 тысяч лет.

Второй временной промежуток, за который можно оценить скорость денудации в верхнем ярусе рельефа, является весь этап позднеплейстоценового оледенения. Начало позднеплейстоценового оледенения на юге Сибири соотносится со стадией МИС 5d (Карабанов и др., 2000; Krivonogov et al., 2005), а его деградация с финальной стадией МИС 2 (Arzhannikov et al., 2012; Аржанииков и др., 2015).

Третий период - становление водосборной сети в позднем кайнозое в результате активизации тектонических движений. Здесь необходимо обратить внимание на два этапа неотектонических движений, из которых второй «необайкальский» является наиболее активным. В то же время формирование водосборной сети и соответственно денудационный снос отмечается и на «раннерифтовом» этапе, в олигоцен-миоценовое время.

4.2. Характеристика предмета исследований

В исследованиях комплекса гравитационных образований рельефа верхней гольцовой зоны, обычно понимаются формы, образованные обвально-оползневыми процессами. Однако, следует иметь в виду, что рельеф формируется и развивается во взаимодействии эндогенных и экзогенных сил, и существуют различия в геологических условиях, обстановках, приводящих к активизации гравитационного процесса. Развитие обвальных и оползневых процессов генетически связано с взаимодействием нескольких факторов: тектонического, литологического, гидрологического, климатического (атмосферного). Как правило, ведущими на различных этапах развития рельефа, являются некоторые из них, определяющие приуроченность и локализацию литодинамического потока. В основном это происходит в зонах неотектонической активности, для которых характерны повышенная сейсмичность, дифференцированные смещения по плоскостям

разломов, повышенная трещиноватость и водопроницаемость пород в зоне разломов, что в комплексе создает неустойчивость склонов. Благодаря систематической релаксации тектонических напряжений в приразломных зонах, происходит разуплотнение пород на значительную глубину и ширину, что создает предпосылки для повышенной гидратации, дезинтеграции и выветривания материалов приразломной зоны, стимулирующие денудационный процесс в контрастных климатических условиях. Это приводит к формированию значительных объемов коллювиального материала в виде оползней и обвалов на поверхности неуравновешенных склонов и у их подножий.

Влияние неотектоники, и в особенности землетрясений, на склоновые процессы в регионах с контрастным горным (альпийским) рельефом было подробно исследовано на примере разных горных систем: Центрального Кавказского региона (Васьков, 2017), Юго-западного Тянь-Шаня (Федоренко, 1988), Муйского хребта (Солоненко, 1973), Центральной Азии (Strom, Abdrakhmatov, 2018; Стром, 2022) и др. Разработанные и апробированные методики исследований позволяют определить факторы оползне- и обвалообразования, критерии выделения обвалов в генетические подгруппы, осуществить привязку сейсмогенных обвалов к ближайшим разломным зонам (Keefner, 1984), активность которых является триггером масштабных гравитационных смещений горных пород. Одним из этапов анализа является классификация непосредственно самих смещенных обвально-оползневых масс.

4.3. Классификации обвалов и оползней

В литературе, посвященной инженерной геологии, существует множество типов классификаций, основанных на разных критериях (Золотарев, 1956; 1964; Емельянова, 1972; Ломтадзе, 1977; Varnes, 1978; Hutchinson, 1988; Cruden and Varnes, 1996). В качестве критериев для идентификации и классификации используются: тип движения, литологический состав материала, скорость движения, геометрия области разрушения и образовавшихся форм рельефа, возраст, причины формирования, степень разрушения

смещенной массы, связь или отсутствие связи плоскости скольжения с геологической структурой, степень развития, географическое расположение. Наиболее активно используемой в англоязычной литературе является классификация обвалов (Varnes, 1954, 1978), дополненная в работе (Cruden and Varnes, 1996). Основными критериями в этой классификации являются тип смещения дезинтегрированных пород и тип материала, составляющего смещенное тело оползня. Типы движения делятся на пять основных групп: падения, опрокидывания, скольжения, спреда и потоки. Шестая группа движения по склону, включает комбинации двух или более типов. Материалы делятся на два класса: нераздробленная горная порода и дезинтегрированный грунт, который в свою очередь делится на грубо и мелкообломочный. В отечественной инженерной геологии исследованиями и классификацией гравитационно-склоновых объектов или «каменных лавин» занимались Г.С. Золотарев, (1964), В.Д. Ломтадзе (1977), В.С. Хромовских (1984), В.С. Федоренко (1988), И.М. Васьков (2017), А.Л. Стром (Strom A., Abdrakhmatov K., 2018; Стром, 2022).

При всем многообразии классификаций гравитационных объектов, существующих в научном пространстве, в каждом варианте исследований необходим подбор критериев для их оценки под определенные цели. Для решения поставленной нами задачи установления взаимосвязи неотектонического процесса и формирования рельефа верхней гольцовой зоны Тункинского хребта и хр. Хамар-Дабан в позднем плейстоцене – голоцене, со времени деградации ледников LGM, потребовался набор критериев, учитывающий локальные особенности сейсмо-гравитационного процесса. В 1992 г. Крозье (Crozier, M., Glade, 2004), при исследовании оползней Новой Зеландии, выделил критерии, которые можно считать универсальными, определяющие сейсмогенную природу оползней и обвалов. К ним относятся продолжающаяся сейсмическая активность в регионе, совпадение областей распространения оползней с сейсмоактивной зоной, необходимость сейсмического воздействия для нарушения устойчивости склонов,

большие размеры оползней и особенности их распределения, которое нельзя объяснить только геологическими или геоморфологическими условиями. Таким образом, ситуация с группой оползней и обвалов, отвечающая большому числу этих критериев, с большой вероятностью говорит об их сейсмическом происхождении. В данной работе ключевыми атрибутами оценки являются триггерный механизм формирования обвалов и оползней, свидетельствующий о природе процесса, вид движения по склону, общий характер движения, масштаб поражения склона, морфометрические параметры смещенных масс пород. Представляет сложность морфологическое сходство отложений обвалов и оползней с отложениями, сформированными другими природными явлениями, развитыми в горных районах. Поэтому необходимой задачей также является выработка основных критериев, позволяющих идентифицировать и отличать обвально-оползневые отложения от отложений ледников, глетчеров, селевых потоков. Мы использовали эти критерии при составлении карты распространения обвалов и базы данных по обвалам и оползням горного обрамления Тункинской системы впадин.

4.4. Условия формирования гравитационных и сейсмогравитационных процессов

Сильные землетрясения (современные, исторические и доисторические), происходившие на территориях горных стран, являются триггерным механизмом запуска сейсмогравитационных процессов, в результате чего происходит площадная деформация склонов, водоразделов и вершин. Поражение склонов обвально-оползневыми телами происходит на больших территориях и в некоторых случаях данный факт используется для сейсмического районирования (Федоренко, 1988; Медеу и др., 2018). При отсутствии данных по сейсмичности региона площадные обвалы и оползни могут характеризовать территорию как сейсмически опасную. Серия крупных обвалов, расположенная в приразломной зоне, может вытягиваться на десятки километров как вдоль, так и вкрест простирания сейсмоактивных разломов. Такой тип обвалов и оползней имеет типичные только для них формы. К ним может относиться каскадный профиль обвала; выжатые из

общей, более или менее однородной массы, крупные глыбы – обелиски; поверхностный вало-западинный рельеф; рои обвалов (Солоненко, 1977); профиль с характерным обратным уклоном его поверхности относительно стенки отрыва или перехлест в соседнюю долину, а также большая площадь распространения обвалов и расстояние, пройденное обвалом (Adams, 1981; Хромовских, Никонов, 1984). Нередко при широкомасштабном развитии обвалов происходит перекрытие каменной массой долин и образуется целая система подпорных озер, которая концентрируется или тяготеет к эпицентральной зоне сильных землетрясений (Adams, 1981). Широкомасштабное проявление гравитационных процессов в зонах сейсмоактивных разломов может быть использовано для анализа источника и скорости литопотока в верхнем ярусе рельефа горных стран.

Объектом нашего исследования является вершинно-гольцовый ярус Тункинского хребта и хребта Хамар-Дабан, который характеризуется широкомасштабной концентрацией обвально-оползневых масс. Данная территория является сейсмически активной и контролируется Мондинским, Тункинским и Главным Саянским разломами. Они испытывают циклическую разрядку тектонических напряжений в виде сильных землетрясений за интересующий нас период позднего плейстоцена – голоцена, что создает благоприятные условия для развития гравитационных процессов. Наличие сейсмоактивных разломов, контролирующих эволюцию впадин, определяет особые морфоструктурные характеристики района исследований. Позднеплейстоцен-голоценовые палеосейсмодислокации, зафиксированные вдоль разломов (Чипизубов и др., 2003; Ritz et al., 2018) указывают на их активность и способность генерировать сильные землетрясения и связанные с ними сейсмогравитационные проявления. По оценкам (Чипизубов и др., 2003) разрывообразующие события вдоль Тункинского разлома с магнитудой 7 - 8 имели место в разное время за поздний плейстоцен-голоцен. Интервалы повторяемости для землетрясений с $M = 7.6 - 8.0$ изменяются от 1.6 до 9 тыс. лет, и составляют в среднем 5.3

тыс. лет. Более слабые палеоземлетрясения с $M = 7 - 7.5$ происходили с интервалом 1 – 2.5 тыс. лет. В начале голоцена происходили наиболее сильные землетрясения. При землетрясении с возрастом порядка 9.5 тыс. лет происходило вероятно одновременное разрывообразование в зоне Тункинского и Главного Саянского разломов. По данным палеосейсмологических исследований (Ritz et al., 2018) Тункинский и Главный Саянский разломы структурно связаны между собой через молодой поверхностный разрыв, возраст которого скорее всего позднее LGM (последний ледниковый максимум), и с этого времени оба разлома могли вскрываться либо одновременно, либо с небольшой разницей во времени, в период одного сейсмического цикла (в виде кластерных последовательностей). Исторические землетрясения 1745 г. и 1814 г., зафиксированные в литературе, если они произошли соответственно на Саянском и Тункинском разломах, могли бы представлять такую последовательность. Средний интервал повторяемости сильных землетрясений вдоль двух разломов, по данным (Ritz et al., 2018), составлял порядка 4 тысяч лет за последние 14 тыс. лет.

Повторяемость землетрясений разной интенсивности с большой долей вероятности приводит к формированию сейсмогенных обвалов и оползней. Несомненно, что важным фактором, влияющим на устойчивость пород к разрушению, являются общие геолого-геоморфологические условия горной местности (литологический состав пород, глубина расчленения рельефа, гидрологическая обстановка, степень трещиноватости пород и др). В этом смысле, горное обрамление ТСВ с северной стороны, представленное Тункинским хребтом с круто падающими в сторону впадин склонами, значительно отличается от хр. Хамар-Дабан, ограничивающим систему впадин с юга, и имеющим относительно плавный переход от днищ впадин в склоны хребта. Цепь Тункинских Гольцов, имеющая асимметричное строение с коротким крутопадающим южным склоном, приуроченным к Тункинскому разлому и более пологим и длинным северным склоном, отдельными вершинами достигающая абсолютных высот 3300 м, имеет выраженный альпинотипный

рельеф, прорезана глубокими эрозионными долинами с ледниковыми формами рельефа. Хребет Хамар-Дабан с высотами, в среднем, на 500 – 700 м ниже Тункинских Гольцов, имеет платообразную поверхность, бронированную покровами миоценовых базальтов. Высокая часть хребта Хамар-Дабан в районе южного водораздела отстоит от активного Тункинского разлома на расстоянии от 20 до 70 км. В совокупности с отсутствием местных сейсмогенерирующих источников (Arzhannikova et al., 2020) эти геоморфологические параметры обуславливают кратное уменьшение количества обвально-оползневых тел на поверхности склонов, по сравнению со склонами Тункинских Гольцов. Все сейсмо-гравитационные объекты северного склона хр. Хамар-Дабан приурочены к сформированным эрозионной речной сетью долинам, рисунок которой также, значительно отличается от Тункинских гольцов. Протяженный и пологий северный склон хребта прорезан консеквентными долинами рек, со значительной протяженностью и большой площадью водосбора, в отличие от рек, дренирующих южный склон Тункинских Гольцов.

Набор параметров геологической среды определяет характеристики денудационного процесса, интенсивность которого многократно усиливается в районах активной тектоники. Гольцовая зона Тункинского хребта находится в состоянии постоянного тектонического стресса (напряжения), испытывая сотрясения различной магнитуды, постоянный процесс дезинтеграции пород идет по всей области сотрясений, в особенности в разломной зоне, ширина которой для Тункинского разлома в районе курорта Аршан оценивают в 0.8 – 1.2 км (Лукина, 1989; Шерман и др., 1992), при этом повышенная трещиноватость, снижающая прочность пород распространяется на всю зону динамического влияния Тункинского разлома, составляющую по данным (Лунина и др., 2009) до четырех километров от главного сместителя.

К северу от Тункинских Гольцов расположены субширотно-ориентированные Китойские Гольцы, отделенные от Тункинских зоной разломов, являющейся северной

шовной зоной Тункинского поднятия. Эта зона представлена системой многочисленных разнообразных по возрасту и морфологии разрывов, по которым может проявляться тектоническая активность, генерирующая сейсмический процесс на всем северном склоне Тункинских Гольцов и в пределах всего Китойского водосборного бассейна (Голенецкий, 1998).

При изучении землетрясений, зафиксированных в инструментальный период и некоторых подтвержденных исторических (за последние 200 лет) выяснилось, что их эпицентры при нанесении на карту располагаются, образуя три полосы концентрации сейсмичными либо менее сейсмичными районами между ними (Голенецкий, 1998). Полосы концентрации локализируются вдоль разломной зоны Главного Саянского, в осевой зоне хребта Хамар-Дабан, и третья, наиболее масштабная, находится в западной части Тункинской системы впадин (рис. 4.1) в пределах ее границ и включает всю территорию Хойтогорьской, Туранской впадин, Ниловский отрог и западную часть Тункинской впадины. В 2022 г в работе (Filipova et al., 2022) по анализу Быстринского землетрясения 2020 г. приведена карта сейсмичности юго-западного фланга БРЗ с 1950–2021 гг. которая хорошо коррелирует с картой Голенецкого 1998 г.

По имеющимся историческим данным из литературы и инструментальных наблюдений в течение 20-го века, в районе Тункинских впадин с 1814 по 1995 гг. (Голенецкий, 1998) произошло 23 сейсмособытия с магнитудой от 4.1 до 7.0, из них 10 событий с $M > 5$. Последующие сильные землетрясения, такие как Култукское 27.08.2008 г. ($M_w = 6.3$) (Арефьев и др., 2008), Быстринское 21.09.2020 г. ($M_w = 5.5$) (Гилева и др., 2020), Хойтогорьское 29.03.2019 г. ($M_w = 4.8$) (Радзиминович и др., 2020) своими эпицентрными зонами также приурочены к системе активных разломов Тункинский-Главный Саянский, что свидетельствует об устойчивости проявления сейсмичности во времени. Сопоставляя эти данные с палеосейсмогеологическими материалами по разломам, контролирующим развитие Тункинской секции Байкальского рифта, можно

предположить, что такой интенсивный режим сотрясений был в пределах Тункинской системы впадин на протяжении всего позднего плейстоцена – голоцена, за весь интересующий нас период, начиная с деградации ледников LGM.

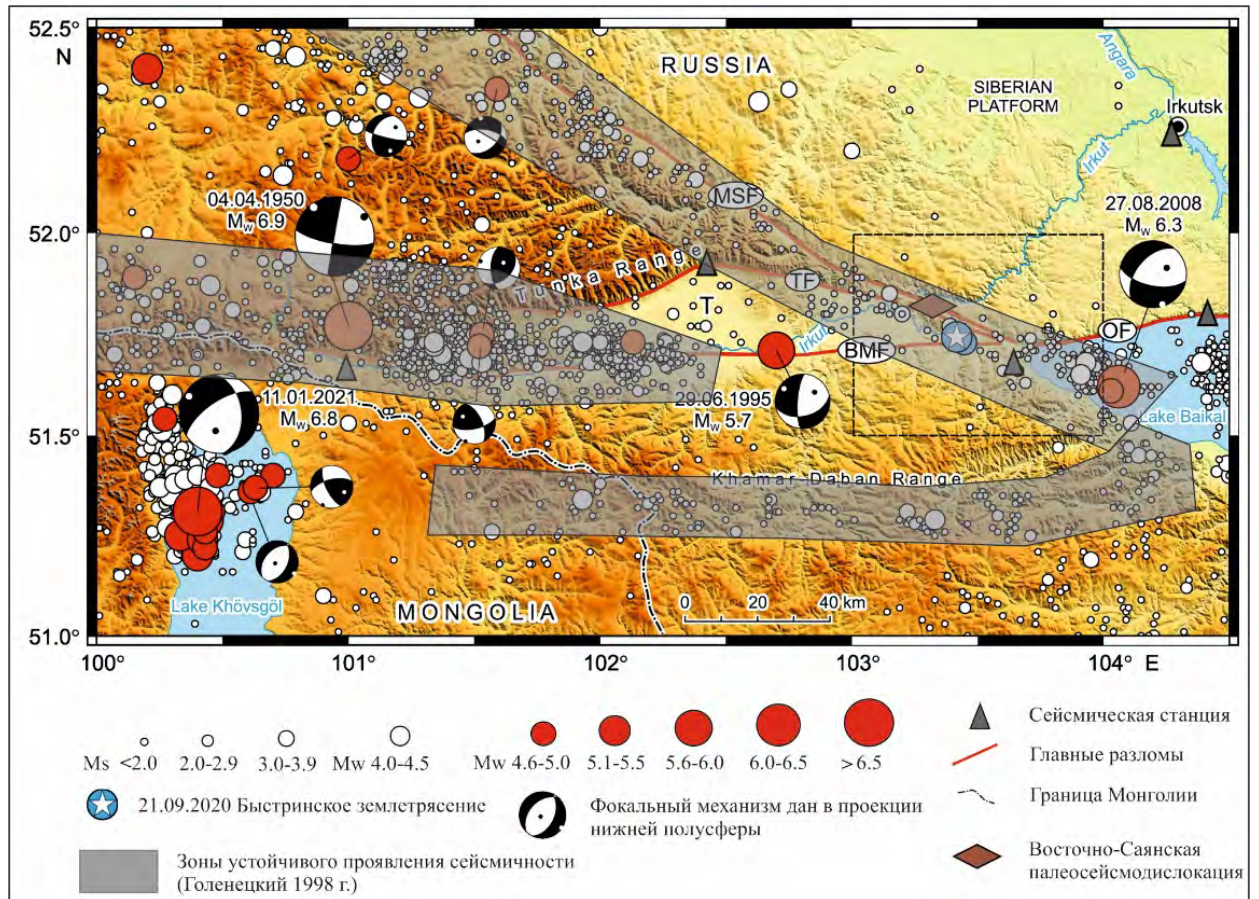


Рис. 4.1. Карта сейсмичности юго-западного фланга БРЗ в 1950–2021 гг. (модифицированная, после Голенецкий, 1998; Filippova et al., 2022).

В работах (Смекалин 2000; Чипизубов и др., 2003), в контурах выявленных полос концентрации землетрясений выделены 9 эпицентральных областей палеоземлетрясений в пределах Аршанской, Торской и Восточно-Саянской палеосейсмодислокаций, которые характеризуются двумя этапами сейсмической активности – в раннем-среднем голоцене и в позднем голоцене. Рассчитанная вероятная магнитуда сильных землетрясений $M = 6.5-7.9$ (Смекалин 2000).

4.5. Материалы и методика исследований

Для получения материалов и идентификации объектов изучения при проведении дистанционного анализа мы использовали метод компьютерной визуализации. Все объекты, включенные нами в базу данных, идентифицировались на спутниковых снимках из открытого доступа (Google-Earth, Yandex map, Bings map, ESRI Topo_maps) и геореференсированных радарных снимках (TanDem-X, SRTM), на основе геоморфологических, морфометрических данных, с использованием данных геологического строения региона (геологические карты ВСЕГЕИ масштаба 1:200 000) и топографических карт. В ряде случаев была дополнительно проведена локальная топографическая съемка высокой точности. На основе комбинирования радарных и космоснимков в программе Global Mapper, мы получили цифровую модель рельефа (ЦМР) высокой точности, которая позволила идентифицировать объекты исследования по ряду характерных для гравитационного процесса признаков. Оползни или обвалы, расположенные на склоне или на дне долины, при их анализе на трехмерной модели рельефа выражены объемными телами. Оползень обычно имеет изометричную форму и представляет собой перемещенный, но не разрушенный блок. Обвал имеет более строгую форму и выглядит в виде языка или протяженного шлейфа у основания склона. На поверхности обвалов и оползней широко распространены структуры течения в виде волн и бугров. Эти признаки позволяют отличить объекты гравитационного генезиса от эрозионных или аккумулятивных форм, которые также встречаются в водосборных бассейнах Тункинских гольцов в виде речных террас, подрезанных русловым потоком склоновых отложений, конусов выноса, боковых морен или конечных моренных комплексов.

Следующим этапом работы была морфометрическая оценка объектов по ряду параметров, в которой использовался функционал программы Global Mapper. Были оценены такие параметры как площадь, объем отдельных смещенных гравитационных

объектов и суммарный объем перемещенных масс, площадь поражения склонов в результате гравитационных смещений. Площадь смещенного тела определялась по границам соответствующего ему оцифрованного объекта в ЦМР, с достаточно высокой точностью, так как в большинстве случаев границы хорошо дешифрируются на спутниковых снимках и цифровых объемных моделях. Объем гравитационных тел оценивался с некоторой степенью неопределенности, так как обвально-оползневые тела имеют, как правило, сложную геометрию, отсутствуют данные о подстилающем объекте рельефе до его формирования, в частных случаях, вероятно, имела место эрозия. Помимо этого, разрыхление материала в процессе перемещения может увеличивать объем отложений на 18-35% относительно изначально вовлеченного объема (Стром, 2022). Объем обвально-оползневых тел рассчитывался индивидуально, учитывались данные о площади и средней мощности, полученной из серии поперечных профилей. Следует отметить, что при существовании разных методик оценки объемов обвально-оползневых тел, из-за множества обстоятельств, влияющих на точность измерений, ошибка может приближаться к 50% в случае крупных объектов сложной формы (Стром, 2022).

Площадь поражения склонов в результате гравитационных смещений определялась как отношение суммарной площади смещенных объектов внутри водосборной системы к ее общей площади.

По данным локализации объектов была построена карта областей концентрации деструктивно-гравитационных форм рельефа (рис. 4.2.1.) и приуроченности роев обвалов к разломным структурам, контролирующим развитие ТСВ.

Целью количественной оценки смещенных за позднеплейстоцен-голоценовое время обвально-оползневых масс было получение данных о скорости накопления осадков в гольцовой зоне. В качестве временных констант мы использовали данные о возрасте конечно-моренных комплексов ледников, выходящих из контуров дренирующих гольцы речных долин, в пределы Тункинских впадин, возрастной диапазон активного

ледникового влияния на рельеф (с МИС - 5D до конца МИС - 2), а также данные о возрасте орогенного периода развития рельефа ТСВ.



Рис. 4.2.1. Карта распределения обвально-оползневых тел в пределах Тункинской системы впадин и обрамляющих хребтов, построенная на основе данных дистанционного зондирования. Данные о ПСД и кинематике представлены из (Чипизубов и др., 2003; Ritz et al., 2018; Arzhannikova et al., 2018).

4.6. Предварительные оценки взаимосвязи обвально-оползневых процессов и сейсмичности

Картина распределения роев обвалов сильно отличается для Тункинских Гольцов и хр. Хамар-Дабан. Как уже было отмечено, это связано со значительными отличиями в морфоструктурных характеристиках северного и южного обрамления ТСВ и разной степени удаленности от сейсмо-генерирующих структур, определяющей условия для сейсмогенных деформаций поверхности. Исследования 2018 – 2020 гг не подтвердили современной тектонической активности Южно-Тункинского разлома, который мог бы

выступать триггерным механизмом для импульсного разрушения склонов (Arzhannikova et al., 2020). Однако, рой зафиксированных нами обвалов образует на карте концентрации (рис. 4.1) полосу, пространственно совпадающую с полосой эпицентров землетрясений (Голенецкий, 1998; Смекалин 2000; Чипизубов и др., 2003; Filippova et al., 2022). Если предположить, что сейсмогенерирующей структурой, провоцирующей обвалы на площади Хамар-Дабана был Тункинский разлом, то удаленность высокой зоны хребта, наиболее подверженной деструктивному сейсмогенному процессу (рис. 4.2) на расстояние от 20 до 70 км от зоны Тункинского разлома обуславливает значительно меньший масштаб поражений склонов, по сравнению со склонами Тункинских Гольцов (354 объекта на южном склоне Тункинских Гольцов и 62 – на северном склоне Хамар-Дабан), хотя, безусловно, разница в параметрах геологической среды также влияет на предрасположенность склонов к обвалам. Для получения статистики и более точной информации об особенностях распространения обвально-оползневых объектов в обрамляющих ТСВ хребтах мы провели анализ с применением метода палет. Вся исследуемая территория была покрыта сетью палет с радиусом 5 км (площадь палетки (ПП) при этом составляет $78,5 \text{ км}^2$), с перекрытием. На основе соотношения суммарной площади смещенных гравитационных тел в окне палетки и площади палетки была построена карта концентрации обвально-оползневых тел (ООТ) (рис. 4.2.2.) в изолиниях, показывающая характер их распространения и пространственную связь с разрывными тектоническими структурами.

Наибольшие площади концентрации гравитационных тел пространственно соотносятся с областями максимальных поднятий горных участков и наибольшей расчлененностью рельефа и крутизной склонов. В данном случае максимальные концентрации обвально-оползневых тел сосредоточены вдоль водораздельной линии хребта Тункинские Гольцы, который представляет лежащее крыло Тункинского разлома.

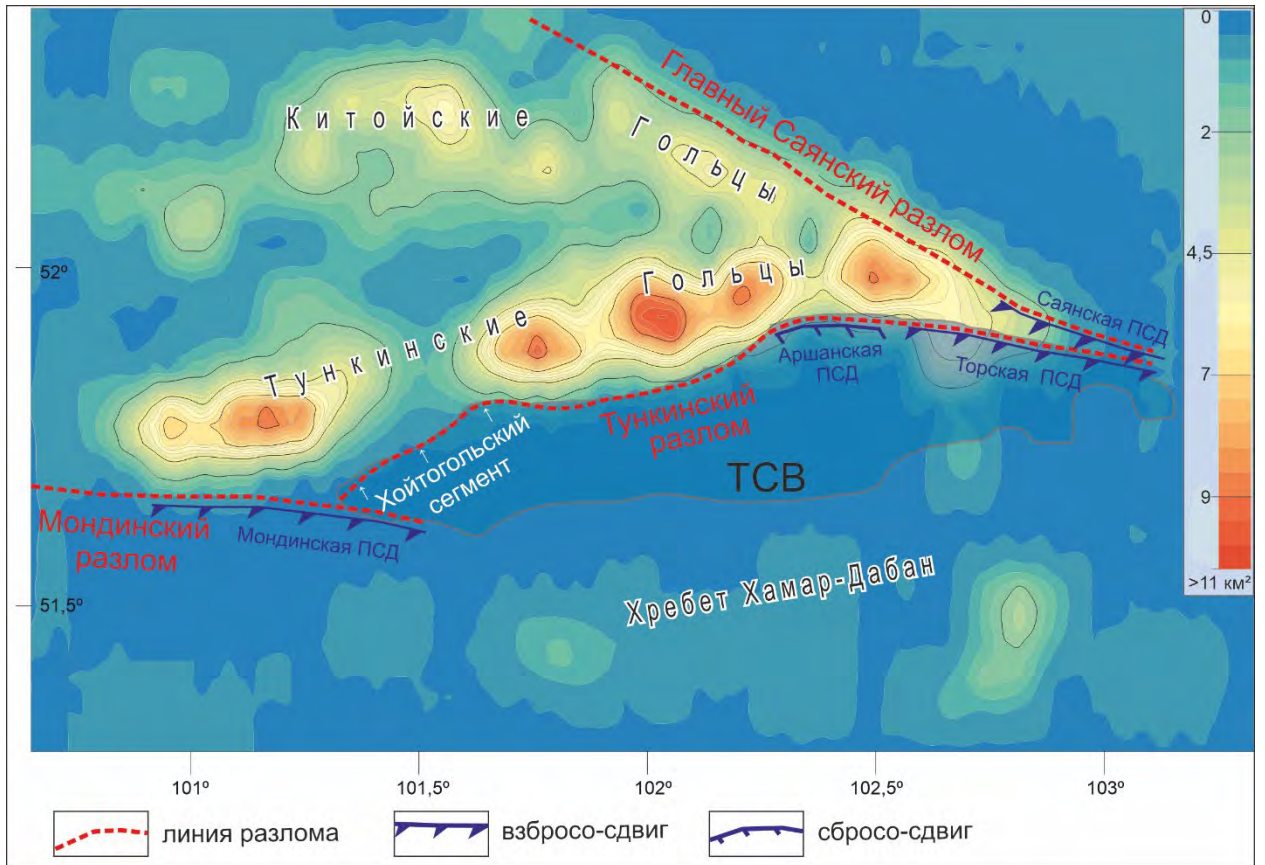


Рис. 4.2.2. Схема, отражающая степень пораженности территории горного обрамления ТСВ и Китайских гольцов обвалами и оползнями. Шкала показывает отношение общей площади обвалов и оползней к площади одного палета (ПП=78,5 км², при $r = 5$ км).

Оценивая области концентрации современных землетрясений, их характеристики, и проведя корреляцию с картой распространения обвально-оползневых тел мы пришли к выводу, что особенности режима разрядки тектонических напряжений могут влиять на характер сейсмогравитационных процессов в приразломной зоне. Например, вдоль Хойтогольского сегмента разлома (рис. 4.2.2), по данным сейсмологических инструментальных наблюдений, отмечается большое количество землетрясений с магнитудой $M < 5$ (рис. 4.1 (Filippova et al., 2022)), которые снимают тектоническое напряжение и не приводят к значительным сейсмогравитационным процессам в гольцовой зоне. Вследствие этого концентрация обвально-оползневых тел вдоль этого сегмента разлома ниже, чем вдоль сегментов, где выявлены палеосейсмодислокации, связанные с палеоземлетрясениями с высокой магнитудой до $M \sim 8.0$ (Чипизубов и др., 2003; Ritz et

al., 2018). По этим сегментам разлома, очевидно, напряжения накапливаются дольше, и разгрузка происходит с выходом разрыва на поверхность и формированием большого количества сейсмогравитационных форм рельефа (Аржанникова, 2021; Смекалин 2000; Чипизубов и др., 2003; Аржанникова и др., 2023; Ritz et al., 2018). Это видно из областей концентрации обвалов вдоль Мондинского разлома и сегментов Тункинского разлома в центральной и западной частях Тункинской впадины (S обвалов от 2 до 11 км² / ПП) (рис. 4.2.2). При этом, высота горного фронта на Хойтогольском участке (средняя абсолютная высота ~ 2800 м) не меньше других частей Тункинского хребта, на которых наблюдается повышенная концентрация обвалов, а для Хойтогольского участка она не превышает 4,5 км² / ПП. Такая же картина наблюдается к северу от зоны динамического влияния Тункинского разлома: при сопоставимых с Тункинскими абсолютных высотах Китайских гольцов (до 3134 м), в них фиксируются более низкие концентрации обвалов (от 0 до 4,5 км² / ПП). Отметим, что часть Китайских Гольцов расположена вдоль Главного Саянского разлома. По данным морфотектонических и палеосейсмологических исследований (Ritz et al., 2018), Главный Саянский разлом генерировал крупные разрывообразующие землетрясения в позднем плейстоцене – голоцене только на юго-восточном своем окончании в зоне сближения с Тункинским разломом (Саянская ПСД). Далее к северо-западу, вдоль Китайских Гольцов, менее активная часть Главного Саянского разлома не стимулировала гравитационно-склоновый процесс на прилегающем горном массиве и здесь наблюдаются значения концентрации обвалов в пределах от 2 до 4,5 км² / ПП.

Таким образом, распределение плотностей обвально-оползневых тел на склонах Тункинских и Китайских гольцов показывает, что концентрация ООП зависит от степени удаленности от сейсмогенерирующих Тункинского, Мондинского и Главного Саянского разломов. Максимальные значения (от 7 до 11 км² и более / ПП) приурочены к активным Тункинскому и Мондинскому разломам.

4.7. Объемы денудационного сноса

Гравитационно-склоновые процессы распространены в хребтах альпийского типа, где основным фактором, формирующим характерный рельеф верхнего яруса, являлся процесс ледниковой экзарации. В разной степени гравитационный процесс проявлен на разных стадиях развития альпинотипного рельефа (4 стадии по Л.Н. Ивановский (1993), для каждой из которых характерен свой режим экзогенных процессов. Для выделения стадий были приняты морфологические критерии, в соответствии с которыми можно определить состояние развития рельефа. Ведущее значение гравитационный процесс приобретает на 3-й и 4-й стадиях, наиболее распространенных на площади Тункинских гольцов, в условиях, когда нижняя граница хиносферы находится вблизи или касается вершинной части гор. Эти стадии характеризуются повышенной гравитационной опасностью, многократно усиливающейся в районе исследования, благодаря тектонической активности и повышенной раздробленности пород.

Для количественной оценки объемов денудационного сноса со склонов обрамляющих ТСВ горных хребтов в бассейн р. Иркут, мы провели масштабные дистанционные исследования района Тункинских гольцов и хребта Хамар-Дабан. Литодинамический процесс подчинен в своем развитии основным этапам формирования общей архитектуры горного массива Тункинского обрамления и фиксирует несколько этапов эволюции рельефа, связывая воедино эрозионный и аккумулятивный процессы. В развитии рельефа ТСВ мы выделили три периода: долгосрочный, охватывающий весь орогенный плиоцен-четвертичный период развития горного обрамления Тункинских впадин, и два краткосрочных периода, ассоциированных с ледниковыми (MIS-5d, MIS-2) и пост-ледниковой (MIS-1) стадиями, для которых проведение количественного анализа объемов денудационного сноса возможно на основе расчетов объема перемещенных масс с использованием трехмерной цифровой модели рельефа (рис. 4.2.3):

1. «Новобайкальский» или орогенный период с возрастным диапазоном от 3.5 млн лет (Chebotarev et al., 2021) до наших дней (ок 5 млн лет по данным (Флоренсов, 1960 (а))). Этот период охарактеризован активным горообразованием и увеличением контрастности рельефа. Низкогорные плато и котловины, сформированные на предыдущем «раннеорогенном» этапе, трансформируются в средне и высокогорные цепи, и глубокие впадины между ними. Этот процесс ведет к изменению климатических условий, закладывает основы современной речной сети и при участии плейстоценовых оледенений моделирует рельеф горного обрамления ТСВ. На ЦМР мы отчетливо видим фрагменты древних, «доорогенных» поверхностей выравнивания, локализованных на отдельных западных участках Тункинских Гольцов и хр. Хамар-Дабан, не затронутых эрозионной сетью и маркирующих рельеф до начала формирования эрозионного вреза в связи с поднятием горных сооружений и изменением базиса эрозии. Морфометрические параметры эрозионного вреза речных долин, дренирующих сформированные на этом этапе склоны, являются источником информации об объемах снесенного во впадины Тункинской системы материала за весь «новобайкальский» период 3.5 млн лет.
2. Этап позднеплейстоценового оледенения. За этот период альпинотипный рельеф Тункинских Гольцов оформился в современном виде, с комплексом характерных морфоскульптурных элементов: ледниковые кары, карлинги, троговые долины, висячие долины, ригели и системы ригелей. Объем вынесенного ледниковой деятельностью материала из долин за этот период оценивается равным объему конечных моренных комплексов (КМК), локализованных на устьевых участках эрозионных долин Тункинского хребта в пределах Хойтогорской, Торской и Тункинской впадин, куда выступали ледники во время максимальных пиков похолодания (МИС 5d - МИС 2) (Карабанов и др., 1998; Krivonogov et al., 2005; Аржанников и др., 2015), вынося весь материал и откладывая его в ледниковом фронте.

3. Период, охватывающий время с начала деградации последнего плейстоценового оледенения, по данным датирования конечно-моренных комплексов (КМК) – с 14 - 16 тыс. лет назад до наших дней (Аржанников и др., 2015). Выводные ледники последнего ледникового максимума абрадируют отложения в долинах, перенесли их за пределы хребта и аккумулялировали в виде конечных морен во впадинах Тункинской системы, обнулив, таким образом, и дав точку отсчета для формирования нового объема осадочного материала. Расчет общего объема снесенного со склонов материала, за указанный период времени, производился по сумме объемов смещенных по склонам пород, локализованных в пределах эрозионных долин.

Объем денудационного сноса за долгосрочный период оценивался программным способом с использованием функционала Global Mapper. На цифровой модели рельефа определялись границы эрозионной долины по границам водоразделов, которые фиксируются на ЦМР с достаточной точностью (рис. 4.2.3), далее определялся ее внутренний объем, с учетом неровностей поверхности склонов и других особенностей рельефа. Некоторая неопределенность в расчетах связана с тем, что современные вершины горных сооружений Тункинских Гольцов не являются истинными индикаторами древней поверхности выравнивания. Экзогенные процессы, обновляющие рельеф растущего горного комплекса, в особенности в ледниковых условиях, срезали часть верхнего яруса горного массива, однако, наличие фрагментов древней поверхности выравнивания в западной части Тункинских Гольцов, а также отсутствие или небольшое количество сквозных долин, объединяющих южный и северный склоны Тункинских Гольцов, свидетельствует о том, что экзогенными процессами срезана незначительная часть вершинного горного объема. Таким образом, в сумме с оцененными долгосрочными скоростями вертикальных смещений по Тункинскому разлому за орогенный период (см. главу 1), мы получили новые данные о динамике развития рельефа и формирования осадочного комплекса Тункинских Гольцов. Объемы вынесенного из долин материала по

репрезентативной выборке (35 водосборных бассейнов), в которой фиксируются все три этапа денудационного сноса, представлены в таблице 4.1.

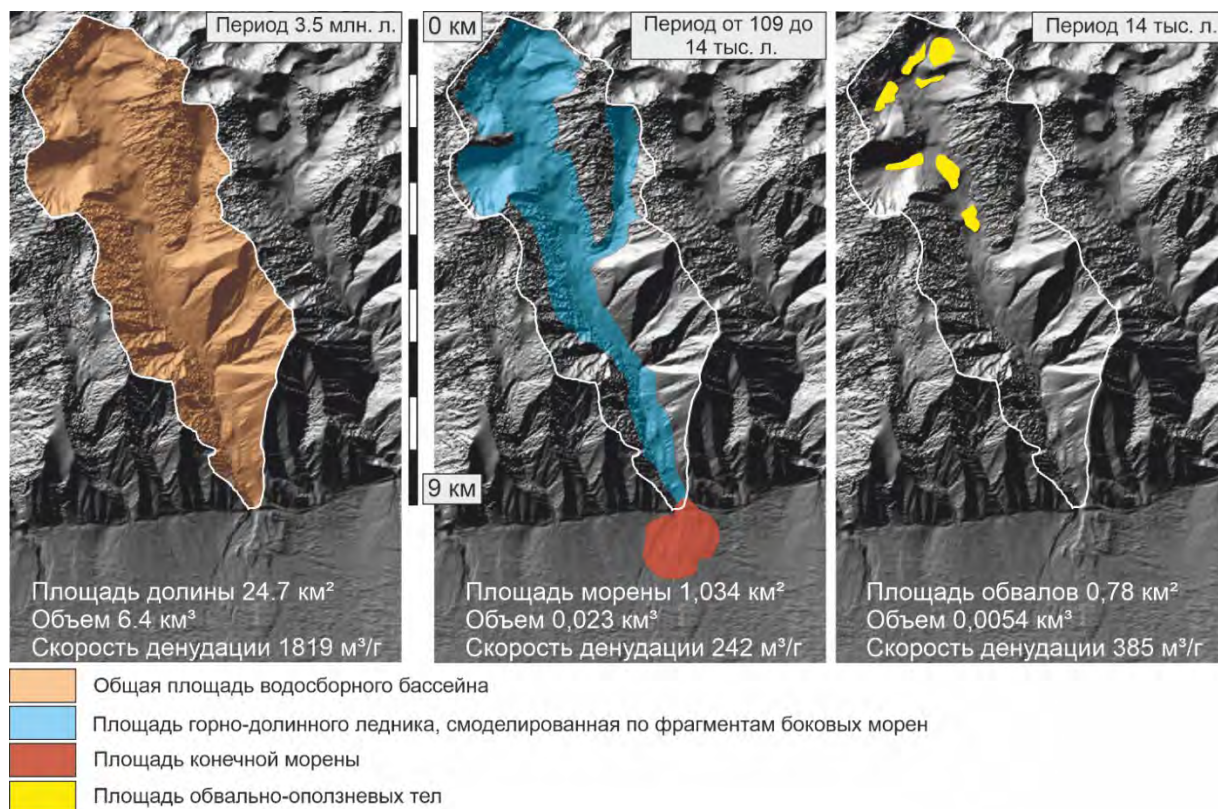


Рис. 4.2.3. Определение параметров денудационного сноса за разные временные периоды, на примере водосборного бассейна 35 (рис. 3.10).

Горно-долинные оледенения этапов максимальных похолоданий, несомненно, повлияли на формирование морфоскульптуры Тункинских Гольцов. В большинстве оцененных эрозионных долин южного склона хребта следы разрушительной работы ледников очевидны, однако отложения КМК фиксируются не во всех долинах. Плохой сохранности ледниковых отложений конечных морен способствуют склоновые процессы, неустойчивое состояние склонов, подверженных селявым сходам, дренирующие водотоки, вымывающие и переносящие материал из морен в зандровые и аллювиальные равнины. Также постоянное подновление тектонического уступа в подножии южного склона Тункинских гольцов вследствие продолжающихся дифференцированных смещений по плоскости Тункинского разлома приводит к частичной деформации отложений КМК, локализованных над линией разлома.

Таблица № 4.1. Параметры гравитационных смещений и суммарные объемы денудационного сноса в верхнем ярусе рельефа Тункинского хребта и хребта Хамар-Дабан за три периода. Пронумерованные водосборные бассейны показаны на рис. 3.10. Долины 90, 91 относятся к водосборному бассейну р.Ихэ-Ухгунь.

Водосб, бассейн	площадь в км ²	объем в км ³	Сумм. S обвалов в долине в км ²	Сумм. V обвалов в долине в км ³	площадь морены в км ²	объем морены в км ³
7	16,07	4,397	0,489	0,005	2,282	0,041
6	3,29	0,365				
5	1,02	0,056				
4	7,95	1,609			2,55	0,038
3	16,34	2,533	0,412	0,006		
25	34,90	13,325	3,555	0,066	40,142	0,803
24	0,90	0,055				
23	1,41	0,106				
22	16,40	5,191	1,283	0,038		
21	0,63	0,027				
20	1,76	0,164				
19	8,33	1,440	0,267	0,002		
18	0,87	0,031				
17	15,59	4,363	0,321	0,002		
16	0,86	0,036				
15	3,04	0,336				
14	19,87	5,552	0,515	0,004		
13	16,78	3,921	0,143	0,001		
35	24,62	6,366	0,795	0,005	1,034	0,023
45	18,24	5,484	0,973	0,008	0,211	0,002
44	17,22	4,776	0,536	0,009	0,999	0,023
51	29,44	8,099	3,275	0,034	7,008	0,137
50	26,47	6,916	3,616	0,058		
72	4,76	0,534	0,205	0,002	1,328	0,017
73	14,28	2,914	2,001	0,038	1,486	0,027
60	12,27	2,622	1,771	0,067	5,948	0,092
61	2,96	0,406	0,067	0,003	6,695	0,083
62	2,58	0,231	0,328	0,019		
63	2,02	0,121	0,171	0,009		
63-1	1,47	0,085	0,320	0,014		
64	0,70	0,023				
57-1	0,24	0,083	0,238	0,010		
58	5,06	0,600	0,567	0,010	38,548	1,232
90	163,47	69,462	13,611	0,215		
91	59,70	9,754	0,432	0,002		

В пределах Хойтогольской, Тункинской и Торской впадин хорошо сохранились только 13 конечно-моренных комплексов (рис. 4.3), параметры которых были оценены нами для получения данных о втором периоде денудационного сноса 109 – 14 тыс. лет назад (таблица 4.1). С этими КМК ассоциированы 35 эрозионных долин, поскольку ледниковые шлейфы на выходе из некоторых соседних долин сливались, образуя единый, неразделимый массив (рис. 4.3).

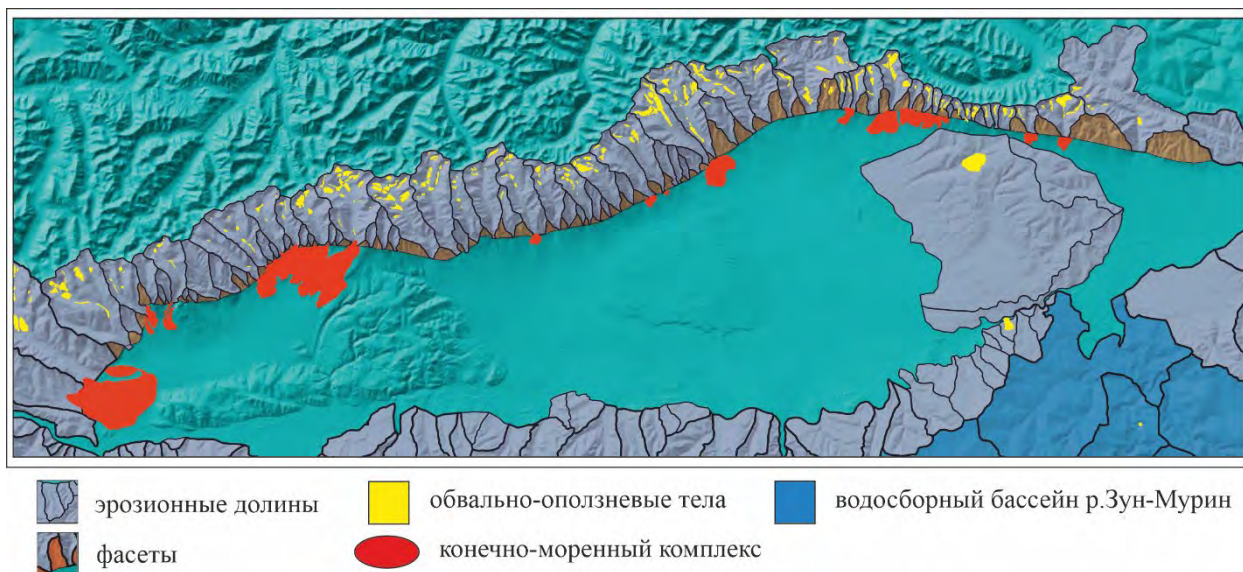


Рис. 4.3. Схема расположения конечно-моренных комплексов в системе Тункинских впадин.

Объем денудационного сноса за третий оцененный период постледникового времени высчитывался как сумма объемов, смещенных гравитационными и сейсмогравитационными процессами масс пород, локализованных в пределах эрозионных долин южного склона Тункинских гольцов в виде оползневых и обвальных тел. В данном случае, мы исходили из представления о том, что в ледниковое время горные долины Тункинских Гольцов были заняты телом ледника, транспортирующего весь материал, сформированный за счет экзарации, и гравитационных и сейсмогравитационных процессов, разрушавших склоны выше ледниковой поверхности, с площади всей долины в ее приустьевую зону. С другой стороны, ледовая масса, заполнявшая долину, служила сдерживающим, консервирующим фактором, предохранявшим склоны от интенсивного

выветривания и дробления пород. Таким образом, начиная со времени деградации ледника LGM (14 тыс. лет) мы имеем дело с началом нового экзогенного цикла разрушения пород, составляющих склоны.

В качестве примера расчетов объемов денудации для каждого этапа приведем долину р.Кынгырга и соседних с ней долин (рис. 4.4), по которым уже проводились измерения Б.П. Агафоновым, в связи с зафиксированными обвалами, произошедшими в результате землетрясения 1995г. ($M=5.9$) (Агафонов, 2002). По нашим оценкам, при общей площади долины р.Кынгырга 40.6 км^2 в современных границах водораздела, объем материала, вынесенного из долины за 1-й «новобайкальский» период в 3.5 млн лет, составил 14.4 км^3 . В силу активных дифференцированных движений по сегменту Тункинского разлома, к которому приурочена долина р.Кынгырга, циклических изменений профиля долины, базиса эрозии и частых селевых сходов, ледниковые отложения в виде КМК на выходе из долины не сохранились и не могут быть оценены.

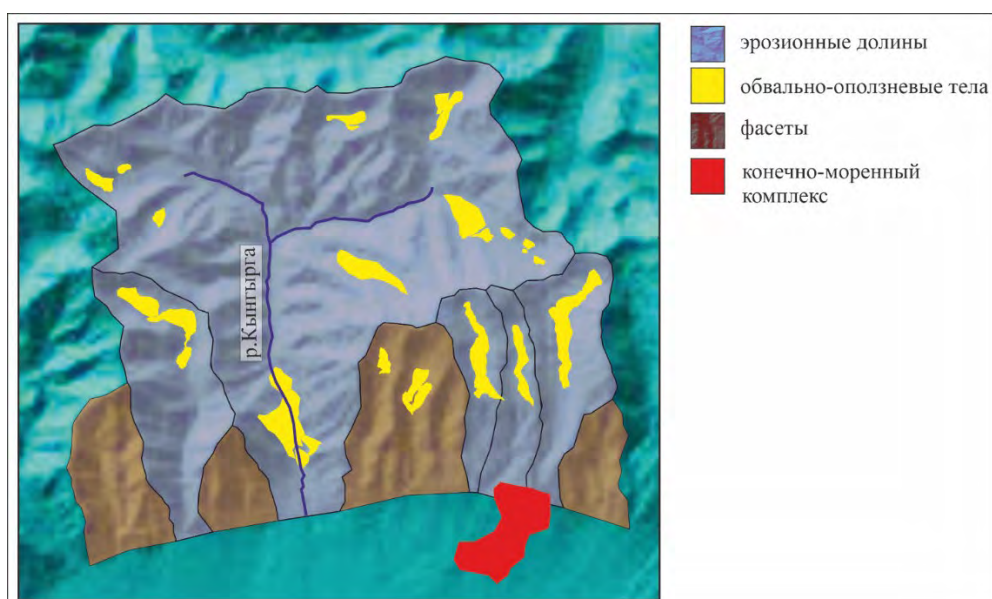


Рис. 4.4. Пример анализа водосборной сети р. Кынгарга.

В пределах границ долины зафиксировано 15 сейсмогенных обвалов разного размера и 3 крупных оползня, сформировавшиеся за последние 14 тыс лет. Общий объем сейсмогравитационных смещенных объектов составляет 0.076 км^3 , что занимает 0.53% от общего объема, вынесенного за орогенный период материала.

Еще один пример оценки денудационного сноса, в данном случае, включающего все три этапа денудации, приводим для участка Хойтогольской впадины, где конечные моренные комплексы на выходе из нескольких эрозионных долин (№ 13-25) (рис. 4.5) Тункинских Гольцов в пределы Хойтогольской впадины образуют единый массив. Участок локализации эрозионных долин находится на СВ замыкании Хойтогольской впадины, в месте сочленения Ниловского отрога с Тункинским хребтом. Абсолютные гипсометрические отметки водораздельных хребтов на верхних участках варьируют в диапазоне 2500 – 2900 м, и находились выше границы хионосферы в позднеплейстоценовое ледниковое время (Олюнин, 1965). Крупные, проработанные долины (№ 13, 14, 17, 22, 25) (рис. 4.5) сохраняют следы ледниковой деятельности, имеют в нижней части выраженную троговую форму, значительную площадь водосбора, и являлись источником выноса материала, зафиксированного в виде конечных моренных комплексов на выходе из хребта в Хойтогольскую впадину. Значительные объемы вынесенного из соседних долин материала сливались в одно, хорошо диагностируемое по данным ЦМР тело морены. В силу невозможности определить границы между отдельными КМК, вышедшими из разных долин, весь массив моренного материала оценивался в совокупности, поэтому и анализ долгосрочных объемов выноса из долин и накопленных в долинах пост-ледниковых отложений производился суммарно. Таким образом, при общей площади эродированного участка в 121.36 км², общий объем вынесенного из 13-и оцененных долин (№ 13-25) материала за долгосрочный орогенный период составляет 34.546 км³. Суммарная площадь конечной морены равна 40.142 км², объем сохранившегося моренного материала составляет 0.803 км³. В пределах границ данных долин зафиксировано 40 обвально-оползневых тел, общая площадь которых оценивается в 5.98 км², суммарный объем смещенного материала равен 0.111 км³, что составляет 0.32% от общего объема материала, вынесенного из долин за орогенный период 3.5 млн л.

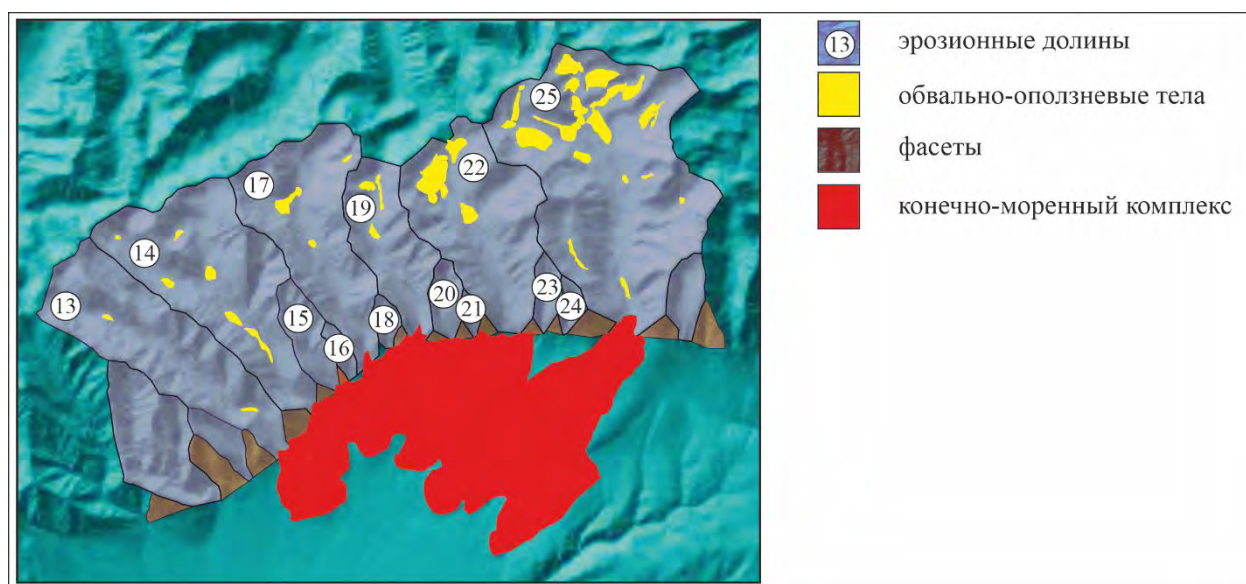


Рис. 4.5. Пример расчета объемов смещенного материала (обвалы и оползни), ледниковых отложений (КМК) и объема эрозионной долины.

Совокупный количественный анализ объемов осадочного материала, вынесенного из эрозионных долин, обрамляющих ТСВ хребтов за три рассматриваемых периода, приведен в таблице № 4.2.

Суммарный объем материала, смещенного с горного обрамления ТСВ составляет 1758 км³. При этом, общая площадь водосборной системы и объем материала, перемещенного из долин в результате эрозии с хр. Хамар-Дабан в 3 раза превышает показатели Тункинских Гольцов. Основной вклад (более 50%) в этом процессе приходится на чрезвычайно развитую речную систему р. Зун-Мурин, с площадью более 4 тысяч км² и объемом вынесенного материала 763 км³ (рис. 4.6).

При расчете объемов и скорости денудации за долгосрочный период, мы учитываем разный возраст существования водосборной сети в Тункинских Гольцах (южный склон) и северный склон хр. Хамар-Дабан. Для Тункинских гольцов отправной точкой является возраст 3.5 млн. л., полученный по результатам морфометрических исследований. Так же, из расчетов объемов эродированного материала мы убрали долины Ихэ-Ухгуньской системы, которые, очевидно имеют более древний возраст по сравнению с Тункинскими. Общая площадь водосборных бассейнов Тункинских Гольцов,

участвующих в расчетах, составляет 847 км². За 3.5 млн. лет с южного склона Тункинских Гольцов было эродировано и перемещено в пределы ТСВ не менее 197 км³ материала. Оценка скоростей денудационного сноса показала, что в течение орогенного периода средние показатели скорости денудации составляли 56285 м³/г.

Таблица № 4.2. Параметры (площадь и объем) долин, отвечающих требованию по наличию данных об обвалах и моренах.

Период	Тункинский хребет			Хр.Хамар-Дабан		
	Площадь/Объем			Площадь/Объем		
	Водосборная система	Моренные комплексы	Оползни/обвалы	Водосборная система	Моренные комплексы	Оползни/обвалы
Орогенный, Ново-байкальский 3,5 млн лет	847 км ² / 197 км ³			7460 км ² / 1330 км ³		
Период оледенений 109 тыс лет – 14 тыс лет		110 км ² / 2,54 км ³				
Последнепледниковый От 14 тыс лет до наших дней			62 км ² / 1,25 км ³			*9,9 км ² / 0,2 км ³

* Для хр.Хамар-Дабан возраст обвально-оползневых тел не ограничен постледниковым периодом.

Для северного склона хр. Хамар-Дабан точкой отсчета начала эрозионного вреза является минимальный возраст платобазальтовой поверхности, покрывающей склоны хребта, в которой сформировалась эрозионно-русловая система. Известный возраст покровных лав находится в диапазоне 18-12 млн л. (Ivanov et al., 2015). Таким образом, возраст 12 млн л. является возможным минимальным возрастом начала эрозионного сноса со склонов хребта в пределы формирующейся Тункинской депрессии. За этот период с северного склона хр. Хамар-Дабан в ТСВ поступило 1333 км³ материала. При расчетах долгосрочных скоростей денудации с хр. Хамар-Дабан за период 12 млн л. получена

средняя скорость 111083 м³/г, что коррелирует со скоростью сноса материала, рассчитанной для Тункинских гольцов за орогенный период, учитывая кратное превышение оцененной площади хребта Хамар-Дабан.

За период 109 - 14 тыс. лет, в котором нами оценивался объем материала, снесенного со склонов хребтов ледниками, представлены данные по северному обрамлению Тункинской системы, поскольку конечные моренные комплексы зафиксированы только в отдельных долинах вдоль подножья Тункинских Гольцов. При общей площади оцененных КМК в 110 км², объем вынесенного ледниками материала составляет 2.54 км³. Для расчета скорости денудации была использована общая площадь группы долин, включая крупную долину р. Ихе-Ухгунь, в которых зафиксированы отложения конечных моренных комплексов (таблица № 4.3), то есть площадь 35 долин, равная 553 км². Скорость денудационного сноса, рассчитанная для группы равна 26736 м³/г.

Объем отложений, сформированный за постледниковый период, от 14 тыс лет назад до наших дней, оценен для южного склона Тункинских Гольцов, с той же площади водосборных бассейнов (847 км²). При общей площади смещенных гравитационными и сейсмо-гравитационными процессами тел, составляющей почти 62 км², их общий объем составил 1.25 км³. Скорость денудационного сноса за постледниковое время (от 14 тыс. лет до наших дней) оценена в 89286 м³/г. В силу значительно большей проявленности этих процессов на южном склоне Тункинских гольцов, благодаря близости к активному Тункинскому разлому, общие объем и площадь пораженных участков поверхности северного обрамления ТСВ в 6 раз превышает показатели хр. Хамар-Дабан, удаленного от линии разлома на некоторое расстояние и имеющего морфоструктурные отличия от Тункинских Гольцов.

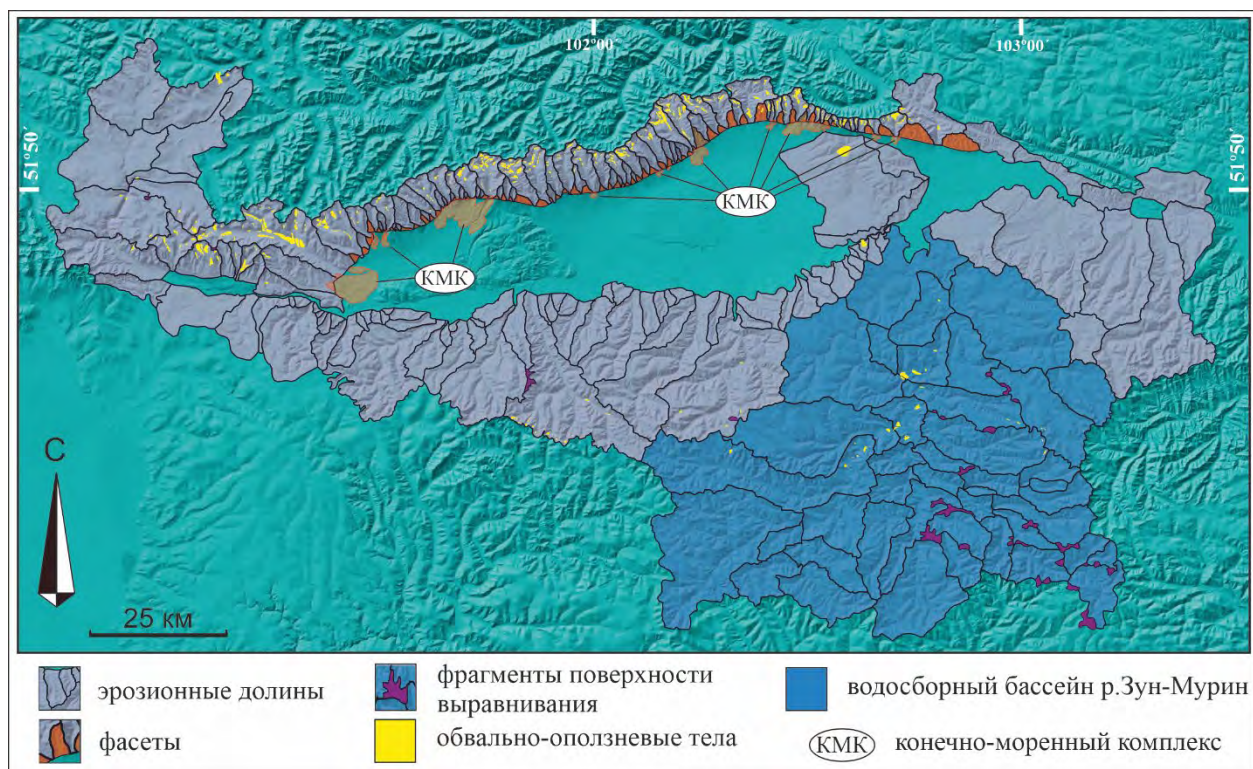


Рис. 4.6. Сводная карта: водосборная система, фасеты, моренные комплексы, обвальнo-оползневые объекты, фрагменты поверхности выравнивания.

Обращает на себя внимание интересная закономерность, выявленная при оценке денудированных объемов материала за 2-й и 3-й периоды (109 – 14 тыс. лет и 14 тыс. лет – современность, соответственно). В долинах, где они представлены, оказались близкие по значению скорости формирования объемов денудационного материала. Это свидетельствует о том, что весь комплекс рыхлых отложений в пределах долины, сформированный за время существования в долине ледника, за счет процессов ледниковой экзарации, гравитационных и сейсмогравитационных осыпей на поверхность ледника и транспортированный к устью долины, формировался с такой же скоростью, с какой формируется рыхлый чехол той же долины в пост-ледниковое время, в других климатических условиях. Общий вклад ледникового процесса в формирование осадочного комплекса долин возможно не значительный, за счет компенсирующего экзарационный процесс эффекта сдерживания ледником склонов.

Для эрозионных долин, для которых есть данные об объемах денудационного сноса за все три периода, нами были оценены скорости денудации по каждому периоду (за 3,5 млн. л., 95 тыс. л. и 14 тыс. л.). Данные приведены в таблице № 4.3.

Таблица № 4.3. Объемы и скорости денудационного сноса за долгосрочный (I), ледниковый (II) и постледниковый (III) периоды. Пронумерованные долины показаны на рис. 3.10.

Долина	Объем (км ³) I период V1	Скорость м ³ /год S1	Объем (км ³) II период V2	Скорость м ³ /год S2	Объем (км ³) III период V3	Скорость м ³ /год S3
3,4	4,142	1183	0,03825	398	0,006	428
5,6,7	4,819	1376	0,041076	427	0,005	357
13-25	34,546	9870	0,80284	8364	0,116	8285
35	6,366	1818	0,023265	242	0,005	357
44	4,776	1364	0,023	240	0,009	642
45	5,484	1567	0,002	21	0,008	571
50-51	15,015	4290	0,137	1427	0,092	6571
57/1 -58	0,683	195	0,0229	238	0,019	1357
60	2,622	749	0,0922	960	0,066	4714
61-64	0,865	247	0,0833	867	0,045	3214
72	0,534	152	0,017	177	0,002	143
73	2,914	832	0,027	281	0,038	2714
90-91	79,2	22628	1,232	12833	0,217	15500

4.8. Выводы

В результате исследования эрозионных процессов гольцовой зоны в горном обрамлении ТСВ были получены следующие выводы:

1. Особенности распространения обвально-оползневых тел в горном обрамлении Тункинских впадин свидетельствует о тесной взаимосвязи гравитационных процессов с тектонической активностью разломов в позднем плейстоцене – голоцене. В пределах зоны влияния Тункинского разлома плотность распространения ООП зависит от характера разрядки напряжений и проявляется более интенсивно вдоль сегментов разлома, потенциал которых определен по палесеисмогеологическим данным магнитудой М 7 - 8.

2. Расчеты объемов денудационного сноса с южного склона Тункинских Гольцов, проведенные для разных временных периодов, показали количественный вклад экзогенных процессов в формирование осадочного заполнения ТСВ за долгосрочный и краткосрочный периоды. Оценка скоростей денудационного сноса за разные периоды показала, что в течение орогенного периода 3.5 млн лет средние показатели скорости денудации составляли 56285 м³/г, за период горно-долинного оледенения от 109 до 14 тыс. лет назад скорость составляла 26736 м³/г, за постледниковое время от 14 тыс. лет до наших дней скорость оценена в 89286 м³/г. При расчетах долгосрочных скоростей денудации с хр. Хамар-Дабан за период 12 млн лет получена средняя скорость 111083 м³/г. Учитывая значительное превышение площади денудируемой поверхности, скорости денудации сопоставимы с Тункинскими Гольцами.
3. Одним из важных выводов в работе является тезис о значительной роли землетрясений в деструкции рельефа верхнего яруса Тункинских Гольцов, происходящих в зоне активного Тункинского разлома. Многочисленные инструментальные свидетельства сильных землетрясений, а также данные о сильнейших палеоземлетрясениях, ассоциированных с контролируемыми развитием Тункинских впадин разломами (Чипизубов и др., 2003; Смекалин, 2008; Ritz et al., 2018; Arzhannikova et al., 2023) дают основания предположить триггерный механизм площадного обвалообразования в горном обрамлении ТСВ. Такой точки зрения придерживался, например, В.С.Хромовских (1968), относивший все оползни в кристаллических породах хр. Хамар-Дабан к группе сейсмогравитационных смещений. Таким образом, развитие рельефа горных массивов в зоне тектонического дробления, проявляется неравномерно, и имеет, очевидно, импульсный характер, а скорость денудационного сноса определяется тектонической активностью, энергией рельефа и глобальным изменением климата.

ГЛАВА 5. ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ТУНКИНСКОЙ СИСТЕМЫ ВПАДИН: ГЕНЕЗИС, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ВОЗРАСТ

Для определения условий формирования осадочного комплекса в ТСВ на разных этапах позднего плейстоцена – голоцена, понимания влияния тектонического и климатического факторов на развитие рельефа поверхности заполненных осадками котловин Тункинской системы (рис. 5.1.А) в течение 2018 – 2022 гг. были проведены полевые и лабораторные исследования на территории Мондинской, Хойтогорьской, Туранской, Тункинской и Торской впадин и на поверхностях Ниловского и Еловского отрогов.

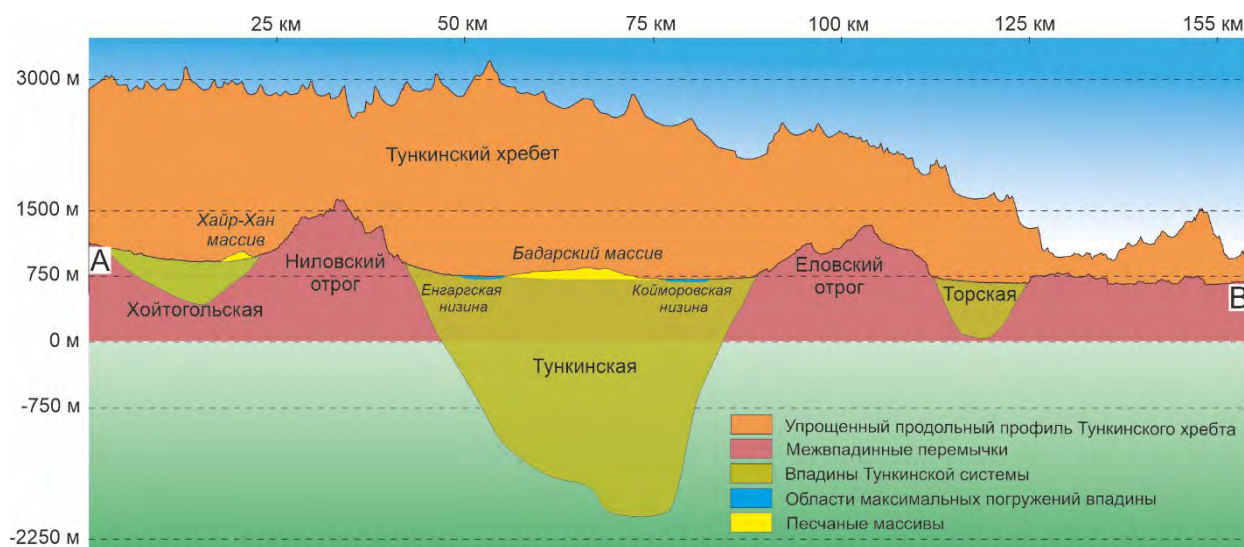


Рис. 5.1.А. Продольный схематический профиль АВ, демонстрирующий основные структурные элементы Тункинской системы впадин.

Исследования включали в себя заложение новых разрезов, документацию и изучение отложений разного генезиса, маркирующих смены режимов осадконакопления, датирование образцов, выяснение генезиса отложений и условий формирования. Исследование было проведено последовательно, начиная с западной, замыкающей ТС Мондинской впадины.

5.1. Мондинская впадина

Мондинская впадина является составной частью Тункинского рифта, который входит в состав юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы (рис. 1.А, Б). Длина впадины - 15 км в длину, максимальная ширина - 6 км. На западе впадина выклинивается и переходит в долину р. Иркут, врезанную в хребты Тункинские Гольцы и Большой Саян (рис. 5.1.Б). На востоке Мондинская впадина ограничена Харадабанской перемычкой, на севере она обрамлена Тункинским хребтом, на юге - хребтом Хамар-Дабан. Абсолютная высота днища составляет 1300 - 1400 м. Северный борт впадины представлен уступом с высотами до 3000 м, южный - имеет относительно плавный переход от днища к склону хребта Хамар-Дабан.

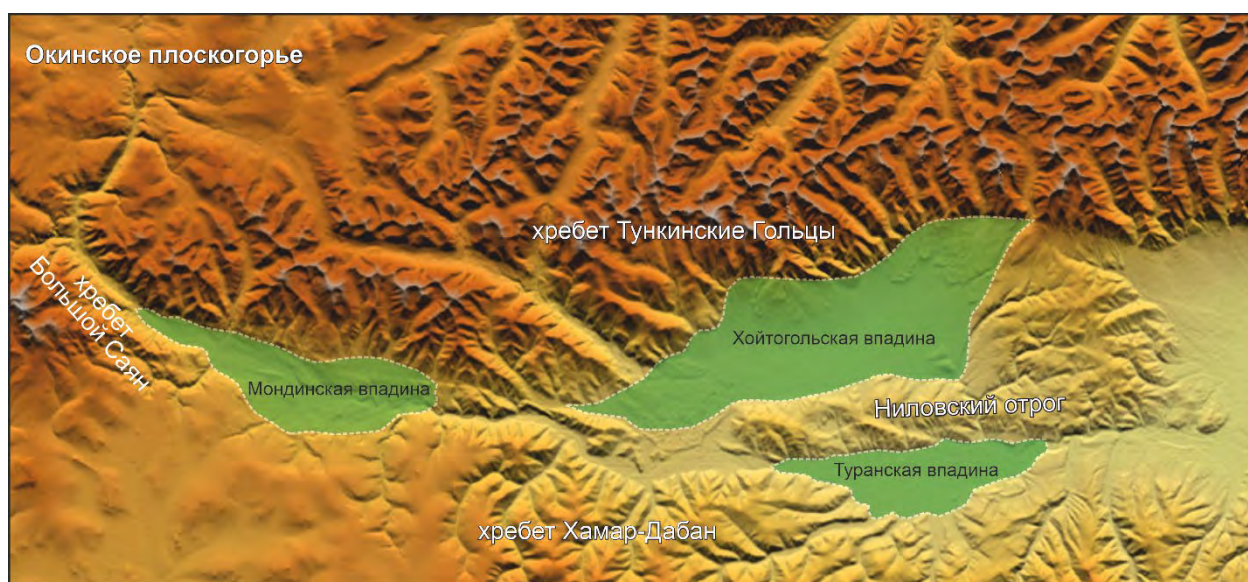


Рис. 5.1.Б. Местоположение Мондинской впадины на крайнем западном окончании ТСВ.

Прогибание впадины и накопление осадков происходило в среднем миоцене, плиоцене до позднего плейстоцена (Мазилов, 1972). Наличие вскрытых эрозией плиоценовых отложений в центральной части впадины, свидетельствует о смене тектонического режима с опускания на поднятие. Сбросовые смещения сменились взбросо-сдвигами, что определило формирование обратного уступа по Мондинскому разлому по отношению к основному склону Тункинских Гольцов. Смена тектонического режима привела к поднятию южного крыла и перекрытию стока некоторых левых

притоков р. Иркут. При этом водотоки, выносившие ранее аллювиальный материал к Иркуту, сформировали конусы выноса у подножья уступа. Прямолинейность разлома в плане в местах пересечения с долинами водотоков говорит о крутом падении сместителя. Разлом имеет левосдвиговую компоненту, что подтверждают смещенные долины водотоков, пересекающих разлом.

Таким образом, основными элементами рельефа, свидетельствующими о поднятии Мондинской впадины, являются обратные тектонические макроуступы и обнаруженные взбросо-сдвиговые палеосейсмодислокации в зоне Мондинского разлома (Arjannikova et al., 2004; Arzhannikova et al., 2023). Свидетельством поднятия, также, являются неогеновые отложения, выведенные в зону эрозии.

5.1.1. Осадочный комплекс Мондинской впадины

Как известно из предыдущих исследований (Уфимцев и др., 2003; Arjannikova et al., 2004; Аржанников и др., 2015), во впадине выделяются несколько генетических типов рыхлых отложений: ледниковые, аллювиальные, пролювиальные и сейсмогравитационные осадки позднего плейстоцена и голоцена. Вследствие позднеплейстоценовой тектонической инверсии в зону эрозии выведены неогеновые аллювиальные отложения (конгломераты) и вулканогенные (аппарат центрального типа Хулугайша и лавовые потоки).

Преобладание ледниковых отложений свидетельствует о широкомасштабном развитии ледников в пределах Мондинской впадины. Горно-долинное оледенение юго-восточной части Восточного Саяна в основном носило сетчатый характер. Однако большие абсолютные высоты Окинского плоскогорья (2000 - 2300 м) позволили формироваться крупным ледникам и на его поверхности. Ледники, спускавшиеся с северного склона Большого Саяна, и ледник, сформированный на Окинском плоскогорье, были источником для Мондинского ледника.

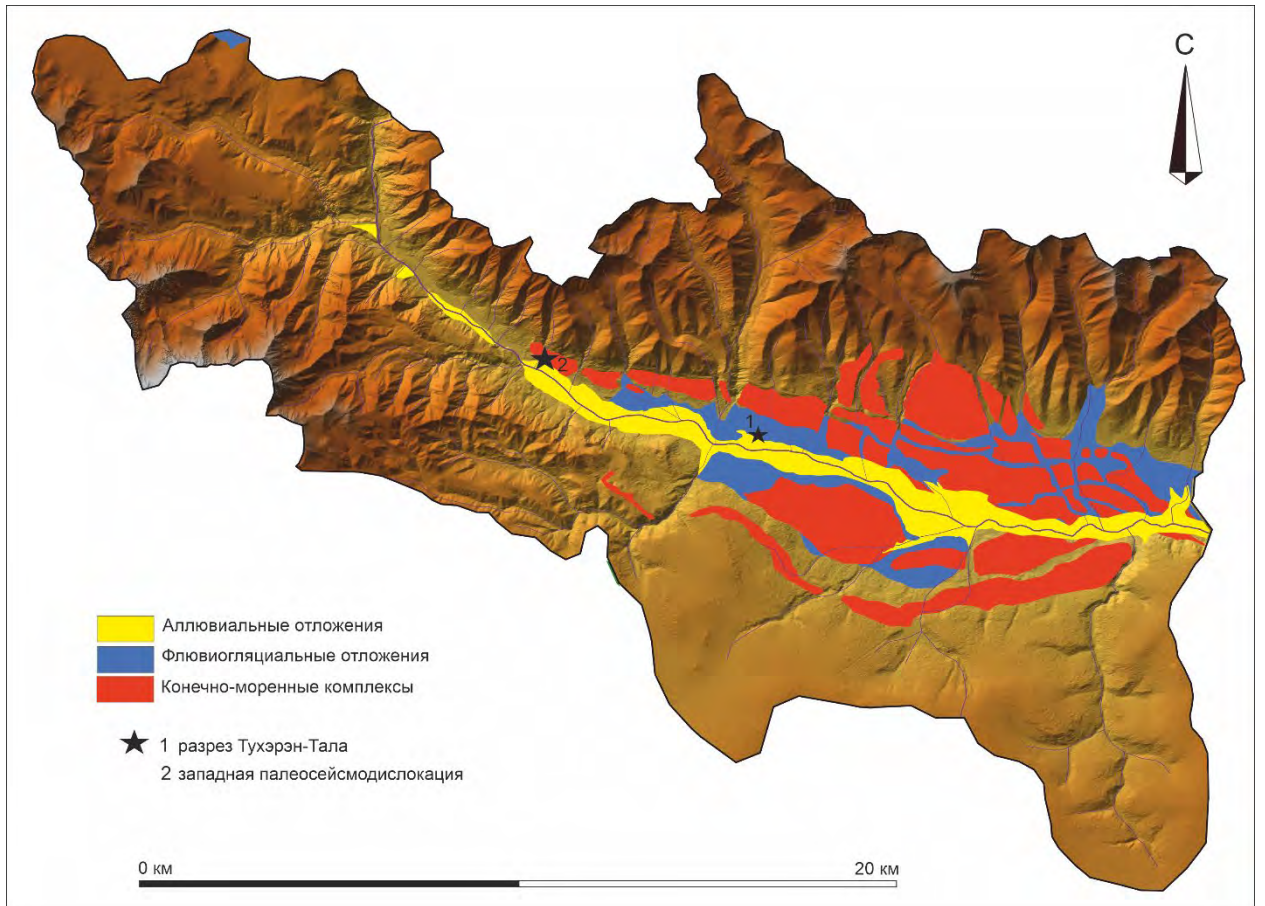


Рис. 5.2.А. Мондинская впадина в границах водосборного бассейна, с осадочным заполнением различного генезиса (по данным геологической карты (<http://www.vsegei.com/ru/info/webmapget>)).

Мощность льда на Окинском плоскогорье достигала 300 - 400 метров. Заполнение впадины льдом происходило по долине р. Иркут (рис. 5.2.А; 1.2.А) из района Окино-Иркутного междуречья, где располагался один из крупнейших центров позднеплейстоценового оледенения юга Восточного Саяна.

В настоящее время ледниковый и водно-ледниковый рельеф широко представлен в Мондинской впадине (рис. 5.2.Б). На склонах и в днище впадины имеются валы боковой морены, донная морена, камовые террасы, маргинальные каналы и термокарстовые понижения. Примечательным является строение боковой морены на северном борту впадины. Здесь широко распространены валы-ступени различной высоты и длины, которые прослеживаются непрерывно на протяжении 20 км. К примеру, между

абсолютными высотами 1386 м и 1739 м, боковые морены покрывают горный склон длиной 1,7 км, достигая подножия хребта (точка наблюдения в 6 км выше по долине р. Иркут от поселка Монды).

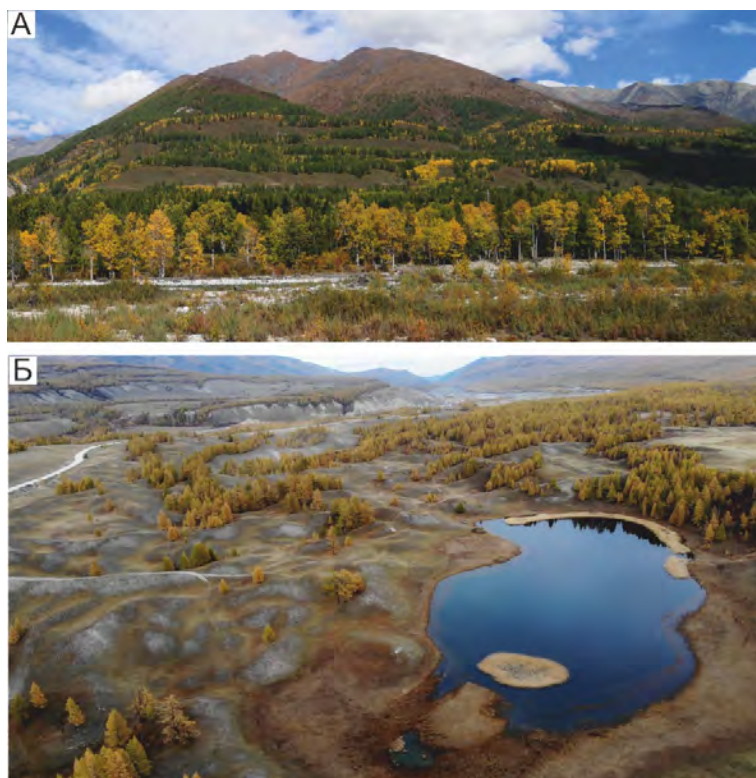


Рис. 5.2.Б. А - Хребет Тункинские Голцы. На южном склоне отчетливо видны линии стояния Мондинского ледника, подчеркнутые рядами деревьев. Превышение верхнего уровня над современной поверхностью долины р. Иркут - около 300 м.

Б – Элементы ледникового рельефа Мондинской впадины.

Мощность ледниковых отложений, залегающих на коренных склонах, достигает несколько десятков метров (рис. 5.3.А). Исходя из абсолютной высоты самого верхнего вала боковой морены и абсолютной высоты днища впадины, толщина льда могла достигать 300 м. Южный склон более пологий, чем северный, тем не менее, такого широкого распространения ледниковые отложения здесь не получили. В некоторых местах на склоне имеются несколько валов, но они имеют ограниченное распространение.

Скорее всего, количество поступающего материала напрямую связано с энергией рельефа и наличием боковых притоков. Чем круче и выше склон, тем большее количество обломочного материала будет аккумулироваться на поверхности ледника. В то же время

на южном склоне достаточно четко выделяются два протяженных уровня боковой морены 1500 м и 1350 м, связанных с долговременным сохранением уровня льда в леднике.



Рис. 5.3.А. Внутренне строение Мондинской морены, вскрытой придорожным карьером.

Анализ разрезов ледниковых отложений в западной части Мондинской впадины показал, что под ледниковыми отложениями последней фазы оледенения широко распространены аллювиальные отложения, сложенные галечником различной фракции (рис. 5.4).

По различным геоморфологическим элементам рельефа осадочного заполнения Мондинской впадины в литературе есть данные абсолютного датирования, проведенные ^{14}C , ^{10}Be и термолюминисцентным методами (Arzhannikov et al., 2015). Возраст протяженных боковых морен и конечной морены вдоль северного борта впадины по данным термолюминесцентного датирования составляет 72 ± 9 и 70 ± 11 тыс. лет (Уфимцев и др., 2003), и соответствует МИС 5/а и МИС 4 (рис. 5.3.Б). Для серии террас, сформированных р. Иркут в центральной части впадины, получен радиоуглеродный возраст. Так, возраст 13-метровой террасы составляет 8066 ± 40 лет (Arjannikova et al., 2004), для 8-метровой террасы возраст - 5250 ± 170 лет (Максимов, 1965).

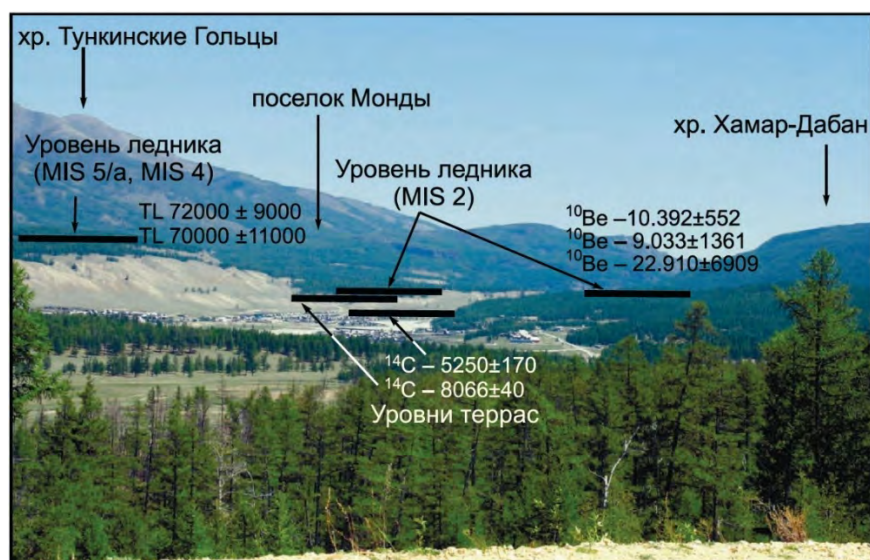


Рис. 5.3.Б. Возрасты геоморфологических элементов осадочного заполнения Мондинской впадины (Arzhannikov et al., 2015).

Полученный голоценовый возраст террас свидетельствует об интенсивном врезе в ледниковые отложения в это время. Бериллиевым методом был получен возраст экспонированных ледниковых отложений поверхности нижнего яруса мондинской морены вдоль Тункинских гольцов и хр.Хамар-Дабан (рис. 5.3.Б) (Arzhannikov et al., 2015). Он составил 10392 ± 552 , 9033 ± 1361 , и 22910 ± 6909 , что свидетельствует о существовании ледников в пределах Мондинской впадины в сартанское время.

Для получения новых данных об осадочном наполнении Мондинской впадины нами были исследованы обнажения в границах впадины и террасовые комплексы р. Иркут на протяжении Харадабанской перемычки, фиксирующие сложный эрозионно-аккумулятивный процесс в условиях климатических колебаний позднего плейстоцена - голоцена и тектонической активности Мондинского и Тункинского разломов.

При описании разрезов использовалась классификационная схема обломочных частиц по размеру, предложенная Л.Б. Рухиным (Рухин, 1969).

5.1.2. Разрез Тухэрэн-Тала

В точке наблюдения у летника Тухэрэн-Тала (51°41,794 с.ш., 100°54,639 в.д.), в левом береговом обнажении р. Иркут прослеживается следующая последовательность (сверху вниз и слева направо (сводный схематичный разрез (рис. 5.4)):

1. Почвенно-растительный горизонт. Мощность слоя 0.4-0.6 м;
2. Ледниковые отложения с валунами. Мощность 1-6 м;
3. Аллювиальные отложения, представленные крупной галькой и валунами (перемытая морена). Мощность 2-6 м;
4. Аллювиальные галечники с песчаным заполнителем, размер галек - 3-8 см в диаметре. Имеются прослойки и линзы песка мощностью от 0.15 до 1.5 м соответственно. Мощность слоя 12 м;
5. Имеется врез, заполненный наиболее молодыми из представленных отложений. По разрезу фиксируются гальки и валуны до 40 см в диаметре. Поверхность отложений представляет собой вал конуса выноса;
6. Осыпь.

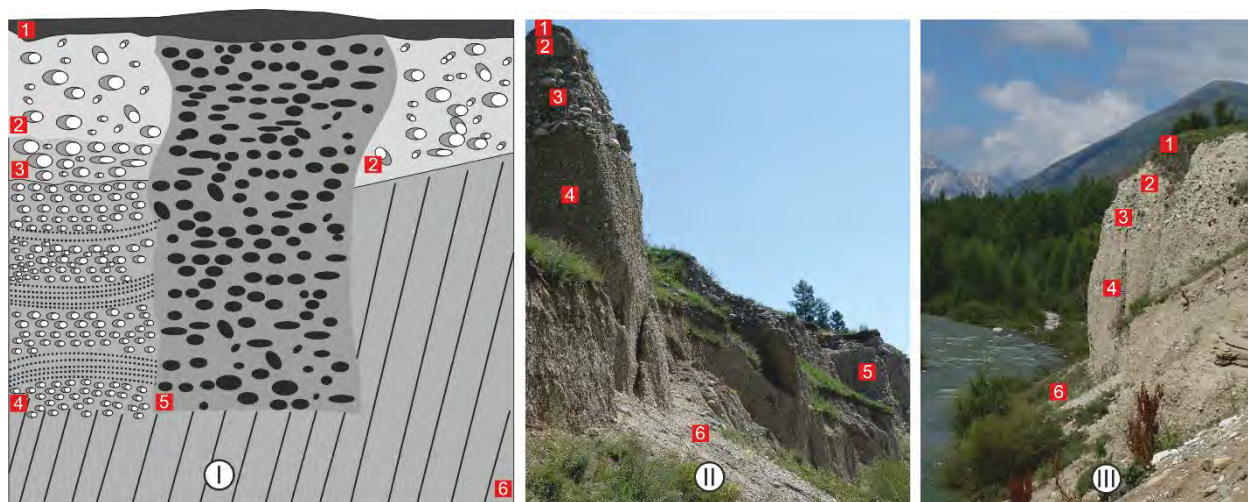


Рис. 5.4. Разрез позднеплейстоценовых отложений у летника Тухэрэн-Тала, в левом борту р. Иркут. I – обобщенная зарисовка разреза с выделением рыхлых отложений различных генетических типов; II-III фотографии показывающие с разных ракурсов исследуемые отложения. Номера в красных квадратах соответствуют номерам в описании разреза.

Анализ взаимоотношений рыхлых отложений разных генетических типов, их состава, и отсутствие крупной фракции аллювия (валунов) в видимой толще пачки 4 мощностью 12 м указывает на ее формирование в доледниковый период (возможно MIS5e). Для определения возраста пачки 4 из песчаной линзы взят образец на OSL датирование (рис. 5.5).



Рис. 5.5. Пример отбора образца из песчаного прослоя пачки 4 на OSL датирование.

5.1.3. Террасовые комплексы в долине р. Иркут в пределах Мондинской впадины, в Харадабанской перемычке и в Туранской впадине, как индикаторы климатических изменений и тектонических движений

Наиболее чутким индикатором к тектоническим движениям и изменению климата является речная сеть. Изменение базиса эрозии при восходящих движениях приводит к врезу речной сети и формированию комплекса террас. С понижением базиса эрозии долина реки перегружается отложениями, и боковая эрозия становится доминирующей (Николаев, 1962).

При глобальном изменении климата, например, в эпохи оледенения, водность рек снижается и часть эрозионно-русловой сети может быть погребена отложениями различных типов (как например эоловыми, флювиальными отложениями приледниковых равнин или ледниковыми отложениями в пределах областей оледенения). В то же время в период деградации ледников водность рек существенно возрастает, что приводит к

интенсивному врезу в формы рельефа, сформированные в период оледенения и в стадию его деградации (например, комплекс террас в конечных моренах или комплекс террас в отложениях наклонных равнин в перигляциальной зоне). Также имеется еще один тип террас, который не может быть индикатором тектонических движений. При подпоре водной артерии обвалом, селом, оползнем выше по течению образуется подпрудное озеро, в котором происходит быстрое накопление осадков. Впоследствии (при понижении базиса эрозии) вследствие регрессивной эрозии происходит врез в накопившуюся осадочную толщу и формируется серия террас.

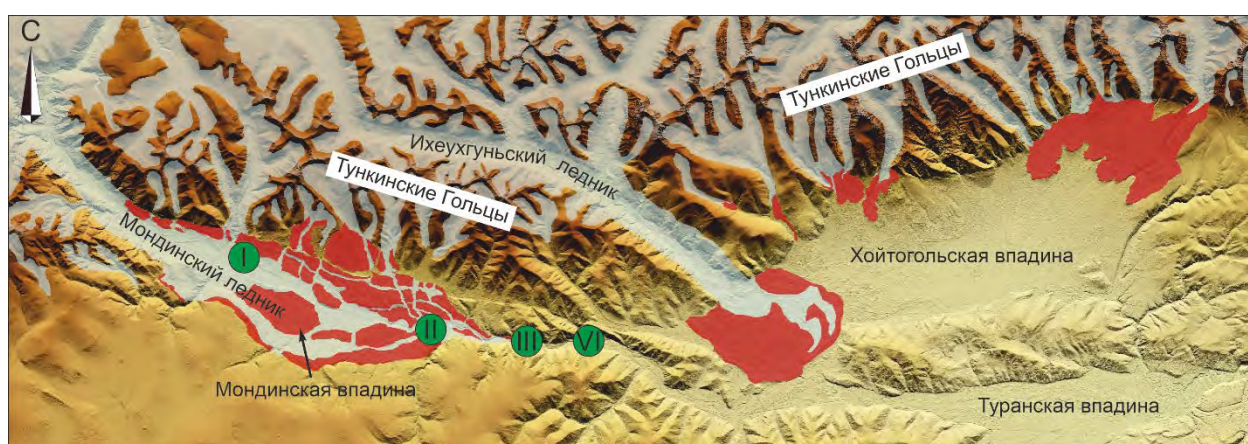


Рис. 5.6. Участки профилирования террас в Мондинской впадине и Харадабанской перемычке. Зелеными кружками обозначены места изучения террас, цифрами обозначены участки: I – западный мондинский; II – восточный мондинский; III – западный харадабанский; IV – восточный харадабанский.

Такие комплексы террас не могут быть приняты для идентификации восходящих тектонических движений. Также, из оценки исключались т.н. псевдотеррасы, которые могут формироваться при подмыве руслом реки делювиально-пролювиальных шлейфов предгорных частей и конусов выноса боковых притоков.

Таким образом перед нами стояла задача дифференцировать террасы, формирование которых связано с климатическим и тектоническим факторами.

В долине р. Иркут в Мондинской впадине и в пределах Харадабанской перемычки имеется четыре участка с террасовыми комплексами максимальной высоты (рис. 5.6). На

западном мондинском (I) и на западном харадабанском (III) участках профилирование выполнено с помощью лазерного дальномера Leica Disto D510, на восточном мондинском (II) и на восточном харадабанском (IV) участках, с применением квадрокоптера Phantom 4+pro (рис. 5.7).

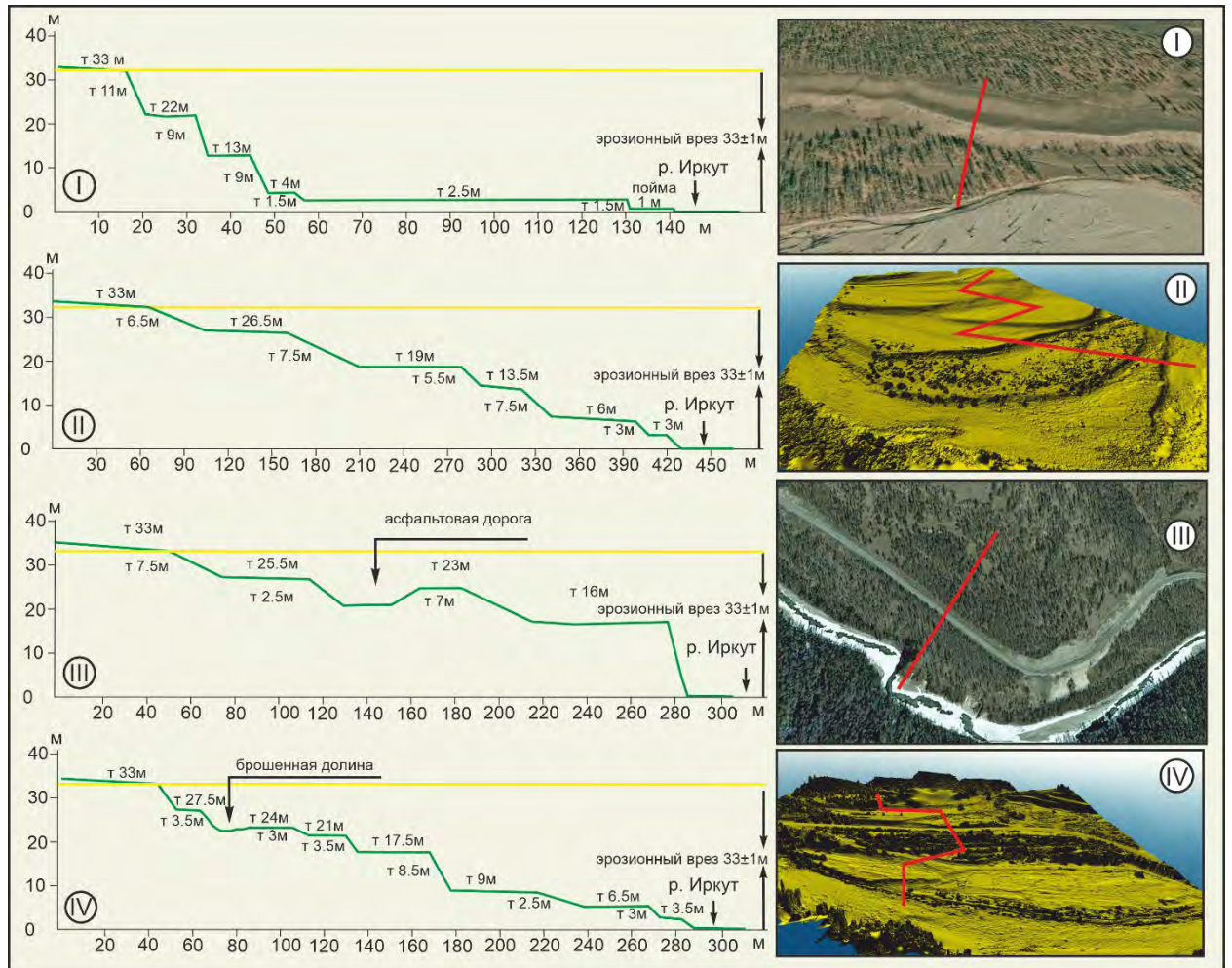


Рис. 5.7. Профили террас в долине р. Иркут в пределах Мондинской впадины и Харадабанской перемычки. Участки изучения комплекса террас: I- западный мондинский; II- восточный мондинский; III-западный харадабанский; IV-восточный харадабанский. Цифры над профилем показывают суммарную высоту над урезом реки. Цифры под профилем показывают относительную высоту террасы. Красным цветом показаны линии профилей на местности.

Как видно из рисунка 5.7 амплитуда эрозионного постледникового вреза составила 33 ± 1 м. Западный мондинский и восточный мондинский участки расположены в пределах Мондинского ледника, а харадабанские участки – в перигляциальной зоне. Эрозионный

врез в пределах мондинского ледника связан с восстановлением выработанного ранее профиля, комплекс террас сформирован в толще ледниковых отложений. Харадабанский комплекс террас находится вне зоны Мондинского ледника, но он расположен во фронте ледника, где формировалась приледниковая флювиальная равнина.

Исходя из анализа таких отложений на юге Восточного Саяна (например, во фронте тиссинской, сайлагской и жомболокской морен) их мощность может достигать десятков метров. Таким образом, формирование харадабанского комплекса террас также может быть связано с компенсационным врезом и восстановлением предыдущего продольного профиля реки. В то же время между участком II и IV имеется узкий речной врез в коренные породы (участок III) и долина представлена каньоном глубиной 16-17 м. Данный факт может свидетельствовать о постледниковом врезе, связанным не только с компенсационным врезом в ледниковые и флювиальные отложения, но и в связи с поднятием Мондинской впадины и Харадабанской перемычки. Неогеновые осадки, выведенные в зону эрозионного расчленения и элементы рельефа, такие как обратные тектонические макроуступы и сейсмогенные уступы в зонах палеосейсмодислокаций, свидетельствуют о восходящих движениях в пределах Мондинской впадины и Харадабанской перемычки. Проведенный анализ профилей через сейсмогенные уступы на западном и восточном сегментах Мондинского разлома показали амплитуды вертикального смещения от 7 до 13.5 м соответственно (рис. 5.8). Таким образом, максимальная амплитуда вертикального смещения по Мондинскому разлому близка к амплитуде эрозионного врез в коренные породы. Это дает основание полагать, что компенсационный врез как в рыхлые, так и коренные породы имеет климатическую и тектоническую составляющую. Исходя из данного тезиса, максимальная вертикальная тектоническая постледниковая амплитуда поднятия составила в среднем 13.5-16 м.

Анализ террасовых комплексов и сопоставление амплитуды врез с амплитудами сейсмогенных подвижек позволил выделить тектоническую и климатическую

составляющую на западном и восточном окончаниях Мондинского разлома. Изменение с востока на запад амплитуды поднятия с 16 м до 7 м может свидетельствовать о затухании взбросовых деформаций в западном направлении (Arzahannikova et al., 2023).

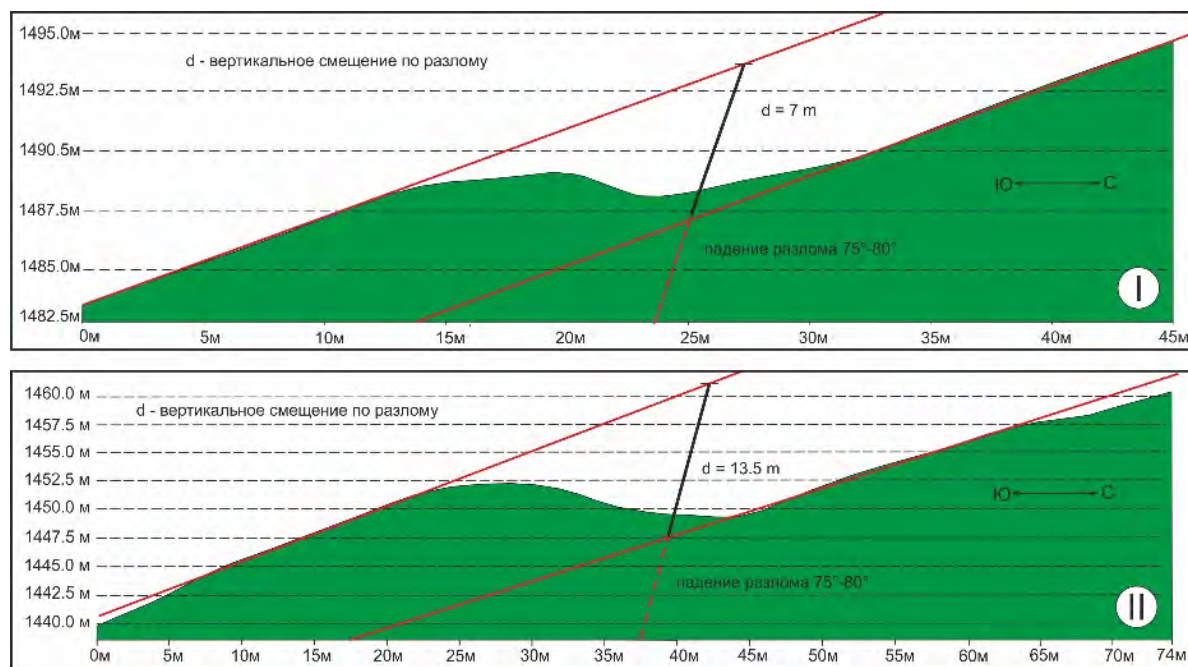


Рис. 5.8. Профили, проведенные перпендикулярно сейсмогенному уступу. I- на западном фланге Мондинского разлома. Суммарная амплитуда вертикального смещения 7 м. II – на восточном фланге Мондинского разлома. Суммарная амплитуда вертикального смещения 13.5 м.

5.2. Туранская впадина

Туранская впадина, размерами 20x5 км, расположена к востоку от Мондинской. С севера она ограничена Ниловским отрогом, с юга хребтом Хамар-Дабан. В пределах впадины выделяются следующие формы рельефа:

1. Аллювиальная равнина, сформированная отложениями правых притоков р. Иркут;
2. Эоловые массивы на поверхности аллювиальной равнины;
3. Террасовый комплекс;
4. Конус выноса р. Малый Зангисан.

Нами были изучены разрезы всех структурных элементов рельефа, ниже приводим их описание.

5.2.1. Разрез Шаварт Горхи

Верхняя часть осадочного комплекса Туранской впадины состоит из аллювия разной фракции от глинисто-песчаной до валунной. В пределах аллювиальной равнины в точке с координатами $51^{\circ}38,264'$ с.ш., $101^{\circ}37,533'$ в.д., с абсолютной высотой 884 м, заложен шурф (рис. 5.9; 5.10).

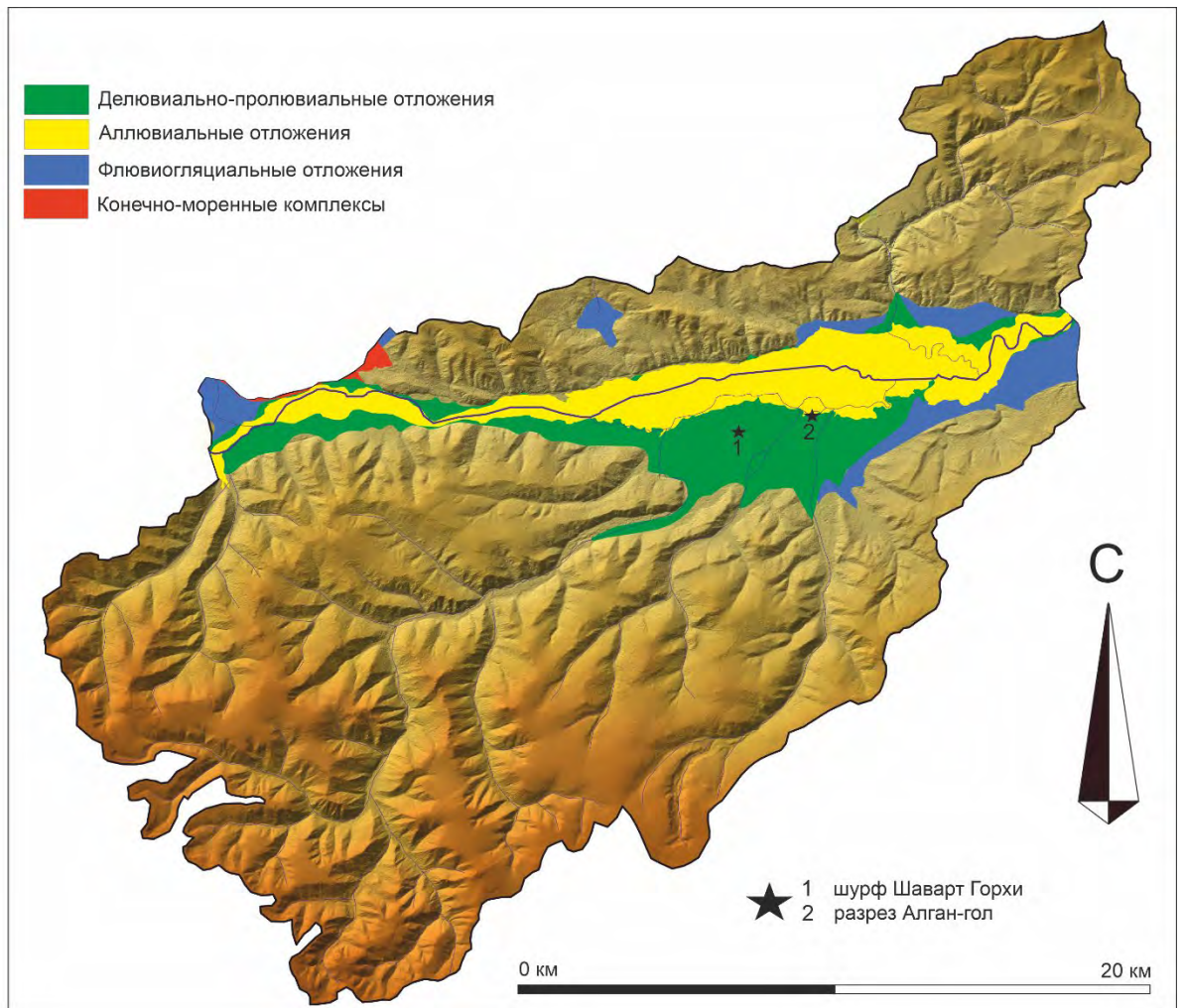


Рис. 5.9 Туранская впадина в границах водосборного бассейна, с осадочным заполнением различного генезиса (по данным геологической карты (<http://www.vsegei.com/ru/info/webmapget>)).

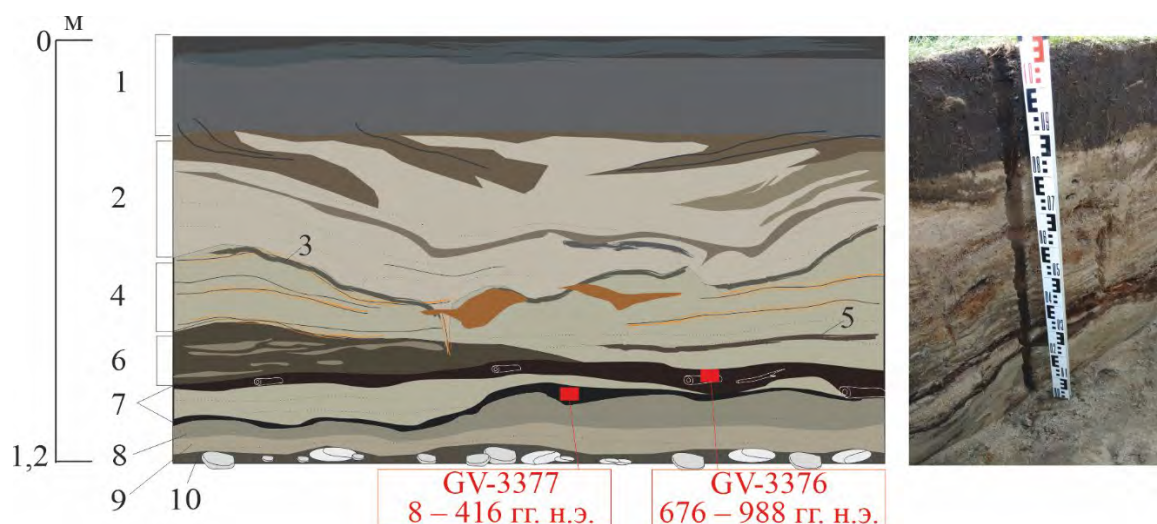


Рис. 5.10. Разрез Шаварт Горхи, характеризующий верхнюю часть аллювиальной равнины Туранской впадины.

Описание:

1. Современный дерново-почвенный слой с высоким содержанием слюды, 0.25м.
2. Супесчано- мелкопесчаный слой, с большим содержанием пелита. Бежевого цвета, 0.3- 0.35м.
3. Палеопочва слоистая, буро-коричневая, 0.05м.
4. Песок несортированный, от мелкого до крупнозернистого, 0.1м.
5. Погребенная почва с большим содержанием слюды и включением песчинок мелкого размера. Почва темно-коричневая с большим содержанием углей, 0.1- 0.15м.
6. Пески хорошо промытые (без пыли), кварц-полевошпатовые зерна плохо окатанные, не сортированные, от мелко до крупнозернистого, 0.06-0.08м.
7. Погребенная почва, темная с большим содержанием слюды и углей. Разделяется на 2 уровня, 0.1-0.2м.
8. Песок сортированный мелкий, светло-серого цвета со слюдой, окатанный (размер зерна 0.2мм), 0.1м.
9. Песок сортированный среднезернистый, светло-серый, с большим содержанием темноцветов со слюдой, слабо окатанный, промытый, с включением сажистых

частиц. Отмечается слоистая текстура, обусловленная наличием слоев. Слои мощностью 0.5мм обусловлены наличием большого и среднего количества темных минералов с тонким прослоем пылеватых частиц. Общая мощность 0.1- 0.15м.

10. Щебень 8-13 мм, обломки гранитов.

11. Валунны размером 20-30 см.

Из органического материала двух уровней почв 7-го горизонта нами получен ^{14}C возраст. Возраст фрагмента дерева из верхней почвы составил 676 – 988 гг. н.э. (GV-3376), возраст нижней почвы 8 – 416 гг. н.э. (GV-3377).

Данный разрез является характерным для аллювиальной равнины Туранской впадины, что подтверждается обнажениями в подмытых берегах правых притоков р. Иркут. Расположенный в основании крупный аллювиальный валунник, по всей видимости, является частью приледниковой равнины, сформированной во фронте Ихеухгуньского ледника.

5.2.2. Разрез Алган-Гол

Разрез (рис. 5.11) в средней части уступа 10м террасы р.Алган-гол (правый приток Иркуты) в поселке Туран ($51^{\circ}38,253$ с.ш., $101^{\circ}39,734$ в.д.).

Описание:

1. Современный дерново-почвенный сильно гумусированный горизонт, 0.8 м.
2. Подпочвенный горизонт вымывания со следами вертикальной транспортировки гумусового вещества, 0.1 м.
3. Лессовидные карбонатизированные супеси серого цвета, 0.25 м.
4. Песок промытый, несортированный, от мелко до среднезернистого, представлен линзами мощностью до 0.1 м. Финал пойменной фации аллювия.
5. Переслаивающиеся мелкие пески и суглинки с включением органики, слоистость волнистая. Отдельные горизонты подчеркнуты высоким содержанием окислов

железа (рыжие). В нижней части отложений – линза песка с гравием до 3 см в диаметре, окатанные и слабоокатанные. Мощность до 0.7 м. Пойменная фация.

6. Пачка руслового аллювия сложена косо и горизонтально-слоистыми песками, и гравием. В верхней части более грубозернистый (от средне до крупного), плохо окатанные, отдельные слои содержат гравий размером до 3 см. Мощность гравийных линз от 1 мм до 4 см. Слоистость обусловлена присутствием темноцветных минералов и размером фракции. В нижней части пески мелкозернистые, хорошо промытые. В самом низу - включение линз крупнозернистого, хорошо окатанного, сильно ожеженного песка (рыжего цвета).

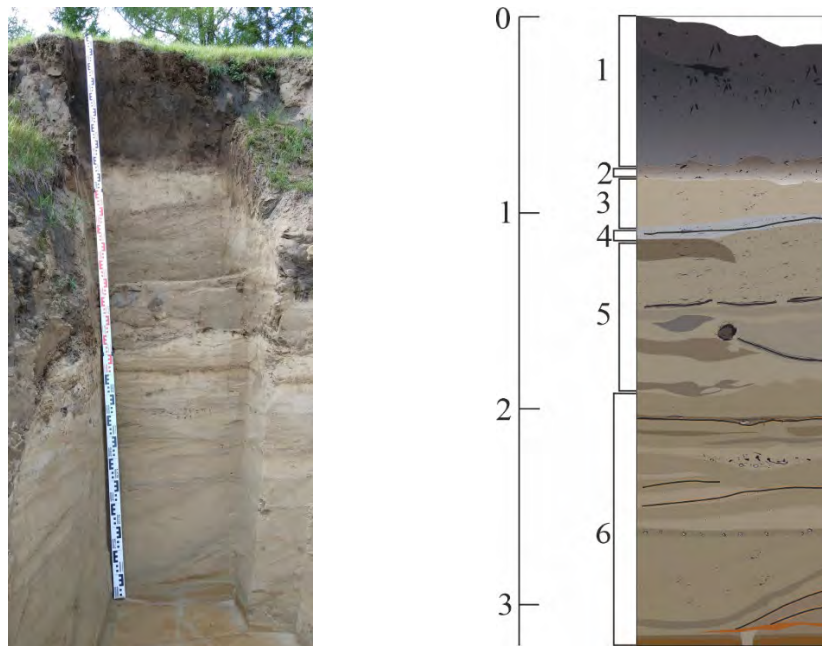


Рис. 5.11. Фото и схема разреза Алган-Гол, отражающие строение верхней части 10 метровой террасы в долине р. Алган-Гол. Необходимо отметить, что на этом участке р. Алган-Гол и р. Иркут текут параллельно и имеют одинаковый урез воды.

Прослеженная последовательно с запада на восток глубина вреза русла реки Иркут в аллювиальную равнину неравномерна. Если в западной части Туранской впадины врез

составляет около 2 м, то в поселке Туран, ближе к восточному сужению впадины, высота террасы ок. 10 м. Верхние 2 м террасы представлены субэральными отложениями, нижние 8 м, видимые в разрезе - аллювий. Мы предполагаем, что эта аномалия могла быть связана с подпруживанием р. Иркут отложениями приледниковой равнины ледника Малый Зангисан, расположенной ниже по течению. В результате подпора и снижения скорости потока р. Иркут, на этом участке начали накапливаться песчаные фракции аллювия с прослоями мелкого гравия. После прорезания Иркутом нового русла в конусе выноса р. М.Зангисан, произошел врез в накопившуюся песчаную толщу и сформировалась аллювиальная терраса высотой 8 м.

5.2.3. Приледниковая равнина ледника Малый Зангисан (долина р. Малый Зангисан)

На основе данных дистанционного зондирования выделена крупная аккумулятивная форма на востоке Туранской впадины. Анализ долины р. Малый Зангисан позволил охарактеризовать ее как приледниковую равнину ледника. Она формировалась в долине р. Малый Зангисан и охватила ее приустьевую часть, выходящую в пределы долины р. Иркут. Длина равнины составляет 2 км, ширина 5 км, высота над урезом р. Иркут достигает 160 м. Карьер, вскрывающий отложения с западной стороны и придорожные подрезки, обнажающие большую часть с севера однозначно указывают на флювиальную природу отложений. В периферийных частях приледниковой равнины преобладает песчано-галечные горизонты (рис. 5.9). Ближе к верхней части размерность валунов увеличивается до 30-40 см. Столь крупные объемы отложений свидетельствуют о продолжительном этапе накопления. По данным RTL-датирования (Уфимцев и др., 2003), возраст отложений структуры составляет $58\ 000 \pm 10\ 000$ лет (БурГИН202) в верхней части, на глубине 7 м, и $76\ 000 \pm 9\ 000$ лет (БурГИН201) в нижней части разреза, на высоте 4 м от днища карьера. На современных детальных космических снимках

дешифрируются элементы аккумулятивно-экзарационного рельефа в долине р. Малый Зангисан. Это свидетельствует об интенсивной ледниковой деятельности в том числе и в МИС 2 (сарганская фаза позднеплейстоценового оледенения). Однако основная часть приледниковой равнины, по всей видимости формировалась в МИС 6 – МИС 4. В МИС 2 фронтальная часть приледниковой равнины все еще оказывала подпорное воздействие на р. Иркут, в результате чего в восточной части Туранской впадины сформировалась пачка песчано-гравийных отложений (рис. 5.12). Высота фронтальной части приледниковой равнины, подрезаемая в настоящее время р. Иркут, составляет в среднем 50-70 м от уровня р. Иркут.



Рис. 5.12. обнажение в карьере фронтальной части приледниковой равнины, расположенной в приустьевой части р. Малый Зангисан.

Нами задокументирован разрез, вскрытый карьером в западной части приледниковой равнины (рис. 5.13).

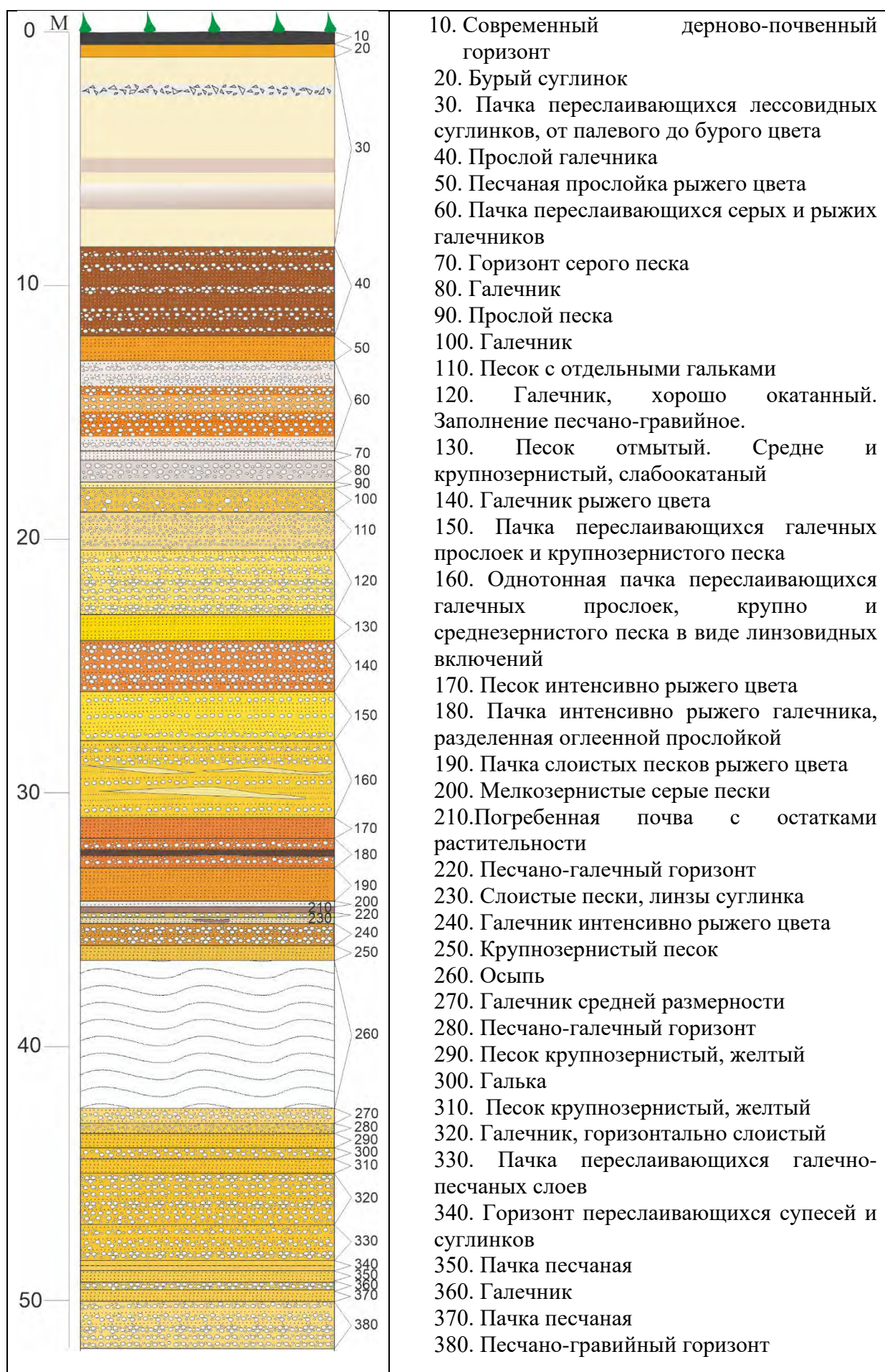


Рис. 5.13. Разрез Малый Зангисан, в западной части приледниковой равнины на востоке Туранской впадины.

Исследование осадочного заполнения Туранской впадины показывает преобладающее влияние климатического фактора, выраженное наличием ледниковых и постледниковых форм рельефа, следами существования подпрудного водоема в восточной части впадины и последующего компенсационного вреза в его отложения р. Иркут с формированием нехарактерных «высоких» (до 10 м) молодых террас.

5.3. Хойтогольская впадина и Ниловский отрог

Позднеплейстоцен-голоценовая геодинамика Хойтогольской впадины и Ниловского отрога определяется левосторонним сдвиго-сбросовым движением по Тункинскому и левосторонним взбросо-сдвиговым движением по Мондинскому разломам. Ниловский отрог представляет из себя межвпадинную перемычку, ограничивающую Хойтогольскую впадину, отделяя ее от Туранской на юге и Тункинской на востоке. Восточные склоны Ниловского отрога более крутые, чем западные. Хойтогольская впадина тоже асимметрична: по данным гравимагнитной съемки (Аржанникова и др., 2015) наибольшая глубина залегания поверхности фундамента наблюдается в северной части впадины. Основную морфоконтролирующую роль в развитии Хойтогольской впадины играет Тункинский разлом, сдвиго-сбросовые движения по которому приводят к опусканию северного и западного участков впадины.

Осадочный комплекс впадины состоит из ледниковых (конечно-моренные комплексы), флювиогляциальных (предгорная флювиальная равнина), аллювиальных (долины реки Ихе-Ухгунь и ее притоков) и эоловых отложений (дюнный массив Хайрхан) (рис. 5.14А). Особое внимание при изучении осадочной толщи привлекает песчаная дюна Хайрхан (рис. 5.14Б). В основании дюны имеет размеры 2х2.5 км и высоту 170 м. Пачка песчаных отложений выглядит достаточно аномально среди валунов предгорной равнины.

Для определения условий залегания и возраста песчаной пачки нами выполнена зачистка с документацией.

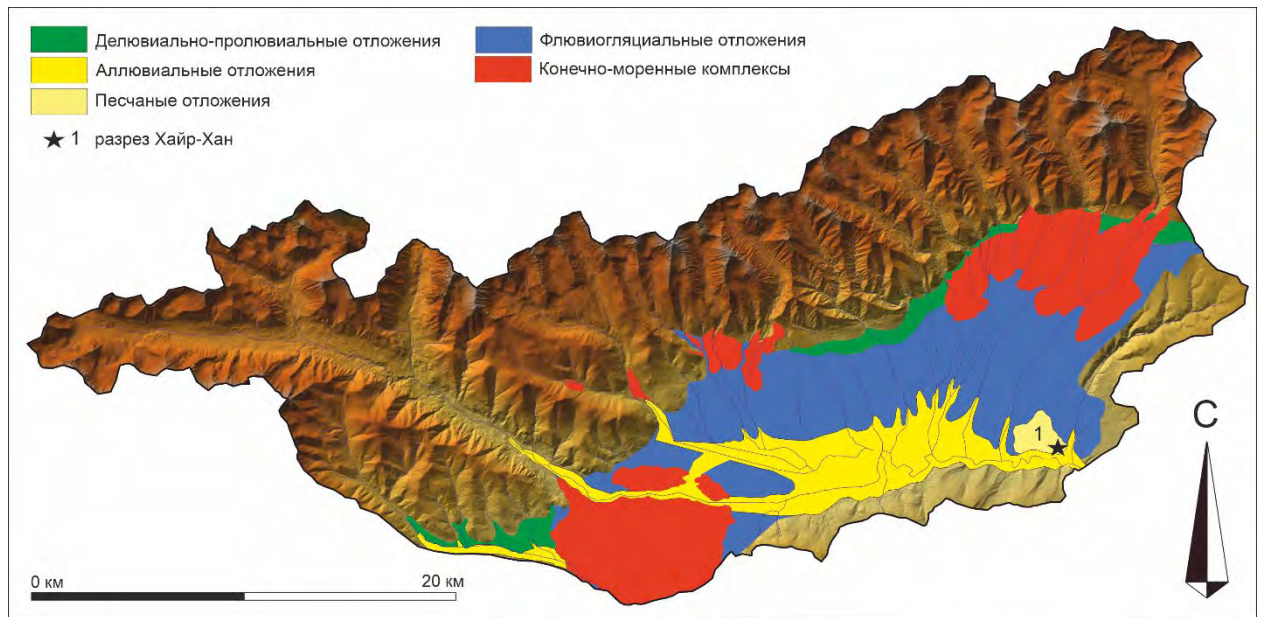


Рис. 5.14А. Хойтогольская впадина в границах водосборного бассейна, с осадочным заполнением различного генезиса (по данным геологической карты (<http://www.vsegei.com/ru/info/webmapget>)).



Рис. 5.14Б. Вид с песчаной горы Хайрхан на юго-восток в сторону антецедентной долины р. Ихе-Ухгунь.

5.3.1. Разрез Хайрхан

Нижняя часть песчаного массива Хайрхан вскрыта оврагом в правом борту р. Хонголдой. В основании пачки залегают галечники, видимые в тальвеге и на склоне оврага (рис. 5.16 А, В). Зачистка выполнена в правом борту оврага ($51^{\circ}42,521$ с.ш. и $101^{\circ}39,264$ в.д.).

Описание разреза:

1. Современный дерново-почвенный и подпочвенные горизонты, темно-бурая супесь. 0.05 м.
2. Бурая супесь с включением углей по корням. Очень мало пылеватых частиц. Читается клиновидная структура (возможно просадка по корням). Мелкозернистый песок преимущественно кварцевого состава, зерна хорошо окатанные. Массивная, неслоистая текстура. 0.3-0.7 м.
3. Ритмично слоистые, слабо наклонные, параллельно слоистые пески. Мощность слойков от 0.3 до 1 см. Слоистость обусловлена присутствием темноцветных минералов, отложенных в условиях хорошей сортировки по массе фракции. Мелкозернистые. Мощность слоя от 0.7 до 1.1 м.
4. По боковой стенке – косая слоистость с углом наклона $30-35^{\circ}$. Слойки параллельные. Мощность от 0.5 до 10 см. Слоистость по темноцветным минералам. В составе кварц, полевой шпат. В темных прослоях зерно мельче. Хорошо сортировано и окатано. Слоистость параллельна наклону современного склона. Мощность слоя 1.5 м.
5. Слой представлен коричневой супесью с примесью глинистой составляющей. Плохо сортированный, непромытый, с большим количеством пылеватых частиц. Присутствуют ветрогранники и галька разной размерности (от 0,5 до 10 см). Мощность слоя 0.2-0.3 м. Возможно это смещенные по склону аллювиальные отложения, коренное залегание которых расположено выше по склону и в тальвеге оврага (рис. 5.16).

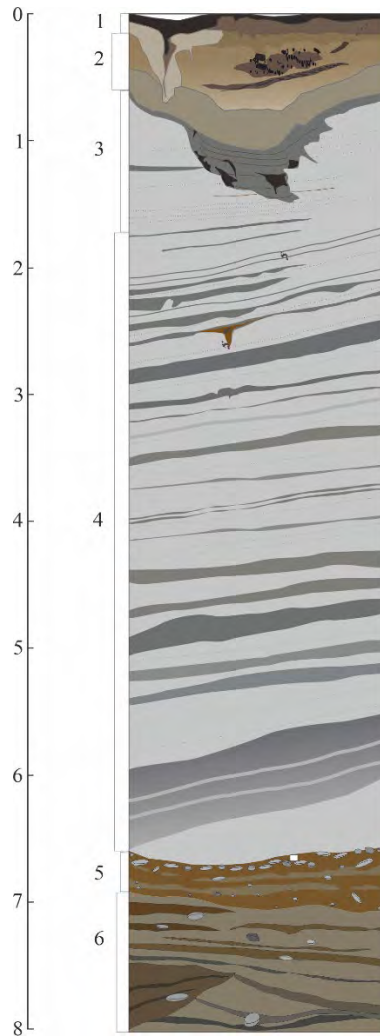


Рис. 5.15. Разрез в подножье горы Хайрхан, расположенной в Хойтогорьской впадине.

Абсолютная высота 927м (данные GPS).

С эволюционной точки зрения, среди основных генетических типов отложений, распространенных в Хойтогорьской впадине, песчаные - наиболее нелогичные для этой части Тункинского рифта. Однако, если рассматривать развитие рельефа и речной сети в контексте ледниковых событий и часто формируемых ледниковых подпоров, то объяснение такой аномалии существует. Предлагаемая нами палеогеографическая реконструкция связана с изменением структуры гидросети во впадине вследствие подпора речного стока конечной мореной Ихе-Ухгуньского ледника. Из Хойтогорьской впадины в долину р. Иркутка имеются выходы двух долин. Западная долина имеет ширину 4 км, восточная представляет собой узкий антецедентный врез в Ниловский отрог, шириной 100 м., на склонах которого прослеживаются фрагменты террас.



Рис. 5.16. Местоположение зачистки в отложениях горы Хайрхан. А – Овраг в правом борту которого вскрыты пачка песчаных эоловых отложений. В нижней части и в левом борту оврага вскрываются аллювиальные галечники. Б – Разрез. В – верхняя часть оврага, под почвами и субэральными суглинками расположена пачка речного аллювия.

В доледниковый период (возможно МИС 5е) сток реки Ихе-Ухгунь осуществлялся через западную долину, не входя в Хойтогольскую впадину. Реки, которые стекали с Тункинского хребта, имели западное направление и впадали в р. Ихе-Ухгунь в районе западной долины. Начиная с МИС 5d или МИС 4 формируются крупные ледники, которые заполняют долины и выдвигаются в Хойтогольскую впадину. Ихеухгуньский ледник полностью блокирует западный сток, и талая вода формируют бессточное озеро (рис. 5.17А). Озеро наполнялось до порога стока небольшой седловины в восточной части впадины, в которую произошел последующий врез. Высота подножия конечной морены

на 50-60 м ниже верхней части этой антецедентной долины, однако, исходя из размеров конечного моренного комплекса ледника Ихэ-Ухгунь, мы принимаем во внимание высоту ледового массива, создавшего плотину, которая могла достигать десятки метров. Таким образом, бессточное озеро внутри впадины стало областью аккумуляции, куда сносился материал от фронта ледников и обломочный склоновый материал по свободным от льда эрозионным долинам. Грубообломочный материал оседал в зонах впадения рек в озеро, осадки мелкой фракции переносились на большие расстояния. В это же время начало происходить широтное изменение уклона впадины в связи с интенсивным сносом обломочного материала от фронта Ихеухгуньского ледника. Постепенный эрозионный врез в пределах антецедентной долины привел к снижению воды в озере, а в последствии и к полному его осушению. Обнажившиеся песчаные озерные отложения были перевеяны и сформировали гигантскую дюну высотой 170 м (современная гора Хайрхан).

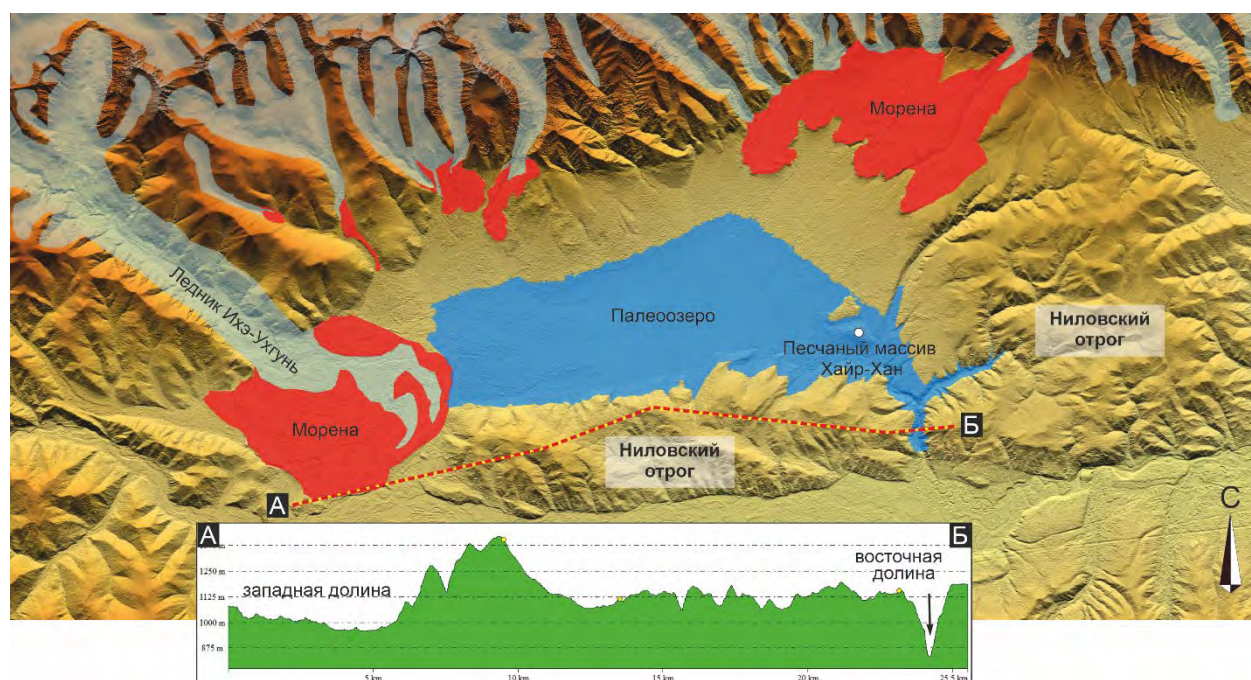


Рис. 5.17А. Схема реконструкции палеогеографической обстановки формирования осадочной толщи в позднем плейстоцене в Хойтогольской впадине. Высотный профиль АБ.

Таким образом, анализ осадочных отложений в Мондинской, Туранской и Хойтогольской впадинах свидетельствует о значительном влиянии оледенения на состав

верхнего чехла этих впадин (рис. 5.17Б). Большая часть отложений относится к моренному комплексу. Это морены всех типов в Мондинской впадине, конечные морены в Хойтогорьской впадине. В перигляциальной зоне формировались приледниковые равнины, сложенные флювиогляциальными отложениями. К ним относятся приледниковые равнины Мондинского ледника, ледников, стекавших из долин Тункинского хребта в Хойтогорьскую впадину и из долины Малый Зангисан. В период оледенения произошла перестройка речной сети в пределах Хойтогорьской впадины. Подпор речного стока ледником из Хойтогорьской впадины привел к формированию подпорного озера и нового стока в восточной ее части. Озерные отложения легкой фракции были перевеяны, в результате чего сформирована крупная песчаная дюна. Аллювиальные отложения и отложения временных водотоков сосредоточены в узких зонах современных долин и их притоков. Узкой полосой в основании Тункинских Гольцов залегают делювиально-пролювиальные отложения.

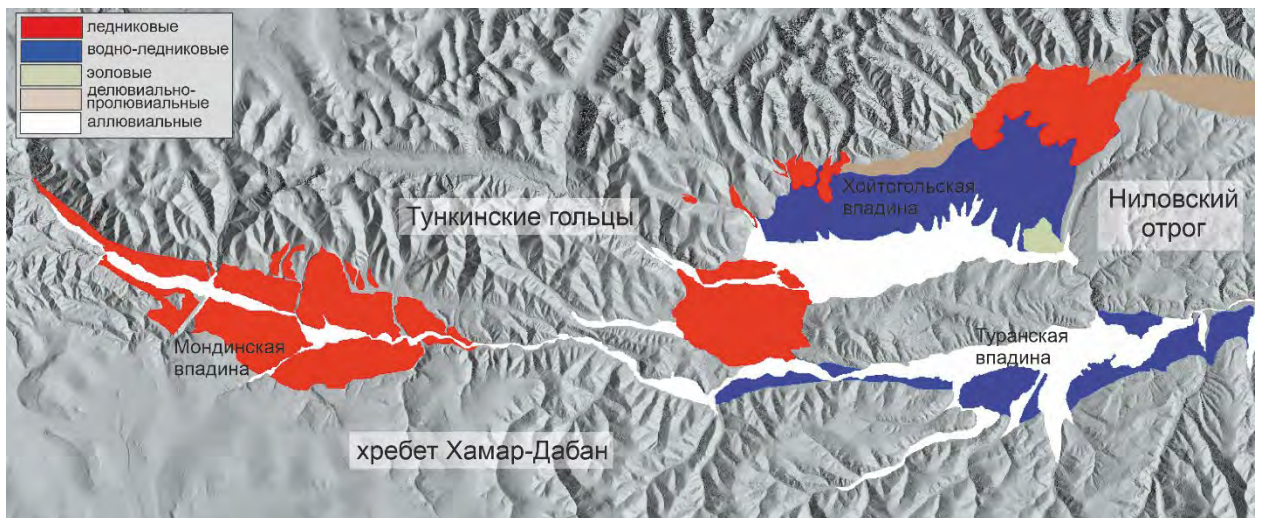


Рис. 5.17Б. Основные типы отложений позднеплейстоценового возраста в Мондинской, Туранской и Хойтогорьской впадинах.

5.4. Тункинская впадина

Тункинская впадина является центральным звеном в одноименной системе впадин. Она является наиболее крупной, с размерами 60x30 км. Основными элементами рельефа

являются: эрозионно-аккумулятивная долина р. Иркут шириной 5-6 км; аккумулятивная равнина, частично перекрытая эоловыми дюнами; предгорный аккумулятивный шлейф в основании хребта Тункинские Гольцы; песчаный массив Бадары (рис. 5.18). Поверхность внутреннего поля Тункинской впадины (ТВ) представлена относительно ровной, с пониженным рельефом аллювиальной равниной р. Иркут с широким поясом меандр, с перепадами абсолютных высот по днищу от 705 м до 760 м. Прибортовые участки впадины сформированы генетически разнообразным комплексом склоновых, ледниковых, флювиогляциальных, пролювиальных отложений и представлены с севера слившимися в единый шлейф конусами выносов долин, дренирующих Тункинские Гольцы, а с юга предгорной равниной, сформированной куйтунами, связанными со склонами хребта Хамар-Дабан и конусами выноса дренирующих хребет водотоков (рис. 5.18).

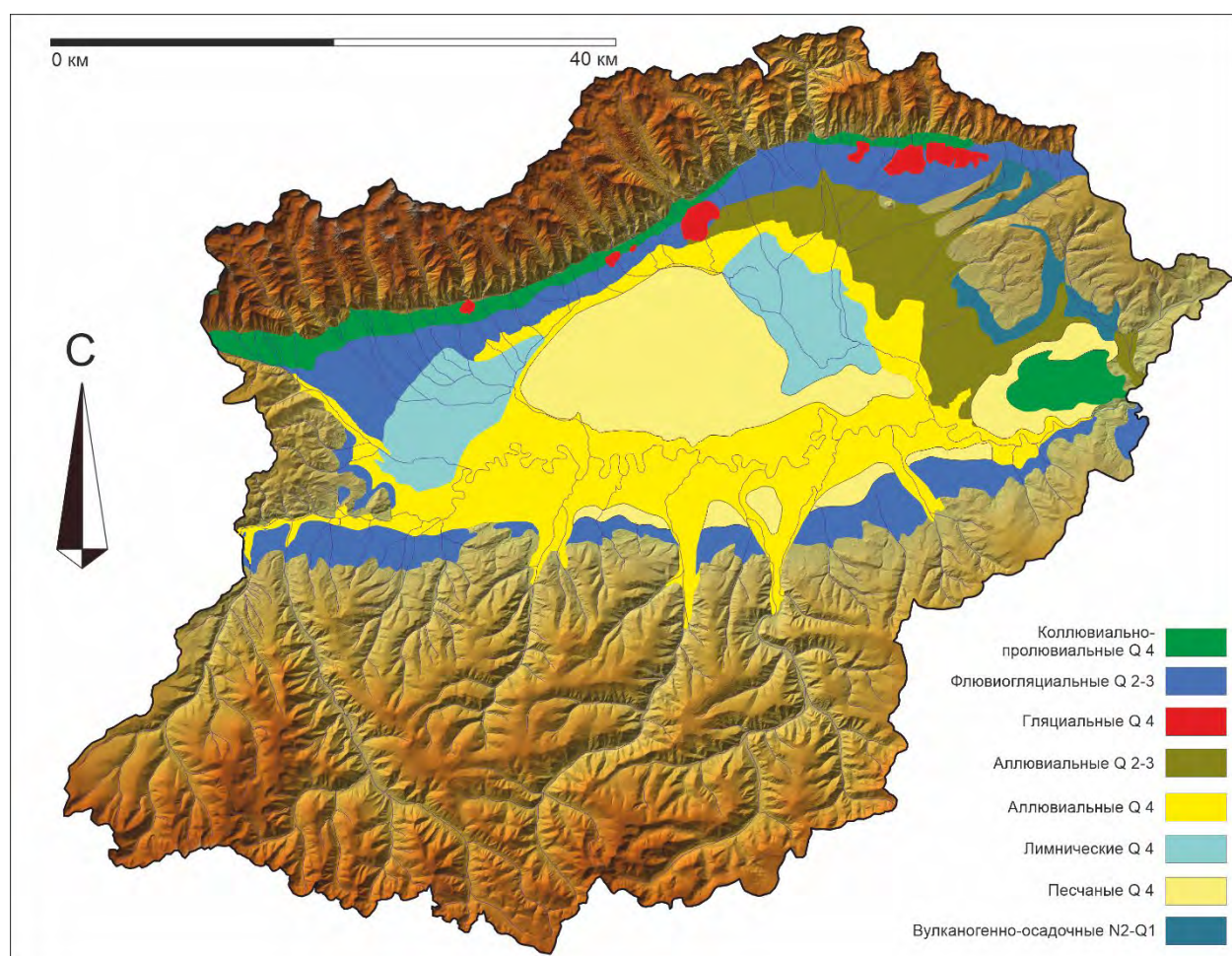


Рис. 5.18. Тункинская впадина в границах водосборного бассейна, с осадочным комплексом различного генезиса (по данным геологической карты

(<http://www.vsegei.com/ru/info/webmapget>).

Осадочный комплекс Тункинской впадины является наиболее изученным, благодаря интенсивному бурению во второй половине XX века, в связи с поисками залежей кондиционного угля в неогеновых отложениях и научным изысканиям (Шерман и др., 1973; Hassan et al, 2020). Сводное описание разреза отложений и особенности формирования осадочного заполнения впадины уже описаны в главах 3.2, 3.3, необходимо лишь добавить, что в отложениях «быстрой» стадии рифтинга, в сероцветной молассе ахаликской свиты фиксируются мощные залежи полимиктовых песков, занимающие значительную часть объема плейстоцен-голоценовых отложений и большую площадь Тункинской впадины. Н.А. Логачев относил время формирования этих песчаных толщ к самаровскому этапу максимального среднеплейстоценового оледенения (ок. 170-230 тыс. лет назад) (Логачев, 1968). Верхние горизонты этих песков расположены на высоте, превышающей современное русло р. Иркут на 40 – 100 м и более (Уфимцев и др., 2002). На периферии впадин пески замещаются гравийными, галечными или грубообломочными склоновыми отложениями. Вместе с конечными моренами, вышедшими за пределы некоторых долин, и коллювием склонов, они образуют предгорный шлейф вдоль Тункинского хребта. Согласно ¹⁰Ве хронологии, средний возраст конечно-моренных комплексов на юге Восточного Саяна составляет 16–14 тыс. лет (Аржанников и др., 2012, 2015). На сегодняшний день известный возраст всех моренных комплексов региона не выходит за рамки позднеплейстоценового сартанского оледенения.

Существует ряд проблем в интерпретации геолого-геоморфологических данных, касающихся позднечетвертичного осадочного комплекса Тункинской впадины. Так, продолжающееся прогибание днища ТВ на фоне косога растяжения рифтовой структуры происходит с формированием характерных для быстрых погружений некомпенсированных форм рельефа, представленных в Тункинской впадине

заболоченными участками Кайморовых озер. При этом некоторые эрозионно-аккумулятивные формы рельефа, такие как высокие песчаные массивы, не вписываются в модель продолжающегося прогибания впадины, и интерпретируются некоторыми исследователями, наоборот, как свидетельства ее инверсионного подъема на последних этапах развития (Уфимцев и др., 2008; Щетников, 2017). Для устранения этого диссонанса мы представляем результаты детального геолого-геоморфологического и седиментологического исследования позднеплейстоценового – голоценового осадочного комплекса Тункинской впадины, которое наряду с ранее опубликованными данными и новыми результатами OSL-датирования разреза Бадарского массива и ^{14}C -датирования отложений террас р. Иркут позволили охарактеризовать особенности осадконакопления Тункинской впадины в этот период. Важным результатом работы является построение новой модели образования Бадарского песчаного массива и реконструкция условий его формирования, которое проходило, по нашему мнению, в результате продолжительного существования водоема в границах Тункинской впадины, связанного с локальным ограничением стока р. Иркут вследствие подпора обвалами в антецендентной долине, прорезающей Еловский отрог. Исследование проведено в трех направлениях: 1. Комплексная оценка параметров песчаных формирований ТВ; 2. Исследование осадочного чехла в периферийных частях ТВ и оценка параметров палеоводоема; 3. Анализ террасового комплекса в пределах аккумулятивного поля ТВ для понимания голоценовой динамики седиментации.

Учитывая наличие в Тункинской впадине, помимо Бадар, еще ряда крупных песчаных объектов позднечетвертичного возраста, мы приведем их общие характеристики, полученные предыдущими исследователями.

5.4.1. Позднечетвертичные песчаные массивы Тункинской впадины

В Тункинской впадине известны три крупных песчаных поля разной степени изученности: Белый Яр, Кырен и Бадары. Они локализованы в разных частях Тункинской впадины, но геоморфологически выглядят как части одного крупного песчаного поля, расчлененного долинами рек Иркут и Тунка, и частично трансформированными эоловыми процессами (рис. 5.19). Наиболее изученным объектом является обнажение песчаного массива Белый Яр.

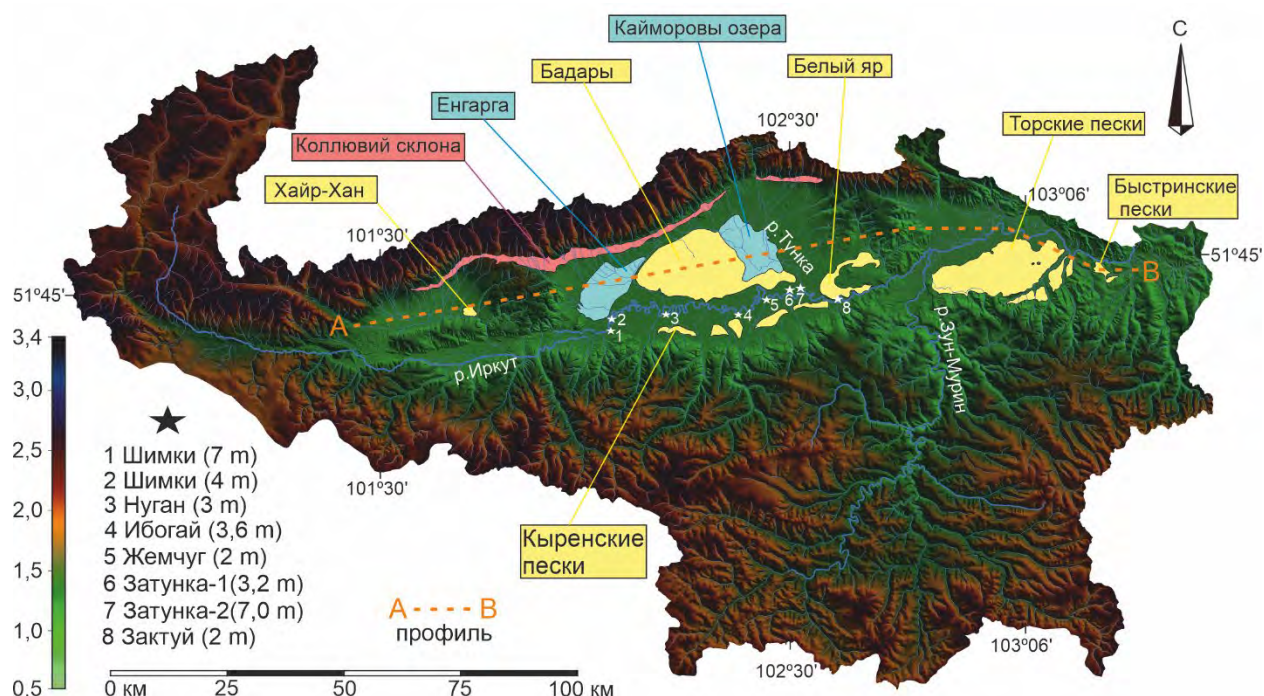


Рис. 5.19. Тункинская система впадин в пределах водосборной системы реки Иркут и ее притоков. Песчаные поля показаны желтым цветом, а участки максимальных погружений впадины - синим. Звездочками показана локация разрезов террас реки Иркут.

5.4.1.1. Белый Яр

Обнажение Белый Яр расположено на левом берегу р. Иркут на восточной окраине ТВ. Это крупный песчаный массив мощностью от 15 до 26 м, различного генезиса, вскрытый боковой эрозией р. Иркут. Отложения изучались по двум разрезам – Белый Яр-I и Белый Яр-II, расположенных на расстоянии 2-х км друг от друга (Равский, 1964, 1972;

Адаменко и др., 1975; Фирсов и др., 1985; Попова и др., 1989; Кульчицкий и др., 1994; Покатилов, 2004; Максимов и др., 2015; Shchetnikov et al., 2015) (рис. 5.22). Отложения в разрезах представлены двумя пачками разных фаций. В нижней части разреза озерно-болотные осадки представлены переслаиванием торфянистых слоев, слабо ожелезненных алевроитов и песчаных гиттий. Осадки насыщены органическим материалом и хорошо охарактеризованы палиноспектрами, палеокарпологическими исследованиями и анализом малакофауны (Равский, 1964, 1972; Адаменко и др., 1975; Фирсов и др., 1985; Попова и др., 1989; Кульчицкий и др., 1994; Покатилов, 2004). Из торфянистой палеопочвы получено две радиоуглеродных датировки: 38430 ± 1430 и 38000 ± 850 л.н. (Максимов и др., 2015), что соответствует каргинскому интерстадиалу (МИС 3). Сверху эти осадки перекрываются с размытием пачкой горизонтально и косослоистых песков, переслаивающихся в нижней части с мелким плохо окатанным гравием и мелкой галькой (Равский, 1964).

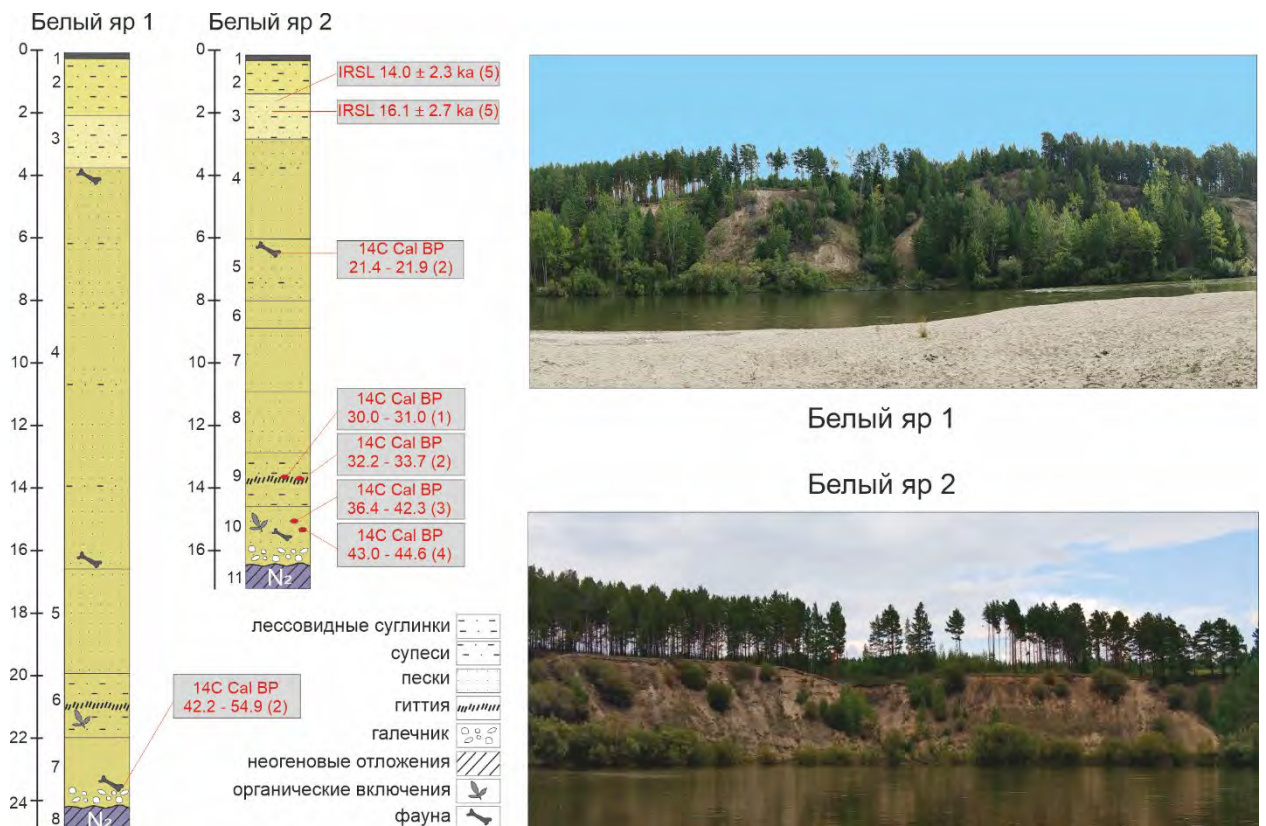


Рис. 5.20. Стратиграфическая схема и полевые фотографии Белого Яра 1, 2 (по материалам Shchetnikov et al., 2015). Даты указаны из статей: (1) Адаменко и др., 1975; (2)

Shchetnikov et al., 2015; (3) Кульчицкий и др., 1994; (4) Фирсов и др., 1985; (5) Уфимцев и др., 2003.

Генезис песков на разных глубинах разреза интерпретируется как аллювий разных фаций: русловая, пойменная, озерная, старичная (Равский, 1964; Семеней, 2014), что подтверждается данными биостратиграфии. Большое количество раковин моллюсков из песчаных отложений Белого Яра 2 относятся к наземным и пресноводным видам (определение Старобогатова (Равский, 1964)). Предыдущими исследователями был установлен возраст песчаной пачки отложений верхней части разреза (с 16 до 2 м глубины на БЯ-1 и с 12 до 2 м на БЯ 2), соответствующий стадии МИС 2 (Адаменко и др., 1975; Кульчицкий и др., 1994; Shchetnikov et al., 2015). Песчаную толщу аквального генезиса перекрывает пачка перевеянных неслоистых песков и пылеватых лессовидных супесей эолового происхождения. Ее возраст определен методами TL 16120 ± 3580 и IRSL 16120 ± 2730 (образец с глубины 2 м в котловине выдувания). На глубине 1.7 м возраст эоловых отложений по TL 14110 ± 2670 , IRSL 14030 ± 2280 (Уфимцев и др., 2003).

5.4.1.2. Песчаный массив Кырен

В районе поселка Кырен (рис. 5.21, профиль EF) пески слагают прислоненный к северному склону хр. Хамар-Дабан террасовидный массив, ограниченный эрозионным уступом палеомеандры р. Иркут высотой до 30 м. Разрез его представлен средне-, мелкозернистыми и алевритовыми песками с горизонтальной, косой и наклонной слоистостью, имеющими местами турбулентную текстуру. В отложениях зафиксированы раковины моллюсков и скопления окатанных глинистых форм (размер до 5 см), что исключает эоловое происхождение слоистых песков (Уфимцев и др., 2002). По данным (Уфимцев и др., 2003), на глубине 10 м они имеют РТЛ-дату $31\,500 \pm 2300$ лет (БурГИН).

5.4.1.3. Песчаный массив Бадары

Бадарский массив (БМ), наиболее крупный (13x16 км), занимает центральную часть ТВ (рис. 5.19), имеет куполообразную форму, возвышаясь над поймой р. Иркут на высоту от 40 до 130 м (рис. 5.21). На поверхности массива нет постоянных водотоков и признаков заболачивания, есть лишь небольшая эрозионная сеть оврагов. С востока БМ граничит с Койморской группой озер (рис. 5.19), занимающей участок над областью максимального погружения фундамента Тункинской впадины. Койморские озера питаются водами р. Тунка, эрозионная деятельность которой отделила БМ от песчаной толщи, покрывающей западный склон Еловского отрога (Разрез Белый Яр, рис. 5.19). На западе БМ ограничен р. Енгаргой и ее озерно-болотной низиной. К северу поверхность массива плавно снижается и переходит в озерно-болотную долину р. Тунка, которая отделяет Бадары от наклонной равнины предгорий Тункинских Гольцов. С южной стороны склон массива представлен крутым уступом высотой от 40 до 80 м, сформированный боковой эрозией р. Иркут.

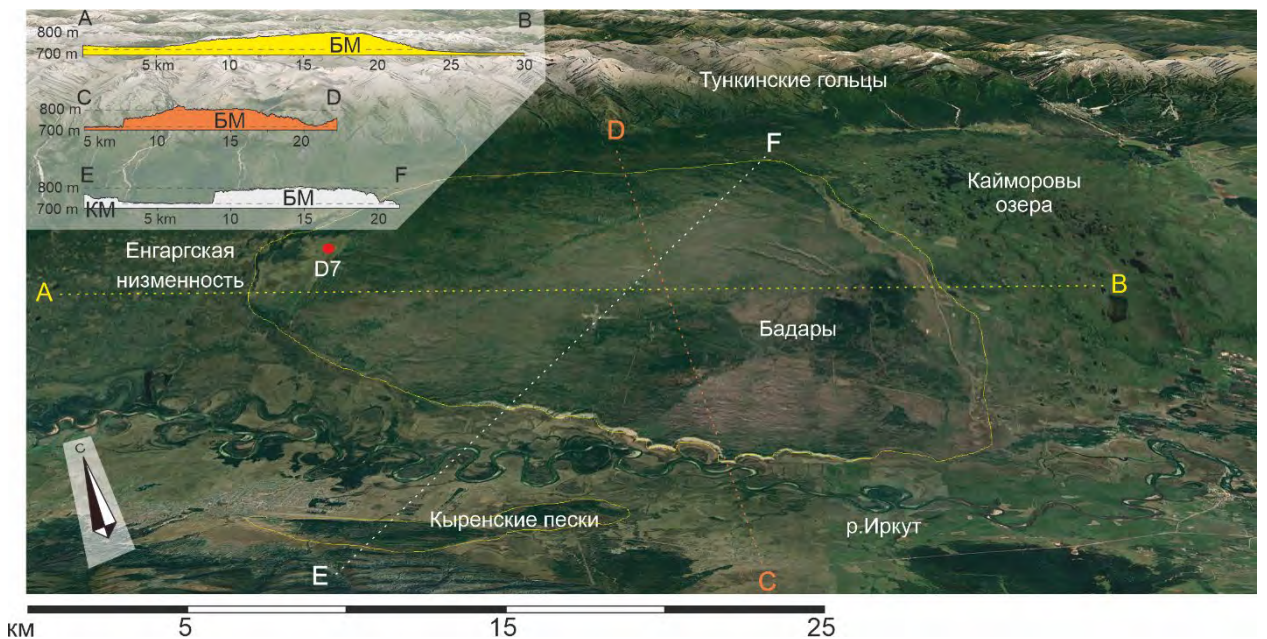


Рис. 5.21. Спутниковый снимок показывает морфологию БМ. Вид с юга. Расположение профилей А-В, С-Д, Е-Ф. Красным кружком обозначена скважина - D7.

Мощность плейстоценовых песков, зафиксированных в скважинах, пробуренных через Бадарский массив достигает 400-500 м (Тектоника..., 1973; Vogt et al., 1998; Vogt et al., 2007), причем максимальная мощность по расположению совпадает с осью прогиба впадины. Однако, мощность песков собственно Бадарского массива пока не оценена, так как не известна глубина его основания. Разрез по скважине D7 у с. Енгарга (Логачев 1958) (рис. 5.21) показал прослой торфа на глубине 150-180 м (гипновоэвтрофный вид, характерный для мелководных водоемов тундры (Мартинсон, 1948; Логачев, 1958). Возможно, это нижняя граница накопления песчаных отложений, относящихся к геоморфологической структуре Бадар. Массив Бадар сложен субгоризонтальными тонкослоистыми мелко и среднезернистыми (средний размер частиц от 0.12 до 0.35 мм) псаммитами с линзовидными прослоями крупного грубозернистого песка и редкими включениями мелкого гравия. Отложения характеризуются различными видами косой, косоволнистой, волнистой слоистости. По минеральному составу это полимиктовые, преимущественно полевошпатово-кварцевые пески с акцессорными минералами. По данным минералогического анализа (Уфимцев, 2002), для песков массива Бадары наблюдается некоторое превышение устойчивых минералов, что может свидетельствовать о дальнем переносе материала.

В работе (Осадчий, 1995), автор характеризует песчаные отложения Бадарского массива как глинисто-алеврито-песчанистую толщу с ленточной слоистостью, в которой хорошо выражены подводно-оползневые структуры, в осадках содержится водная малакофауна и диатомеи (8 водных и 2 наземных видов малакафауны в верхней части разреза Бадар, определение Поповой С.М. (Осадчий, 1995)). Верхняя часть отложений массива сложена эоловой фацией мелкозернистых песков и супесей. Поверхность Бадарского массива покрыта грядами и котловинами выдувания. Возраст песков был предварительно определен по TL и IRSL-методам и составил $65\,200 \pm 4000$ для кровли слоистой толщи и 12420 ± 2830 (TL) и 13500 ± 1820 (IRSL) для перекрывающих эоловых

песков (образец с глубины 1.5 м из эловых песков дюны) (Уфимцев и др., 1999, 2003). По данным люминесцентного датирования предполагается эловая седиментация в период примерно с 16 100 до 10 300 лет назад (Voght et al., 1998) (рис. 5.22).

Таким образом, в результате предыдущего изучения песчаных массивов Тункинской впадины накопился большой объем данных, который, однако, не создал общей стройной концепции формирования таких крупных геоморфологических структур во внутреннем поле Тункинской впадины. Мы имеем абсолютный возраст формирования отдельных почвенных горизонтов, включенных в песчаные толщи, либо возраст самих песков, причем данные возраста для разных массивов не коррелируют друг с другом. Результаты палинологического, седиментологического, палеоклиматического анализов, представленные разными исследователями, позволяют представить разные варианты обстановок осадконакопления.

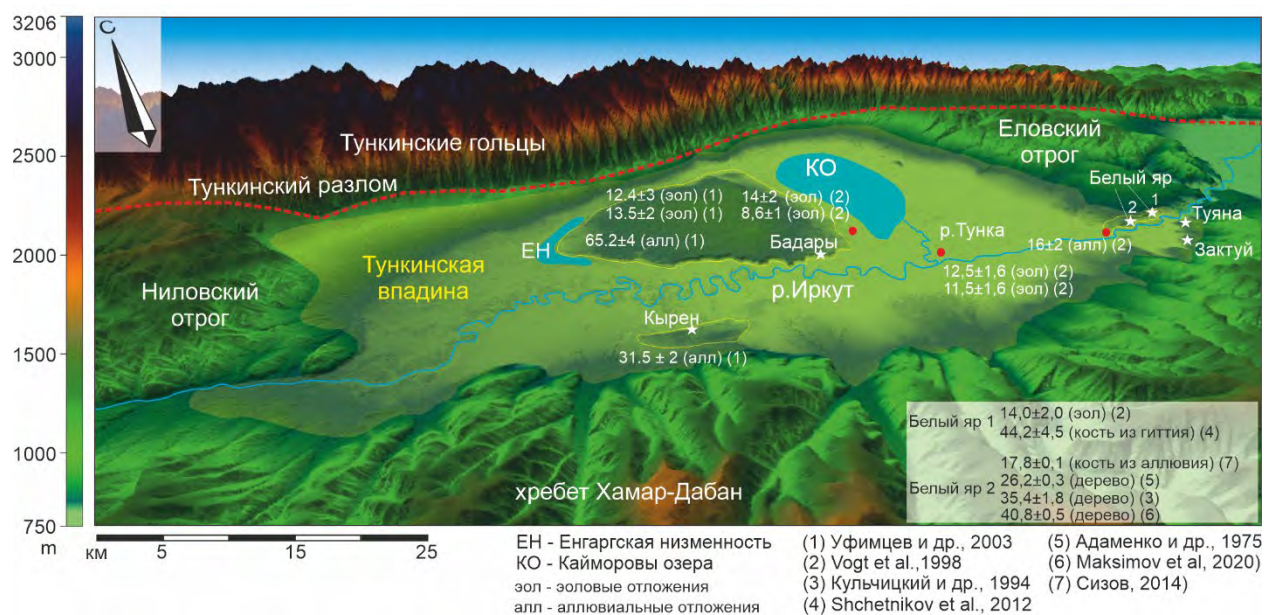


Рис. 5.22. Карта расположения позднечетвертичных песчаных массивов в пределах Тункинской впадины. На карте указан известный в настоящее время абсолютный возраст песков в различных геоморфологических объектах Тункинской котловины.

На сегодняшний день известны несколько разных версий генезиса и возраста Бадарских песков. По версии Н.А. Логачева (Логачев, 1958) это зандровые пески,

формирующиеся внутри узких межгорных прогибов на фоне их непрерывного опускания. По характеру накопления пески в центральной части впадины представлены мелкой фацией мелководных озер, в краевых частях – аллювиальной фацией, с комбинацией косослоистых и параллельных серий. Условия формирования песков в системе холодных мигрирующих озер характерны для ледниковых эпох, когда озера получают питание за счет сезонного таяния ледяных масс в горных хребтах и подножьях и, по мнению Логачева, не связаны с Байкальской трансгрессией. Предполагаемый Н.А. Логачевым возраст массива соотносится с продолжительным мощным горным оледенением. Другой версии формирования песчаного купола в центре Тункинской впадины придерживался А.П. Булмасов (Булмасов, 1963; Геология СССР, 1964; Булмасов, 1968). Он полагал, что песчаный массив Бадары это криогенная структура, т.е. морозное ядро, всплывшее среди талых пород за счет меньшего удельного веса сильно льдистых мерзлых отложений. Свою версию автор подтверждает зафиксированными в глубинной скважине под Бадарским массивом промерзших грунтовых линз мощностью до 150 м, которые нарастали за счет перераспределения талых вод в процессе установления изостатического равновесия между промерзшими породами меньшей плотности и опускающимися осадками впадины.

Замараев (Замараев, 1975), по аналогии с гравитационными структурами на подводном склоне Байкальской котловины предлагал считать Бадарский купол гравитационной складкой, которая сформировалась в результате соскальзывания осадочного выполнения ТВ по крутой поверхности фундамента на северном крыле. Такие формы характерны для сильно обводненных отложений, испытывающих изостатические деформации при тектонических событиях, реализуясь в виде структур гравитационных оползней.

Еще одной версией, которой придерживались Осадчий (Осадчий, 1995), Коломиец (Коломиец 2010; 2019) и др., является версия формирования песчаных осадков во впадинах в результате ингрессии Байкальских вод в суходольные рифтовые впадины (Мац

и др., 2002). Перестройка гидрорежима, связанная с повышением базиса эрозии, и формирование слабопроточного водоема в Тункинской впадине в результате подпора стока Байкальскими водами, создавало предпосылки для накопления мощных песчаных толщ во внутреннем поле впадины. Комплексный анализ механического состава отложений позволил реконструировать параметры речного потока, транспортировавшего и отлагавшего рыхлый материал, используя установленные связи и закономерности между различными гидродинамическими показателями (Коломиец, 2019). Накопление песков Бадарского массива таким образом, могло осуществляться в спокойной среде комплексных озерно-аллювиальных условий, а также турбулентных речных и донных течений с сезонными колебаниями водности. Таким условиям соответствует обстановка в прибрежной полосе акватории озерных проточных водоемов. Подтверждением существования таких водоемов в Тункинской впадине являются находки остатков спонгио- и малакофауны (Мартинсон, 1948; Логачев, 1958). Однако, при определении генезиса песков Бадар, Коломиец исходил из данных возраста массива не моложе 65 т. л. (Уфимцев, 2003). На сегодняшний день известно, что возраст последней ингрессии вод озера Байкал в прилегающие впадины не может быть моложе времени формирования Ангарского порога стока 130 тыс. лет назад, (Arzhannikov et al., 2018; Arzhannikov et al., 2021). Для ТСВ дополнительным ограничением является тектонический инверсионный подъем краевой восточной части, которая испытывает восходящие движения с конца плейстоцена, и с того времени значительно превышает Ангарский порог стока.

Также существуют версии эолового происхождения Бадарских песков (Кривоногов, 2010), бескорневого куполообразного антиклинального поднятия (Уфимцев и др., 2009), версия, связывающая его происхождение с деятельностью грязевого вулкана (Исаев, 2007). Однако они достаточно слабо аргументированы и не подкреплены фактическим материалом, поэтому не рассматриваются подробно.

Таким образом, при достаточно богатом фактическом материале, полученном за все время исследований песчаных отложений ТВ, единого мнения о генезисе песков и формировании геоморфологического объекта «Бадарский массив» в научной среде не сформировалось. Существование возвышающейся над днищем впадины бескорневой структуры Бадарских песков, в которую врезается р. Иркут на глубину от 40 до 95 метров, не вписывается в представление о классической эволюции рифтовых впадин и требует объяснения. Разобщенные песчаные массивы, локализованные в разных частях Тункинской впадины (Бадары, Кырен, Белый Яр-1, 2), геоморфологически выглядят как части одного крупного массива, расчлененного долинами рек Иркут и Тунка (рис. 5.19). Однако предварительные данные радиоуглеродного, TL и OSL датирования показали, что они имеют разный возраст, варьирующий в пределах от 65 до 14 тыс. лет (Уфимцев, 1999, 2003).

Существующие на сегодняшний день дискуссионные данные о генезисе и возрасте Бадарского массива не позволяют понять, является ли 40-80 метровый врез р. Иркут в Бадарский массив компенсацией инверсионного тектонического поднятия, которое охватило не только краевые части ТСВ, но и центральную часть в позднечетвертичное время, или это процесс восстановления равновесия продольного профиля реки в условиях резкого изменения климата или условий седиментации.

5.4.2. Результаты

5.4.2.1. Исследование Бадарского массива

Детальное исследование разреза Бадарского массива было проведено по врезке на южном склоне уступа, сформированного боковой эрозией р. Иркут. Высота уступа в этом месте составляет 40 м над уровнем поймы р. Иркут. Высота разреза - 39 м (51°43,316 с.ш. и 102°17,933 в.д.).



Рис. 5.23. Полевые фотографии показывают расположение геологического разреза на эрозионном склоне БМ. А - Вид с востока на уступ БМ и часть долины Иркуты (начало работ). Б - Вид с юга (заключительная часть работы).

В разрезе выделяется несколько серий ритмично переслаивающихся песчаных отложений (рис. 5.24). Большинство серий (2, 3, 5, 6) представляет из себя повторяющийся паттерн осадконакопления от горизонтально-слоистых отложений в начале формирования до косослоистых в конце. Граница между осадками разных серий контрастные, иногда срезанные. Верхняя часть отложений (пачка 1), представленная горизонтами 10-60, имеет горизонтальную слоистость и не повторяет схему накопления нижележащих пачек. Еще две субгоризонтальные пачки переслаивающихся песков и супесей, находящиеся в середине и в самом низу разреза (пачки 4 и 7) также отличаются по характеру осадконакопления от основной части разреза. Общая глубина вскрытого разреза составила 39 м, однако характер залегания нижних вскрытых разрезом горизонтов свидетельствует о том, что они представляют верхнюю часть очередного цикла осадконакопления и не являются нижней границей Бадарского массива.

Ниже приводится общее стратиграфическое описание разреза по выявленным сериям (пачкам). Описание приводится по северной стенке разреза сверху вниз:

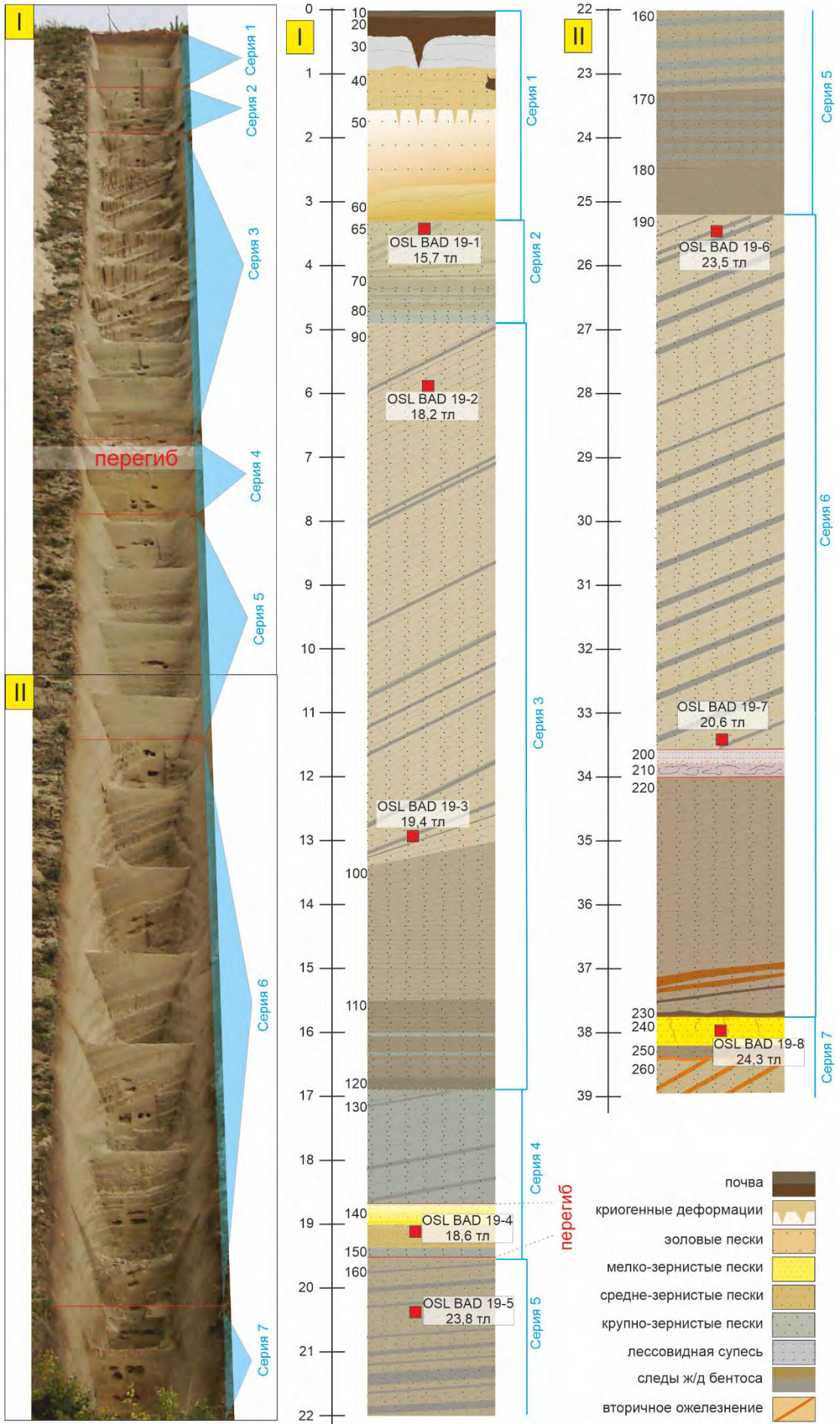


Рис. 5.24. Вид с юга на разрез Бадарского массива. Стратиграфическая схема разреза БМ. Красными квадратами отмечены места отбора проб на OSL-датирование.

Серия 1

Пачка включает современный дерново-почвенный горизонт (10), горизонт гумусированных супесей (20), мелкозернистого серого (30) и желтоватого (40) песка, не имеющие слоистости пески (50) и горизонт косо-наклонных слоистых песков (60), угол наклона которых меняется от 10° в верхней части до горизонтального в подошве слоя. В песчаных горизонтах 20, 30 наблюдается слабо выраженная горизонтальная слоистость, обусловленная изменением гранулометрического состава. В основном, слои сложены средне- и мелкозернистыми полимиктовыми песками. Горизонты 40, 50 представлены крупнозернистыми песками. В слоях фиксируются клинообразные структуры, деформирующие границы (20, 30, 40), биотурбации, включения корней травы и деревьев, кротовины. Нижняя граница серии выражена несогласием, она срезает кровлю подлежащих косослоистых отложений. Общая мощность отложений серии 1 – 3.30 м. Генезис этой пачки мы интерпретируем как субэраальный.

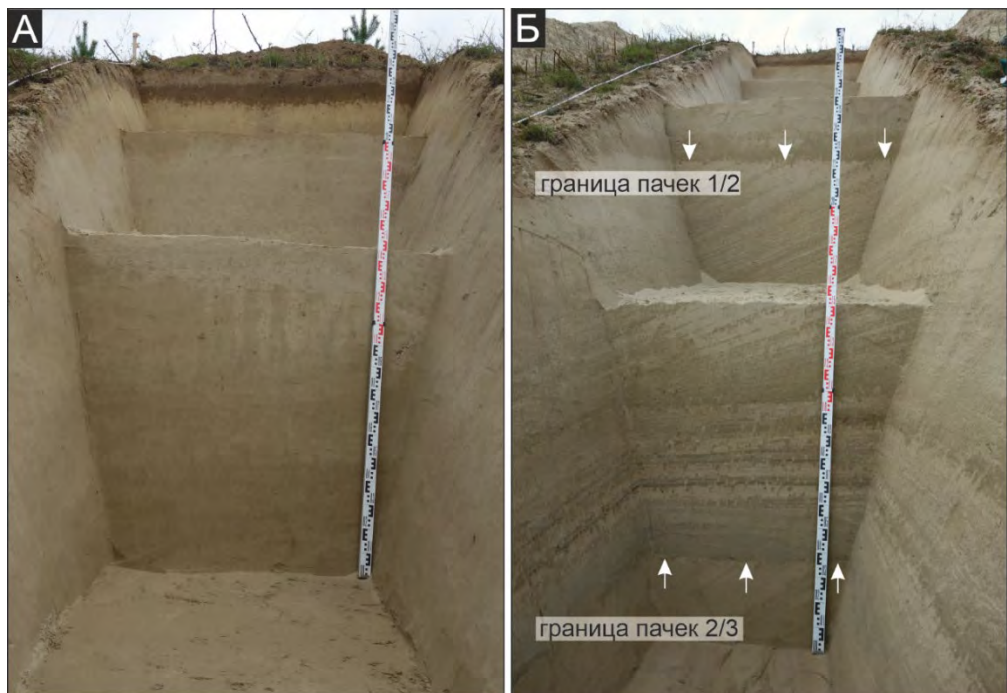


Рис. 5.25. А – Отложения серии №1. Б. Границы между сериями 1/2 и 2/3.

Серия 2

Серия представлена переслаиванием тонко, средне и крупнозернистых песков (65,70,80). Слои тонкозернистого песка более плотные и влажные. В нижней части серии преобладают слои тонкозернистого песка с горизонтальной слоистостью, постепенно переходящие в верхней части в косую слоистость с наклоном до 25°. Слои тонкозернистого песка не превышают толщины в 2 см. На контактах слойков мелкозернистого песка наблюдаются округлые в горизонтальном профиле и вытянутые в вертикальном профиле норки диаметром до 1 см, разносящие материал слоя по вертикали. Заполнены норки материалом вмещающего матрикса, стенки имеют большую плотность за счет окисленности. Разветвленная сеть норок образуют рисунок биогенной текстуры. Мы интерпретируем это как следы жизнедеятельности придонных организмов палеоихнофоссилий. (рис. 5.26 Б). Общая мощность отложений 2-й серии – 1,8 м.

Серия 3

Серия представлена переслаиванием пачек тонко, средне и крупнозернистых песков (90,100,110,120). Внутри пачки представлены чередованием тонких слоистых горизонтов до 0.5 см. В нижней части наиболее мощные тонкозернистые пачки мощностью до 20 см. Вверх по разрезу доля крупнозернистых песков увеличивается до 20 см, а мелкозернистых – уменьшается до 3-х см. Контакт с вышележащими отложениями резкий. Общая мощность 3-й серии – около 12 метров.

Серия 4

Эта серия представлена двумя формациями разных по генезису отложений (130 и 140, 150). В верхней части (гор.130) это светло-серые средне и крупнозернистые пески, с равномерной параллельной косой слоистостью, сортированные и хорошо промытые. Эта формация с несогласием залегает на горизонте 140, разделенном по цвету и гранулометрическому составу на 2 части: верхняя более светлая и сухая отделена от нижней, более темной, влажной и плотной небольшим горизонтом с волнистой

слоистостью (до 10 см. мощности). Горизонт 140 подстилается субпараллельными слойками песка крупной зернистости (150), светло-серого цвета, мощностью до 20 см., которые с размывом перекрывают серию 5. На этом уровне в современном рельефе фиксируется протяженный по всей длине склона горизонтальный перегиб за счет более плотной структуры 4-й серии и большей ее устойчивости к эрозии. Перегиб подчеркнут в склоне более интенсивной растительностью (рис 5.26 А).

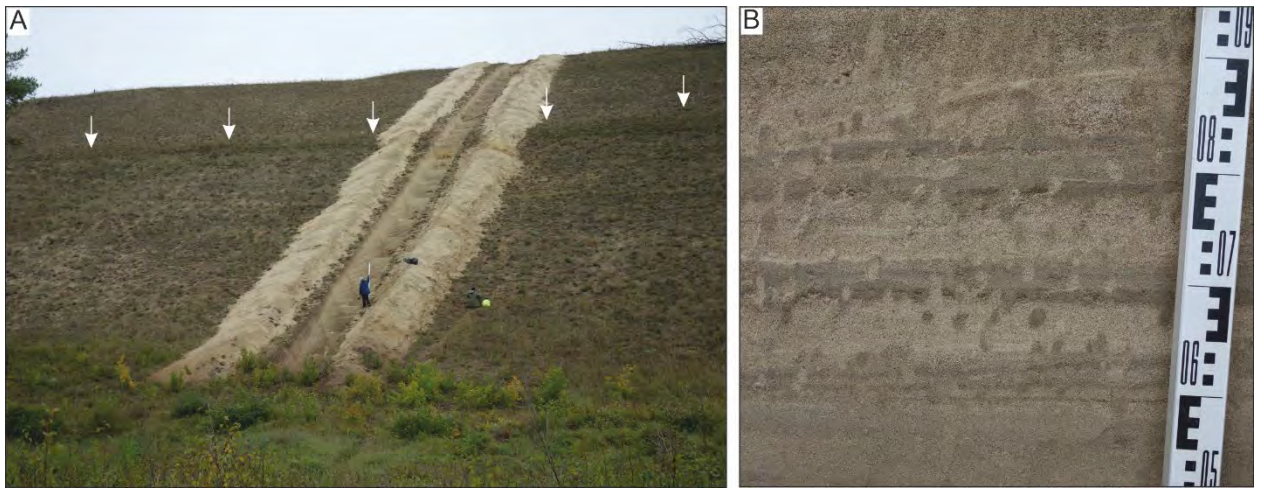


Рис. 5.26. А. На фото хорошо виден перегиб в рельефе (подчеркнут растительностью), сформированный плотным осадком с более резистентными свойствами. Б. Биогенная текстура отложений. Следы жизнедеятельности (burrowing and bioeroding activities) палеоихнофауны.

Серия 5

Серия представлена переслаиванием влажного тонкозернистого и сухого среднезернистого песка с включением прослоев крупнозернистого песка (160, 170, 180). В нижней части пачки преобладают слои мелкозернистого песка мощностью до 10 см. В верхней части – слои среднезернистого песка мощностью до 10 см. Внутри каждого слоя ясно читается тонкая слойчатость до 0.5 см. Верхняя граница серии размыта и перекрыта субгоризонтальными отложениями горизонта 150. Внизу серия 5 залегает с размывом на отложениях 6-й серии.

Серия 6

Серия представлена чередованием прослоев мелко и среднезернистого песка (190, 200, 210, 220, 230). В нижней части преобладают слои с большим количеством слойков мелкозернистого песка серого цвета (с содержанием темноцветных минералов) и малым количеством среднезернистых слойков желтого цвета. Серые слои влажные и более плотные. Выше по разрезу серии увеличивается мощность среднезернистых желтых слоев и уменьшается мощность мелкозернистых серых слоев. Внутри каждого слоя – тонкая слойчатость, обусловленная изменением цвета и гранулометрического состава. Внизу пачки слоистость параллельная (нижняя часть 220), вверх по разрезу постепенно переходит в пологоволнистую, вогнутую (средняя и верхняя часть 220) и в косую (190). Угол наклона слоев в верхней части близок к 30°. На глубине 33.6 метра серия прерывается горизонтальным слоем неясно слоистых крупно и среднезернистых песков, границы которого размыты (слои 200 и 210). Слой 210 имеет следы турбулентных завихрений. Внизу серии находится горизонт крупнозернистого песка с включением большого количества слюдястых минералов, со следами вторичного ожелезнения. Серия 6 заканчивается на глубине 37.7 метра.

Серия 7

Серия не группируется по генезису, и включает горизонты 240, 250 и 260, формирование которых соотносится с разными условиями. Горизонт 240 представлен тонкозернистыми песками и супесью. Желтого цвета, очень плотный, со следами вторичного ожелезнения. Песок непромытый, с большим количеством пылеватых частиц. Физические параметры осадков этого горизонта предполагают его субаэральный генезис. Фиксируются псевдофибры по корням растений. Горизонт 250 представлен слоистыми промытыми песками с вторичным ожелезнением в подошве. Горизонт 260 косослоистых среднезернистых, промытых песков с углом падения слойков до 40°. По контактам

наклоненных слоев фиксируется вторичное ожелезнение. Представляют конечную стадию формирования предыдущей серии.

Необходимо отметить, что разветвленная сеть биотурбаций (bioprint) встречается в разрезе на всех глубинах, и представляет собой следы жизнедеятельности (burrowing and bioeroding activities) палеоихнофауны, относящейся к придонным организмам – бентосу. Четкая ихнотекстура отложений, фиксирующая многочисленные интергенные следы деятельности бентоса, которые наблюдаются внутри слоя или на границе между слоями, в горизонтальной и вертикальной проекциях (рис. 5.26 Б), отличают их от текстур инъекций, смятия осадка, трещин синерезиса и др.

Для определения возраста песков, слагающих массив, был применен метод OSL-датирования песка по полевому шпату. Образцы были взяты по всей глубине разреза, начиная с кровли слоистых песков, с глубины 3.35 м от поверхности и интервально ниже до почти максимальной глубины разреза (38 м), для того чтобы охарактеризовать возраст отложений каждого цикла осадконакопления. Как видно из таблицы (Таблица № 5.1), полученные даты выстроили линейную последовательность от 24.3 до 15.7 тыс. лет, с небольшими отклонениями в 3, 5 и 7 образцах.

Ниже представлены результаты OSL-датирования.

Таблица № 5.1. Результаты OSL-датирования образцов по полевому шпату, проведенного в Университете Орхус, Дания.

№	Лаб. №	Образец	Серия	Глубина см	w.c. %	Возраст, ИКСЛ тыс. лет	
1	208688	BAD-19-1	2	335	25	15,7	± 1,3
2	208689	BAD-19-2	3	590	25	18,2	± 1,2
3	208690	BAD-19-3	3	1285	25	19,4	± 1,4
4	208691	BAD-19-4	4	1910	25	18,6	± 1,7
5	208692	BAD-19-5	5	2035	25	23,8	± 2,1
6	208693	BAD-19-6	6	2545	25	23,5	± 1,2
7	208694	BAD-19-7	6	3345	25	20,6	± 1,6
8	208695	BAD-19-8	7	3800	25	24,3	± 1,4

5.4.2.2. Зактуйский шурф

Для получения дополнительных данных о характере осадков в периферийных частях Тункинской впадины были проведены исследования на южном борту Тункинской впадины на разных уровнях склона хр. Хамар-Дабан и в пределах современной долины р. Иркут.

Шурф был заложен на поверхности одного из мысов южного борта Тункинской впадины (рис. 5.22), на абсолютной высоте 765 м (51°41,972 с.ш. и 102°39,503 в.д.).

Описание северной стенки:

10. Современный пахотный слой. В верхней части более гумусированный, с включением угольков. Подошва горизонта неровная. Мощность 0.22-0.3 м.

20. Желтоватый супесчаный слой с включением зерен крупного песка, неокатанного, с большим количеством пылеватых частиц и мелкими прослоями коричневых суглинков. От 0.07 до 0.20 м.

30. Слой переслаивающихся рыже-коричневых глин с желтоватыми супесями и линзами мелкозернистых песков. В нижней части горизонта – линзы серых карбонатизированных супесей с тонкой слоистостью. Большое количество слюды, единичная дресва. 0.4-0.45 м.

40. Слой переслаивающихся тонкослоистых супесей. Толщина слоев – 1 мм. Слоистость обусловлена изменением окраса: темно-серые переслаиваются со светло-серыми. В супесях присутствуют песчаные линзы. Песок от мелко до среднезернистого, светло-серого цвета. Горизонт разбит трещинами со смещением до 4 см (сброс). Восточное крыло опущено. Линзы песка представлены переотложенными продуктами выветривания по гранитам. Восточная трещина в нижней части заполнена этим же песком. Нижняя граница пачки маркируется рыжим цветом (вторичное ожелезнение).

50. Песчано-дресвяный светло-серый слой – продукт переотложения коры выветривания по гранитам. В нем присутствуют волнистые горизонты тонкозернистого песка. Слой со

следами криотурбаций, внедряется в нижележащий, клиновидной структурой. Встречаются прослойки серых суглинков, наполненных дресвой.

60. Слой представлен крупнозернистым кварцевым песком. Наблюдается слоистость, подчеркнутая вторичным ожелезнением. Толщина слойков около 1 см. Переотложенный продукт разрушения гранита. Песок промыт, пылеватые частицы отсутствуют. Слюда в единичных экземплярах, в отличие от вышележащих горизонтов.

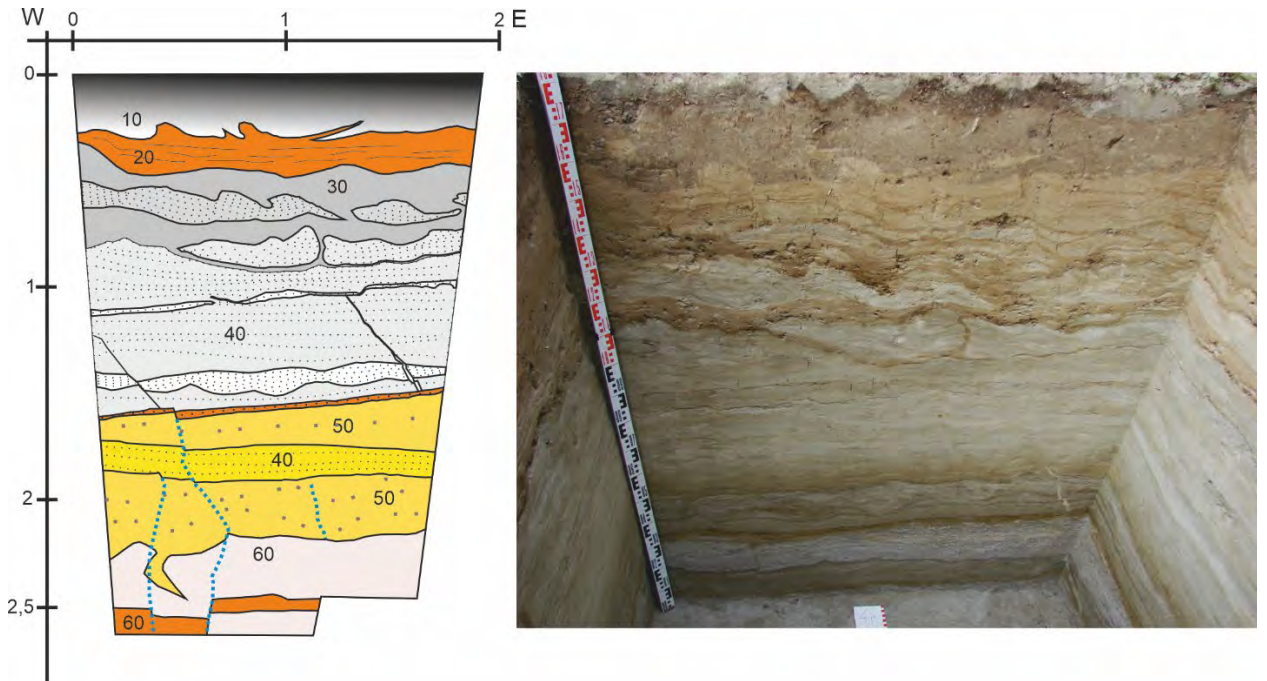


Рис. 5.27. Стратиграфическая схема отложений в разрезе шурфа и полевая фотография с видом на северную стену.

Слои 40 и 50 мы интерпретируем как отложения водной среды. Высота этих слоев 763 м над уровнем моря совпадает с верхним уровнем слоистых песков Бадар. В разрезе эти тонкие, хорошо стратифицированные слои перемежаются отложениями несортированного пролювия. Это указывает на условия прибрежной зоны слабопроточного водоема с нестабильным уровнем воды. Накопление мелкозернистых отложений в водной среде чередовалось с поступлением более крупных обломочных отложений из временных водотоков, которые размывали склоны, когда уровень воды в палеоозере снижался.

5.4.2.3. Гравитационные оползни и обвалы в antecedентной долине р. Иркут

Геоморфология ТВ, ограниченной с севера и юга высокими бортами хребтов, а с запада и востока низкогорными перемычками, прорезанными узкой antecedентной долиной р. Иркут, создает благоприятные условия для формирования подпорного водоема. О его размерах можно судить, исходя из физических параметров сформированных им песчаных массивов и аллювиальных отложений на склонах хребта Хамар-Дабан. Форма, размеры и высота самого крупного из них, Бадарского массива, свидетельствует о том, что уровень водоема, в котором накапливались пески, должен быть не ниже верхней границы его аллювиальной части. Исключая верхний горизонт переветренных отложений в Бадарском массиве (толщина 3 м), вскрытых разрезом, верхняя граница слоистых песков составила 765 м над уровнем моря. Однако, учитывая несогласную границу косослоистых озерно-дельтовых и перекрывающих их горизонтальных субаэральных отложений, мы полагаем, что некоторая верхняя часть аквальных осадков подверглась эоловой эрозии, и уровень 765 м является минимальным вариантом высоты озерного зеркала. Смоделировав водоем с таким уровнем воды, мы получили вероятное место подпора р. Иркут, которым, в этом случае, может быть только долина прорыва в Еловском отроге, разделяющим Тункинскую и Торскую впадины. В пределах antecedентного участка мы провели детальное дешифрирование склонов долины по ЦМР высокого разрешения TanDem-X и обнаружили фрагменты гравитационных объектов в виде серии крупных смещенных массивов коренных и осадочных пород, а также плоскости их отрыва на северном склоне хребта Хамар-Дабан и левом борту р. Иркут (рис. 5.28). Эта система обвалов и оползней, расположенных последовательно, могла представлять собой плотину длиной более 2 км, запирающую долину р. Иркут, являющуюся единственным каналом стока из Тункинской впадины.

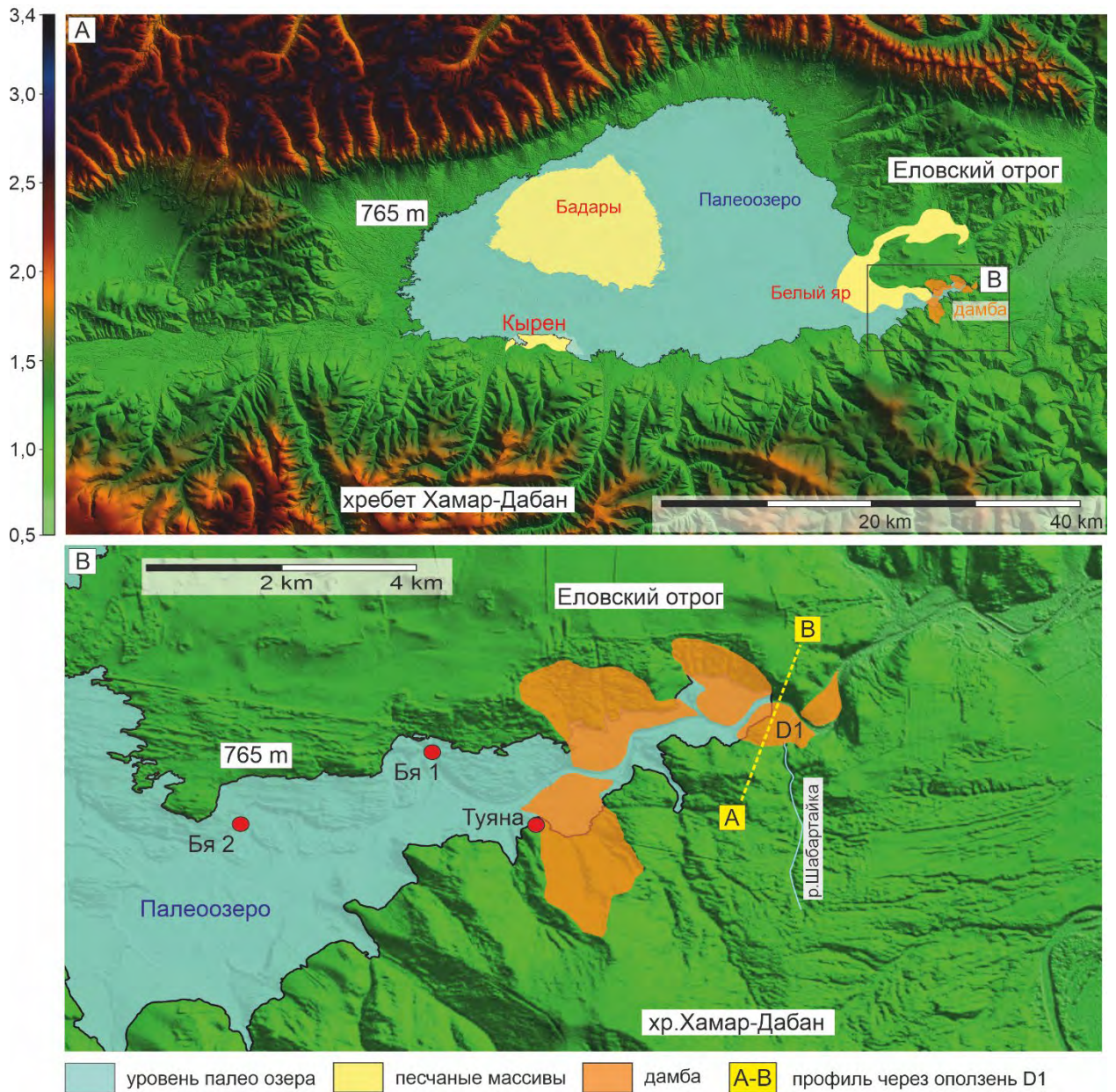


Рис. 5.28. А - Реконструкция палеоозера с уровнем воды 765 м. В. Детальный участок подпора р. Иркут в Еловском Отроге. Красными кружками отмечены места разрезов Белый Яр I, II, Туяна.

Генезис гравитационных смещений из-за недостатка данных мы можем лишь предполагать, но наиболее вероятной представляется потеря устойчивости склона в результате донной эрозии (Щетников, Уфимцев, 2004; Уфимцев и др., 2009). Триггерным механизмом обрушения склона могли быть сильнейшие палеоземлетрясения, ассоциированные с контролируемыми развитием Тункинских впадин разломами. Данные о землетрясениях с магнитудой ~ 7.5 для позднего плейстоцена - голоцена получены из

исследований палеосейсмодислокаций в зонах Тункинского, Главного Саянского и Мондинского разломов (Чипизубов и др., 2003; Arjannikova et al., 2004; Ritz et al., 2018; Arzhannikov et al., 2018; Arzhannikova et al., 2023). Также, В.С. Хромовских (1968) относил все оползни в кристаллических породах хр. Хамар-Дабан к группе сейсмогравитационных смещений. Серия гравитационных смещений, сконцентрированная на небольшом участке, говорит о сходстве условий и сингенетическом их происхождении. Каждый из этих обвалов-оползней мог создать препятствие для стока воды, однако, в серии смещенных блоков, выделяется один, наиболее крупный оползень D1 (рис. 5.28 В), который мог полностью заблокировать узкую в этом месте долину р. Иркут на значительную высоту. Оползень расположен в месте впадения в р. Иркут его правого притока – р. Шабартайка (рис. 5.28 В). На ЦМР хорошо видны плоскость отрыва оползня и ее верхняя точка, составляющая 880 м над уровнем моря, расположенная на скальном мысовидном выступе хребта Хамар-Дабан. Оползень широким языковидным телом спускается в долину, при этом его более подвижная лавинная поверхностная часть (Стром, 2022) могла быть выброшена на противоположный борт долины р. Иркут, по склону Еловского отрога. При дешифрировании, в диапазоне высот от 780 до 820 м абсолютной высоты на нем встречаются эрозионные уступы, которые могут быть сохранившимися фрагментами подпорной плотины. Объем сохранившегося на сегодняшний день смещенного материала составляет около 19 млн м³ при площади оползня 0,5 км². Суммарный объем оползня, включающий его эродированную часть, мог составлять 35-40 млн м³, при площади 0,8 – 1,0 км².

Данные профилирования показывают, что максимальная абсолютная высота плотины, сформированной оползнем, могла достигать 820 м над уровнем моря (рис. 5.29). При такой высоте подпора, в периоды максимального наполнения, большая часть ТВ была покрыта водой. Однако, при построении модели палеозера, точкой отсчета являлась

максимальная абсолютная высота озерных отложений Бадарского массива в нашем разрезе, которая составляет 765 м абсолютной высоты.

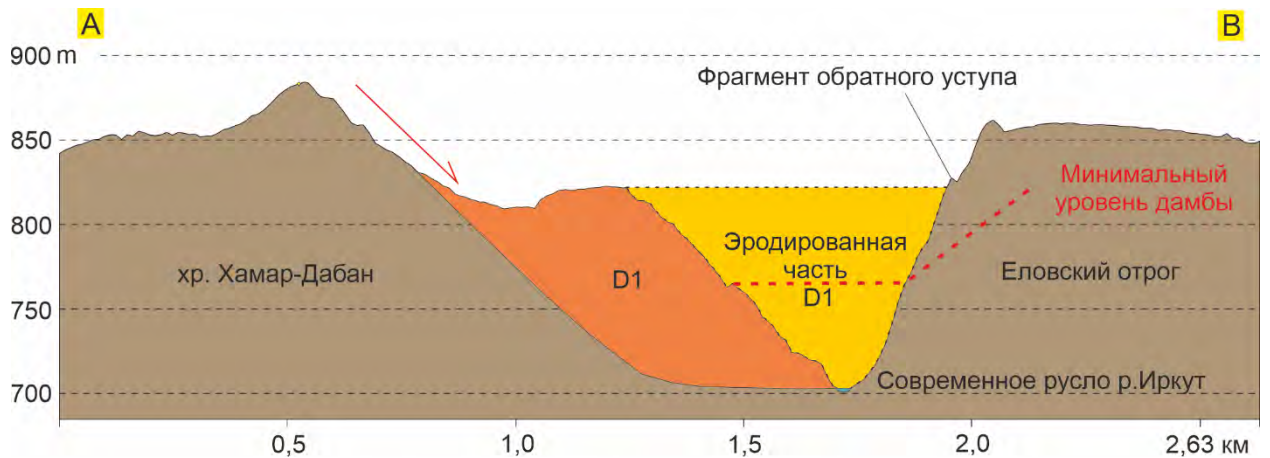


Рис. 5.29 Профиль через антецедентную долину р. Иркут и крупный оползень D1 в Еловском отроге. Оранжевым цветом выделено тело оползневого блока на склоне хребта Хамар-Дабан, желтым – его эродированная часть.

Еще один объект, имеющий признаки деформаций и сильной степени обводненности отложений, и поэтому выбранный нами для исследований, является широкая эрозийная долина на склоне хр. Хамар-Дабан, в юго-восточной части Тункинской впадины, в месте сочленения южного обрамления ТВ и Еловского отрога (рис. 1 С; 5.30). Вскрытый шурфом разрез отложений (рис. 5.30 D) западного борта долины показал наличие песчаного комплекса аллювиального генезиса, торфов и ленточных глин, характерных для условий слабопроточной воды или закрытого водоема. Помимо этого, в дорожных выработках строящейся автотрассы фиксируются мощные линзы многолетнемерзлых пород и льда (рис. 5.30 В, С). При сезонном протаивании мерзлотных образований формируется оползень, криповое движение которого фиксируется в ежегодной деформации дорожного полотна. Оползень хорошо дешифрируется на космоснимках и ЦМР (рис. 5.30 А). В абсолютных высотах чаша долины полностью попадает в зону возможного затопления.

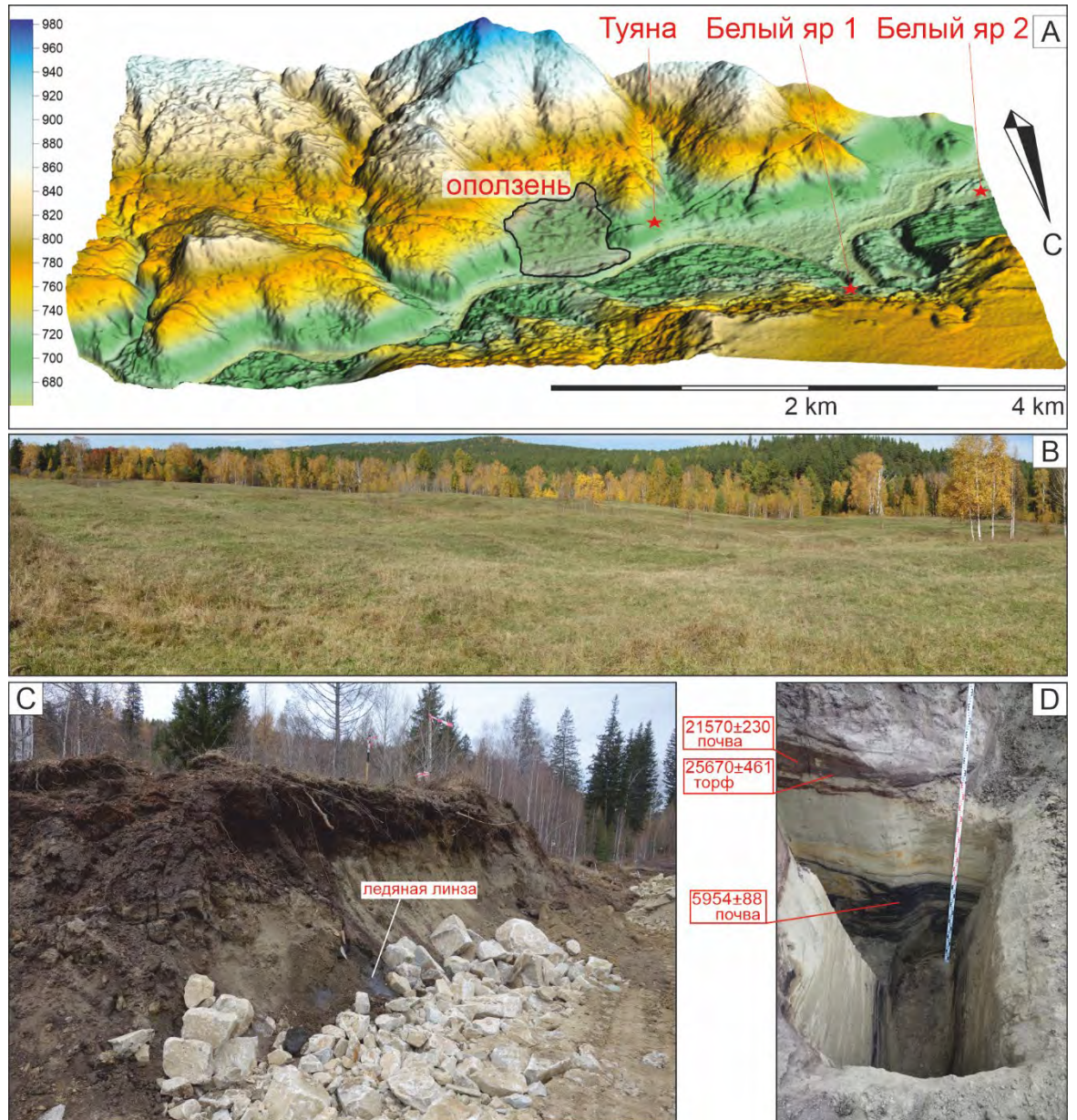


Рис. 5.30. А. DEM-модель, демонстрирует оползневую сильно деформированную структуру ЮВ участка Тункинской впадины. В. Вид на долину с востока. Видны бугры пучения мерзлотных линз и локальные депрессии, связанные с сезонным протаиванием. С. Линза многолетнемерзлого льда в деформированных оползнем отложениях. Д. Инверсионная стратиграфия оползневого блока: возраст почв внизу разреза моложе возраста перекрывающего пески торфяника.

5.4.2.4. Исследование террас

Для определения условий и времени седиментации и характера речного вреза были проведены исследования голоценовых речных террас в долине р. Иркут на всем протяжении Тункинской впадины (рис. 5.19). Были изучены разрезы террас в западной

части ТВ (Шимки (51° 41.985, 102° 01.015)), центральной (Ибогай (51° 41.662, 102° 21.184), Нуган, Жемчуг) и восточной (Затунка (51° 43.512, 102° 29.110), Зактуй) (рис. 5.31 А, В, С). По инструментальным замерам высоты террас и зачисткам береговых обнажений с ^{14}C датированием образцов была реконструирована голоценовая история седиментации.

Учитывая, что формирование отложений террас проходило в сходных условиях, мы приводим общую характеристику для некоторых разрезов. В нижней вскрытой части разрезов, на всем протяжении р. Иркут в Тункинской впадине фиксируются крупнозернистые пески руслового аллювия с косослоистой структурой, следами интенсивного ожелезнения, прослойками с высокой концентрацией тяжелых минералов (магнетита) и включением гравия. Выше, как правило, с несогласием, располагаются субгоризонтальные средне и мелкозернистые, слоистые пески и супеси русловой, пойменной, либо старичной фации. Слоистость мелкая, волнистая, связана с образованием ряби течения.

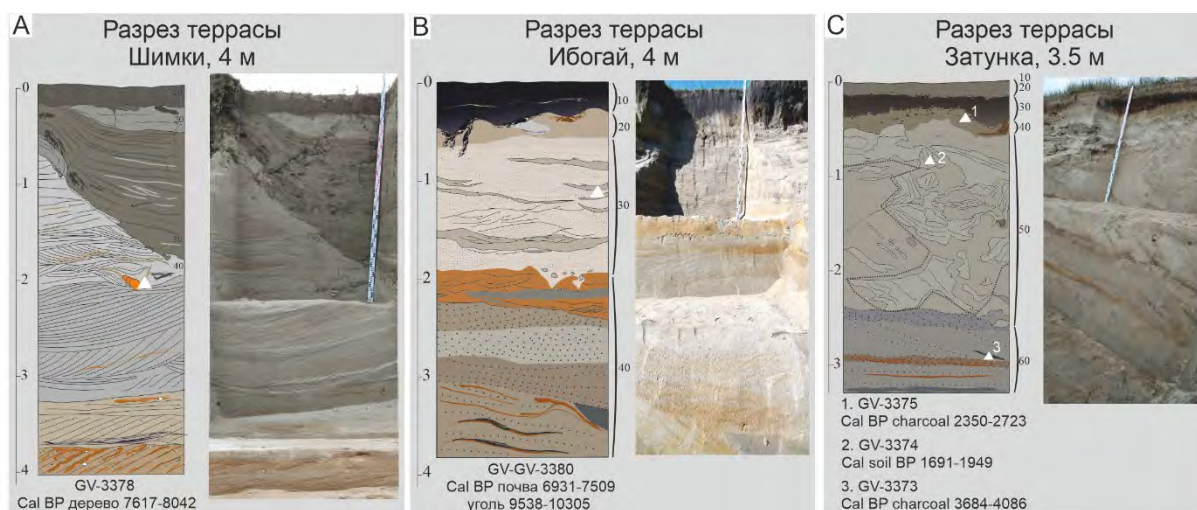


Рис. 5.31. Разрезы террас реки Иркут в Тункинской впадине (расположение на рисунке 5.19). Белые треугольники показывают точки отбора проб на ^{14}C .

Встречаются суглинистые прослойки, насыщенные древесным материалом и углем. В разрезе Шимки (рис. 5.31 А) представлен краевой фрагмент меандры, выполненной старичным аллювием. Почти во всех разрезах отложения этой генерации нарушены криогенными либо сейсмогенными деформациями разной амплитуды (возможно при

участии обоих процессов). Данный уровень седиментов попадает в зону сезонного цикла промерзания-протаивания. Широкое распространение в регионе многолетнемерзлых пород (Булмасов, 1963; Alexeev et al., 2014), подстилающих активную часть осадков, а также высокая сейсмическая активность региона (Larroque et al., 2001; Чипизубов и др., 2003; Arjannikova et al., 2004; Ritz et al., 2018; Arzhannikov et al., 2018; Arzhannikova et al., 2023), предопределили широкомасштабное нарушение изначальной структуры и текстуры осадков. Сверху пачка этой генерации перекрывается субаэральными отложениями разной мощности, представлена переслаиванием серых супесей и рыжеватых мелкозернистых песков с большим количеством пылеватого не окатанного, не сортированного материала. В разрезе Затунка-2 (рис. 5.31 С) эта пачка представлена дюнным перевеянным песком, деформированным криогенным либо сейсмогенным процессом. Сверху отложения закрываются современным гумусовым горизонтом. Дюнные образования широко распространены на поверхностях ТВ на разных уровнях (на надпойменных террасах, склонах ограничивающих впадину хребтов, на поверхности Бадар и Белого Яра), благодаря интенсивному перевеиванию песчаных седиментов, которое происходило на разных этапах голоцена вплоть до современности. В разрезе Затунка-1 дюнные пески мощностью до 5 м находятся на поверхности погребенной почвы с календарным возрастом 1288 – 1428 гг. н.э. (GV-3371) (рис. 5.32).

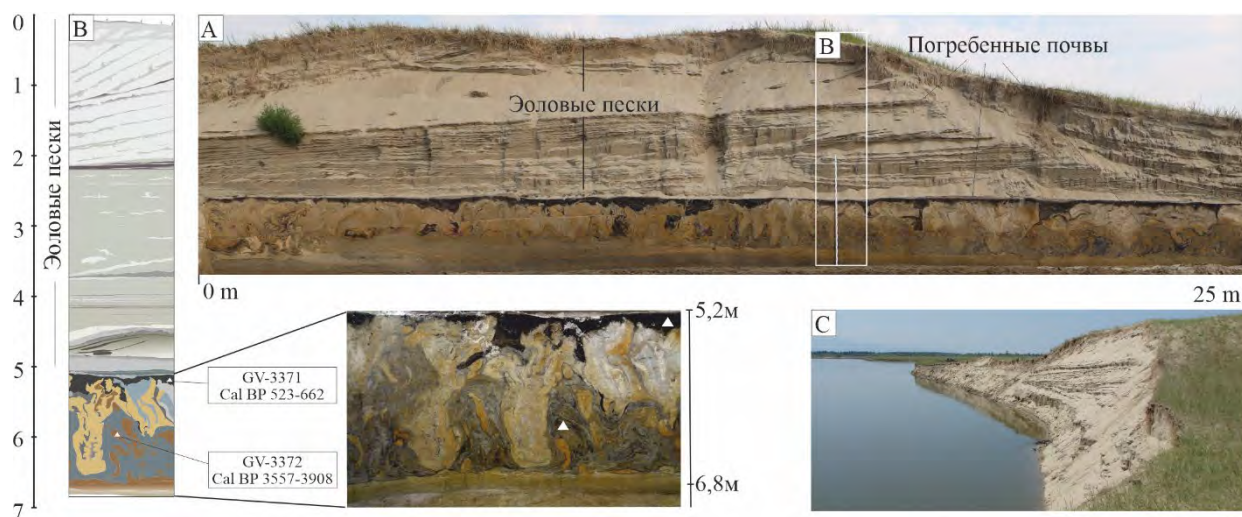


Рис. 5.32 А. Разрез террасы реки Иркут "Затунка-1" (локация 7 на рисунке 5.19).
 В. Разрез 2020 года с датированными образцами почвы. С. Вид на объект с востока.

Нуган.

Разрез Нуган расположен в правом борту р. Иркут в 1 км к северо-востоку от поселка Кырен (51° 41.797, 102° 10.496). Зачисткой вскрыты отложения 3 м террасы (рис. 5.33). В разрезе фиксируются аллювиальные, старичные и пойменные отложения. Старичные отложения смяты в складки. В деформации вовлечены также подстилающие аллювиальные отложения.

Описание разреза, сверху вниз:

- 10 Серые супеси с хаотичными примазками угля. Верхние 10 см – перемежающиеся светло-серые и серовато-бурые супеси, последние с содержанием гумуса. Общая мощность 0.2-0.25м.
- 20 Переслаивающиеся лессовидные супеси с гумусированными горизонтами от бурого до темно-серого цвета. Имеют муаровый рисунок предположительно за счет деятельности насекомых. Супеси светло-серые, сортированные, с небольшим содержанием слюды. Общая мощность 0.15м.
- 30 Супеси, суглинки криотурбированные, в верхней части перекрыты почвенным горизонтом. Цвет от серого до темно-серого. Фрагменты почвы и рыжие горизонты ожелезнения. В нижней части преобладают серые суглинки с пятнами и горизонтами ожелезнения. Выше – рыжие супеси с горизонтами более интенсивного ожелезнения. Пылеватые, с содержанием песчаного материала, не окатанного, среднезернистого. Наблюдается вертикальное смешение слоев в виде инъекций, линз и затеков. Перекрывающая пачку почва в нижней части втянута в криотурбации. Почвы буроватые, некоторые горизонты интенсивно черные (сажа). Общая мощность 1.1м.

- 40 Пески сыпучие, среднезернистые, плохо окатанные, хорошо промытые, с фрагментами створок моллюсков. Состав, в основном, кварц-полевошпатовый, темноцветов мало. Слюда есть. Сама пачка не слоистая, внутри прослой отмытых мелкозернистых песков с большим содержанием темноцветных минералов. Общая мощность 0.3-0.35м.
- 50 Субгоризонтальные слоистые пески средне крупнозернистые с единичными включениями гравийных частиц. Зерна плохо катанные. Много мелких темноцветов. Хорошо промытые. Слоистость обусловлена большим содержанием темноцветов в отдельных слойках. В верхней части пачки – рыжий ожеженный горизонт. Слойки мощностью 1-3 см. Общая мощность 0.4 м.
- 60 Горизонтально слоистые песчано-гравийные отложения, хорошо промытые, плохо окатанные. Песок крупнозернистый. В составе – кварц и большое содержание темноцветов. Слоистость обусловлена сильным ожежением отдельных слойков (серые перемежаются с рыжими), мощностью от 2 до 5 см. В нижней части пачки – хорошо окатанная галька. Видимая мощность 0.3 м.

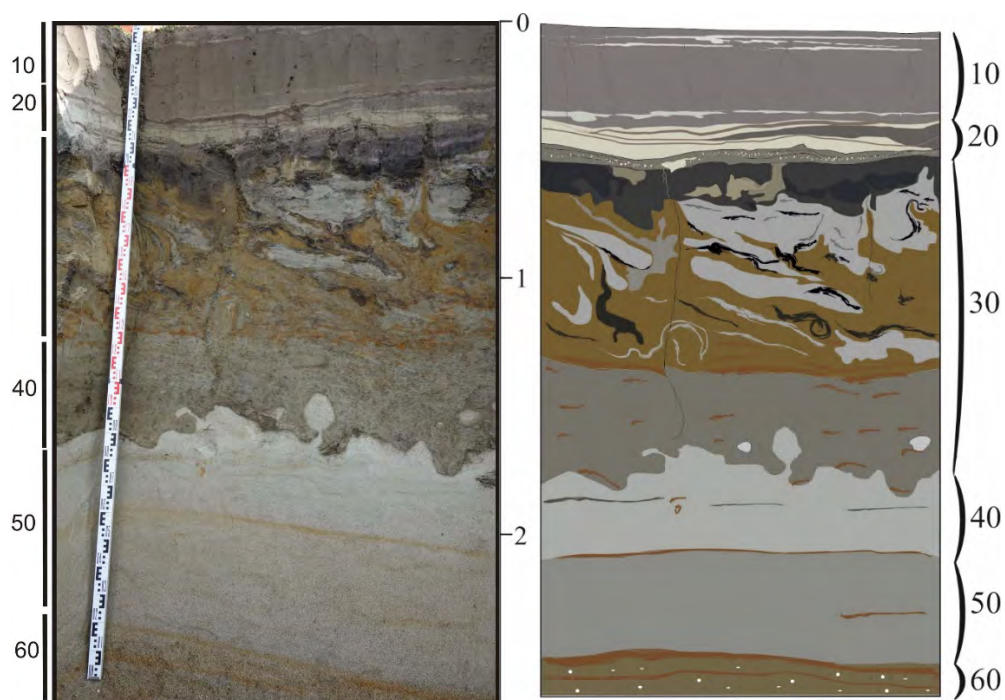


Рис. 5.33. Разрез Нуган, вскрывающий речные отложения в 3 м террасе р. Иркут.

Жемчуг.

Разрез расположен в 500 м к востоку от поселка Вышка ($51^{\circ} 42.870$, $102^{\circ} 26.245$). Зачистка произведена в уступе 2-3-х метровой террасы (в момент зачистки отмечалось повышение уровня реки Иркут в результате дождей). В разрезе вскрываются аллювиальные пески, старичная фация осадков и погребенные почвы (рис. 5.34). Старичная фация осадков и подстилающие пески вовлечены в складчатые деформации. Ниже приведено описание разреза сверху вниз:

1. Перекрывающие почвы представлены тремя разными генерациями:
 - А) Современный дерново-почвенный слой.
 - Б) Насыщенная углями пылеватая гумусированная супесь мощностью до 10 см. Эта почва не участвует в криогенных деформациях. Перекрывается прослойкой белесых лессовидных суглинков.
 - В) Пылеватая, сильно гумусированная супесь, активно участвующая в криогенном преобразовании. Почвы заполняют псевдоморфозы по мерзлотным клиньям и криогенным трещинам, а также криотурбированы и разнесены на глубину до 50 см. В верхней части почвы есть отдельные фрагменты лессовидных супесей, отделяющих ее от почвы 2-й генерации.
2. Старичная фация. Представлена переслаивающимися пылеватыми песками, супесями и суглинками со следами оглеения. Встречаются фрагменты палеопочв, насыщенных детритом, и торфяные слои. Вся пачка сильно деформирована криогенными либо сейсмогенными деформациями разной амплитуды (возможно при участии обоих процессов). Наблюдаются структуры деформаций: псевдоморфозы грунтовых клиньев (pseudonodules), конвюлютная слоистость, разжижение, конвюлюции, инъекционные структуры (fluid-escape structures) и др. Структуры внедрения происходят в двух направлениях, как снизу - вверх (аллювиальные пески внедряются в старичные суглинки до высоты 1.2 м), так и

сверху вниз, когда деформации происходят в виде псевдоморфоз по криогенным клиньям и трещинам. Также присутствуют структуры течения, складчатые, языки пламени. Мощность активного слоя – 1.6 м.

3. Аллювиальная фация. Мелко-среднезернистые пески, хорошо промытые, слабоокатанные, сортированные. Слоистость нарушена деформациями. Местами наблюдаются вторичные процессы ожелезнения. Верхняя часть горизонта деформирована процессами ликвификации (вертикальные инъекции в обводненном состоянии). Местами кровля не деформирована и перекрывается палеопочвой богатой органикой и сильно ожелезненной, регистрирующей начало процесса заболачивания.

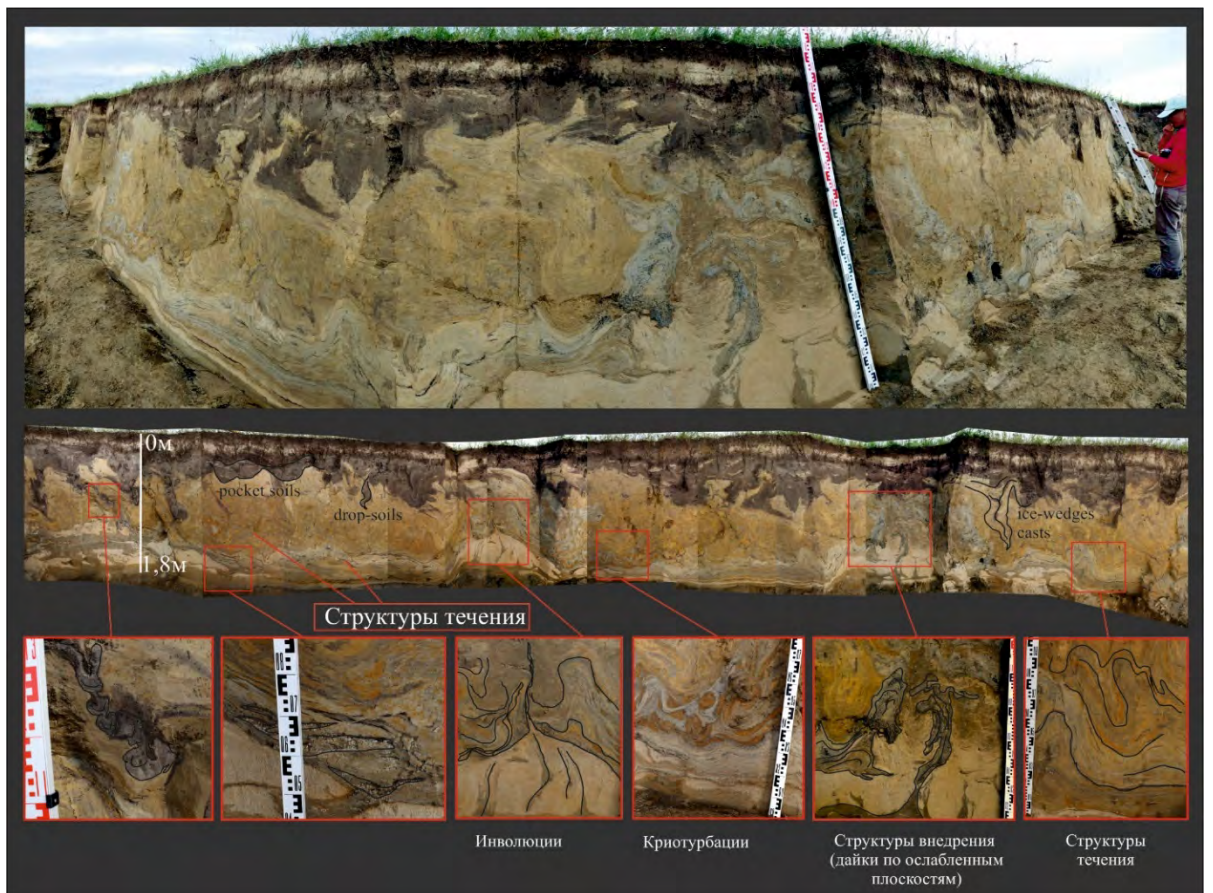


Рис. 5.34. Панорамный снимок врезки в береговое обнажение деформированных старичных отложений 3-х метровой террасы р. Иркут (правый берег) в районе поселка Жемчуг. Детально показаны отдельные деформационные структуры.

Зактуй.

Разрез расположен на левом берегу р. Иркут ниже Никольского моста через р. Иркут, напротив деревни Зактуй (51° 42.477, 102° 37.499) (рис. 5.35). Разрез представлен отложениями аллювиальной фации (внизу) и пойменно-старичные отложения (вверху). Отложения смяты в складки различных форм и размеров.



Рис. 5.35. Характер складчатых деформаций 2-х метровой террасы р. Иркут.

Разрез вскрывает зону деформации, которая включает русловой аллювий и старичные отложения. Деформации представлены хаотично расположенными складками разного масштаба, взаимопроникающими складками, различными структурами течения, языками пламени и инъекциями. В отличие от разреза Жемчуг здесь превалирует песчаная фракция, супеси и суглинки имеют подчиненное значение (к северу от разреза расположены прислоненные к базальтовым массивам дюны, к востоку – Белый Яр 1). Песчаные отложения в нижней части имеют следы вторичного ожелезнения и подчеркивают складчатый рисунок деформаций. Присутствует большое количество

углистых палеопочв. Формирование структур деформации происходило, в основном, за счет выдавливания и инъекций снизу. Эти структуры являются зонами разжижения. В результате более поздних криогенных процессов пачка складчатых деформаций была разбита системой криогенных трещин.

Таким образом, голоценовая седиментация в аккумулятивной зоне ТВ проходила по классическому принципу формирования перстративного аллювия в широком поле меандр р. Иркут. Образование террасовых уступов происходило за счет боковой эрозии при миграции русла реки с чередованием отложений речной и пойменной фаций. Замеры высоты террас в точках наблюдения (рис. 5.19) показали, что высота голоценовых надпойменных террас выдержана на всем протяжении реки в пределах ТВ и составляет от 2 до 4 м. В некоторых случаях в область боковой эрозии попадают краевые части конусов выноса рек, правых притоков р. Иркут, дренирующих хр. Хамар-Дабан, либо его деллювиально-проллювиальный предгорный шлейф, что приводит к формированию уступов ложных террас.

Возраст отложений надпойменных террас р. Иркут в изученных нами разрезах был определен AMS-методом по органическому веществу и заключается в рамки голоцена (таблица).

Все использованные в работе данные абсолютного датирования ^{14}C , а также полученные новые даты приведены в таблице № 5.2.

Таблица № 5.2. Опубликованные и новые радиоуглеродные датировки отложений террас в долине реки Иркут в пределах ТВ.

Лабораторный код	Объект	Контекст	Глубина (м)	Образец	Data ^{14}C BP	Age Cal, BP	Ссылка
IGAN-3370	Белый яр 1	Гиттий	22,5	Древ. уголь	44200±4500	42177-54980	Shchetnikov et al., 2012
ОхА-27618	Белый яр 2	Аллювий	10,0	Кость	17850±90	21399-21984	Shchetnikov et al., 2015
SOAN-7290	Белый яр 2	Аллювий		Кость	28730 ± 160	32254-33681	Shchetnikov et al., 2015

SOAN-577	Белый яр 2	Торф	13,4	Органика	26250±300	30040-31038	Адаменко и др., 1975
SOAN-3144	Белый яр 2	Гиттий	15,0	Органика	35440±1860	36417-42498	Кульчицкий и др., 1994
SOAN-141	Белый яр 2	Торф	15,8	Органика	40860±480	43046-44551	Фирсов и др., 1985
ЛУ-7420	Белый яр 2	Торф	15,8	Органика	38430±1430	40680-44396	Maksimov et al., 2015
ЛУ-7361	Белый яр 2	Торф	15,6	Органика	38000±850	41234-42954	Maksimov et al., 2015
UCIAMS 185968	Туяна	Погреб. почва	0,4	Органика	5475±15	6275-6302	Бердников и др., 2017
KGM-Isa 170093	Туяна	Погреб. почва	0,7	Органика	6820 ± 40	7580-7724	Shchetnikov et al., 2019
KGM-Isa 170094	Туяна	Погреб. почва	2,4	Кость	32250 ±190	36198-36981	Shchetnikov et al., 2019
UCIAMS 186319	Туяна	Погреб. почва		Кость	27,030 ± 270	30736-31690	Vasilyev et al., 2017
UCIAMS 186320	Туяна	Погреб. почва	?	Кость	47800±3500	45198-54980	Vasilyev et al., 2017
OxA-25896	Туяна	Песчаная почва	1,3	Кость	35900 ±750	39636-42020	Козырев и др., 2014
GV-3378	Шимки	Аллювий	2,0	Органика	7043 ± 129	7617-8042	Данное исследование
GV-3380	Ибогай	Песчаная почва	1,2	Почва	6339 ± 143	6931-7509	Данное исследование
GV-3380	Ибогай	Песчаная почва	1,2	Уголь	8889 ± 171	9538-10305	Данное исследование
GV-3371	Затунка	Песчаная почва	5,2	Почва	592 ± 59	523-662	Данное исследование
GV-3372	Затунка	Погреб. почва	6,0	Почва	3464 ± 73	3557-3908	Данное исследование
GV-3375	Затунка	Песчаная почва	0,4	Уголь	2450 ± 79	2350-2723	Данное исследование
GV-3374	Затунка	Песчаная почва	0,8	Почва	1885 ± 71	1691-1949	Данное исследование
GV-3373	Затунка	Песчаная почва	2,9	Уголь	3564 ± 78	3684-4086	Данное исследование
GV-3383	Оползень	Погреб. почва	0,8	Почва	21570 ± 230	25340-26338	Данное исследование
GV-3383	Оползень	Погреб. почва	0,9	Торф	25670 ± 461	29066 – 30926	Данное исследование
GV-3384	Оползень	Погреб. почва	2,0	Органика	5954 ± 88	6558-7001	Данное исследование

5.4.3. Обсуждение и выводы

Суммируя данные о генезисе песчаных отложений ТВ, в первую очередь необходимо учесть результаты детального гранулометрического анализа, сделанного Коломийцем (Коломиец, 1998; 2010; 2019; 2021). По результатам комплексных исследований Бадарского песчаного массива, был сделан вывод об аквальной среде формирования отложений в продолжительных одинаковых динамических условиях осадконакопления в плейстоцене. Реконструированные В.Л. Коломийцем (2019, 2021) параметры водной среды, сформировавшей Бадары наиболее согласуются с условиями турбулентных речных и донных течений крупного аквального комплекса с сезонными колебаниями водности. Данные фациального и гранулометрического анализа свидетельствуют, что в этом комплексе совмещались лимнические и аллювиальные условия седиментации со смещенным балансом в прибрежно-береговую фацию озёрной группы (Коломиец, 2021). Наши исследования подтверждают предложенную интерпретацию генезиса песчаного массива, однако оставляя в стороне версию автора о «байкальском» происхождении водоема. Весь комплекс песчаных отложений Тункинской впадины, представленный фрагментарно сохранившимися структурами Бадар, Кырен и Белый Яр, мог быть сформирован локальным, заключенным в границы ТВ, подпрудным слабопроточным озерным водоемом. Основную массу осадков во впадину приносила речная система Иркут, перемывая гляциальные и флювиогляциальные отложения Мондинского и Ихе-Ухгуньского ледников (рис. 5.6) и приледниковых зандровых равнин, а также дренирующие Тункинский хребет и Хамар-Дабан реки. Выходя из антецендентной долины, прорезающей Ниловский отрог, в широкую Тункинскую впадину, р. Иркут, впадая в палеозеро, формировала мощную толщу осадков. Во внутреннем поле ТВ, благодаря постоянному привносу осадков, формировалась дельтовая осадочная система, которая, по мере заполнения впадины водой и осадками, перемещалась к востоку, создавая сложное трехмерное тело. Благодаря относительно

небольшому сальдо водного поступления в ледниковое время, осадки успевали проходить первичную сортировку, формируя ритмичные (типа *varve*) песчаные отложения с разными физическими параметрами (размер зерна, удельный вес минералов, степень обработки и т.д.). Дифференцированная энергетика седиментационной среды придельтовой зоны привела к разной степени сортированности отложений, от хорошей до очень хорошей. Встречаются слои с глубокой дифференциацией песчаных отложений по удельному весу, которая приводит к формированию скоплений тяжелых минералов (доминирует магнетит) в виде темных прослоев, формирующихся, как правило, в результате волноприбойной деятельности либо в теневых зонах донных ловушек. Очевидно, что в периоды низкой водности поверхность дельты могла подвергаться эрозионному воздействию субаэральных агентов. Так, отложения 4-й и 7-й пачек разреза Бадар (рис. 5.24), имеющие значительно меньший размер песчаной фракции и пылеватую лессовидную структуру, сформированы в субаэральных условиях и являются индикаторами поверхности в периоды изменения уровня воды водоема. Отсутствие в аквальных отложениях вскрытого разреза Бадар мелкой аллевритовой озерной фракции, ожидаемой для озерных осадков, свидетельствует о сравнительно высокой энергии потока, при которой мелкая взвесь не успевает осесть и уносится водной средой. Подтверждением аквальной среды седиментации является также наличие следов ожелезнения отдельных слоев, за счет железосодержащих минералов, находящихся в водной среде.

Изменение угла наклона песчаных отложений внутри каждого цикла седиментации связано, на наш взгляд, с особенностями формирования разных элементов комплекса дельтовых осадков. Слабонаклоненные или горизонтальные слои в верхней части цикла представлены фазой *topsets* (по Gilbert, 1890; Scruton, 1955) надводной части дельты, в которой может присутствовать субаэральная компонента. Основная часть тела дельты сложена крутонаклоненными (иногда до 30°) слоями фазы *foresets*, представленной более грубым материалом. В нижней части цикла формируются субгоризонтальные отложения

фазы bottomsets, залегающие параллельно дну водоема. Непрерывный песчаный покров во фронте дельты характерен для "ветвящегося" типа русловой сети надводной дельты с постоянной миграцией меандрирующих русел, формирующей фацию устьевого бара. Согласно этому механизму распределения осадков, материал, поступающий в дельту, транспортируется по дну бассейна. Такой тип осадков, как правило, демонстрирует непрерывный ряд переходов по размерности фракций и углу наклона слоев (Рейнек и Сингх, 1981). Для этой фации характерны следы подводного оползания, которые фиксировал в своих исследованиях С.С. Осадчий (1995). Практически полное отсутствие органического материала на всей глубине разреза (исключение составляет промежуточная серия отложений между 3 и 4 циклами (линия перегиба на рис. 5.24), также свидетельствует о непрерывном накоплении песчаных осадков в водной среде. Однако, наличие описанных выше отложений промежуточной горизонтальной серии в средней части разреза с значительно меньшим, алевритовым размером фракции и признаками золотого генезиса свидетельствует о временном изменении обстановки осадконакопления в период 18-19 тыс. лет назад (образец BAD-19-4, возраст 18,6 т.л.). Временное изменение уровня подпорного палеоозера и выведение накопленных осадков в Тункинской впадине в область субаэрального влияния можно объяснить следующими факторами:

- 1) изменение климата в этот период;
- 2) закрытие стока Тункинской котловины осуществлялось в два этапа. Наблюдаемая в antecedentной долине серия гравитационных смещений, блокирующая выход воды из котловины могла произойти не одновременно. Повторяемость землетрясений с магнитудой ~7-8 для региона в позднем плейстоцене – голоцене оценена в 4 т.л. (Ritz et al., 2018). Повторный гравитационный коллапс, повышающий предыдущий уровень дамбы представляется вполне вероятным.

Известно, что, не смотря на экстремальные условия, водоемы, существовавшие в ледниковое время, являлись средой обитания беспозвоночных и некоторых видов

членистоногих, а следы их жизнедеятельности являются эффективным инструментом анализа континентальной палеоэкологии (Buatois and M'angano, 2011). Стратиграфически повторяющиеся следы жизнедеятельности (ichnofabric) используются для корреляции ситуаций осадконакопления в пределах осадочных бассейнов, а в целом, по их анализу определяются некоторые параметры среды обитания древних придонных организмов (Микулаш, Дронов, 2006; Buatois and M'angano, 2011). Во вскрытом нами разрезе Бадарских песков на всем его протяжении задокументированы многочисленные следы жизнедеятельности донных организмов (бентоса), нарушающие целостность стратиграфических уровней разветвленной системой трасс. В нашем случае, определение ихнофоссилий до вида не представляется возможным, но, по классификационным схемам следов, оставленных бентосом, условия осадконакопления определяются как сколитовая ихнофация (Skolithos Ichnofacies), формирующаяся в прибрежных условиях мелководного водоема. Именно для турбулентных условий мелководья характерно преимущественно вертикальное расположение цилиндрических трасс (рис. 5.26 Б) роющих биоорганизмов (Микулаш, Дронов, 2006). Это отражает особенности приспособления бентоса к условиям потока с высокой энергетикой. Преобладание вертикальных каналов свидетельствует о большом содержании органических частиц, которые удерживаются во взвешенном состоянии в хорошо насыщенной кислородом толще воды волнами и течениями (Buatois and M'angano, 2011; Howard and Frey, 1984; Anderson and Droser, 1998). Преобладание простых однотипных морфологических следов ископаемых также характерно для фации прибрежного руслового пояса, песчаных баров, тогда как в педогенизированных тонких отложениях поймы, береговых отложениях с активным субаэральным воздействием и глубоких донных илистых седиментах должно наблюдаться значительное разнообразие ихнофауны оставляющей большое количество видов следовых структур.

В общем смысле, в вопросе аквального генезиса песков Бадарского массива, при рассмотрении всего комплекса полученных за время его исследования данных, нет

сомнений. Нерешенным является пока вопрос генетической общности удаленных друг от друга крупных песчаных комплексов Бадар, Кырен и Белый Яр. Для оценки возможности формирования этих песчаных структур в одно время и в одинаковых условиях необходимо фактическое подтверждение существования водоема в границах ТВ в период с 26 до 15 тыс. лет назад. Для этого были привлечены данные дополнительных исследований (Зактуй шурф, оползень), описанные выше. В 2019 г. были опубликованы новые детальные данные исследований геoarхеологического объекта Туяна, который географически попадает в поле нашего интереса, поэтому мы приведем свой анализ данных в контексте изучения следов палеоозера.

Археологический объект Туяна ($51^{\circ}42'49.12''N$, $102^{\circ}41'48.27''E$) расположен на склоне южного борта Тункинской впадины (рис. 5.28), на абсолютных высотах 725 – 750 м, попадая в область предполагаемого затопления подпрудным водоемом. Расстояние от объекта до разреза Белый Яр 2 составляет 1.5 км, до ближайшей восточной границы Бадарского массива - 23 км. Территория объекта заселялась человеком в разные периоды позднего плейстоцена – голоцена (АМС возраст образцов 6280, 7652, 35900, 36138, 49690 лн (Kozyrev et al, 2014, Shchetnikov et al., 2019)), однако интересующее нас время в диапазоне от 25 до 15 тыс. лет назад, не охарактеризовано в отложениях археологического комплекса следами обитания человека.

По данным ^{14}C датирования, перерыв в обитании человека на территории объекта Туяна был с 30736-31690 cal BP (UCIAMS 186319) (Shchetnikov et al., 2019) до 7580-7724 cal BP (KGM-ISa 170093) (Shchetnikov et al., 2019). В стратиграфии этот перерыв выражен супесчаными отложениями неясной слоистости, лежащими с размывом на каргинских палеопочвах (рис. 5.36) (Arzhannikova et al., 2020). В археологическом отношении пачка супесей стерильна. Видовой состав малакофауны отложений соответствует сухопутному гидрофильному болотному и влажному луговому типу (Shchetnikov et al., 2019).



Рис. 5.36. Стратиграфическая схема отложений археологического объекта Туяна (после Shchetnikov et al., 2019; Barannikova et al., 2020) и вид разреза. Радиоуглеродный возраст согласно (Shchetnikov et al., 2019). Желтыми пунктирными линиями показана зона несогласия, образовавшаяся в результате эрозии в более молодом дриасе (Shchetnikov et al., 2019).

По результатам магнитного анализа осадочной толщи Туяна был сделан вывод, что магнитные свойства разреза Туяна не отражают структуру формирования, характерную для сибирской субаэральной формации. Состав магнитной фракции одинаков по всему разрезу и представлен магнитно-мягкими минералами (магнетит/маггемит). Отсутствие различия магнитных свойств в отложениях разных литологических типов и гранулометрического состава указывают на дополнительный фактор в осадочном процессе, выравнивающий магнитные свойства. Предположительно, это ферромагнитный приток материала в результате вулканической активности (Shchetnikov et al., 2019). Последние эпизоды вулканической активности в регионе были в пределах Окинского плоскогорья, два из них имеют возраст ~13-14 тыс. лет назад, самый молодой эпизод датируется возрастом ~1200 лет назад (Arzhannikov et al., 2016), т.е. после формирования культуровмещающих отложений Туяны и песчаных массивов во впадине. В нашей

версии, выравнивание магнитных свойств могло произойти за счет привноса минералов с лавовых покровов Окинского плоскогорья, хребта Хамар-Дабан, Ниловской перемычки рекой Иркут и их отложение, в условиях подпорного озера в Тункинской впадине.

Суммируя известные данные о Бадарском, Кыренском массивах, песках Белого Яра и, полученные нами новые данные о Бадарских отложениях и новых разрезах в бортах Тункинской впадины (Зактуйский шурф, геoarхеологический объект Туяна, солифлюкционный оползень), мы получаем картину существования песчаных отложений аквального генезиса, верхний уровень которых фиксируется как в пределах седиментационного бассейна Тункинской впадины, так и на ее бортах, в диапазоне абсолютных высот 720-830 м. На западном склоне Еловского отрога и северном склоне хр. ХамарДабан (в пределах ТВ), при дешифрировании и полевых исследованиях на разных высотах, была зафиксирована серия (возможно, разновозрастных) геоморфологических образований, выраженных эрозионными уступами. Уступы не образуют протяженных структур, которые можно было бы с уверенностью определить как береговые линии, тем не менее, в работе (Осадчий, 1995г), автор связывает их с существованием подпрудного водоема и подтверждает наблюдения фиксации следов спуска «Тункинского озера» в антецендентной долине Еловского отрога в виде продольных ступенчатых гряд, заполненных песками. Существование водоема Осадчий (1995), являясь сторонником теории позднеплейстоценового многоозерья, связывает с трансгрессией вод озера Байкал в прилегающие впадины в период максимального оледенения. Однако, данные (Arzhannikov et al., 2018; Arzhannikov et al., 2021) свидетельствуют о последнем высоком стоянии вод озера Байкал не моложе 130 тыс. лет назад. На границе среднего и позднего плейстоцена спуск ингрессионных вод из Байкальских рифтовых впадин завершился, впадины стали суходольными, что подтверждается формированием комплекса террас (Кононов, 2005; Выркин, 2001; Уфимцев, 2004; Опекунова, 2009; Рыжов и др., 2016; Макаров и др., 2016). Уже имеющиеся данные о возрасте песков Тункинской впадины (

Адаменко и др., 1975; Кульчицкий и др., 1994; Уфимцев и др., 2003; Vogt et al., 1998; Vogt et al., 2007; Семеней и др., 2014; Shchetnikov et al., 2015; Максимов и др., 2020) и наши новые OSL даты озерно-аллювиальных песчаных отложений Бадар (см.таблицу №4), свидетельствуют об их формировании в стадию МИС 2. Пески из разрезов Белого Яра также относятся к ледниковой эпохе МИС 2, а возраст Кыренского массива, определенный TL методом составляет 31 тыс. лет. (Уфимцев, 2003). Это обстоятельство, а также отсутствие в песках Байкальской малакофауны, позволяет с уверенностью констатировать отсутствие генетической связи песков из описанных разрезов Тункинской впадины с Байкальской трансгрессией. Таким образом, возможно говорить лишь о локальных условиях для формирования крупных песчаных массивов внутри впадины в результате временного стояния палеоводоёма, заключенного в границы ТВ. Вероятность локального подпрудного палеоводоёма в такой холодной климатической период подтверждается данными о существовании подобных ледниковых озер в пределах БРС, и в других регионах. Например, в Дархатской впадине (возраст палеоозера 17 – 19 тыс. лет (Gillespie et al., 2008; Arzhannikov et al., 2022)), Муйской впадине (возраст озерных отложений соотносится с разными периодами позднего плейстоцена, включая МИС-2 (Осадчий, 1981; Еникеев, 2009; Кривоногов, 2010; Margold, 2011; Margold et al., 2018)), Чарской впадине (сарганский возраст подпрудных морен (Еникеев, 2019; Кривоногов, 2010)). Данные о параметрах некоторых ледниково-подпрудных палеоозер приведены в таблице № 5.3 (по (Margold, 2011) с дополнениями).

Таблица № 5.3. Параметры ледниково-подпрудных озер.

Название	Площадь (10 ³ км ²)	Объем (10 ³ км ³)	Возраст (тыс. лет)	Ссылка
Озера, подпруженные горно-долинными ледниками				
Муйское палеоозеро	23.5	3.0	34.6 - 19.7	Margold, 2018
Чуйско-Курайское палеоозеро	2.6	0.6	Между 40 и 13	Herget, 2005
Дархатское палеоозеро	3.3	0.4	19 - 17	Gillespie, 2008; Arzhannikov et al.,2022
Озеро Тсангпо (Тибет)	2.8	0.8	9.9 – 8.9	Montgomery et al.,2004

Озера, подпруженные выводными ледниками покровного оледенения				
Озеро Мизула	7.5	2.2	15 - 13	O'Connor and Baker, 1992
Озеро Атна (Аляска)	8.9-24.0	2.3-6.0	58 – 15.5	Wiedmer et al., 2010

Отсутствие четко выраженных в рельефе бортов Тункинской впадины протяженных береговых линий, которые при детальном дешифрировании нами выявлены не были, мы объясняем нестабильным уровнем зеркала палеоводоёма, что не позволяло сформироваться береговым эрозионным формам. Это связано с сезонными колебаниями и, в целом, зависимостью уровня воды палеоводоёма от климатических условий перигляциальной зоны, где параметры гидросистемы напрямую связаны с состоянием ледниковых покровов, являющихся источником поступления воды в акваторию. Ещё одним фактором, который мог повлиять на сохранность озерных отложений и возможных береговых линий на склонах бортов ТВ мог быть комплекс гравитационных склоновых процессов, осложнённый как высокой сейсмичностью региона, так и криогенными процессами в виде медленных криповых смещений обводнённых рыхлых осадков, которые фиксируются во всех разрезах.

Представленная в работе версия формирования песчаных массивов ТВ и, в целом, познеплейстоцен-голоценового рельефа поверхности внутреннего поля впадины предполагает два этапа. В период МИС 2, в диапазоне 24-15 тыс. лет назад, произошло формирование подпорного водоёма в результате блокирования антецендентной долины р. Иркут, являющейся единственным каналом стока из Тункинской впадины (рис. 5.37). В результате подъёма уровня воды во впадине, внутреннее поле впадины (в пределах внутренней дельты) заполнилось озерно-аллювиальными отложениями до абсолютной высоты 765 м. Это является возможной минимальной высотой подпорной плотины. Спуск водоёма сопровождался глубинной эрозией накопленных осадков, связанный с восстановлением естественного речного профиля. Значительное понижение уровня озера произошло 15 тыс. лет назад, в результате чего поверхность внутренней дельты вышла из-

под уровня воды и впоследствии подверглась значительной эоловой переработке. Однако, в местах, выходящих за пределы эрозионного воздействия речной системы р. Иркут и ее притоков, значительные песчаные массы фрагментарно сохранились.

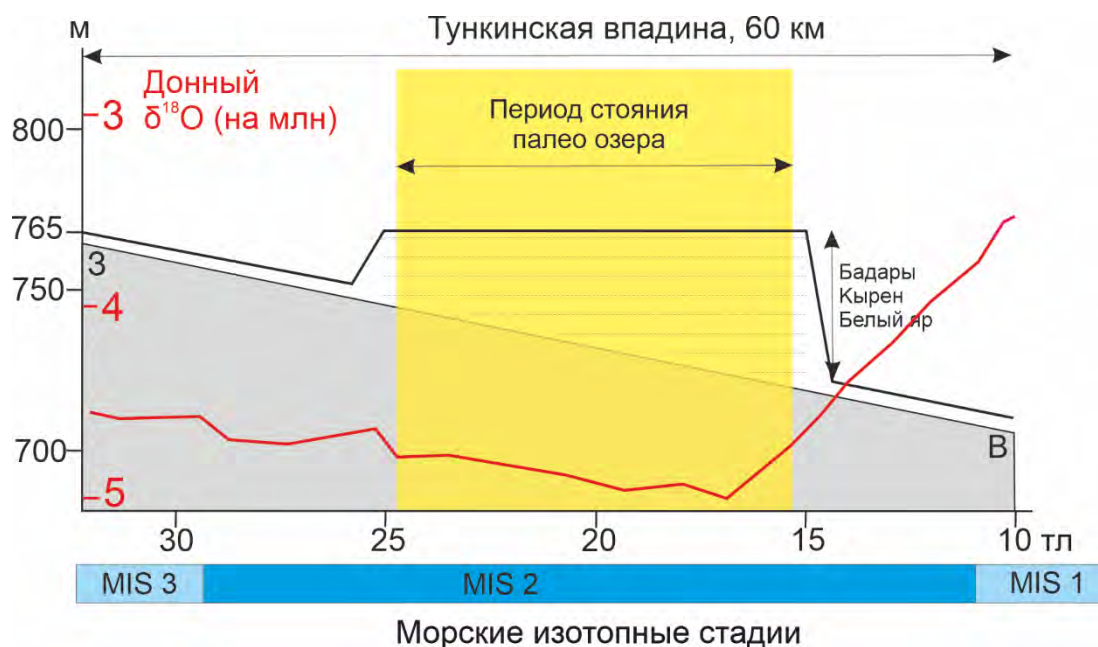


Рис. 5.37. Шкала изменения климата показана красным цветом (на основе содержания в донных отложениях $\delta^{18}\text{O}$ (на миллион) (Lisiecki & Raymo (2005)). Уровень отложений впадины показан черным цветом. Наклонное дно долины показано серым цветом.

Возраст прорыва плотины может быть несколько моложе, так как верхняя граница отложений дельты переработана эоловой деятельностью. Подтверждением этого может быть наличие седиментов крупной песчаной фракции аллювиальной фации в донных отложениях озера Енгарга (рис. 5.19) с возрастом меньше 14.8 тыс. лет. (Безрукова и др., 2022). Дальнейшее развитие рельефа поверхности Тункинской впадины проходило под знаком классической для рифтовых впадин эволюции, о чем свидетельствует проведенный нами анализ террасовых комплексов р. Иркут. На голоценовый врез р. Иркут значительное влияние оказал климат и нисходящие тектонические движения, произошло избыточное заполнение впадины осадками и формирование меандрового поля. Маркеры инверсионной тектонической компоненты в рыхлых осадках голоцена внутри ТВ не

зафиксированы, очевидно, что базис эрозии р. Иркут в позднеплейстоцен-голоценовое время не претерпевал значительных изменений и изученные разрезы террас документируют нисходящие тектонические движения во впадине, характерные для рифтовых режимов. При этом формируются как нормальные пойменно-террасовые комплексы, так и ложные террасы при подмыве делювиально-пролювиальных шлейфов предгорных частей и конусов выноса боковых притоков.

5.5. Торская впадина.

Торская впадина – вторая по величине впадина Тункинской системы (30/20 км), расположена между Тункинской и Быстринской впадинами и отделена от них низкогорным Еловским отрогом и Быстринской гривой, соответственно. В структурном плане она схожа с Тункинской, имеет крутой северный борт по плоскости Тункинского разлома и выполаживающееся на юг дно фундамента, переходящее в северный склон хр. Хамар-Дабан. Максимальная глубина по данным бурения 500-600 м. Осадочное заполнение по литологическому составу и условиям осадконакопления также похоже на осадочный комплекс Тункинской впадины и представлено танхойской, ановской, ахаликской свитами с различием в мощности, и четвертичным покровом (рис. 5.38). Однако в низах танхойской свиты Торской впадины отмечаются аллювиальные галечники мощностью до нескольких метров (Мазилов и др., 1972). Южный борт Торской впадины вместе с прилегающим на западе Еловским отрогом и Быстринским звеном ТСВ на востоке вовлечены в инверсионное поднятие, вследствие чего русло р.Иркут на Торском участке мигрирует на север, приближаясь местами к южному склону Тункинских Гольцов.

Поверхность аккумулятивной равнины Торской впадины градируется плоскостями террас (рис. 5.39), среди которых выделяют низкую и высокую пойму, и три, местами больше, надпойменные террасы изучением которых в разное время занимались (Равский, 1972; Мац и др., 2001; Уфимцев и др., 2004; Коломиец, 2010; Рыжов и др., 2016).

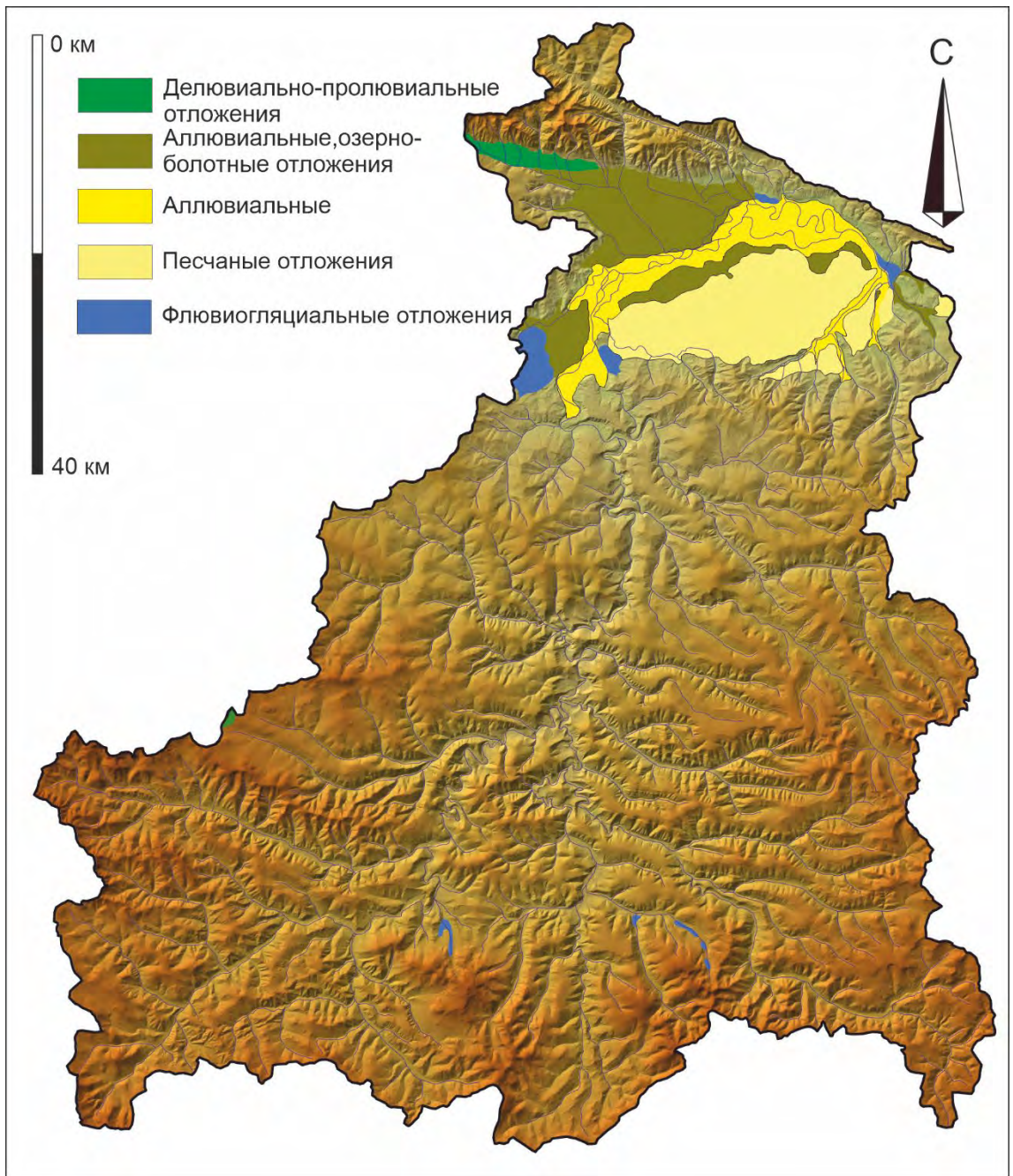


Рис. 5.38. Торжская впадина в границах водосборного бассейна (по данным геологической карты (<http://www.vsegei.com/ru/info/webmapget>)).

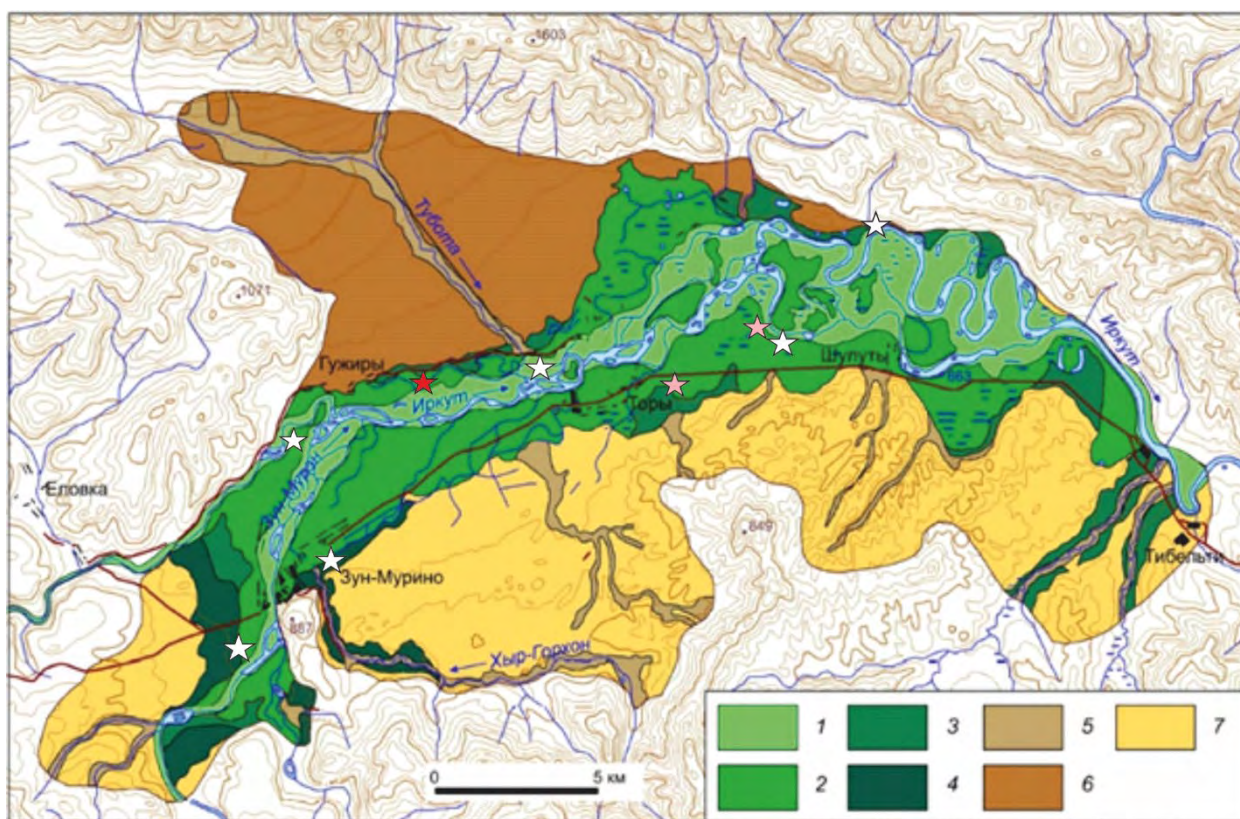


Рис. 5.39. Геоморфологическая схема Торской впадины, заимствована из работы (Рыжов и др., 2016). 1 - пойма; 2 - первая терраса; 3 - вторая терраса; 4 - третья терраса; 5 - долины притоков р. Иркут; 6 - подгорные шлейфы; 7 - полигенетические поверхности. Красной звездочкой отмечено место разреза (Рыжов и др., 2016), розовые звездочки – археологические объекты (Ташак и др., 2017), белые звездочки – наши разрезы 2022 г.

В пределах Торской впадины изучены несколько разрезов террас, охарактеризованных ^{14}C возрастaми от 40 тыс. лет до современности. В работе (Рыжов и др., 2016) рассчитанные средние скорости аккумуляции осадков террасовых комплексов составили диапазон от 0.19 мм до 0.42 мм/год, для разных возрастaов. Особенностью строения Торской впадины является наличие в южной части песчаного шлейфа, покрывающего участок северного склона хр.Хамар-Дабан, происхождение которого является предметом дискуссии.

Как и при изучении осадочного комплекса Тункинской впадины, наша работа была направлена на исследование склоновых отложений, террасового эрозивно-аккумулятивного комплекса долины р. Иркут, а также песчаного массива, покрывающего северный склон хр.Хамар-Дабан. Нaми были оценены параметры террасовых комплексов

Торской котловины по нескольким разрезам (рис. 5.39), относящимся к долинам рек Иркут и его основного правого притока – р. Зун-Мурин. По данным исследований, высота террас р. Иркут в Торской котловине превышает высоту террас Тункинской котловины, но имеет тенденцию к уменьшению в направлении с запада на восток. Вероятно, на формирование аллювиальной равнины в Торской впадине оказала значительное влияние р. Зун-Мурин, имеющая водосборную площадь более 4 тыс. км², заполнившая котловину огромным объемом материала, принесенного с хр. Хамар-Дабан (см. глава 4.7). Этим обусловлено превышение высоты первой террасы в Торской котловине (5 – 5.5 м) по сравнению с террасами Тункинской впадины (3 м) и наличие высоких древних террас (до 19 м) на периферии впадины.

Террасы р. Зун-Мурин были оценены по левому берегу реки, на участке от федеральной трассы на 2 км на юг, вглубь речной долины. Около трассы террасовый комплекс разбивается на 3 уровня: 4.5 м – 7 м – 9.5 м. В 2 км выше по течению комплекс расчленяется на систему террас с небольшим превышением высоты относительно друг друга: 1 м, 2 м, 0.5 м, 1 м, 6.5 м, 3.5 м, 5 м. Хорошо прослеживаются уровни 3 – 3.5 м и 11 м от уреза реки. 3-х метровая терраса сложена крупным галечником, 11-метровая имеет мощный субаэральный чехол до 2-х метров. На самом южном участке, в районе обнажения Славин Яр, есть небольшой участок с немного наклонным уровнем, высотой 19.5 м. Возможно, это фрагмент древней террасы, причлененной к коренному склону, либо это пологая поверхность склона, подрезанная рекой. В районе поселка Зун-Мурин реки Зун-Мурин и Иркут, очевидно, размывают конус выноса р. Зун-Мурин, выносящей большой объем материала из своего водосборного бассейна. Нижние террасы сложены крупным галечником до высоты 3 м. На южном окончании д. Зун-Мурин зафиксирована прислоненная к коренному выступу терраса р. Иркут, высотой 7 м. от уровня аллювиальной равнины р. Иркут, перекрытая линейными и дунообразными эоловыми формами из переветренных песков. Таким образом, в Торской впадине, в районе выхода р.

Зун-Мурин в пределы долины р. Иркут, террасовый комплекс реки Иркут имеет общую высоту 10 м. Однако профиль высокой террасы полого падает на север и, в районе прижима р.Иркут к Еловскому отрогу, терраса имеет высоту 8 метров. На восток, к д. Торы, сумма высот двух террас снижается до 5, в районе д. Шулуцы общая высота комплекса из 2-х террас равна также 5 м. Здесь были сделаны врезки Шулуцы 1 и Шулуцы 2 в террасовые уступы разной высоты, для получения данных о генезисе и возрасте террасовых образований. Ниже приводим описание разрезов.

Шулуцы 1.

Обнажение в правом берегу р.Иркут в 2,7 км к западу от с.Шулуцы, вскрывает террасу высотой 5м (51° 48.250, 103° 5.211). Простираение южной стенки - 290°, абсолютная высота по поверхности – 672м.

Разрез представлен перстративным аллювием. Верхняя пойменная фация мощностью до 2-х м от дневной поверхности перекрыта почвенным горизонтом, подстилается русловым аллювием с вскрытой мощностью до 2.5 м.

Стратиграфическое описание южной стенки врезки (рис. 5.40):

10. Почвы 2-х генераций, гумусированные лессы, разделенные палевой лессовидной прослойкой, в подошве слоя – криогенные деформации.

20. Субаэральная пачка переветренных мелких песков, супесей, с тонкими прослойками почв. Пачка деформирована.

30. Пачка аллювия пойменной фации. Переслаивающиеся светло-серые супеси и суглинки. Суглинки серые – темно-серые, с горизонтами ожелезнения ок. 1-2 см. Вся пачка имеет наклон к западу 10-20°. В подошве – горизонт интенсивного ожелезнения от 2 до 3 см.

40. Переслаивающиеся косослоистые пески от белесого до рыжего цвета. Зерна слабоокатанные, крупнозернистые. Встречаются отдельные гальки от 0.5 до 2 см. В

рыжем песке много темноцветных минералов, кварц окрашен. В нижней части пачки крупнозернистые пески сменяются среднезернистыми. Слюда отсутствует.

50. Переслаивающиеся волнистые мелкозернистые пески. В верхней части темные, внизу светло-серые. Встречаются суглинистые прослойки до 1 см. Слоистость горизонтальная. Есть слюда.

60. Пачка косослоистых песков мощностью до 50 см. Сортированные. Пески от мелко до крупнозернистых. Цвет светло-серый, серый, рыжеватый. Встречаются отбивки по темноцветным минералам. Зерна среднеокатанные. В подошве – галечный горизонт с горизонтальным простиранием, мощностью до 10 см. Галька от 0.5 до 5 см.

70. Косослоистый крупнозернистый песок, мощность слоя до 20 см.

80. Слоистые волнистые пески от мелкого до крупнозернистых. Светло-серые – серые. В слое зафиксирован фрагмент дерева в органической оболочке, косо расположенный от верхней до нижней границы горизонта. Взят образец на ^{14}C (Шулуты-22 №1, дерево) с глубины 3.4 м.

90. Пачка косослоистых светло-серых песков с зерном средней окатанности, с включением отдельных галек. В середине пачки – горизонты ожелезнения.

100. Косослоистые крупнозернистые пески с галечными отбивками. Зерно слабоокатанное, много темноцветных минералов.

В горизонтальных слойках песка присутствуют фрагменты слюдистых минералов, в косослоистых – нет.

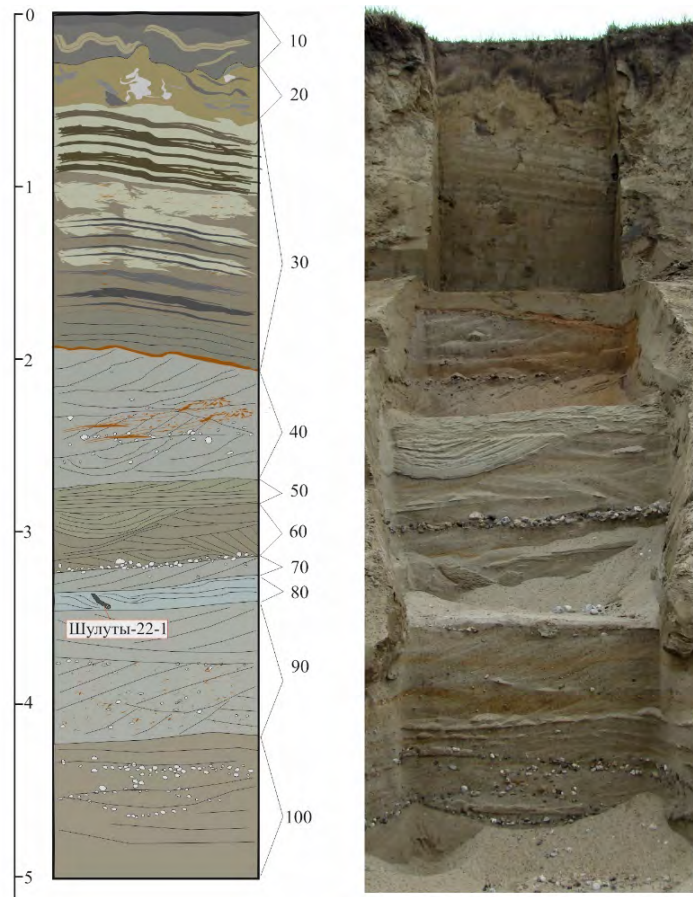


Рис. 5.40. Врезка Шулу́ты-1 в обнажение правого берега р.Иркут. Южная стенка.

Шулу́ты 2.

Находится в 20 м к востоку от врезки Шулу́ты 1. Простирание южной стенки - 290°, Абсолютная высота по поверхности – 670 м.

Стратиграфическое описание южной стенки врезки (рис. 5.41):

10. Современная почва, под ней субэаральные неслоистые отложения.

20. Слой аллювия пойменной фации. Переслаивающиеся светло-серые супеси и суглинки. Суглинки серые – темно-серые, с горизонтами ожелезнения ок. 1-2 см (похожие на №30 врезки Шулу́ты 1).

30. Пачка переслаивающихся суглинистых гумусированных почв нескольких генераций и серых суглинков. Вверху - погребенная торфянистая почва, волнообразно деформированная. Нижняя граница неровная. Мощность пачки – 0.8 м.

40. Пачка слоистых суглинков и оглеенных глин. От серого до сизого цвета. Встречаются небольшие линзы речного крупнозернистого песка. Вскрытая мощность – 0.6 м.

Общая глубина разреза – 2.8 м.

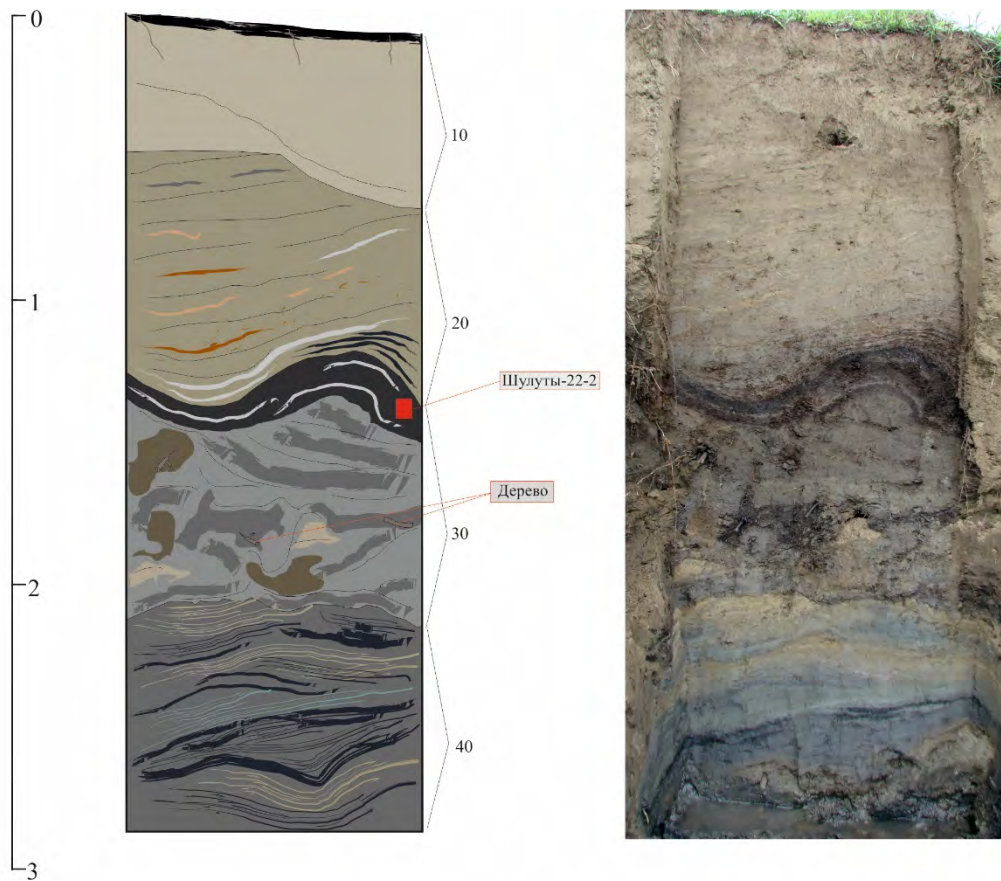


Рис. 5.41. Врезка Шулууты-2 в обнажение правого берега р. Иркут. Южная стенка.

Возраст террасового комплекса р. Иркут в Торской котловине приводится по уже известным данным радиоуглеродного датирования из статей (Рыжов и др., 2016; Ташак и др., 2017). Для субэразальных отложений первой террасы правого берега р. Иркут в районе протоки Тыбыргый (рис. 5.42), перекрывающих аллювиальную толщу пойменной фации, была получена дата по остаткам древесного угля из кострища археологического местонахождения Тыбыргый – 6430 ± 130 л. н. (ЛУ-7968) (Ташак и др., 2017). По погребенной почве, в толще субэразальных отложений археологического объекта Пологий холм, находящегося в 2-х км к ЮЗ от Тыбыргыя получена дата – 5250 ± 90 лет назад (ЛУ-7969).

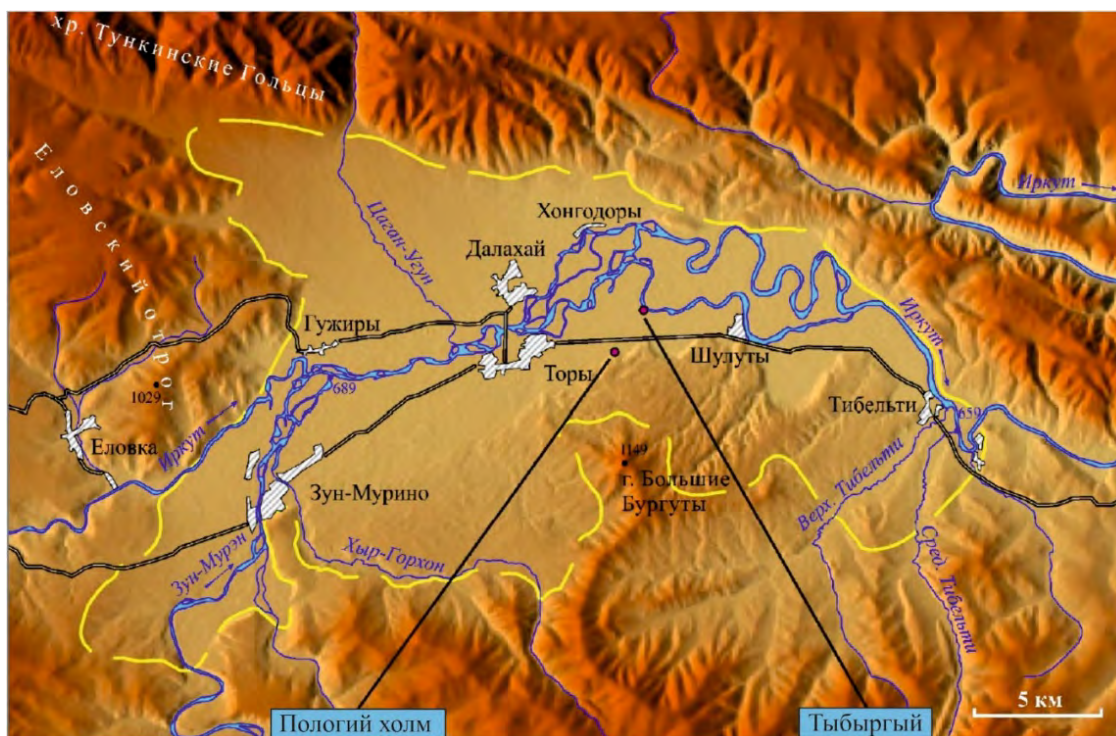


Рис. 5.42. Схема расположения археологических объектов Торской котловины, приводится из статьи (Ташак и др., 2017).

В СВ части Торской котловины, в районе прижима р. Иркут к Зыркузунской глыбе нами был обнаружен протяженный горизонтальный уровень высотой 18 м от уреза реки, который возможно также маркирует один из уровней древней поверхности долины, сохранившийся фрагментарно.

5.6. Общая характеристика отложений эолового генезиса в ТСВ

Эоловые процессы активны во многих рифтовых системах, они приводят к образованию обширных полей эоловых отложений, которые представлены и в ТСВ. Хотя изучение осадков эолового генезиса не входило в список задач данного исследования, автором для более полной характеристики процесса седиментации сделан краткий общий обзор для всей ТСВ. Оценка влияния эоловых процессов на формирование рельефа впадин ТС в позднем плейстоцене – голоцене основана на опубликованных данных (Выркин, 1998, 2010; Уфимцев и др., 1999; Агафонов, 2002; Акулов и Агафонов, 2005; Данько, 2009; Akulov, Rubtsova, 2011), изучении и датировании новых разрезов.

ТСВ, благодаря своей форме и простиранию, является ветровым коридором, субширотной аэродинамической трубой, выполняющим транспортирующую функцию для осадков песчаной и пелитовой фракций. Благодаря этому эоловые процессы, проявленные в стабилизированных и активных формах, имеют широкое распространение в котловинах ТСВ, в которых за период позднеплейстоценовых оледенений накопились мощные песчаные толщи. По оценке (Выркин, 1998), 23% площади крупных впадин подвержено воздействию эоловых процессов (28% по оценке (Уфимцев и др., 1999)). Направление переноса не является постоянным во времени, преимущественное направление восток – запад меняется, эпизодически, на сильные ветра западного направления (Уфимцев и др., 2008). Наличие низкогорных межвпадинных перемычек также имеет влияние на процесс ветрового переноса и аккумуляции вещества, создавая наиболее благоприятные условия аккумуляции на западных склонах отрогов. В современном рельефе широко распространены песчаные аккумулятивные формы: песчаная гора Хайр-Хан в Хойтогольской впадине, покровные массивы песков вдоль южного борта Торской впадины и оголенные песчаные массивы к востоку от Бадар и на его поверхности, выраженные котловинами выдувания, протяженными грядами и дюнами; дюнные куполообразные образования на поверхности аллювиальной равнины р. Иркут (диаметр песчаных куполов достигает 75 м при высоте около 3 м (Akulov, Rubtsova, 2011)); покровные лессовидные супеси и суглинки, заполняющие пониженные участки и эрозионные формы рельефа – овраги и погребенные долины. Например, большие площади (до 20 км²) занимают лёссовые покровы на водоразделах и террасах высотой 10 – 15 м и более в бассейнах рек Большой и Малый Зангисан (абсолютная высота 800 – 950 м). Покровные отложения представлены лёссовидными суглинками и супесями мощностью до 10 м).

По некоторым песчаным отложениям получены ^{14}C данные возраста, которые приведены в таблице № 5.4, вместе с уже известными RTL датами (Уфимцев и др., 2003; Кривоногов, 2010).

Таблица № 5.4. Данные абсолютного возраста эоловых отложений отдельных геоморфологических образований в ТСВ.

Объект	Форма рельефа	Метод датирования	Абс. Высота (м)	Возраст	Ссылка
Хайр-Хан	Песчаная дюна	IRSL	1000-1050 915-920	8360 (вершина) -10490 (подошва)	Уфимцев и др., 1999
Бадары	Котловины выдувания на поверхности	RTL	770-780	12 420 ± 2830	Уфимцев и др., 2003
Бадары	Котловины выдувания на поверхности	IRSL	770-780	13500 ± 1820	Уфимцев и др., 1999
Дюнные системы к западу от с.Тунка	Котловины выдувания	IRSL	722-730	11 550 ± 1610	Уфимцев и др., 1999
Затунка 1, дюна	Подлежащие почвы	^{14}C	714-721	523-662 л.н.	Данная работа
Затунка 2	Покровные пески террасы	^{14}C	715-718	1691-1949 л.н.	Данная работа
Белый Яр	Котловины выдувания на поверхности террасы	RTL	740-750	14 100 ± 2670 16 120 ± 3580	Уфимцев и др., 1999
Торский массив	Покровные пески на склоне хр.Хамар-Дабан	RTL		16 700 ± 4300	Уфимцев и др., 2003
Шабартайка	Покровные пески с вершины увала	RTL	810-820	9200 ± 1300	Уфимцев и др., 2003

Аккумулятивные эоловые формы во впадинах и на склонах ограничивающих впадины хребтов сформированы двумя основными типами отложений:

1. Слоистые средне и крупнозернистые песчаные отложения, как продукт переработки верхней части песчаного комплекса изначально аллювиального и озерного генезиса с небольшим расстоянием переноса, о чем свидетельствуют данные морфоскопических исследований поверхности кварцевых зерен. При этом, кварцевые

зерна, как правило, сохраняют характерную водную полировку (Уфимцев и др., 2002). Распространены по поверхности днища ТСВ неравномерно, занимают западные склоны междувпадинных перемычек и южные борта впадин. По данным термолюминесцентного и IRSL датирования (Уфимцев и др., 1999), время интенсивного формирования массивов эоловых песков охватывает промежуток между 16120 ± 3580 , (IRSL 16120 ± 2730) и 8310 ± 2630 (IRSL 8360 ± 1360) лет.

2. Покровные лессовидные супеси, формирующиеся в аридном климате, за счет дальнего пылевого переноса. Супеси обладают монотонной структурой, имеют волнисто-линзовидную слойчатость и вертикальную столбчатую отдельность, интенсивно окарбоначены. Распространены повсеместно, имеют мощность от десятков сантиметров на пологих склонах и поверхностях низких террас, до нескольких метров в заполнении эрозионных форм рельефа (Выркин, 2010).

Оба типа эоловых отложений (песчаные толщи и лессовидные отложения) формировались в ледниковое и постледниковое время. Ареал распространения этих отложений не ограничен территорией аллювиальной равнины, материал аккумуляровался и по бортам впадин. Очевидно, что процесс накопления осадков эоловой формации был нестабильным, о чем свидетельствуют гумусированные погребенные почвы в лессах, маркирующие циклическую смену процессов опустынивания и интенсивной дефляции процессом почвообразования в условиях временной оптимизации климата. Датировки органогенных остатков из этих почв позволяют провести возрастную корреляцию отложений на разных объектах исследования. Возраст палеопочвы в основании разреза археологического объекта Зангисан, представленной лессовидным суглинком, характеризуется серией радиоуглеродных AMS-дат и составляет 32000–35000 л.н. (Козырев и др., 2012). Возраст накопления лессовидных супесей и суглинков на северном склоне хр. Хамар-Дабан, изученных в разрезе оврага Зактуй находится в диапазоне 36800

– 5700 л.н. (Shchetnikov et al., 2015), на археологическом объекте Туяна лессовидные отложения имеют послекаргинский возраст (Shchetnikov et al., 2019).

В голоценовое время, в связи с кардинальной сменой характера субэразального осадконакопления, началась активная педогенизация и закрепление осадочной поверхности растительностью. Однако, на участках, подверженных поверхностной эрозии, эоловый морфолитогенез продолжался. В изученных разрезах выделяется до пяти циклов активизации эоловых процессов (Данько, 2009). Цикл включает фазу быстрого накопления отложений преимущественно эолового генезиса и фазу активного синлитогенного почвообразования. Например, в Тункинской впадине, в разрезе отложений I надпойменной террасы р. Хобок (левый приток р. Иркут), один из этапов накопления эолового материала завершается началом почвообразования с возрастом 3,3–3,4 тыс. календарных лет назад. (СОАН-7302) (Данько, 2009). В разрезах субэразальных отложений террас правых притоков р. Иркут погребенные гумусовые горизонты, сформированные на более молодых эоловых отложениях, имеют ^{14}C возрасты 2640 ± 65 л.н. (СОАН-7519) и 2180 ± 80 л.н. (СОАН-7522). Последующие циклы седиментации последовательно охарактеризованы возрастом разных этапов субатлантического периода (1885 ± 50 л.н. (СОАН-7518), 815 ± 70 л.н. (СОАН-7521), по образцам из этих же разрезов. Последний зафиксированный в разрезах (в дюнах на поверхности массива Бадар) цикл эолового осадконакопления заканчивается формированием гумусированной прослойки с ^{14}C возрастом 240 ± 50 лет назад (СОАН-7515). Такие характеристики седиментационных процессов свидетельствуют о нестабильных ландшафтно-климатических обстановках и локальных специфических условиях, однако, в целом, продолжительные эпизоды активизации эоловых процессов в ТСВ совпадают по времени с проявлениями опустынивания во внутриконтинентальных районах Азии в голоцене, что показано в палеографических работах ряда исследователей (Плеханова и др., 2007; Ковда, 2008; Данько, 2009), что связано, очевидно, с глобальной аридизацией климата.

Проявления эолового процесса существуют и в настоящее время, чему активно способствует антропогенная деятельность, сопровождающаяся вырубкой лесов, антропогенными пожарами и обнажением песчаных покровов.

5.7. Выводы по главе 5

Комплексное исследование, проведенное по всем впадинам Тункинской системы, показало, что формирование рельефа западной части ТСВ (Мондинская, Туранская, Хойтогольская) в позднечетвертичное время определяется периодическим изменением климата и сменой знака тектонических движений. Глобальное похолодание в позднем плейстоцене (МИС 5d, МИС 4, МИС 2) привело к снижению снеговой границы и формированию центров оледенения на Окинском плоскогорье, в хребтах Большой Саян и Тункинские Гольцы. Ледники, стекающие во впадины, привели, в некоторых случаях, к их полному заполнению. В Мондинской впадине сформировался ледом мощностью до 300 м. В других случаях ледники выходили во впадины и формировали конечно-моренные комплексы у основания горных хребтов (Хойтогольская, Тункинская впадины). В периферийной части ледников формировались приледниковые равнины, сложенные флювиогляциальными отложениями. Мощность таких отложений могла достигать 100 м и более. Оледенение повлияло на существовавшую гидросеть. В Хойтогольской впадине произошла перестройка речной сети с формированием подпорного озера и нового направления стока р. Ихе-Ухгунь. Таким образом, в современном рельефе на западном фланге Тункинской системы впадин преобладают ледниковые или связанные с ними формы рельефа. В гольцовой части хребтов - цирки, кары, в долинах - трогги, морены, во впадинах - все типы морен (конечные, боковые, донные) и в перигляциальной части - приледниковые равнины.

Преобладающий с миоцена режим сдвига с растяжением, с формированием сбросов и сдвиго-сбросов по зонам главных разломов, раскрытием впадин и накоплением мощных

толщ рыхлых отложений, на позднечетвертичном этапе сменился режимом сдвига со сжатием. Об этом свидетельствуют восходящие движения западной впадины Тункинской системы и позднеплейстоцен-голоценовые взбросо-сдвиговые деформации в зоне Мондинского разлома. Наличие молодых сейсмогенных деформаций свидетельствует о сохранении левостороннего взбросо-сдвигового типа движений по этому разлому, в целом, характерного для всего позднего плейстоцена. О современных восходящих движениях в пределах Мондинской впадины и Харадабанской перемычки свидетельствуют комплексы речных террас, врез которых обусловлен тектоническим фактором. Таким образом, восходящие движения в пределах Мондинской впадины и Харадабанской перемычки привели к интенсивному врезу речной сети, формированию каньонобразных долин, интенсивному размытию части ледниковых отложений и формированию тектонического макроуступа в зоне Мондинского разлома (рис. 5.43).

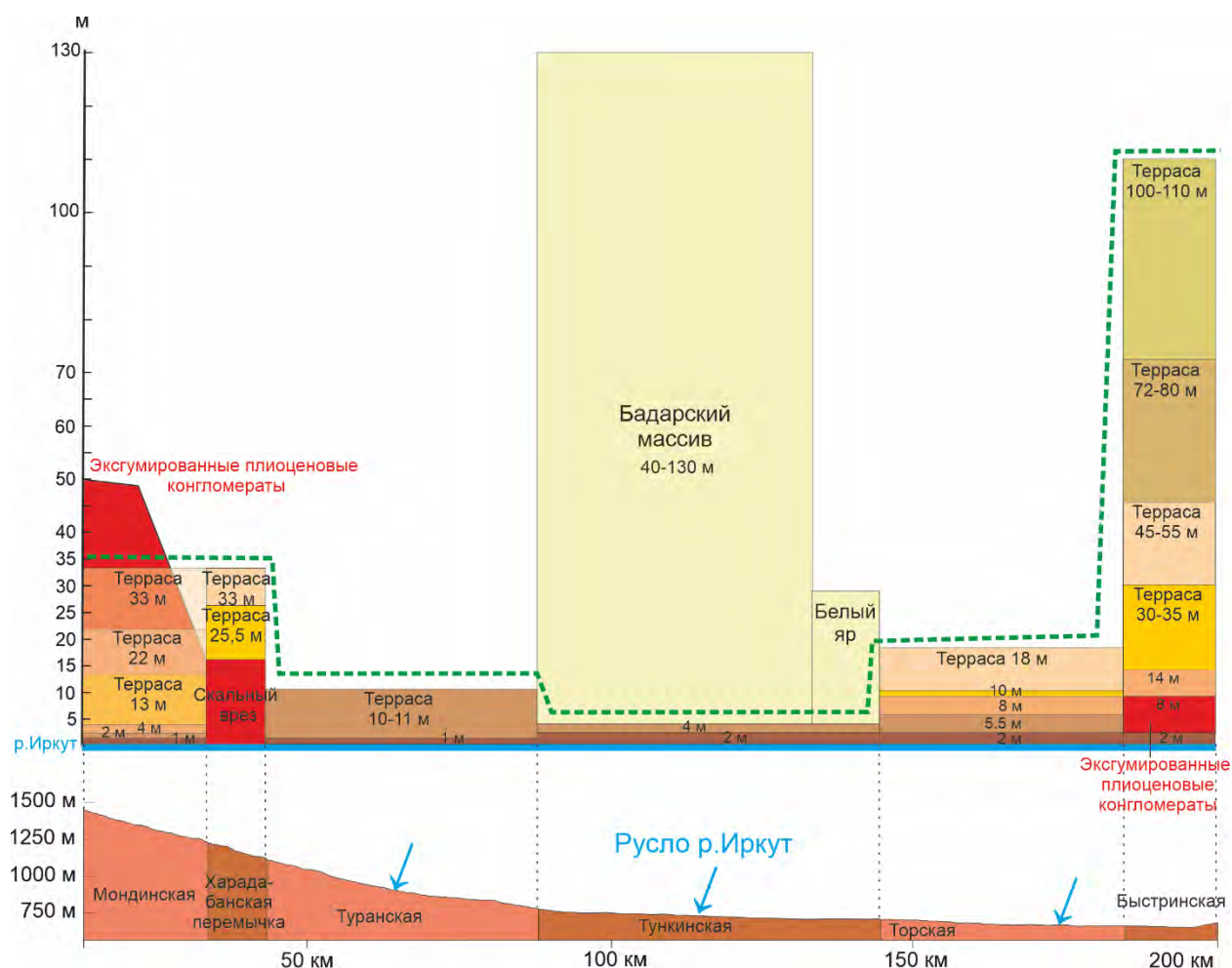


Рис. 5.43. Схема формирования террасовых уровней вдоль ТСВ в позднем плейстоцене. Зеленым пунктиром показан уровень поверхности террас вдоль р.Иркут. Тектоническая составляющая отчетливо видна на окраинных участках (Мандинская и Быстринская впадины) и области сближения хребтов, ограничивающих ТСВ (Харадабанская перемычка) (данные по Быстринской впадине из: Кононов, 2005).

Для Тункинской впадины, занимающей в системе впадин юго-западного сегмента БРС центральное место, и имеющей в ТСВ максимальные скорость и амплитуду погружения, комплексное геолого-геоморфологическое исследование позволило провести палеогеографические и геоморфологические реконструкции и определить ряд особенностей осадконакопления, где ведущую роль играли сейсмогравитационные процессы и седиментация в условиях подпорного озера. В результате детального изучения разреза Бадарского песчаного массива получены данные об аквальных условиях седиментации отложений. Ритмично построенный разрез отражает динамику формирования внутренней дельты в условиях слабых течений осложненной сезонным колебанием уровня воды. Полученные OSL даты всего разреза отражают временной отрезок 24-15 тыс. лет, в течение которого произошло накопление основной части видимого разреза. В разрезе выделяются два блока отложений, отражающих динамику осадконакопления. Нижний, основной блок, представлен дельтовым аллювием песчаной фракции, сформированный в условиях слабопроточного водоема. Верхняя часть разреза представлена эловыми песчаными отложениями, образование которых происходило после осушения водоема в условиях активизации элового переноса. Формирование внутреннего озера в пределах Тункинской впадины связано с подпором antecedentного участка р. Иркут в Еловском отроге крупными обвалами и оползнями. В результате геоморфологических реконструкций определены минимальная и максимальная высота подпора в 60 и 100-120 м, соответственно.

Анализ высот террас в долине р. Иркут с изучением разрезов и ^{14}C датированием аллювиальных отложений показал отсутствие инверсионных тектонических движений в

пределах Тункинской впадины в голоцене, которая, в отличие от краевых впадин Тункинской системы, продолжает прогибание. Таким образом, 40-90 метровый врез р. Иркут в Бадарский массив не является результатом инверсионного поднятия, а произошел в результате восстановления равновесия продольного профиля реки за счет изменения условий осадконакопления в постледниковое время.

Изучение разрезов рыхлых отложений террас р. Иркут позволило выделить 4-х, 3-х и 2-х метровые террасы, имеющие различное строение, однако, в их структуре отмечаются определенные закономерности. Отложения во всех вскрытых разрезах подстилаются речными галечниками со следами ожелезнения, которые переходят в аллювиальные пески. Возраст отложений 4-х метровой террасы по радиоуглеродным данным составляет 7-8 тыс. лет. Возраст отложений 3-х метровой террасы оценивается 3.5 тыс. лет. Терраса высотой 2 м в основном сложена старичной фацией аллювия с возрастом 3.4 тыс. лет. Старичные отложения интенсивно деформированы в складки. В одном случае, в толще песков 4-х метровой террасы, отмечены старичные отложения с возрастом 750 лет. На отрезке долины реки Иркут в Тункинской впадине зафиксированы площадные деформации рыхлых отложений в диапазоне ~ 3460-750 лет. Первичный анализ разрезов показал, что в отложениях широко отражены как криогенные, так и сейсмогенные деформации.

К востоку от Тункинской впадины, начиная с Еловского отрога, соотношение рельефообразующих факторов меняется. Палеогеографические и геоморфологические реконструкции условий осадконакопления Торской котловины, сделанные на основе предыдущих исследований и анализа новых разрезов террас вдоль р. Иркут, измерений параметров террасовых комплексов рр. Иркут и Зун-Мурин показывают сложный комплекс тектонических и климатических воздействий на процесс наполнения впадины осадками. Развитие рельефа Торской впадины в позднем плейстоцене подчинено в большей степени инверсионному тектоническому поднятию, которое проявляется на

бортах впадины. На севере это взбросо-сдвиговые подвижки по Тункинскому разлому с формированием обратных уступов, и смещением баланса развития Торского сегмента горного фронта Тункинских Гольцов в сторону эрозии, что показали результаты наших морфометрических исследований. Южный борт Торской впадины также вовлечен в инверсионное поднятие, о чем свидетельствуют эксгумированные плиоценовые конгломераты в долине р. Зун-Мурин. Значимым фактором влияния на характер осадконакопления в Торской впадине является наличие обширной водосборной сети р. Зун-Мурин, которая принесла, по нашим расчетам, до 50% материала, поступившего в ТСВ за весь орогенный этап. При размерах впадины 20/30 км, такой объем осадков несомненно оказал влияние на характер рельефа внутри котловины. Высота первой террасы р. Иркут в Торской впадине (в основании сложенной крупным галечником), почти в два раза превышающая таковой в Тунке, а также наличие более высоких террасовых уровней на периферии впадины свидетельствуют о перегруженности впадины осадками и расширении области аккумуляции за счет перекрытия прилегающих склонов. С другой стороны, сам процесс аномально активной линейной эрозии долины р. Зун-Мурин, формирующей обширную водосборную сеть, является, очевидно, геоморфологическим откликом на тектоническое поднятие южного борта Торской впадины, которое вовлекает в инверсию краевую часть аккумулятивного поля долины.

Говоря о максимальных возрастах аллювиальных отложений, зафиксированных в ТСВ, следует отметить, что имеются опубликованные данные о позднеплейстоценовых отложениях в Туранской, Тункинской и Торской впадинах (Уфимцев и др., 2003; Shchetnikov et al., 2015; Arzhannikova et al., 2018; Максимов и др., 2020). В Туранской впадине RTL методом охарактеризованы отложения конуса выноса р. Малый Зангисан, представленные косослойчатыми песками со слоями галечников, возраст накопления которых от $58\ 000 \pm 10\ 000$ до $76\ 000 \pm 9\ 000$ (Уфимцев и др., 2003). В Тункинской впадине для разрезов Белый Яр 1,2 получен ряд ^{14}C датировок органических остатков

аллювиальных песков. В нижней части разреза Белый Яр 1 пески имеют возраст 44200 ± 4500 (Shchetnikov et al., 2015). Для песчаных горизонтов в нижней части разреза Белый Яр 2, расположенных над горизонтом гиттия, получены радиоуглеродные даты $35\,440 \pm 1860$ и $40\,860 \pm 480$ (Shchetnikov et al., 2015). Исследования (Максимов и др., 2020) с применением $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирования позволили получить возраст горизонта гиттия Белого Яра 2, который составил 99 ± 20 и 101 ± 13 тыс. лет. Слоистый гиттий представляет из себя отложения старичной фации. В работе (Arzhannikova et al., 2018) получены также данные ^{10}Be возраста террасовых комплексов р. Кынгарга, которые составляют 11.75 ± 1.06 и 16.89 ± 1.55 тыс. лет для 2-й террасы, 13.87 ± 0.74 для 3-й террасы, 22.39 ± 0.9 для 5-й террасы и 23.8 тыс. лет для 6-й террасы.

В формировании осадочного комплекса ТСВ принимали участие и другие процессы (деллювиальный, селевой), не рассмотренные в данной работе из-за их небольшого распространения. Деллювиальный шлейф в подножии склонов обрамляющих впадины хребтов отражен на картах осадочного заполнения отдельных впадин, но представлен материалом в значительной степени переработанным экзогенными процессами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ ПО ДИССЕРТАЦИОННОЙ РАБОТЕ

Диссертационная работа включает в себя три блока исследований, объединенных геологической историей развития рельефа Тункинского сегмента БРЗ в позднем кайнозое, по которым получены следующие результаты:

1. Определены долгосрочные скорости смещения по разлому для отдельных геоморфологических сегментов и возраста соответствующих им геоморфологических структур Тункинской системы. Охарактеризован геоморфологический отклик эрозионно-русловой системы Тункинского хребта на тектоническую активность, что позволило

понять взаимосвязь между морфометрическими параметрами и кинематикой различных сегментов Тункинского разлома. Анализ Тункинского горного фронта свидетельствует о тектоническом контроле над его морфологией. Установлено, что на морфологические особенности влияет позднеплейстоцен-голоценовая инверсия тектонических движений вдоль восточной части Тункинского разлома. Скорости смещений в позднем плиоцене - четвертичном периоде, оцененные для отдельных геоморфологических структур Тункинской системы, варьируют в диапазоне 0.8 – 1.0 мм / год. Средняя скорость смещений сопоставима с долгосрочными скоростями, полученными для других впадин Байкальского рифта. Используя полученные скорости, мы определили последовательность формирования различных морфоструктур в пределах Тункинской системы. Определен возраст сбросового опускания Тункинской, Хойтогольской впадин и Ниловского отрога в диапазоне от 3.5 до 1.5 млн лет. Установлено, что геоморфологический отклик эрозионной системы Тункинского хребта неодинаков на разных участках Тункинского разлома. Морфометрические параметры водосборных бассейнов различаются для разных сегментов и указывают на тесную взаимосвязь между кинематикой сегментов разломов и условиями поверхностной эрозии.

2. Во втором блоке исследований, посвященном изучению денудации в верхнем (гольцовом) ярусе рельефа обрамляющих ТСВ хребтов, были впервые получены данные об обвалах и оползнях, их метрические характеристики и плотность распределения. Особенности распространения обвально-оползневых тел в горном обрамлении Тункинских впадин свидетельствует о тесной взаимосвязи гравитационных и сейсмогравитационных процессов с тектонической активностью разломов в позднем плейстоцене – голоцене, и кинематическими характеристиками разломов. Расчеты объемов денудационного сноса с южного склона Тункинских Гольцов, проведенные для разных временных периодов, показали количественный вклад экзогенных процессов в формирование осадочного заполнения ТСВ за долгосрочный и краткосрочный периоды.

Оценка скоростей денудационного сноса с южного склона Тункинских Гольцов за разные периоды показала, что в течение орогенного периода средние показатели скорости денудации составляли $56285 \text{ м}^3/\text{г}$, за период горно-долинного оледенения от 109 до 14 тыс. лет назад скорость составляла $26736 \text{ м}^3/\text{г}$, за постледниковое время от 14 тыс. лет до наших дней скорость оценена в $89286 \text{ м}^3/\text{г}$.

3. В третьем блоке исследований сделаны выводы о формировании основных элементов нижнего яруса рельефа ТСВ в условиях глобального изменения климата с участием ледниковой экзарации, эоловой и эрозионной деятельности, тектонической активности Тункинского и Мондинского разломов. Аккумулятивный чехол, заполняющий впадины Тункинской системы представлен: ледниковыми отложениями с возрастом 79 - 14 тыс. лет; озерными с возрастом 24 - 15 тыс. лет, эоловыми с возрастом 32 тыс. лет – современность, и речными с возрастом 101 тыс. лет - современность. Представлены новые данные абсолютного датирования методами ^{14}C и OSL (11 и 8 дат, соответственно) отложений, формирующих верхнюю часть заполнения впадин. Представлена новая версия продолжительного существования подпорного водоема в пределах Тункинской впадины и, как следствие, формирования крупных песчаных массивов внутренней дельты. Определены количественные параметры климатической и тектонической составляющих в формировании внутривпадинного рельефа Тункинской системы на всем ее протяжении. Исследование подтверждает наличие инверсионных проявлений в дистальных сегментах ТСВ (Мондинской, Быстринской, Торской), однако следов инверсии в продолжающей погружаться Тункинской впадине не зафиксировано. При северо-восточном направлении сжатия, характерном для деформационного режима позднего плейстоцена – голоцена, и преобладающих левосдвиговых деформациях, геометрия Тункинского разлома предполагает наличие растягивающих напряжений на этом сегменте ТСВ. Таким образом, формирование рельефа в позднем плейстоцене – голоцене ТСВ происходило в сложных

условиях изменения тектонического режима рифтовой структуры, и климатических процессов, влияние которых проявляется по отдельным впадинам дифференцировано.

Такая сложная комбинация рельефообразующих факторов в ТСВ делает объект исследования уникальным, создавая предпосылки для комплексной междисциплинарной работы, прогнозирования и оценки рисков катастрофических событий различного генезиса. Данная работа представляет новые фактические данные, полученные в период с 2018 по 2023 гг, предлагает интерпретации процессов, повлиявших на формирование современного рельефа Тункинской системы впадин. При этом, работа является этапом исследований, намеченных нами в рамках изучения эволюции рельефа юго-западного сегмента Байкальской рифтовой зоны. Методы, часть которых была использована нами для изучения ТСВ впервые (морфометрический, дешифрирование ДДЗ, количественной оценки объемов эрозии и сейсмо-гравитационных процессов), могут быть применены для исследования геологических структур с проявленными в рельефе процессами, характерными для рифтовых впадин и других зон активной тектоники.

Список литературы:

1. Агафонов Б. П. Экзолигодинамика Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1990. 176 с.
2. Агафонов Б.П. Режим поступления терригенного материала в озеро Байкал // География и природные ресурсы. 1994. № 3. С. 66–75.
3. Агафонов Б.П. Тектонически раздробленные склоны в зонах активных разломов - чуткие индикаторы умеренных сейсмических воздействий // Вулканология и сейсмология. 2002. № 1. С. 61-71.
4. Адаменко О.М., Белова В.А., Попова С.М. и др. Биостратиграфия верхнеплейстоценовых отложений Тункинской впадины // Геология и геофизика. 1975. № 6. С. 78-85.
5. Акулов Н.И., Агафонов Б.П., 2005. Эоловые пески на Байкале и их связь с ильменитовыми россыпями // Региональная геология и металлогения, № 23. С. 132-138.
6. Арембовский И.В. Стратиграфия четвертичных отложений юга Восточной Сибири. Труды Иркутского университета, серия геологическая. 1958, 14, вып.2.
7. Арефьев С.С., Быкова В.В., Гилева Н.А., Масальский О.К., Матвеев И.В., Матвеева Н.В., Мельникова В.И., Чечельницкий В.В. Предварительные результаты эпицентральных наблюдений Култукского землетрясения 27 августа 2008 г. // Вопросы инженерной сейсмологии. 2008. Т. 35, № 4. С. 5–15.
8. Аржанников С.Г., Броше Р., Жоливе М., Аржанникова А.В. К вопросу о позднеплейстоценовом оледенении юга Восточного Саяна и выделении конечных морен MIS 2 на основе бериллиевого датирования (^{10}Be) ледниковых комплексов // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 11. С. 1917–1933. doi:10.15372/GiG20151101.
9. Аржанникова А.В., Аржанников С.Г. Сеймотектонические деформации в западной части Тункинских Гольцов и современная экзогеодинамика // Геология и геофизика, 1999. - Т.40, № 2. - С. 231-234.
10. Аржанникова А.В., Аржанников С.Г. О развитии Тункинской части Байкальской рифтовой зоны в позднем плейстоцене – голоцене (по материалам структурно-геоморфологических исследований) // Геоморфология, 2015.
11. Багдасарьян Г. П., Поляков А. И., Рощина И. А. Возраст и химический состав мезозойско-кайнозойских базальтов Прибайкалья // Геохимия. 1983. № 1. С. 102-108.
12. Базаров Д.-Д.Б. Кайнозойское Прибайкалье и Западное Забайкалье. Наука, Новосибирск. 1986. 180 с.

13. Безрукова Е.В., Крайнов М.А., Щетников А.А. Новые гранулометрические и петромагнитные записи из озерных отложений юга Восточной Сибири: применение для реконструкции природной среды в позднем ледниковье и голоцене // Геология и геофизика, 2022, т. 63, № 5, с. 729—744
14. Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (6), с. 554—565.
15. Булмасов А.П. Структуры и аномалии силы тяжести криогенного происхождения в Прибайкалье. 1963. Геология и геофизика. Выпуск: 2, Том: 4. С.75-85
16. Булмасов А.П. Некоторые особенности геофизических полей и структуры земной коры Прибайкалья // Байкальский рифт / Под ред. Н.А. Флоренсова. М.: Наука, 1968. С. 113–123.
17. Вагнер Г.А. Научные методы датирования в геологии, археологии и истории. М.: Техносфера, 2006. 575 с.
18. Васьков И.М. Катастрофические обвалы: геодинамика и прогноз. Автореф. дисс. д. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 2017. 40с.
19. Выркин В. Б., 1998. Современное экзогенное рельефообразование котловин байкальского типа. Рос. акад. наук, Сиб. отд-ние, Ин-т географии. Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН. 174 с.
20. Выркин В. Б., Опекунова М. Ю. Морфология и структура бассейна р. Иркут // Эколого-географические исследования в речных бассейнах. Воронеж, 2001. С. 25–28.
21. Выркин, В. Б., 2010. Эоловое рельефообразование в Прибайкалье и Забайкалье // География и природные ресурсы. № 3. С. 25-32.
22. Геология СССР, том XXXV. Бурятская АССР. Часть I. Геологическое описание / Ред. Н.А.Флоренсов. - М.: Недра, 1964. 630 с.
23. Гилёва Н.А., Кобелева Е.А., Радзиминович Я.Б., Мельникова В.И., Чечельницкий В.В. Быстринское землетрясение 21.09.2020 Г. (Mw=5.5) в Южном Прибайкалье: предварительные результаты инструментальных и макросейсмических наблюдений // Вопросы инженерной сейсмологии. 2020. Т. 47. № 4. С. 55–71.
24. Гладков А.С., Лунина О.В. Сейсмичность юга восточной Сибири: проблемы и перспективы изучения // Геодинамика и тектонофизика. 2010. V.1. № 3. с. 249–272.
25. Голенецкий С.И. Сейсмичность района Тункинских впадин на юго-западном фланге Байкальского рифта в свете инструментальных наблюдений второй половины XX века. // Геология и геофизика, 19986, т. 39, № 2, с 260-270.

26. Голубева Л.В., Равский Э.И. Антропоген Тункинских впадин // Труды комиссии по изучению четвертичного периода. (антропогена). М.: АН СССР, 1962. т. XIX. С. 240-259.
27. Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР // Изв. АН СССР, серия геол. №17, вып.64. 1948.
28. Гросвальд М.Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М.: Наука, 1965, 166 с.
29. Гросвальд М.Г. Последнее оледенение Саяно-Тувинского нагорья: морфология, интенсивность питания, подпрудные озера // Взаимодействие оледенения с атмосферой и океаном. М.: Наука, 1987. с. 151—171.
30. Гросвальд М.Г. Оледенения и вулканизм Саяно-Тувинского нагорья // Известия АН. Серия географическая, 2003, № 2, с.83—92.
31. Данько Л.В. Эоловые отложения межгорных котловин юга Сибири: палеоландшафтные индикаторы опустынивания // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода, г. Новосибирск, 19–23 октября, 2009 г. с.174-177
32. Донская Т.В., Склярёв Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // Докл. РАН. 2000. Т. 374 (7). С. 1075-1079.
33. Емельянова Е.П. Основные закономерности оползневых процессов. М.: Недра, 1972. 310 с.
34. Еникеев Ф.И. Плейстоценовые оледенения Восточного Забайкалья и юго-востока средней Сибири. Геоморфология. 2009; (2): с. 33-49. <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2009-2-33-49>
35. Еникеев Ф. И. Песчаные массивы Чарской впадины (северное Забайкалье) // Записки забайкальского отделения русского географического общества. Чита, 23 октября 2019 года
36. Еникеев Ф.И. Палеогеография сартанского оледенения хребта Хамар-Дабан (Южное Прибайкалье) // Earth sciences. Bulletin of ZabGU. 2020. Vol.26. №.7
37. Жимулев Ф.И., Буслов М.М., Глорие С., Й. де Граве, Фидлер М.А., Измер А. Соотношение ордовикских и каменноугольно-пермских коллизионных событий в юго-восточной части тункинских гольцов Восточного Саяна (юго-западное

- обрамление Сибирской платформы) // Геология и геофизика, 2011, т. 52, № 12, с. 2075—2086
38. Зазовская Э.П. Радиоуглеродное датирование — современное состояние, проблемы, перспективы развития и использование в археологии // Вестник археологии, антропологии и этнографии. 2016. № 1 (32).
39. Замараев С.М. Гравитационный тектогенез в осадочной толще впадины озера Байкал // Круговорот вещества и энергии в озерных водоемах. Новосибирск, Наука, 1975, с. 418-423.
40. Золотарёв Г.С. Опыт классификации гравитационных движений горных пород на склонах в инженерно-геологических целях//Учен. Зап. Моск. ун-та. Геол., 1956. - 176 с.
41. Золотарев Г.С. Генетические типы оползней, их развитие и изучение // Материалы совещания по изучению оползней и мер борьбы с ними. Киев, 1964. с. 165-170.
42. Ивановский Л. Н. Экзогенная литодинамика горных стран. Новосибирск: Наука, 1993. 160 с.
43. Инженерная геология Прибайкалья / Под общ. ред. Г.Б. Пальшина. М.: Наука, 1968. 189 с.
44. Исаев В.П. «Грязевые» вулканы впадин Байкальской рифтовой системы // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2007. С. 133–137.
45. Карабанов Е.Б., Кузьмин М.И., Вильямс Д.Ф. Глобальные похолодания Центральной Азии в позднем кайнозое согласно осадочной записи из озера Байкал // Докл. РАН. 2000. Т. 370. №. 1. С. 61-66.
46. Ковда В.А., 2008. Проблемы опустынивания и засоления почв аридных регионов мира. М.: Наука. 415 с.
47. Козырев А.С., Щетников А.А., Клементьев А.М., Филинов И.А., Федоренко А.Б., Хензыхенова Ф.И. География и возраст ископаемых артефактов верхнего неоплейстоцена в Тункинской рифтовой долине // Иркутск. Известия ИГУ. 2012. №1. С.106-125
48. Коломиец В. Л. Реконструкции параметров палеопотоков по ископаемым осадкам // Вестн. Бурят. ун-та. Сер. 3: география, геология. 1998. Вып. 2. С. 92–100.
49. Коломиец В.Л. Седиментогенез плейстоценового аквального комплекса и условия формирования нерудного сырья суходольных впадин байкальской рифтовой зоны // Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2010. 19 с.

50. Коломиец В.Л. Седиментогенез осадочных толщ урочища Бадар в Тункинской рифтовой долине // Рифтогенез, орогенез и сопутствующие процессы. Материалы IV Всероссийского симпозиума с участием иностранных ученых, посвященного 90-летию со дня рождения академика Н.А. Логачева, Иркутск, 14–15 октября 2019 г.
51. Коломиец В. Л. Плейстоценовый литогенез суходольных впадин Байкальской Сибири // Проблемы региональной геологии запада Восточно-Европейской платформы и смежных территорий: материалы II Междунар. науч. конф., Респ. Беларусь, Минск, 16 февр. 2021 г. / Белорус. гос. ун-т; редкол.: О. В. Лукашёв (гл. ред.). Минск: БГУ, 2021. С. 71-76.
52. Кононов Е.Е., Мац В.Д. История формирования стока вод Байкала // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1986. № 6. С. 91–98.
53. Кононов Е.Е. Байкал. Аспекты палеогеографической истории. Иркутск, 2005. 125 с.
54. Корженков А.М. Сейсмогеология Тянь-Шаня (в пределах территории Кыргызстана и прилегающих районов). Бишкек: Илим, 2006. 290 с.
55. Кривоногов С.К. Осадконакопление во впадинах Байкальской рифтовой зоны в позднем плейстоцене и голоцене: Автореф. дисс. д.г.-м.н. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2010, 32 с.
56. Кропоткин П.А. Исследования о ледниковом периоде // Зап. РГО по общей географии, 1875. т. 7, книга 1.
57. Кропоткин П.А. Поездка в Окинский караул // Записки Сибирского отделения русского географического общества. Кн. 9—10. Иркутск, 1867, с. 31—76.
58. Кузьмин Я.В. Радиоуглеродный метод и его применение в современной науке//Вестник РАН. 2011. Т. 81. № 2. С. 127-133.
59. Кульчицкий А.А., Осадчий С.С., Мишарина В.А. и др. Результаты изучения песчаных отложений Тункинской впадины (разрезы Белый Яр I и II) // Материалы Иркутского геоморфологического семинара. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1994. С. 100-103.
60. Ламакин В.В. Прошлое рельефообразования в Тункинском Прибайкалье // Землеведение. 1935. Т. 37. Вып. 1. С. 1–26.
61. Ларин С.И. Гляциально-нивальный морфолитогенез Тункинского рифта в позднем неоплейстоцене и голоцене // Рифтогенез, орогенез и сопутствующие процессы: Материалы IV Всероссийского симпозиума с участием иностранных ученых, посвященного 90-летию со дня рождения академика Н.А.Логачева / Под редакцией С.В.Рассказова, С.П.Приминой. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2019. С.89-91.

62. Логачев Н.А. Кайнозойский вулканизм Тункинской впадины // Бурят-Монгольская комплексная экспедиция, 1952-1954. Вып. 1. Улан-Удэ: Бурят-Монгольск. кн. изд-во, 1954. С. 139-145.
63. Логачев Н.А., Кравченко Е.В. Размещение базальтов в Тункинской впадине // Доклады АН СССР, т.104, № 3, 1955.
64. Логачев Н.А. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа // Изв. АН СССР, серия геол., 1958. С.18-29.
65. Логачев Н.А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт (ред. Флоренсов Н.А.). М.: Наука, 1968. С. 72-101.
66. Логачев Н.А., Антощенко-Оленев И.В., Базаров Д.Б. и др. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. 359 с.
67. Логачев Н. А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 391– 406.
68. Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Инженерная геодинамика [Книга]. Л.: Недра, 1977. стр. 480.
69. Лукина Н.В. Четвертичные движения по разломам юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны // Геотектоника. 1989. № 2. С. 89-100.
70. Лунина О.В., Гладков А.С. Разломная структура и поля напряжений западной части Тункинского рифта (юго-западный фланг Байкальской рифтовой зоны) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 10. С. 1235–1247.
71. Лунина О.В., Гладков А.С., Шерман С.И. Вариации полей напряжений Тункинского рифта (Юго-Западное Прибайкалье) // Геотектоника. 2007. № 3. С. 69–96.
72. Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н. Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2009. 316 с.
73. Лыхин Д. А., Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Сальникова Е. Б., Котов А. Б., Анисимова И. В., Плоткина Ю. В. Геохронология магматизма Ермаковского бериллиевого месторождения (Западное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений, 2010, том 52, № 2, с. 126–152
74. Львов А.В. О геологических исследованиях в Тункинских и Китоиских Альпах // Советская Азия, 1930, № 3-4, 5-6, с. 23-48.
75. Мазиллов В. Н., Ломоносова Т. К., Климанова В. М., Кашаева Г. М., Ершов Р. И., Семенова Г. О. Литология третичных отложений впадин юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. М., Наука, 1972, 119 с.

76. Мазилев В.Н., Кашик С.А., Ломоносова Т.К. и др. Олигоценые отложения Тункинской впадины (Байкальская рифтовая зона) // Геология и геофизика. 1993. Т.34, №8. С. 81-87.
77. Макаров С.А. Сели Прибайкалья. 2012. Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН. 111 с.
78. Макаров С. А., Рыжов Ю. В., Кобылкин Д. В., Рященко Т. Г. Формирование речных террас в условиях высокой сейсмичности // География и природные ресурсы. 2016. № 1. С. 103–110
79. Мак-Калпин Д. П. Палеосейсмология (в 2-х т.); перевод с английского, науч. ред. А. Л. Стром. Москва: Научный мир, 2011.
80. Максимов Е.В. О происхождении террас Мондинской котловины в Восточном Саяне // Известия Всесоюзного географического общества, 1965, т. 97, вып. 4, с. 370-373.
81. Максимов Ф.Е., Савельева Л.А., Лаухин С.А., Ларин С.И., Арсланов Х.А., Кузнецов В.Ю., Григорьев В.А., Старикова А.А. Геохронометрическая характеристика и условия формирования озерно-аллювиальной толщи в разрезе Белый Яр-II (Тункинская котловина) // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2015. С. 297–299.
82. Максимов Ф.Е., Савельева Л.А., Лаухин С.А., Петров А.Ю., Попова С.С., Ларин С.И., Кобылкин Д.В., Кузнецов В.Ю., Григорьев В.А., Левченко С.Б., Якимова К.С. Новые данные о возрасте и условиях формирования плейстоценовых отложений восточной части Тункинской котловины. География и природные ресурсы, 2020, № 3, С. 117–129
83. Мартинсон Г.Г. Ископаемые губки из Тункинской котловины в Прибайкалье // Доклады АН СССР, т. II, № 5, 1948.
84. Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алакшин А.М., Поспеев А.В., Шимараев М.Н., Хлыстов О.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Издво СО РАН, филиал «Гео», 2001. 252 с.
85. Медведев М.Е. Новые данные о возрасте базитов Хамар-Дабана // ДАН СССР. 1968. Т. 17, № 6. С. 1378–1381.
86. Медеу А. Р., Благовещенский В. П., Жданов В. В. Гравитационные сейсмодислокации в горных районах юго-восточного Казахстана // География и природные ресурсы. 2018. № 1 с. 197–206.

87. Методические рекомендации по опробованию при проведении средне- и мелкомасштабных полевых работ – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. Протокол №25 от 03.06.2020.
88. Микулаш Р., Дронов А. 2006. Палеоихнология - введение в изучение ископаемых следов жизнедеятельности. Прага: Геологический институт АН Чешской Республики, 122 с.
89. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. 359 с.
90. Налетов П.И. Стратиграфия центральной части Бурятской АССР. М.: Госгеолтехиздат, 1961.
91. Николаев Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., 1962
92. Обручев, В.А. История геологического исследования Сибири. Период четвертый (1899 – 1917) / В.А. Обручев. М.: Акад. наук, 1937. 214 с.
93. Обручев, В.А. Геология Сибири / В.А. Обручев. Л. М.: АН СССР, 1938. – Т.3.
94. Обручев С.В. Восточная часть Саяно-Тувинского нагорья в четвертичное время // Известия Всесоюзного географического общества, 1953, т. 85, вып. 5, с. 532—546.
95. Олюнин В.Н. Неотектоника и оледенение Восточного Саяна. М.: Наука, 1965. 128 с.
96. Опекунова М. Ю. Морфология речных террас бассейна реки Иркут // География и природные ресурсы. 2009. № 4. С. 92–100.
97. Осадчий С.С. Региональный геоморфологический уровень в системе Муйских впадин и его геотектоническая интерпретация. Геоморфология. 1981; (2): с. 84-91.
98. Осадчий С.С. Следы Максимальной трансгрессии Байкала // География и природные ресурсы, 1995, №1. С. 179-189.
99. Плеханова Л.Н., Демкин В.А., Зданович Г.Б., 2007. Эволюция почв речных долин степного Зауралья. М.: Наука. 236 с.
100. Покатилов А. Г. Палеонтология и стратиграфия кайнозоя юга Восточной Сибири и сопредельных территорий. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2004. 275 с.
101. Попова С. М., Мац В. Д., Черняева Г. П. и др. Палеолимнологические реконструкции. Байкальская рифтовая зона / Отв. ред. Н. А. Логачев; АН СССР, Сиб. отд-ние, Лимнол. ин-т. - Новосибирск : Наука : Сиб. отд-ние, 1989. С. 109.
102. Пустоваров, В. А., Люминесценция твердых тел: учебное пособие / Екатеринбург: Изд-во Урал. ун-та, 2017. 128 с.

103. Равский Э.И. К стратиграфии четвертичных (антропогеновых) отложений юга и востока Сибирской платформы. Труды ГИН АН СССР, 1960. Вып. 29. С. 45-69.
104. Равский Э.И., Голубева Л.В. Эоплейстоцен Тункинской впадины // Доклады АН СССР. 1960. т. 135. № 5. С. 49-56.
105. Равский Э.И., Александрова Л.П., Вангенгейм Э.А., Гербова В.Г., Голубева Л.В. Антропогеновые отложения юга Восточной Сибири. Труды ГИН АН СССР. М.: Наука, 1964. Вып. 105. 280 с.
106. Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972. 335 с.
107. Радзиминович Я.Б., Середкина А.И., Мельникова В.И., Гилёва Н.А. Землетрясение 29.03.2019 г. в западной части Тункинской системы впадин: Очаговые параметры и макросейсмические проявления // Вопросы инженерной сейсмологии. 2020. Т. 47, № 2. С. 64–80. <https://doi.org/10.21455/VIS2020.2-4>
108. Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: ВО «Наука». Сибирская издательская фирма, 1993. 288 с.
109. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь Южная и Восточная Азия). Новосибирск, Наука, Сибирское отделение, 2000. 288 с.
110. Рассказов С.В., Саньков В.А., Ружич В.В., Смекалин О.П. Кайнозойский континентальный рифтогенез: Путеводитель геологической экскурсии в Тункинскую рифтовую долину. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. 40 с.
111. Рассказов С.В., Лямина Н.А., Лузина И.В., Черняева Г.П., Чувашова И.С., Усольцева М.В. Отложения Танхойского третичного поля. Южно-Байкальская впадина: стратиграфия, корреляции и структурные перестройки в Байкальском регионе // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2014. Т. 5, № 4. С. 993–1032.
112. Резницкий Л. З., Травин А. В., Беличенко В. Г., Школьник С. И., Бараш И. Г., Летникова Е. Ф. ^{40}Ar – ^{39}Ar -Возраст полифациального метаморфизма осадочно_вулканогенных толщ Тункинских гольцов (Восточный Саян) // Доклады Академии Наук, 2013, том 448, № 6, с. 684–688
113. Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков). Пер. с англ. - М.: Недра, 1981. 439 с. Пер. изд.: ФРГ, США, 1975.

114. Рухин Л.Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Л.: Недра, 1969. 703 с.
115. Рыжов Ю.В., Кобылкин Д.В., Опекунова М.Ю., Макаров С.А. Низкие речные террасы Торской котловины: строение, этапы и условия формирования // Евразия в кайнозое. Стратиграфия, палеоэкология, культуры. V Международная конференция. Иркутск, 7–9 ноября 2016г
116. Саньков В. А., Леви К. Г., Кале Э., Девершер Ж., Лесне О., Лухнев А. В., Мирошниченко А. И., Буддо В. Ю., Залуцкий В. Т., Башкуев Ю. Б. Современные и голоценовые горизонтальные движения на байкальском геодинамическом полигоне // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 3. С. 422-430.
117. Сейсмоструктура и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья / Под ред. В.П. Солоненко. М.: Наука, 1968. 220 с.
118. Сейсмоструктура и сейсмичность юго-восточной части Восточного Саяна / Ред. В.П.Солоненко. Новосибирск. Наука.1975. 134с.
119. Семеней Е.Ю., Щетников А.А., Филинов И.А., Вещева С.В., 2014. Условия формирования и корреляция отложений опорных разрезов верхнего неоплейстоцена юга Восточной Сибири по литохимическим данным. Вестник ИрГТУ №9 (92). С. 89-99
120. Семеней Е.Ю. Стратиграфия и корреляция отложений верхнего неоплейстоцена юга Сибирской платформы и Тункинского рифта. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Санкт-Петербург, 2015. 23 с.
121. Семинский К.Ж. Главные факторы развития впадин и разломов Байкальской рифтовой зоны: тектонофизический анализ // Геотектоника, 2009, № 6, с. 1-17.
122. Сизов А.В. Верхний плейстоцен юго-западного Прибайкалья. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2014. 16 с.
123. Смекалин О.П. Палеоземлетрясения в Тункинской системе рифтовых впадин. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2000. 18 с.
124. Смекалин О.П. Изучение палеосейсмогенных деформаций Южного Прибайкалья. М.: ИФЗ РАН, 2008. 101 с.
125. Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Имаев В.С. Палеоземлетрясения Прибайкалья: методы и результаты датирования. Геодинамика и тектонофизика. 2010; 1(1): сс. 55-74. <https://doi.org/10.5800/GT-2010-1-1-0006>
126. Солоненко В.П., Пальшин Г.Б., Гречищев Е.К. Обвалы на Байкале // Труды Иркутского ун-та. Сер. геол. 1951. Т. 5. № 2. С. 69-83.

127. Солоненко В.П. Некоторые задачи современного микросейсмического районирования // Геология и геофизика. 1962. № 9. С.69–82.
128. Солоненко В. П., Хромовских В. С. и др. Некоторые сеймотектонические и инженерно-сейсмогеологические аспекты проблемы сотрясаемости при землетрясениях. Изучение сейсмической опасности. Ташкент, «ФАН», 1971.
129. Солоненко В.П. Землетрясения и рельеф // Геоморфология. 1973. №4. С.3-13.
130. Солоненко В.П. Сейсмогенные деформации и палеосейсмогеологический метод. В кн.: Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы. Новосибирск: Наука, 1977, с. 5-48
131. Стром А.Л. Каменные лавины Центральной Азии: особенности строения, закономерности формирования и катастрофические последствия // Диссертация на соискание уч.степени д.г.- м.н. Москва, 2022
132. Ташак В.И., Антонова Ю.Е., Кобылкин Д.В. Исследования неолита в Торской котловине Тункинской рифтовой долины // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Геоархеология. Этнология. Антропология». 2017. Т. 19. С. 82–102
133. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны / ред. Н.А. Флоренсов. Новосибирск: Наука, 1973. 136 с.
134. Уфимцев Г.Ф., Джанотта А., Перевалов А.В., Радке У., Резанова В.П., Рыжов Ю.В., Фогт Т., Щетников А.А., 1999. Эоловые ландшафты Тункинской котловины. География и природные ресурсы, № 1, С. 65-70.
135. Уфимцев Г.Ф., Шибанова И.В., Кулагина Н.В., Машук И.М., Перевалов А.В., Резанова В.П., Фогт Т., Игнатова Н.В. Мишарина В.А., 2002. Верхнеплейстоценовые и голоценовые отложения Тункинского рифта (Южное Прибайкалье) // Стратиграфия и геологическая корреляция. Т.10, № 3. С. 90-99.
136. Уфимцев Г.Ф., Перевалов А.В., Резанова В.П., Кулагина Н.В., Машук И.М., Щетников А.А., Резанов И.Н., Шибанова И.В. Радиотермолюминесцентное датирование четвертичных отложений тункинского рифта // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 3, с. 226-232
137. Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А., Филинов И.А. Речные террасы Тункинской рифтовой долины. Геоморфология. 2004; (1): с. 113-122. <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2004-1-113-122>

138. Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А., Филинов И.А. Позднечетвертичное осадконакопление в Тункинской рифтовой долине (Южное Прибайкалье) // Отечественная геология. 2008. №3. С. 98-105.
139. Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А., Филинов И.А. Инверсии в новейшей геодинамике байкальской рифтовой зоны// Геология и геофизика, 2009, т. 50, № 7, с. 796—808
140. Федоренко В.С. Горные оползни и обвалы, и их прогноз. – М.: Изд-во МГУ, 1988. - 214 с.
141. Филинов И.А. Верхний неоплейстоцен Тункинского рифта. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2007. 22 с.
142. Фирсов Л.В., Паныхев В.А., Орлова Л.А., 1985. Каталог радиоуглеродных дат. Институт геологии и геофизики СССР, Новосибирск, 88 с.
143. Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1960 (а). 258 с.
144. Флоренсов Н.А. О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области // Геология и геофизика, 1960 (б), № 1, с. 74-90
145. Флоренсов, Н.А., Солоненко, В. П. Гоби-Алтайское землетрясение. М.: Изд-во АН СССР. 1963. 391 с.
146. Хромовских В.С. Сейсмогеология Южного Прибайкалья. М.: Наука, 1965. 121 с.
147. Хромовских В.С. Новые данные об оползнях Прибайкалья и Западного Забайкалья // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита: Изд-во Забайкальского филиала Географического общ-ва СССР. 1968. Вып.3/5. С.221-224
148. Хромовских В.С., Никонов А.А. По следам сильных землетрясений. М.: Наука. 1984. 145 с.
149. Чекановский, А.Л. Местность у Юго-Западной оконечности Байкала в отношении геологического ее характера / А.Л. Чекановский // Известия Сиб. отд. Императ. Рус. геогр. об-ва. 1870. Т. 1. № 1. С. 22-28
150. Черский И.Д. Краткий отчет об исследованиях, произведенных летом 1873 г. в Китайских и Тункинских Альпах (с картой) // Изв. СОИРГО. 1873. Т. IV, № 5.
151. Черский И.Д. Еловский отрог как связь между Тункинскими Альпами и Саяном // Изв. СОИРГО. 1875. Т. VI, № 4. С. 137–182.
152. Черский И.Д. Краткий отчет об исследовании течения р. Иркутка от Торской котловины до устья в Ангару // Изв. СОИРГО. 1876. Т. VII, № 4–5.

153. Черский И.Д. К вопросу о следах древних ледников в Восточной Сибири (система р. Лены, Байкала, Иркута, Китоа и Белой) // Известия Восточно-Сибирского отделения Русского географического общества, 1881, т. 12, № 4-5, с. 2-7.
154. Чипизубов А.В., Смекалин О.П. Палеосейсмодислокации и связанные с ними палеоземлетрясения по зоне Главного Саянского разлома // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 6. С. 936–947.
155. Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Семенов Р.М. Палеосейсмодислокации и связанные с ними палеоземлетрясения в зоне Тункинского разлома (Юго-Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 6. с. 587–602.
156. Шерман, С.И. Таблицы перевода числовых значений точек в проценты при составлении структурных диаграмм. Тр.Вост.-Сиб.геол.ин-та, вып.6. Иркутск. 1961.
157. Шерман, С.И. Картирование разрывных смещений на рудных полях по изменению трещиноватости. Эндогенное оруденение Прибайкалья. М.: Наука. 1969
158. Шерман С.И., Медведев М.Е., Ружич В.В., Киселев А.И., Шмотов А.П. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. – Новосибирск: «Наука» Сибирское отделение, 1973. 134 с.
159. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 157 с.
160. Школьник С. И., Станевич А. М., Резницкий Л. З., Савельева В. Б. Новые данные о строении и временном диапазоне формирования Хамардабанского террейна: свидетельства U-Pb LA-ICP-MS датирования цирконов // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2016, том 24, № 1, с. 23–43
161. Щетников А.А. Структура рельефа и новейшая тектоника Тункинского рифта. Дисс. канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2001. 200 с.
162. Щетников А. А., Уфимцев Г. Ф. Структура рельефа и новейшая тектоника Тункинского рифта (Юго-Западное Прибайкалье). М., Научный мир, 2004, 160 с.
163. Щетников А.А., Клементьев А.М., Сизов А.В., Филинов И.А., Семеней Е.Ю. Новые данные о возрасте неоплейстоценовых отложений Тункинской рифтовой долины (Юго-Западное Прибайкалье) по результатам ¹⁴C датирования фауны крупных млекопитающих // Доклады Академии наук, 2013, т. 449, № 2, с. 1–6.
164. Щетников А.А. Инверсионная морфотектоника во впадинах Тункинского рифта (Юго-Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 2017, № 7. С. 972-985.

165. Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И. Корреляция эндогенных событий и вариаций климата в позднем кайнозое Центральной Азии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. №2. С. 3-25.
166. Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М., Лебедев В.А. Позднекайнозойский вулканизм Хангая (Центральная Монголия) и проблемы новейшего горообразования в Центральной Азии // Доклады Академии Наук. 2008. Т. 422. № 2. С. 223-228.
167. Adams J. Earthquake-dammed lake in New Zeland // *Geology*, 1981. Vol. 9. P. 215-219.
168. Akulov N.I., Rubtsova M.N., 2011. Aeolian deposits of rift zones. *Quaternary International*. V. 234. Iss. 1–2. Pp. 190–201.
169. Alexeev, S., Alexeeva, L., Kononov, A. Cryogenic Deformation Structures in Late Cenozoic Unconsolidated Sediments of the Tunka Depression in the Baikal Rift Zone. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2014. 25(2). Pp.117–126. doi:10.1002/ppp.1809
170. Anderson B.G., Droser M.L. Ichnofabric sand geometric configurations of Ophiomorpha within a sequence stratigraphic framework: an example from the Upper Cretaceous US western interior *Sedimentology*, 45. 1998. pp. 379-396
171. Arjannikova A., Larroque C., Ritz J. -F., Déverchère J., Stéphan J. F., Arjannikov S., San'kov V. Geometry and kinematics of recent deformation in the Mondy-Tunka area (south-westernmost Baikal Rift zone, Mongolia-Siberia) // *Terra Nova*, 2004, v. 16, № 5, p. 265-272.
172. Armijo, R., Tapponnier, P., Mercier, J.L., and Han, T.L., 1986, Quaternary extension in southern Tibet: Field observations and tectonic implications: *Journal of Geophysical Research*, 91, B14, 13,803–13,872. <https://doi.org/10.1029/JB091iB14p13803>
173. Arzhannikov, S.G., Braucher, R., Jolivet, M., Arzhannikova, A.V., Vassallo, R., Chauvet, A., Bourles, D., Chauvet, F. History of late Pleistocene glaciations in the central Sayan-Tuva Upland (southern Siberia) // *Quaternary Science Reviews*. 2012. V.49. P.16–32. doi: 10.1016/j.quascirev.2012.06.005.
174. Arzhannikov, S.G., Braucher, R., Jolivet, M., Arzhannikova, A.V., 2015. Late Pleistocene glaciations in southern East Sayan and detection of MIS 2 end moraines based on beryllium (^{10}Be) dating of glacier complexes. *Russ. Geol. Geophys.* 56, 1509–1521.

175. Arzhannikov, S.G., Ivanov, A.V., Arzhannikova, A.V., Demonterova, E.I., Jolivet, M., Buyantuev, V.A., Oskolkov, V.A., Voronin, V.I. 2016. The most recent (682–792 CE) volcanic eruption in the Jombolok lava field, East Sayan, Central Asia triggered exodus of Mongolian pre-Chinggis Khaan tribes (778–786 CE). *Journal of Asian Earth Sciences*, 125. P. 87–99. doi:10.1016/j.jseaes.2016.05.017
176. Arzhannikov S.G., Ivanov A.V., Arzhannikova A.V., Demonterova E.I., Jansen J.D., Preusser F., Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B. Catastrophic events in the Quaternary out flow history of Lake Baikal // *Earth-Science Reviews*, 2018, 177, P. 76-113. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.11.011>
177. Arzhannikova A.V., Arzhannikov S.G., Semenov R.M. & Chipizubov A.V. Morphotectonics and Late Pleistocene - Holocene deformations in the Tunka system of basins (Baikal Rift, Siberia) // *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 2005, Band 49, №4, P. 485-494.
178. Arzhannikova A.V., Melnikova V.I., Radziminovich N.A. Late Quaternary and current deformation in the western Tunka system of basins: evidence from structural geomorphology and seismology // *Russian Geology and Geophysics*, 2007, V. 48, pp. 305-311.
179. Arzhannikova, A., Arzhannikov, S., Jolivet, M., Vassallo, R., Chauvet, A., 2011. Pliocene to Quaternary deformation in South East Sayan (Siberia): Initiation of the Tertiary compressive phase in the southern termination of the Baikal Rift System. *J. Asian Earth Sci.* 40 (2), 581 –594. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.10.011>.
180. Arzhannikova A., Arzhannikov S., Braucher R., Jolivet M. Aumaître G., Bourlès D., Keddadouche K. Morphotectonic analysis and 10Be dating of the Kyngarga river terraces (southwestern flank of the Baikal rift system, South Siberia) // *Geomorphology*, 2018, V.303, P. 94-105. doi:10.1016/j.geomorph.2017.11.019
181. Arzhannikova A., Ritz J-F., Larroque C., Antoine P., Arzhannikov S., Chebotarev A, St'éphan J-F., M. Massault, Michelot J-L. Cryoturbation versus tectonic deformation along the southern edge of the Tunka Basin (Baikal Rift System), Siberia: New insights from an integrated morphotectonic and stratigraphic study // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2020. V. 204 doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104569.
182. Arzhannikova A.V., Arzhannikov S.G., Ritz J.-F., Chebotarev A.A., Yakhnenko A.S. Earthquake geology of the Mondy Fault (SW Baikal Rift, Siberia) // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2023, 248, 105614. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2023.105614>

183. Batbaatar, J., Gillespie, A.R., 2016. Outburst floods of the Maly Yenisei. Part II - new age constraints from Darhad basin. *International Geology Review*, v. 58, no. 14, p. 1753-1779.
184. Buatois, L. & Mangano, M. G. 2011. *Ichnology: Organism-Substrate Interactions in Space and Time*. Cambridge University Press. 358 pp.
185. Bull W.B., McFadden, L.D., 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: Doehering, D.O. (Ed.), *Geomorphology in Arid Regions* Proceedings at the Eighth Annual Geomorphology Symposium. State University of New York, Binghamton, NY, pp. 115–138.
186. Burbank D.W, Anderson R.S. 2012. *Tectonic Geomorphology*. 2nd ed. Wiley-Blackwell, 454 p.
187. Buslov, M.M., Kokh, D.A., De Grave, J., 2008. Mesozoic–Cenozoic tectonics and geodynamics of Altai, Tien Shan and North Kazakhstan by apatite fission track analysis. *Russian Geology and Geophysics* 49, 862–870.
188. Calais, E., Vergnolle, M., San'kov, V., Likhnev, A., Miroshnichenko, A., Amarjargal, S., Déverchère, J., 2003. GPS measurements of crustal deformation in the BaikalMongolia area (1994 –2002): implications for current kinematics of Asia. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 108 (B10):2501. <https://doi.org/10.1029/2002JB002373>.
189. Chebotarev A., Arzhannikova A., Arzhannikov S. Long-term throw rates and landscape response to tectonic activity of the Tunka Fault (Baikal Rift) based on morphometry // *Tectonophysics*. 2021. 810. 228864. doi.org/10.1016/j.tecto.2021.228864
190. Cheng, Y., He, C., Rao, G., Yan, B., Lin, A., Hu, J., Yao, Q. 2018. Geomorphological and structural characterization of the southern Weihe Graben, central China: Implications for fault segmentation. *Tectonophysics*, 722, 11–24. [doi:10.1016/j.tecto.2017.10.024](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.10.024)
191. Cowie, P.A., Attal, M., Tucker, G.E., Whittaker, A.C., Naylor, M., Ganas, A., Roberts, G.P., 2006. Investigating the surface process response to fault interaction and linkage using a numerical modelling approach. *Basin Res.* 18, 231–266.
192. Crozier, M., Glade, T. *Landslide Hazard and Risk: Issues Concepts and Approach*. In: *Landslide Hazard and Risk*. John Wiley and Sons. 2004. pp. 34.
193. Cruden D.M., Varnes D.J. Landslide types and processes. In: Turner A.K.; Shuster R.L. *Landslides: Investigation and Mitigation*: Transportation Research Board, US National Research Council. Washington, D.C., 1996. Spec. Rep. No. 247. P. 36-75.

194. De Grave, J., Dehandschutter, B., Van den Haute, P., Buslov, M.M., Boven, A., 2003. Low-temperature thermo-tectonic evolution of the Altai–Sayan Mountains, South Siberia, Russia. *Geophysical Research Abstracts* 5, 11996.
195. De Grave, J., Buslov, M.M., Van den Haute, P., 2007. Distant effects of India–Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: constraints from apatite fission-track thermochronology. *Journal of Asian Earth Sciences* 29, 188–204.
196. Delouis, B., Déverchère, J., Melnikova, V., Radziminovitch, N., Loncke, L., Larroque, C., Ritz, J.-F., San'kov, V., 2002. A reappraisal of the 1950 (Mw 6.9) Mondy earthquake, Siberia, and its relationship to the strain pattern at the south-western end of the Baikal rift zone. *Terra Nova* 14, 491–500.
197. Delvaux, D., Moyes, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V., San'kov, V. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2, Cenozoic rifting. *Tectonophysics*, 1997. V.282, p.1–38.
198. De Polo, C. M., Anderson, J. G., 2000. Estimating the slip rates of normal faults in the Great Basin, USA. *Basin Research*, 12, 227–240
199. El-Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacón, J., Keller, E.A., 2008. Assessment of relative active tectonics, southwest border of Sierra Nevada (southern Spain). *Geomorphology* 96, 150–173.
200. Filippova A.I., Bukchin B.G., Fomochkina A.S., Melnikova V.I., Radziminovich Y.B., Gileva N.A., 2022. Source process of the September 21, 2020 Mw 5.6 Bystraya earthquake at the South-Eastern segment of the Main Sayan fault (Eastern Siberia, Russia) // *Tectonophysics* 822. 229162
201. Ganas, A, Pavlides, S, Karastathis, V., 2005. DEM-based morphometry of range-front escarpments in Attica, central Greece, and its relation to fault slip rates. *Geomorphology*, 65, 301–319.
202. Gilbert, G. K. 1890. Lake Bonneville, Monogr. U.S. Geol. Surv., vol. 1, U.S. Geol. Surv., Washington, D. C., <https://doi.org/10.3133/m1>.
203. Gillespie A.R., Burke R.M., Komatsu G., Bayasgalan A. Late Pleistocene glaciers in Darhad Basin, northern Mongolia // *Quat. Res.*, 2008. V. 69. P. 169—187.
204. Graveleau F., Strak V., Dominguez S., Malavieille J., Chatton M., Manighetti I., Petit C. Experimental modelling of tectonics–erosion–sedimentation interactions in compressional, extensional, and strike–slip settings/ *Geomorphology* 244 (2015) 146–168

205. Hassan A., Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Titova L.A., Kulagina N.V., Usoltseva M.V., 2020. Identifying Upper Miocene – Lower Pliocene lacustrine sediments in dry Tunka basin of the Baikal rift zone. *Geodynamics & Tectonophysics* 11 (2), 262–284. doi:10.5800/GT-2020-11-2-0473
206. Herget, J., 2005. Reconstruction of Pleistocene ice-dammed lake outburst floods in the Altai Mountains, Siberia. *The Geological Society of America Special Paper* 386.
207. Howard, J.D., Frey, R.W., 1984. Characteristic trace fossils in nearshore to offshore sequences. Upper Cretaceous of east central Utah. *Can. J. Earth Sci.* 21, 200–219.
208. Hovius, N., 1996. Regular spacing of drainage outlets from linear mountain belts. *Basin Research*, 8, 29–44.
209. <http://www.geolkarta.ru>
210. <http://www.vsegei.com/ru/info/webmapget>
211. <https://gis-lab.info/qa/srtm.html>
212. <https://innoter.com/sputniki/terrasar-x-tandem-x/>
213. <https://www.bing.com/maps>
214. <https://www.google.ru/maps>;
215. <https://www.usgs.gov>
216. <https://yandex.ru/maps>;
217. Hutchinson, J.N. General Report: Morphological and Geotechnical Parameters of Landslides in Relation to Geology and Hydrogeology. In Proc., Fifth International Symposium on Landslides (C.Bonnard, ed.). 1988. A.A. Balkema, Rotterdam, Netherlands, Vol. 1, pp. 3-35.
218. Ivanov, A.V., Demonterova, E.I., 2009. Tectonics of the Baikal rift deduced from volcanism and sedimentation: A review oriented to the Baikal and Hovsgol Lake systems // In: Müller, W.E.G., Grachev, M.A. (Eds.), *Biosilica in evolution, morphogenesis, and nanobiology*. *Marine Molecular Biotechnology* 47, pp. 27–54.
219. Ivanov, A.V., Demonterova, E.I., 2010. Extension in the Baikal rift and the depth of basalt magma generation. *Dokl. Earth Sci.* 435, 1564–1568. <http://dx.doi.org/10.1134/>
220. Ivanov A.V., Demonterova E.I., He H., Perepelov A.B., Travin A.V., Lebedev V.A., 2015. Volcanism in the Baikal Rift: 40 years of Active-versus-Passive Model Discussion. *Earth. Science Reviews* 148, 18–43. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.05.011>.
221. Jolivet, M., Ritz, J.-F., Vassallo, R., Larroque, C., Braucher, R., Todbileg, M., Chauvet, A., Sue, C., Arnaud, N., De Vicente, R., Arzhanikova, A., Arzhanikov, S.,

2007. The Mongolian summits: an uplifted, flat, old but still preserved erosion surface. *Geology* 35. doi:10.1130/G23758A.1.
222. Jolivet, M., De Boisgrollier, T., Petit, C., Fournier, M., Sankov, V.A., Ringenbach, J.-C., Byzov, L., Miroshnichenko, A.I., Kovalenko, S.N., Anisimova, S.V., 2009. How old is the Baikal Rift Zone? Insight from apatite fission track thermochronology. *Tectonics* 28, TC3008. <https://doi.org/10.1029/2008TC002404>.
223. Jolivet, M., Arzhannikov, S., Arzhannikova, A., Chauvet, A., Vassallo, R., Braucher, R., 2013 (a). Geomorphic Mesozoic and Cenozoic evolution in the Oka-Jombolok region (East Sayan ranges, Siberia). *J. Asian Earth Sci.* 62, 117–133.
224. Jolivet, M., Arzhannikov, S., Chauvet, A., Arzhannikova, A., Vassallo, R., Kulagina, N., Akulova, V., 2013 (b). Accommodating large-scale intracontinental extension and compression in a single stress-field: a key example from the Baikal Rift System. *Gondwana Res.* 24 (3–4), 918–935. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.07.017>.
225. Keefer D. K. Landslides Caused by Earthquakes // *Geological Society of America Bulletin*. 1984. Vol. 95. P. 123–142.
226. Keller, E.A., Pinter, N., 2002. *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscapes*. second ed. New Jersey, Prentice Hall. 338 pp.
227. Komatsu G., Arzhannikov S.G., Gillespie A.R., Burke R.M., Miyamoto H., Baker V.R. Quaternary paleolake formation and cataclysmic flooding along the upper Yenisei River // *Geomorphology*. 2009. V. 104. P. 143–164.
228. Kozyrev, A.S., Shchetnikov, A.A., Klement'ev, A.M., Filinov, I.A., Fedorenko, A.B., White, D. The early Upper Palaeolithic of the Tunka rift valley, Lake Baikal region, Siberia // *Quaternary International*. 2014. V.348, P.4–13. doi:10.1016/j.quaint.2014.06.012
229. Krivonogov S.K., Safonova I.Y. Basin structures and sediment accumulation in the baikal rift zone: implications for cenozoic intracontinental processes in the central asian orogenic belt // *Gondwana Research*. 2017. V. 47. P.267–290
230. Krivonogov S.K., Sheinkman V.S., Mistruykov A.A. Stages in the development of the Darhad dammed lake (Northern Mongolia) during the Late Pleistocene and Holocene // *Quaternary International*. 2005. V.136. P.83–94. doi:10.1016/j.quaint.2004.11.010
231. Larroque, C., Ritz, J.F., Stéphan, J.F., San'kov, V., Arzhannikova, A., Calais, E., Deverchère, J. and Loncke, L., 2001. Interaction compression-extension à la limite Mongolie–Sibérie: analyse préliminaire des déformations récentes et actuelles dans le bassin de Tunka. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 332, 177–184.

232. Lesne O., Calais E., Deverchere J., 1998. Finite element modeling of crustal deformation in the Baikal rift zone: new insights into the activepassive rifting debate. *Tectonophysics* 289 (4), 327–340. [http://dx.doi.org/10.1016/S00401951\(98\)00004.3](http://dx.doi.org/10.1016/S00401951(98)00004.3).
233. Lisiecki, L. E., M. E. Raymo, 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.
234. Logatchev, N.A., and Y.A. Zorin. Evidence and causes for the two-stage development of the Baikal rift. *Tectonophysics*. 1987. V.143, Pp. 225-234.
235. Logachev, N.A. 2003. History and geodynamics of the Baikal rift. *Russ. Geol. Geophys.* 5, 373-387.
236. Lukhnev, A.V., Sankov, V.A., Miroshnichenko, A.I., Ashurkov, S.V., Calais, E., 2010. GPS rotation and strain rates in the Baikal –Mongolia region. *Russ. Geol. Geophys.* 51, 785 –793.
237. Lunina O.V., Gladkov A.S., 2016. Soft-sediment deformation structures induced by strong earthquakes in southern Siberia and their paleoseismic significance. *Sedimentary Geology* 344, 5–19. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.02.014>.
238. Margold, M., Jansson, K.N., 2011. Glacial geomorphology and glacial lakes of central Transbaikalia. *Journal of Maps* 2011, 18–30.
239. Margold, M., Jansen, J., Codilean, A., Preusser, F., Gurinov, A., Fujioka, T., Fink, D., 2018. Repeated megafloods from lake Vitim, Siberia, to the arctic jcean over the past 60000 years. *Quat. Sci. Rev.* 187, 41–61.
240. Mats V.D. The structure and development of the Baikal rift depression // *Earth Sci. Rev.* 1993. V. 34. P. 81–118.
241. Mats, V.D., Perepelova, T.I., 2011. A new perspective on evolution of the Baikal Rift. *Geosci.Front.* 2 (3), 349–365.
242. McCalpin, J.P., Khromovskikh, V.S., 1995. Holocene paleoseismicity of the Tunka fault, Baikal rift, Russia. *Tectonics*, 14 (3), 594-605.
243. Melnikova, V. I., Radziminovich, N. A. & Adyaa, M. 2004. Mechanisms of earthquake foci and seismotectonic deformations of the Mongolia region. – *In*: Dzhurik, V.I. & Dugarmaa, T. (eds.): *Complex geophysical and seismological investigations in Mongolia*. Ulaan-Baatar – Irkutsk, 165-170.
244. Molnar, P., Tapponnier, P., 1975. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision: Features of recent continental tectonics in Asia can be interpreted, as results of the India-Eurasia collision. *Science* 189 (4201), 419 –426.

245. Montenat C., Barrier P., d'Estevou P.O., Hibsich C. Seismites: An attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology*, 2007. V. 196, p. 5-30.
246. Montgomery, D.R., Hallet, H., Yuping, L., Finnegan, N., Anders, A., Gillespie, A., Greenberg, H.M., 2004. Evidence for Holocene megafloods down the Tsangpo River gorge, southeastern Tibet. *Quaternary Research* 62, 201–207.
247. Nemchinov V.G., Budaev R.T., Rezanov I.N. Pleistocene glaciations of the eastern Sayan Mountains // *Antropozoikum*. 1999. V. 23. P. 11—15.
248. Nikonov, A. A. Reconstruction of the main parameters of old large earthquakes in Soviet Central Asia using the paleoseismogeological method. *Tectonophys.* 1988. V.147, P.297–312.
249. O'Connor, J.E., Baker, V.R., 1992. Magnitudes and implications of peak discharges from glacial Lake Missoula. *Geological Society of America Bulletin* 104, 267–279.
250. Parfeevets, A.V. and San'kov, V.A. 2006. Geodynamic conditions of evolution of the Tunka branch in the Baikal Rift system. *Geotectonics*, 5, 377-398.
251. Petit, C., Deverche`re, J., Houdry, F., San'kov, V., Melnikova, V., Delvaux, D. Present-day stress field changes along the Baikal rift and tectonic implications. *Tectonics*, 1996. V.15, p.1171–1191.
252. Petit, C., Fournier, M., 2005. Present-day velocity and stress fields of the Amurian Plate from thin-shell finite-element modelling. *Geophysical Journal of the Interior* 160, 357-369.
253. Petit C., Déverchère J. Structure and evolution of the Baikal rift: a synthesis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2006. V.7 (11), Q11016. <https://doi.org/10.1029/2006GC001265>.
254. Petit, C., Meyer, B., Gunnell, Y., Jolivet, M., San'kov, V., Strak, V., and Gonga-Saholiariliva, N., 2009. Height of faceted spurs, a proxy for determining long-term throw rates on normal faults: Evidence from the North Baikal Rift System, Siberia. *Tectonics* 28, TC6010. doi:10.1029/2009TC002555.
255. Petit, C., Gunnell Y., Gonga-Saholiariliva N., Meyer B., and Se'guinot J., 2009a. Faceted spurs at normal fault scarps: Insights from numerical modeling, *J. Geophys. Res.*, 114, B05403, doi:10.1029/2008JB005955.
256. Philip H, Ritz J-F. Gigantic paleolandslide associated with active faulting along the Bogd fault (Gobi-Altay, Mongolia). *Geology* 1999. V. 27(3). p. 211–214.
257. Polyansky, O. P., 2002. Dynamic causes for the opening of the Baikal Rift Zone: a numerical modelling approach. *Tectonophysics* 351, 91–117.

258. Radziminovich, N.A., Gileva, N.A., Melnikova, V.I., Ochkovskaya, M.G., 2013. Seismicity of the Baikal rift system from regional network observations. *J. Asian Earth Sci.* 62, 146–161.
259. Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Chuvashova I.S., Mikheeva E.A., Snopkov S.V. 2013. The Kultuk Volcano: spatial–temporal change of magmatic sources at the western terminus of the South Baikal basin between 18 and 12 Ma. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (2), 135–168. doi:10.5800/GT2013420095.
260. Ritz J.-F., Arzhannikova A., Vassallo R., Arzhannikov S., Larroque C., Michelot J.-L., & Massault M. Characterizing the present-day activity of the Tunka and Sayan faults within their relay zone (western Baikal rift system, Russia) // *Tectonics*. 2018. V. 37 (5). P.1376-1392.
261. Salnikova E.B., Sergeev S.A., Kotov A.B., Yakovleva S.Z., Steiger R.H., Reznitskiy L.Z., Vasil'ev E.P. U-Pb zircon dating of granulite metamorphism in the Sludyanskiy Complex, Eastern Siberia // *Gondwana Res.*, 1998, v. 1, p. 195—205.
262. San'kov, V.A., Chipizubov, A.V., Likhnev, A.V., et al., 2004. Approach to the Estimation of the Level of Hazard of the Strong Earthquake in the Zone of the Main Sayan Fault, Based on GPS-geodesy and Paleoseismology, *Geol. Geofiz.*, vol. 45, no. 11, pp. 1369–1376.
263. Sankov V.A. Recent geodynamics of intracontinental areas: instrumental and geomorphological assessment of crustal movements and deformation in Central Asia // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2014. V.5 (1). P. 159–182. doi:10.5800/GT2014510122.
264. Scruton, P.C., 1955. Sediments of the eastern Mississippi delta. In *Finding ancient shorelines*. SEPM Special Publication, 3, 21-51.
265. Shchetnikov A.A., White D., Filinov I.A., Rutter N. Late Quaternary geology of the Tunka rift basin (Lake Baikal region) // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2012. Vol. 46. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.12.010>
266. Shchetnikov, A.A., Khenzykhenova, F.I., Klement'ev, A.M., Simakova, A.N., Semenei, E.Y., Filinov, I.A. Changes of environments and climate during the Late Pleistocene and Holocene reconstructed from aeolian and colluvial deposits of the Zaktui site (Tunka rift valley, Baikal region) // *Quaternary International*. 2015. V.355. P.80–89. doi:10.1016/j.quaint.2014.07.074
267. Shchetnikov A., 2016. Morphotectonics of the Tunka rift and its bordering mountains in the Baikal rift system, Russia // *Geomorphology*, v. 273, p. 258-268.

268. Shchetnikov, A.A., Bezrukova, E.V., Matasova, G.G., Kazansky, A.Y., Ivanova, V.V., Danukalova, G.A., Filinov, I.A., Khenzykhenova, F.I., Osipova, E.M., Berdnikova, N.E., Berdnikov, I.M., Rogovskoi, E.O., Lipnina, E.A., Vorobyeva, G.A. Upper Paleolithic site Tuyana – A multi-proxy record of sedimentation and environmental history during the late Pleistocene and Holocene in the Tunka rift valley, Baikal region // *Quaternary International*. 2019. V.534. P.138-157. doi:10.1016/j.quaint.2019.02.043
269. Sims J.D. Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments // *Tectonophysics*. 1975. V. 29. P. 141–152.
270. Sklar, L.S., Dietrich, W.E., 1998. River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply. In: Tinkler, K.J., Wohl, E.E. (Eds.), *River Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels: AGU Monograph*, pp. 237–260.
271. Smekalin O.P., 2008. The study of the paleoseismic deformations of the Southern Pribaikalie. Moscow: IPE RAS. 101 p.
272. Smekalin, O.P., Shchetnikov, A.A., White, D., 2013. Arshan palaeoseismic feature of the Tunka fault (Baikal Rift zone, Russia). *Journal of Asian Earth Sciences*, 62, 317-328. DOI:10.1016/j.jseas.2012.10.011
273. Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E., Merritts, D.J., 2000. Landscape response to tectonic forcing: digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *GSA Bulletin* 112 (8), 1250–1263.
274. Solonenko A., Solonenko N., Melnikova V. and Shteiman E., 1997. The seismicity and earthquake focal mechanisms of the Baikal rift zone. *Bull. Centre Rech. Elf. Explor. Prod.*, 21, 1, 207-231.
275. Stock, J.D., Montgomery, D.R., 1999. Geologic constraints on river bedrock incision using the stream power law. *Journal of Geophysical Research* 104 (B3), 4983–4993.
276. Strak, V., Dominguez, S., Petit, C., Meyer, B., Loget, N., 2011. Interactions between tectonics and erosion during normal fault growth: Insights from experimental modelling. *Tectonophysics* 513 (1–4), 1–19.
277. Strom A., Abdrakhmatov K., 2018. *Rockslides and rock avalanches of Central Asia: distribution, morphology, and internal structure*. Elsevier. 449 p. ISBN: 978-0-12-803204-6.
278. Stuiver M., Reimer P.J. Extended 14c data base and revised Calib 3.0 14^C age calibration program. *Radiocarbon*. 1993. Vol.35. №1. P.215-230.

279. Topal, S., Keller, E., Bufe, A., & Koçyiğit, A. 2016. Tectonic geomorphology of a large normal fault: Akşehir fault, SW Turkey. *Geomorphology*, 259, 55–69. doi:10.1016/j.geomorph.2016.01.014
280. Tapponnier, P. and Molnar, P. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baykal Region. *J. Geophys. Res.*, 1979. V.84, p. 3425–3459.
281. Tsimi, C., & Ganas, A. 2015. Using the ASTER global DEM to derive empirical relationships among triangular facet slope, facet height and slip rates along active normal faults. *Geomorphology*, 234, 171–181. doi:10.1016/j.geomorph.2015.01.018
282. Varnes DJ. Landslide types and processes. In: Eckel EB (ed) *Landslides and engineering practice, special report 28*. Highway research board. National Academy of Sciences, 1954. Washington, DC, pp. 20–47
283. Varnes, D.J. Slope Movement Types and Processes. In *Special Report 176: Landslides: Analysis and Control* (R.L. Schuster and R.J. Krizek, eds.), TRB, National Research Council, 1978. Washington, D.C., pp. 11-33.
284. Vassallo, R., Jolivet, M., Ritz, J.-F., Braucher, R., Larroque, Ch., Sue, C., Todbileg, M., Javkhlanbold, D., 2007. Uplift age and rates of the Gurvan Bogd system (Gobi–Altay) by apatite fission track analysis. *Earth Planetary Sciences Letter* 259. doi:10.1016/j.epsl.2007.04.047.
285. Vogt, T., Janotta, A., Radtke, U., 1998. Morphologische Studien in Sedimenten des Spätpleistozän/Frühholozän im Gebiet des Baikalrifts (Südostsibirien). *Kölner Geographische Arbeiten* 70, 95-102.
286. Vogt H., Vogt T., 2007. Morphotectonic evolution of two depressions at the southern border of the Baikal rift system. *Geomorphology*, Vol. 86. P. 480-495
287. Wallace, R.E, 1978. Geometry and rates of change of fault-generated range fronts, north central Nevada. *Jour. Research, U.S. Geological Survey*, 6 (5), 637-650.
288. Whipple, K.X., 2001. Fluvial landscape response time: how plausible is steady-state denudation? *American Journal of Science* 301, 313–325.
289. Whittaker, A.C., Attal, M., Cowie, P.A., Tucker, G.E., Roberts, G., 2008. Decoding temporal and spatial patterns of fault uplift using transient river long profiles. *Geomorphology* 100, 506–526.
290. Wiedmer, M., Montgomery, D.R., Gillespie, A.R., Greenberg, H., 2010. Late Quaternary megafloods from Glacial Lake Atna, Southcentral Alaska, U.S.A. *Quaternary Research* 73, 413–424.
291. Zonenshain, L.P., Savostin, L.A. Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia. *Tectonophysics*, 1981. V. 76 (1 –2), p.1-45.

Приложения

Приложение 1. Морфометрические параметры фасет. Вl: Базовая длина; W: Ширина; Н: высота; W/Вl: индекс отношения ширины к базовой длине; Н/Вl: индекс отношения высоты к базовой длине; Ddf: плотность дренирования фасеты; Smf: индекс извилистости горного фронта.

Сегмент	Фасета	Вl (km)	W (km)	Н (km)	Угол наклона фасет (в °)	Средний угол наклона по сегменту (в °)	W/Вl	Н/Вl	Ddf	Smf	Скорость смещения в мм/г
1	1	1,59	1,87	0,77	24,2	20,1	1,18	0,48	0,5	1,09	0,15
1	2	1,50	1,49	0,37	18,2		0,99	0,25	0,6	1,09	
1	3	1,48	1,49	0,46	17,9		1,00	0,31	0,9	1,09	
2	4	1,32	2,35	0,99	23,3	26,0	1,79	0,75	1,4	1,07	0,48
2	5	1,09	0,95	0,60	31,6		0,87	0,55	1,9	1,07	
2	6	0,41	0,48	0,31	32,8		1,17	0,75	2,7	1,07	
2	7	1,14	0,59	0,33	28,9		0,52	0,29	1,8	1,07	
2	8	1,07	0,63	0,39	31,7		0,59	0,36	1,9	1,07	
2	9	2,10	0,91	0,57	32,2		0,43	0,27	1,5	1,07	
2	10	1,35	0,79	0,41	27,7		0,59	0,31	2,5	1,07	
3	11	0,99	2,04	0,85	22,7	28,1	2,07	0,86	2,5	1,21	0,60
3	12	0,86	1,30	0,58	24,2		1,52	0,68	4	1,21	
3	13	1,08	0,94	0,56	30,8		0,87	0,52	2,8	1,21	
3	14	0,72	0,53	0,34	33,2		0,73	0,48	2,7	1,21	
3	15	0,32	0,62	0,35	29,7		1,93	1,10	5,1	1,21	
4	16	0,53	0,60	0,36	30,7	32,1	1,13	0,67	2,2	1,13	0,83
4	17	0,74	0,41	0,27	34,1		0,55	0,37	4,2	1,13	
4	18	0,58	0,54	0,36	33,8		0,92	0,62	0	1,13	
4	19	0,61	0,70	0,50	35,5		1,16	0,82	1,2	1,13	
4	20	0,69	0,51	0,37	35,9		0,75	0,54	0,9	1,13	
4	21	0,51	0,57	0,42	36,4		1,12	0,82	2,7	1,13	
4	22	1,48	0,83	0,52	32,1		0,56	0,35	1,3	1,13	
4	23	1,20	0,70	0,45	32,6		0,58	0,37	4,8	1,13	
4	24	1,00	1,42	0,76	28,2		1,41	0,76	3,3	1,13	
4	25	0,89	0,84	0,51	31,1		0,94	0,57	4,5	1,13	
4	26	3,47	1,48	0,82	29,1		0,43	0,24	2,7	1,13	
4	27	2,40	1,34	0,66	26,0		0,56	0,27	3,0	1,13	
5	28	0,40	1,00	0,43	23,2	20,5	2,48	1,06	3,3	1,31	0,17
5	29	1,02	1,02	0,33	17,7		1,00	0,32	2,6	1,31	
6	30	1,33	0,78	0,55	35,5	30,2	0,59	0,41	2,7	1,18	0,72
6	31	1,70	2,09	0,98	25,0		1,23	0,58	2,9	1,18	
6	32	2,05	1,49	0,86	30,0		0,73	0,42	3,1	1,18	
7	33	1,44	1,26	0,77	31,4	31,4	0,87	0,53	3,5	1,06	0,79
7	34	0,74	1,28	0,78	31,4		1,73	1,05	3,7	1,06	
7	35	1,44	1,32	0,83	32,3		0,91	0,58	3,6	1,06	
7	36	0,46	0,84	0,53	32,4		1,82	1,15	4,9	1,06	
7	37	1,20	0,78	0,44	29,4		0,65	0,36	3,8	1,06	

8	38	0,78	1,31	0,76	30,1	30,7	1,69	0,98	4,1	1,17	0,75
8	39	1,06	1,34	0,84	32,3		1,26	0,79	2,9	1,17	
8	40	1,36	1,93	1,10	29,7		1,41	0,81	2,6	1,17	
8	41	1,68	1,41	0,84	30,8		0,84	0,50	3,3	1,17	
9	42	0,68	1,75	0,98	29,2	26,0	2,59	1,45	4,0	1,16	0,48
9	43	1,21	1,88	0,86	24,7		1,56	0,72	3,2	1,16	
9	44	0,69	0,66	0,34	27,6		0,95	0,50	4,0	1,16	
9	45	0,93	0,87	0,45	27,4		0,94	0,49	4,2	1,16	
9	46	0,98	0,79	0,30	21,0		0,81	0,31	3,1	1,16	
10	47	0,72	0,93	0,30	18,1	22,3	1,30	0,42	3,3	1,12	0,27
10	48	2,58	3,96	1,53	21,1		1,54	0,59	2,4	1,12	
10	49	1,73	2,52	1,13	24,0		1,46	0,65	3,2	1,12	
10	50	1,61	1,42	0,70	26,2		0,88	0,43	4,3	1,12	
11	51	1,66	3,11	1,17	20,7	22,1	1,88	0,71	2,8	1,14	0,26
11	52	1,23	1,87	0,86	24,8		1,52	0,70	2,8	1,14	
11	53	2,43	3,24	1,22	20,7		1,34	0,50	2,4	1,14	
12	54	1,29	2,20	0,86	21,5	22,7	1,71	0,67	4,0	1,21	0,29
12	55	1,09	2,59	1,15	23,9		2,38	1,05	3,6	1,21	
13	56	1,47	2,15	1,03	25,6	21,4	1,47	0,70	4,0	1,13	0,22
13	57	1,08	1,94	0,90	24,9		1,79	0,83	2,8	1,13	
13	58	0,94	1,07	0,39	19,8		1,13	0,41	2,1	1,13	
13	59	1,33	0,84	0,22	14,5		0,63	0,16	5,8	1,13	
13	60	1,10	0,98	0,40	22,2		0,89	0,36	6,0	1,13	
14	61	2,13	1,59	0,57	19,7	21,1	0,75	0,27	3,1	1,20	0,20
14	62	2,41	2,04	0,85	22,5		0,85	0,35	3,8	1,20	
15	63	6,64	3,15	0,81	14,3	13,7	0,48	0,12	2,8	1,29	
15	64	6,98	3,19	0,74	13,0		0,46	0,11	3,1	1,29	

Приложение 2. Морфометрические параметры водосборных бассейнов. *Bs*: форма водосборного бассейна; *HI*: гипсометрический интеграл; *AF*: коэффициент ассиметрии; *VF*: индекс формы поперечного профиля долины.

Сегмент	Водосборный бассейн	<i>Bs</i>	<i>HI</i>	<i>AF</i>	<i>VF</i>
1	1	1,67	0,52	48,71	3,25
1	2	1,83	0,28	68,04	0,09
1	3	1,88	0,41	28,85	0,05
2	4	2,30	0,42	47,67	0,26
2	5	2,71	0,43	59,77	0,03
2	6	2,34	0,42	52,07	0,03
2	7	2,22	0,40	49,47	0,04
2	8	1,97	0,27	64,38	0,04
2	9	1,71	0,24	35,78	0,08
2	10	2,43	0,41	56,61	0,01
2	11	2,47	0,25	34,31	0,02
3	12	2,79	0,27	51,55	0,02
3	13	3,18	0,46	37,93	0,02
3	14	2,22	0,42	33,47	0,04
3	15	3,14	0,30	43,69	0,05
3	16	3,37	0,45	51,94	0,15
3	17	1,81	0,40	56,97	0,07
4	18	1,73	0,23	35,23	0,07
4	19	2,84	0,43	41,23	0,32
4	20	2,35	0,31	39,74	0,05
4	21	1,82	0,40	55,79	0,11
4	22	1,66	0,57	42,21	0,04
4	23	2,51	0,32	40,70	0,06
4	24	1,66	0,33	52,41	0,07
4	25	1,50	0,34	46,34	0,05
4	26	1,84	0,30	48,99	0,03
4	27	2,47	0,36	55,78	0,05
4	28	1,97	0,31	46,37	0,03
4	29	2,27	0,39	45,42	0,06
5	30	2,70	0,48	45,12	0,08
5	31	2,55	0,26	69,31	0,07
5	32	3,52	0,45	41,40	0,05
6	33	2,94	0,43	52,28	0,01
6	34	2,62	0,53	27,54	0,02
6	35	2,45	0,48	35,91	0,03
7	36	3,44	0,48	41,17	0,02
7	37	2,11	0,34	54,16	0,07
7	38	2,64	0,32	47,49	0,03
7	39	3,24	0,53	45,54	0,02
8	40	3,92	0,32	41,97	0,04
8	41	2,43	0,28	31,90	0,05
8	42	3,13	0,53	45,69	0,05

8	43	2,51	0,29	50,46	0,03
9	44	2,81	0,49	59,75	0,04
9	45	2,87	0,53	56,08	0,06
9	46	3,04	0,24	56,70	0,16
9	47	4,08	0,33	46,40	0,06
9	48	3,93	0,25	63,59	0,06
9	49	1,89	0,29	38,59	0,08
9	50	3,38	0,57	66,94	0,08
10	51	3,12	0,46	31,81	0,05
10	52	2,71	0,38	46,07	0,05
10	53	3,12	0,47	57,31	0,01
10	54	1,85	0,34	31,62	0,06
11	55	3,46	0,38	60,83	0,01
11	56	1,22	0,26	68,26	0,01
11	57	3,20	0,60	57,29	0,07
12	58	2,68	0,49	44,00	0,02
12	59	2,65	0,49	39,42	0,07
13	60	2,18	0,47	44,41	0,07
13	61	2,31	0,43	50,33	0,03
13	62	2,49	0,36	46,29	0,07
13	63	2,78	0,28	45,50	0,08
13	64	1,95	0,31	57,68	0,06
13	65	2,38	0,46	43,54	0,05
13	66	1,95	0,26	33,37	0,11
13	67	1,69	0,51	46,79	0,41
13	68	1,35	0,20	62,77	0,05
13	69	2,43	0,52	49,55	0,13
14	70	2,65	0,38	56,19	0,25
14	71	1,42	0,44	53,12	0,14
14	72	1,37	0,34	57,19	0,10
15	73	0,91	0,24	53,92	0,03
15	74	1,53	0,31	38,93	0,05