

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

На правах рукописи

Бызов Леонид Михайлович

**ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ
ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ВПАДИН
БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ
ПО ДАННЫМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ**

Специальность 25.00.03 – Геотектоника и геодинамика

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
кандидат геолого-минералогических наук
Саньков Владимир Анатольевич

ИРКУТСК

2022

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
ГЛАВА 1. СТРОЕНИЕ И ДИНАМИКА ПРИРАЗЛОМНЫХ БЛОКОВЫХ СТРУКТУР ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ВПАДИН БРС	
1.1. Общая характеристика строения и геодинамики БРС.....	9
1.2. Тектонические аспекты формирования структур горного обрамления впадин БРС.....	18
1.3. Морфология и морфодинамика сбросовых эскарпментов.....	27
1.4. Классификация сбросовых эскарпментов БРС.....	40
ГЛАВА 2. МЕТОДИКА МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ЭВОЛЮЦИИ РЕЛЬЕФА	
2.1. Обзор методов численного моделирования.....	50
2.2. Программа численного моделирования CHILD.....	55
ГЛАВА 3. КОМПЛЕКСНОЕ МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭВОЛЮЦИИ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ЭСКАРПМЕНТОВ БРС	
3.1. Определение вводных параметров и реконструкция развития эталонного объекта.....	68
3.2. Численное моделирование позднекайнозойской эволюции эскарпментов БРС и определение скорости тектонического поднятия.....	78
ГЛАВА 4. АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ	
4.1 Анализ результатов численного моделирования.....	103
4.2 Сравнительный анализ результатов исследования.....	123
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	138
Список литературы.....	142
Приложение 1.....	162
Приложение 2.....	174
Приложение 3.....	183

ВВЕДЕНИЕ

Объект и предмет исследования

В качестве объекта исследования в работе выступали приразломные структуры горного обрамления впадин Байкальской рифтовой системы. Основным предметом исследования являлась скорость тектонического поднятия данных структур на позднекайнозойском этапе развития БРС.

Актуальность темы исследования

Определение количественных параметров вертикальных тектонических движения является важной научной задачей, решение которой играет ключевую роль в прогнозировании геологических процессов, в том числе, представляющих опасность для жизнедеятельности человека. При этом для Байкальской рифтовой системы, проблема оценки скорости поднятия плеч рифта остается нерешенной, что связано с техническими и интерпретационными особенностями существующих методик исследования. Новый исследовательский подход, предложенный в настоящей работе, с точки зрения автора, может внести вклад в изучение байкальского орогенеза и быть актуальным для реализации прикладных задач.

Цель работы

Определение количественных параметров тектонического поднятия горного обрамления впадин БРС с помощью адаптированной методики, включающей морфотектонический анализ и численное моделирование.

Основные задачи исследований

1. Разработка общей концепции исследования;
2. Морфотектонический анализ рельефа горного обрамления впадин БРС на предмет выявления структур, которые можно рассматривать в роли индикаторов позднекайнозойского поднятия плеч рифта;
3. Адаптация программы комплексного математического моделирования CHILD [Tucker, 2010] к решению задач исследования;
4. Численная реконструкция позднекайнозойской эволюции рельефа отдельных сегментов горного обрамления и определение

аппроксимированных значения скорости тектонического поднятия для этих объектов;

5. Сравнительный морфотектонический анализ, направленный на экстраполяцию результатов моделирования и определение возможных значений скорости поднятия плеч рифтовых впадин для всей системы.

Методы исследования и фактический материал

В основе исследования лежит комплексный подход, включающий морфотектонический анализ горного обрамления впадин БРС, выполненный с помощью ГИС и методику численного моделирования CHILD, разработанную профессором Университета Колорадо (Боулдер, США) Грегори Такером [Tucker, 2010]. Важную роль в работе сыграли данные трекового датирования по апатитам [Jolivet et al., 2009].

Личный вклад автора

В ходе работы над диссертацией, автором, на основе существующих методик, был разработан новый подход к количественному анализу процессов орогенеза, характерных для горного обрамления впадин БРС. Внесение технических изменений в программу CHILD были выполнены специалистами ИДСТУ СО РАН, но при участии автора. Дальнейшее тестирование программы и экспериментальная часть работы проводились автором лично. Также автор принимал непосредственное участие в отборе и подготовке проб для трекового датирования, по результатам которого были получены эталонные значения скорости поднятия.

Научная новизна исследования

Был разработан новый инструментальный подход к количественному анализу позднекайнозойского развития горного обрамления впадин Байкальской рифтовой системы. Впервые было выполнено трехмерное компьютерное моделирование позднекайнозойского развития присбросовых блоковых структур БРС с учетом широкого спектра рельефообразующих факторов и достоверного отображения кинематики разлома. Были вычислены

новые значения возможной скорости поднятия этих структур для различных орографических элементов БРС.

Теоретическая и практическая значимость

Теоретическая значимость работы заключается в разработке нового методического подхода к количественному анализу развития рельефа горного обрамления рифтовых впадин и оценке скорости тектонического поднятия плеч рифта на позднекайнозойском этапе.

Практическая значимость работы заключается в определении аппроксимированных значений позднекайнозойского поднятия структур горного обрамления БРС, которые могут быть использованы при проведении сейсмогеодинамического районирования и выявлении зон опасных природных процессов на различных пространственных уровнях.

Степень достоверности и апробация результатов

Степень достоверности материалов исследования обеспечивается проведением множества однотипных экспериментов с привлечением объектов, расположенных в различных частях Байкальского рифта

По результатам исследования, связанным с темой диссертации, лично и в соавторстве, было опубликовано 7 работ в журналах, входящих в список ВАК и 10 - в сборниках материалов конференций.

Результаты исследования, связанные с темой диссертации, докладывались на российских и международных конференциях: ХLI Тектоническое совещание (Москва, 2008), Всероссийский научный симпозиум, посвященный памяти Н.А. Логачева «Кайнозойский континентальный рифтогенез» (Иркутск, 2010), Всероссийская конференция с участием иностранных учёных «Процессы самоорганизации в эрозионно-русловых системах и динамике речных долин «Fluvial systems-2012» (Томск, 2012), Второй Всероссийский симпозиум с международным участием и молодежная научная школа, посвященные памяти академиков Н.А. Логачева и Е.Е. Милановского «Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы» (Иркутск, 2013), Генеральная ассамблея Европейского

Геофизического общества (Вена, Австрия, 2014), III Всероссийское совещание и II Всероссийская молодежная школа по современной геодинамике « Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе» (Иркутск, 2016), IV Байкальская молодежная научная конференция по геологии и геофизике (Горячинск, 2017), XII Российско-монгольская международная конференция « Солнечно-земные связи и геодинамика Байкало-Монгольского региона: результаты многолетних исследований и научно-образовательная политика» (Иркутск, 2018), IV Всероссийский симпозиум с участием иностранных ученых, посвященный 90-летию со дня рождения академика Н.А. Логачева « Рифтогенез, орогенез и сопутствующие процессы» (Иркутск, 2019), Всероссийское совещание с участием приглашенных исследователей из других стран, посвященное памяти профессора С.И. Шермана «Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ» (Иркутск, 2021).

Основные защищаемые положения

1. По результатам морфотектонического анализа в рельефе горного обрамления впадин Байкальской рифтовой системы выделен характерный тип присбросовых склонов, особенности морфологии которых позволяют рассматривать данные формы рельефа в качестве морфометрических индикаторов позднекайнозойского поднятия плеч рифта.

2. Предложенный комплексный подход, основанный на методах морфотектонического анализа и численного моделирования, позволяет реконструировать позднекайнозойское развитие горного обрамления впадин БРС с учетом широкого спектра взаимосвязанных эндогенных и экзогенных рельефообразующих процессов.

3. По результатам численного моделирования показано, что скорости позднекайнозойского поднятия горного обрамления впадин БРС варьируют в диапазоне аппроксимированных значений 0.3-0.5 мм/год, при этом скорости поднятий северных и северо-западных бортов рифтовых впадин превышают

значения, характерные для южных и юго-восточных плеч рифта. Устойчивая корреляционная зависимость между модельными параметрами поднятия и морфометрическими показателями рельефа эскарпментов, позволяет экстраполировать параметры модели на объекты, характеризующиеся схожими морфометрическими свойствами и оценить скорости вертикальных движений по разломам региона.

Соответствие паспорту специальности 25.00.03

Работа соответствует паспорту научной специальности: 25.00.03 «Геотектоника и геодинамика» по следующим пунктам:

п.3. Изучение вертикальных и горизонтальных тектонических движений: как современных (инструментальными методами), так и древних (геологическими и палеомагнитными методами).

п.5. Неотектоника, изучающая тектонические явления новейшего этапа развития литосферы и использующая для этого свои специфические методы исследования.

п.7. Сравнительная тектоника, основанная на сравнительно-историческом анализе однотипных или родственных тектонических объектов с целью их классификации, а также для выявления их эволюционной последовательности.

Структура работы

Диссертация состоит из введения, 4 глав и заключения, общий объем работы составляет 183 страницы, включает 81 рисунок, 7 таблиц, 3 приложения и список литературы из 186 наименований.

Благодарности

Автор выражает глубокую признательность научному руководителю к.г.-м.н. В.А. Санькову, профессору Университета Колорадо Грегори Такеру (G. Tucker), сотрудникам ИДСТУ СО РАН М.Ю. Кензину и к.т.н. С.А. Ульянову, к.г.-м.н. А.И. Мирошниченко, д.г.н. Ю.В. Рыжову, к.г.-м.н. С.Г. Аржанникову, профессору Университета Ниццы Кароль Пети (C. Petit), профессору Университета Ренна Марку Жоливе (M. Jolivet), доктору геологии

Микаэлю Аттало (M. Attal), доктору геологии Джину Брауну (J. Braun), коллегам по лаборатории современной геодинамики ИЗК СО РАН, а также безвременно ушедшему д.г.-м.н, профессору К.Г. Леви.

ГЛАВА 1. СТРОЕНИЕ И ДИНАМИКА ПРИРАЗЛОМНЫХ БЛОКОВЫХ СТРУКТУР ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ВПАДИН БРС

1.1. Общая характеристика строения и геодинамики БРС

Байкальская рифтовая система (рис. 1) представляет собой комплекс тектогенных впадин в обрамлении горных сооружений, составляющих плечи рифта. Своим образованием БРС обязана взаимодействию двух крупных литосферных блоков [Парфенов, 2003] – докембрийского Сибирского кратона и более молодой Амурской микроплиты в составе Центрально-Азиатского подвижного пояса. Пограничное положение БРС определило общую линейность впадин и разломов, при этом их расположение относительно окружающих структур неоднородно.

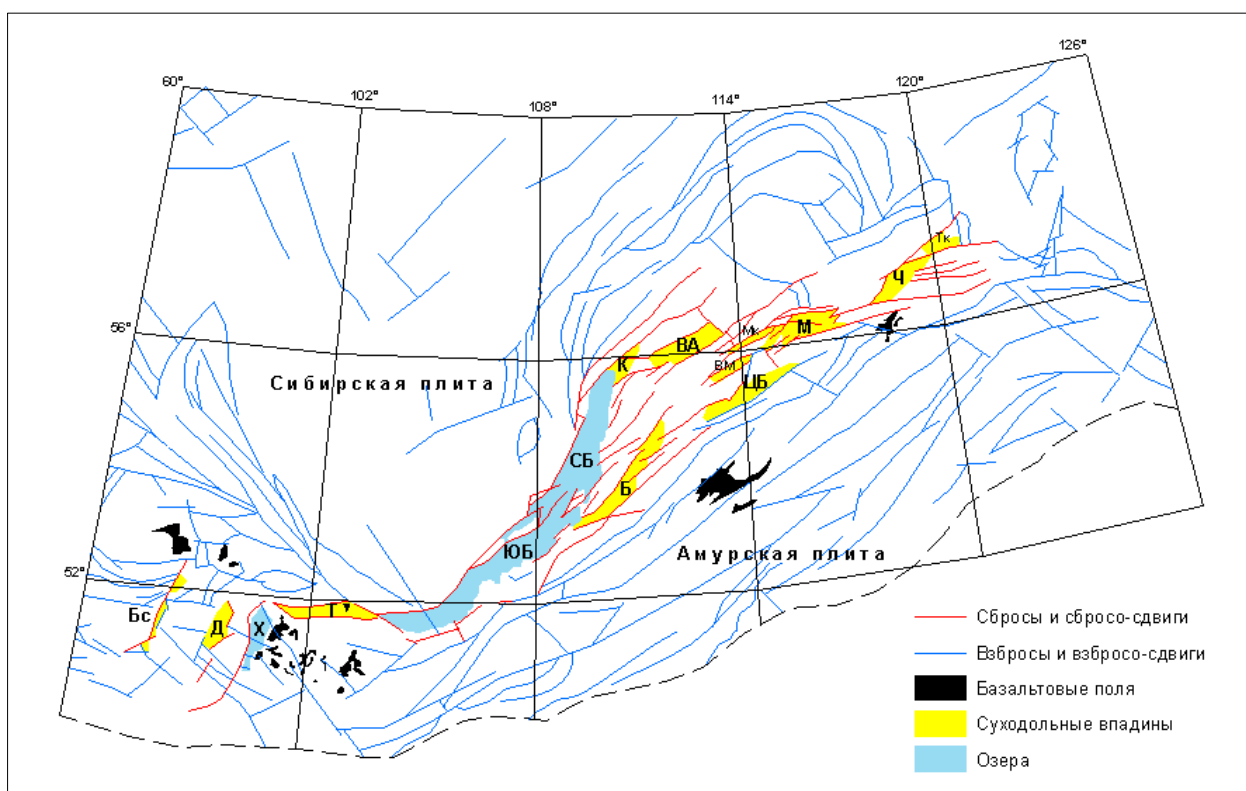


Рис.1. Главные структурные элементы БРС (по данным «Карты неотектоники...» [Леви, 2008])

Буквами обозначены рифтовые впадины: Б – Баргузинская, Бс – Бусингольская группа (включает Терехольскую, Бусингольскую и Белингольскую), ВА – Верхнеангарская, ВМ – Верхнемуйская, Д – Дархатская, К – Кичерская, М – Муйская (включая Парамскую и Улан-Макитскую), Мк - Муяканская, СБ – Северо-Байкальская, Т – Тункинская группа впадин, Тк – Токкинская, Х – Хубсугульская, ЦБ – Ципа-Баунтовская, Ч – Чарская, ЮБ – Южно-Байкальская.

Центральное место в системе занимает впадина озера Байкал, состоящая из двух котловин – Северо- и Южно-Байкальской. В составе последней часто выделяют Средне-Байкальскую впадину, расположенную к северу от Селенгино-Бугульдейской перемычки, но такая градация представляется спорной ввиду преимущественно аккумулятивной природы данного барьера [Уфимцев, 1992; Логачев, 1999]. Особенностью байкальских впадин, помимо максимальных размеров и глубины, является их непосредственная близость к краю Сибирской платформы. Структуры, расположенные к юго-западу и северо-востоку от Байкала, фактически не являются пограничными: впадины юго-западного фланга отделены от платформы массивными поднятиями Саян, большинство впадин северо-восточного фланга также находятся на удалении от кратона, за исключением Чарской и Токкинской. Последние расположены по другую сторону границы, пересекая структуры Алданского щита. Тункинская и Хубсугульская впадины заложены вдоль края Тувино-Монгольского микроконтинента [Васильев и др., 1997].

Границами впадин БРС, как правило, выступают разломы сбросовой и сбросо-сдвиговой кинематики. Названные типы разломов доминируют в системе, дислокации, отражающие деформации сжатия (взбросы и надвиги), распространены значительно меньше. Заметим, что речь здесь идет о разломах, активных в позднем кайнозое: более древние структуры отличаются большим геодинамическим разнообразием, указывая на неоднократные изменения тектонических режимов. Кроме того, для отдельных разломов (например, Тункинского) отмечается смена сбросовой кинематики взбросо-сдвиговой в голоцене [Чипизубов и др., 2003]. Важную роль в современной динамике БРС играют крупные зоны сдвигов, во многом определяющие границы системы и способствующие раскрытию рифтовых впадин [Балла и др., 1990]. Зоны сдвигов, как правило, приурочены к древним литосферным швам (например, Главный Саянский разлом), сбросы и сбросо-сдвиги могут как наследовать [Замараев и др., 1979] докайнозойским разломам

(Приморский, Обручевский, Баргузинский и большинство других региональных разломов), так и формировать новые трассы (разломы малых впадин). Помимо главных разломов, определяющих облик системы, в строении впадин и обрамляющих поднятий широко распространены меньшие разломы, которые могут иметь то же направление, что и основные структуры, или располагаться вкрест простирания. Также нельзя не отметить относительность иерархии разломов: масштабы главных и второстепенных разломов определяются размерами котловин (к примеру, внутривпадинные дислокации Южно-Байкальской котловины значительно крупнее, чем главные разломы малых и средних впадин).

Характерным свойством впадин БРС является структурная асимметрия [Павловский, 1948; Нагорья..., 1974]. Суть этого феномена заключается в неравнозначной роли сбросовой тектоники на противоположных бортах, что находит отражение в строении днищ впадин и морфологии горного обрамления. В общем плане, разломы, ограничивающие впадины с севера и северо-запада (т.е. со стороны платформы) характеризуются более высокой активностью и амплитудой смещения, что обеспечивает формирование крутосклонных блоковых структур. При этом противоположный борт впадины более пологий, и его формирование связывается с плавным изгибом фундамента, разрывные нарушения имеют существенно меньшее значение. В рельефе данная ситуация выражается в виде относительно пологих сводовых поднятий [Уфимцев, 1992]. Большинство впадин БРС можно рассматривать как полуграбены, но также имеют место относительно симметричные грабены, с двух сторон ограниченные блоковыми структурами. Они характерны для Верхнеангарской и группы Муйских впадин, где обрамление южного и юго-восточного бортов представлено не сводами, а блоковыми или сводово-блоковыми поднятиями. На рис. 2 приведена общая схема орографии БРС, на которой показано распределение блоковых (сводово-блоковых) и сводовых поднятий (последние выделены подчеркиванием). В контексте настоящей

работы большой интерес представляют крутосклонные приразломные блоковые поднятия, характеризующиеся выраженной сбросовой кинематикой.

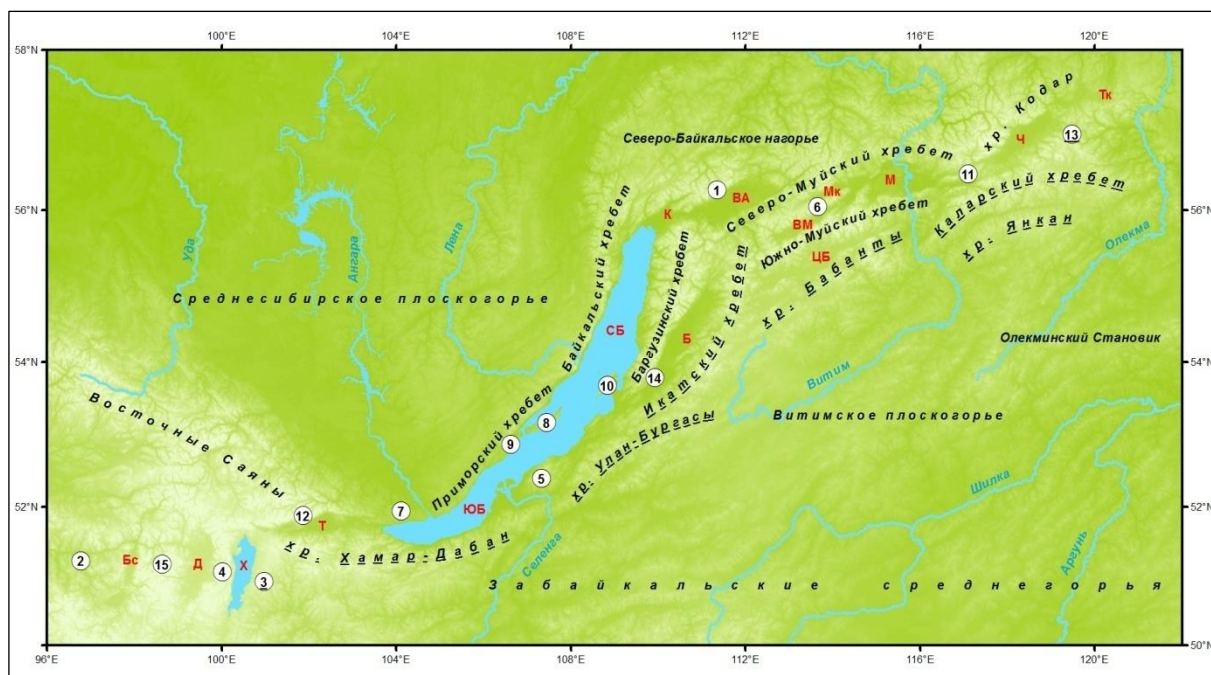


Рис. 2. Основные элементы орографии БРС

Цифрами обозначены: (1) Верхнеангарский хребет, (2) Восточно-Хубусугульское плоскогорье, (3) Восточно-Тувинское нагорье, (4) Западно-Хубусугульское нагорье, (5) Морской хребет, (6) Муяканский хребет, (7) Олхинское плоскогорье, (8) Ольхонское поднятие, (9) Приольхонское плато, (10) Святоносское поднятие, (11) Суюлбан-Куандинское поднятие, (12) Тункинские гольцы, 13 – хребет Удокан, (14) Улюнская ступень, (15) Шишхидское поднятие.

Вопрос формирования БРС на сегодняшний день остается открытым. За годы исследований было выдвинуто множество разнообразных гипотез, касающихся механики раскрытия байкальских впадин, времени их формирования, динамики развития горного обрамления и других научных аспектов. Часть из них в дальнейшем не нашли подтверждения, но многие сохраняют актуальность в геологических диспутах. Современные концепции формирования БРС традиционно делят на три группы: модели активного и пассивного рифтогенеза и комплексные модели. Принципиальная разница между ними заключается в оценке механизма воздействия мантийной конвекции на участок литосферы, к которому приурочен Байкальский рифт. В первой группе моделей наиболее известной является концепция Н.А. Логачева и Ю.А. Зорина [Logatchev and Zorin, 1987] предполагающая, что развитие

рифта обусловлено наличием астеносферного выступа на границе Сибирского кратона и Монголо-Сибирского подвижного пояса. Связанный с ним, мантийный апвеллинг обеспечивает растяжение и утонение литосферы, локальный сводообразный подъем земной поверхности и, как результат, формирование рифтовых впадин в обрамлении горных сооружений. Собственную версию «активного» сценария предложили С.И. Шерман и К.Г. Леви [Шерман и Леви, 1978]. Согласно этой схеме, БРС формируется за счет комплексного воздействия спрединга и сдвиговых смещений вдоль трансформных разломов; в качестве источника движения принимается подъем и растекание под подошвой коры аномальной мантии [Шерман и Леви, 1984]. Аналогичный источник рассматривался в работе [Балла и др., 1990], где развитие БРС объяснялось системой сдвигов/раздвигов.

Концепция пассивного рифтогенеза предполагает раскрытие рифта за счет удаленного воздействия, связанного с глобальными перемещениями литосферных плит. Впервые подобный взгляд на геодинамику БРС был предложен в работе [Molnar and Tapponier, 1975], где, в качестве основного источника деформаций в Центральной Азии, включая юг Восточной Сибири, признается Индо-Азиатская коллизия. Альтернативный вариант концепции пассивного рифтогенеза был предложен в статье [Зоненшайн и др., 1978]. Согласно данной гипотезе, раскрытие Байкальского рифта связано с ЮВ-движением Амурской плиты относительно стабильной Евразии (Сибирского кратона). На основе этого суждения было сформулировано несколько различных моделей, рассматривающих в качестве источника деформаций только столкновение Индии и Евразии [Petit et al., 1996; Chemenda et al., 2002] или допускающих вовлечение в процесс дополнительных источников. Так, согласно схеме [Petit and Fournier, 2005], движение Амурской плиты, определяющее формирование БРС, обусловлено взаимным воздействием процессов, связанных с двумя крупными, удаленными друг от друга, конвергентными зонами – Индо-Азиатской коллизии и Западно-Тихоокеанской субдукции. Собственное решение в рамках сценария,

предложенного Л.П. Зоненшайном и Л.А. Савостиным, рассматривается в работе [Саньков и др., 2011]. По мнению авторов, механизмы неотектонических и современных деформаций неодинаковы в разных частях Монголо-Сибирского региона, центральный сегмент которого составляет БРС. Динамика восточной части (а на раннем этапе и западной) обусловлена наличием долгоживущего астеносферного потока, обеспечивающего дивергентное движение Амурской плиты относительно Евразии, на западе с позднего плиоцена ключевую роль играют механизмы, связанные с коллизионным сжатием. Комплексные модели следует рассматривать как симбиоз двух вышеизложенных концепций, одна из первых подобных гипотез была изложена в работе [Das and Filson, 1975]). В последующем комплексный подход к пониманию геодинамики БРС привлекал (и привлекает) все больше сторонников. В их числе, вероятность взаимного воздействия местных и удаленных факторов признавал Питер Молнар [Baljinnuam et. al., 1993]. В одной из своих последних работ, Н.А. Логачев также указывал, что более справедливым будет комплексное решение, учитывающее как локальные механизмы, так и глобальную тектонику [Логачев и др., 2003]. В.Д. Мац в работе [Мац, 2015] предложил решение, которое можно назвать не комплексным, а комбинированным: согласно его модели, в формировании БРС участвовали и коллизионные процессы в Центральной Азии, и местные источники, но действовали они не одновременно.

Второй принципиальный вопрос, касающийся БРС, это вопрос стадийности развития. Большинство исследователей сходятся во мнении, что оно было двухстадийным, имея в виду стадии медленного и быстрого рифтинга (по терминологии Н.А. Логачева), однако временные границы этапов интерпретируются неоднозначно. В.Д. Мац предложил рассматривать эволюцию Байкальского рифта без отрыва от древней геологической истории региона [Мац и др., 2001]. Первую стадию развития он обозначил как дорифтовый мегаэтап, указывая на его исключительную важность в формировании древней тектонической структуры, в дальнейшем

обусловившей появление Байкальского рифта. Время окончания дорифтового этапа и начала байкальского рифтогенеза до настоящего времени остается предметом дискуссий, – здесь можно выделить, по меньшей мере, три точки зрения. Согласно одной из них, возраст байкальского рифта не выходит за рамки нижнего плиоцена. Например, в работе [Буслов, 2012], автор указывает на начало формирования БРС в результате воздействия Индо-Азиатской коллизии приблизительно 5 млн л.н., а более древние осадки, наличие которых однозначно доказано [Kuzmin et al., 2000], относят к Предбайкальскому прогибу, не являющемуся рифтовой структурой. Более распространенным является мнение о миоцен-олигоценном (~30 млн лет) возрасте рифтовой системы [Зоненшайн и др., 1995; Рассказов и др., 2014 и др.], основанное на датировках танхойской [Нагорья..., 1974] и осиновской [Мац, 2001] свит. Третья точка зрения предполагает, что начало рифтогенеза следует отсчитывать с позднего мела (~60-70 млн л.н.): такого мнения придерживались Н.А. Логачев [Логачев, 2003], В.Д. Мац [Мац и др., 2001], схожие выводы были получены нами в работе [Jolivet et al, 2009]. Следует заметить, что доводы сторонников «миоценовой» и «позднемеловой» версий, в общем, не противоречат друг другу, являясь вопросом интерпретации: считать ли мел-палеогеновый этап подготовительным к рифтогенезу или его начальной стадией. Если принять, в качестве рабочей модели, второй вариант, то историю развития Байкальского рифта можно охарактеризовать как трехстадийный процесс.

Начиная с позднего мела и до середины олигоцена территория Прибайкалья и Западного Забайкалья находилась в условиях относительного тектонического покоя, эпизодически нарушаемого локальными вспышками активности. Длительная эпоха затишья привела к денудационному выравниванию обширных территорий: были в значительной степени срезаны горные сооружения Забайкалья, а сравнительно невысокие поднятия современной БРС преобразовались в практически равнинные ландшафты. В целом, юг Восточной Сибири к началу олигоцена представлял собой

денудационную платообразную поверхность с мягкими волнами и отдельными останцами на месте позднемезозойских поднятий [Нагорья..., 1974]. Период мел-палеогенового выравнивания, несмотря на спокойную геодинамическую обстановку, можно рассматривать как начальную стадию рифтового мегаэтапа (В.Д. Мац называл данный этап крипторифтовым). К этому периоду относится заложение Южно-Байкальской [Логачев, 2001] и, возможно, Тункинской [Мац и др., 2001] и Северо-Байкальской [Нагорья..., 1974] впадин.

Следующий этап, названный Н.А. Логачевым раннеорогенным, продолжался, по разным оценкам, до раннего [Логачев, 1999; Jolivet et al, 2009] - среднего [Мац и др., 2001] плиоцена. Раннеорогенный этап характеризуется относительным увеличением тектонической активности на территории современной БРС, что обусловило развитие существовавших впадин и формирование новых. В конце олигоцена уже существовали, помимо Южно-Байкальской, Тункинской, Северо-Байкальской и Верхнеангарской впадины; в нижнем – среднем миоцене начали формироваться Баргузинская, Чарская, Муйская, Хубсугульская и Ципа-Баунтовская котловины [Логачев и др. 1996]. Геодинамическая обстановка раннеорогенного этапа отличалась малоамплитудными, относительно медленными, сводовыми поднятиями горного обрамления впадин в сочетании с кратковременными импульсами быстрого поднятия [Рассказов и др., 1998] и активной вулканической деятельностью [Рассказов, 1993] на юго-западном фланге БРС, а также в верховьях Витима, т.е. вне контура современной системы. Согласно реконструкции Н.А. Логачева [Нагорья..., 1974], рельеф обрамления рифтовых впадин на завершающих стадиях раннеорогенного этапа представлял собой низкогорные слаборасчлененные плато на юго-западном и северо-восточном флангах или приподнятые денудационные пологоволнистые равнины в центральной части системы. Большинство крупных впадин БРС к началу позднекайнозойского рифтогенеза были уже оформлены и сопоставимы с современными контурами.

Начало позднеорогенного этапа датируется ранним [Логачев, 1999; Jolivet et al., 2009] - средним [Мац и др., 2001] плиоценом. Естественным индикатором смены этапов является появление в разрезе осадочных отложений более грубого материала и углового несогласия между толщами [Нагорья..., 1974; Казьмин и др., 1995; Мац и др., 2001], что свидетельствует об активизации вертикальных тектонических движений. Активизации поднятия, очевидно, не была единовременной для всех впадин БРС, на что указывают неоднородность морфологии и результаты бурения [Kuzmin et al., 2000]. Сама стадия интенсивного поднятия также не была равномерной: например, для горного обрамления Байкала было выделено три фазы, характеризующиеся различными скоростями [Мац и др., 2001]. Первая, ольхонская, фаза (3.5 – 0.8 млн л.н.) характеризуется высокими скоростями вертикальных тектонических движений с их постепенным ослаблением к концу периода. Для приморской фазы (0.8 – 0.15 млн л.н.) было свойственно относительное затишье: исключением явился западный борт Южно-Байкальской впадины, на котором, вдоль Обручевского сброса, интенсивно поднимался Приморский хребет параллельно с ускоренным опусканием дна котловины. Наконец, современная (тыйская) фаза тектогенеза, начавшаяся ~150 тыс. л.н, характеризуется максимальными скоростями тектонических движений и наивысшей степенью расчлененности рельефа.

Скорости вертикальных тектонических движений на позднеорогенном этапе более чем на порядок превышают скорости, характерные для раннеорогенной стадии (0.4 мм/год против 0.003 мм/год, по данным [Jolivet et al, 2009]), что позволяет считать современные черты горного обрамления БРС исключительно плиоцен-четвертичным явлением. Схожие результаты на основании данных АФТ были получены для западного фланга БРС [van der Beek et al, 1996]. При этом границы большинства впадин были в общем определены на раннеорогенном этапе [Логачев и др., 2003].

1.2. Тектонические аспекты формирования структур горного обрамления впадин БРС

Многообразие мнений о причинах и механизме рифтогенеза находит прямое отражение в различных интерпретациях морфотектонической эволюции плеч рифта. Основная дискуссия касается факторов, вызывающих поднятие в областях растяжения, и схемы их реализации. Причины горообразования при рифтогенезе можно разделить на две основные категории - механические и термальные, однако в деталях разные классификации могут отличаться [Геоисторический..., 1999; Gallagher, 2012]. При этом, в зависимости от выбранной модели, данные факторы могут работать одновременно и/или быть взаимозависимыми.

Механические причины связаны с деформациями литосферы и их последствиями. Само понятие «рифтогенез» обычно ассоциируется с растяжением, хотя, если говорить о БРС, реальная геодинамическая обстановка представляется исследователям более сложной. Например, расчеты стресс-тензоров [Petit et al., 1996] показали, что чистое растяжение характерно только для центральной части системы; на северо-восточном фланге и в Южно-Байкальской впадине к растяжению добавляется выраженная сдвиговая компонента, а на юго-западе фиксируется транспрессионный режим. Однако, в целом, Байкальский рифт является структурой растяжения и рассматривать эволюцию его горного обрамления, вероятно, следует именно с этих позиций. При этом долгое время в геологии были распространены идеи о компрессионной природе рифтогенеза, впервые предложенные Э. Буллардом [Bullard, 1936] для описания Восточно-Африканского рифта (рис 3-I). Для байкальского региона собственную версию подобного сценария выдвинул Е.В. Павловский [Павловский, 1941]. В своей гипотезе, для которой был предложен термин «аркогенез», автор связывал формирование рифта с обрушением апикальной части сводового поднятия, созданного в результате сжатия (рис. 3-II). Начало обрушения датировалось юрой, свод к тому времени уже существовал, однако продолжающееся сжатие

обеспечивало дополнительный подъем разорванных крыльев свода. В привпадинных частях свода это выразилось в развитии структур горного обрамления, при этом структурную асимметрию модель объясняла неравномерной крутизной склонов свода. Гипотеза Е.В. Павловского получила широкую поддержку в геологической среде (например, [Салоп, 1967]), однако в дальнейшем была отвергнута большинством исследователей в свете появления убедительных доказательств развития байкальского рифта под доминирующим воздействием сил растяжения. Как указывал В.В. Ламакин, автор и его последователи ошибочно трактовали стадии развития БРС, «смешивая структуры растяжения и сжатия разного возраста» и практически игнорируя неотектонические структуры [Ламакин, 1968].

В настоящее время континентальный рифтогенез обычно рассматривается как результат растяжения литосферы, и Байкальский рифт не является исключением. Сдвиговые деформации, которые здесь наблюдаются, либо дополняют сбросовую кинематику, либо, как в модели З. Баллы, являются проводниками растягивающих воздействий. Что касается деформаций сжатия то их наличие, в целом, не противоречит общему режиму доминирующего растяжения, а объяснение в каждом конкретном случае зависит от выбранной геодинамической модели (например, структуры сжатия на западном фланге БРС в модели [Саньков и др., 2011] авторы связали с коллизионными процессами в Центральной Азии).

Само по себе растяжение объясняет только формирование впадин, – для объяснения развития гор, окружающих последние, необходимо включение в сценарий дополнительных факторов. Единственный вариант, который теоретически допускает формирование крутых горных склонов только за счет горизонтальных движений, может иметь место, если рельеф горного обрамления развивается исключительно в результате эксгумации крыльев свода, созданного на дорифтовом этапе, а затем разорванного при растяжении. Высота свода относительно поверхности геоида, в этом случае, может меняться только по нисходящему тренду, т.к. поднятия как такового не

происходит: формирование хребтов и нагорий объясняется понижением базиса эрозии при погружении впадин. Таким образом, механизм рифтогенеза приходит в соответствие с каноническим пониманием сбросообразования, при котором лежащее крыло не меняет своего гипсометрического положения. Впервые подобное решение было предложено Э. Зюссом [Zuess, 1901] и впоследствии поддержано В.А. Обручевым [Обручев, 1948] и другими исследователями. В современных геодинамических концепциях развитие горного обрамления впадин обычно объясняется поднятием плеч рифта, т.е. вертикальных движений относительно поверхности геоида. Однако причины и механизмы этого процесса отличаются в зависимости от подхода.

Поднятие структур горного обрамления впадин, в результате механического растяжения и в отсутствие прямого термального воздействия, объясняется явлением изостатической реакции (англ. *rebound*) на разгрузку литосферы. Одним из первых, на изостатическую природу горных сооружений БРС, указал В.В. Ламакин, предположив, что поднятие происходит за счет «освобождения плоскости сбрасывателя от давления со стороны сбрасываемой глыбы», при этом «во впадину сносится огромная масса продуктов размывания и осыпания; дно впадины утяжеляется, а окружающая ее полоса, наоборот, облегчается и поднимается над прежним своим положением» [Ламакин, 1968]. В его интерпретации речь шла прежде всего о локальной изостазии, связанной с выталкивающей (архимедовой) силой (впервые подобное решение было предложено Ф. Вейнинг-Мейнесом [Vening Meinesz, 1950] для рифтов Восточной Африки (рис 3-III)). В более поздних моделях подъем плеч рифта объясняется явлением региональной изостазии, предполагающей комбинацию гидростатических и упругих свойств литосферы, с приоритетом последних. Рассмотрим некоторые из этих схем, разработанных применительно к наиболее распространенным концепциям континентального рифтогенеза.

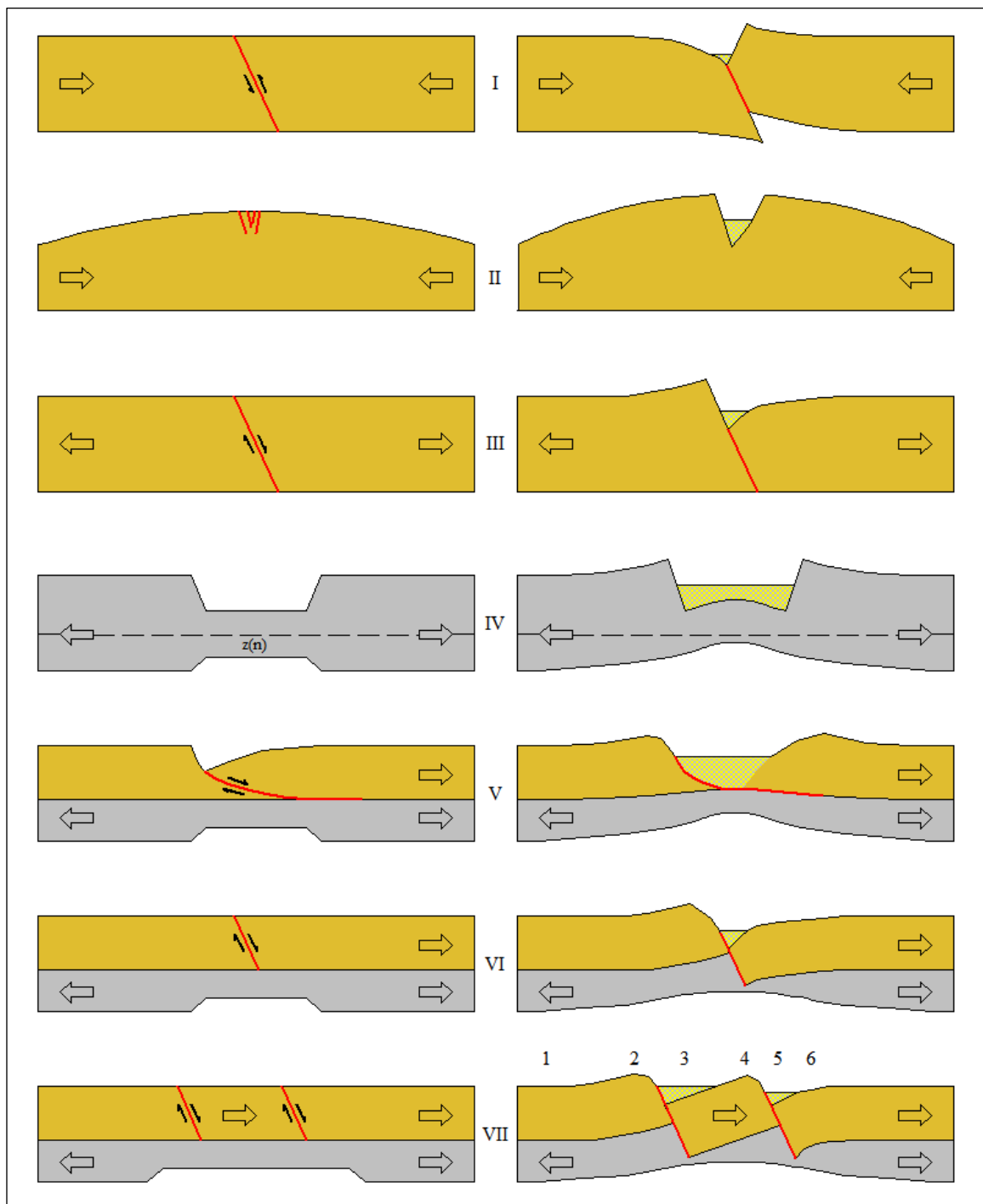


Рис. 3. Общие схемы поднятия плеч рифта

I – Bullard, 1936; II – Павловский, 1941; III – Vening Meinesz, 1950; IV – Broun and Beaumont, 1989; V – Weissel and Karner, 1989; VI-VII – Kuznir et al, 1987). Слева – кинематическая модель, справа – соответствующая модель поднятия плеч рифта. Серым цветом показана зона упруго-пластичных деформаций (нижняя кора и надстеносферная мантия), оранжевым – зона хрупких деформаций (верхняя кора); стрелками показаны направления деформаций; линия $z(n)$ на рис. IV – уровень образования шейки; цифры на рис. VII – соответствие структурам БРС. Пояснения в тексте.

Модель чистого сдвига МакКензи [McKenzie et al., 1978] была дополнена механизмом изостатического поднятия [Braun and Beaumont, 1989],

связанного с особенностями заложения шейки рифта (англ. *necking level*). Уровень шейкообразования соответствует абстрактной линии, вдоль которой осуществляется растяжение и утонение литосферы (рис. 3-IV). Глубина данного уровня определяет направление вертикальных движений земной коры: условно говоря, относительно глубокое его заложение ведет к поднятию, относительно мелкое - к опусканию. По определению, такое поднятие носит региональный характер, и, в масштабах литосферы, охватывает как плечи рифта, так и саму впадину. Однако в приповерхностных частях литосферы это выражается в подъеме структур горного обрамления, на фоне относительного погружения днищ впадин, которые, в зависимости от амплитуды вертикальных перемещений, могут как подниматься, по отношению к поверхности геоида, так и опускаться.

Второй тип моделей поднятия был разработан на основе схожих концепций развития рифта – моделей простого сдвига [Wernicke, 1985] и детачмента [Lister et al., 1986]. В работе [Weissel and Karner, 1989] продемонстрирован возможный геодинамический сценарий (рис. 3-V), в котором формирование впадин определяется коллапсом хрупкого висячего крыла поверхности срыва, а поднятие плеч рифта – изостатической реакцией на «чисто-сдвиговое» растяжение, происходящее в более глубоких, пластичных слоях литосферы, по аналогии с моделью [Braun and Beaumont, 1989].

Альтернативный вариант комбинированной модели (англ. *flexural cantilever model*) был разработан на основе классической схемы Ф. Вейнинг-Мейнеса [Kusznir et al, 1987]. Согласно данной модели, верхняя часть литосферы подвержена растяжению по принципу простого сдвига, в результате чего формируются плоские или листрические сбросы (рис. 3-VI и 3-VII). Лежачее крыло сброса, освободившись от нагрузки блока, теперь составляющего висячее крыло, поднимается за счет локальной изостатической компенсации. Параллельно этому, в нижней пластичной части литосферы происходит растяжение по схеме чистого сдвига, обеспечивающее

региональную изостатическую реакцию, в результате чего, в зависимости от глубины растяжения, происходит подъем или опускание зоны рифта и прилегающих территорий.

«Механические» сценарии поднятия плеч рифта являются основой для большинства моделей пассивного рифтогенеза, поскольку позволяют объяснить формирование горного обрамления впадин без привлечения локальных источников поднятия. В свою очередь, в моделях активного рифтогенеза акцент делается на термальные факторы, связанные с непосредственным влиянием теплового потока на рифтогенез.

Тепловое воздействие в зоне рифта может быть выражено двумя основными факторами – разогревом литосферного вещества и замещением относительно холодного материала более горячим [Gallagher, 2012]. В модели [Logatchev and Zorin, 1987] поднятие плеч рифта, как и весь процесс рифтогенеза, связаны с внедрением мантийного диапира, т.е. имеет место сценарий замещения. При этом формирование рифта является не только следствием мантийного апвеллинга, но и само по себе провоцирует внедрение разогретого вещества [Gallagher, 2012].

Альтернативный вариант реализации «термальных» механизмов рассматривается в ряде моделей, базирующихся на позициях пассивного рифтогенеза [Полянский, 2005; Саньков и др., 2011]. В определенном смысле их можно назвать комплексными, поскольку, помимо удаленного воздействия, здесь фигурирует локальный апвеллинг. Однако причины последнего также связаны с процессами глобальной тектоники, поэтому вопрос определения места этих моделей среди прочих представляется неоднозначным. В общих чертах, поднятие плеч рифта в данных реконструкциях связано с замещением литосферной мантии веществом астеносферы, вызванном дестабилизацией границы литосфера/мантия. В качестве причины дестабилизации, на основании выводов [Артюшков, 2008; Трифионов и др., 2008], В.А. Саньков с соавторами предложили рассматривать коллизионные процессы в Центральной Азии.

В заключение следует отметить, что разделение эндогенных факторов, ответственных за развитие горного обрамления рифтовых впадин, является достаточно условным, и, на самом деле, они тесно взаимосвязаны. Например, поднятие плеч рифта в результате «термального» воздействия происходит за счет разуплотнения литосферного вещества и последующей изостатической компенсации [Gallagher, 2012]; с другой стороны, механическое растяжение, вызывая утонение литосферы, приводит к пассивному подъему астеносферы [Геоисторический..., 1999]. При этом нельзя не заметить, что применение той или иной схемы зависит от локальных геодинамических условий и исследовательской интерпретации. К примеру, в работе [van der Beek, 1997] показано, что по результатам численного моделирования поднятия плеч рифта, для БРС могут быть актуальны модели [Braun and Beaumont, 1989] и [Weissel and Karner, 1989], упомянутые выше. При этом модель [Kusznir et al, 1987] П. ван дер Бик посчитал неактуальной, ввиду несоответствия данным трекового датирования. Позже был опубликован комментарий [Roberts and Kusznir, 1998], в котором авторы выразили свое несогласие с результатами моделирования, в частности, указав на некорректность использования модели Брауна-Бомонта, предусматривающей формирование симметричного рифта.

В представленной диссертации не ставится задачей анализ глубинных механизмов, вызывающих поднятие плеч рифта, а сам алгоритм поднятия представляется очень схематично. В целом, он соответствует модели Н. Кушнера [Kusznir et al, 1987] и подразумевает подъем лежачего крыла сброса на фоне погружения дна впадины за счет локальной и региональной изостазии. Актуальность данного решения косвенно подтверждается внутренним строением БРС, во многом совпадающей с моделью, представленной на рис. 3-VII. К примеру, если провести поперечный профиль от Сибирской платформы (0), через Байкальский хребет (1), Северо-Байкальскую впадину (3), Баргузинский хребет (4), Баргузинскую впадину (5) и Икатский хребет (6), представляется очевидным сходство реальных морфоструктур и элементов модели.

На рис. 4 приведен общий сценарий поднятия горных сооружений, принятый в данной работе.

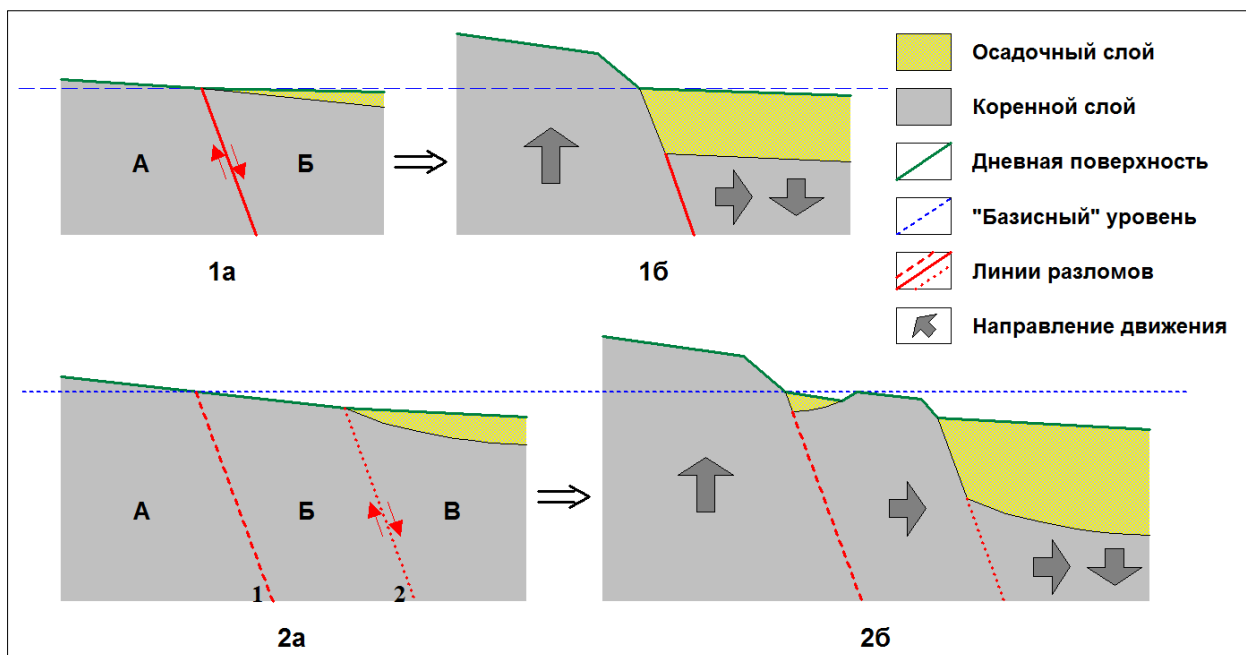


Рис. 4. Схемы формирования предрифтовых поднятий (пояснения в тексте)

В верхней части рисунка показана простая схема, в которой задействованы два блока. Схема 1а демонстрирует положение блоков до начала активной фазы поднятия: объект характеризуется небольшим перепадом высот и относительно маломощным осадочным чехлом в приразломной зоне. Направления движения блоков соответствуют активной стадии, но характеризуются значительно меньшими скоростями. Тектоническая активизация инициирует интенсивное поднятие блока А, составляющего лежащее крыло рифта, одновременно с быстрым погружением дна впадины, связанным с латеральным смещением блока (В) висячего крыла (фрагмент 1б). Поднятие компенсируется осадконакоплением, таким образом, положение базиса эрозии – зоны выхода разлома на дневную поверхность – практически не меняется.

Более сложной представляется схема развития предрифтовых структур, характеризующихся ступенчатыми склонами. Прототипом для данного построения послужили Баргузинский хребет и Улюнское поднятие, занимающее одноименную тектоническую ступень. На стадии «медленного

рифтинга» (схема 2а), взаимное перемещение блоков, вероятно, происходило только по привпадинному разлому (2) и характеризовалось незначительной скоростью, разлом (1) был неактивен. С началом фазы «быстрого рифтинга», последний активизировался и произошла своеобразная инверсия тектонических движений (схема 2б). Блок А начал интенсивно подниматься, формируя хребет, блок В - опускаться, одновременно с юго-восточным смещением. Сегмент Б, оказавшись между двумя активными блоками, перестал испытывать сколь-нибудь значительные вертикальные перемещения, превратившись в тектоническую ступень, но при этом начал постепенно смещаться по горизонтали в процессе растяжения. Данное смещение обусловило заложение малой впадины в тылу ступени. В результате были сформированы две системы тектонических уступов, отличающихся по генезису: высокий уступ хребта обязан своим появлением воздыманию гор, слабовыраженный эскарп ступени развивался в условиях эксгумации реликтовых структур. Поднятие хребта, как и в случае, показанном на верхнем рисунке, также компенсируется осадконакоплением. До появления малой (Улюнской) впадины, осадки сносились по поверхности ступени непосредственно в основную (Баргузинскую) котловину, в дальнейшем они стали частично оседать во впадине-сателлите, частично выноситься в основную впадину по речной долине, пересекающей ступень. Местный базис эрозии, локализованный в подножье хребта, гипсометрически соответствует вершинной поверхности тектонической ступени. Согласно предлагаемой модели, он практически не менялся на протяжении плиоцен-четвертичного этапа за счет сбалансированного взаимодействия восходящих и нисходящих движений. Таким образом, базисный уровень можно рассматривать в качестве условной границы поднятия и опускания, что, в свою очередь, позволяет судить об элементах горных сооружений, расположенных выше этой границы, как об индикаторах позднеорогенного поднятия.

1.3. Морфология и морфодинамика сбросовых эскарпментов

Главными морфологическими элементами предрифтовых блоковых структур, обрамляющих впадины БРС, являются тектонические уступы, развитие которых связано с рифтогенным поднятием и сопутствующими экзогенными процессами. Крутые сбросовые уступы, в сочетании со связанными элементами склона (вершинными скатами и предгорными откосами, по терминологии Г.Ф. Уфимцева [Процессы..., 1987], формируют особые формы рельефа, характерные для БРС и других континентальных рифтов. Общепринятого международного термина для определения подобных объектов, по-видимому, не существует. В англоязычной литературе обычно встречаются словосочетания «mountain front», реже «normal-fault escarpment». В отечественной терминологии краткого определения нет. Г.Ф. Уфимцев определял подобные структуры как «крутые разломные борта рифтовых долин вне контуров распространения кайнозойских отложений» [Уфимцев, 1992]. В данной работе предлагается использовать термин «эскарпмент», что, на наш взгляд, не противоречит традициям заимствования. Следует подчеркнуть, что речь здесь идет только о сбросовых структурах, но уступы (и, соответственно, эскарпменты) могут формироваться и в других тектонических обстановках или иметь экзогенную природу [Толковый словарь..., 2002], при этом разность генезиса не всегда определяет различия в морфологии [Bull, 2007].

Со времен зарождения научной геоморфологии сбросовые эскарпменты привлекали внимание исследователей [von Richthofen, 1877; Davis, 1903; Louderback, 1904 и др.]. Важную роль этих структур в становлении наук о рельефе можно объяснить тем, что для них в большой степени характерна комплексность рельефообразующих процессов. Эскарпмент выступает в роли своеобразного зеркала, отражающего совместное воздействие эндогенных и экзогенных факторов, при этом ключевое значение имеет их количественное выражение, большая или меньшая активность одного из факторов определяет морфологию горного склона. Таким образом, сбросовые эскарпменты можно считать одними из самых ярких примеров классического принципа

взаимозависимости рельефообразующих процессов В. Пенка. Справедливости ради, следует заметить, что последний не занимался отдельными исследованиями данных структур – его принцип был основан на результатах анализа других форм рельефа [Пенк, 1961]. Другой важнейший принцип геоморфологии – концепция стадийности рельефа У.М. Дэвиса – был разработан непосредственно в ходе исследования сбросовых эскарпментов Северной Америки [Davis, 1903]. На протяжении последних 100-150 лет сбросовые эскарпменты исследовались достаточно тщательно, во многом благодаря своему географическому положению и визуальной открытости, особенно в аридных районах. В наибольшей степени были изучены структуры Провинции Бассейнов и хребтов [von Richthofen, 1877; Davis, 1903; Louderback, 1904; Blackwelder, 1934; Gilbert, 1928; King, 1968; Wallace, 1977; Kooi and Beaumont, 1994; Ellis et al, 1999; Zuchiewicz and McCalpin, 2000; DePolo et al, 2000; Petit et al, 2009a; Strak et al, 2011, Tucker et al., 2020 и др.] и Байкальской рифтовой системы [Лемакин, 1955, 1968; Процессы..., 1987; Уфимцев, 1992; Petit et al, 2009b].

Принципиальный алгоритм формирования сбросового эскарпмента, в целом, схож для всех континентальных рифтов планеты и включает взаимное перемещение висячего и лежащего крыльев (в зависимости от выбранной модели рифтогенеза, см. главу 1.2), в сочетании с русловой и склоновой денудацией. Морфология склонов также может быть схожей и даже идентичной, вне зависимости от географического положения, о чем свидетельствуют, например, отдельные структуры БРС и хребта Уосатч. Однако характер проявления этих процессов значительно отличается от объекта к объекту, несмотря на то, что количественный эффект может быть равнозначным. В настоящей работе предлагается проанализировать процесс эволюции эскарпмента в условиях БРС с целью демонстрации основных особенностей морфологии и морфодинамики этих структур.

Развитие эскарпмента делится на несколько этапов, их схематичное изображение показано на рисунке 5. В основе данного сценария лежит схема Р.Е. Уоллеса [Wallace, 1977], адаптированная к условиям БРС.

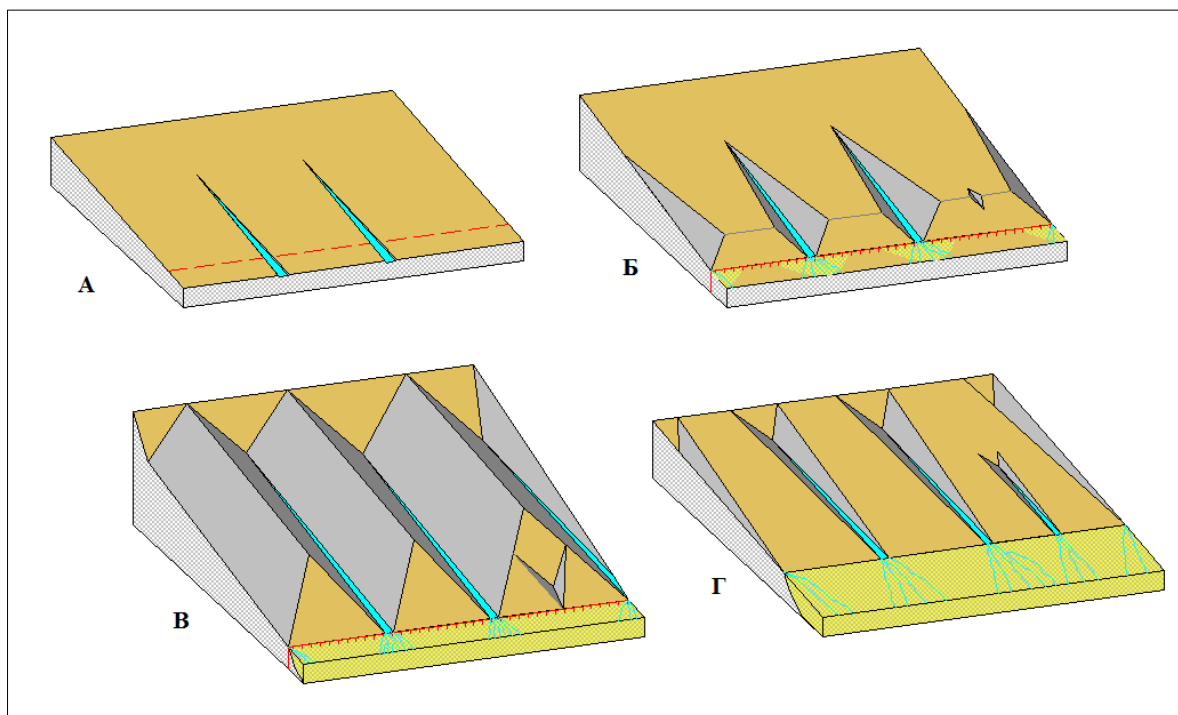


Рис. 5. Общая схема эволюции сбросового эскарпмента

А. Неактивная стадия – пологий склон с установившимися линиями стока и водораздельными поверхностями; Б. Ранний этап развития – активизация движения по разлому, формирование уступа и его расчленение на водораздельные гребни, ограниченные трапециевидными базальными фасетами, развитие конусов выноса, фуркация русел; В. Зрелый этап – преобразование трапециевидных фасет в треугольные, расчленение более широкой фасеты, слияние конусов выноса и формирование пролювиального шлейфа (основные структурные элементы «зрелого» эскарпмента показаны на рис. 7, 8); Г. Заключительный этап развития – прекращение/замедление тектонического поднятия, деградация склона, отступление подножья и исчезновение фасет.

На момент активизации поднятия, будущий эскарпмент представляет собой пологий слабо расчлененный склон, обращенный к впадине и ограниченный разломом (рис. 5а). Небольшой наклон и слабое врезание можно объяснить длительным периодом относительного тектонического покоя, обусловившим преобладание денудации над поднятием и, как следствие, выполаживание рельефа с сохранением некоторого высотного градиента. Поверхность склона сложена, условно, гранитными породами с тонким осадочным чехлом. Высокая прочность субстрата при низкой скорости

тектонического поднятия не позволяет развиваться глубоким руслам, однако не исключает формирование направлений преимущественного стока, которые в дальнейшем станут основой дренажной сети эскарпмента. Климат на рубеже раннего и позднего плиоцена характеризуется как теплый субтропический с пространственными вариациями влажности, подобный современным условиям Средиземноморья [Воробьева, 1995]. Мягкость климата и положительные среднегодовые температуры свидетельствуют о доминировании химического выветривания над физическим (криогенное выветривание, вероятно, вообще отсутствовало, либо имело эпизодический характер). Принимая во внимание небольшой уклон, можно предположить, что перенос разрушенного материала осуществлялся за счет медленного оползания (крипа) и плоскостного смыва. Влияние русловой эрозии было небольшим, но, как уже было отмечено, достаточным для формирования неглубоких долин временных водотоков. В целом, интенсивность эрозионно-аккумулятивных процессов до активизации поднятия была сравнительно низкой.

Активизация движения по разлому инициирует поднятие лежащего крыла и формирование крутого сбросового уступа с уклоном, близким к углу падения разлома. С этого момента начинается развитие собственно эскарпмента. Одновременно с появлением уступа, радикально меняется механизм экзогенного воздействия. Уступ начинает интенсивно разрушаться под воздействием обвально-осыпных процессов (в том числе, сейсмогенных), скальных оползней, русловой и плоскостной эрозии. В случае с уступами, формирующимися на побережье Байкала или Хубсугула, также имеет место абразия. Русловая эрозия на молодом уступе изначально проявляется повсеместно и по сути близка к плоскостному смыву (ручейковая эрозия). В целом, интенсивность денудации склона с началом поднятия значительно возрастает, в том числе и на вершинном скате, что можно связать как с увеличением высотного градиента, так и с тектогенной дезинтеграцией горных пород. Осадочный материал, снесенный со склона, откладывается у

подножья в виде пролювиальных и коллювиальных конусов выноса, которые при слиянии формируют аккумулятивную предгорную равнину (предгорный откос). Поднятие уступа сопровождается увеличением длины склона, связанном с регрессивной эрозией и горизонтальным смещением поднимающегося крыла, если угол падения разлома составляет менее 90° . Постепенно водосборные площади локализуются вдоль долин, заложенных на неактивном этапе, и склон разбивается на плосковершинные широкие водораздельные гребни, срезанные у подножья плоскостью уступа, который, в свою очередь, приобретает вид трапециевидных граней – фасет (рис. 5б). Термин «*facet*» впервые был предложен У.М. Дэйвисом для структур хребта Уосатч в северной Юте [Davis, 1903] и в англоязычной литературе чаще применяется для характеристики более зрелых треугольных граней. Водораздельные гребни, формирующиеся на эскарпментах, в английской геоморфологической традиции носят название “*faceted spurs*”, т.е. ограниченные отроги.

На стадии появления трапециевидных фасет структура экзогенных процессов меняется в сторону усиления русловой эрозии и роста интенсивности склоновых процессов ввиду увеличения высотного градиента. На плосковершинных водораздельных поверхностях продолжает доминировать медленное оползание рыхлого слоя и плоскостной смыв: часть материала спускается к подножью уступа, часть по склонам распадков попадает в долины. На склонах распадков эти процессы ускоряются, к ним добавляются обвально-осыпные и оползневые явления. Интенсивность склоновых процессов здесь находится в прямой зависимости от русловой эрозии, которая обеспечивает подрезку склона и увеличение его крутизны [Агафонов, 1990]. Экзогенные процессы, локализованные непосредственно на уступе, в целом, сохраняют тенденции предыдущего этапа – здесь доминируют обвально-осыпные и, возможно, оползневые процессы.

Начальные стадии формирования эскарпмента, согласно предложенному сценарию, соответствовали сравнительно теплomu климату.

Дальнейшее развитие происходило в условиях неоднократных климатических инверсий, в том числе, сильных похолоданий, вплоть до частичного оледенения. В целом, начиная с конца позднего плиоцена, климат становился холоднее и контрастнее, что способствовало увеличению влияния физического выветривания горных пород [Воробьева, 1995].

В продолжение развития эскарпмента, совместная деятельность тектоники, русловой эрозии и склоновых процессов, приводит к постепенному углублению распадков и выполаживанию их высоких бортов. Таким образом, трапециевидные фасы преобразуются в треугольные, а плосковершинные водоразделы – в острые гребни (рис. 5в). Характер проявления склоновых процессов на водоразделах меняется параллельно с изменением поперечного профиля. В зависимости от уклона, доминируют медленные или быстрые процессы. По достижении треугольной формы фасы и, соответственно, прямых склонов водоразделов, превалирующее значение приобретают обвально-осыпные процессы и курумообразование. Курумы являются характерной чертой зрелых эскарпментов БРС [Лапердин, Качура, 2010] и представляют собой глыбово-валунные поля или потоки, способные формироваться как на склонах водоразделов (особенно в верхних частях), так и на фасах. Ключевую роль в формировании курумов играет морозное выветривание, разрушающее материнскую породу: более мелкие фракции вымываются под воздействием делювиальных, криповых, солифлюкционных процессов, крупные глыбы задерживаются на склоне. Постепенно глыбовый материал перемещается вниз, формируя предгорный коллювий или загромождавая долины распадков (в результате сильных землетрясений смещения могут иметь оползневый характер). Поперечные долины на стадии зрелости эскарпмента в плане приобретают форму, называемую «*wine-glass*», которая предполагает широкие верховья и сравнительно узкие приустьевые части. Несмотря на относительное увеличение водосборных бассейнов, их малые площади, неравномерность выпадения осадков и, в большинстве случаев, отсутствие дополнительного питания, не допускают появления

постоянных водотоков. Формирование временных потоков связано с интенсивным снеготаянием и обильными ливнями. Горный поток зарождается в верхней части склона, в зоне нивального кара (в данном сценарии не рассматриваются ледниковые формы, которые также имеют место на эскарпментах БРС), за счет слияния многочисленных рытвин и промоин. Кратковременная многоводность и большой уклон русла обеспечивает высокую энергию течения, достаточную как для обеспечения врезания, так и для переноса осадочного материала, снесенного с водоразделов. Наиболее интенсивные потоки могут приобретать форму селей.

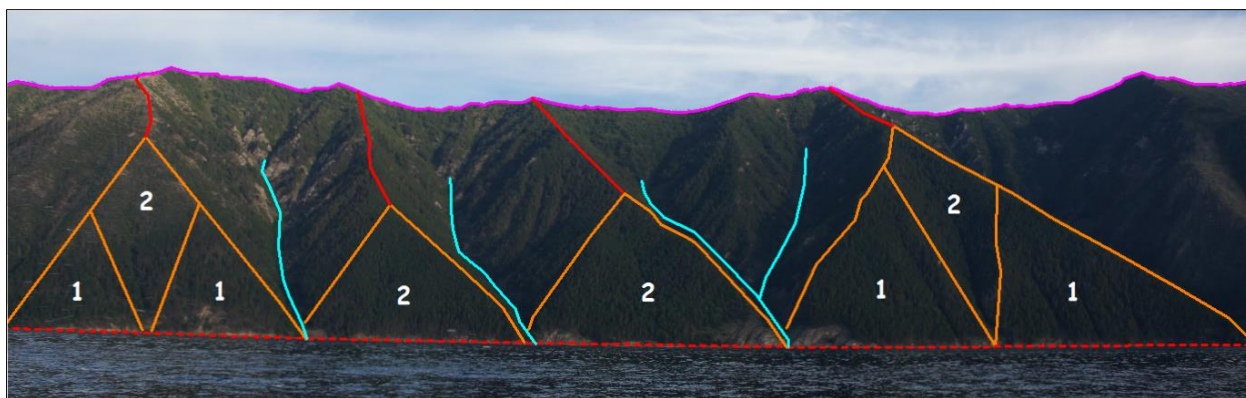


Рис. 6. Сбросовый эскарпмент, Святоносское поднятие (фото В.А. Санькова)

Цвета обозначены главные структурные линии: фиолетовый – гребень хребта, красный – водораздельные гребни эскарпмента (вершинные скаты), голубой – русла временных водотоков, оранжевый – базальные фасеты (цифры обозначают порядок объекта); красной штрих-линией показана зона разлома.

Важно подчеркнуть, что флювиальные процессы имеют место не только в зонах влияния основных русел эскарпмента, но также на фасетах. Глубина врезания здесь зависит, прежде всего, от площади водосборной поверхности, т.е. от площади самой фасеты. Таким образом, более широкие грани в большей степени подвергаются русловой эрозии, которая формирует относительно глубокие распадки, делящие фасеты на отдельные фрагменты (обычно надвое). На склоне, показанном на рис. 6, фасеты данного типа расположены по краям, центральную часть эскарпмента занимают две слаборасчлененные грани. Четыре названные фасеты являются однопорядковыми, на что указывает общая морфология русел, при этом грани, локализованные на

фасетах, в иерархии водоразделов стоят на один порядок ниже. Все фасеты, представленные на данном эскарпменте, относятся к категории базальных, т.е. развиваются в основании склона.

Следует заметить, что расщепление граней происходит и на более низких иерархических уровнях, поэтому количество порядков водоразделов, выделяемых на эскарпменте, определяется исследователем исходя из конкретных задач, при этом допускается определенная генерализация. Например, при изучении голоценовых и современных процессов рельефообразования следует принимать во внимание даже самые небольшие элементы уступа, в том числе те, которые еще не оформились в виде обособленных трапециевидных или треугольных фасет. С другой стороны, исследование более продолжительных этапов, охватывающих первые миллионы лет, допускает включение в анализ только наиболее крупных фасет, если они являются относительно однородными и очевидно сформированы в ходе одного этапа орогенеза. Важно подчеркнуть, что понятие «один этап орогенеза» также носит генерализованный характер: в действительности тектонический процесс является дифференцированным и условный временной этап представляет собой последовательность более коротких стадий, каждой из которых соответствует определенный геодинамический фон. Очередная активизация поднятия инициирует формирование новой генерации фасет, размеры которых определяются локальной площадью водосбора. Таким образом, развитие молодых фасет на плоскостях более зрелых обусловлено как русловой эрозией, так и особенностями тектонического процесса. Данный аспект развития сбросовых уступов будет рассмотрен далее, при описании сложных эскарпментов.

Появление в рельефе эскарпмента треугольных фасет свидетельствует о достижении ландшафтом некоторого кульминационного состояния. Дальнейшее развитие эскарпмента может иметь, по меньшей мере, три возможных варианта, отличающихся соотношением тектонических и экзогенных факторов.

Первый сценарий предполагает стабилизацию ландшафта с сохранением основных морфологических и морфометрических параметров рельефа, в геоморфологии подобные ландшафты получили название «устойчивые» (англ. *steady-state landscape*). Устойчивое состояние ландшафта можно рассматривать как частный случай динамического равновесия (англ. *dynamic equilibrium*). Иными словами, устойчивое состояние может быть достигнуто только в условиях динамического равновесия, однако условия эквилибриума не всегда являются гарантией достижения устойчивого состояния [Abrahams, 1968]. С точки зрения теории множеств, диапазон условий устойчивого состояния представляет собой подмножество диапазона условий динамического равновесия [Leopold and Langbein, 1962]. Условия динамического равновесия предполагают, что ландшафт стремится к сбалансированному развитию, идущему согласно определенного тренда, таким образом изменение одного рельефообразующего фактора ведет к подстраиванию остальных процессов с целью сохранить общую тенденцию развития. Линия тренда, при этом, может иметь любое направление в зависимости от доминирования эндогенных (условно созидательных) или экзогенных (условно разрушающих) процессов. Например, в случае преобладания тектонического поднятия над денудацией, имеет место восходящий тренд. Состояние «*steady-state*», таким образом, соответствует нулевому тренду, при котором действие одного процесса полностью компенсируется другим. Важными факторами в описании как динамического равновесия, так и устойчивого состояния, являются пространственно-временной масштаб и граничные условия [Bierman and Montgomery, 2014]. Определение этих значений происходит подобно генерализации топографических карт в зависимости от задач исследования. Например, если речь идет о геологически значимых периодах, составляющих 10^3 - 10^6 лет, для выявления общей тенденции развития ландшафта нет необходимости учитывать ежегодные сезонные колебания эрозионной активности. То же касается размеров ландшафта: развитие крупных геоморфологических

объектов можно рассматривать как сбалансированное, несмотря на то, что отдельные их элементы демонстрируют значительные отклонения от общего тренда. Последний фактор – граничные условия – устанавливает максимально допустимый диапазон вариаций рельефообразующих процессов, в пределах которого развитие ландшафта отвечает установленным условиям динамического эквilibriumа. Общая схема сбалансированного развития показана на рис. 7.

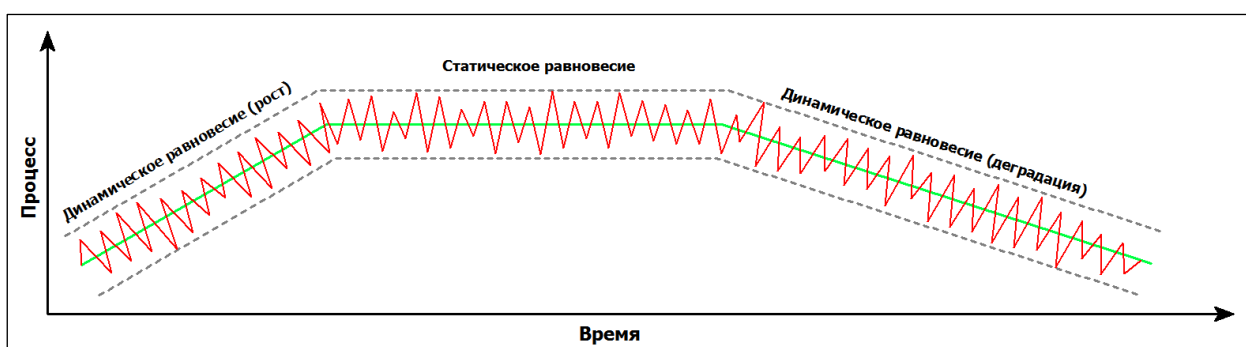


Рис. 7. Схема уравновешенного развития ландшафта

Зеленой линией показан общий тренд развития, красной - колебания баланса эндо- и экзогенных процессов, прерывистой - максимально допустимый диапазон колебаний, отвечающий принятым условиям эквilibriumа (если амплитуда колебаний выходит за пределы диапазона, развитие признается неравновесным).

Возвращаясь к сценарию развития эскарпментов, отвечающих условиям «*steady-state landscape*», необходимо заметить, что формирование полностью стабильных форм здесь практически исключено. Тектоническое поднятие может нивелироваться эрозией, способствуя длительному сохранению в рельефе базальных фaset, однако профиль вершинного ската все равно будет меняться за счет увеличения длины склона, если только не имеет место вертикальный сброс. Таким образом, в случае с эскарпментами БРС, можно говорить о квазиустойчивых ландшафтах, в которых условиям «*steady-state*» соответствуют лишь отдельные элементы.

В случае прекращения или значительного замедления движения по разлому вступает в действие второй сценарий, при котором денудационные процессы перестают компенсироваться поднятием и происходит постепенная деградация склона (рис. 5г), вплоть до полной пенеппенизации. В

противоположность устойчивым ландшафтам такие формы рельефа называют переходными (англ. *transient landscape*), но их развитие также может проходить в условиях динамического равновесия по нисходящему тренду.

Схема, представленная на рис. 5, предполагает, что эскарпмент проходит полный цикл развития в рамках одного этапа орогенеза, характеризующегося условно равномерным поднятием, с кульминацией в виде треугольных базальных фасет. В условиях продолжения тектонической активности после достижения этой стадии, возможен третий вариант эволюции ландшафта. Дальнейшее поднятие приводит к перестроению речной сети, слиянию «старых» водораздельных гребней в более массивные и развитию молодых фасет в их основании – этот процесс может повторяться неоднократно, создавая сложную иерархию водоразделов. В результате формируются сложные эскарпменты, включающие несколько генераций фасет. Теоретически, такие эскарпменты могут развиваться при условно непрерывном поднятии только за счет разрастания склона и перестройки русел, но обычно их формирование связано с дифференцированностью тектонического развития. В этом случае, каждая генерация фасет относится к определенной стадии горообразования, таким образом, их количество может свидетельствовать о времени развития эскарпмента, а морфометрические характеристики фасет – о количественных параметрах рельефообразующих процессов [Zuchiewicz and McCalpin, 2000]. Аналогичный процесс происходит и на более низких иерархических уровнях, о чем было упомянуто выше. Основные структурные элементы сложного эскарпмента и схема его формирования продемонстрированы на рис. 8 и 9, соответственно.

На рисунке 8 показан южный склон Тункинских гольцов, обращенный к одноименной впадине. В объектив попали два широких водораздельных гребня, разделенные глубокой антецедентной долиной (голубая линия). Окончания гребней имеют, в плане, треугольную форму и могут рассматриваться как большие треугольные фасеты 5-го порядка - максимального для данного эскарпмента.

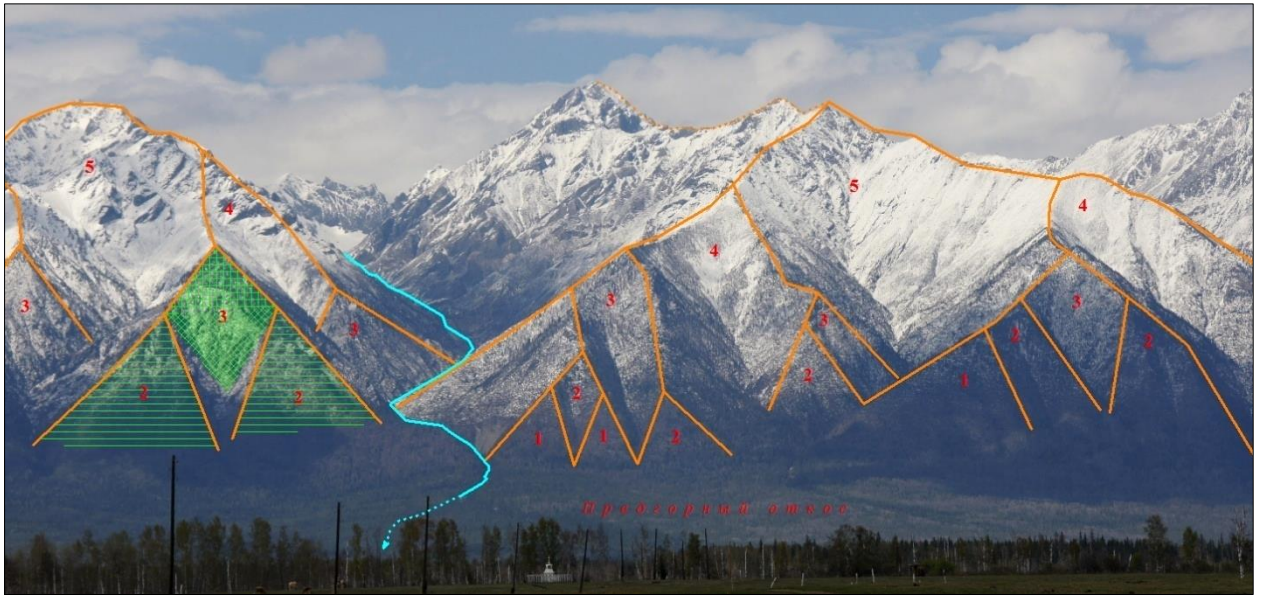


Рис. 8. Сложный эскарпмент, Тункинские гольцы (фото В.А. Санькова)
 Цифрами обозначены генерации фасет: 1-2 – базальные фасеты, 3-5 – большие фасеты; зеленой штриховкой показаны элементы больших фасет (по Г.Ф. Уфимцеву): горизонтали – базальные фасеты, косая решетка – антифасета, прямая решетка – вершинная фасета.

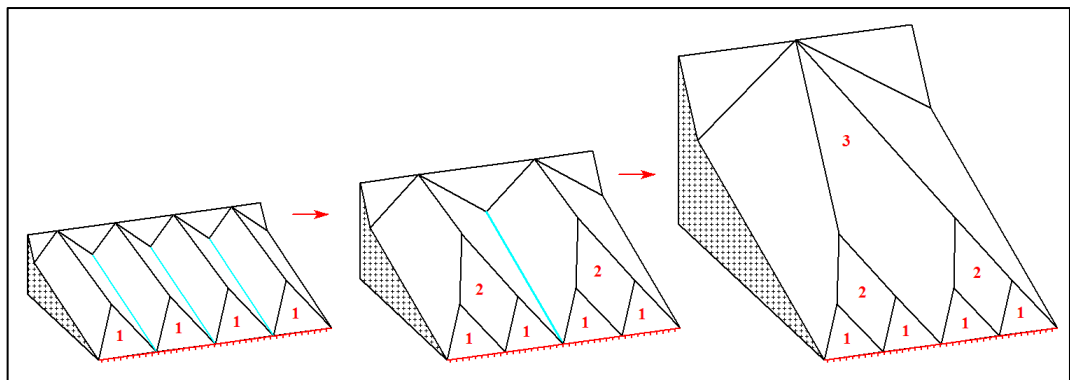


Рис. 9. Схема формирования сложного эскарпмента.

Термин «большая фасета» был предложен Г.Ф. Уфимцевым, в англоязычной литературе подобные объекты обычно называются «*dissected facets*» или по порядковому номеру генерации [Bull, 2007]. По определению Г.Ф. Уфимцева [Процессы..., 1987], для оформления большой фасеты необходимо, как минимум, две базальные фасеты и одна антифасета или комбинация антифасеты с вершинной фасетой (на рис. 8 эти элементы показаны зеленой штриховкой). Вершинные фасеты первого порядка формируются над сопряженными базальными фасетами, в свою очередь, грани более высоких иерархических уровней объединяют вершинные фасеты.

Под термином «антифасета» понимается крутая опрокинутая треугольная грань, формирующаяся на тупиковом вершинном окончании долины, разделяющей базальные фасы. По определению [Уфимцев, 1992], антифасы могут развиваться на продолжении плоскости вершинной фасы, либо в вершинах распадков, разделяющих несопряженные базальные фасы, и играют важную роль в формировании сбросовых структур, фиксируя тыловые ограничения узких пластинчатых блоков тектонического уступа на начальной стадии их морфологического обособления. Таким образом, антифасы являются элементом остаточного-глыбового механизма горообразования [Флоренсов, 1965], предусматривающего периодическое омоложение сбросовых уступов и погружение промежуточных ступеней «как бывших частей окружающих рифты поднятий» [Уфимцев и др., 2009]. С этой точки зрения, каждая генерация антифасет должна соответствовать отдельной плоскости зарождающегося разлома, что, на наш взгляд, не вполне справедливо. Морфологические элементы, соответствующие антифасетам, могут развиваться на склонах, испытывающих дифференцированное поднятие по одному разлому, фиксирующему подножье эскарпмента (рис. 8), без каких-либо предпосылок к развитию новых разломных поверхностей, при этом эскарпмент, как правило, имеет ступенчатый профиль. С другой стороны, ступенчатость склона может быть связана с кулисообразным строением разломной зоны, что можно наблюдать на Баргузинском хребте, таким образом, обособление тектонических ступеней происходит за счет разницы скоростей и/или асинхронности двух параллельных ветвей разлома. Нельзя не согласиться, что обособленные промежуточные ступени, отстающие в поднятии от вышележащих блоков, постепенно оказываются погребенными осадочным чехлом и, тем самым, участвуют в разрастании рифтовых впадин (см. раздел 1.4). Однако этот процесс, с точки зрения автора, не является основным в байкальском рифтогенезе, определяющемся, прежде всего, растяжением земной коры в крест простирания дивергентной границы литосферных плит (см. разделы 1.1, 1.2).

Развитие сложных эскарпментов, включающих несколько поколений фазет, также может прерваться с затуханием движения по разлому. В этом случае, ландшафт со временем приобретает черты бедленда с низкогорными грядами и останцами и сложной дренажной сетью [Bull, 2007]. Подобные формы рельефа характерны для некоторых районов Провинции Бассейнов и Хребтов, где разрушение эскарпмента, инициированное прекращением поднятия, усиливается за счет сухого климата и интенсивных ветров.

1.4 Классификация сбросовых эскарпментов БРС

Рассмотренный выше сценарий является, в значительной мере, идеализированным, но отражает основные черты развития приразломных склонов. Вместе с тем, несмотря на относительную общность генезиса, даже поверхностный анализ рельефа показывает значительные различия в морфологии и морфометрии отдельных сегментов склона. Морфотип того или иного сегмента практически не зависит от его географического положения: склоны расположенные на разных краях системы могут быть подобны друг другу, при этом кардинально отличаться от ближайших соседей. Во многих случаях разнообразие форм наблюдается не только между обособленными структурами, но и внутри них. Для корректного решения задач моделирования необходимо выделение объектов, характеризующихся некоторыми общими морфологическими и морфометрическими свойствами. С этой целью была выполнена классификация всех приразломных склонов БРС, за исключением монгольского сектора, по различным критериям. Работа выполнялась с использованием ГИС-программы Global Mapper на основе цифровой модели рельефа SRTM (3 sec.).

На начальном этапе исследования приразломные склоны горного обрамления БРС были разбиты на сегменты, каждый из которых следует рассматривать как эскарпмент, сформированный в ходе позднекайнозойского этапа. Основными маркерами при выделении объектов являлись современная речная сеть, морфологическая однородность/неоднородность склонов, а также

смена ориентации разломов. Всего было выделено 304 обособленных эскарпмента, в дальнейшем список был сокращен до 217 объектов за счет объединения молодых эскарпментов, составляющих ступенчатые склоны (Приложение 1).

Предложенная классификация основана на исследовании пространственной дифференциации предрифтовых склонов. Здесь выделяются два принципиальных направления расчленения - ортогональное и параллельное. В первом случае речь идет о фронтальной сегментации склонов речными долинами, являющимися antecedentными по отношению к рассматриваемым сегментам. Вторым вариантом обозначает кулисообразное расчленение склонов разломами, расположенными параллельно или субпараллельно главным граничным структурам.

При анализе ортогонального расчленения выделяются два основных параметра - густота заложения antecedentных долин и их длина, при этом последний обнаруживает прямую связь с относительным возрастом долин и глубиной вреза. В совокупности эти параметры определяют форму, размеры и положение позднекайнозойских эскарпментов. Положение эскарпмента можно охарактеризовать его удаленностью от главного водораздельного гребня хребта, по этому признаку было выделено три категории.

Первая предполагает, что вершинный гребень эскарпмента соответствует гребню хребта, т.е. эскарпмент занимает весь склон (рис. 10, элемент 1). Это характерно для линейных, сравнительно узких хребтов с короткими antecedentными долинами, длина которых практически соответствует длине «внутренних» позднекайнозойских русел, отличаясь только глубиной вреза. В качестве примеров можно привести склоны Святоносского поднятия (объекты 97, 99, 105 в Приложении 1), Южно-Муйский хребет к востоку от Витима (165-169), участок Баргузинского хребта между долинами Тургомолы и Улюкчикана (14).

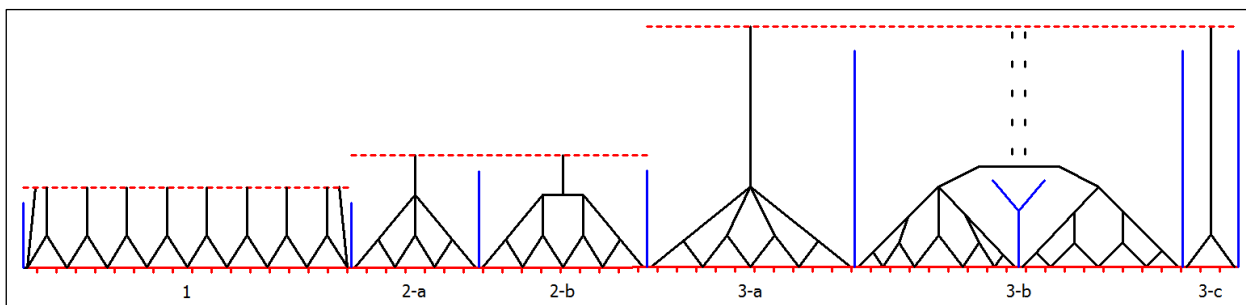


Рис. 10. Классификация эскарпментов в зависимости от густоты заложения и глубины вреза antecedентных долин

Второй морфотип (рис. 10, 2-а и 2-б) предполагает, что длина древних долин превышает протяженность русел позднекайнозойского заложения, но при этом сохраняется общий линейный характер хребта (этот тип является наиболее распространенным в БРС). В тех случаях, когда antecedентные русла имеют большую протяженность, вершинный гребень хребта располагается на значительном удалении от впадин, таким образом, поднятие имеет вид плосковершинного нагорья, рассеченного глубокими долинами. Форма и размеры эскарпментов, в целом, взаимозависимы, но с некоторыми нюансами, связанными с характером боковой эрозии на бортах древних долин. При сравнительно равной глубине врезания граничных долин, широкие эскарпменты характеризуются прямоугольной или трапециевидной формой (рис. 10, 3-б), более узкие - треугольной (рис. 10, 3-а), однако, чем длиннее, глубже и древнее antecedентные долины, тем большей может быть максимальная ширина водораздела, необходимая для формирования треугольного гребня. Ярким примером больших треугольных фасет на протяженных склонах являются водораздельные гребни Шаманской кулисы Баргузинского хребта, от Талинги до Ендыхыка (объекты 33-36). При этом на широких водоразделах допустимо формирование нескольких позднекайнозойских эскарпментов, разделенных долинами, также заложеными до начала активизации (рис. 10, 3б). Подобную ситуацию можно наблюдать на хребте Кодар (например, водораздел Верхнего и Среднего Сакукана, объекты 49-50). В случае очень близкого взаимного расположения древних русел, формируются узкие водораздельные гребни, ширина которых

сопоставима с размерами фасет позднекайнозойских эскарпментов (рис. 10, 3-с). Приразломное окончание такого гребня представляет собой тектогенную грань, генетически подобную большим фасетам, но не содержащую выраженного эскарпмента, отражающего позднекайнозойский этап, что связано с малой площадью водосбора. Объектов такого типа в БРС сравнительно немного, большинство из них локализовано на Тункинских гольцах (например, водораздел Булу и Угутэрэ, объект 194).

Параллельная дифференциация склонов, в сравнении с ортогональной, представляется более сложной и разнообразной. Применительно к оценке позднекайнозойских эскарпментов здесь можно выделить две основные категории граничных разломов - внутренние и внешние. К внешним разломам относятся параллельные и субпараллельные дислокации, расположенные во фронте и в тылу рассматриваемого эскарпмента, включая главный разлом, локализованный в подножье склона. В контексте данной классификации предлагается рассматривать эскарпменты, локализованные на склоне, как привпадинные и удаленные. Последние характерны для сложных кулисообразных поднятий и в большинстве случаев не связаны с рифтогенными сбросами (в качестве локальных базисов эрозии для них выступают долины рек, приуроченных к упомянутым параллельным разломам). Этот тип эскарпментов не фигурирует в настоящем исследовании, но важен для анализа морфологии хребта в целом.

Внутренние разломы проходят непосредственно через эскарпменты и в общей иерархии занимают более низкое положение, т.е. были заложены или активизированы по прошествии времени после начала позднеорогенного этапа. Таким образом, внешние разломы определяют границы эскарпмента и общий рельеф склона, к которому он приурочен, а внутренние - дифференцированность самого эскарпмента. Последняя, как правило, выражается в ступенчатости. Формирование тектонических ступеней в пределах позднекайнозойских эскарпментов объясняется разностью скоростей и/или знака вертикальных движений по внутренним разломам.

Развитие тектонических ступеней можно представить как стадийный процесс, каждый этап которого находит отражение в современном рельефе. В рамках предложенной классификации, эскарпменты подразделяются на монолитные и нарушенные ступенями; последние делятся в зависимости от стадии обособления (рис. 11).

Первая стадия обособления ступеней в рельефе выражается в виде перегиба продольного профиля (англ. *kink*), особенно заметного на вершинных скатах (рис. 11-1). Блок, расположенный «выше» данного перегиба продолжает интенсивное поднятие, в то время как блок ступени замедляет восходящее движение, постепенно меняя тренд на отрицательный. Фасеты, которые мы наблюдаем на склонах этих новообразованных ступеней, по большей части, являются отражением поднятия всего эскарпмента, происходившего до активизации вторичного разлома, но также свидетельствуют о более поздних событиях. При этом часть вершинного ската, относящаяся к ступени, более быстро реагирует на замедление/остановку поднятия и стремительно выполаживается до горизонтальной плоскости. В качестве примера подобного морфотипа можно привести Адянскую гряду Северо-Муйского хребта (объект 73).

Вторая стадия обособления заключается в появлении в тылу ступени нового уступа и, соответственно, нового эскарпмента (рис. 11-2). В дальнейшем, между ним и ступенью, которая постепенно смещается в сторону впадины за счет растяжения, по зоне разлома закладываются речные долины, подчеркивающие обособление двух кулис. Подобная морфология свидетельствует о достижении ландшафтом третьей стадии формирования ступеней (рис. 11-3).

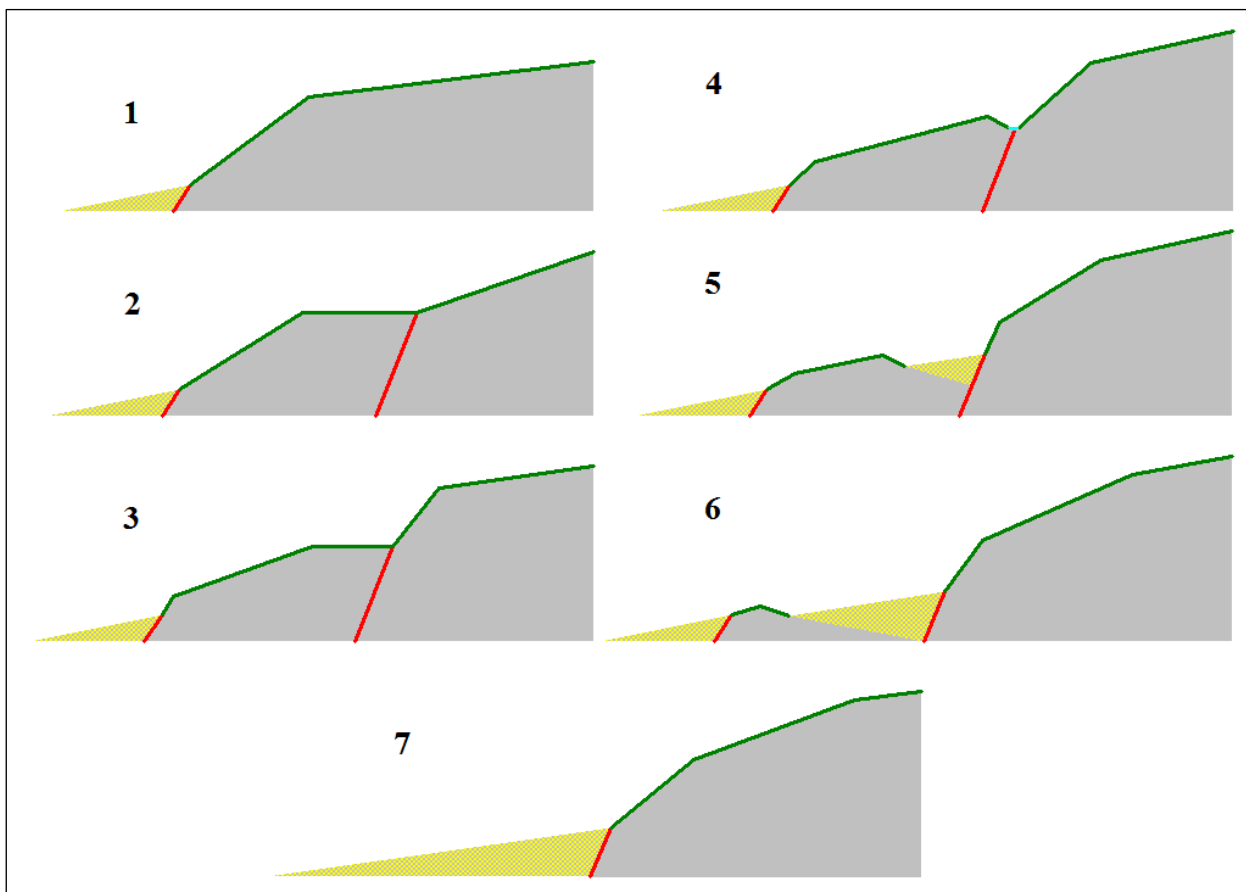


Рис. 11. Стадии формирования тектонических ступеней на позднекайнозойских эскарпментах

Красными линиями показаны зоны сбросов, зелеными – дневная поверхность, желтые области – осадки.

Переход от второй стадии к третьей хорошо виден на примере двух сегментов северного фланга Баргузинского хребта, расположенных на водоразделе Шэбэрсо и Ингаригды (объекты 38-39). Левый сегмент демонстрирует ступенчатый склон с двумя ярусами молодых необособленных эскарпментов, соседний сегмент включает верхний (также ступенчатый) ярус и т.н. Дыренскую ступень, отделенную от последнего долиной Индихэна. Четвертая стадия обособления выражается в формировании в тылу ступеней небольших рифтовых впадин-сателлитов (рис. 11-4). Последующее погружение ступеней приводит к появлению в рельефе участков с отдельными останцами (рис. 11-5), а затем – к полному перекрытию ступени осадками (рис. 11-6). Примерами последних трех стадий могут служить, соответственно: сегмент 48 на водоразделе Левого Салликита и Верхнего Саукана, Кочериковская впадина и смежный эскарпмент (1) и объект 26 по правому

берегу Верхнего Курумкана. Следует заметить, что предложенный сценарий отражает полный цикл формирования ступеней, однако время нахождения эскарпмента в условиях той или иной стадии зависит от скорости относительного поднятия/опускания. Например, быстрое погружение привпадинного блока может привести к разрушению вышележащего яруса: выраженный эскарпмент в этом случае либо не успевает сформироваться, либо вообще не развивается. Примерами таких ландшафтов могут быть участок Байкальского хребта в районе Солонцовых мысов (6) и Шартлинский сбросообвал (4) к югу от последних. Важную роль в определении морфологии ступенчатых склонов играют особенности заложения параллельных разломов, а также форма и размеры водоразделов. Например, ступень, локализованная на склоне водораздельного гребня долин рек Хахи и Епишка (18), срезает ярус, эскарпмент на котором фактически отсутствует. Вместе с тем, соседний сегмент (19), отличающийся большей шириной и, как следствие, большей площадью водосбора, демонстрирует хорошо выраженные эскарпменты как на нижнем, так и на верхнем ярусах.

Последний пункт классификации эскарпментов связан с морфологией фасет, которая также обусловлена стадией развития ландшафта (см. раздел 1.3). Здесь выделяются эскарпменты, находящиеся на начальной стадии развития, на которых еще не произошло обособление тектогенных граней, эскарпменты с трапециевидными фасетами, фиксирующими ранний этап расчленения, зрелые эскарпменты с треугольными фасетами и полуразрушенные ландшафты, практически лишенные выраженных граней. Треугольные фасеты, в свою очередь, также подразделяются в зависимости от степени внутреннего расчленения, которая может определяться различными факторами (возраст эскарпмента, относительные размеры фасет, локальные тектонические нарушения, вариации состава слагающих пород). По этому признаку было выделено три категории треугольных фасет: цельные, незначительно нарушенные и сильно расчлененные.

Основные результаты классификации приведены в таблице (Приложение 1). На рис. 12 показано распределение выделенных сегментов, в зависимости от наличия молодых ступеней.

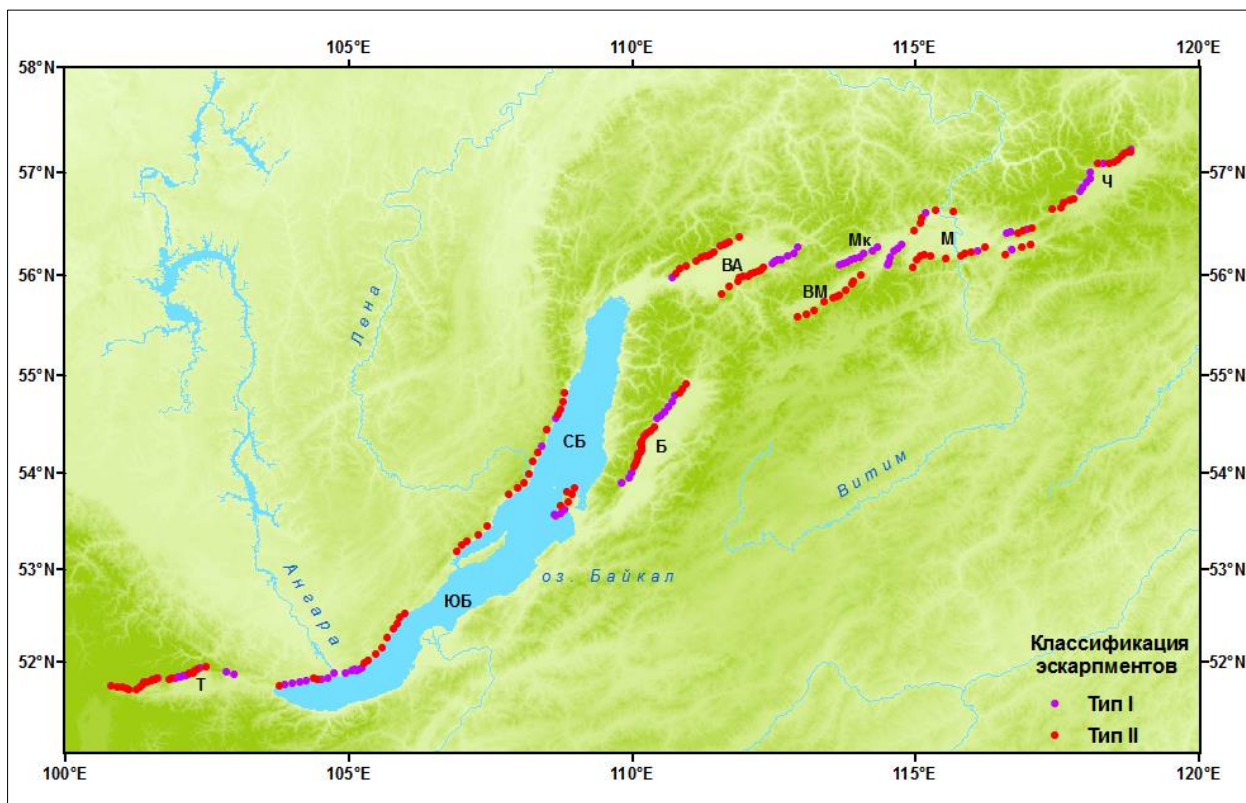


Рис. 12. Распределение рассматриваемых эскарпментов (тип I – эскарпменты без выраженных молодых ступеней, тип II – ступенчатые эскарпменты).

Предложенная классификация легла в основу схемы выбора потенциальных объектов моделирования, направленного на определение аппроксимированных значений скорости поднятия приразломных структур горного обрамления впадин БРС, характерных для позднекайнозойского этапа развития. Обобщенная схема выбора объектов исследования показана на рис. 13.

Критерии выбора можно свести к двум основным тезисам:

1. Искомые эскарпменты должны отражать весь позднекайнозойский этап;
2. В рельефе эскарпментов должны присутствовать элементы, которые могут служить морфометрическими индикаторами поднятия.

Первый пункт подразумевает недопустимость значительных параллельных дислокаций в границах выделенных эскарпментов, - иными словами, из исследования исключаются сегменты, разбитые ступенями, обособленными уже после позднеорогенной активизации поднятия. Вторым критерий отбора означает обязательное наличие на эскарпменте хотя бы одной хорошо выраженной треугольной фасеты, с монолитной или незначительно рассеченной плоскостью.

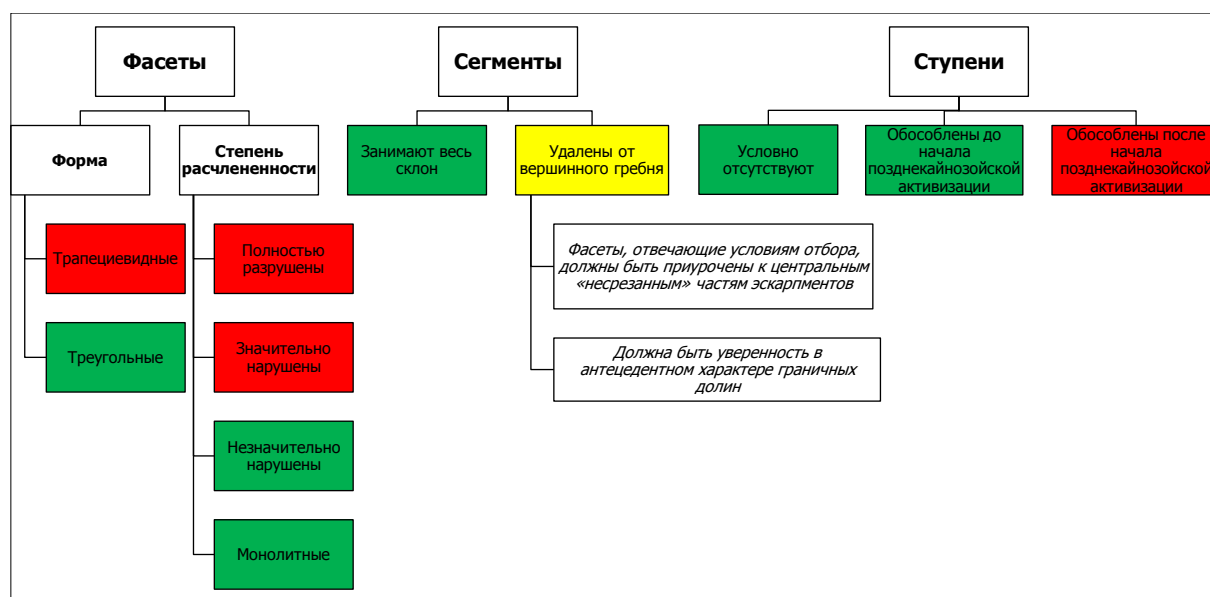


Рис. 13. Общая схема выбора потенциальных объектов моделирования

Зеленым цветом показаны условия, благоприятные для реконструкции; желтым – требующие дополнительных критериев; красным – неблагоприятные для моделирования при заданных условиях.

Форма фасеты важна, поскольку фиксирует достижение ландшафтом некоторого устойчивого состояния (*steady-state*): реконструкция развития переходных форм рельефа (*transient-state*) в рамках используемой методики представляется затруднительной. Необходимость относительной целостности фасеты также обусловлена особенностями метода. Наиболее предпочтительными для моделирования являются эскарпменты первой категории (рис. 10), локализованные на узких линейных хребтах. Если же в работе используются эскарпменты водоразделов, то здесь важно соблюдение некоторых условий. Во-первых, у исследователя должна быть определенная уверенность в том, что выбранный эскарпмент действительно обособлен

антецедентными долинами, а не расположен в границах более крупного позднекайнозойского сегмента (это актуально, прежде всего, для сегментов второй категории). Во-вторых, в качестве морфометрического индикатора должна выступать фасета, расположенная в центральной части эскарпмента, поскольку фланги на подобных сегментах срезаны боковой эрозией древних русел, что особенно заметно на больших фасетах.

Выводы по главе:

В главе были рассмотрены основные характеристики орографии и тектоники Байкальской рифтовой системы, дан общий обзор взглядов на геодинамику региона. Основной акцент в главе был сделан на исследовании морфологии и морфодинамики крутых приразломных склонов горных сооружений, обрамляющих впадины БРС (в данной работе они названы «сбросовыми эскарпментами»). По результатам исследования данных элементов рельефа была выполнена их классификация по ряду морфоструктурных и морфометрических характеристик и выделен специфичный тип эскарпментов, особенности строения которых позволяют рассматривать их в качестве индикаторов рельефообразующих процессов при численном моделировании позднекайнозойского поднятия плеч рифта. На основании выводов, полученных в исследовании, было сформулировано первое защищаемое положение:

По результатам морфотектонического анализа в рельефе горного обрамления впадин Байкальской рифтовой системы выделен характерный тип сбросовых склонов, особенности морфологии которых позволяют рассматривать данные формы рельефа в качестве морфометрических индикаторов позднекайнозойского поднятия плеч рифта.

ГЛАВА 2. МЕТОДИКА МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ЭВОЛЮЦИИ РЕЛЬЕФА

2.1. Обзор методов численного моделирования

Первые попытки применения математики в геологии относятся к XVIII-XIX вв. Они касались, в основном, статистической обработки данных и считались экзотикой. На рубеже XIX-XX вв. эти исследования приобретают систематический характер, однако область и масштабы применения долгое время остаются крайне ограниченными. Математические методы использовались при опробовании месторождений, группировке анализов горных пород, для характеристики изменчивости свойств ископаемых организмов. Начиная с 30-х годов математические методы получили широкое применение для оценки изменчивости свойств месторождений, обоснования плотности разведочной сети и др. Развитие математического моделирования в геологии, в более широком понимании, началось в 60-е годы XX в. Этот процесс имел революционный характер и был связан с началом эпохи ЭВМ. Появление первых компьютеров, способных относительно быстро (для своего времени) производить сложные вычисления, ознаменовало новый виток научно-технической революции. Стремительными темпами компьютерные технологии начали внедряться в самые разнообразные научные отрасли. Геологические дисциплины не стали исключением, в их числе, геоморфология и современная геодинамика.

Отдельным направлением математического моделирования в геологии стало математическое моделирование эволюции рельефа. Начало этому направлению заложил выдающийся американский исследователь Гроув Карл Гилберт. В своих трудах «Report on a geology of Henry Mountains» [Gilbert, 1877] и «The convexity of hillslopes» [Gilbert, 1909] он показал концептуальные модели, демонстрирующие прямую связь формы рельефа с интенсивностью экзогеодинамических процессов (выветривание, эрозия и перенос осадков). Строго говоря, модели Гилберта являлись словесными иллюстрациями, для

разработки первых реконструкций, имеющих математическое выражение, потребовалось более полувека. В серии работ В. Каллинга [Culling, 1961, 1963, 1965] умоглядные заключения Гилберта приобрели вид математических выражений. Модели, предложенные Каллингом, количественно объясняли зависимость скорости потока осадочного материала от градиента склона. В 1971 г. вышла статья М. Дж. Киркби, в которой автор, основываясь на уравнении непрерывности, разработал модель развития склона в условиях оползания грубообломочного материала. Модели Каллинга и Киркби, по сути, являлись двухмерными графиками, описывающими профиль склона. Первые трехмерные модели эволюции ландшафта появились в 70-е годы [Ahnert, 1976; Hirano, 1976; Armstrong, 1976]. В сравнение с современными аналогами, они отличались простотой и односторонностью, но на тот момент это был серьезный прорыв. После их выхода, долгое время новые модели практически не появлялись. Следующий этап развития стартовал на рубеже 80-90-х гг. и продолжается на сегодняшний день. Модели нового поколения обычно имеют вид компьютерных программ или утилит, могут быть написаны на разных языках программирования и адаптированы под различные операционные системы. Большинство из них являются комплексными, т.е. рассматривают развитие ландшафта как результат воздействия нескольких рельефообразующих процессов. Программы отличаются по функциональности, сложности, тематической направленности. Важным отличительным признаком современного этапа развития отрасли является активная кооперация усилий. Речь идет о международном проекте CSDMS (Community Surface Dynamics Modeling System), объединяющим специалистов в области моделирования природных процессов, формирующих облик Земли. Проект был создан в середине 90-х гг. по инициативе группы американских исследователей. В сфере интересов сообщества: гидрология, флювиальные процессы, биогеохимия, седиментология, стратиграфия, геоморфология, гляциология, океанография, общая, инженерная и морская геология, исследования климата, активная тектоника, геоинформационные системы и

др. Изначально проект имел узкую направленность и назывался CSM (Community Sedimentary Model), в дальнейшем, при активной поддержке крупных геологических ассоциаций (NOAA, USGS, NSF и др.) и государственных структур США, он значительно расширил область интересов и географию участников. С 2004 г. проект приобрел свое современное название. Будучи изначально сугубо американским сообществом, CSDMS сегодня объединяет более 1600 участников со всего света.

Одним из приоритетных исследовательских направлений в CSDMS является комплексное компьютерное моделирование эволюции земной поверхности. Понятие «комплексность» подразумевает, что модель включает несколько природных процессов, совместные действия которых формируют ландшафт. За два десятилетия появилось достаточно много программ и инструментов для решения подобных задач, большинство из них представлено в репозитории CSDMS. Здесь я приведу примеры использования наиболее известных моделей в хронологической последовательности, все перечисленные программы используются (и модернизируются) по сей день.

Одной из первых программ нового поколения выступила SIBERIA (автор – Garry Willgoose). Она была разработана в 1991 г. для создания двухмерных моделей эволюции рельефа в условиях тектонического поднятия, русловой и склоновой эрозии. В дальнейшем программа приобрела формат 3D, последний релиз вышел в 2011 г. Модель была успешно реализована при реконструкции развития флювиальных ландшафтов в Австралии [Willgoose, 1994, Evans et al, 1999; Hancock et al, 2001]. В 1992 г. появились программы DRAINAL (Christopher Beaumont) и GILBERT (Clement Chase). Первая была разработана для горных ландшафтов и использовалась, в частности, при моделировании позднекайнозойской эволюции новозеландских Южных Альп [Beaumont et al, 1992]. В модели GILBERT был впервые реализован алгоритм «случайного» распределения атмосферных осадков, что позволило автору реконструировать развитие флювиальных ландшафтов засушливых районов Аризоны, США. В 1994 г. вышла программа MARSSIM (Alan Howard),

отличавшаяся беспрецедентным, на тот момент, функционалом: к набору «поднятие/русловая эрозия/склоновые процессы», ставшему стандартным, здесь добавились такие опции, как извержение вулканов и лавовые потоки; флювиальная эрозия усложнилась алгоритмом формирования дельты; появилась возможность моделирования эоловых процессов. С помощью программы были получены успешные трехмерные модели развития разнообразных ландшафтов на территории США [Howard, 1994; Howard et al, 1994; Howard, 1999]. Следующей по хронологии знаковой моделью можно назвать CAESAR (Tom Coulthard, 1996), созданную для реконструкции флювиальных ландшафтов. Отличительной чертой модели являлось высокое разрешение сетки при небольших временных отрезках, что позволило с большой точностью моделировать современное развитие ландшафта [Coulthard, 1996; Coulthard et al, 2002]. В 1997 г. появилось три инструмента комплексного моделирования с обширным набором функций – TISC (Daniel Garcia-Castellanos), CASCADE (Jean Braun and Malcolm Sambridge) и CHILD (Greg Tucker). Первые две программы отличались наличием опции флексурной изостазии, кроме того, CASCADE располагал принципиально новым решением тектонической задачи, позволяя моделировать как вертикальное поднятие/опускание, так и горизонтальное смещение по разлому. О программе CHILD, использовавшейся в рамках данного исследования, будет подробно рассказано ниже. В 1998 г. вышел в свет первый релиз модели ZSCAPE (Alexander Densmore), в которой впервые был показан алгоритм образования оползней в условиях сбросовых уступов [Densmore et al, 1998]. В 2000-е гг. интенсивность разработок новых моделей заметно увеличилась. Следует отметить программы EROS (Alain Crave and Philippe Davy, 2000), WILSIM (Wei Luo, 2002), APERO (Sebastien Carretier and Francis Lucazeau, 2005), LEMming (Dylan Ward, 2008), SIGNUM (Dominico Capolongo, 2010). Модель EROS была разработана для моделирования русловых и склоновых процессов, без учета тектоники, акцент был сделан на исследование интенсивности эрозии при резком изменении режима выпадения

осадков [Crave and Davy, 2000; Davy and Lague, 2009]. Остальные перечисленные модели, в целом, схожи. Все они являются полноценными комплексными моделями, включают широкий спектр опций. APERO отличается возможностью работы с обширными территориями и большими временными отрезками [Carretier and Lucazeau, 2005]. Двухмерная модель LEMming ориентирована на исследование процессов формирования рельефа в горных районах, позволяет вводить в модель внезапные события, такие как землетрясения и оползни. Кроме того, большое внимание уделено различиям в литологических свойствах пород, слагающих ландшафт [Ward, 2008]. Комплексная программа WILSIM, на момент своего появления, отличалась от других интерфейсом – она работала (и продолжает работать) онлайн. В настоящее время, по тому же принципу функционирует проект CSDMS Web Modeling Tools, где зарегистрированные пользователи имеют возможность строить модели эволюции ландшафтов непосредственно на сервере. Программа SIGNUM, в отличие от остальных, написанных на языках Fortran либо C, была создана на основе MatLab, что позволяет использовать ее непосредственно в одноименной программе. Немаловажное значение имеет простота программы (буква «S» в названии обозначает «simple») поскольку обеспечивает высокую скорость моделирования. В России методика комплексного математического моделирования эволюции рельефа получила меньшее распространение: следует выделить совместные и самостоятельные работы А.М. Трофимова и В.М. Московкина [Московкин, 1980; Трофимов, Московин, 1983], В.В. Бронгулеева [Бронгулеев, 2014] и Б.В. Георгиевского [Георгиевский, 2006а, 2006б, 2008]. Кроме того, можно отметить следующие работы автора диссертации [Бызов, Саньков, 2012; Бызов, Саньков, 2013; Byzov, Sankov, 2014; Бызов, Саньков, 2015; Бызов, 2016, 2017, 2018, 2019, 2021].

2.2. Программа численного моделирования CHLD

Программа CHLD является одной из наиболее многофункциональных в своем классе. Работа над ней началась в 1997 г. в лаборатории гражданского и экологического проектирования Массачусетского технологического института под руководством Рафаэля Бра (Rafael Bras). Основным разработчиком программы выступил американский геолог и геоморфолог Грегори Такер (Greg Tucker). В дальнейшем он продолжил модернизацию методики, работая в Оксфордском университете (Великобритания) и Университете Колорадо (Боулдер, США). Созданием новых модулей и опций для CHLD занимаются и другие исследователи, что приветствуется автором программы.

Программа CHLD (Channel-Hillslope Integrated Landscape Development) написана на языке C++ для ОС Linux (возможно использование на платформах Mac и Windows с помощью эмулятора Cygwin). Собственными инструментами визуализации программа не располагает, предусматривая использования для этих целей MatLab или Surfer. Последний позволяет преобразовывать трехмерные модели CHLD практически в любой формат, используемый ГИС. Управление программой осуществляется через вводный текстовый файл, включающий более сотни позиций, обозначающих количественные параметры и переключатели опций. Для определения количественных значений, в большинстве случаев, требуются предварительные вычисления. С этой целью, автором диссертации был разработан специальный калькулятор на базе Microsoft Excel.

Область построения модели представляет собой набор точек N , связанных между собой линиями, формируя сеть треугольников (TIN). При этом используется триангуляция Делоне. Таким образом, если провести окружность через три точки любого треугольника, других точек она содержать не будет. Каждый узел N_i связан с близлежащей ячейкой Вороного, которая обозначает область, внутри которой любая произвольная точка Q будет ближе к узлу N_i , нежели к любому другому узлу сетки. Следует отметить, что

значения высоты, площади водосбора и другие переменные состояния вычисляются в точках, а не в треугольниках, т.е. модель использует метод конечных разностей. Общая схема, отражающая принцип работы CHLD, показана на рис. 14; описание элементов приведено далее.

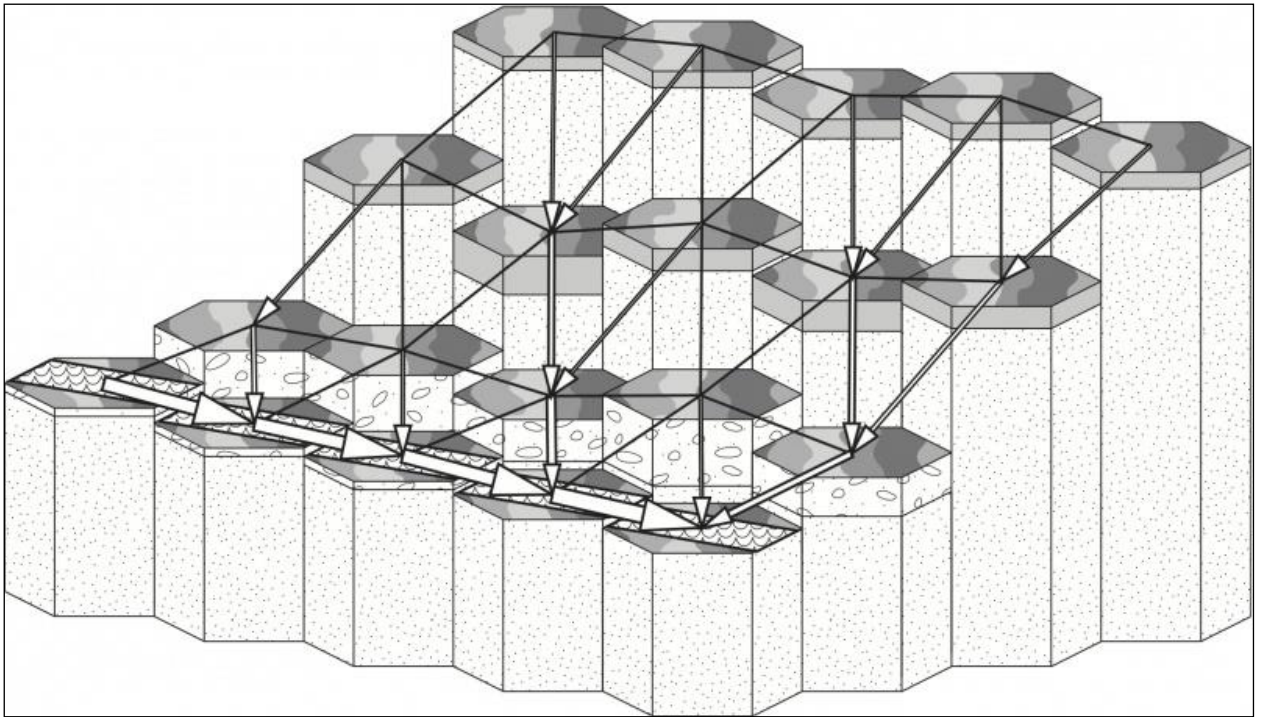


Рис. 14. Схематичное изображение модели CHLD

CHLD включает обширный список компонентов. В общем виде, процесс моделирования можно представить как блок-диаграмму (рис.15). Создание начальной сетки предполагает как новую триангуляционную сеть с заданными параметрами, так и использование готовой сети, полученной в результате предшествующих экспериментов или на основе цифровой модели рельефа. Понятие «шторм» в CHLD обозначает разовый случай выпадения осадков, каждая итерация модели – это цикл от шторма к шторму. Режим выпадения осадков регулируется следующими параметрами: интенсивность R , продолжительность T_r и интервал между штормами T_i .



Рис. 15. Общая схема моделирования CHILD

Программа предполагает два варианта периодичности штормов – регулярный и случайный, основанный на пуассоновской модели распределения [Eagleson, 1978]. «Попав» на поверхность, атмосферные осадки начинают взаимодействовать с элементами сетки. Под влиянием естественной гравитации вода стремится вниз, и ребра треугольников Делоне выступают здесь в качестве линий поверхностного стока, при этом сток из каждого узла сетки осуществляется в направлении максимального уклона. Площадь водосбора для каждого узла определяется как сумма площадей полигонов Вороного, с которых вода поступает в данный узел. Формирование поверхностного стока может определяться несколькими сценариями. В условиях, когда скорость выпадения осадков превышает скорость инфильтрации, модель предлагает использовать сценарий Хортонa. Данный алгоритм актуален для скальных ландшафтов, где почвенный покров отсутствует совсем (т.е. инфильтрация ничтожна), засушливых территорий с уплотненным почвенным слоем или городской среде. В случаях, когда сток формируется в условиях избыточного насыщения, т.е. почва наполнена влагой, а дождь продолжается, программа использует два схожих сценария. Первый вариант [O’Loughlin, 1986] предполагает разделение общего объема осадков на поверхностный и приповерхностный сток, второй [Beven and Kirkby, 1979] подземную составляющую игнорирует. Четвертый сценарий,

т.н. модель «ковша», описывает ситуацию, при которой почвенный слой характеризуется определенной глубиной проникновения атмосферных осадков, и на сток приходится столько воды, сколько осталось на поверхности после насыщения почвы. Следующим этапом в алгоритме CHILD является решение достаточно сложной проблемы замкнутых кластеров, т.е. узлов, не имеющих стока. Их появление в модели может быть связано с ошибками исходной поверхности (особенно, если речь идет о сторонней ЦМР) и низким разрешением сетки. Авторы разработали два варианта решения этой задачи: в первом случае, программа моделирует поток таким образом, что он все же находит проход через эти узлы, создавая по пути своеобразные озера (название алгоритма – LakeFill); второй вариант подразумевает исчезновение потока в замкнутых кластерах за счет испарения.

Форма и размеры русла в CHILD определяются согласно эмпирическим закономерностям Леопольда-Мэддока [Leopold and Maddock, 1953]. Ключевыми параметрами здесь являются интенсивность стока, площадь водосбора и набор коэффициентов, отражающих изменение геометрии русла, в зависимости от расхода воды. Интенсивность стока R_b в модели рассчитывается по формуле:

$$R_b = R - I_c, \quad (1)$$

где R – интенсивность выпадения осадков, I_c – инфильтрационная способность. Последняя вычисляется, исходя из свойств пород, слагающих русло, на основе закона Дарси. Расход воды Q определяется произведением интенсивности стока и площади водосбора. Ширина русла меняется от истока к устью, в зависимости от заданных коэффициентов и степенных показателей:

$$W_b = k_w Q_b^{\omega_b}, \quad (2)$$

$$W_s = k_w Q_s^{\omega_s}, \quad (3)$$

где W_b и W_s – значения ширины русла в устьевой части и начальной, соответственно, Q_b и Q_s – расход воды, k_w – коэффициент, отражающий соотношение ширины русла и расходы воды, ω_b и ω_s – степенные показатели, определяющие скорость увеличения ширины с увеличением расхода.

Аналогичным образом программа вычисляет значения глубины русла и шероховатости дна. Соотношения между коэффициентами и показателями степени, определяют геометрию поперечного сечения русла. Например, высокие значения k_w свидетельствуют о широком мелком русле, и наоборот. Заданные пропорции сохраняются на любом участке русла, независимо от протяженности и расположения: это может быть как весь водоток от истока до устья, так и отрезок между двумя точками сетки. Уравнения, описывающие шероховатость дна и берегов, используемые в CHILD, являются своеобразной заменой классических уравнений Леопольда-Мэддока для скорости течения, однако не являются их прямыми аналогами.

Прокладывая путь через триангуляционную сетку, поток воды совершает работу по эрозии, транспортировке и осаждению эродированного материала. Моделируя этот процесс, программа учитывает как динамические свойства потока, так и свойства подстилающих горных пород. Здесь следует напомнить, что модель CHILD является трехмерной, и, в этом измерении, каждая ячейка Вороного представляет собой шестигранные призмы. Каждая такая призма, по сути, является колонкой геологического разреза. В упрощенном варианте модели колонка делится на реголитовый и коренной слои, отличающиеся гранулометрическими свойствами, плотностью и устойчивостью к эрозии (выражается через критическое сдвиговое напряжение). Более сложный способ вертикальной дифференциации предполагает использование специального модуля, который позволяет создать полноценную стратиграфическую колонку (StratGrid). Алгоритм моделирования русловых процессов (эрозии, переноса, аккумуляции) в CHILD зависит от того, чем ограничивается скорость эрозии – транспортирующей способностью (*transport capacity*) или эрозионной (*detachment capacity*). Первый вариант подразумевает, что донный материал легко срывается и скорость переноса принимается равной транспортирующей способности потока. Во втором случае, подстилающие породы устойчивы к срыву и скорость эрозии зависит от эрозионной способности потока. Выбор сценария

определяется условиями задачи. В общем виде, изменение высоты за счет эрозии и выноса эродированного материала записывается уравнением непрерывности:

$$\frac{\partial z_i}{\partial t} = \frac{1}{A_i} \left(-Q_{si} + \sum_{j=1}^{N_i} Q_{sj} \right), \quad (4)$$

где z_i – высота поверхности в ячейке i , t – время, A_i – площадь ячейки i , Q_{si} – скорость выноса эродированного материала из ячейки i , Q_{sj} – скорость переноса из соседней ячейки j , N_i – число соседних ячеек, которые осуществляют сток в ячейку i .

CHILD, в зависимости от ситуации, может использовать различные формулы определения эрозионной и транспортирующей способности. Остановимся на тех, что применялись в настоящем исследовании. Эрозионная способность (*detachment capacity*) определяется уравнением:

$$D_c = K_E (\tau_0 - \tau_{rs}^*), \quad (5)$$

где K_E – коэффициент эрозии, вычисляемый отдельно для коренных пород (r) и реголитов (s), τ – касательное сдвиговое напряжение, τ_{cr} – критическое сдвиговое напряжение. Существует несколько вариантов решения для K_E , в данном исследовании использовалась схема, предложенная М. Атталем [Attal, 2008]:

$$K_E = \frac{1}{\lambda g \sigma \sqrt{\rho}}, \quad (6)$$

где σ – плотность донного материала, ρ – плотность воды, g – гравитационная постоянная, λ – эрозионный параметр. Последний определяется формулой:

$$\lambda = \frac{\tau_{cr}}{\sigma g} + S, \quad (7)$$

где S – локальный уклон русла.

Для вычисления касательного сдвигового напряжения программа использует уравнение:

$$\tau = K_t \left(\frac{Q_b}{W_b} \right)^{M_b} S^{N_b}, \quad (8)$$

где K_t – коэффициент, M_b и N_b – степенные показатели, зависящие от выбранных единиц измерения. Коэффициент K_t зависит от шероховатости дна и определяется формулой [Howard, 1994]:

$$K_t = \rho g n^{M_b}, \quad (9)$$

где n – коэффициент Маннинга.

Критическое сдвиговое напряжение τ_{cr} определяет минимальное значение τ , необходимое для срыва породы:

$$\tau_{cr} = \tau \cdot g(\sigma - \rho)D, \quad (10)$$

где τ – параметр Шилдса [Buffington and Montgomery, 1997], D – средний размер отдельностей для коренных пород и реголитов.

Транспортирующая способность потока в модели определяется модифицированным уравнением Багнольда [Bridge and Dominic, 1984]:

$$Q_c = K_f W_b (\tau_0 - \tau_s^*) (\sqrt{\tau_0} - \sqrt{\tau_s^*}), \quad (11)$$

где K_f – транспортный коэффициент; вычисляется по формуле [Slingerland, 1994]:

$$K_f = \frac{10}{\sqrt{\rho}(\rho_s - \rho)g}, \quad (12)$$

Склоновый крип в CHILD определяется через уравнения линейной [Culling, 1960] и нелинейной [Roering, 1999] диффузии. Первый вариант предполагает постоянную скорость денудации, записывается в виде формул [Tucker, 2001]:

$$q_s = -K \nabla z, \quad (13.1)$$

$$\frac{\partial z}{\partial t} = -\nabla q_s = K \nabla^2 z, \quad (13.2)$$

$$\frac{\partial z_i}{\partial t} = -\frac{K}{A_i} \sum_{j=1}^n \nabla z_{ij} \varphi_{ij}, \quad (13.3)$$

где q_s – объемный твердый стокна единицу ширины ячейки, K – коэффициент диффузии, ∇z – градиент склона ($\nabla z = S$), A_i – площадь ячейки i , ∇z_{ij} – градиент склона между ячейками i и j , φ_{ij} – ширина грани ячейки. Коэффициент диффузии, в общем случае, зависит от толщины реголитового (экзогенно-

активного) слоя и скорости движения твердого материала по склону [Kooi and Beaumont, 1994; Vogaart, 2003].

Нелинейная склоновая диффузия подразумевает резкое увеличение скорости движения при достижении определенного значения градиента склона. Таким образом, программа позволяет моделировать оползневые и обвально-осыпные процессы. Основное уравнение нелинейной диффузии имеет вид [Roering, 2001]:

$$q_s = \frac{KS}{1-(|S|/S_{cr})^2}, \quad (14)$$

где S_{cr} - критический уклон.

Твердый сток связан со скоростью денудации уравнением [Roering, 1999]:

$$E = \frac{q_s}{(\sigma_b/\sigma_r)(a/b)}, \quad (15)$$

где a/b – отношение площади ячейки (элементарный водосбор) к интервалу между ячейками (пространственное разрешение сетки).

На заключительном этапе итерации программа выполняет тектонические преобразования модели. Различные релизы CHILD могут включать более 20 сценариев тектонического развития, как проверенных, так и экспериментальных. Наиболее простым вариантом является поднятие (или опускание) всех точек сетки с заданной скоростью (рис. 16, 17а).

Помимо простого поднятия, в CHILD представлены сценарии складко- и надвигообразования, сдвигов и др. К сожалению, во всех релизах программы отсутствовали варианты, предусматривающие сбросовую кинематику. Единственный, близкий по сути, сценарий предполагал формирование наклонного сбросового блока, но без учета угла падения разлома, т.е. движение блоков происходит вдоль строго вертикальной плоскости. Поскольку сбросы, представленные в БРС, характеризуются углами наклона $\sim 60-70^\circ$, перед автором встала задача модификации программы. Консультации с Грегом Такером (Dr. Greg Tucker) и Джином Брауном (Dr. Jean Braun) подтвердили возможность подобного решения.

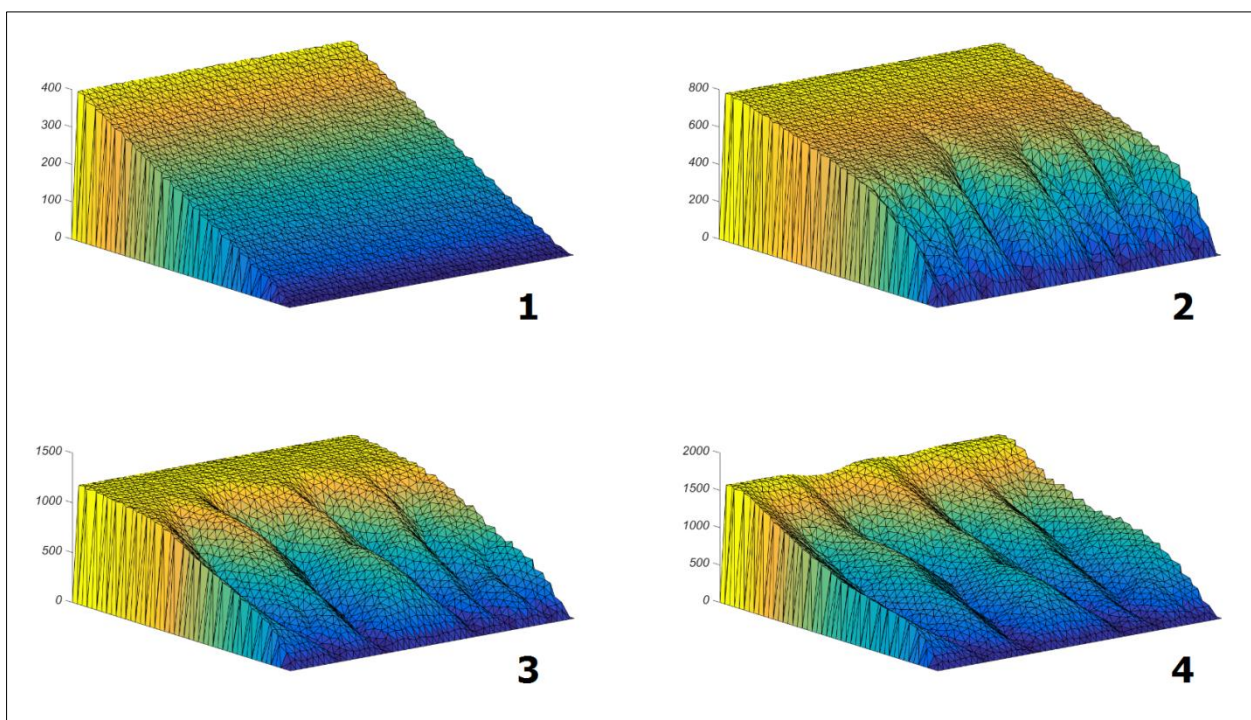


Рис. 16. Общая модель эволюции ландшафта CHILD (визуализация выполнена в программе MATLAB)

Новый модуль был разработан совместно с сотрудниками ИДСТУ СО РАН М.Ю. Кензиным и к.т.н. С.А. Ульяновым. На рис. 18-19 схематично показаны результаты нашего решения. Кресты соответствуют узлам сетки модели: увеличение размеров отражает их поднятие, красным цветом показаны новые узлы, добавленные после смещения. В качестве исходного сценария был выбран модуль «Strike-slip» (рис. 17б). В оригинале он предполагает разделение поверхности модели линией разлома на две части и горизонтальное смещение одного блока относительно другого, т.е. сдвиг. Вертикальное поднятие/опускание при этом сохраняется. Важной особенностью схемы является следующее: если линию разлома провести вдоль $y = 0$, все узлы модели будут смещаться в сторону с заданной скоростью. Воспользовавшись этим обстоятельством, мы изменили вектор смещения ($x \rightarrow y$), т.е. сетка начала двигаться не в сторону, а назад, по направлению к границе y_{max} . Параллельно с этим, вдоль границы y_{min} сетка пополняется новыми узлами, которые обеспечивают расширение склона (рис. 17в). В результате мы получаем симуляцию выхода плоскости разлома на дневную поверхность

(рис. 18). Во вводном файле скорость горизонтального смещения фиксируется параметром SLIPRATE, значение скорости определяется, исходя из заданного угла падения разлома.

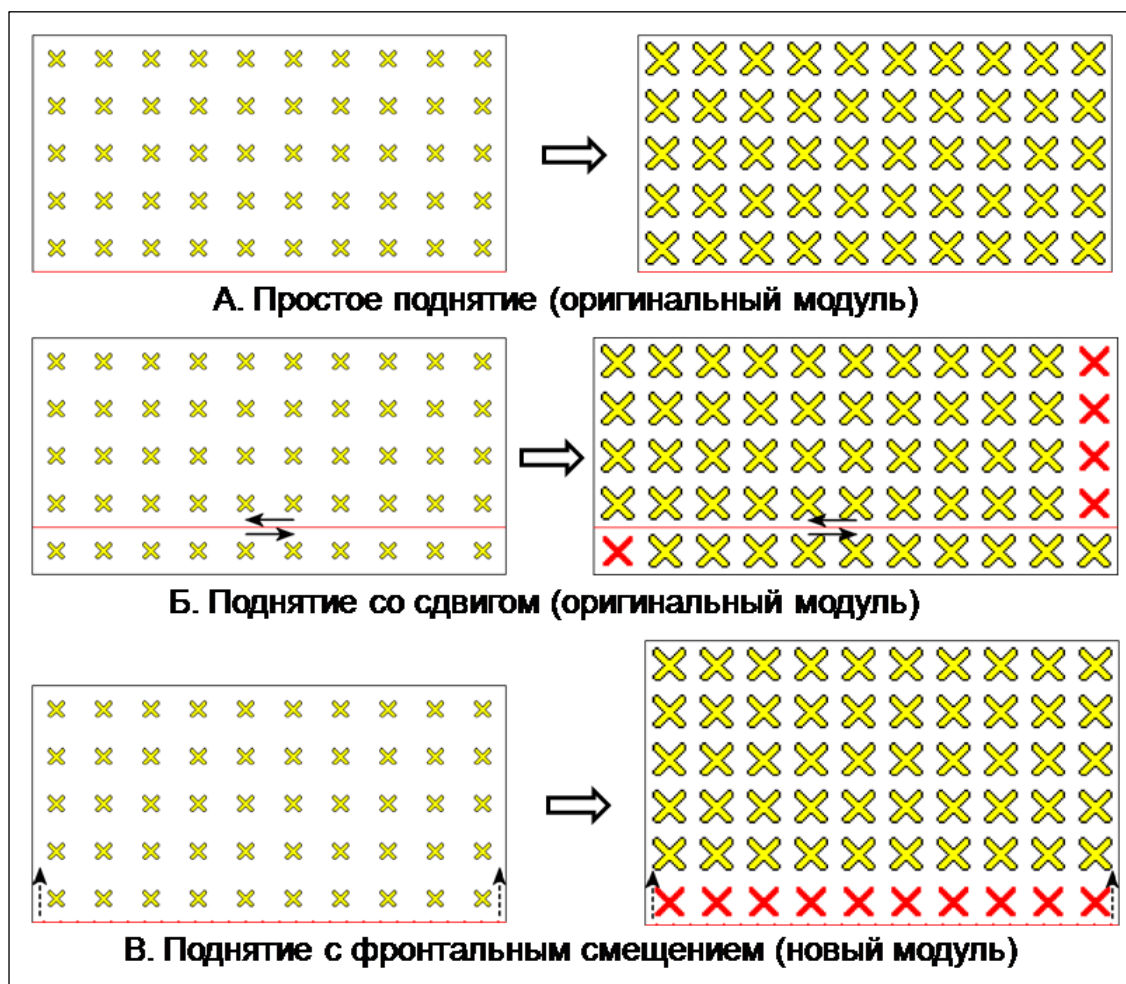


Рис. 17. Сравнительные схемы различных сценариев моделирования

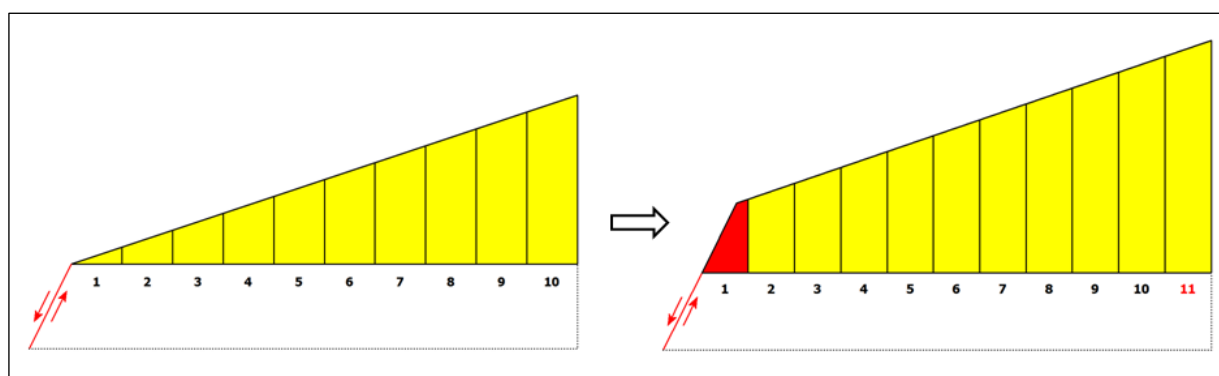


Рис. 18. Симуляция выхода плоскости разлома на дневную поверхность

Программа CHILD характеризуется широким спектром применения. Значительное число исследований с привлечением программы посвящено

анализу реакции речной сети на тектонические вариации. В работе [Whipple, 2004] представлена модель развития горных рек в условиях активного орогенеза. Также было опубликовано несколько статей, посвященных реконструкции динамики русла в условиях наклонного сбросового блока в Аппенинах [Attal et al, 2008; Whittaker et al, 2007, 2008]. В работе [Gasparini, 2006] показано развитие абстрактной речной сети в условиях дисбаланса тектоники и эрозии, когда врезание периодически отстает от скорости поднятия, и формируются резкие перегибы профиля русла, т.н. «кинки». Кроме того, можно выделить исследование [Solyom and Tucker, 2004], в котором авторы на примере Канарских островов продемонстрировали изменения ландшафта в ситуации неравномерного выпадения атмосферных осадков. С помощью CHILD были проведены эксперименты по численному определению русловой эрозии в Аппалачах [Mudd et al, 2014]. В работе [DeLongetal, 2011] показан опыт комплексного моделирования эволюции рельефа Поперечных хребтов (Калифорния) с использованием данных о скорости врезания, полученных методами радиоизотопного датирования (Be^{10}). Большой интерес исследователей вызвала возможность моделирования наднадвиговых антиклиналей (*fault-bend fold*), можно выделить исследования, посвященные хребтам Панаминт в Калифорнии [Clevis et al., 2003] и Сивалик в северной Индии [Miller and Slingerland, 2006]. Авторы этих работ сделали акцент на тектонике, вместе с тем, во многих экспериментах она либо вообще не учитывается, либо включена в исходный файл номинально. Примером такой реконструкции выступает PhD диссертация, посвященная исследованию развития реки Маас [Bogaart, 2003]. Помимо комплексного моделирования эволюции различных ландшафтов, программа CHILD применялась (и применяется) для решения узкоспециальных задач. К примеру, реконструкция развития эоловых форм на Среднем Западе США [Tucker et al., 1999], карстового рельефа на Ямайке [Fleurant et al., 2008] или овражной сети [Flores-Servantes, 2006]. В работах [Clevis et al., 2006] показано моделирование меандрирующего потока с использованием стратиграфического модуля. По

замыслу авторов, такой симбиоз позволяет решать не только геоморфологические, но и геоархеологические задачи. Также следует выделить ряд работ по исследованию влияния растительного покрова на устойчивость склона [Istanbulluoglu and Bras, 2006; Collins et al., 2004; Lancaster, 2003].

Во многих экспериментах CHILD, посвященных горным ландшафтам, фигурируют сбросовые уступы [Attal et al., 2008; Whittaker et al., 2007; Whittaker et al., 2007; Tucker, 2009, Mudd et al., 2014]. Как уже отмечалось, сбросовая кинематика в данных исследованиях была представлена в упрощенном виде. Вместе с тем, существует ряд программ и методик, в которых присутствует алгоритм, позволяющий менять угол падения разлома. Одним из первых подобных экспериментов стала двухмерная модель [Hanks et al., 1984], в которой авторы показали развитие прибрежных сбросовых уступов (Калифорния) под воздействием тектоники и эрозии (прежде всего, морской абразии). Схожими свойствами обладает программа Грега Такера «Bedrock Fault Scarp», позволяющая моделировать развитие уступа под влиянием тектоники и денудации в 2D координатах [Tucker et al., 2011]. Первые трехмерные модели развития сбросовых уступов были выполнены в программе ZSCAPE. В работе [Densmore et al., 1998] показано формирование горных оползней в условиях активного сбросообразования на примере хребта Гумбольдта (Невада), а в публикации [Ellis et al., 1999] представлен опыт комплексного моделирования горных ландшафтов Провинции Бассейнов и Хребтов. Также 3D модели развития сбросовых уступов создавались в программах TISC [Garcia-Castellanos et al., 2001; Jimenes-Munt et al., 2005] и CASCADE [Cowie et al., 2006, 2008]. В первом случае, сбросы выступали лишь как дополнительные осложняющие элементы флексурного поднятия, во втором – играли основную роль. Фактически авторы использовали CASCADE параллельно CHILD для одних и тех же объектов Центральных Апеннин (см. Attal et al., 2008 и др.), однако сравнительного анализа не проводилось. На основе моделей ZSCAPE и CASCADE французскими геологами была

разработана собственная методика и получены результаты для зоны разломов Уосатч и Байкальской рифтовой системы [Petit et al., 2009 a, b]. Начиная свою работу в области математического моделирования, автор изначально ориентировался на данную методику, но затем переключился на CHILD. Несмотря на достоинства программы Кароль Пети (несомненным плюсом является достоверная тектоническая модель), многие процессы в ней значительно упрощены или игнорируются. Следует отметить, что в последние годы автор CHILD также обратился к реконструкции развития сбросовых уступов с позиций анализа фасет. В ходе исследования было выполнено двухмерное моделирование эволюции треугольных фасет зоны Уосатч, с акцентом на выявление закономерностей склоновой диффузии.

Выводы по главе:

Математическое моделирование эволюции рельефа является перспективным инструментом для решения геодинимических и морфодинамических задач. Одним из популярных и наиболее функциональных инструментов моделирования является компьютерная программа CHILD [Tucker, 2010], позволяющая реконструировать развитие ландшафтов с учетом разнообразных геологических процессов, включая флювиальные и склоновые эрозионно-аккумулятивные процессы и тектонику. Однако оригинальный функционал программы не позволяет вводить в модель механизм формирования сбросов с углом падения разлома, отличным от строго вертикального. Для сбросов БРС это значение обычно составляет 60-70°, что потребовало модификации программы. В результате проделанной работы, совместно с сотрудниками ИДСТУ СО РАН, был разработан и успешно протестирован новый модуль программы CHILD, отвечающий задачам исследования.

ГЛАВА 3. КОМПЛЕКСНОЕ МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭВОЛЮЦИИ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ЭСКАРПМЕНТОВ БРС

3.1. Определение вводных параметров и реконструкция развития эталонного объекта

Отправной точкой в эксперименте стала реконструкция развития одного из сегментов Баргузинского хребта, обрамляющего с северо-запада Улюнскую впадину. Предполагаемая модель тектонического развития данного сегмента описана в разделе 1.2. Выбор объекта связан с тем, что для него мы располагаем информацией о скорости поднятия и времени начала позднекайнозойской активизации. Данные трекового датирования по апатитам были получены в результате совместной работы с французскими коллегами [Jolivet et al., 2009]. Анализ проводился в Лаборатории наук о Земле Университета Монпелье, автор принимал активное участие в отборе и подготовке проб.

Метод трекового датирования (AFT-dating) используется для реконструкции термальной истории горных пород и основан на подсчете следов (треков) осколков спонтанного деления ядер U^{238} , накапливающихся в некоторых минералах (в данном случае, в апатитах). Этот метод не имеет принципиальных отличий от других методик радиоизотопного датирования: разница заключается в том, что подсчитывается число треков, а не количество дочернего нуклида. Таким образом, для получения трекового возраста необходимо определить отношение количества треков спонтанного деления к количеству треков индуцированного деления и измерить дозу нейтронов. Особенностью треков является то, что они сохраняются в минерале только при определенных температурах: если она становится выше т.н. температуры закрытия системы (для разных минералов она индивидуальна), треки исчезают в результате отжига. Этот процесс является градиентным и начинается уже в интервале температур, называемом зоной частичного отжига. Таким образом,

треки спонтанного деления, которые мы видим в минерале, были сформированы после прохождения этим минералом определенной температурной черты. Зная величину геотермического градиента, можно определить с какой глубины он начал подниматься, а количество (плотность) треков в минерале может свидетельствовать о том, как давно началось их накопление и с какой скоростью этот минерал поднимался на поверхность. Не менее важным показателем является длина треков. В зависимости от характера остывания пород, форма распределения длин треков в кристаллах будет различной: например, при быстром подъеме длины треков будут располагаться преимущественно вдоль моды 15 мкм - эта длина соответствует обычной длине трека, не подвергнувшегося температурному воздействию [Соловьев, 2005].

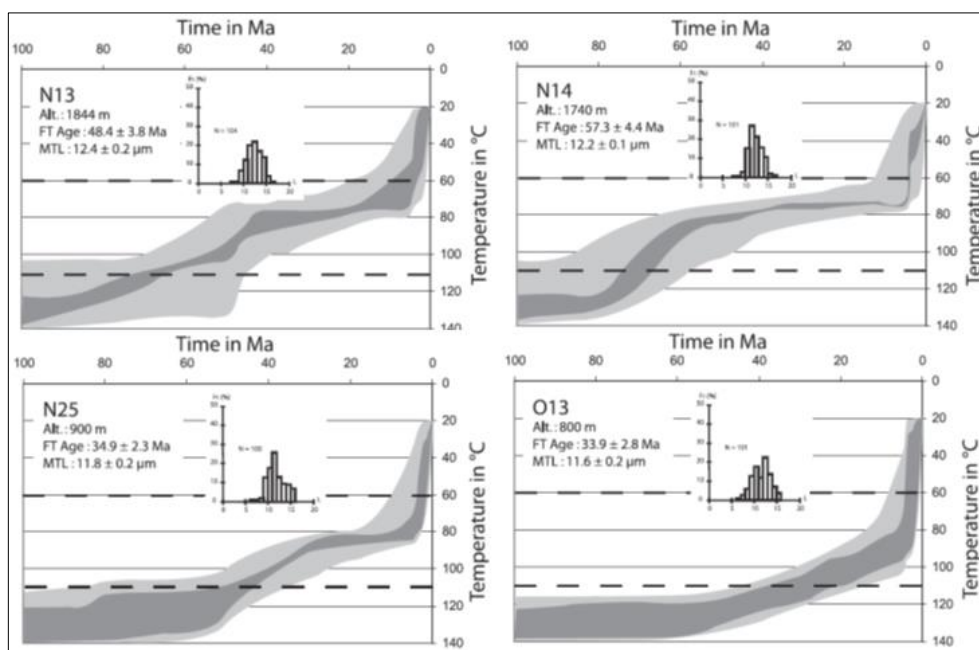


Рис. 19. Графики остывания для образцов, отобранных на профиле Ulzika (Саранхурская кулиса Баргузинского хребта, правый борт долины реки Ульзыха). [Jolivet et al., 2009]

Согласно полученным данным, активное поднятие южной части Баргузинского хребта началось ≈ 5 млн лет назад (рис. 19), средняя скорость составила 0.4 мм/год. При этом до начала поднятия территория находилась в состоянии длительного тектонического затишья (скорость составляла ≈ 0.03

мм/год), что может свидетельствовать о пологом, слабо расчлененном склоне на момент активизации.

Важно отметить, что в модели рассматривается именно «средняя» скорость поднятия, включающего как мгновенные высокоамплитудные эпизоды, связанные с сильными землетрясениями (наиболее сильные события в БРС [Смекалин и др., 2010] могут вызывать одноактные смещения до пяти и более метров), так и медленные движения, предполагающие перманентное скольжение одного крыла разлома относительно другого. Это скольжение, при устойчивом геодинамическом фоне, теоретически должно происходить беспрепятственно: задержка в движении приводит к накоплению напряжения и последующему срыву, т.е. землетрясению. Однако говорить об абсолютной асейсмичности крипа, по-видимому, нельзя, поскольку невозможно представить взаимное движение огромных массивов земной коры без трения и шероховатостей. Относительно стабильный крип возможен только на больших глубинах, в зонах субдукции, но даже там нельзя исключать слабую сейсмичность, в настоящее время недоступную для измерений [Dragert et al., 2001; Кочарян и др., 2014]. Вопросы о природе и классификации медленных движений по разломам остаются дискуссионными и не рассматриваются в рамках данной работы. В исследовании предлагается использовать более общее определение тектонического крипа, в котором, под медленными движениями по разломам, понимаются малоамплитудные перемещения, вызванные локальными эпизодами условного скольжения и сейсмическими событиями со слабой моментной магнитудой, но высокой частотой проявления [Radbruch and Vonilla, 1966]. Таким образом, разница между быстрыми и медленными тектоническими движениями является понятием относительным и определяется некоторым пороговым значением магнитуды сейсмического события. В контексте данного исследования градация быстрых и медленных движений земной коры не столь важна, поскольку развитие каждого объекта представляет собой условно-однородное поднятие с заданной средней скоростью. В связи с этим, и ультрамедленный

тектонический крип, и высокоамплитудные мгновенные подвижки, вызванные сильными землетрясениями, рассматриваются как единый процесс, при котором скорость одного компонента компенсируется другим (рис. 20). Таким способом предполагается получить аппроксимированные количественные оценки поднятия горных сооружений БРС за весь этап позднекайнозойского орогенеза.

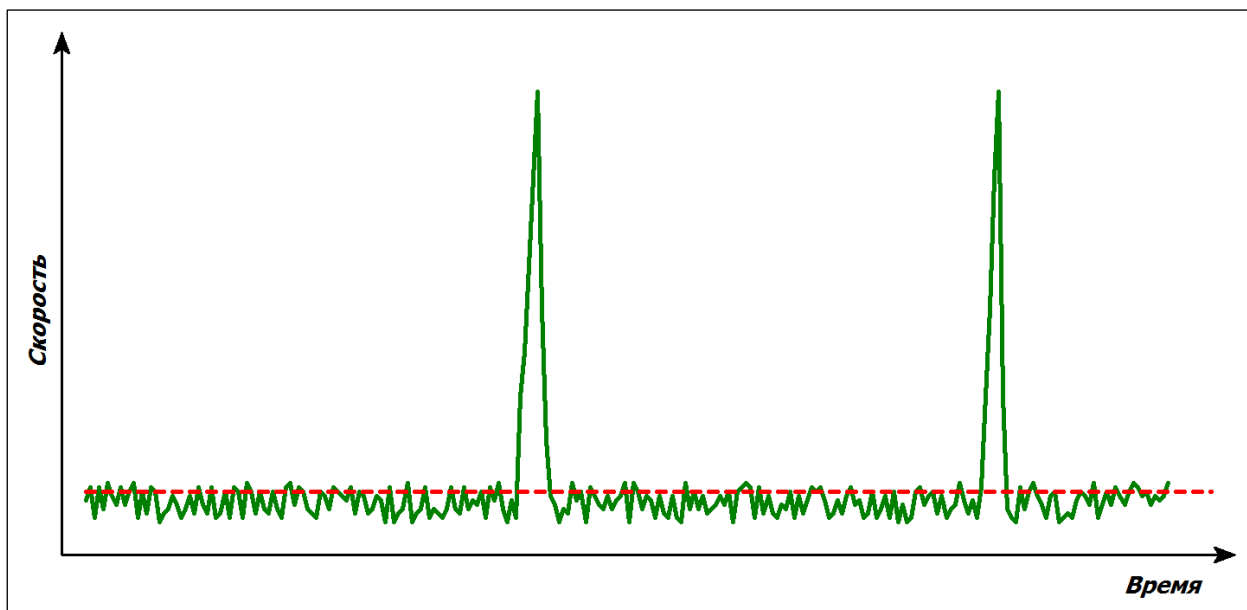


Рис. 20. График колебаний скорости поднятия абстрактного эскарпмента
Зеленая линия — колебания скорости поднятия с пиками, отражающими значительные сейсмические события; красная штрих-линия демонстрирует аппроксимированное значение за рассматриваемый период времени.

Зная тектоническую составляющую, геометрию исходной поверхности и морфометрические характеристики современного рельефа, возможно вычислить недостающий элемент - экзогенную составляющую. Здесь очень важно обратить внимание на основное условие, принятое в настоящем эксперименте: литодинамические свойства и климатические условия принимаются едиными для всех выбранных объектов и временных этапов. Объекты исследования сложены либо гранитами, либо кристаллическими породами, плотность и прочностные свойства которых, можно грубо рассматривать как подобные. Аппроксимация климатических условий также представляется возможной, если принять, что современное состояние климата

определяется параметрами, среднестатистическими для всего позднеорогенного этапа. Это косвенно подтверждается палеоклиматическими реконструкциями (рис. 21), выполненными для позднего кайнозоя Байкальского региона [Воробьева и др., 1995].

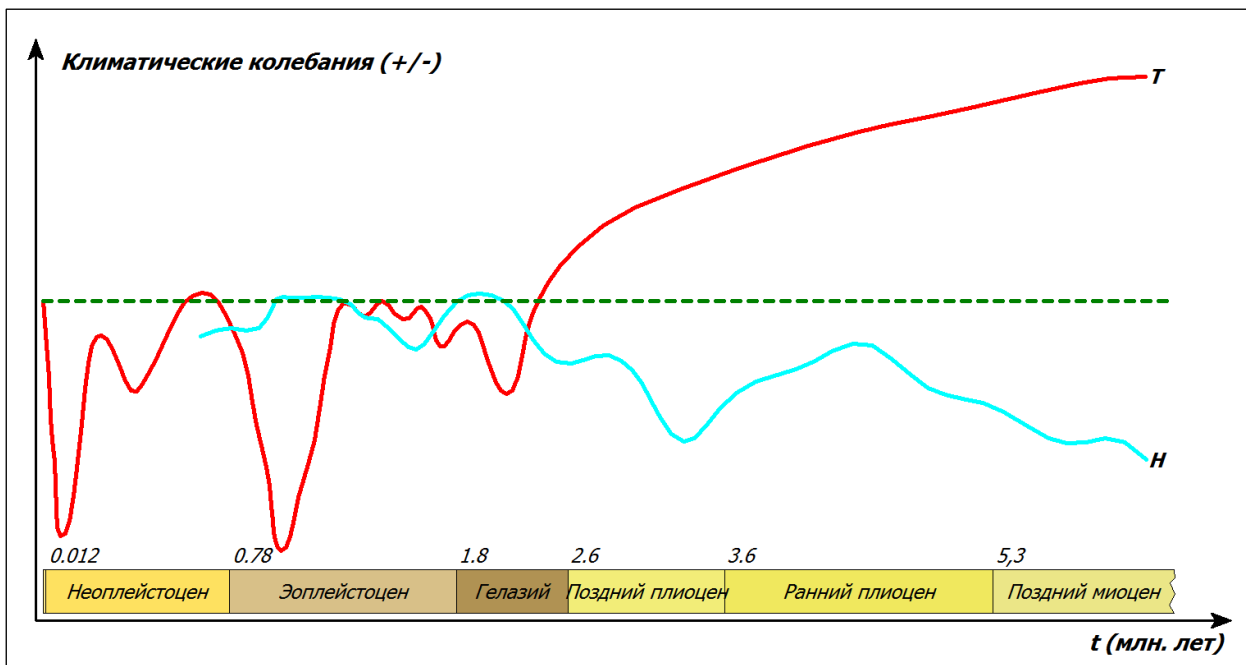


Рис. 21. Климатические вариации позднего кайнозоя Прибайкалья (по данным [Воробьева и др., 1995])

Красная линия – температура воздуха, голубая – влажность, зеленая штрих-линия – среднее значение (температуры) за весь период, в целом, соответствующая современным параметрам.

Таким образом, количественные параметры русловых и склоновых процессов в модели могут меняться только в зависимости от локальной геометрии склона, а режим выпадения осадков определяется осредненными значениями. Подобное допущение представляется возможным для продолжительных временных отрезков, поскольку в эксперименте рассматриваются объекты, схожие по геодинамической обстановке, морфологии склонов и, в целом, прочностным свойствам слагающих пород. Исходя из поставленного условия, следует рассматривать вариации морфологии эскарпментов как результат неоднородности тектонических процессов в совокупности с особенностями строения исходной поверхности (размеры, уклон, дренажная сеть). Таким образом, для решения поставленной

задачи - определения скорости поднятия и времени активизации выбранных объектов - необходимо изначально, методами вычисления и подбора, получить комплект экзогенных параметров для сегмента с известной тектонической составляющей (Barguzin-1), а затем, применив его к другим объектам, получить искомые значения. В целом, эксперимент выглядит как последовательный подбор тектонических параметров с конечным результатом в виде поверхности, морфометрически близкой к современному рельефу. Автор не ставил себе цель, в точности воссоздать реальный ландшафт, что практически невозможно, принимая во внимание внутреннюю неоднородность большинства сегментов и технические возможности CHILD - основной задачей выступило определение скорости поднятия и возраста позднеорогенной активизации.

Моделирование производилось применительно к отдельным фасетам, для решения этой задачи был разработан собственный метод реконструкции исходных поверхностей; суть его заключается в следующем (Приложение 3). Принимается, что моделируемый сегмент состоит из четырех водоразделов одинаковой ширины, соответствующей ширине искомой фасеты. Длина склона вычисляется, исходя из предполагаемого тектонического сценария, простым вычитанием величины амплитуды горизонтального смещения от современной длины эскарпмента. Начальный уклон определяется условно как произведение рассматриваемой скорости поднятия и современного наклона вершинного ската. Разделительные долины в исходной сетке занимают $2/3$ склона, при этом глубина русла поступательно увеличивается от истока к устью. Конечным результатом операции служит PTS-файл, содержащий необходимые данные о начальной поверхности; он индивидуален для каждого объекта и каждого тектонического сценария. Алгоритм создания этих файлов достаточно сложный и включает множество этапов с использованием различных инструментов (Excel, Global Mapper, Random Number Generator), для повышения эффективности многие процедуры были автоматизированы.

Эталонный объект Barguzin-1 (рис. 22а) представляет собой эскарпмент, расположенный на восточном склоне Баргузинского хребта (Саранхурская кулиса), обрамляющем Улюнскую впадину-сателлит. С флангов сегмент ограничен долинами рек Тургомол и Ульзыха (на рисунке показана только центральная часть).

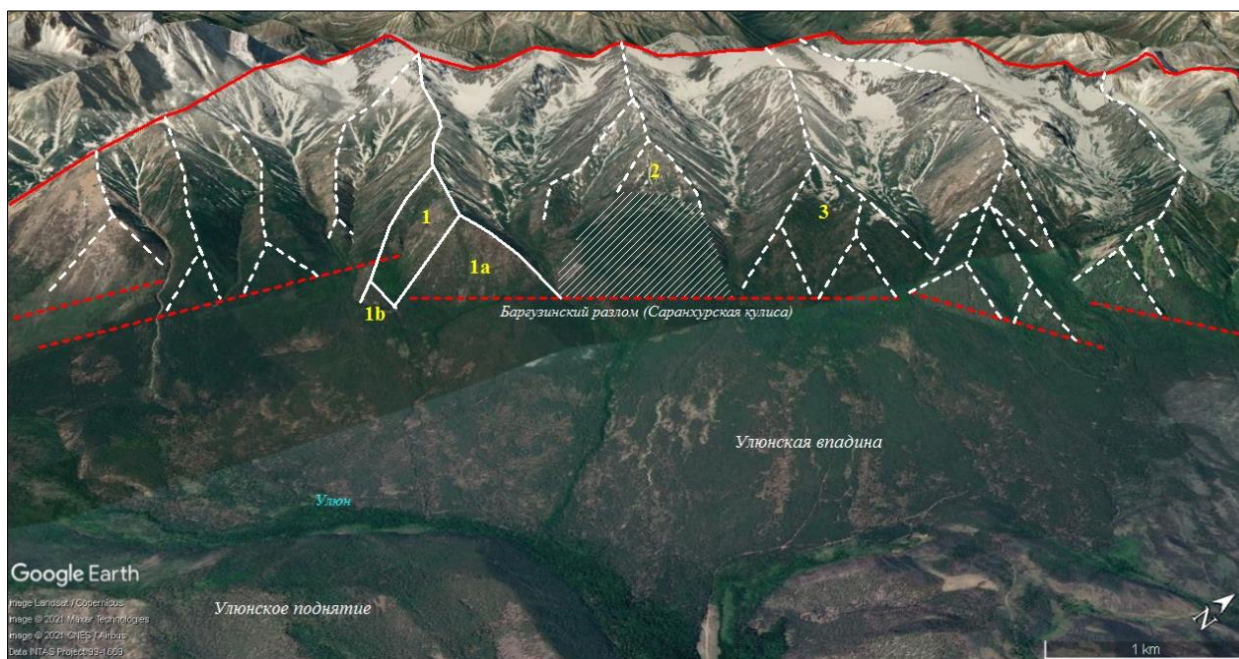


Рис. 22а. Сегмент Barguzin-1 (Баргузинский хребет, Улюнская впадина)
Цифрами показаны номера рассматриваемых фасет, заштрихованная область – контур возможного скального оползня.

Эскарпмент состоит из нескольких водораздельных гребней, ограниченных во фронте треугольными, в разной степени расчлененными, фасетами. Профили вершинных скатов во всех случаях характеризуются ступенчатостью. Наибольший интерес в контексте эксперимента представляют три водораздела, расположенных в центральной части эскарпмента. Наиболее широкая фасета (2) сильно разрушена (вероятно, скальным оползнем), что исключает возможность моделирования. Из двух других, в качестве непосредственного объекта моделирования была выбрана фасета (1), которая, по мнению автора, может служить индикатором геоморфологических процессов в масштабе позднего кайнозоя. Объект представляет собой водораздельный гребень с большой фасетой, разделенной

на два неравнозначных отрога – правый ограничен хорошо выраженной фасетой, на которую приходится большая часть ширины водораздела, левый отрог состоит из узкого гребня, выположенного в нижней части профиля, и низкой трапецевидной грани. Морфология выбранной фасеты неоднозначна и частично обусловлена внедрением небольшой оперяющей ветки разлома, приведшем к опусканию нижней части левого отрога. Этот фактор усилил внутреннее расчленение фасеты (1), которая, вероятно, и так была бы рассечена, принимая во внимание ширину, сопоставимую с фасетой (3). В остальном, выбранный объект соответствует критериям моделирования, особенно принимая во внимание сложность разломно-блокового строения Баргузинского хребта, где сложно обнаружить протяженные склоны, не нарушенные параллельными разломами.

Подробно рассмотрим процесс моделирования для эталонного объекта. На первом этапе работы была создана сетка начальной поверхности со средним разрешением 100 м, длина склона на момент начала поднятия – 3400 м (современная – 4500 м), уклон – 5°. Угол падения разлома ~ 60°.

Режим выпадения осадков (интенсивность, продолжительность, интервал) определялся по данным многолетних наблюдений метеостанции «Баргузин». Сопоставление полувековых наблюдений и пятимиллионного периода на первый взгляд кажется нелогичным, но, как отмечалось в главе 2, климат Прибайкалья, начиная с позднего плиоцена, неоднократно менялся, а современные показатели температуры и влажности можно условно рассматривать как средние. Пространственные вариации климатических параметров, связанных с географической широтой объекта или экспозицией склона, принимая во внимание сравнительно небольшой их диапазон, не приводят к существенным изменениям конечного результата для длительных периодов. В перспективе предполагается провести эксперименты, в которых будут учитываться изменения климата во времени, включая вопрос покровного оледенения, но в настоящей работе тему климата было решено максимально упростить. Таким образом, среднегодовое количество осадков в

модели составляет 330 мм/год, интенсивность выпадения осадков (P) – 4.84 м/год, продолжительность события - 6 часов, среднегодовой интервал между ними – 82 часа (~100 дней с осадками).

Эскарпмент сложен коренными породами (среднезернистые граниты). Эродированный материал мелких и средних фракций практически отсутствует, либо имеет несущественную толщину. Большая часть осадков выносится во впадину, формируя аккумулятивный предгорный откос: в модели он не рассматривается, так как нижняя ее граница проходит по разлому. Крупноглыбовые курумовые поля и каменные потоки, преимущественно оставаясь на склоне, заметно влияют на его современный ландшафт, но их денудационная роль невысока. Средний размер отдельностей (5 см), принятый в модели, соответствует данным [Whittaker et al., 2007; Attal et al., 2008], полученным для объектов со схожими характеристиками. Коэффициент касательного сдвигового напряжения (K_t) равен 1174 (при коэффициенте шероховатости 0.03). Критическое сдвиговое напряжение (τ_{cr}) для коренных пород составляет 35 Па, для реголитов 6.6 Па (при плотности 2600 и 1300 кг/м³, соответственно); коэффициент Шилдса (τ) в обоих случаях одинаков (0.045). Коэффициент эрозии (K_E) для коренных пород равен 0.000014 ($\lambda = 0.091$), для реголитов он определяется значением 0.000028 ($\lambda = 0.088$). Транспортный коэффициент (K_f) составляет 3391.

Инфильтрационная способность и водопроницаемость скальных пород ничтожно малы (0.0018 м/год и 0.018 м²/год, соответственно), поэтому интенсивность годового стока практически равна интенсивности выпадения атмосферных осадков. В связи с этим, формирование речного стока в модели осуществляется согласно сценарию Хортон с включенным алгоритмом LAKEFILL.

Параметры геометрии русла, в отличие от вышеописанных, определялись исключительно экспериментально, частично опираясь на материалы Брайана Бледсо [Bledsoe et al., 2004]. В результате были получены следующие значения:

- а) ширина русла ($k_w = 7$; $\omega_b = 0,5$; $\omega_s = 0.5$);
- б) глубина русла ($k_d = 0.08$; $\delta_b = 0.3$; $\delta_s = 0.3$);
- в) шероховатость дна ($n = 0.03$; $\nu_b = 0$; $\nu_s = 0$).

Для описания склонового крипа в модели использовалось уравнение нелинейной диффузии. Критический уклон (S_c) составляет 0.8 и соответствует углу естественного откоса для гранита. Коэффициент диффузии (K_D), используемый в модели, равен $0.05 \text{ м}^2/\text{год}$; он был заимствован из работы Кароль Пети [Petit, 2009b], где рассматривался тот же регион и идентичное разрешение сетки. В условиях модели данному коэффициенту соответствует скорость вертикальной эрозии 0.27 мм/год .

Таким образом, большинство параметров, участвующих в модели были в той или иной степени однозначными и не требовали последовательного подбора, который коснулся преимущественно русловой геометрии. В ходе эксперимента была получена модель, которую можно считать оптимальной (достижение объективного оптимума здесь практически неосуществимо). Результат показан в виде растрового изображения (рис. 22б) и сравнительного графика продольных профилей, реального и реконструированного (рис. 22в).

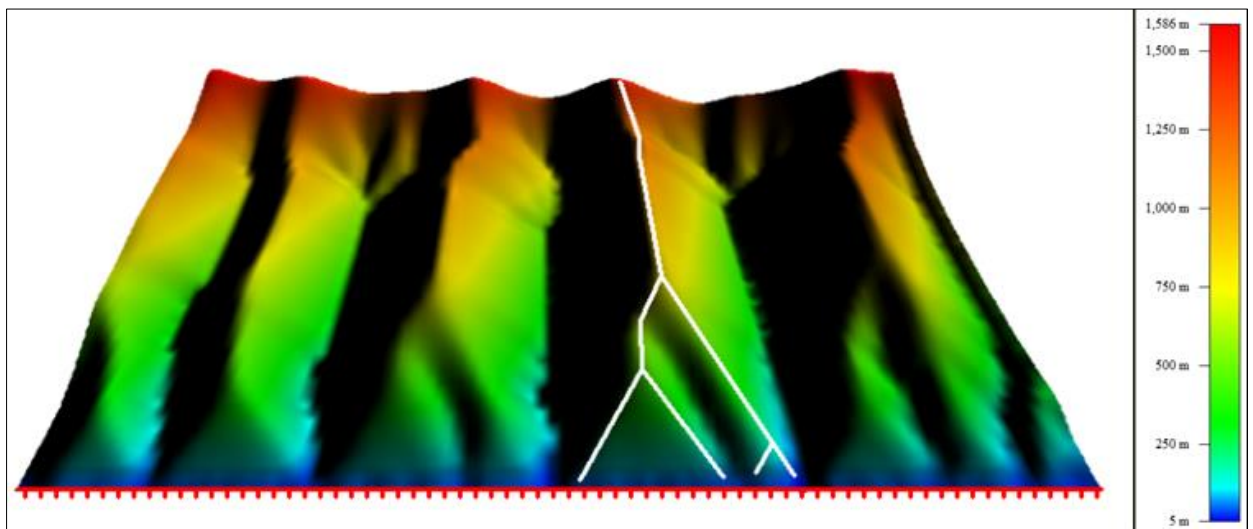


Рис. 22б. Объект Barguzin-1: результат моделирования (скорость поднятия – 0.4 мм/год , время активизации – 5 млн лет).

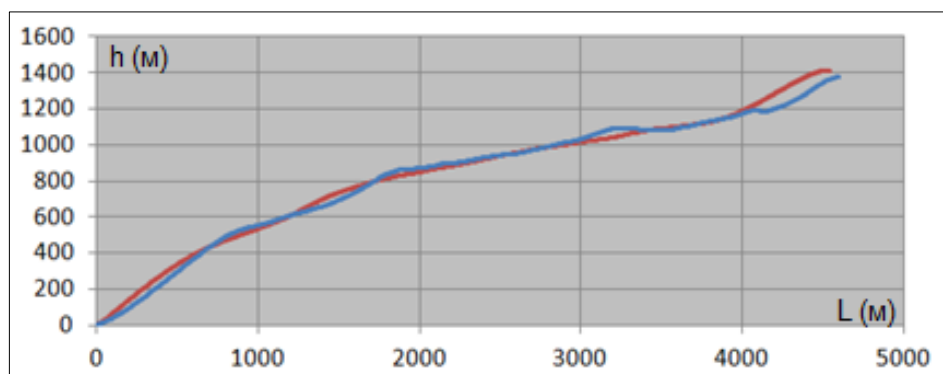


Рис. 22в. Объект Barguzin-1: сравнительный график продольных профилей водораздельного гребня (голубая линия – реальный профиль, красная линия - модель).

Полученный профиль демонстрирует высокую степень соответствия как для фасеты, так и для вершинного ската, при этом для реконструированной фасеты характерны те же черты внутреннего расчленения, что наблюдаются на реальной.

Принимая во внимание общие для всех объектов (в масштабах плиоцен-четвертичного времени) климатические условия, набор экзогенных параметров, полученный для Barguzin-1, может быть использован при реконструкции позднекайнозойского развития других эскарпментов, в том случае, если объект имеет прочностные характеристики слагающих пород, схожие с эталонным объектом. На основании результатов, изложенных в главе 2 и раздела 3.1. главы 3, можно сформулировать второе защищаемое положение:

Предложенный комплексный подход, основанный на методах морфотектонического анализа и численного моделирования, позволяет реконструировать позднекайнозойское развитие горного обрамления впадин БРС с учетом широкого спектра взаимосвязанных эндогенных и экзогенных рельефообразующих процессов.

3.2. Численное моделирование позднекайнозойской эволюции эскарпментов БРС и определение скорости тектонического поднятия

Следующим этапом исследования стало моделирование развития эскарпментов, приуроченным к другим структурам горного обрамления БРС,

с использованием набора экзогенных параметров, полученных на первой стадии эксперимента. Всего в работе представлены результаты реконструкции для 11 объектов (приложение 2). Важно отметить, что ориентировочное время начало активизации для каждой модели принималось условно, т.е. моделирование не определяло временные параметры, но использовалось для проверки, возможно ли то или иное решение. Большинство моделей было выполнено для временных интервалов 3.5 и 5 млн лет, что соответствует установленным датировкам времени начала активизации В.Д. Маца [Мац, 2012] и М. Жоливе [Jolivet et al., 2009], соответственно. Также были проведены эксперименты с объектами, морфометрические параметры которых, по всей вероятности, свидетельствуют о более молодом возрасте активизации, - для них были выполнены модели в диапазоне 1 – 3.5 млн лет. Угол падения разлома в моделях выбирался достаточно условно. В качестве дефолтного значения был принят угол 60° , он применялся, если данные по разлому отсутствовали, либо варьировали в широком диапазоне. Данный угол падения применялся в большинстве проведенных экспериментов. Диапазон скоростей в моделях составил 0.2 – 0.8 мм/год. Не все «финальные» модели показали полное соответствие искомой морфометрии, что было ожидаемо, учитывая разнообразии объектов. Для некоторых объектов потребовались поправки, объясняющие несогласие отдельных элементов или даже невозможность реконструкции при заданных условиях.

Первый объект моделирования относится к сегменту Байкальского хребта Baikal-7 (рис. 23а), расположенного к югу от мыса Заворотный (Северо-Байкальская впадина); сложен раннепротерозойскими слабометаморфизованными породами. Сегмент имеет СВ-простираение (41°), занимает всю длину склона, у подножья ограниченного ступенью, большая часть которой скрыта под водой. Эскарпмент включает три крупных водораздельных гребня, два из которых представляют собой большие фасы, разбитые более мелкими гранями. Третий, наиболее узкий гребень, во фронте ограничен хорошо выраженной базальной фасетой, практически нетронутой

русловой эрозией (координаты 54.28°N, 108.42°E). Высота фасы составляет 784 м, угол наклона 31°, ширина 1750 м, высота эскарпмента 1313 м, длина склона – 3100. Вершинный скат имеет вогнутый, немного ступенчатый профиль.

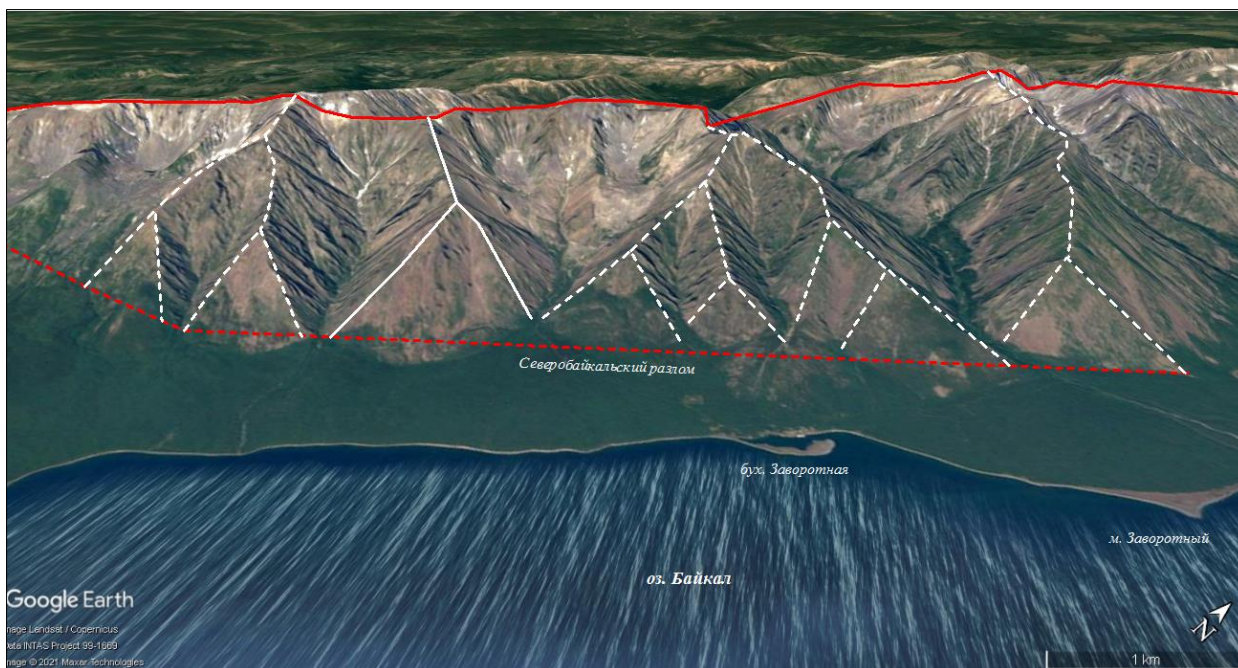


Рис. 23а. Сегмент Baikal-7 (Байкальский хребет, Северо-Байкальская впадина)

Моделирование выполнялось для двух временных интервалов. Не все эксперименты продемонстрировали развитие треугольных базальных фасет, многие модели зафиксировали сильную степень расчлененности с развитием узких водораздельных гребней. Графики «удовлетворительных» профилей показаны на рис. 23б, рисунки – в приложении 2.

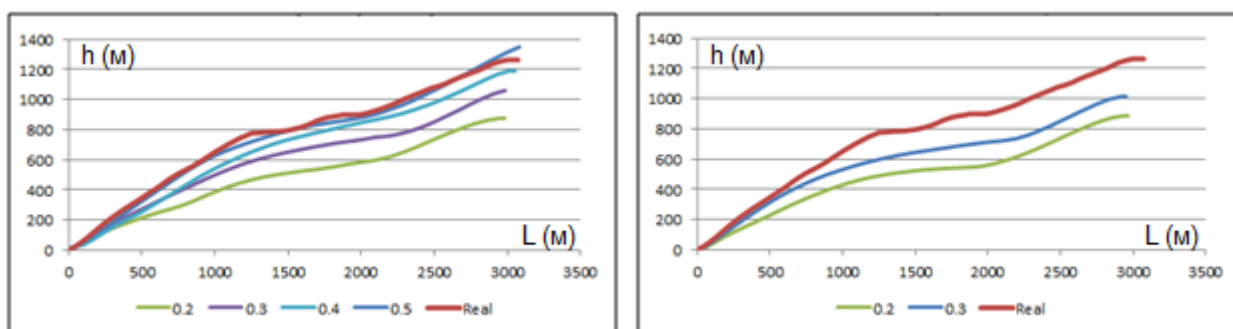


Рис. 23б. Объект Baikal-7. Сравнительные графики продольных профилей водораздельных гребней (время активизации 3.5 и 5 млн лет)

Профиль, наиболее близкий к реальному, был получен при скорости поднятия равной 0.5 мм/год и времени активизации 3.5 млн лет (рис. 23 в, г).

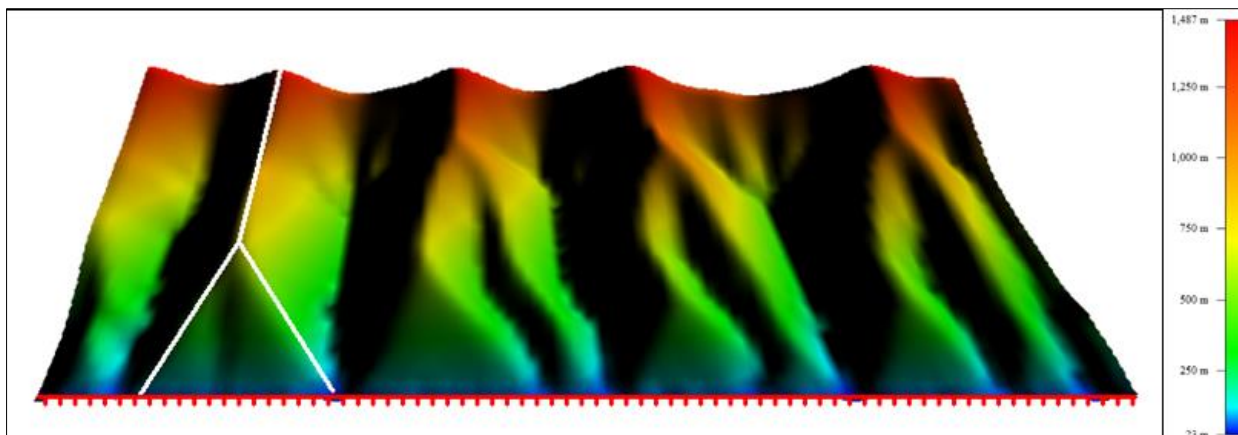


Рис. 23в. Объект Vaikal-7: результат моделирования (скорость поднятия – 0.5 мм/год, время активизации – 3.5 млн лет).

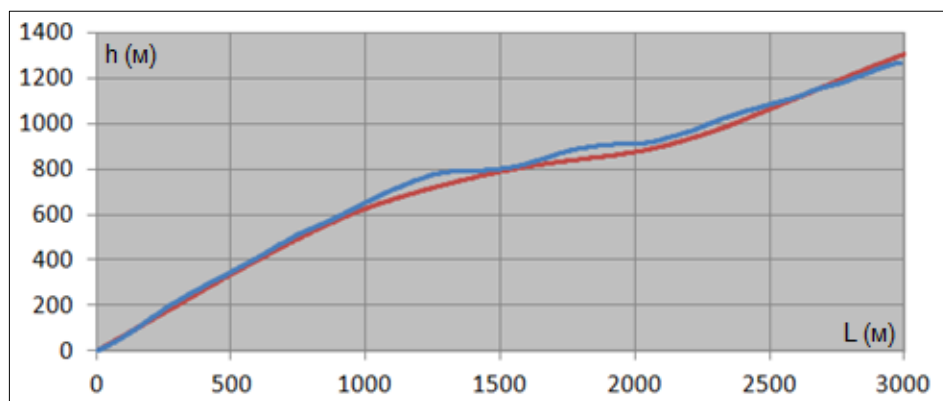


Рис. 23г. Объект Vaikal-7: сравнительный график продольных профилей водораздельного гребня (голубая линия – реальный профиль, красная линия - модель)

Сегмент NMW-16 (рис. 24а) на северном склоне Северо-Муйского хребта (восточное окончание Верхнеангарской впадины), расположен по правому берегу реки Янчукан. Характеризуется СВ-простираем (58°); сложен палеозойскими гранитами. Эскарпмент находится на правом фланге массивного отрога. Включает несколько хорошо выраженных базальных фасет: в эксперименте использовалась наиболее крупная, расположенная в центре сегмента (56.2°N , 112.73°E). Высота выбранной фасеты составляет 478 м, угол наклона 27° , ширина 1103 м, высота эскарпмента 981 м, длина склона – 2945 м. Вершинный скат характеризуется прямым, немного ступенчатым, профилем.

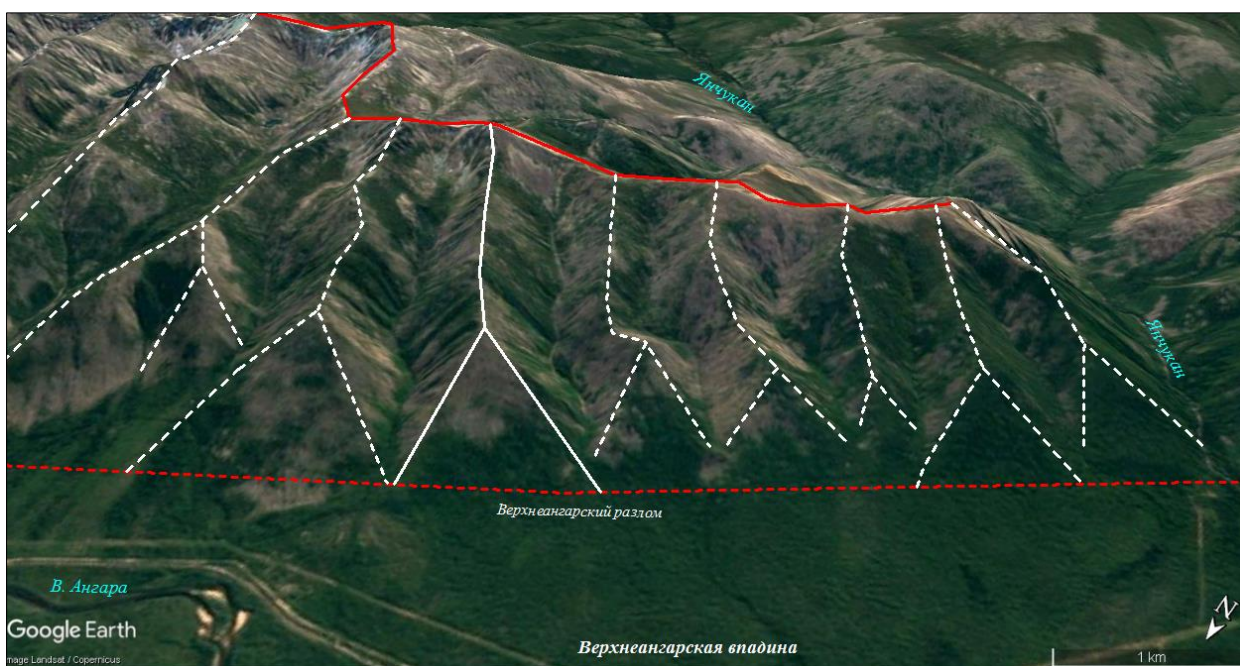


Рис. 24а. Сегмент NMW-16 (Северо-Муйский хребет, Верхнеангарская впадина)

Моделирование показало следующие результаты (24б). Относительно близкий профиль был получен со скоростью поднятия 0.3 мм/год, при этом эксперимент продемонстрировал очень схожие значения для обоих временных отрезков. Это может свидетельствовать о развитии ландшафта в условиях динамического равновесия (что, в целом, характерно для эскарпментов с треугольными фасетами) и достижением устойчивого состояния (см. раздел 1.3). Таким образом, определить время активизации для объекта NMW-16 с помощью моделирования не удалось, но отчетливо прослеживается вероятная скорость поднятия, приемлемая для данного объекта. Принимая во внимание относительную морфологическую «сохранность» эскарпмента, в сравнение с объектом Barguzin-1, можно предположить, что последний активизировался раньше, поэтому для объекта NMW-16 предпочтительным следует признать решение с временем активизации 3.5 млн лет.

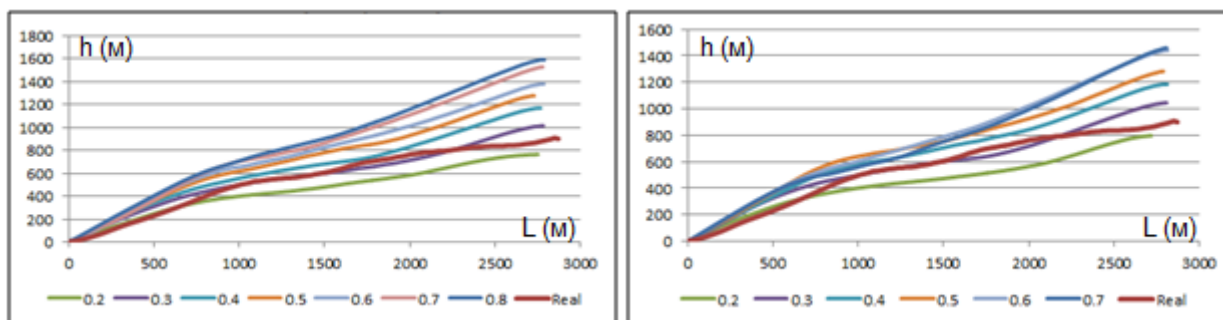


Рис. 24б. Объект NMW-16. Сравнительные графики продольных профилей водораздельных гребней (время активизации 3.5 и 5 млн лет)

Несмотря на некоторую схожесть, соответствие реального и реконструированного профилей в эксперименте с дефолтным значением разлома выглядит достаточно слабым. Альтернативное решение было получено при моделировании с более пологим углом падения разлома, составляющим 40° [Лунина, 2016]. Оптимальный результат показан на рис. 24 в-г, скорость поднятия в данной реконструкции составила 0.35 мм/год.

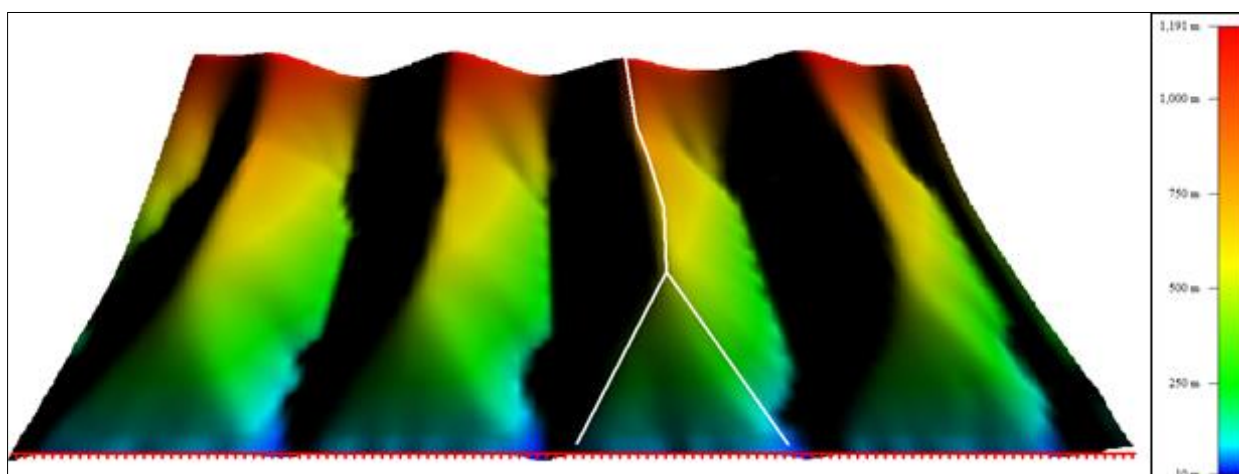


Рис. 24в. Объект NMW-16: результат моделирования (скорость поднятия – 0.35 мм/год, время активизации 3.5 млн лет)

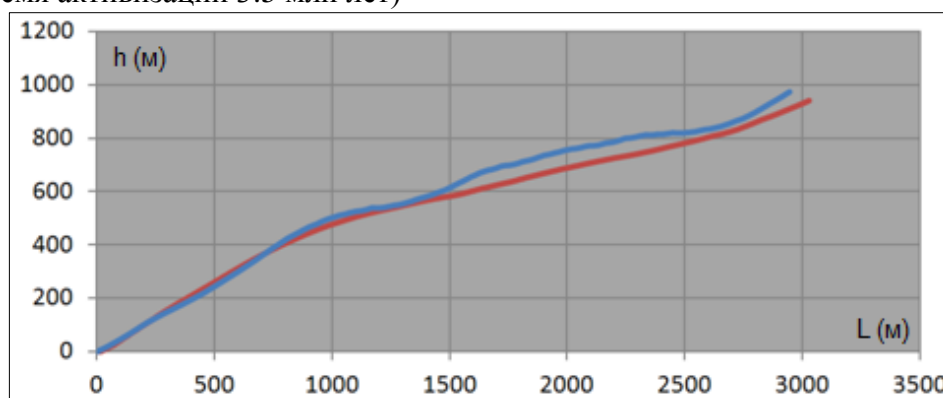


Рис. 24г. Объект NMW-16: сравнительный график продольных профилей водораздельного гребня (голубая линия – реальный профиль, красная линия – модель)

Сегмент Nos-3 (рис. 25а) расположен на юго-восточном склоне Святоносского поднятия, к северу от ручья Макарова (Баргузинский залив Южно-Байкальской впадины), характеризуется СВ-простираем (57°). Сложен рифейскими гранитами. Эскарпмент включает шесть водораздельных гребней с относительно хорошо сохранившимися базальными фасетами.

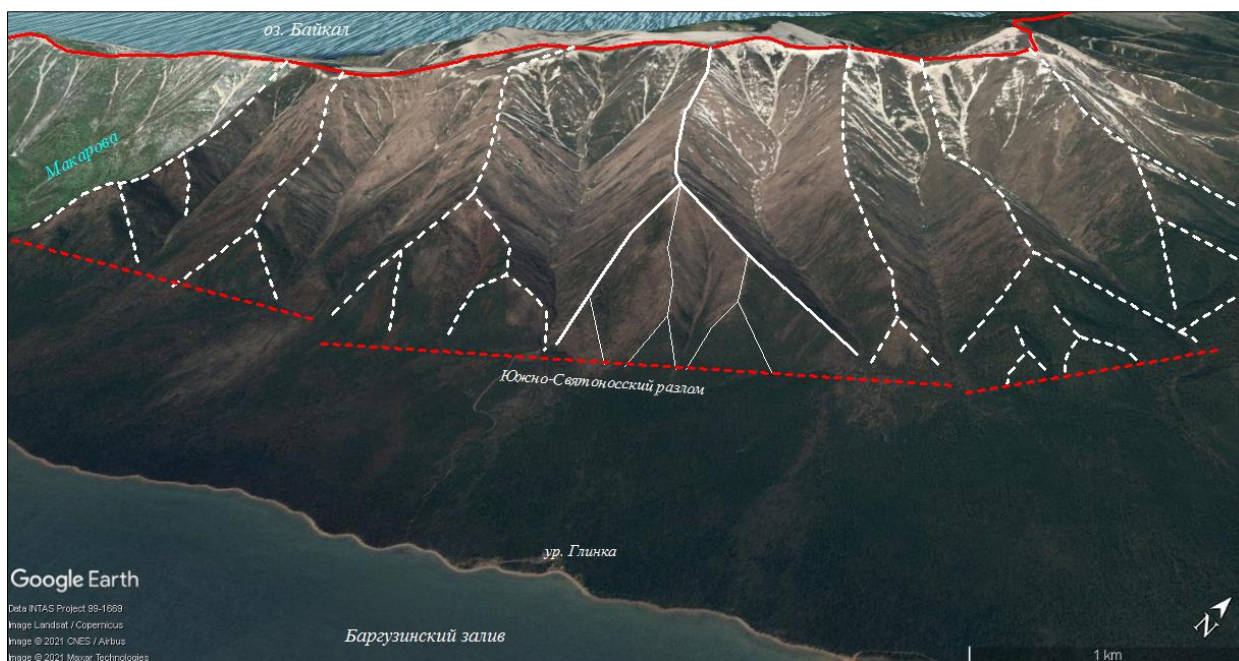


Рис. 25а. Сегмент Nos-3 (Святоносское поднятие, Южно-Байкальская впадина)

В работе использовалась одна из двух центральных, наиболее крупных, фасет (53.61°N , 108.83°E). Плоскость фасеты нарушена русловой эрозией, выраженной в виде двух неравнозначных долин. Высота фасеты составляет 620 м, угол наклона 27° , ширина 1562 м, высота эскарпмента 1195 м, длина склона 3570 м. Вершинный скат – ступенчатый.

Было выполнено моделирование для двух временных этапов с дефолтным ($\sim 60^\circ$) значением разлома (рис. 25б). Профиль, наиболее близкий к реальному был получен для скорости 0.3 мм/год и времени 3.5 млн лет, однако нельзя не признать слабую степень соответствия.

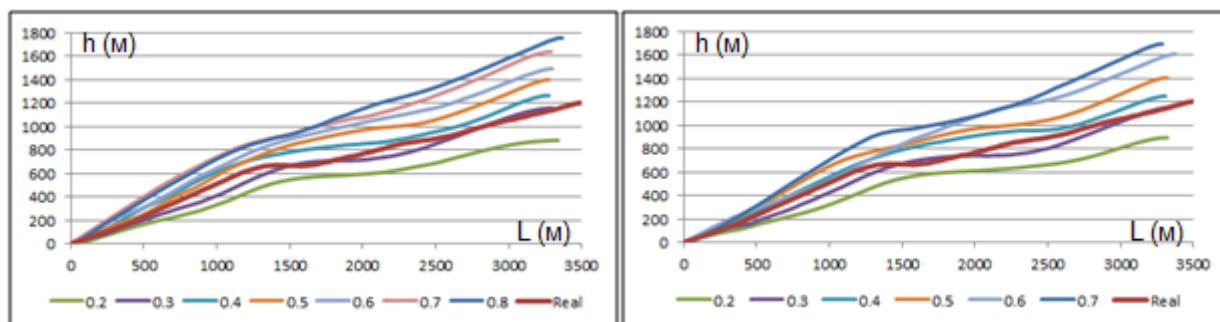


Рис. 25б. Объект Nos-3. Сравнительные графики продольных профилей водораздельных гребней (время активизации 3.5 и 5 млн лет)

Альтернативный вариант реконструкции был проведен с учетом несколько иного угла падения разлома ($\sim 50^\circ$), также установленного по данным «Карты активных разломов...» [Лунина и др., 2016], для времени активизации 3.5 млн лет. Оптимальное решение было получено при скорости тектонического поднятия 0.4 мм/год (рис. 25 в, г), но нельзя не отметить существенные различия морфологии фасет в реальности и в модели. Вместе с тем, долины временных водотоков, пересекающие фасету, отличаются сравнительно небольшой глубиной врезания, а их взаимное расположение обеспечило сохранение в рельефе апикальной части фасеты, таким образом, оставив без значительных изменений ее основной морфометрический параметр – высоту. Этот факт позволяет признать полученный результат удовлетворительным.

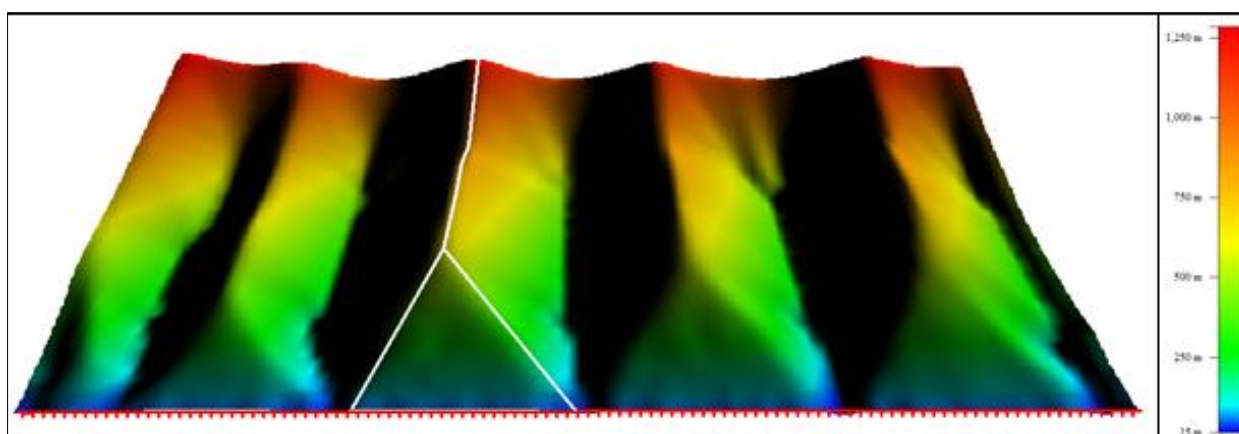


Рис. 25в. Объект Nos-3: результат моделирования (скорость поднятия – 0.4 мм/год, время активизации 3.5 млн лет)

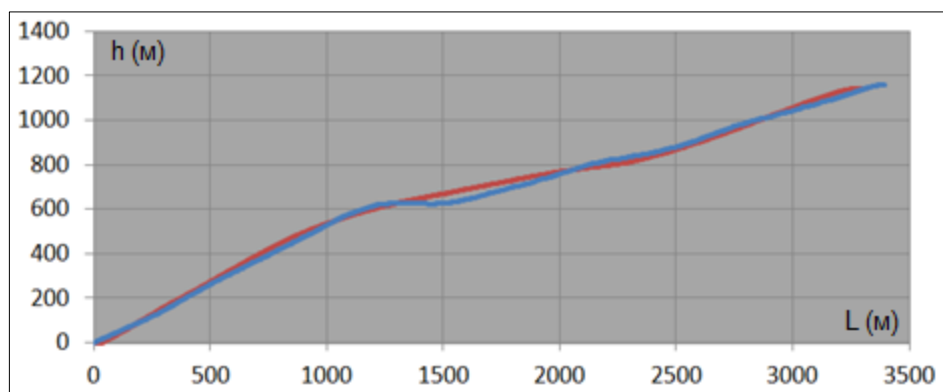


Рис. 25г. Объект Nos-3: сравнительный график продольных профилей водораздельного гребня

Следующий объект моделирования относится к сегменту SM-12 (СВ простирание (36°)), расположенному на Мудириканском отроге Южно-Муйского хребта со стороны Улан-Макитской впадины. Эскарпмент сложен рифейскими гранитами. Находится во фронте широкого водораздела, к северу от реки Мудирикамскит и в плане представляет собой большую фасету, состоящую из трех хорошо сохранившихся граней (рис. 26а). Долины, ограничивающие большую фасету, здесь выступают в роли антецедентных. В качестве объекта реконструкции выступила центральная грань (56.11°N , 114.47°E): высота фасеты 387 м, угол наклона 27° , ширина 905 м, высота эскарпмента 1039 м, длина склона 2954 м. Профиль вершинного ската вогнутый.

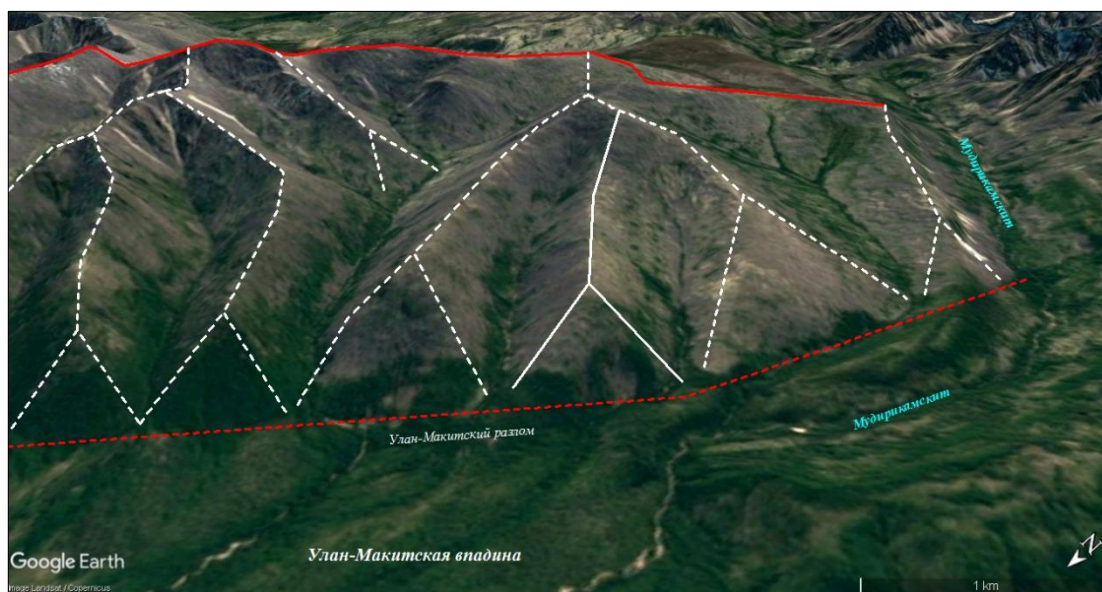


Рис. 26а. Сегмент SM-12 (Южно-Муйский хребет, Улан-Макитская впадина)

Реконструкция показала устойчивое развитие ландшафта, о чем свидетельствует значительное сходство профилей, полученных в моделях с разными временными значениями (рис. 26б).

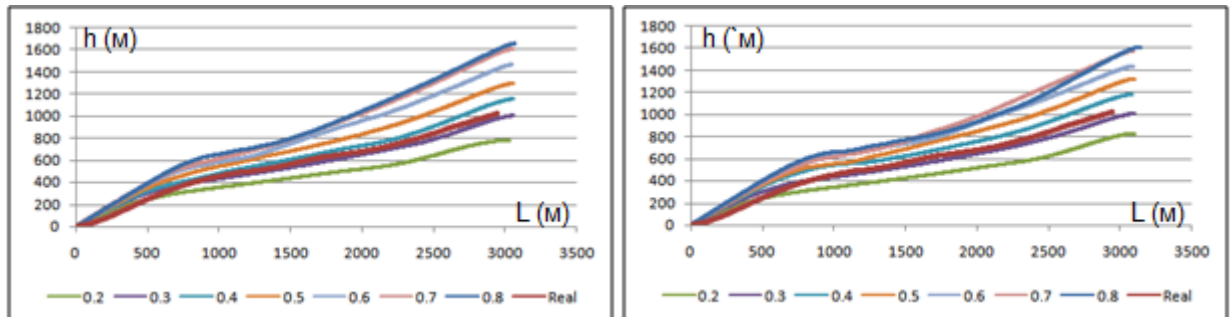


Рис. 26б. Объект SM-12. Сравнительные графики продольных профилей водораздельных гребней (время активизации 3.5 и 5 млн лет)

Профиль, наиболее близкий к реальному, соответствует модели, скорость поднятия в которой составляет 0.3 мм/год. Принимая во внимание цельность граней и водораздельных гребней, более предпочтительно рассматривать в качестве результата модель ~ 3.5 млн лет (рис. 26в, 26г). Возможно также, что данный эскарпмент активизировался позднее, но не менее чем 2,5 млн лет, поскольку за меньший срок, при заданной скорости, не успевают сформироваться долины, что было установлено в ходе дополнительного эксперимента.

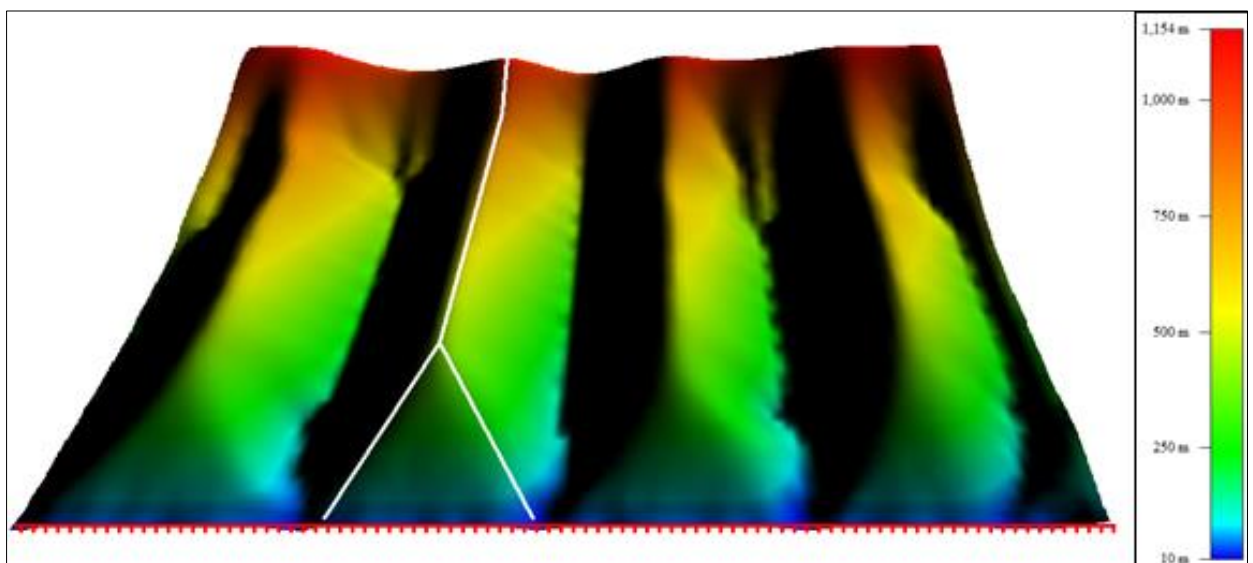


Рис. 26в. Объект SM-12: результат моделирования (скорость поднятия – 0.3 мм/год, время активизации 3.5 млн лет)

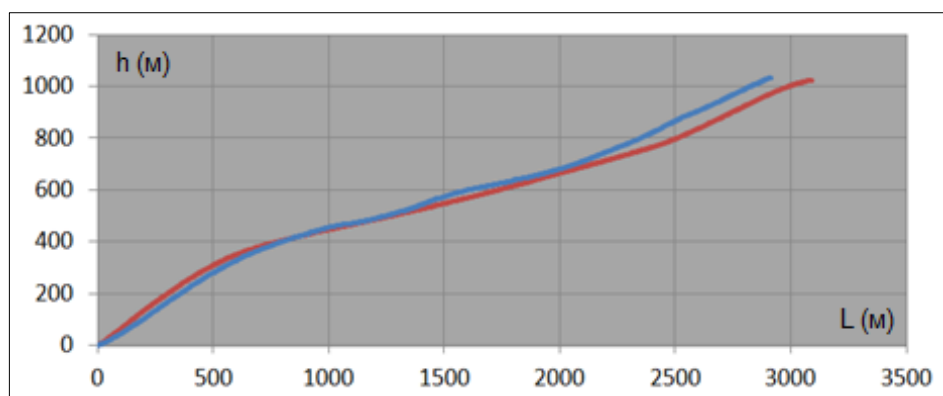


Рис. 26г . Объект SM-12: сравнительный график продольных профилей водораздельного гребня (голубая линия – реальный профиль, красная линия – модель).

Сегмент Barguzin-22 (рис. 27а) расположен в центральной части Баргузинского хребта, занимает фронт широкого водораздела (большой фасеты) между реками Алла и Сухотка; характеризуется СВ простиранием (27°). Сложен рифейскими гранитами.

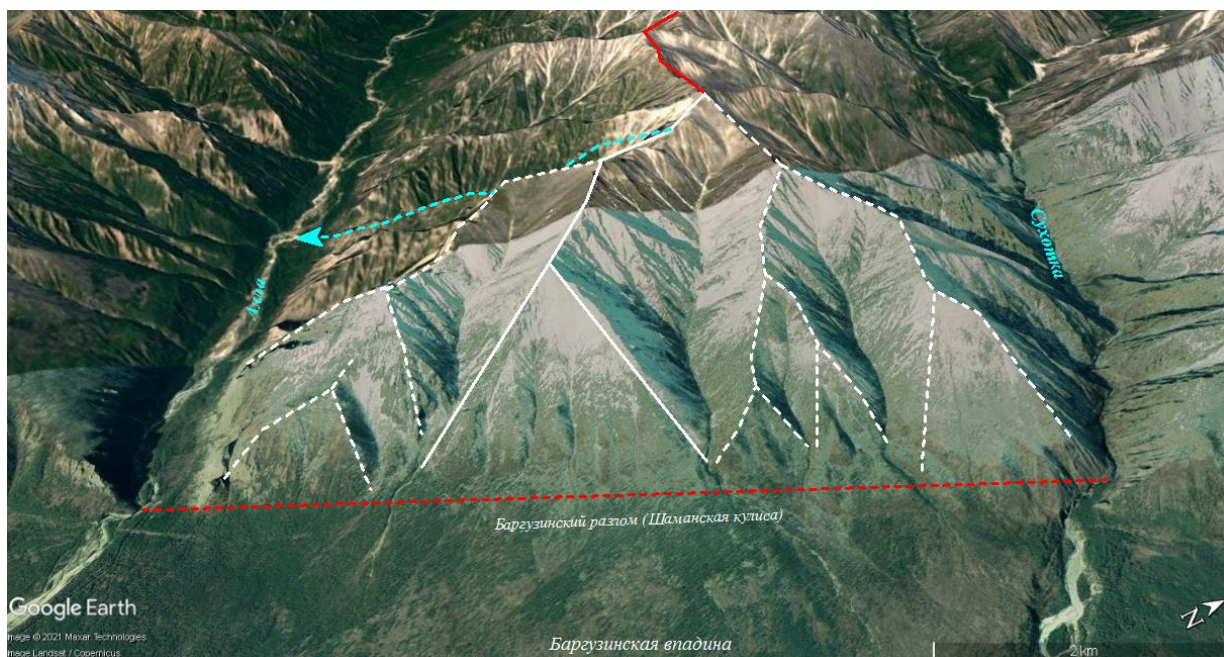


Рис. 27а. Сегмент Barguzin-22 (Баргузинский хребет, Баргузинская впадина). Пояснения в тексте

Эскарпмент включает 4 фасеты, интерес для моделирования представляют две центральные грани. В качестве объекта реконструкции была выбрана наиболее крупная, относительно цельная, фасета (54.73°N , 110.72°E): высота фасеты 923 м, угол наклона 29° , ширина 2130, высота эскарпмента 1303 м, длина склона 4930 м. Профиль вершинного ската – комплексный (вогнутый

подъем в средней части профиля сменяется глубоким прогибом). Нестандартная форма профиля связана с положением фасеты на склоне поперечного широкого водораздела, что обуславливает флювиальный размыв верхней части профиля за счет регрессивной эрозионной деятельности притока Аллы (показан голубой стрелкой).

Моделирование, выполненное для двух временных отрезков, показало определенное соответствие профилей при скорости 0.5 мм/год (рис. 27б). При этом согласованность касается только фасеты и нижней части вершинного ската, - верхняя часть реконструированного профиля поднимается на большую высоту. Данная ситуация представляется естественной, поскольку глубокий прогиб, сформированный русловой эрозией, программа предсказать не могла. В тектоническом аспекте, полученный результат можно считать удовлетворительным.

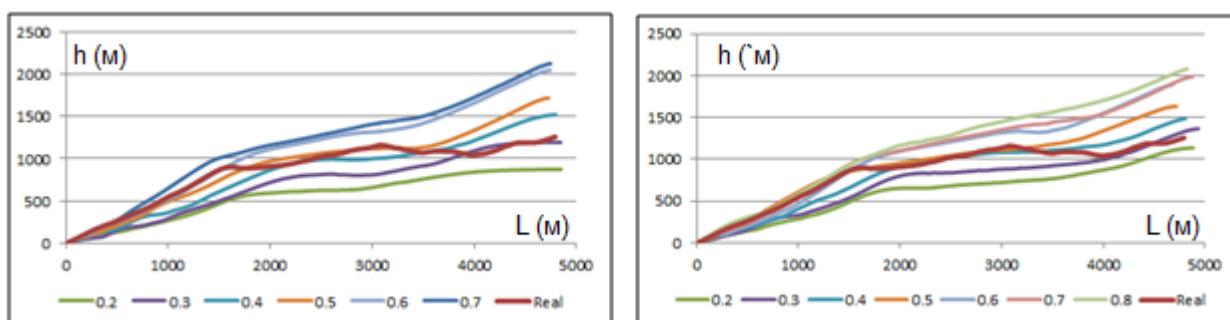


Рис. 27б. Объект Barguzin-22. Сравнительные графики продольных профилей водораздельных гребней (время активизации 3.5 и 5 млн лет)

Принимая во внимание исходные условия и результаты моделирования эталонного объекта Barguzin-1, время активизации для эскарпмента Barguzin-22 также можно определить значением 5 млн лет (рис. 27 в, г).

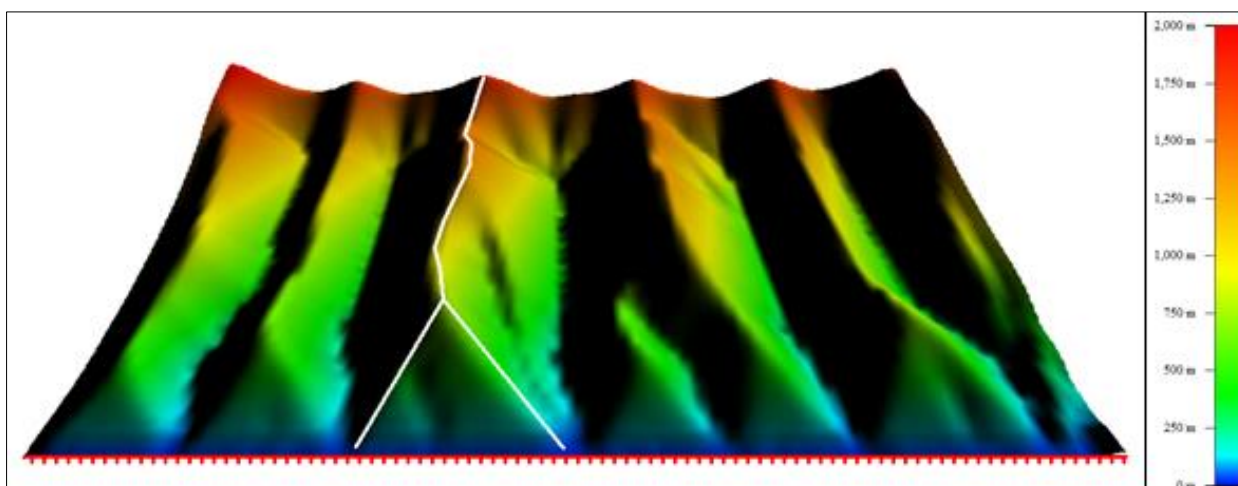


Рис. 27в. Объект Barguzin-22: результат моделирования (скорость поднятия – 0.5 мм/год, время активизации 5 млн лет)

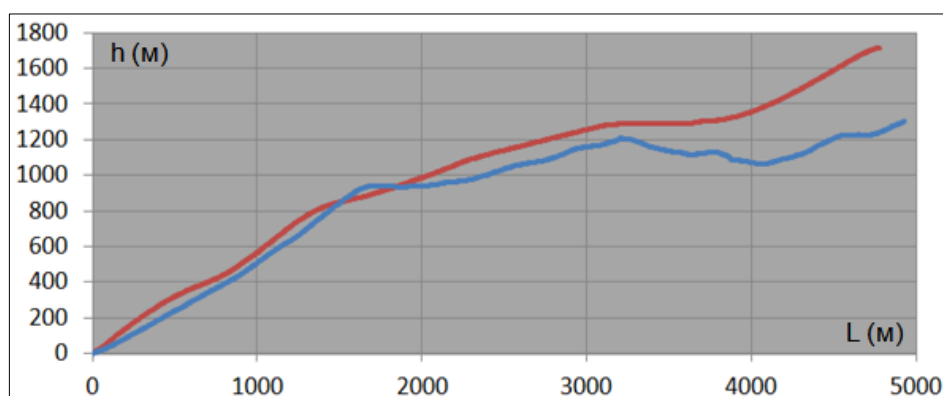


Рис. 27г . Объект Barguzin-22: сравнительный график профилей водораздельного гребня (голубая линия – реальный профиль, красная линия - модель)

Следующий сегмент, Kodar-6, расположен во фронте широкого водораздела СВ-простираения (26°), между реками Биракачан и Средний Сакукан (рис. 28а). Сложен раннепротерозойскими гранитами. По своей морфологии объект схож с Barguzin-22, - здесь также присутствует прогиб в верхней части водораздельного гребня, обусловленный попятной эрозией притока реки Биракачан (на рисунке он показан пунктиром со стрелкой). Однако существует, по меньшей мере, одно принципиальное отличие, требующего иного взгляда на моделирование. Все элементы объекта Barguzin-22 условно были сформированы в течение этапа позднекайнозойской активизации, а центральная долина, рассекающая склон Кодара (голубой пунктир на рис. 28а), вероятно, является более древней.

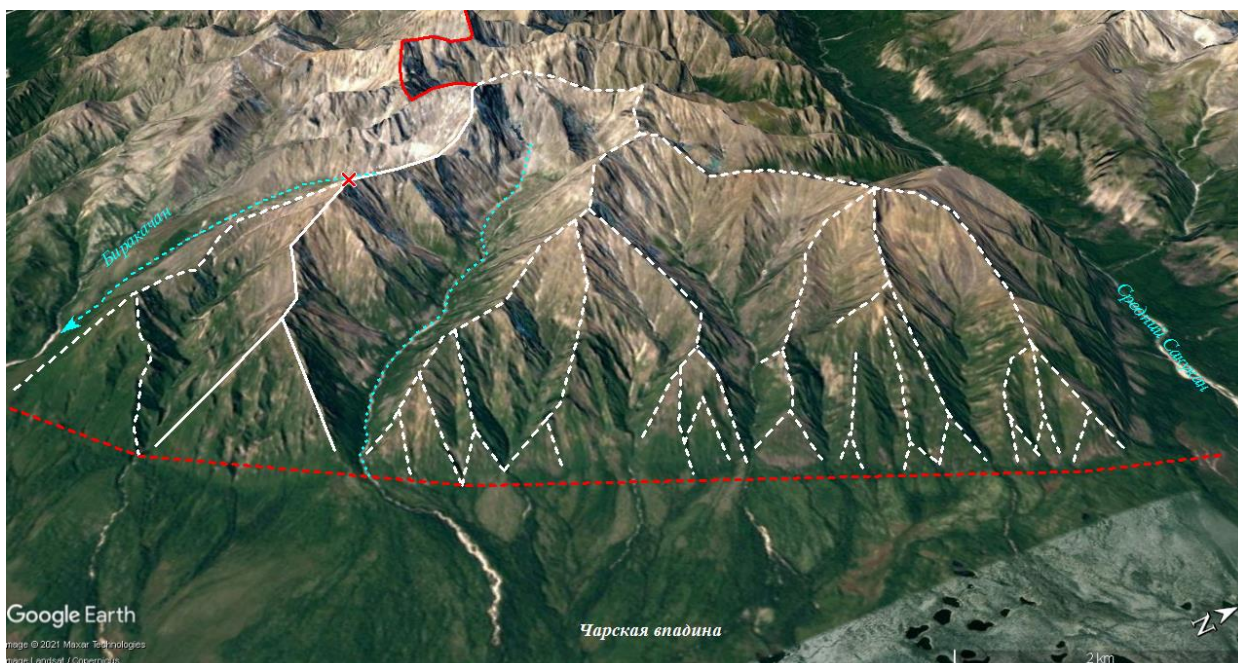


Рис. 28а. Сегмент Kodar-6 (хребет Кодар, Чарская впадина). Пояснения в тексте

Для реконструкции была выбрана фасета (56.82°N ; 117.92°E), расположенная на левом сегменте и примыкающая к центральной долине. Высота выбранной фасеты составляет 795 м, угол наклона 32° , ширина 1970 м. Общая протяженность гребня и его высота составляют 6050 м и 1679 м, соответственно. С учетом особенностей эскарпмента, реконструкция производилась только для части водораздельного гребня, от подножья до точки начала прогиба (на рисунке отмечена красным крестом). Таким образом, условная высота эскарпмента составила 1289 м, длина склона – 3885 м. Исключая из эксперимента верхнюю «неинформативную» часть профиля, необходимо заметить, что нижний участок также характеризуется относительно сложной ступенчатой формой профиля и заметными следами русловой эрозии на склонах гребня. Таким образом, наиболее важным морфометрическим свидетелем рельефообразования здесь остается треугольная фасета. Результаты моделирования представлены на рис. 28б.

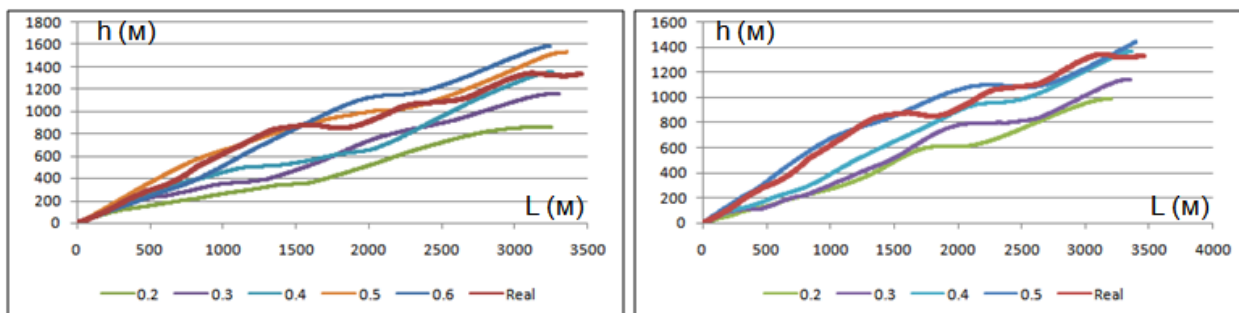


Рис. 28б. Объект Kodar-6. Сравнительные графики продольных профилей водораздельных гребней (время активизации 3.5 и 5 млн лет)

Профиль, наиболее близкий к измеренному был получен при скорости 0,5 мм/год для двух рассматриваемых временных отрезков.

Модели продемонстрировали высокую степень соответствия морфометрии фасет и относительную согласованность формы вершинных скатов (с учетом ступенчатости). Принимая во внимание морфометрическое сходство с баргузинскими объектами, включая общую визуальную «зрелость» ландшафтов, более вероятным представляется пятимиллионный возраст активизации (рис. 28в, г).

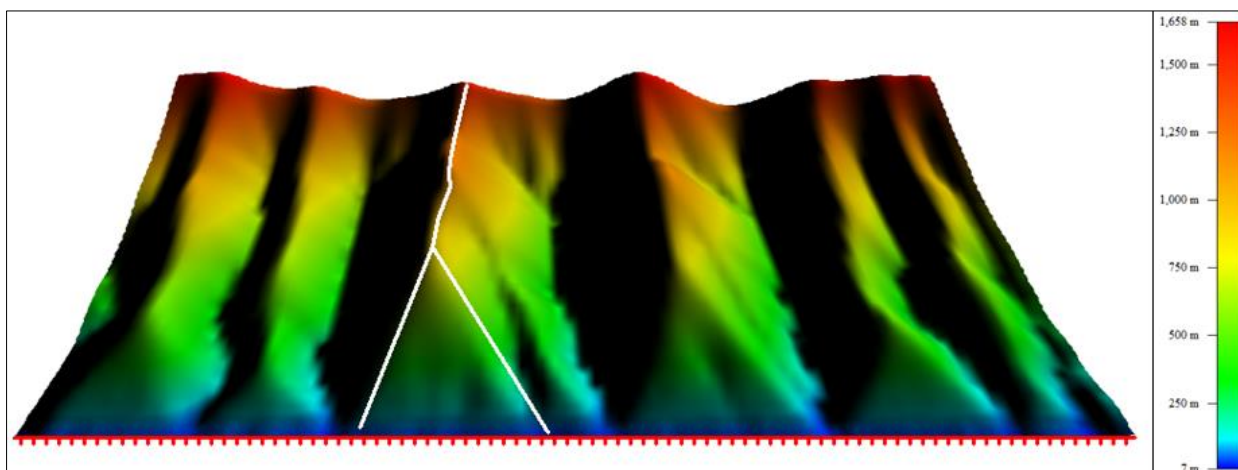


Рис. 28в. Объект Kodar-6: результат моделирования (скорость поднятия – 0,5 мм/год, время активизации 5 млн лет)

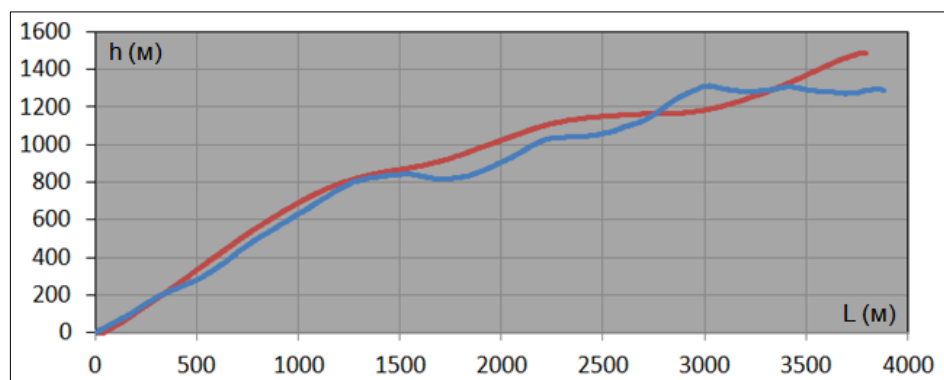


Рис. 28г. Объект Kodar-6: сравнительный график продольных профилей водораздельного гребня (модель/реальность)

Сегмент Муякан-7 (рис. 29а) расположен на северном склоне Муяканского хребта, по правому берегу реки Унен. Эскарпмент имеет СВ-простираение (53°); сложен палеозойскими гранитами.

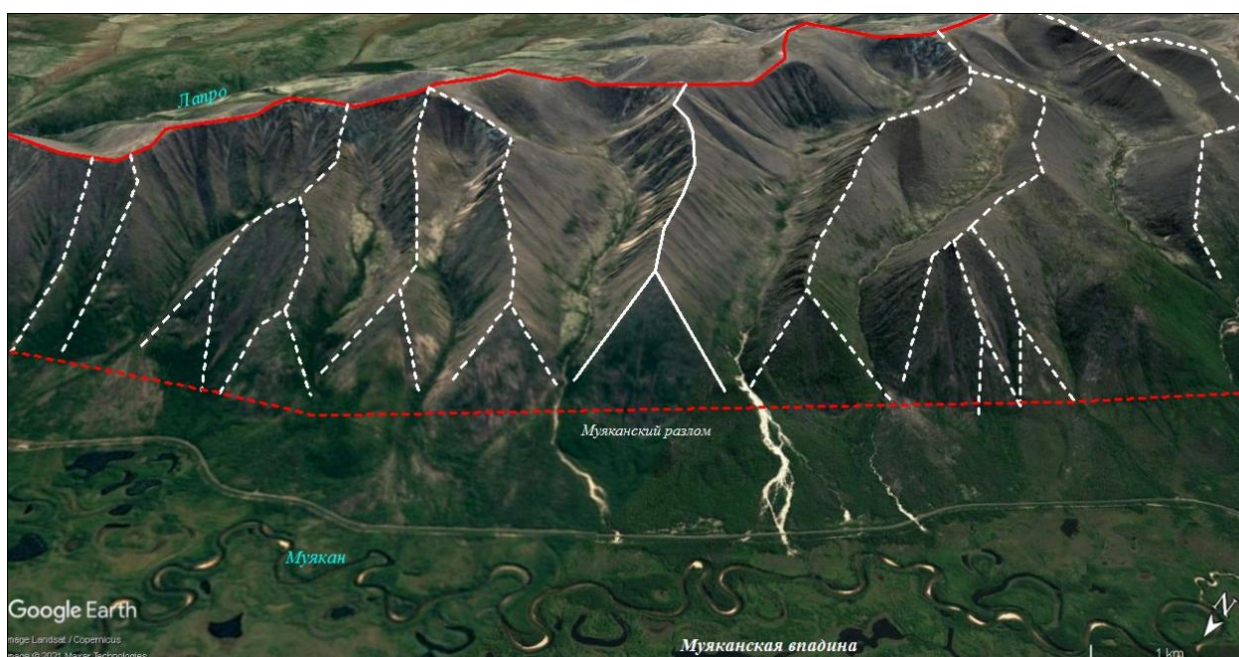


Рис. 29а. Сегмент Муякан-7 (Муяканский хребет, Муяканская впадина)

На западе сегмент занимает всю длину склона хребта, восточная его часть относится к отрогу, протянувшемуся вдоль долины Лапро (приток Муякана). Эскарпмент включает несколько хорошо выраженных, но неоднородных, тектогенных граней. Для реконструкции была выбрана фасета в центральной части сегмента (56.21°N , 114.03°E): высота фасеты 738 м, угол наклона 32° , ширина 1500 м, высота эскарпмента 1422 м, длина склона – 4439

м. Профиль вершинного ската, в целом, является прямым, со слабо выраженными ступенями.

Результаты реконструкции показаны на рис. 29б.

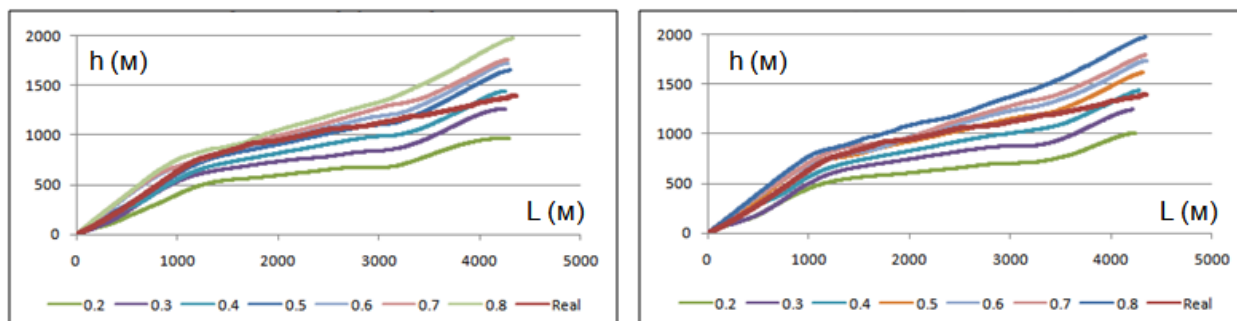


Рис. 29б. Объект Мууакан-7. Сравнительные графики продольных профилей водораздельных гребней (время активизации 3.5 и 5 млн лет)

Профиль, наиболее близкий к реальному, был получен при скорости 0.5 мм/год, вне зависимости от возраста активизации. В целом, реконструированный профиль повторяет измеренный, за исключением верхней части вершинного ската, которая в модели демонстрирует крутой подъем. Таким образом, высота реконструированного эскарпмента на 200 м ($\approx 12\%$) превышает реальное значение. Такое несоответствие может быть связано с эрозионной деятельностью Лапро с другой стороны склона. В предложенном варианте моделирования (с одной открытой границей) эти процессы не учитываются. Несмотря на значительную длину склона и большую высоту фасеты, морфология Мууакан-7 заметно отличается от объектов Баргузинского хребта и Кодара. Данный сегмент выглядит менее разрушенным и характеризуется относительно плавными профилями водораздельных гребней, из чего можно сделать вывод о более молодом возрасте объекта. В связи с этим, более предпочтительным выглядит результат, полученный для временного интервала 3.5 млн лет. Анализ результатов моделирования показал, что реальный профиль занимает на графике срединное положение между кривыми значений 0.4 и 0.5. Для корректировки решения была проведена дополнительная реконструкция со скоростью поднятия 0.45 мм/год (рис. 29 в, г).

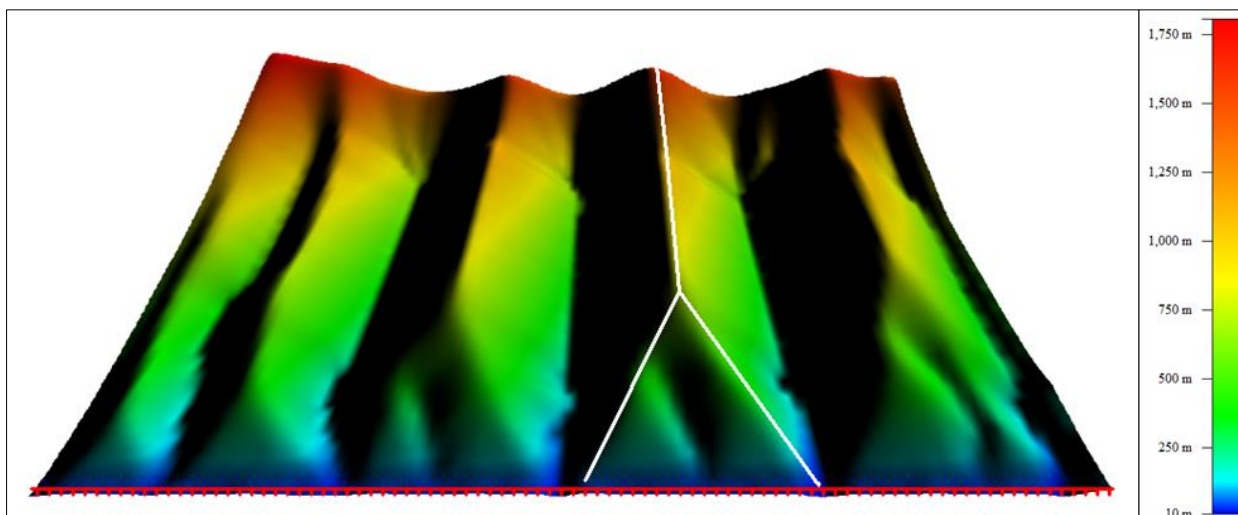


Рис. 29в. Объект Мууакан-7: результат моделирования (скорость поднятия – 0.45 мм/год, время активизации 3.5 млн лет

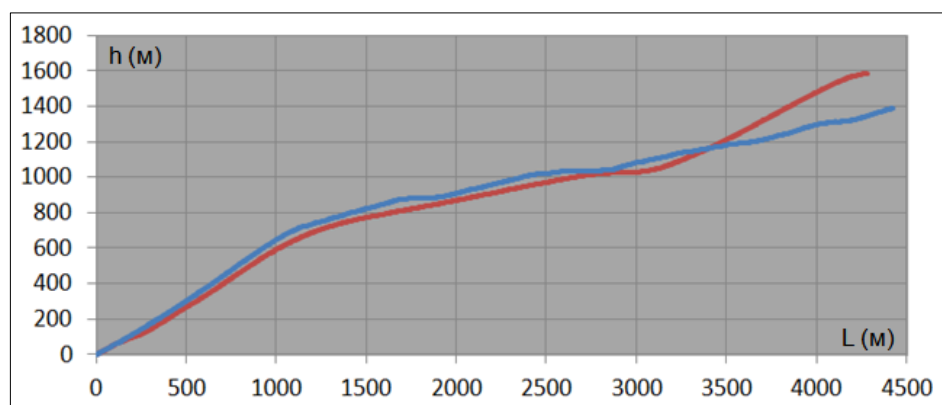


Рис. 29г. Объект Мууакан-7: сравнительный график продольных профилей водораздельного гребня

Сегмент Nos-9 (рис. 30а) располагается на западном склоне Святоносского поднятия, между мысом Нижнее Изголовье и ручьем Зелененьким; характеризуется СВ простиранием (38°). Сложен раннепротерозойскими метаморфическими породами. Длина склона эскарпмента увеличивается по мере удаления от Нижнего Изголовья. В качестве объекта моделирования использовалась хорошо выраженная фасета в центральной части сегмента (53.56°N , 108.6°E). Высота фасеты составляет 374 м, угол наклона 30° , ширина 851 м, высота эскарпмента 819 м, длина склона 1746 м.

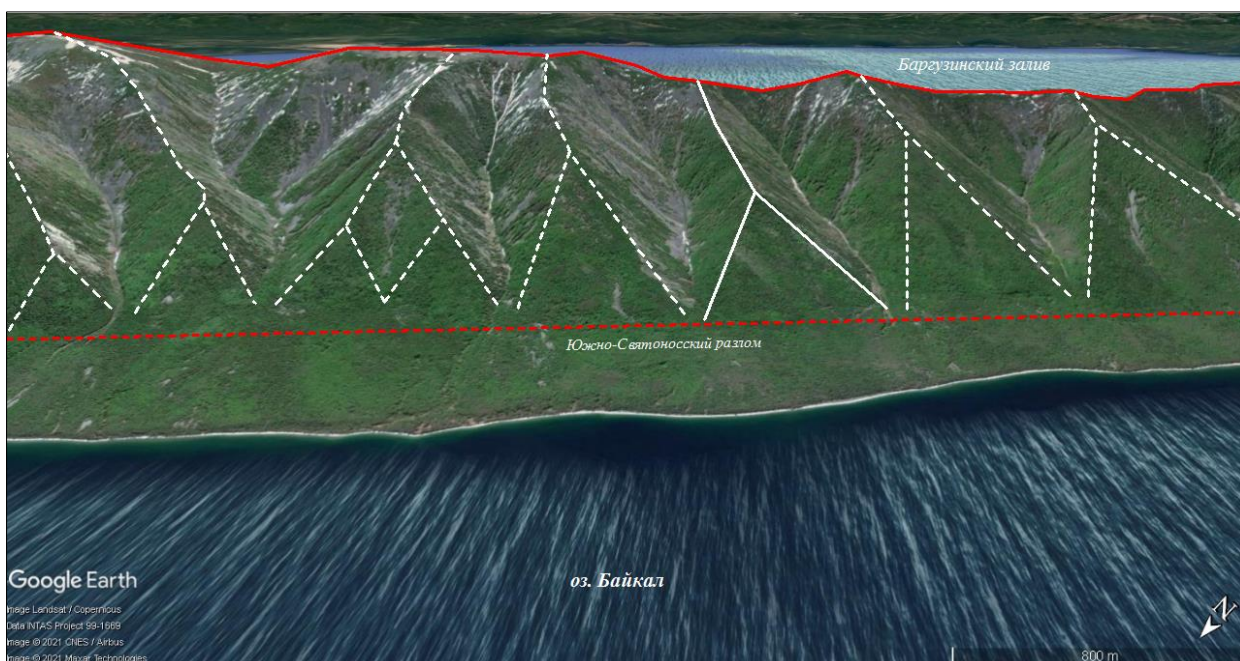


Рис. 31а. Сегмент Nos-9, центральная часть (Святоносское поднятие, Северо-Байкальская впадина).

Моделирование выполнялось для нескольких временных интервалов от 1 до 3.5 млн лет и различных углах падения разлома (опорные результаты приведены в приложении 2). Наиболее близкие значения были получены при скорости 0.4 мм/год, угле падения 55° и времени активизации 2.5 млн л.н (рис. 30б, в). Высота и угол наклона фасеты в модели показали высокую степень соответствия реальным, но профиль вершинного ската оказался прямым, а не вогнутым. Данное несогласие, вероятно, связано с морфометрическими особенностями гребня: грубо говоря, программа, создавая высокий, но короткий, склон, «не успевает» добавлять в модель денудационную составляющую. Однако, несмотря на некоторое несоответствие модели реальным формам, в тектоническом аспекте, реконструкцию можно признать удовлетворительной.

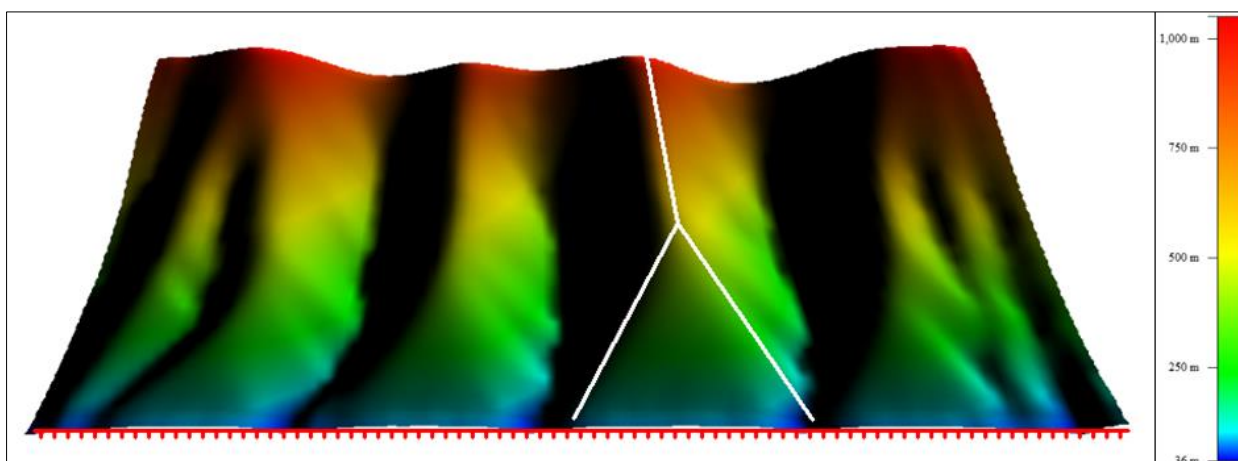


Рис. 30б. Объект Nos-9 : результат моделирования (скорость поднятия – 0.4 мм/год, время активизации 2.5 млн лет)

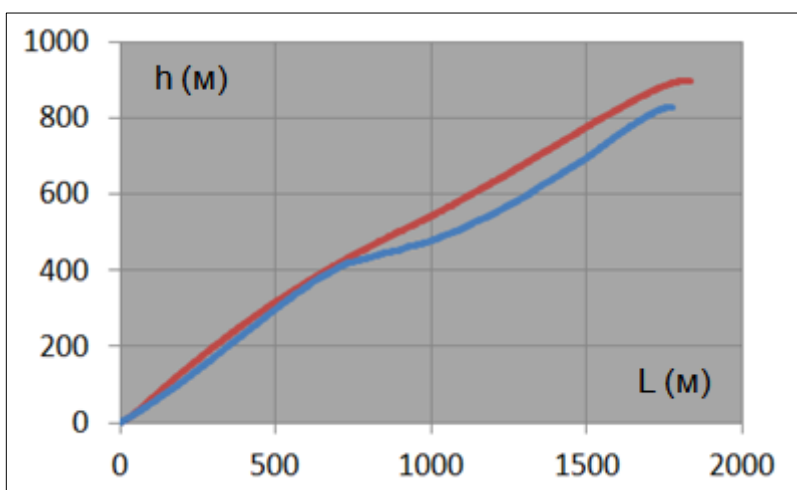


Рис. 30в . Объект Nos-10: сравнительный график продольных профилей водораздельного гребня (голубая линия – реальный профиль, красная линия – модель)

Сегмент SM-27 (рис. 31а) расположен на восточном фланге Южно-Муйского хребта, к востоку от Витима. Эскарпмент занимает часть северного склона отрога, расположенного между Муйской впадиной и долиной реки Таксима; характеризуется СВ простиранием (55°). Сложен раннепротерозойскими отложениями. Сегмент состоит из неоднородных базальных фасет, в качестве объекта моделирования была выбрана максимально сохранившаяся грань (56.26° N, 116.07° E): высота фасеты 503 м, угол наклона 28° , ширина 945 м, высота эскарпмента 974 м, длина склона 2894 м.

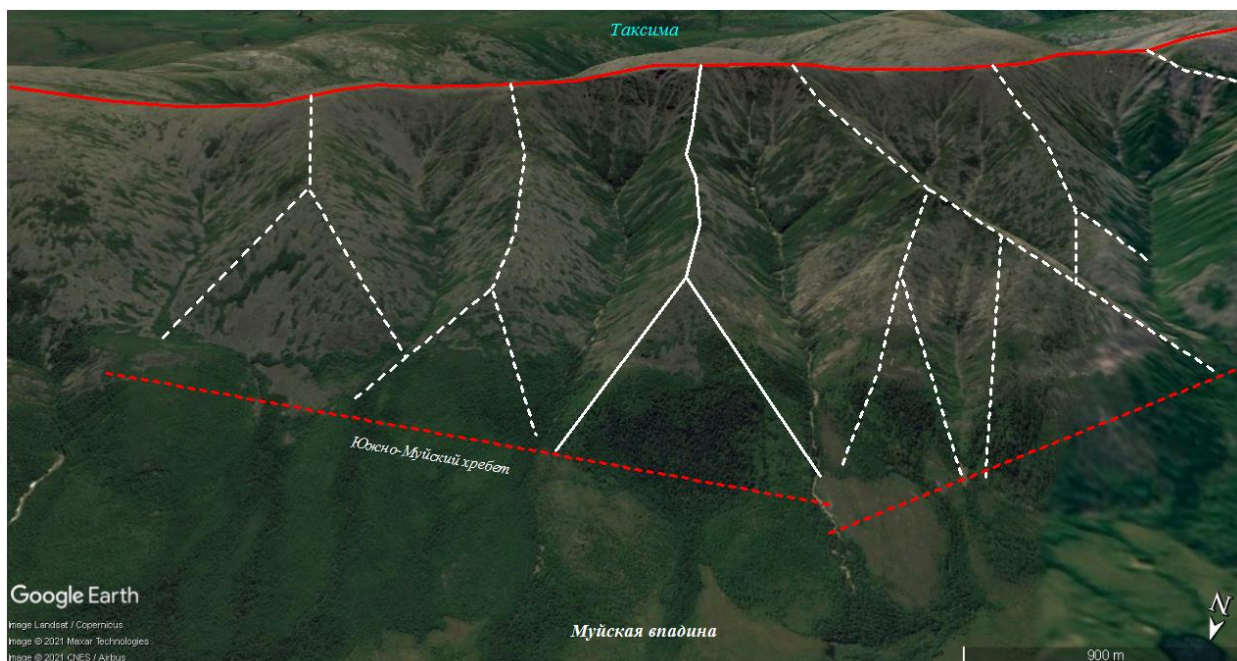


Рис. 31а. Сегмент SM-27 (Южно-Муйский хребет, Муйская впадина)

Моделирование развития эскарпмента проводилось в несколько этапов. На первом этапе был выполнен стандартный набор экспериментов с дефолтным (60°) значением угла падения разлома (рис. 31б).

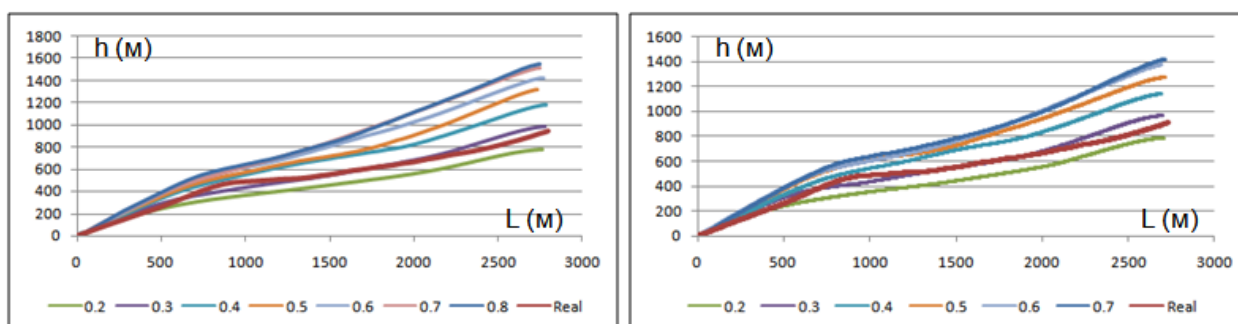


Рис. 31б. Объект SM-27. Сравнительные графики продольных профилей водораздельных гребней (время активизации 3.5 и 5 млн лет).

Наиболее близкий профиль был получен при скорости поднятия $0,3$ мм/год, однако этот результат продемонстрировал слабое соответствие размеров фасеты. В связи с этим было выполнено несколько дополнительных экспериментов с альтернативными вариантами угла падения разлома (возраст – 3.5 млн лет). Наиболее близкие параметры плоскости фасеты были получены на разломе $\sim 50^\circ$ при скорости поднятия 0.4 мм/год, но вершинный скат, в этом

случае, демонстрирует противоречивый профиль (рис. 31в, г): он точно повторяет контур реального ската, при этом превышает его почти на всем своем протяжении (≈ 100 м). Причины такого устойчивого несогласия не вполне понятны, но возможно оно связано с заметным сужением водораздельного гребня на отрезке вершинного ската.

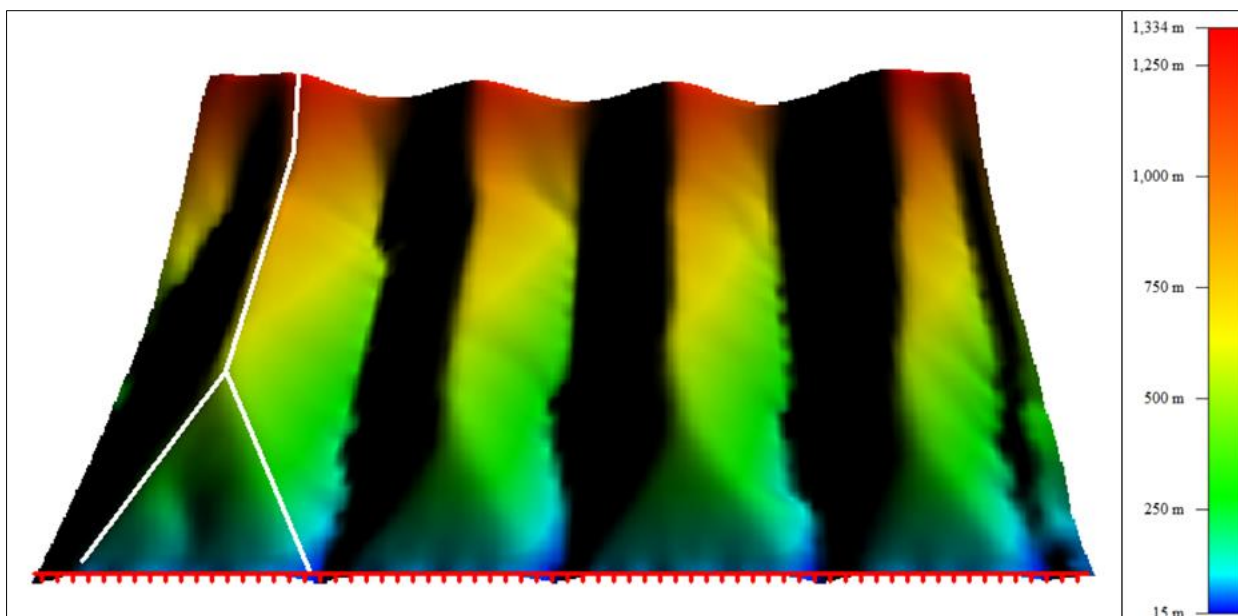


Рис. 31в. Объект SM-27: результат моделирования (скорость поднятия – 0.4 мм/год, время активизации 3.5 млн лет)

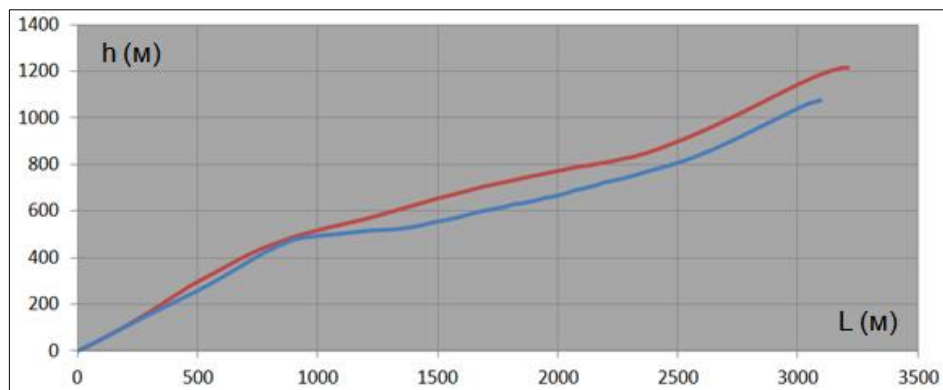


Рис. 31г. Объект SM-27: сравнительный график продольных профилей водораздельного гребня (голубая линия – реальный профиль, красная линия - модель)

Сегмент Tunka-24 (рис. 32а) относится к Тункинским гольцам, расположен между реками Енгарга и Булу; характеризуется ВСВ-простираем (70°). Сложен палеозойскими гранитами. Эскарпмент локализован на «древнем» водораздельном гребне и состоит из двух

базальных, хорошо выраженных фасет, разделенных долиной Тунки. В качестве объекта моделирования рассматривалась правая фасета (51.85° N; 102.16° E): высота фасеты составляет 800 м, угол наклона 29,5°, ширина 1840 м, высота эскарпмента 1549 м, длина склона 4255 м. Профиль вершинного ската - ступенчатый.

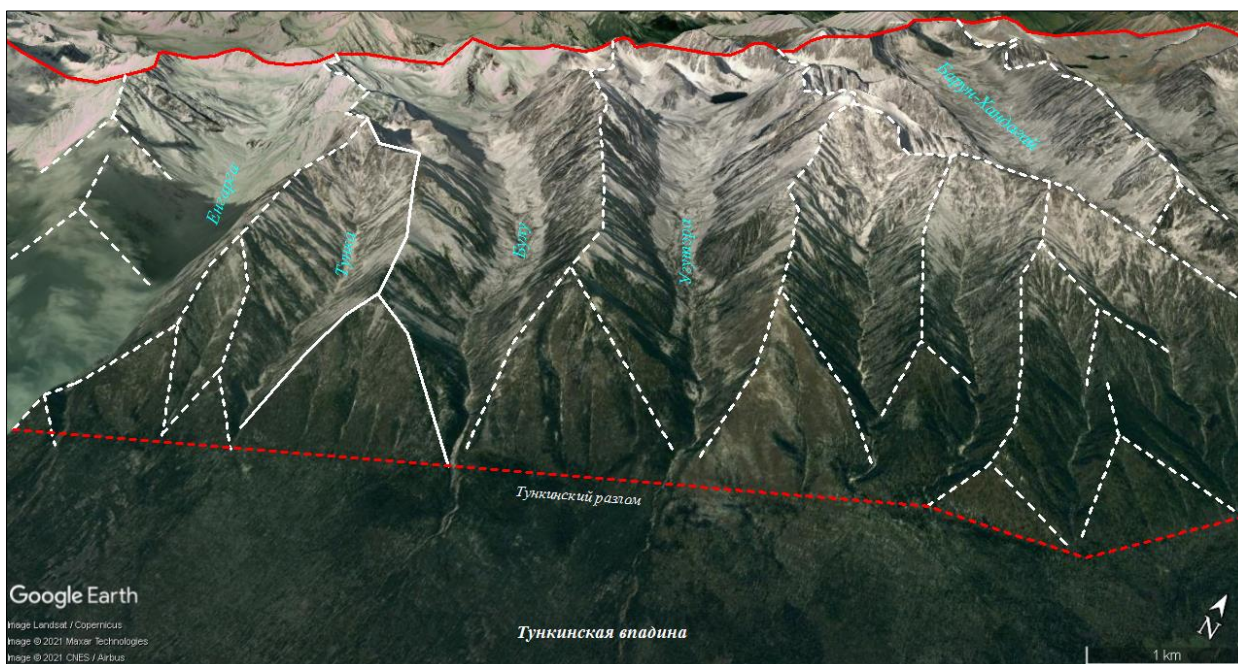


Рис. 32а. Сегмент Tunka-24 и его окружение (Тункинские гольцы, Тункинская впадина)

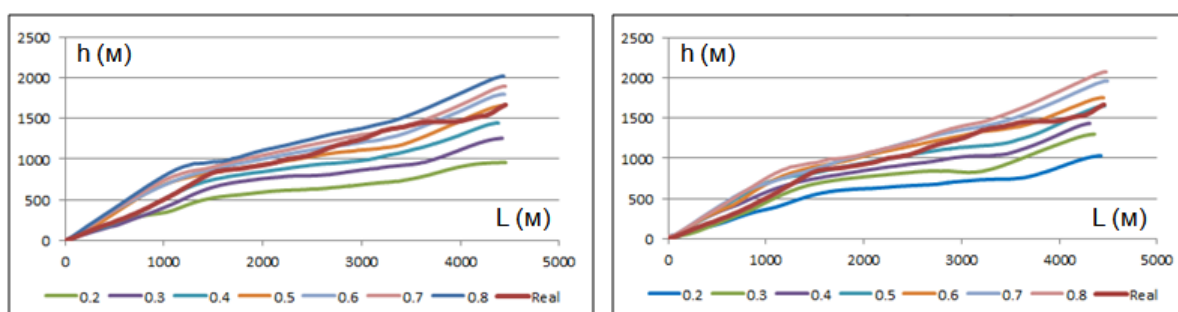


Рис. 32б. Объект Tunka-24. Сравнительные графики продольных профилей водораздельных гребней (время активизации 3.5 и 5 млн лет)

Как и в большинстве предыдущих экспериментов моделирование показало устойчивое развитие рельефа с сохранением формы при определенной скорости. Профиль, максимально близкий к плоскости фасеты, был получен при скорости 0.5 мм/год. Высота эскарпмента в модели

сопоставима с измеренными значениями, однако есть существенные различия в средней части вершинного ската: на месте ступенчатого подъема реконструированный гребень демонстрирует плавный вогнутый профиль. Возможно, это связано с более крутым начальным уклоном, чем тот, что был принят в моделировании. На рис. 32в-г показано решение для временного отрезка в 5 млн лет (этот вариант, исходя из общей зрелости ландшафта, представляется более предпочтительным).

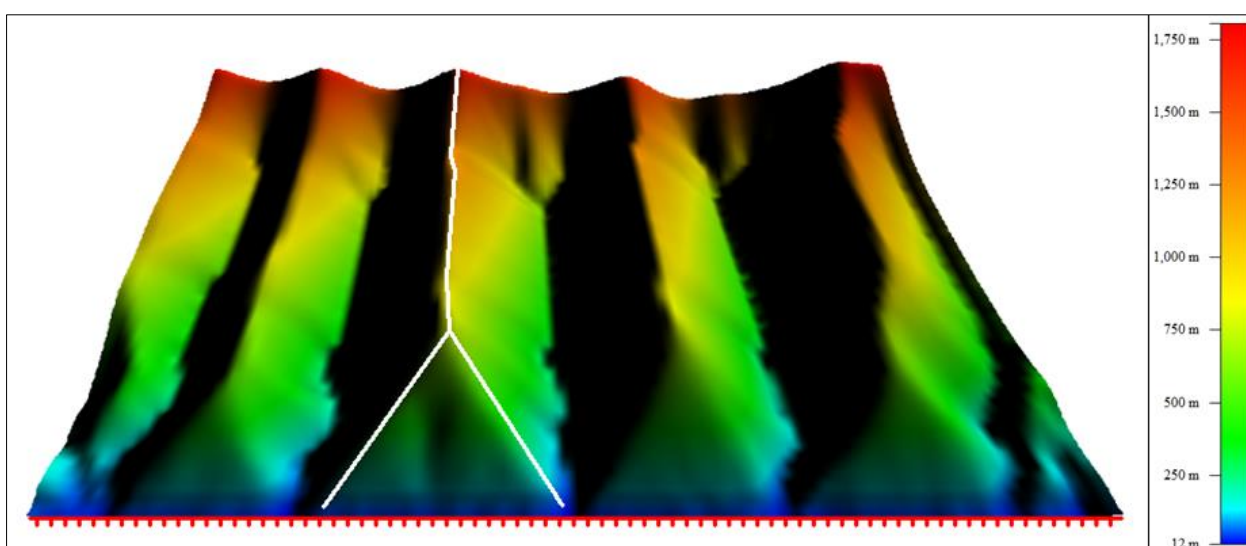


Рис. 32в. Объект Tunka-24: результат моделирования (скорость поднятия – 0.5 мм/год, время активизации 5 млн лет)

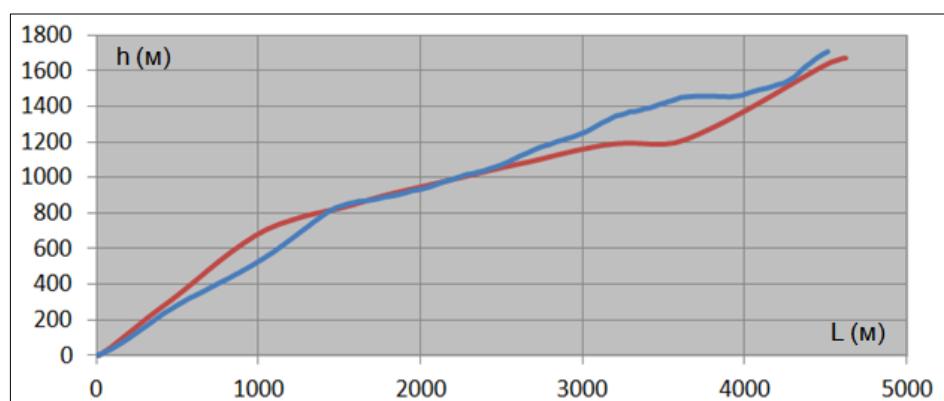


Рис. 32г. Объект Tunka-24: сравнительный график продольных профилей водораздельного гребня (модель/реальность)

Кроме вышеназванных эскарпментов, в исследовании также рассматривались объекты западного обрамления Южно-Байкальской впадины (Олхинское плоскогорье, Приморский хребет, остров Ольхон).

Позднекайнозойская активизация этих структур началась значительно позже объектов, для которых были построены модели. В.Д. Мац [Мац и др., 2001] связывал начало поднятия с приморской фазой (0.8 млн л.н.); М.И. Кузьмин, опираясь на результаты проекта «Байкал-бурение» приводил оценки в 1.07-1.31 мм/год [Kuzmin, 2000]. Попытки моделирования эволюции эскарпментов Приморского хребта и Ольхонского поднятия с временным интервалом ~1 млн лет и вводными параметрами, рассчитанными для эталонного объекта, не показали результатов, даже отдаленно соответствующих реальным морфометрическим параметрам. Во всех случаях, программе не удалось реконструировать формирование русел, и, как следствие, полученные модели отличались слабой расчлененностью поверхности. Причины этого явления, вероятно, связаны с относительно большим разрешением пространственной сетки модели, в сравнении с малыми размерами молодых эскарпментов.

Выводы по главе:

Численная реконструкция позднеорогенного развития эскарпментов горного обрамления впадин БРС в соответствующих масштабах геологического времени, возможна при единых соотношениях параметров русловой и склоновой эрозии, путем изменения тектонических характеристик. В ходе эксперимента были получены модели эволюции ландшафтов и определены аппроксимированные скорости позднекайнозойского поднятия для 10 эскарпментов, приуроченных к различным структурам горного обрамления БРС. Оценки скорости поднятия варьируют в коротком диапазоне 0.3 – 0.5 мм/год, при этом для большинства объектов установлен сценарий устойчивого развития рельефа, т.е. тенденция к сохранению формы ландшафта на протяжении длительного времени.

ГЛАВА 4. АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

4.1 Анализ результатов численного моделирования

Вертикальные тектонические движения являются одним из важнейших факторов формирования рифтовой системы. Пространственно-временная дифференцированность их проявления находит отражение в разнообразных формах рельефа земной поверхности, распределении современной и палеосейсмичности, мощности осадков во впадинах. Вертикальные движения также обнаруживают устойчивые взаимосвязи с горизонтальными перемещениями земной коры, вулканической деятельностью и другими геологическими процессами, и явлениями. Разнообразие взаимосвязей открывает широкие возможности для сравнительного анализа результатов моделирования.

Различные оценки скорости поднятия, полученные в результате моделирования, приурочены к эскарпментам, для которых характерна морфологическая схожесть при морфометрической неоднородности (таблица 1).

Таблица 1. Соотношение морфометрических параметров и значений скорости поднятия, полученных в результате моделирования

Объект	Номер в таблице	Вероятное время	Скорость	Высота фасы, Fh	Наклон фасы	Ширина фасы, Fw	Высота склона, Rh	Длина склона, Rl
Baikal-7	7	3.5	0.5	784	30.8	1750	1313	3100
Barguzin-1	14	5	0.4	645	30	1628	1394	4567
Barguzin-22	35	5	0.5	923	29.2	2130	1303	4930
Kodar-6	49	5	0.5	795	32	1970	1333	3500
Muyakan-7	70	3.5	0.45	738	31.8	1500	1422	4439
NMW-16	94	3.5	0.35	478	27	1103	981	2945
Nos-3	99	3.5	0.4	620	27	1562	1195	3570
Nos-9	105	2.5	0.4	374	30.15	851	819	1746
SM-12	153	3.5	0.3	387	27	905	1039	2954
SM-27	168	3.5	0.4	503	28	945	974	2894
Tunka-24	193	5	0.5	851	29	1840	1522	4390

На основании приведенных данных были рассчитаны коэффициенты корреляции, отражающие взаимосвязь морфометрических параметров и значений, характеризующих тектоническое поднятие. Показатель вычислялся в программе Microsoft Excel по формуле Пирсона для всех возможных соотношений. При этом следует отметить, что коэффициенты, рассчитанные

для времени активизации, не несут существенной смысловой нагрузки, поскольку выбор временного интервала был изначально связан с морфометрическими параметрами. Более важными представляются взаимосвязи со скоростью поднятия, максимальный коэффициент ($r_{xy} \approx 0.9$) был получен для соотношения «скорость поднятия/высота фасыты», величина достоверности аппроксимации (R^2) для него составила 0.8 (рис. 33). Коэффициент корреляции между скоростью поднятия и высотой эскарпмента определяется значением 0.67, прочие соотношения не демонстрируют существенной корреляции.

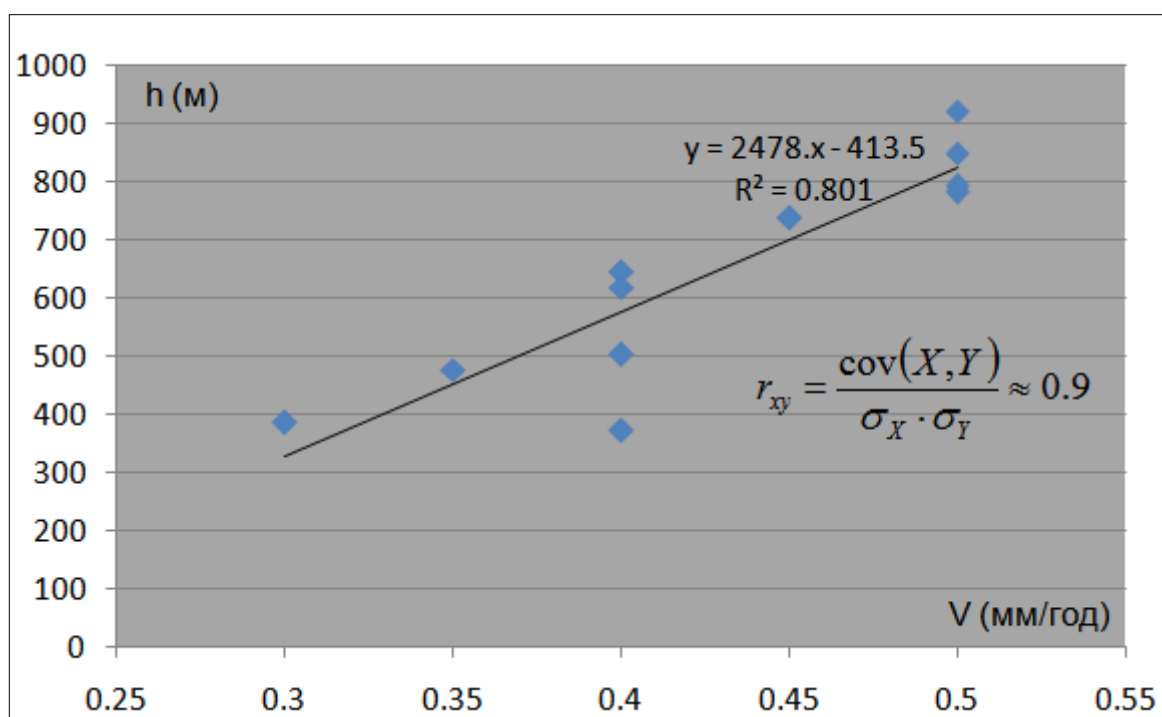


Рис. 33. График зависимости скорости поднятия V (мм/год) и высоты фасыты h (м)

Устойчивые корреляционные зависимости свидетельствуют о закономерной взаимосвязи скорости тектонического поднятия и морфометрических параметров современного рельефа. В связи с этим, справедливо предположить, что для объектов с близкими морфометрическими и морфотектоническими свойствами должны быть характерны общие значения скорости и времени поднятия. Руководствуясь этим предположением, можно значительно расширить географию оценок, выйдя

далеко за пределы объектов моделирования. Для решения этой задачи необходимо провести более детальный анализ рельефа приразломных горных сооружений БРС, в сравнении с общей характеристикой, представленной в главе 1.

Предложенная схема морфотектонического анализа (рис. 34) предполагает выявление эскарпментов или их группировок, в той или иной степени связанных с объектами моделирования, для которых получены оценки скорости поднятия.

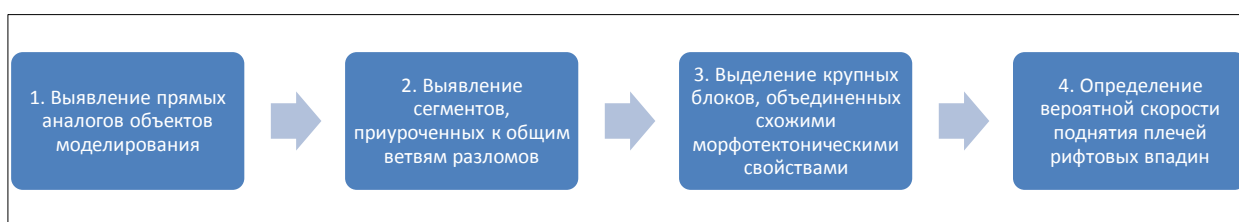


Рис. 34. Общая схема морфотектонического анализа структур горного обрамления БРС на предмет определения вероятных значений скорости поднятия плеч рифта в позднем кайнозое

Наиболее очевидным шагом здесь является выделение эскарпментов, подобных объектам реконструкции, т.е., искомые эскарпменты должны не только отвечать критериям эксперимента, но и повторять морфометрические параметры конкретных объектов моделирования. Но таких объектов, как показано в Приложении 1, сравнительно немного, и большинство из них рассматривалось при моделировании. Здесь следует ответить на вопрос, является ли данный морфотип единственным источником информации о скорости позднекайнозойского поднятия. Если речь идет непосредственно о моделировании в рамках заданных условий, то ответ будет утвердительным. Однако отсутствие монолитных фасет или наличие ступеней, ограничивая возможность реконструкции, не исключает возможность проведения сравнительного анализа таких объектов для определения вероятной скорости поднятия на основе результатов моделирования. В связи с этим, вторым шагом анализа является выделение сегментов, приуроченных к ветвям разломов, общим с объектами моделирования. Это позволяет применить к ним соответствующие оценки скорости поднятия, предполагая, что

аппроксимированные позднекайнозойские значения являются общими для всей ветви. Третий этап сравнительного анализа подразумевает выявление крупных блоков, объединенных схожими морфотектоническими характеристиками, руководствуясь опорными значениями, полученными при моделировании. Четвертый, заключительный, этап предполагает наиболее общий анализ и определение вероятных значений скорости поднятия плечей рифтовых впадин в целом.

Принимая во внимание обширность территории, каждый хребет будет рассмотрен отдельно. Оценки, полученные по результатам первых трех этапов анализа, показаны на отдельных рисунках (35-45) и общей карте (рис. 46), заключительные оценки приведены на рисунке 47). Условные обозначения едины для всех рисунков. Цветные квадраты обозначают объекты, для которых были получены модели, цвет зависит от вычисленной скорости тектонического поднятия (красный – 0.5 мм/год, оранжевый – 0.45 мм/год, желтый – 0.4 мм/год, светло-зеленый – 0.35 мм/год, темно-зеленый – 0.3 мм/год). Серые квадраты указывают на эскарпменты, для которых моделирование не проводилось, при этом соответствующий цвет цифр в этих квадратах обозначает предполагаемые значения скорости поднятия, установленные по результатам сравнительного морфотектонического анализа и экстраполяции данных (см. далее). На общих картах цвета ареалов соответствуют тем же значениям.

Первый рассматриваемый хребет, **Байкальский** (рис. 35-36), практически на всем своем протяжении разбит молодыми параллельными разломами, обусловившими формирование ступеней, находящихся на разных стадиях развития. Единственный эскарпмент (объект 7 на рис. 35), морфология которого отвечает критериям эксперимента, расположен в центральном секторе хребта, к югу от долины реки Заворотная. По результатам численного моделирования для данного объекта было установлено аппроксимированное значение скорости поднятия 0.5 мм/год при возрасте активизации 3.5 млн лет (см. главу III). Также было выполнено моделирование для соседнего

эскарпмента (6), однако при более детальном рассмотрении было выявлено, что он, как и большинство сегментов хребта, включает внутренний параллельный разлом.

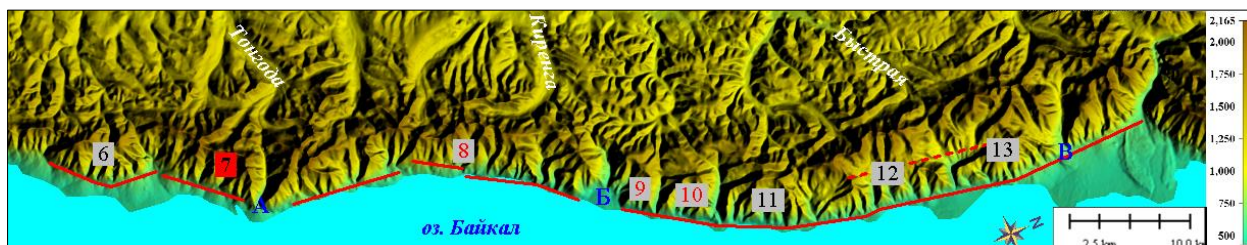


Рис. 35. Байкальский хребет, центральный сегмент
Буквами обозначены долины рек: А – Заворотная, Б – Елохин, В – Мужинай.

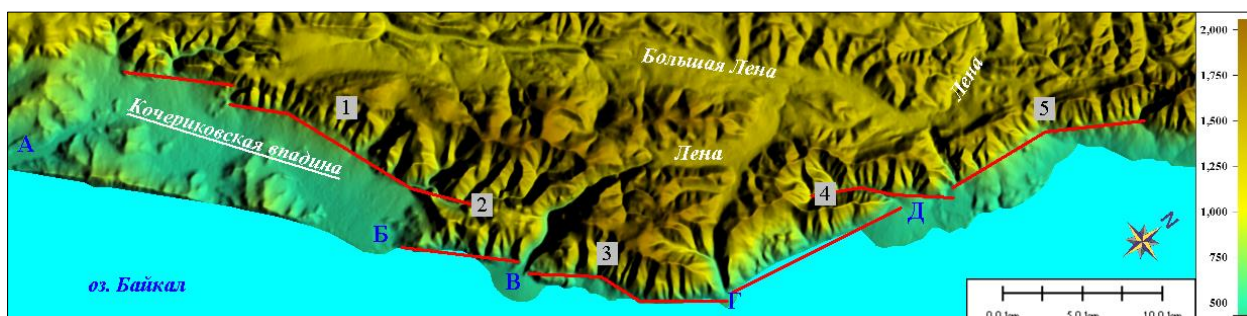


Рис. 36. Байкальский хребет, южный сегмент
Буквами обозначены долины рек: А – Эльгей, Б – Хейрем, В – Риты, Г – Шартла, Д – Солнце-Падь.

Поскольку на хребте не было обнаружено морфологических аналогов объекта моделирования, первый этап анализа представляется неактуальным. Выделить общие трассы разломов также не удалось ввиду расположения объекта 7 на коротком сегменте Северо-Байкальского разлома, отличающегося по простиранию от смежных участков. Сравнительный анализ эскарпментов Байкальского хребта на предмет выделения крупных блоков показал следующие результаты.

Протяженный эскарпмент (8), расположенный к северу от объекта реконструкции, отличается высокой степенью эрозионной расчлененности, в центральной части склон хребта нарушен структурами Среднекедровской палеосейсмодислокации. Сложность русловой сети здесь связана с наличием долин, возраст которых можно назвать «пограничным». Эти долины не являются в полной мере antecedentными в масштабах хребта, однако в

пределах сегмента 8 они выполняют роль разграничителя между фрагментами большого эскарпмента. Наличие этих долин, совместно со ступенями и отсутствием единой линии разлома, значительно усложняет рельеф данного сегмента. Однако черты морфометрии массивных фасет, частично сохранившихся к северу от Северного Кедрового мыса, а также единый гипсометрический уровень, свидетельствует об их схожести с объектом 7, что позволяет рассматривать эволюцию этих объектов в одном ключе. Таким образом, аппроксимированное значение скорости позднекайнозойского поднятия для данного объекта составило 0.5 мм/год. В свою очередь, эскарпменты 9-10 приурочены к одной ветви разлома с северным сегментом эскарпмента 8, что позволяет применить к ним оценку скорости поднятия, также равную 0.5 мм/год. К северу от эскарпмента 10 расположен крупный блок (11-13), большую часть которого занимает Мужинайская ступень (12-13). Несмотря на наличие хорошо выраженных фасет, особенности морфологии этих эскарпментов не позволяют, в рамках третьего этапа анализа, проводить параллели с объектом моделирования или связанными сегментами.

Южный сегмент хребта (рис. 36) на всем своем протяжении осложнен тектоническими ступенями [Замараев и др., 1979]. Солонцовая ступень (5) полностью перекрыта осадками и, в значительной степени, водами Байкала, сохранившаяся часть склона представляет собой очень короткий эскарпмент со слабо выраженными фасетами. Солнцепадская ступень занимает привпадинную часть сегмента 4 и отличается внутренней неоднородностью: левый фланг разрушен сбросообвалом (Шартлинский), правый представляет собой узкий крутосклонный отрог, отделяющий долину Солнце-Пади от Байкала. Группа эскарпментов (1-3), расположенная к югу от долины реки Шартла может рассматриваться как более крупный аналог Солнцепадской ступени. Правый фланг (1) этого фрагмента занимает Кочериковская впадина со слабовыраженным эскарпментом в зоне тылового шва (прослеживается аналогия с Шартлинским сбросообвалом), левый фланг составляет отрог (2-3), разрезанный вкрест простирания руслом Риты и отделенный от основного

гребня хребта разломами, прослеживающимися по долинам Хейрема и Шартлы (аналогично Солнце-Пади). При этом высота отрога превышает высоту хребта, гребень которого здесь значительно денудирован за счет эрозионной деятельности верховий Лены. На склоне отрога представлены треугольные фасеты, но эскарпмент нарушен серией молодых ступеней [Уфимцев, 1992]. Удаленность сегментов южного фланга от объекта моделирования и сложность их строения не позволяет выделить блоки, морфотектонически близкие к последнему.

По итогам третьего этапа анализа можно предположить, что центральная часть хребта, между Солонцовой и Мужинайской ступенями, начиная с позднего плиоцена поднималась со средней скоростью 0,5 мм/год. Таким образом, фланговые части хребта остаются за пределами этой оценки. Однако, если принять во внимание относительно однородный гипсометрический уровень осевой линии Байкальского хребта, его можно рассматривать как условно единый блок, формирующий западное плечо Северо-Байкальской впадины. Это позволяет предположить, что аппроксимированная скорость поднятия этого блока на позднеорогенном этапе составляет 0,5 мм/год (рис. 47). При этом локальные скорости движения по разломам ступенчатых склонов могут отличаться от этого значения.

Баргузинский хребет включает два объекта моделирования – Barguzin-1 (цифра 7 на рис. 37) и Barguzin-22 (35 на рис. 38). Первый объект выступил в роли эталонного, скорость поднятия (0.4 мм/год) и время активизации (5 млн л.н.) для него были установлены по данным трекового датирования. Объект Barguzin-22, согласно результатами моделирования, начал подниматься в то же время, но со скоростью 0.5 мм/год.

Расположение эталонного объекта в тылу малой впадины отличает его от других эскарпментов, выделенных на склоне Баргузинского хребта. Морфологических и морфометрических аналогов данного эскарпмента в пределах хребта обнаружить не удалось, а ветвь разлома, к которой он

приурочен, уходит вглубь Баргузинской впадины и не ограничивает другие сегменты склона.

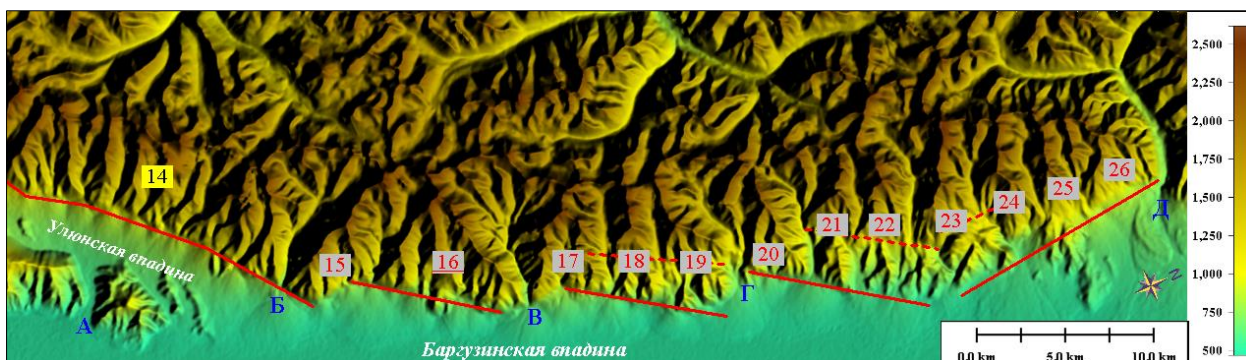


Рис. 37. Баргузинский хребет, Саранхурская кулиса
 Буквами обозначены: А – Улюн, Б – Ульзыха, В – Тун, Г – Нижний Саранхур, Д – Верхний Курумкан.

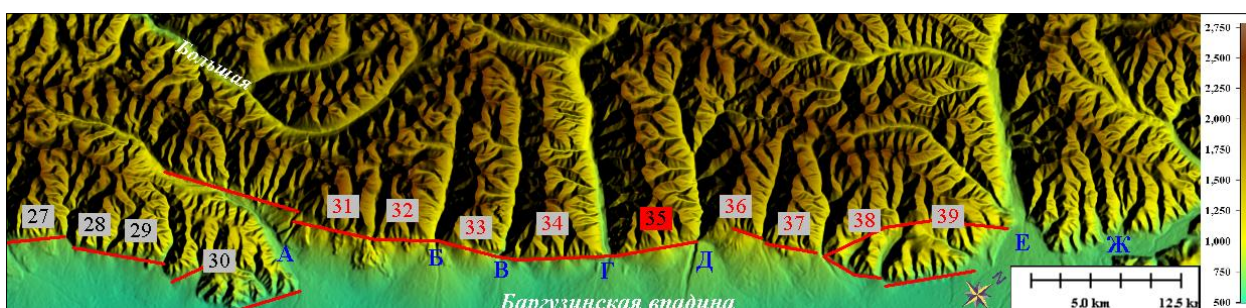


Рис. 38. Баргузинский хребет, Шаманская кулиса
 Буквами обозначены: А – Шаманка, Б – Талинга, В – Долсокан, Г – Алла, Д – Сухотка, Е – Улюгна.

В свою очередь, морфология и морфометрические параметры объекта 35 является очень близкими с соседними эскарпментами 33 и 34, с которыми он находится на одном разломе, к этому же разлому приурочены сегменты 31-32 и 36-37. Это позволяет оценить скорость поднятия данных эскарпментов общим значением 0.5 мм/год. Прямая экстраполяция значений также допустима при оценке скорости поднятия эскарпмента 16: высота единственной, относительно сохранившейся, фасеты здесь составляет ~900 м, что значительно превышает этот параметр для эталонного объекта 14, и, в целом, соответствует сегменту 35 (920 м). Фрагмент хребта, расположенный к северу от объекта 16, между долинами Туна и Верхнего Курумкана, на всем протяжении осложнен ступенями (эскарпменты 17-26). Однако схожие гипсометрические характеристики склона, ориентированность разломов и

общая монолитность блока, ограниченного долинами Ульзыхи и Верхнего Курумкана, позволяют применить к нему значение 0.5 мм/год. Аналогичная оценка может быть актуальна для объектов 38-39, поскольку склон, осложненный Дыренской ступенью, относится к единому блоку с эскарпментами 36-37 и, на более высоком уровне, с объектом 35. Для Сахулинского отрога (27-30) параллели с известными значениями установить не удалось.

По результатам трехстадийного анализа можно сделать вывод, что для структур Баргузинского хребта, обрамляющих одноименную впадину, характерна средняя скорость позднекайнозойского поднятия ~ 0.5 мм/год. Это не противоречит тому факту, что блок, ограничивающий малую Улюнскую впадину, поднимается медленнее. Таким образом, средняя скорость поднятия плеча Баргузинского рифта составляет 0.5 мм/год (рис. 47).

Реконструкция позднекайнозойского развития хребта Кодар было выполнено для сегмента Kodar-7 (объект 49 на рис. 39): предполагаемая скорость поднятия составила 0.5 мм/год при времени активизации 5 млн лет.



Рис. 39. Хребет Кодар, Чарская впадина

Буквами обозначены: А – озера Леприндо, Б – Верхний Саукан, В – Средний Саукан, Г – Люксогун, Д – Апсат, Е – Быйики, Ж – Орто-Юрях, З – Тас-Юрях, И – Нижний Саукан.

На первом этапе анализа был обнаружен один эскарпмент (объект 63 на рисунке 39), морфологически и морфометрически схожий с объектом моделирования Kodar-7. Прочие сегменты характеризуются либо отсутствием сохранившихся фасет, либо наличием молодых ступеней. В ходе дальнейшего

анализа были установлены следующие закономерности. Эскарпмент 50, расположенный на одном водоразделе с объектом моделирования и приуроченный к одной ветви разлома, очевидно, характеризуется той же скоростью поднятия. Соседний блок, занимающий междуречье Среднего Саукана и Апсата, принимая во внимание единство гипсометрии и общую схожесть морфологии, также, вероятно, поднимается со скоростью 0.5 мм/год. Однако на восточном фланге в границы этого сегмента внедряется другой разлом, на котором локализован эскарпмент 53. Этот разлом ограничивает небольшую заливообразную впадину, обособленную от основной котловины низкогорной грядой, перекрытой осадками. Расположение впадины, таким образом, напоминает Парамскую, отделенную от Муйской котловины полуразрушенной грядой Киндиканских гор. Эскарпмент 53 содержит водораздельный гребень, практически повторяющий эталонный объект Barguzin-1. Следует также заметить, что гипсометрически объект 53 существенно отличается от смежных эскарпментов 51-52. Это позволяет применить к нему скорость 0.4 мм/год, распространяющуюся до эскарпмента 54 включительно (на основании общей ветви разлома). Также, на основании оценки гипсометрии, был сделан вывод, что блок, занимающий водораздел Нижнего Саукана и Чары, характеризуется скоростью поднятия, определенной для объекта 63 (0.5 мм/год). Объекты, расположенные к западу от Нижнего Саукана (до долины реки Орто-Юрях), не продемонстрировали общих морфологических и морфометрических характеристик, позволяющих дать им оценку. То же следует сказать об эскарпментах (44-48), занимающих обширную краевую ступень, простирающуюся к западу от Верхнего Саукана.

В завершении анализа было выдвинуто предположение, что средняя скорость поднятия плеча Чарского рифта составляет 0,5 мм/год (рис. 47). Меньшая скорость поднятия, установленная для второстепенной впадины, фактически повторяет ситуацию с Баргузинским хребтом, и не противоречит данной гипотезе.

Муяканский хребет (рис. 40), в пределах одноименной впадины, включает четыре обособленных блока: 64-66, 67-68, 69-70, 71-72. Успешное моделирование было выполнено для эскарпмента Мууакан-7 (70), оптимальная скорость поднятия составила 0.45 мм/год при возрасте активизации 3.5 млн лет.

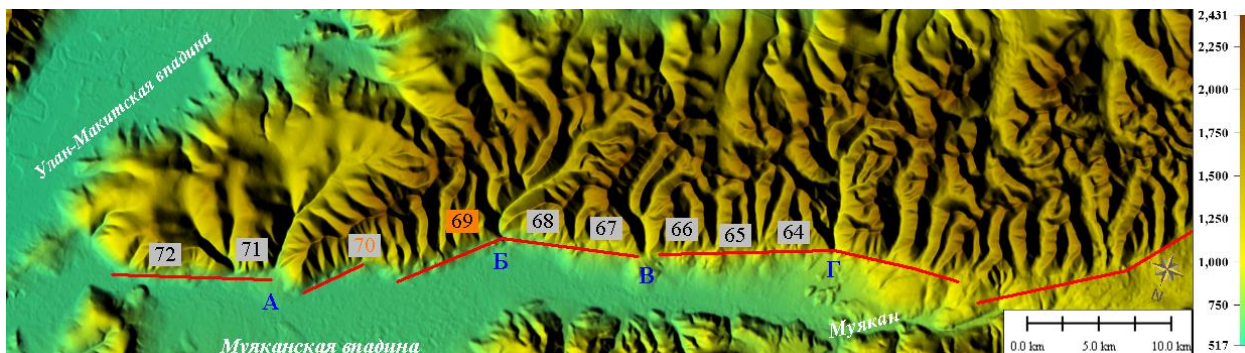


Рис. 40. Муяканский хребет
Буквами обозначены реки: А – Лапро, Б – Унен, В – Кончакоти, Г – Оран-Муяканский.

Несмотря на некоторое количество хорошо сохранившихся треугольных фасет, аналогов объекту моделирования обнаружено не было, как и общих разломов. Эскарпменты (64-66), расположенные между долинами Орана-Муяканского и Кончакоти, кардинально отличаются от Мууакан-7 профилями вершинных скатов, которые здесь имеют практически нулевой уклон. В свою очередь, эскарпменты (68-67), занимающие водораздел Кончакоти и Унена, также не могут рассматриваться как индикаторы событий позднекайнозойского этапа, ввиду неоднозначности морфологии. Объекты 71-72, расположенные на окраине хребта, по всей видимости, развиваются на ступени, отделенной от хребта поперечным разломом, проходящим по долине Лапро. Таким образом, можно оценить скорость поднятия только для одного блока 69-70. Однако следует заметить, что данная оценка относится к центральной, наиболее глубокой и широкой, части Муяканской впадины. Этот факт позволяет рассматривать полученное значение в качестве оценки скорости поднятия плеча Муяканского рифта (рис. 47).

Северо-Муйский хребет является одним из наиболее протяженных в структуре БРС. Он обрамляет несколько впадин, при этом Муйскую, Парамскую, Улан-Макитскую и Муяканскую – с севера, а Верхнеангарскую с юга. В работе рассматривалась западная часть хребта, ограничивающая Верхнеангарскую котловину. Как видно на рисунке 41, этот сектор отчетливо делится долиной реки Янчуй на два крупных сегмента с различной морфологией.

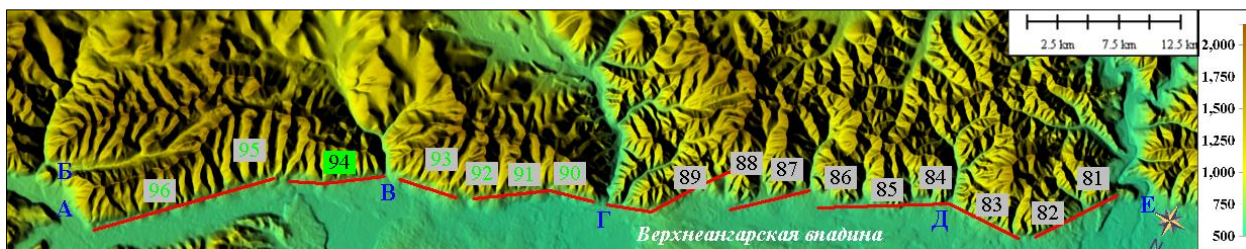


Рис. 41. Северо-Муйский хребет, западный сектор
 Буквами обозначены долины рек: А – Ангаракан, Б – Дяпкар, В – Янчукан, Г – Янчуй, Д – Бурунда, Е – Котера.

Оценка скорости поднятия была получена для сегмента NMW-16 (94) и составила 0.35 мм/год при временном интервале 3.5 млн лет. Данное значение можно уверенно применить ко всему сегменту 94-96 и, вероятно, к сегменту 90-93, на что указывает общность гипсометрии осевого гребня двух эскарпментов. Прямые аналоги объекта моделирования в пределах хребта отсутствуют. Часть хребта, расположенная к западу от Янчуя, характеризуется очень высокой степенью расчлененности и осложнена разнообразными ступенями. Средний гипсометрический уровень вершинной поверхности здесь ниже, чем в восточном секторе, что может быть связано с сильной раздробленностью рельефа, которая, в свою очередь, может провоцировать повышенную эрозию. Если руководствоваться этим тезисом и предположить, что оценку, полученную для восточного сегмента, можно экстраполировать на западный, средняя скорость поднятия южного плеча Верхнеангарского рифта составит 0.35 мм/год (рис. 47).

Святоносское поднятие (рис. 42) представляет собой горный массив, расположенный на границе Южно- и Северо-Байкальской впадин, но, в

структурном плане, являющийся на современном этапе внутривпадинным объектом [Уфимцев, 1992]. Поднятие состоит из нескольких кулисообразных блоков (границы крупнейших блоков выделены красным пунктиром). Северо-восточную часть полуострова занимает обширная Крестовская ступень, опускание которой обусловило формирование изрезанной береговой линии Чивыркуйского залива.

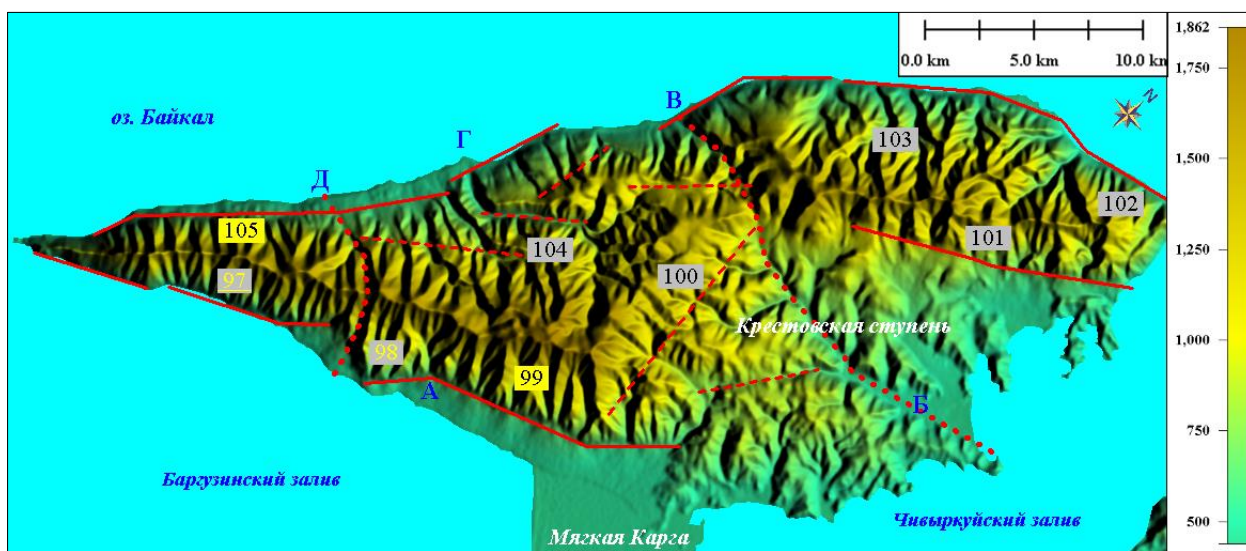


Рис. 42. Святоносское поднятие
Буквами обозначены долины рек: А – Макарова, Б – Крестовская, В – Боковых Разборов, Г – Маркова, Д – Зелененький.

Моделирование проводилось для двух эскарпментов, расположенных на разных склонах поднятия. Результаты показали общую скорость поднятия (0.4 мм/год) при различных значениях времени активизации – 3.5 млн лет для объекта Nos-3 (99) и 2.5 млн лет для объекта Nos-9 (105). Аналогов для эскарпмента 99 в пределах Святоносского поднятия нет, и значение, полученное для этого объекта можно применить только к смежному эскарпменту 98. В свою очередь, прямым аналогом объекта 105 является эскарпмент 97, расположенный на противоположном склоне: эти сегменты формируют единый блок, отделенный от центральной части полуострова поперечным разломом, выход которого фиксируется, в частности, долиной ручья Зелененький. Вероятно, для сегментов 100 и 104, примыкающих к объекту 99, также применима подобная зеркальная схема. Здесь надо заметить,

что, в отличие от других структур, рассматриваемых в работе, Святоносское поднятие не является плечом рифта. Его развитие следует рассматривать как неравномерное поднятие трех блоков, для двух из которых удалось установить среднюю скорость поднятия, в обоих случаях составившую 0,4 мм/год. Является ли эта оценка справедливой для всего Святоносского горста, остается неясным.

Южно-Муйский хребет, как и его северный сосед, отличается большой протяженностью и обрамляет несколько впадин. В работе рассматривались Мудириканский отрог, расположенный в крест простираения главных структур хребта на границе Улан-Макитской и Муйской впадин, и восточный сегмент хребта, обрамляющий Муйскую котловину с юга. Западный участок хребта, ограничивающий Верхнемуйскую впадину в исследовании не затрагивался ввиду беспрецедентной расчлененности склонов.

Мудириканский отрог (рис. 43) характеризуется сложной внутренней структурой и высокой степенью расчлененности, особенно на восточном склоне. Реконструкция была выполнена для сегмента SM-12 (153), расположенного на западном склоне, по правому берегу реки Мудирикамит: скорость поднятия составила 0.3 мм/год при возрасте 3.5 млн лет. С той же скоростью, очевидно, поднимались соседний объект (154), практически идентичный по морфологии и приуроченный к одному разлому, и весь блок (153-155), к которому они приурочены. Скорость поднятия для других эскарпментов осталась невыясненной. Мудириканский отрог, как и Святоносское поднятие, в структурном плане отличается от линейных хребтов БРС. Однако, являясь, по сути, межвпадинной перемычкой, он выполняет роль плеча для Улан-Макитского рифта. И можно предположить, что оценка, полученная для названного блока, рассматриваться в качестве средней скорости поднятия плеча рифта.

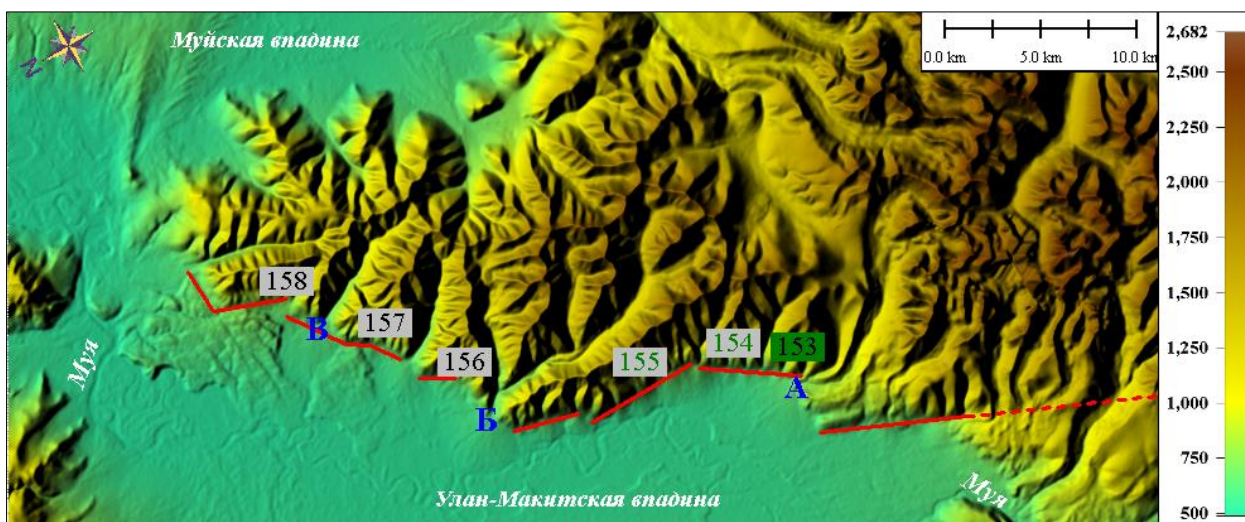


Рис. 43. Южно-Муйский хребет, Мудириканский отрог
 Буквами обозначены долины рек: А – Мудирикамскит, Б – Шуринда, В – Большая Тукалакта.

Восточный сегмент **Южно-Муйского хребта** (рис. 44) разбит надвое крупным субмеридиональным разрывом долины Витима – строение хребта к востоку и западу от нее заметно различается.



Рис. 44. Южно-Муйский хребет, восточный сектор
 Буквами обозначены долины рек: А – Куанда, Б – Витим, В – Ане.

Моделирование было выполнено для эскарпмента SM-27 (168), расположенного к востоку от Витима. В результате была определена скорость поднятия 0.4 мм/год при возрасте 3.5 млн лет. Объекты с подобной морфологией в пределах хребта не повторяются, также не прослеживаются общие линии разломов. При этом «блоковый» анализ продемонстрировал следующие результаты. Группа эскарпментов, расположенных к востоку от Витима, делится на три фрагмента, при этом высота хребта постепенно понижается в восточном направлении, а эскарпменты сужаются. Однако на западном фланге позднекайнозойские эскарпменты (165-167) локализованы на

больших фасетах, и главный водораздельный гребень хребта следует рассматривать как условно древний. Сегмент характеризуется значительным расчленением, но сохранившиеся гипсометрические отметки эскарпментов указывают на общую скорость поднятия с центральным сегментом 168. Эскарпмент 169 характеризуется сравнительно низкими высотами и сглаженным рельефом, что может свидетельствовать о двух сценариях развития: он мог изначально подниматься с меньшей скоростью или угасание поднятия произошло позднее, в результате чего баланс сил изменился в сторону денудации. Второй вариант представляется более логичным, поскольку ширина водораздельных гребней, в целом, сопоставима с объектом 168. Склон хребта к западу от Витима отличается сложным строением, он сильно расчленен долинами относительно древнего возраста и разбит разнородными ступенями. Единственным общим фактором, соединяющим этот сектор с правобережным сегментом, может выступать главный водораздел хребта, гипсометрически равный максимальным высотам восточного блока. Если руководствоваться этим наблюдением, можно предположить, что средняя скорость позднекайнозойского поднятия плеча Муйского рифта составляет 0.4 мм/год (рис. 47).

Хребет, традиционно называемый **Тункинскими гольцами**, расположен на юго-восточной окраине Восточных Саян. Хребет служит северной границей для нескольких впадин, и морфология склонов сильно зависит от приуроченности к той или иной котловине. В качестве объекта моделирования был выбран эскарпмент Tunka-24 (193) из обрамления Тункинской впадины, расположенный на водоразделе Енгарги и Булу (рис. 45). Следует заметить, что собственно позднекайнозойские эскарпменты Тункинской впадины занимают только нижнюю часть хребта и локализованы на водораздельных гребнях более ранних эпох. Таким образом, глубокие долины рек и треугольные гребни, формирующие живописный ландшафт, который мы видим из Кырена или Тунки, являются, фактически, раннеорогенными, однако их современный альпинотипный облик во многом

был сформирован в ходе последней активизации. Схожая ситуация наблюдается в Баргузинской впадине (Шаманская кулиса), но там antecedentные долины являются более широкими и водоразделы не выглядят так выразительно.



Рис. 45. Тункинские гольцы, центральный сектор

Буквами обозначены: А – Ехэ-Булнай, Б – Бого-Булнай, В – Хубыты, Г – Илтыкшин, Д – Елоты-Харагун, Е – Енгарга, Ж – Барун-Хандагай, З – Бугатай, И – Кынгарга, К – Харимта.

Наиболее близкий профиль рельефа был получен при скорости поднятия 0.5 мм/год, реконструкция с большими значениями (0.6–0.8 мм/год) продемонстрировали нереально высокие фасеты (до 2000 м). Принимая во внимание общность морфологии и приуроченность к одной ветви разлома, допустимо экстраполировать полученные значения на весь комплекс сегментов (187-197), расположенных между долинами Илтыкшина и Кынгарги. На флангах Тункинских гольцов аналогов подобным эскарпментам нет: сегменты, составляющие границу Мондинской впадины (одноименный разлом) практически на всем протяжении осложнены ступенями; эскарпменты, обрамляющие с запада и севера Хойтогорльскую котловину, сильно расчленены и также разбиты ступенями, краевой отрог хребта, ограничивающий с севера Торскую впадину характеризуется сильно разрушенными водораздельными гребнями (этот отрог продолжается далее на запад до долины Кынгарги и сохраняет подобную морфологию на всем протяжении). Впрочем, поиск схожих объектов за пределами Тункинской впадины, в любом случае, не имеет смысла, поскольку каждая из обособленных малых впадин представляет собой самостоятельную структуру. При этом, Тункинская впадина является центральным и главным элементом

комбинированного Тункинского рифта, и структуры горного обрамления этой котловины можно рассматривать в роли общих индикаторов поднятия плеча рифта в целом. Таким образом, осредненная скорость поднятия плеча Тункинского рифта в позднем кайнозое может быть определена значением 0.5 мм/год.

В завершении анализа были рассмотрены приразломные структуры, не затронутые в эксперименте. **Верхнеангарский хребет**, ограничивающий с севера одноименную впадину, на всем своем протяжении осложнен ступенями и значительно расчленен древними долинами. При этом, ряд факторов (гипсометрические характеристики, восстановленная морфометрия некоторых фасет) указывает на схожесть эскарпментов данного хребта с баргузинскими. Это позволяет применить к этому хребту, для общей оценки поднятия северного плеча Верхнеангарского рифта, значение 0.5 мм/год (предполагаемое время активизации остается под вопросом). Особенности морфологии **западной части Южно-Муйского хребта** практически не оставляют шансов обнаружить общие черты с другими, в том числе с соседними, орографическими объектами. С высокой долей скептицизма, данный сегмент можно рассматривать, вместе с восточным сегментом, как условно единый блок Южно-Муйского хребта. В этом случае, этот блок можно считать общим плечом рифта для Верхнемуйской и Муйской впадин (косвенно на это указывают схожие гипсометрические маркеры). Таким образом, скорость поднятия плеча Верхнемуйского рифта оценивается значением 0,4 мм/год. **Сюльбан-Куандинское поднятие**, вероятно, может рассматриваться как восточное продолжение Южно-Муйского хребта. Скорость поднятия определяется оценкой 0.4 мм/год, что подтверждается схожестью морфометрических параметров сохранившихся эскарпментов.

Следует подчеркнуть, что эти оценки являются гипотетическими и достаточно обобщенными. Однако они позволяют выделить одну важную закономерность: плечи рифта, ограничивающие впадины с севера и северо-запада, характеризуются более высокими скоростями позднекайнозойского

поднятия, чем блоковые поднятия юго-восточных флангов. Данное наблюдение коррелирует с концепцией структурной асимметрии БРС [Павловский, 1948; Нагорья..., 1974], предполагающей неоднородное развитие флангов рифта. Периферийные горные сооружения юго-восточного фланга, определяемые как сводовые [Уфимцев, 1992], в исследовании не рассматривались, но, исходя из общей сравнительной характеристики гипсо- и морфометрии, можно предположить, что эти структуры поднимаются с еще меньшей скоростью.

На рис. 46-47 показаны аппроксимированные скорости поднятия приразломных сегментов горных хребтов (плеч рифта), полученные в результате моделирования и последующего поэтапного анализа. Точками показаны объекты моделирования, серые зоны обозначают сегменты с неизвестными значениями, буквенные обозначения – названия впадин (см. рис. 1).

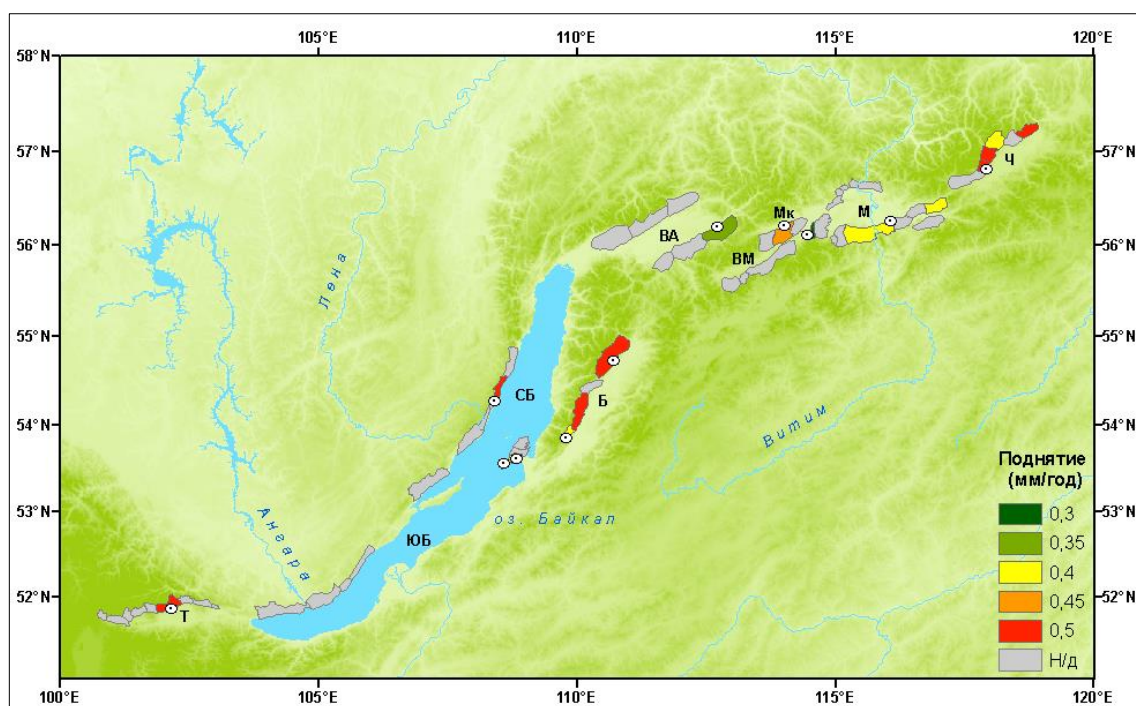


Рис. 46. Скорости поднятия сегментов горного обрамления впадин БРС по результатам моделирования и экстраполяции значений

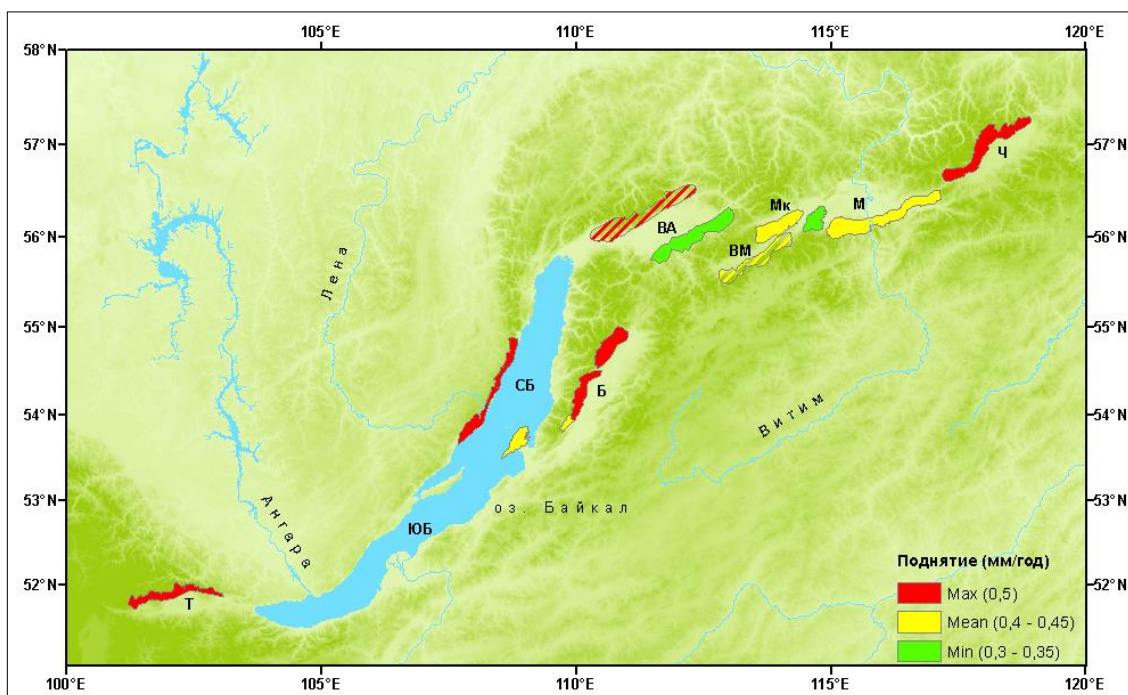


Рис. 47. Предполагаемые скорости поднятия плеч рифтовых впадин БРС

Цветом показаны генерализованные зоны с максимальными, средними и минимальными значениями; полосчатым паттерном показаны зоны, выделенные исключительно на основании сравнительного анализа.

Результаты, полученные в ходе численного эксперимента и последующего анализа, позволяют сформулировать третье защищаемое положение:

По результатам численного моделирования показано, что скорости позднекайнозойского поднятия горного обрамления впадин БРС варьируют в диапазоне аппроксимированных значений 0.3-0.5 мм/год, при этом скорости поднятий северных и северо-западных бортов рифтовых впадин превышают значения, характерные для южных и юго-восточных плеч рифта. Устойчивая корреляционная зависимость между модельными параметрами поднятия и морфометрическими показателями рельефа эскарпментов, позволяет экстраполировать параметры модели на объекты, характеризующиеся схожими морфометрическими свойствами и оценить скорости вертикальных движений по разломам региона.

4.2 Сравнительный анализ результатов исследования

Тема количественной оценки вертикальных движений земной коры затрагивалась во многих работах, посвященных неотектонике и геоморфологии БРС. В 2008 году К.Г. Леви опубликовал «Карту неотектоники северо-восточного сектора Азии», основу которой составили сводные результаты многолетних исследований разных авторов - Н.И. Николаева, А.А. Наймарка, И.П. Варламова, П.М. Хренова, А.Г. Золотарева, Н.А. Флоренсова, Н.А. Логачева, Ю.Г. Погребницкого, Ю.А. Косыгина и других. Карта включает данные по амплитуде неотектонических движений, времени начала их проявлений, а также толщине континентальной и океанической литосферы [Леви, 2008]. Генерализованная версия карты представлена на рис. 48.

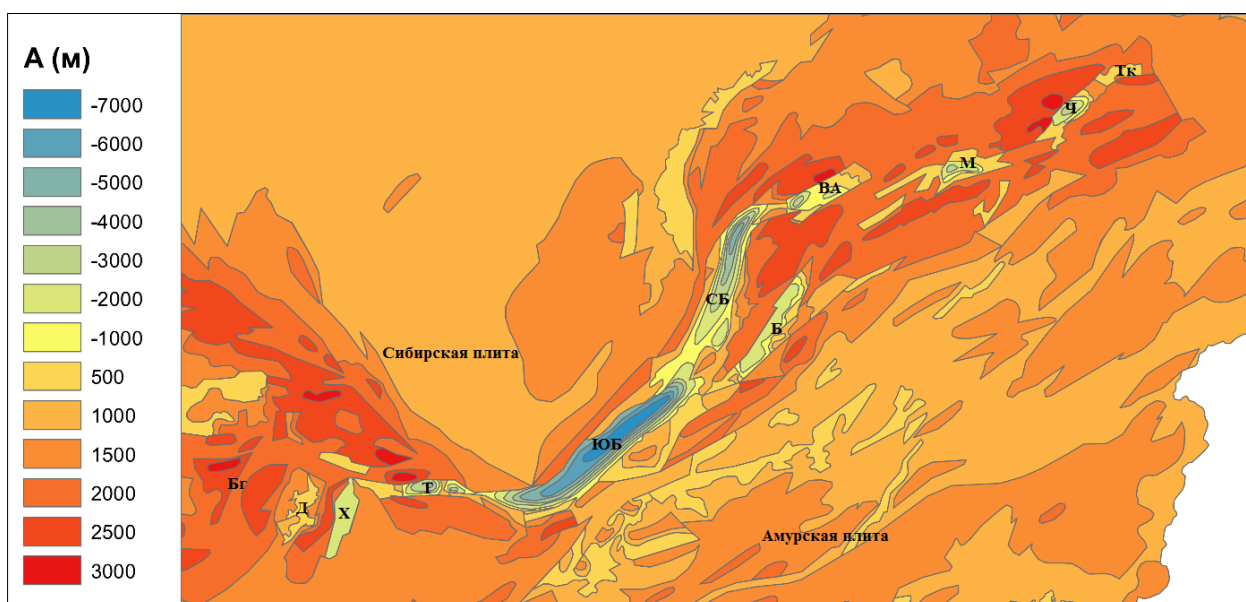


Рис. 48. Амплитуды вертикальных неотектонических движений БРС (по «Карте неотектоники...» [Леви, 2008])

Согласно представленной карте, максимальные амплитуды погружения приурочены к Южно- и Северо-Байкальским впадинам (7000 и 6000 м, соответственно). Максимальные значения амплитуды поднятия (2500-3000 м) наблюдаются в Саянах, а также Верхнеангарском хребте и Кодаре; распределение этих зон носит фрагментарный характер. Большая часть горного обрамления расположена в зоне амплитуд 1500-2500. Большинство крупных впадин юго-западного и северо-восточного флангов характеризуются

максимальными амплитудами погружения 3000 м, Баргузинская впадина - 2000 м.

Начало неотектонического этапа на карте К.Г. Леви показано схематично и определяется общим значением (эоцен-олигоцен), однако в действительности развитие отдельных впадин БРС началось не одновременно. Для определения возможных значений скорости вертикальных неотектонических движений на основе данной карты, в работе предлагается использовать оценки времени неотектонической активизации, предложенные Н.А. Логачевым [Логачев и др. 1996]. Результаты вычисления приведены в таблице 2, где V_{sum} - суммарная (погружение + воздымание) скорость вертикальных движений (мм/год), T_{start} - время неотектонической активизации (млн л.н.).

Таблица 2. Скорости вертикальных неотектонических движений (комбинация данных [Леви, 2008] и [Логачев и др, 1996])

Впадина	Сопряженное поднятие	V_{sum}	T_{start}
Южно-Байкальская	Хамар-Дабан	0.17	P_2^1 (~56)
Северо-Байкальская	Баргузинский	0.27	P_3^2 (~28)
Тункинская	Тункинские гольцы	0.25	P_3^2 (~28)
Верхнеангарская	Верхнеангарский	0.18	P_3^2 (~28)
Хубсугульская	Западно-Хубсугульское нагорье	0.23	$N_1^1-N_1^2$ (~20)
Баргузинская	Баргузинский	0.23	$N_1^1-N_1^2$ (~20)
Чарская	Кодар	0.3	$N_1^1-N_1^2$ (~20)
Муйская	Северо-Муйский	0.28	$N_1^1-N_1^2$ (~20)
Ципа-Баунтовская	Южно-Муйский	0.05	$N_1^1-N_1^2$ (~20)
Дархатская	Шишихидское нагорье	0.4	N_2^1 (5-3.5)
Бусингольская	Восточно-Тувинское нагорье	0.2	N_2^1 (5-3.5)
Токкинская	Удокан	0.4	N_2^1 (5-3.5)

По материалам «Карты неотектоники...» [Леви, 2008], в комбинации с данными Н.А. Логачева [Логачев и др., 1996] и М. Жоливе [Jolivet et al., 2009], а также оценками времени активизации, установленными в настоящем исследовании, были вычислены вероятные скорости позднекайнозойского поднятия (таблица 3). Поскольку значения амплитуды вертикальных движений, показанные на карте, отражают неотектонический этап в целом, для «разделения» амплитуды на ранне- и позднеорогенную использовались оценки трекового датирования.

Таблица 3. Сравнение значений скорости поднятия, вычисленных по данным «Карты неотектоники...» [Леви, 2008], и установленных в данном эксперименте (колонки Мар и Ехр., соответственно)

Объект	T _{act}	V _{up}	
		Мар	Ехр.
Байкальский хребет	3.5	0.5	0.5
Баргузинский хребет	5.0	0.4	0.4/0.5
Верхнеангарский хребет	3.5	0.7	Н.д.
Восточно-Тувинское нагорье	3.5	0.9	Н.д.
Восточно-Хубсугульское плоскогорье	3.5	0.3	Н.д.
Западно-Хубсугульское нагорье	3.5	0.6	Н.д.
Икатский хребет	5.0	0.4	Н.д.
Муяканский хребет	3.5	0.6	0.45
Олхинское плоскогорье	1.0	1.5	Н.д.
Ольхонское поднятие	1.0	1.0	Н.д.
Приморский хребет	1.0	2.0	Н.д.
Святоносское поднятие	3.5	0.3	0.4
Северо-Муйский хребет	3.5	0.6	0.35
Тункинские гольцы	5.0	0.5	0.5
Хребет Кодар	5.0	0.5	0.5
Хребет Удокан	5.0	0.4	Н.д.
Хребет Улан-Бургасы	3.5	0.3	Н.д.
Хребет Хамар-Дабан	5.0	0.4	Н.д.
Шишхидское нагорье	3.5	0.7	Н.д.
Южно-Муйский хребет	3.5	0.6	0.4

Как видно из таблицы, для хребтов, относящихся к зоне высоких скоростей, наблюдается соответствие значений, в то время как для «южных» флангов характерны неоднородности: в целом, скорости поднятия для «Карты неотектоники...» [Леви, 2008] превышают данные эксперимента. Причины такой закономерности пока не ясны.

Собственные оценки скорости позднеорогенного воздымания для горного обрамления впадин БРС были получены в работе Кароль Пети [Petit et al., 2009]. В контексте данной диссертации это исследование имеет особое значение, поскольку было выполнено схожими методами, кроме того, сама идея эксперимента появилась после знакомства с работой французских коллег. Значения скорости плиоцен-четвертичного поднятия были получены в результате двумерного математического моделирования эволюции сбросовых уступов, обобщенные данные приведены в таблице 4. Результаты показаны в сравнении с оценками настоящего исследования, но, в отличие от

предыдущей таблицы, здесь представлены только непосредственные результаты моделирования.

Таблица 4. Позднекайнозойские скорости поднятия структур горного обрамления БРС по данным [Petit et al., 2009]

Хребет	Объект	Расположение	Скорость	
			Petit et al.	Exp.
Байкальский хребет	NorthBaikal 2	Мужинайская ступень	0.67±0.1	Н.д.
Баргузинский хребет	Barguzin 2	Саранхурская кулиса	1.1±0.1	0.4
	Barguzin 3	Шаманская кулиса	1.16±0.2	0.5
Верхнеангарский хребет	Upper Angara 1	Водораздел Янчуй/Янчукан	0.55±0.1	Н.д.
	Upper Angara 2	Водораздел Янчукан/Ангаракан	0.53±0.1	Н.д.
	Upper Angara 3		0.69±0.1	Н.д.
Верхнемуйский хребет	Upper Muya	Водораздел Олня/Бира	0.56±0.1	Н.д.
Каларский хребет	Namarakit	Отрог между Куандой и озером Намаракит	0.7±0.1	Н.д.
Муяканский хребет	Muyakan 1	Водораздел Оран-Муяканский/Кончакоти	0.79±0.1	Н.д.
	Muyakan 2	Водораздел Унен/Лапро	1.02±0.1	0.45
Приморский хребет	Small Sea	Зундукская ступень	0.5±0.1	Н.д.
Святоносское поднятие	North Baikal-1	Юго-западный склон	0.7±0.1	0.4
Северо-Муйский хребет	North Muya 1	Участок хребта между долинами Витима и Сухого Уксата	0.67±0.1	Н.д.
	North Muya 2		0.32±0.2	Н.д.
Улюнское поднятие	Barguzin 1	Водораздел Банная/Нестериха	0.24±0.1	Н.д.
Хребет Кодар	Tchara 1	Водораздел рек Верхний и Средний Сакукан	0.85±0.1	0.5
Южно-Муйский хребет	South Muya 1	Отрог к востоку от долины Витима	0.6±0.1	0.4

В целом, оценки французских исследователей превышают результаты исследования, в том числе, более чем в два раза. Это можно объяснить разностью методик: модель Кароль Пети, по всей видимости, иначе определяет экзогенную составляющую. Позволю себе предположить, что результаты, полученные в работе над диссертацией, являются более справедливыми, поскольку алгоритм вычисления данной компоненты в CHILD учитывает больший диапазон рельефообразующих процессов

В работе [Sankov et al., 2000] представлены оценки скорости вертикальных движений по разломам, ограничивающих впадины северо-восточного фланга БРС, в голоцене (<12 тыс. лет). Результаты были получены на основании морфотектонического анализа сбросовых уступов, локализованных на бортах рифтовых впадин (Таблица 5).

Таблица 5. Голоценовые скорости поднятия горных сооружений БРС по данным [Sankov et al., 2000]

Объект	V _{sum} (мм/год)	V _{up} (мм/год)	
		Sankov et al.	Exp.
Баргузинская впадина (Баргузинский хребет)	1.0±0.2	≈0.5	0.5
Верхнеангарская впадина (Верхнеангарский хребет)	1.0±0.3	≈0.5	0.5
Верхнеангарская впадина (Северо-Муйский хребет)	1.5±0.2	≈0.75	0.35
Верхнемуйская впадина (Южно-Муйский хребет)	0.7±0.1	≈0.35	0.4
Кичерская впадина (Кичерский хребет)	0.5±0.2	≈0.25	Н.д.
Муйская впадина (Северо-Муйский хребет)	1.9±0.2	≈0.95	Н.д.
Муйская впадина (Таксиминский отрог)	1.6±0.6	≈0.8	Н.д.
Муйская впадина (Южно-Муйский хребет)	2.1±0.2	≈1.05	0.4
Муяканская впадина (Муяканский хребет)	0.7±0.1	≈0.35	0.45
Северо-Байкальская впадина (Байкальский хребет)	1.0±0.2	≈0.5	0.5
Чарская впадина (Кодар)	1.0±0.1	≈0.5	0.5

Как и в случае с «Картой неотектоники...» [Леви, 2008], наблюдается соответствие результатов настоящего исследования и оценок В.А. Санькова по хребтам западного и северо-западного флангов; оценки для «южных» секторов значительно различаются друг от друга. Здесь следует напомнить, что данные [Sankov et al., 2000] относятся к голоцену, и проводить прямое сравнение с позднекайнозойскими оценками не вполне корректно. Это же относится к результатам, которые будут приведены ниже, в том числе к данным по современным движениям. В тексте они представлены в виде нарратива, без отсылок к результатам эксперимента – сравнительная характеристика будет приведена в сводной таблице.

Количественные данные о скоростях голоценовых движений, характерных для юго-западного фланга БРС были опубликованы в работе [Arjannikova et al., 2018]. По результатам космогенного датирования (Be^{10}) была установлена скорость вертикального смещения по Северо-Тункинскому разлому (Тункинские гольцы) - 0.8 мм/год на протяжении 12.5 тыс. лет (при скорости горизонтального смещения 1.12 мм/год). Более «древние», плейстоценовые, оценки для этого объекта были получены по результатам морфотектонического анализа [McCalpin and Kromovskikh, 1995] и составляют 0.5 мм/год за 500 тыс. лет.

Данные о скорости поднятия структур восточного побережья Байкала, начиная с позднего плейстоцена (150-120 тыс. лет), были получены в результате анализа террасовых комплексов с применением методов GPS-нивелирования [Yefimova and Mats, 2003; Саньков и др., 2010]. Согласно опубликованным результатам, скорости вертикальных движений для юго-восточного побережья (склоны Хамар-Дабана) составили 0.5 – 0.6 мм/год, для северо-восточного (байкальский склон Баргузинского хребта) – 0.2 – 0.25 мм/год, для п-ова Святой Нос – 0.4 – 0.5 мм/год, а остров Большой Ушканий поднимался со скоростью 0.6 – 0.8 мм/год. Западный борт Южно-Байкальской впадины, по данным [Arjannikova et al., 2019], в позднем голоцене (2.5 тыс. лет) испытывал поднятие со скоростью 0.5 – 0.9 мм/год. Значения были получены в результате морфометрического анализа уступов Приморского хребта и радиоуглеродного датирования органических остатков.

О скорости поднятия горного обрамления Верхнеангарской и Муйской впадин могут косвенно свидетельствовать оценки скорости осадконакопления, полученные по данным радиоуглеродного анализа верхнеплейстоценовых отложений [Кульчицкий, 1991]. Согласно выводам А.А. Кульчицкого, средние скорости погружения дна впадин, начиная с позднего плейстоцена приблизительно равнозначны и составляют 3 – 5 мм/год, однако развитие Верхнеангарской котловины происходило более дифференцировано: здесь выделяются отдельные периоды, характеризующиеся скоростями 15 – 20 мм/год. Если предположить, что скорости поднятия горного обрамления соответствует тем же значениям, эти оценки следует признать значительно превышающими не только плейстоцен-голоценовые скорости, полученные другими авторами, но и современные инструментальные значения, вычисленные по данным GPS-измерений [Саньков и др., 2017].

Исследования современных вертикальных движений земной коры в регионе начались с засечек Черского. На протяжении XX века на территории нашей страны, с разной степенью регулярности и пространственного охвата,

проводились масштабные геодезические работы, включающие повторное нивелирование. Результатом многолетних измерений явилась «Карта современных вертикальных движений земной коры СССР» [Карта СВДЗК СССР, 1989]. Съёмка в районах БРС проводилась специалистами Читинского и Восточносибирского АГП (рис. 49). По данным карты, скорости вертикальных движений в пределах БРС варьируют в диапазоне от -6 до +14 мм/год. Максимальные значения приурочены к обширному горному району, расположенному между Верхнеангарской и Муйской впадинами. В границы этого района входят Муяканский хребет, западная часть Южно-Муйского, а также центральный сегмент Северо-Муйского хребта, ограничивающий с севера Муяканскую впадину. Также относительно высокие значения демонстрируют Верхнеангарский и Байкальский хребты, при этом в структуре последнего выделяются три зоны.

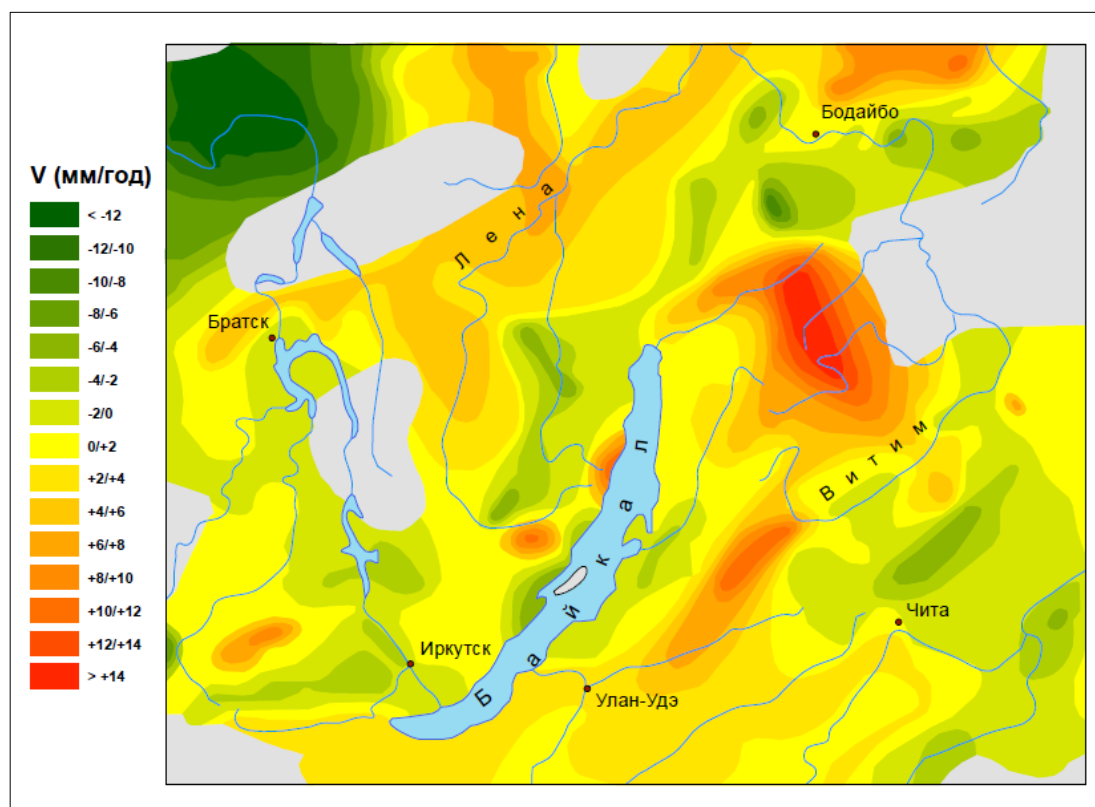


Рис. 49. Фрагмент карты современных вертикальных движений земной коры (Карта СВДЗК СССР м-б 1:15000000, 1988)

Высокие скорости поднятия характерны только для центрального сегмента, расположенного между мысами Шартлай и Котельниковский, к югу

и к северу о которых поднятие сменяется погружением, особенно заметным в районе Кочериковской впадины. Максимальные скорости опускания приурочены к Приольхонскому плато и смежному участку Приморского хребта, обрамляющему Маломорский рифт. Зона со скоростями опускания ($-6/-4$ мм/год), к которой относятся эти территории продолжается также на острове Ольхон: это не видно на представленном рисунке, но указано на карте более крупного масштаба 1:500000 [Карта СВДЗК СССР, 1989]. Далее к югу Приморский хребет демонстрирует нулевое поднятия, сменяющееся слабым погружением на Олхинском плоскогорье. Тункинские гольцы и Баргузинский хребет на современном этапе характеризуются нулевыми или отрицательными движениями, как и горные сооружения северо-восточного фланга - Кодар и восточный сегмент Северо-Муйского хребта.

С 1994 года в регионе начались измерения движений земной коры с помощью спутниковой геодезии GNSS. На начальном этапе Байкальский геодинимический полигон состоял из 13 станций, две из которых работали в постоянном режиме, в настоящее время он насчитывает более 70 действующих пунктов (10 постоянных), расположенных в большинстве районах БРС, от Мондинской до Чарской впадин, а также на сопредельных территориях. Автор, начиная с 2005 года, принимает активное участие в полевых измерениях и организации новых станций.

По результатам GNSS-наблюдений, было установлено, что Забайкальский блок смещается в юго-восточном направлении относительно Сибирской платформы со скоростью $3,4 \pm 0,7$ мм/год, обеспечивая растяжение в зоне рифтогенеза [Лухнев и др., 2010; Саньков и др., 2014; Лухнев и др., 2021]. Скорость деформации в пределах Байкальской впадины составляет $2,1 \cdot 10^{-8}$ год⁻¹ и постепенно уменьшается в обе стороны поперек структуры (рис. 50А). Если предположить, что большая часть этой деформации реализуется по Морскому разлому, можно определить скорость вертикального смещения в диапазоне 1.7 – 2.6 мм/год.

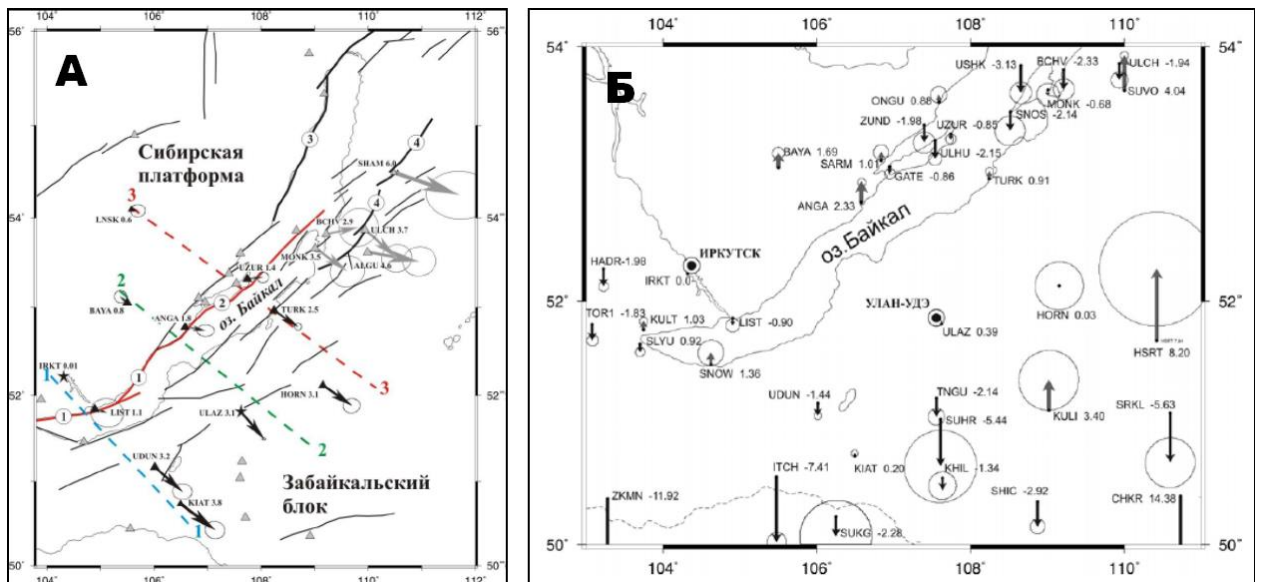


Рис. 50. А. Поле скоростей горизонтальных движений центральной части Байкальского рифта относительно Сибирской платформы (Саньков и др., 2014); Б. Современные вертикальные движения (мм/год) по данным GPS-геодезии (Саньков и др., 2017)

По результатам многолетних измерений были получены скорости современных вертикальных движений для центральной части БРС [Саньков и др., 2017]. В большинстве случаев, они не превышают $|2-3|$ мм/год, максимальные значения составляют $(-11 \div +14)$ мм/год - для участков погружения и $(+8.2)$ - для поднятий; скорости рассчитаны относительно постоянной станции IRKT (рис. 50Б). Экстремально большие значения, по мнению авторов, связаны с относительно малым количеством эпох измерений и большой их ошибкой, либо с локальными условиями в окрестностях пункта, влияющих на точность измерений. В контексте данной работы наибольший интерес представляют станции, расположенные в границах БРС (таблица 6). Представленные в таблице результаты демонстрируют большой разброс данных. Максимальное поднятие зафиксировано для станции SUVO, работающей в постоянном режиме, наибольшее отрицательное значение соответствует станции USHK.

Таблица 6. Современные скорости вертикальных движений земной коры центральной части БРС по данным GPS-геодезии и карты СВДЗК СССР

Станция	V _{GPS}	V _{СВДЗК}	Расположение
ANGA	+2.33	-6/-4	Приольхонская ступень, устье Анги
BCHV	-2.33	0/+2	Юго-западное окончание Баргузинского хребта, устье Большого Чивыркуя
GATE	-0.86	-6/-4	Южная оконечность острова Ольхон, залив Хул
KULT	1.03	+2/+4	Южный фланг Олхинского плоскогорья
LIST	-0.9	0/+2	Южное окончание Приморского хребта (обсерватория ИСЗФ в Листвянке)
MONK	-0.68	-2/0	Святоносское поднятие, Чивыркуйский залив, село Монахово
ONGU	+0.88	-4/-2	Онгурен-Кочериковская ступень, к югу от села Онгурен
SARM	+1.01	-6/-4	Приморский хребет, устье Сармы
SLYU	+0.92	+2/+4	Хребет Хамар-Дабан, водораздел Слюдянки и Похабихи
SNOS	-2.14	-2/0	Святоносское поднятие, мыс Нижнее Изголовье
SNOW	+1.36	+2/+4	Хребет Хамар-Дабан, устье Снежной
SUVO	+4.04	-2/0	Предгорье Икатского хребта, сейсмостанция «Суво»
TOR1	-1.83	+2/+4	Торская впадина, обсерватория ИСЗФ в Торах
TURK	+0.91	-2/0	Западное окончание хребта Черная Грива, береговая линия Байкала, село Турка
ULCH	-1.94	-2/0	Улюнская ступень, село Улюкчикан
ULHU	-2.15	-6/-4	Западный склон острова Ольхон, бухта Песчанка
USHK	-3.13	-6/-4	Остров Большой Ушканий, бухта Пещерка
UZUR	-0.85	-6/-4	Восточный берег острова Ольхон, обсерватория ИСЗФ в Узурах
ZUND	-1.98	-4/-2	Приморский хребет, Зундукская ступень

Сравнительный анализ результатов GPS-нивелирования с данными карты СВДЗК СССР свидетельствует об определенных различиях в оценках, но также о наличии общих трендов и закономерностей. Принимая во внимание большую разницу значений, связанной, вероятно, с особенностями методов, при сравнительном анализе следует сфокусировать внимание на направлении движений. Унаследованная тенденция к погружению выявлена для пунктов, расположенных в центральной части Байкала - островах Большой Ушканий и Ольхон и п-ове Святой Нос (USHK, UZUR, ULHU, GATE, MONK, SNOS). При этом пункты, установленные на бортах впадины показывают существенные отличия от результатов нивелирования: скорости вертикальных движений, вычисленные с помощью GPS, для станций ANGA, ONGU, SARM и TURK характеризуются положительными значениями, в то время как карта СВДЗК относит их к районам опускания. Напротив, станция BCHV, по данным GPS,

испытывает опускание (на карте южное окончание Баргузинского хребта выделено как зона (0/+2)); подобная ситуация наблюдается также на постоянной станции LIST. Исключение в этом ряду составляет пункт ZUND, демонстрирующий продолжение полувекового тренда. Результаты измерений в южной части Байкала показывают единую направленность движений: станции SNOW, KULTи SLYU характеризуются положительным знаком, что согласуется с данными карты СВДЗК. Интересные значения были получены для пунктов, расположенных на противоположных бортах Баргузинской впадины. Станции ULCH и SUVO, по данным GPS, испытывают поднятие, при этом ULCH продолжает многолетнюю тенденцию, а SUVO, напротив, сменила знак и в настоящее время поднимается с максимальной для региона скоростью. Подобная ситуация наблюдается на станции TOR1.

Предполагая, что данные измерений, невзирая на особенности и ограничения, действительно отражают геодинамическую ситуацию, по результатам сравнительного анализа можно сделать следующие выводы. Блоки, составляющие Южно-Байкальскую впадину, на протяжении всего инструментального периода испытывают опускание; горы южного обрамления продолжают тенденцию к поднятию. Структуры западного и восточного обрамления, напротив, характеризуются инверсиями направлений (за исключением Зункдукской ступени). Улюнская ступень также продолжает многолетний тренд, сохраняя не только знак, но и скорость. Инверсии направления фиксируются в Торской и Баргузинской впадинах: в первом случае, станция расположена в центральной части котловины, во втором - на границе с предгорьем (в обоих случаях, реперы установлены на искусственных бетонных постаментов, погруженных в осадки).

Вышеописанные оценки скоростей поднятия были сопоставлены с результатами моделирования (таблица 7). Данные GPS-нивелирования в сводную таблицу не включались, поскольку большинство геодезических пунктов полигона расположены на значительном удалении от объектов моделирования и/или приурочены к разным тектоническим структурам.

Таблица 7. Значения скорости поднятия структур горного обрамления БРС по разным данным: значения первых двух колонок (Леви, 2008; Petit, 2009) характеризуют позднекайнозойский этап активизации в целом, прочие оценки ограничиваются плейстоцен-голоценовым периодом; данные СВДЗК характеризуют современные инструментальные скорости

Хребет	Скорость поднятия (мм/год)					
	Леви (2008)	Petit (2009)	Sankov (2000)	Карта СВДЗК	Другие данные	Результаты эксперимента
Байкальский	0.5	0.7	0.5	4-10	Н.д.	0.5
Баргузинский	0.4	1.1 (Саранхур) 1.2 (Шаманка)	0.5	(-2)-0	Н.д.	0.4 (Саранхур) 0.5 (Шаманка)
Кодар	0.5	Н.д.	0.5	(-2)-0	Н.д.	0.5
Муяканский	0.6	0.8-1	0.35	10-14	Н.д.	0.45
Святой Нос	0.3	0.7	Н.д.	(-2)-0	0.4-0.5 (Yefimova and Mats, 2003)	0.4
Северо-Муйский	0.5-0.6	0.3-0.7	0.95	2-14 (-2)-0	3-5 (Кульчицкий (1991))	0.35 (Янчукан)
Тункинский	0.5	Н.д.	Н.д.	0-2	0.8 (Arjannikova et al., 2018)	0.5
					0.5 (McCalpin, Khromovskikh, 1995)	
Южно-Муйский	0.6	0.6	1.05	6-12	3-5 (Кульчицкий (1991))	0.3 (Улан-Макит)
						0.4 (Муя)

Сопоставление результатов показывает общий порядок значений, полученных в результате эксперимента для позднекайнозойского этапа, с данными моделирования К. Пети [Petit et al., 2009] и оценками, вычисленными по данным «Карты неотектоники...» [Леви, 2008]. В сравнении с оценками французских коллег, результаты нашего моделирования отличаются несколько меньшими значениями, особенно существенная разница связана со структурами Баргузинского хребта. Здесь следует заметить, что включение в модель скорости поднятия, приближенной к 1 мм/год, приводит к реконструкции эскарпментов, отличающихся совершенно неправдоподобными морфометрическими параметрами. Большая степень соответствия наблюдается в сравнении с данными первой колонки. Эксперимент показал, что осредненные позднекайнозойских скоростей поднятия в БРС характеризуются относительно небольшими значениями и варьируют в узком диапазоне 0.3 – 0.5 мм/год. В сравнении с плейстоцен-голоценовыми оценками, полученные значения либо сопоставимы, либо

отличаются меньшими величинами. Данные современных инструментальных измерений демонстрируют значительно более высокие оценки.

Также результаты исследования были сопоставлены с данными современной (рис. 51) и палеосейсмичности (рис. 52).

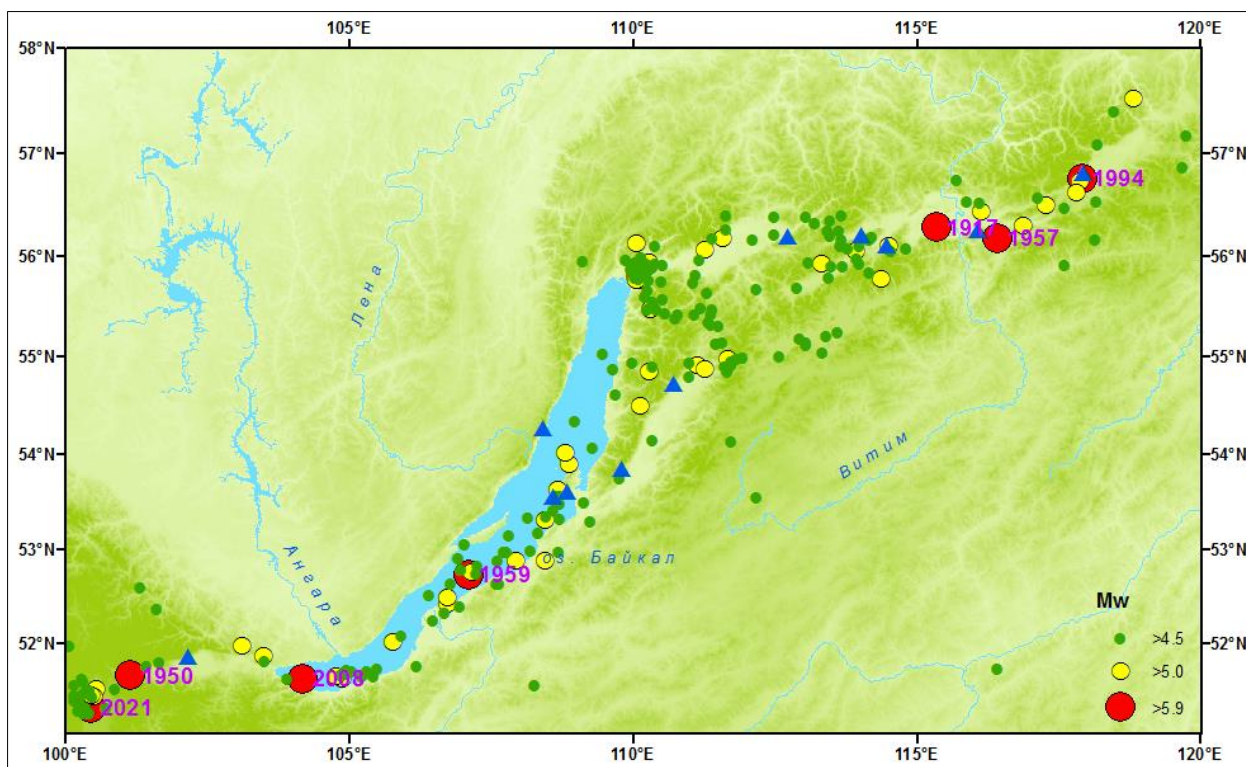


Рис. 51. Сильнейшие землетрясения БРС (1900 – н.в.) по данным каталога NEIC [www.usgs.gov]

Цифрами показаны даты крупнейших событий, треугольники - объекты моделирования.

Сравнительный анализ распределения эпицентров сильнейших землетрясений и результатов эксперимента не показывает прямых взаимосвязей между современной сейсмичностью и средней скоростью позднекайнозойского поднятия. Эскарпменты Kodar-6 и SM-27 приурочены к структурам, с которыми связаны крупнейшие землетрясения – Чарское (1994) и Муйское (1957). Вместе с тем, многие объекты реконструкции расположены на разломах, на которых за последнее столетие не происходили значительные события, что заставляет обратить на эти структуры особое внимание.

Последний тезис подтверждается анализом палеосейсмичности [Смекалин и др., 2010], предполагающим максимальные магнитуды на

разломах, в настоящее время не генерирующих сильные землетрясения (рис. 53): Тункинский (Tunka-24), Северо-Байкальский (Baikal-7), а также Улан-Макитский (SM-12) и Верхнеангарский (NMW-16). Кроме того, значительные палеоземлетрясения зафиксированы на Саранхурской (Barguzin-1) и Шаманской (Barguzin-22) кулисах Баргузинского разлома.

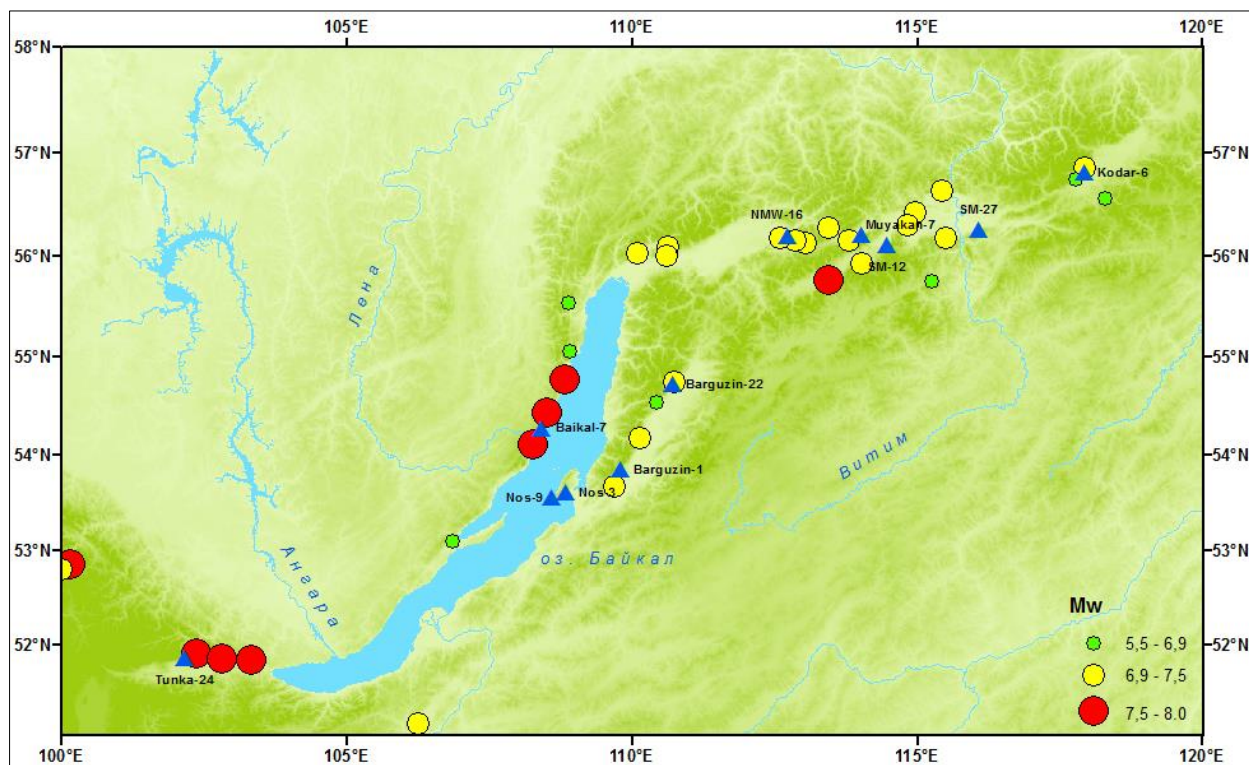


Рис. 52. Палеоземлетрясения БРС по данным [Смекалин и др., 2010]

Принимая во внимание потенциально высокую сейсмическую опасность разломов, на которых локализованы рассматриваемые эскарпменты, в перспективе планируется провести дополнительные реконструкции развития рельефа, используя опыт данного исследования, но для более молодых геологических эпох, с использованием цифровых картографических материалов высокого разрешения.

Выводы по главе

В главе представлены результаты сравнительного структурно-морфологического анализа объектов эксперимента и их горного окружения. Были дополнительно рассмотрены и пояснены результаты численного

моделирования и выявлены эскарпменты, морфологически и структурно подобные, объектам реконструкции. Это позволило, путем экстраполяции полученных оценок вертикальных движений, расширить географию значений и определить осредненные позднекайнозойские значения скорости поднятия плеч рифтовых впадин БРС. Результаты моделирования и экстраполяции были сопоставлены с оценками скоростей вертикальных движений, полученных другими авторами, современной и палеосейсмичностью БРС и данными по осадочному наполнению впадин.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного исследования был выполнен структурно-морфологический анализ приразломных блоковых структур (эскарпментов) горного обрамления впадин Байкальской рифтовой системы. Проведена классификация эскарпментов по структурным, морфологическим и морфометрическим признакам. На основании данной классификации были выделены относительно однородные объекты, формирование которых, как предполагается, связано с этапом позднекайнозойской тектонической активизации. Важнейшим морфологическим элементом этих структур являются треугольные тектогенные грани – фасеты, которые, в совокупности с другими элементами эскарпмента, можно рассматривать в качестве индикатора вертикальных тектонических движений. Одним из подобных объектов является эскарпмент, приуроченный к Саранхурской кулисе Баргузинского хребта и обрамляющий Улюнскую впадину-сателлит. Поскольку для данного эскарпмента мы располагаем сведениями о средней скорости позднекайнозойского поднятия (0.4 мм/год) и времени активизации (5 млн л.н.), полученными с помощью трекового датирования AFT [Jolivet et al., 2009], он выступил в роли эталонного объекта.

Инструментальную основу эксперимента составила программа комплексного математического моделирования эволюции рельефа CHILD [Tucker, 2010], любезно предоставленная автором. В ходе исследования программа была оптимизирована для реконструкции реалистичной сбросовой тектоники, разработаны новые методологические подходы. В результате моделирования эталонного эскарпмента были получены количественные параметры, отражающие аппроксимированные экзогеодинамические условия позднего кайнозоя БРС. Одно из важнейших условий моделирование заключалось в следующем: набор «экзогенных» параметров (русловая эрозия, склоновые процессы, режим выпадения атмосферных осадков и др.), вычисленный для эталонного объекта, в масштабе позднего кайнозоя, является общим для остальных, морфологически однородных, эскарпментов БРС.

Таким образом, вариации параметров зависят только от локальной геометрии объектов, а морфометрические различия связаны, преимущественно, с разными скоростями поднятия и/или временем активизации. Последний фактор определялся на основании датировок В.Д. Маца [Мац и др., 2008] и М. Жоливе [Jolivet et al., 2011] – 3.5 и 5 млн лет, соответственно. Автор предположил, что правомерны оба варианта, но возраст активизации отдельных структур неодинаков для всей БРС, т.е. одним объектам соответствует более ранняя оценка, другим – более поздняя. Каждый выбранный эскарпмент тестировался в двух вариантах времени и в диапазоне скоростей 0.2 – 0.8 мм/год. Для некоторых объектов, отличающихся сравнительно малыми высотами и слабым врезом, был предположен еще более молодой возраст активизации, и тестирование проводилось в диапазоне 1 – 3.5 млн лет.

Искомым результатам моделирования являлось достижение реконструированной поверхности, максимально соответствующей реальному рельефу. В качестве непосредственного численного индикатора в каждом эскарпменте выступала одна, максимально сохранившаяся, фасета. Соответственно, моделирование выполнялось не для реального эскарпмента, а для абстрактной поверхности, имитирующей чередование водоразделов одинаковой ширины, равной ширине, выбранной фасеты. Такое решение представляется обоснованным при условии, что основные черты современной дренажной сети унаследованы от более ранней системы, в эмбриональной форме существовавшей на момент начала активизации поднятия.

В результате моделирования были реконструированы сценарии позднекайнозойского развития 11 эскарпментов, приуроченных к различным горным сооружениям БРС (Байкальский и Баргузинский хребты, Святоносское поднятие, Кодар, Северо- и Южно-Муйский хребты, Тункинские гольцы). Эксперимент показал, что осредненные скорости позднекайнозойского поднятия варьируют в коротком диапазоне 0.3 – 0.5 мм/год. При этом для большинства объектов установлена тенденция к

формированию устойчивого рельефа, что затрудняет определение возраста активизации для отдельных объектов. Таким образом, оценки времени начала позднекайнозойского поднятия, приведенные в тексте работы, следует рассматривать как условные, основанные на относительных морфологических различиях между эскарпментами. Вместе с тем, значения скорости вертикальных движений, полученные в моделях, можно считать вполне обоснованными. Также было установлено, что оценки скорости поднятия и измеренные высоты реальных фасет находятся в сильной корреляционной зависимости. Было выдвинуто предположение, что эскарпменты со структурно-морфологическими и морфометрическими характеристиками, подобными объектам моделирования, и/или расположенные с ними на едином сегменте разлома, должны испытывать те же скорости поднятия. Руководствуясь этим наблюдением, путем комплексного морфотектонического анализа, удалось существенно расширить географию оценок и в результате определить аппроксимированные значения скорости поднятия плеч рифта для большинства впадин БРС.

В завершающей части работы был проведен сравнительный анализ результатов моделирования и экстраполяции с данными других исследователей, полученных для плиоцен-четветичного, плейстоцен-четвертичного, голоценового и современного периодов. Реконструированные скорости показали либо меньшие, либо сопоставимые значения.

Сравнение результатов эксперимента с сейсмичностью и осадконакоплением во впадинах БРС не выявило прямых взаимосвязей, однако указало одно из направлений дальнейших исследований. Количественная оценка геологических процессов, охватывающих весь позднекайнозойский этап, несомненно важна для лучшего понимания геодинамики этого периода. В практическом отношении, подобные данные могут быть полезны при поиске россыпных полезных ископаемых и ретроспективных построений при проектировании крупных инженерных сооружений. Однако в контексте современной геодинамики, более важной

представляется определение параметров молодых и современных вертикальных движений. Методологическая основа, заложенная в данной работе, при должной адаптации и применении ЦМР с большим разрешением, может быть использована для оценки голоценовых процессов. Перспективы дальнейшего моделирования собственно позднекайнозойских структур заключаются в универсализации методики, которая бы позволила снизить роль избирательности при поиске объектов моделирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафонов Б.П. Экзолитодинамика Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. 176 с.
2. Артюшков Е.В. Новейшие поднятия земной коры на континентах как следствие резкого размягчения мантийной литосферы и ее замещения астеносферой / Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектонического совещания. Том 1. М.: ГЕОС, 2008. С. 31–34.
3. Балла З.К., Кузьмин М.И., Леви К.Г. Кинематика раскрытия Байкала // Геотектоника, 1990, №2, с. 86—91.
4. Бронгулеев В.Вад. Некоторые особенности развития ступенчатых склонов: результаты кинематического моделирования // Геоморфология. 2009. № 2. С. 3-11.
5. Бронгулеев В.Вад. Трехмерная кинематическая модель эволюции склонов // Геоморфология. 2011. № 1. С. 3-12.
6. Бронгулеев В.Вад. Взаимодействие эндогенных и экзогенных процессов при росте локальных морфоструктур // Геоморфология. 2013. № 1. С. 3-11.
7. Буслов М.М. Геодинамическая природа Байкальской рифтовой зоны и ее осадочного выполнения в мел-кайнозойское время: эффект дальнего воздействия Монголо-Охотской и Индо-Евразийской коллизий // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (9), с. 1245—1255
8. Бызов Л.М., Саньков В.А., Добрынина А.А., Лухнев А.В. Соотношение горизонтальных и вертикальных движений в зоне сжатия континентальной литосферы // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектонического совещания. Том 2. – М.: ГЕОС, 2008. – С.118-122.
9. Бызов Л.М., Саньков В.А. О соотношении горизонтальных и вертикальных движений земной коры // Кайнозойский континентальный рифтогенез: материалы Всероссийского научного симпозиума, посвященного памяти

- Н.А. Логачева. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. Т.1. С.86-87.
10. Бызов Л.М., Саньков В.А. Опыт комплексного математического моделирования позднекайнозойской эволюции рельефа Баргузинского хребта // Материалы Всероссийской конференции с участием иностранных учёных «Процессы самоорганизации в эрозионно-русловых системах и динамике речных долин «Fluvial systems-2012» (г. Томск, 3-12 июля 2012 г.) – Томск: ИМКЭС СО РАН. – С. 41-42.
 11. Бызов Л.М., Саньков В.А. Реконструкция развития рельефа на сбросовых уступах в Байкальском рифте с применением методов математического моделирования // Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы: Материалы Второго Всероссийского симпозиума с международным участием и молодежной научной школы, посвященных памяти академиков Н.А. Логачева и Е.Е. Милановского / Под редакцией С.В. Рассказова, А.М. Никишина, С.П. Приминной. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2013. – В 2-х томах. – Т. 2. – С.49-53.
 12. Бызов Л.М., Саньков В.А. Математическое моделирование эволюции рельефа сбросового уступа на примере Святоносского поднятия (Байкальская впадина) // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле». 2015. Т. 12. С. 12–22.
 13. Бызов Л.М. Математическое моделирование позднекайнозойской эволюции сбросовых уступов Байкальской рифтовой системы // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе Материалы III Всероссийского совещания и II Всероссийской молодежной школы по современной геодинамике (Иркутск, 19–23 сентября 2016 г.) – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2016. – С. 212-214.
 14. Бызов Л.М. Комплексное математическое моделирование эволюции горного обрамления впадин Байкальской рифтовой системы // Материалы IV Байкальской молодежной научной конференции по геологии и

- геофизике (Улан-Удэ – Горячинск, 21-26 августа 2017) – Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 2017. – С.44-45.
15. Бызов Л.М. Эволюция горного обрамления впадин Байкальской рифтовой системы в позднем кайнозое // Солнечно-земные связи и геодинамика Байкало-Монгольского региона: результаты многолетних исследований и научно-образовательная политика (к 100-летию ИГУ) : тез. докл. XII Рос.-монг. междунар. конф. / РАН, Сиб. отд-ние, Иркут. науч. центр, Ин-т земной коры, Ин-т солн.- зем. физики. – Иркутск: Изд-во ИГУ, 2018. – С. 62-63.
 16. Бызов Л.М. Цифровая реконструкция формирования горного обрамления впадин БРС // 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.) / Под редакцией С.В. Рассказова, С.П. Приминной. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2019. – С. 42-43.
 17. Бызов Л.М. Оценка скоростей позднекайнозойских вертикальных движений горного обрамления впадин Байкальской рифтовой системы по результатам математического моделирования эволюции рельефа // Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ: тезисы докладов Всероссийского совещания с участием приглашенных исследователей из других стран, посвященного памяти профессора С.И. Шермана. Иркутск, 26–30 апреля 2021 г. / ФГБУН ИЗК СО РАН; ФГБОУ ВО «ИГУ»; отв. ред. К. Ж. Семинский. – Иркутск: Издательство ИГУ, 2021 – С. 111-112.
 18. Васильев Е.П., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З. Соотношение древней и кайнозойской структур на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны// ДАН. – 1997. – Т. 353, № 6. – С. 789–792.
 19. Воробьева Г.А., Мац В.Д., Шимараева М.К. Палеоклиматы позднего миоцена, плиоцена и эоплейстоцена Байкальского региона // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 38, № 8. – С. 82– 96

20. Георгиевский Б.В. Численное моделирование режимов развития новейших геоморфологических структур // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Мат-лы XXXIX тектонического совещания. Т.1. М.: ГЕОС, 2006, с. 142-145.
21. Георгиевский Б.В. Моделирование процессов рельефообразования Восточно-Уральского плато в аспекте характеристики неотектонического режима развития / Матер. XV междунар. конф. «Ломоносов», М.: МГУ, 2008.
22. Георгиевский Б.В. Новейший геодинамический режим и обстановки четвертичной седиментации Восточно-Уральского плато: дисс. канд. геол.-мин. наук. МГУ, Москва, 2008
23. Герасимов И. П. О роли В. М. Дэвиса в развитии современной геоморфологии, «Изв. АН СССР. Серия географическая», 1956, № 1.
24. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Тектоника плит Байкальской горной области и Станового хребта // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240. № 3. С. 669-672.
25. Зоненшайн Л.П., Казьмин В.Г., Кузьмин М.И. Новые данные по истории Байкала: результаты наблюдений с подводных обитаемых аппаратов // Геотектоника, 1995, № 3, с. 46—58.
26. Зорин Ю А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971. 168 с.
27. Казьмин В.Г., Гольмшток А.Я., Клитгорд К., Мур Т., Хатчинсон Д., Шольц К., Вебер Е. Строение и развитие района Академического хребта по данным сейсмических и подводных исследований (Байкальский рифт) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. №. 10. С. 164–176.
28. Карта современных вертикальных движений земной коры СССР. – М.: ГУГК СССР, 1988.
29. Кочарян Г.Г., Кишкина С.Б., Новиков В.А., Остапчук А.А. - Медленные перемещения по разломам: параметры, условия возникновения,

- перспективы исследований // Геодинамика и Тектонофизика – 2014 – т.5, №4. - С.863 – 891. Doi: 10.5800/GT – 2014 - 5 – 4 – 0160.
30. Кульчицкий А.А. Скорость накопления верхнеплейстоценовых отложений Верхнеангарской и Муйско-Куандинской впадин Байкальской рифтовой зоны // Докл. АН СССР, 1991, т. 320, № 4, с. 941-945.
 31. Ламакин В.В. Неотектоника Байкальской впадины. -М., Наука, 1968
 32. Леви К.Г. Неотектонические движения в сейсмоактивных зонах литосферы. Тектонофизический анализ. – Новосибирск: Наука, 1991. – 166 с
 33. Леви К.Г. Карта неотектоники северо-восточного сектора Азии м-ба 1:75000000. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008
 34. Леви К.Г., Мирошниченко А.И., Козырева Е.А., Кадетова А.В.. Модели эволюции озерных бассейнов Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене // Известия Иркутского Государственного Университета. Серия: «Геоархеология. Этнология. Антропология». 2015. Том 11.
 35. Логачев Н.А., Флоренсов Н.А. Байкальская система рифтовых долин // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 19-30.
 36. Логачев Н.А., Рассказов С.В., Иванов А.В. и др. Кайнозойский рифтогенез в континентальной литосфере // Литосфера Центральной Азии. Новосибирск, 1996. С. 57-80.
 37. Логачев Н.А. Главные структурные черты и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Физическая мезомеханика. 1999. Т. 2. № 1-2. С. 163-170.
 38. Логачев Н.А. Об историческом ядре Байкальской рифтовой зоны // Докл. РАН. 2001. Т. 376. № 4. С. 510-513.
 39. Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 391-406.
 40. Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н. Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2009, 316 с.

41. Лунина О.В. Цифровая карта разломов для плиоцен-четвертичного этапа развития земной коры юга Восточной Сибири и сопредельной территории Северной Монголии // Геодинамика и тектонофизика. – 2016. – Т. 7. – № 3. – С. 407-434.
42. Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Кале Э. Вращения и деформации земной поверхности в Байкало-Монгольском регионе по данным GPS-измерений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, №7. С. 1006–1017.
43. Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.А., Бызов Л.М., Саньков А.В., Башкуев Ю.Б., Дембелов М.Г., Кале Э. Современные деформации земной коры в области сочленения сегментов рифтов центральной части Байкальской рифтовой системы по данным GPS геодезии // Геология и геофизика, 2013. Т. 54. № 11. С. 1814-1825.
44. Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Саньков А.В., Бызов Л.М. Тектонические деформации и последующие сейсмические события юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы по данным GPS-измерений // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле, 2021, Т. 500, №1. – С. 58-63.
45. Мац В.Д. Байкальский рифт: Плиоцен (миоцен) - четвертичный эпизод или продукт длительного развития с позднего мела под воздействием различных тектонических факторов. Обзор представлений. Геодинамика и тектонофизика. 2015; 6(4):467-490.
46. Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины. Новосибирск: СО РАН, 2001. 251 с.
47. Московкин, В.М. Математическая модель развития подрезанного склона и ее приложение к вопросу его устойчивости / В.М. Московкин, А.М. Трофимов // Геоморфология. – 1980. – № 2. – С. 57-65.
48. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. 358 с.
49. Никишин А.М., Ершов А.В. и др. Геоисторический и геодинамический анализ осадочных бассейнов. Санкт-П.: Изд-во ВСЕГЕИ.1999.- 523с.

50. Павловский Е. В. 1941. Проблема происхождения впадины озера Байкал.— Природа, № 3—4.
51. Павловский Е.В. Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири и великого рифта Африки и Аравии // Известия АН СССР, Сер. геол. 1948, № 5.
52. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7–41.
53. Пенк В. Морфологический анализ: Пер. с нем. / Вальтер Пенк. — М.: Географгиз, 1961. — 360 с.
54. Полянский О.П. Континентальный рифтогенез и метаморфическая зональность как следствие термических процессов в литосфере: Автореф. дис. ... д. г.-м. н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2006, 36 с
55. Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: ВО «Наука». Сибирская издательская фирма, 1993. 288 с.
56. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Иванов А.В. Корреляция позднекайнозойских тектонических и магматических событий Байкальской рифтовой системы с событиями на юго-востоке Евразийской плиты // Геотектоника. 1998. № 4. С. 25–40.
57. Рассказов С.В., Лямина Н.А., Лузина И.В., Черняева Г.П., Чувашова И.С., Усольцева М.В. Отложения Танхойского третичного поля, Южнобайкальская впадина: стратиграфия, корреляция и структурные перестройки в Байкальском регионе // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 4. – С. 993-1032.
58. Салоп Л. И. 1967. Геология Байкальской горной области, т. II. Магматизм, тектоника, история геологического развития. М., Изд-во «Недра».
59. Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Бызов Л.М., Дембелов М.Г., Кале Э., Девершер Ж. Растяжение в Байкальском

- рифте: современная кинематика пассивного рифтогенеза // Доклады Академии наук, 2009, Т.424. №5. – С. 664–668.
60. Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Бызов Л.М., Ашурков С.В., Ефимова И.М., Саньков А.В., Башкуев Ю.Б., Дембелов М.Г., Гацуцев А.В. Изучение кинематики разломов центральной части Байкальского рифта с применением комплекса радиогеодезических и геолого-геофизических методов // Электронный сборник докладов «Зондирование земных покровов радарми с синтезированной апертурой», Улан-Удэ, 2010 издание JRE – ИРЭ им. В.А.Котельникова РАН, Москва 2010 г.
61. Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Добрынина А.А., Ашурков С.В., Бызов Л.М., Дембелов М.Г., Кале Э., Девершер Ж. Современные горизонтальные движения и сейсмичность южной части Байкальской впадины (Байкальская рифтовая система) // Физика Земли. 2014. № 6. С. 70–79. doi:10.7868/S0002333714060076.
62. Саньков В. А., Лухнев А. В., Мирошниченко А. И., Перевалова Н. П., Добрынина А. А., Саньков А. В., Лебедева М. А. Современные вертикальные движения земной коры Байкальского региона: длительные тренды и временные вариации/ Актуальные проблемы науки Прибайкалья. Выпуск 2. 2017 г. / Отв. ред. И. В. Бычков, А. Л. Казаков. – Иркутск: Изд-во Ин-та географии им. В. Б. Сочавы СО РАН, 2017. – 235 с.
63. Саньков В.А., Парфеевец А.В., Мирошниченко А.И., Бызов Л.М., Лебедева М.А., Саньков А.В., Добрынина А.А., Коваленко С.Н. Позднекайнозойское разломообразование и напряженное состояние юго-восточной части Сибирской платформы // Геодинамика и тектонофизика, 2017, Т. 8, № 1. – С. 81-105.
64. Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Имаев В.С. Палеоземлетрясения Прибайкалья: методы и результаты датирования // Геотектоника. – 2010. – № 2. – С. 77-96.

65. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. Методы трекового датирования и структурного анализа. М.: Наука, 2008. 317 с.
66. Солоненко В. П. 1965. Живая тектоника в плейстосейстовой области Муйского землетрясения.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
67. Толковый словарь английских геологических терминов. МЦГК Геокарт, Москва, 2002 г., 644 стр.
68. Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А. Плиоцен_четвертичное горообразование в Центральном Тянь_Шане и его механизм // Геотектоника.2008. № 2. С. 128–145.
69. Трофимов А.М., Московкин В.М. Математическое моделирование в геоморфологии склонов. Казань: Изд-во КазГУ, 1983. 218 с.
70. Уфимцев Г. Ф. Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. — Новосибирск: Наука, 1992. — 216 с
71. Флоренсов Н.А., Ивановский Л.Н., Уфимцев Г.Ф. и др. Процессы формирования рельефа Сибири. Новосибирск: Наука, 1987. 185 с.
72. Хатчинсон Д.Р., Гольмшток А.Ю., Зоненшайн Л.П. и др. Особенности строения осадочной толщи озера Байкал по результатам многоканальной сейсмической съемки // Геология и геофизика. – 1993. – Т. 34, № 10–11. – С. 25–36.
73. Шерман С.И., Леви К.Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны // ДАН СССР. – 1977. – Т. 233, № 2. – С. 461–464.
74. Abrahams, A.D. 1968: Distinguishing between the concepts of steady-state and dynamic equilibrium. Earth Science Journal 2, 160-66.
75. Ahnert F., Brief description of a comprehensive three-dimensional process-response model of landform development, Z. Geomorphol. Suppl., 25, 29-49, 1976.

76. Anderson R.J., Bledsoe B.P., and Hession W.C.. 2004. Stream and River Width Response to Vegetation, Bank Material, and Other Factors. *Journal of the American Water Resources Association* 40:1159-1172.
77. Armstrong, A. C., A three-dimensional simulation of slope forms, *Z. Geomorphol. Suppl.*, 25, 20-28, 1976.
78. Arzhannikova, A., Arzhannikov, S., Braucher, R., Jolivet, M., Aumaître, G., Bourlès, D., Keddadouche, K., 2018. Morphotectonic analysis and ¹⁰Be dating of the Kyngarga river terraces (southwestern flank of the Baikal rift system, South Siberia). *Geomorphology* 303, 94–105. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.11.019>.
79. Arzhannikova A., Arzhannikov S. Morphotectonic and paleoseismological studies of Late Holocene deformation along the Primorsky Fault, Baikal Rift // *Geomorphology*. 2019. V. 342. P. 140–149.
80. Attal M., Tucker G.E., Whittaker A.C., Cowie P.A. and Roberts G.P. (2008) Modeling fluvial incision and transient landscape evolution: Influence of dynamic channel adjustment. *Journal of Geophysical Research - Earth Surface*, v.113, F03013, doi:10.1029/2007JF000893.
81. Baljinnyam, I., Bayasgalan, A., Borisov, B.A., Cisternas, A., Dem'yanovich, M.G., Ganbaatar, L., Kochetkov, V.M., Kurushin, R.A., Molnar, P., Philip, H. and Vashchilov, Y.Y., Ruptures of Major Earthquakes and Active Deformation in Mongolia and its Surroundings. *Geol. Soc. Am., Mem.* 181, 62 pp., 1993.
82. Beaumont C., Fullsack P., Hamilton J. (1992) Erosional control of active compressional orogens. In: McClay K.R. (eds) *Thrust Tectonics*. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-011-3066-0_1
83. Beven K.J. and Kirkby M.J., 1979, A physically based variable contributing area model of basin hydrology: *Hydrological Sciences Bulletin*, v. 24, no. 1, p. 43-69.
84. Bierman, Paul R., and David R. Montgomery. *Key Concepts in Geomorphology*. 2014.

85. Bogaart P.W., Tucker G.E. and de Vries, J.J. 2003: Channel network morphology and sediment dynamics under alternating periglacial and temporal regimes: a numerical simulation study. *Geomorphology* 54, 257–77.
86. Bogaart P. W., van Balen R. T., Kasse C. and Vandenberghe, J. 2003. Process-based modelling of fluvial system response to rapid climate change—I: model formulation and generic applications. *Quaternary Science reviews* 22: 2077-2095
87. Braun, J., and C. Beaumont, A physical explanation for the relation between flank uplifts and the breakup unconformity at rifted continental margins, *Geology*, in press, 1989.
88. Braun J, Sambridge M. 1997. Modelling landscape evolution on geological time scales: a new method based on irregular spatial discretization. *Basin Research* 9: 27–52.
89. Bridge J.S. and Dominic D.F., 1984, Bed load grain velocities and sediment transport rates: *Water Resources Research*, v. 20, p. 476490.
90. Buffington, J. M., and D. R. Montgomery (1997), A systematic analysis of eight decades of incipient motion studies, with special reference to gravel-bedded rivers, *Water Resour. Res.*, 33, 1993–2029, doi:10.1029/96WR03190
91. Bull, W.B. 2007: *Tectonic geomorphology of mountains: a new approach to paleoseismology*. Oxford: Blackwell. 328 pp.
92. Bullard, E. C., Gravity measurements in East Africa, *Philos. Trans.R. Soc. London, Ser. A*, 235,445-531, 1936.
93. Byzov L.M., Sankov V.A. Numerical reconstruction of Late-Cenozoic evolution of normal-fault scarps in Baikal Rift Zone // *Geophysical Research Abstracts* Vol. 16, EGU2014-556, 2014
94. Calais E., Vergnolle M., San'kov V., Likhnev A., Miroshnichenko A., Amarjargal Sh., Deverchere J. GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994–2002): Implications for current kinematics of Asia // *J. Geophys. Res.*, 2003, v. 108, № B10, 2501, doi:10.1029/2002JB002373.

95. Carretier S. and Lucazeau F. (2005), How does alluvial sedimentation at range fronts modify the erosional dynamics of mountain catchments?, *Basin Res.*, 17, 361– 381.
96. Chase C. G., Fluvial land sculpting and the fractal dimension of topography, *Geomorphol.* 5, 39–57 (1992).
97. Chemenda, A., Déverchère, J., Calais, E. Three-dimensional laboratory modelling of rifting: application to the Baikal Rift, Russia // *Tectonophysics*. 2002. V. 356. P. 253–273.
98. Clevis Q., de Boer P.L. and Wachter M. (2003) Numerical modelling of drainage basin evolution and three-dimensional alluvial fan stratigraphy. *Sed. Geol.*, 163, 85–110.
99. Clevis Q., Tucker G.E., Lock G., Lancaster S.T., Gasparini N.M. and Desitter, A. (2006) A simple algorithm for the mapping of TIN data onto a static grid: applied to the stratigraphic simulation of river meander deposits *Computers and Geosciences*, v. 32, p. 749-766.
100. Collins D.B.G., Bras R.L. and Tucker G.E., 2004, Modeling the effects of vegetation-erosion coupling on landscape evolution: *Journal of Geophysical Research*, v. 109, p. F03004, doi: 10.1029/2003JF000028
101. Coulthard T.J., Kirkby M.J., Macklin M.G. 1999. Modelling the impacts of Holocene environmental change on the fluvial and hillslope morphology of an upland landscape, using a cellular automaton approach. In *Fluvial Processes and Environmental Change*, Brown AG, Quine TM (eds). Wiley: New York; 31–47.
102. 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 Research* 18: 231–66.
103. Cowie P. A., Whittaker A. C., Attal M., Roberts G. P., Tucker G. E. and Ganas A. (2008), New constraints on sediment-flux-dependent river incision: Implications for extracting tectonic signals from river profiles, *Geology*, 36, 535–538, doi:10.1130/G24681A.1.

104. Crave A. and Davy P. (2001), A stochastic “precipitation” model for simulating erosion/sedimentation dynamics, *Comput. Geosci.*, 27(7), 815–827, doi:10.1016/S0098-3004(00)00167-9.
105. Culling W. E. H., Analytical theory of erosion, *J. Geol.*, 68, 336-344, 1960.
106. Culling W. E. H., Soil creep and the development of hillside slopes, *J. Geol.*, 71, 127-161, 1963.
107. Culling W. E. H., Theory of erosion on soil-covered slopes, *J. Geol.*, 73, 230-254, 1965.
108. Das S., Filson J.R. On tectonics of Asia // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 28, № 2, p. 241—153.
109. Davis W. M., The convex profile of badland divides, *Science*, 20, 245, 1892.
110. Davy P., Lague D., 2009. Fluvial erosion/transport equation of landscape evolution models revisited. *Journal of Geophysical Research* 114 <http://dx.doi.org/10.1029/2008JF001146>.
111. DeLong S.B., Pelletier J.D., Arnold L.J. (2011) Late Holocene alluvial history of the Cuyama River, California, USA. *Geological Society of America Bulletin* 123: 2160–2176.
112. Densmore, A. L., M. A. Ellis, and R. S. Anderson (1998), Landsliding and the evolution of normal-fault-bounded mountains, *J. Geophys. Res.*, 103, 15,203–15,219.
113. DePolo, C. M., & Anderson, J. G. (2000). Estimating the slip rates of normal faults in the Great Basin, USA. *Basin Research*, 12(3-4), 227-240.
114. Dragert H., Wang K., James T.S., 2001. A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface. *Science* 292 (5521), 1525–1528. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1060152>.
115. Eagleson P.S., 1978. Climate, soil, and vegetation: 2. The distribution of annual precipitation derived from observed storm sequences. *Water Resources Research* 14, 713–721.

116. Ellis, M. A., A. L. Densmore, and R. S. Anderson (1999), Development of mountainous topography in the Basin Ranges, USA, *Basin Res.*, 11, 21–41, doi:10.1046/j.1365-2117.1999.00087.x.
117. Evans K.G., Saynor M.J., Willgoose G.R., Riley S.J.. 2000. Post-mining landform evolution modelling: 1. Derivation of sediment transport model and rainfall±runoff model parameters. *Earth Surface Processes and Landforms*.
118. Fleurant C., Tucker G.E. and Viles H.A. (2008) Modelling cockpit karst landforms. In: Gallagher, K., Jones, S.J., and Wainwright, J., eds., *Landscape Evolution: Denudation, Climate and Tectonics over Different Time and Space Scales*. Geological Society of London Special Publication 296.
119. Flores-Cervantes J.H., Istanbuluoglu E. and R.L. Bras (2006) Development of gullies on the landscape: A model of headcut retreat resulting from plunge pool erosion, *Journal of Geophysical Research - Earth Surface*.
120. Gallagher K. Uplift, denudation, and their causes and constraints over geological timescales. Roberts D.G. and Bally A.W. *Regional Geology and Tectonics: Principles of Geologic Analysis*, Elsevier, pp.609-644, 2012.
121. Garcia-Castellanos D., Fernandez M., Torne M. et al., 1997. Numerical modeling of foreland basin formation: a program relating thrusting, flexure, sediment geometry and lithosphere rheology. *Comput. Geosci.* 23 Ž9., 993–1003.
122. Garcia-Castellanos D., Fernandez M. and Torne M., Modeling the evolution of the Guadalquivir foreland basin (southern Spain), *Tectonics*, 21(3), 1018, doi::10.1029/2001TC001339, 2002.
123. Gasparini N.M., Bras R.L. and Whipple K.X. (2006) Numerical modeling of non-steady-state river profile evolution using a sediment-flux-dependent incision model, in *Tectonics, climate and landscape evolution*, S. Willett, N. Hovius, M. Brandon & D. Fisher, eds., *GSA Special Paper 398, Penrose Conference Series*, Geological Society of America, pp 127-141.
124. Gilbert G.K. (1877) – Report on the Geology of the Henry Mountains. Government Printing Office, Washington DC, 160 p.

125. Gilbert G. K., The convexity of hilltops, *J. Geol.*, 27(4), 344-350, 1909
126. Hancock G.R., Evans K.G., Willgoose G.R., Moliere D.R., Saynor M.J., Loch R.J.. 2000. Medium term erosion simulation of an abandoned mine site using the SIBERIA landscape evolution model. *Aust. J. Soil Res.* 38: 249–63
127. Hanks T.C., Bucknam R.C., Lajoie K.R. and Wallace R.E., Modification of wave-cut and faulting-controlled landforms, *J. Geophys. Res.*, 89, 5771-5790, 1984.
128. Hirano M., Mathematical model and the concept of equilibrium in connection with slope shear ratio, *Z. Geomorphol. Suppl.*, 25, 50-71, 1976.
129. Howard A.D., A detachment-limited model of drainage basin evolution, *Water Resour. Res.*, 30(7), 2261-2285, 1994.
130. Howard A.D., Dietrich W.E., Seidl M.A., 1994. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *Journal of Geophysical Research* 99 (B7), 13,971–913,986.
131. Istanbuluoglu E. and Bras R. L. (2005), Vegetation-modulated landscape evolution: Effects of vegetation on landscape processes, drainage density, and topography, *J. Geophys. Res.*, 110, F02012, doi:10.1029/2004JF000249.
132. Jimenez-Munt I., Garcia-Castellanos D., Negredo A.M. and Platt J.P. (2005), Gravitational and tectonic forces controlling postcollisional deformation and the present-day stress field of the Alps: Constraints from numerical modeling, *Tectonics*, 24, TC5009, doi:10.1029/2004TC001754.
133. Jolivet M., De Boisgrollier T., Petit C., Fournier M., San'kov V.A., Ringenbach J.-C., Byzov L.M., Miroshnichenko A.I., Kovalenko S.N., Anisimova S.V. How old is the Baikal rift zone? Insight from apatite fission track thermochronology // *Tectonics*, 2009, v. 28, doi:10.1029/2008 TC002404.
134. King L.C. (1968) – Scarps and tablelands. *Zeitschrift für Geomorphologie* 12, 114-115.
135. Kirkby M. J., Hillslope process-response models based on the continuity equation, *Inst. Br. Geogr. Spec. Publ.*, 3, 15-30, 1971.

136. Kooi H. and Beaumont C., Escarpment evolution on high-elevation rifted margins: Insights derived from a surface processes model that combines diffusion, advection, and reaction, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol.28, issue.B6, pp.12191-12209, 1994.
137. Kuszniir, N.J., G. D. Karner, and S. Egan, Geometric, thermal and isostatic consequences of lithospheric extension using low angle faults and detachments, *Basins of Eastern Canada and Worldwide Analogues*, edited by C. Beaumont and A. J. Tankard, *Mem.Can. Soc. Petrol. Geol.*, 12, 185-203, 1987.
138. Kuzmin, M. I., E. B. Karabanov, A. A. Prokopenko, V. F. Gelety, V. S. Antipin, D. F. Williams, and A. N. Gvozdkov, Sedimentation processes and new age constraints on rifting stages in Lake Baikal: Results of deep water drilling, *Int. J. Earth Sci.*, 89, 183– 192, 2000.
139. Lancaster S.T., Hayes S.K., Grant G.E., 2003. Effects of wood on debris flow runout in small mountain watersheds. *Water Resour. Res.*, 39(6): 1168 (doi: 10.1029/2001WR001227).
140. Leopold, L. B., and Langbein, W. B., 1962: The concept of entropy in landscape evolution. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 500-A: 20 pp.
141. Leopold L. and Maddock T., 1953, The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications: Professional Paper 252, United States Geological Survey.
142. Lister, G. S., M. A. Etheridge, and P. A. Symonds, Detachment faulting and the evolution of passive continental margins, *Geology*, 14, 246-250, 1986.
143. Logatchev, N.A. & Zorin, Y.A.. (1987). Evidence and causes of the two-stage development of the Baikal rift. *Tectonophysics*. 143. 225-234. 10.1016/0040-1951(87)90092-8.
144. Luo W., Peronja E., Duffin K., Stravers A. J., 2006, Incorporating Nonlinear Rules in a Web-based Interactive Landform Simulation Model (WILSIM), *Computers and Geosciences*, v. 32, n. 9, p. 1512-1518
145. McCalpin, J. and Khromovskikh, V., 1995. Holocene paleosismicity of the Tunka fault (Baikal, Russia). *Tectonics*, 14, 594–605.

146. Miller S.N., Slingerland R.L. 2006. Topographic advection on fault-bend folds: inheritance of valley positions and the formation of wind gaps. *Geology* 34: 769–772.
147. McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary science letters*, 40, 25-32
148. Molnar P., Tapponier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision// *Science*. 1975. Vol. 189. P. 1959-1982.
149. Mudd, S. M., M. Attal, D. T. Milodowski, S. W. Grieve, and D. A. Valters (2014), A statistical framework to quantify spatial variation in channel gradients using the integral method of channel profile analysis, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 119, 138–152, doi:10.1002/2013JF002981
150. O'Loughlin E.M., 1986, Prediction of surface saturation zones in natural catchments: *Water Resources Research*, v. 22, p. 794-804.
151. Petit, C., Déverchère, J., Houdry, F., San'kov, V.A., Melnikova, V.I., Delvaux, D. Present-day stress field changes along the Baikal rift and tectonic implications // *Tectonics*. 1996. V. 15 (6). P. 1171-1191.
152. Petit, C. and Fournier, M. Present-day velocity and stress fields of the Amurian Plate from thin-shell finite-element modelling // *Geophysical Journal International*. 2005. V. 160(1). P. 357-369.
153. Petit, C., Gunnell, Y., Gonga-Saholiariliva, N., Meyer, B., & Seguinot, J. (2009). Faceted spurs at normal fault scarps: Insights from numerical modeling. *Journal of Geophysical Research*, 114, B05403. <https://doi.org/10.1029/2008JB005955>
154. Petit, C., Meyer, B., Gunnell, Y., Jolivet, M., San'kov, V., Strak, V., Gonga-Saholiariliva, N., 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 (2009) doi:10.1029/2009TC002555.
155. Petit C., Gunnell Y., Gonga-Saholiariliva N., Meyer B., and Seguinot J. (2009), Faceted spurs at normal fault scarps: Insights from numerical modeling, *J. Geophys. Res.*, 114, B05403 doi:10.1029/2008JB005955.

156. Radbruch D.H., Bonilla M.G. and others, Tectonic Creep in the Hayward Fault Zone California: U.S. Geol. Survey Circ. 525, 13 p.
157. Refice A., Giachetta, E., Capolongo, D.; 2012. SIGNUM: A Matlab, TIN-based landscape evolution model. *Computers & Geosciences*, 45, 293–303.
158. Roberts, A.M. and Kusznir, N.J. 1998. Comments on 'Flank uplift and topography at the central Baikal Rift (SE Siberia): a test of kinematic models for continental extension' by Peter van der Beek. *Tectonics*, 17, 322-323.
159. Roering J.J., Kirchner J.W. and Dietrich W.E., (1999), Evidence for nonlinear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology, *Water Resources Research*, v. 35, p. 853-870.
160. Roering J. J., Kirchner J. W., Sklar L. S. and Dietrich W. E. (2001), Hillslope evolution by nonlinear creep and landsliding: An experimental study, *Geology*, 29(2), 143–146.
161. Sankov, V., Deverchere J., Gaudemer Y., Houdry F. and Filippov A. (2000), Geometry and rate of faulting in the North Baikal Rift, Siberia, *Tectonics*, 19, 707 – 722, doi:10.1029/2000TC900012.
162. Solyom P. and Tucker G.E. (2004) The effect of limited storm duration on landscape evolution, drainage basin geometry and hydrograph shapes: *Journal of Geophysical Research - Earth Surface*, v. 109, F03012, doi:10.1029/2003JF00032.
163. Strak V., Dominguez S., Petit C., Meyer B., Loget N. Interaction between normal fault slip and erosion on relief evolution: Insights from experimental modeling // *Tectonophysics*, 2011, v. 513, p. 1—19.
164. Suess Ed., 1901. *Das Antlitz der Erde*. Bd. 3. Halfte I. Wien.
165. Tucker G.E., Gasparini N.M, Bras R.L. and Lancaster S.L., 1999, A 3D Computer Simulation Model of Drainage Basin and Floodplain Evolution: Theory and Applications, Technical report prepared for U.S. Army Corps of Engineers Construction Engineering Research Laboratory.
166. Tucker G.E. (1999) CHILD Eolian Deposition Module (www.csdms.colorado.edu)

167. Tucker G.E., Lancaster S.T., Gasparini N.M. and Bras, R.L. (2001) The Channel-Hillslope Integrated Landscape Development (CHILD) Model, in Landscape Erosion and Evolution Modeling, edited by R.S. Harmon and W.W. DoeIII, Kluwer Academic/Plenum Publishers, pp. 349-388.
168. Tucker G.E. 2009. Natural experiments in landscape evolution. *Earth Surface Processes and Landforms* 34: 1450–1460.
169. Tucker G.E. (2011) CHILD Users' Guide (www.csdms.colorado.edu)
170. Tucker G.E., McCoy S.W., Whittaker A.C., Roberts G.P., Lancaster S.T., Phillips R., et al., 2011, Geomorphic significance of postglacial bedrock scarps on normal-fault footwalls, *Journal of geophysical research-earth surface*, Vol: 116, ISSN: 2169-9003
171. Tucker, G. E., Hopley, D. E. J., McCoy, S. W., & Struble, W. T. (2020). Modeling the shape and evolution of normal-fault facets. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 125, e2019JF005305. <https://doi.org/10.1029/2019JF005305>
172. van der Beek, P., Delvaux, D., Andriessen, P.A.M., and Levi, K.G. Early Cretaceous denudation related to convergent tectonics in the Baikal Region, SE Siberia // *Journal of the Geological Society of London*. 1996. V. 153. P. 515-523.
173. van der Beek, P., Flank uplift and topography at the central Baikal rift (SE Siberia): A test of kinematic models for continental extension, *Tectonics*, 16, 122– 136, 1997.
174. Vening Meinesz, F. A., Les Grabens Africains resultant de compression ou de tension dans la crôte terrestre? *Inst. R. Kolonial Belge Bull.*, 21,539-552, 1950.
175. Wallace, R. E. (1978). Geometry and rates of changes of fault-generated range front, north-central Nevada, U.S. Geological Survey, *J. Res.* 6,637-650
176. Ward D. J., Berlin M. M., Anderson R. S., 2011. Sediment dynamics below retreating cliffs: Sediment dynamics below retreating cliffs. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36, 1023–1043

177. Weissel, J.K., and G.D. Karner, Flexural uplift of rift flanks due to mechanical unloading of the lithosphere during extension, *J. Geophys. Res.*, 94, 13,919-13,950, 1989.
178. Wernicke, B., Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere, *Can. J. Earth Sci.*, 22, 108-125, 1985.
179. Whipple K. X. (2004), Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 32, 151– 185, doi:10.1146/annurev.earth.32.101802.120356.
180. Whittaker A. C., Cowie P. A., Attal M., Tucker G. E. and Roberts G. P. (2007a), Bedrock channel adjustment to tectonic forcing: Implications for predicting river incision rates, *Geology*, 35(2), 103–106, doi:10.1130/G23106A.1.
181. Whittaker A. C., Cowie P. A., Attal M., Tucker G. E. and G. P. Roberts (2007b), Contrasting transient and steady-state rivers crossing active normal faults: New field observations from the Central Apennines, Italy, *Basin Res.*, 19, 529–556, doi:10.1111/j.1365-2117.2007.00337.x.
182. Willgoose G.R., Bras R.R., and Rodriguez-Iturbe I. A physically based channel network and catchment evolution model, TR322, Ralph M. Parsons Lab. for Water Resour., Dep. of Civ. Eng., Mass. Inst. of Technol., Cambridge, 1989.
183. Willgoose G.R. 1994. A physical explanation for an observed area-slope-elevation relationship for declining catchments. *Water Resour. Res.* 30:151–59
184. Yefimova I.M., Mats V.D. Change of Baikal level substantiated by analyses of terraces // *Berliner Paleobiologische Abhandlungen*. 2003. V. 4. P. 77–87.
185. Zorin Yu. A., Turutanov E. Kh., Mordvinova V. V., Kozhevnikov V. M., Yanovskaya T. B., and Treusov A. V., The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure, *Tectonophysics* 371 (2003) 153–173.
186. Zuchiewicz, W. A., and J. P. McCalpin (2000), Geometry of faceted spurs on an active normal fault: Case study of the central Wasatch fault, Utah, U.S.A., *Ann. Soc. Geol. Poloniae*, 70, 231– 249.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение 1

Классификация эскарпментов.

Расшифровка колонок:

- I. Номер объекта
- II. Название объекта (жирным шрифтом выделены объекты моделирования)
- III. Широта
- IV. Долгота
- V. Боковые границы (в большинстве случаев, реки, реже – мысы; “Б.н.” – безымянные русла)
- VI. Класс хребта, к которому приурочен эскарпмент: 1 – узкий линейный хребет (эскарпмент занимает весь склон); 2 – линейный хребет (эскарпмент занимает часть склона); 3 – широкий хребет; 4 – обширное нагорье; 5 – обширное нагорье со слабо выраженным главным водоразделом.
- VII. Класс сегмента, который занимает эскарпмент: 1 – протяженный сегмент склона; 2 – широкий водораздел; 3 – большая фасета; 4 – узкий водораздел; 5 – широкий водораздел, разбитый антецедентной долиной; 6 – обособленный сегмент “приморского” типа.
- VIII. Стадии формирования ступеней: 1 – позднекайнозойские ступени не выражены; 2 – начало формирования; 3 – формирование молодых уступов; 4 – обособление уступов; 5 – начало формирования малых впадин; 6 – расширение малых впадин с сохранением останцов нижележащей ступени; 7 – полное перекрытие осадками нижележащей ступени; 8-9 – несколько стадий на одном эскарпменте; 10 – ступенчатые склоны Приморского хребта.
- IX. Сохранность фасет: 0 – позднекайнозойские (актуальные) фасеты отсутствуют; 1 – фасеты практически не нарушены; 2 – фасеты незначительно нарушены; 3 – фасеты значительно нарушены.

X. Фасеты на ступенях: 0 – отсутствуют выраженные ступени; 1 – фасеты отсутствуют на всех ярусах; 2 – фасеты есть только на нижнем ярусе; 3 – фасеты есть только на верхнем ярусе; 4 – фасеты присутствуют на верхнем и нижнем ярусах.

XI. Пригодность объекта для проведения моделирования: 1 – пригоден; 2 – возможно пригоден; 3 – не пригоден.

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
№	Название	Lat (°E)	Lat (°N)	Границы	Класс хребта	Класс сегмента	Ступени	Сохранность фасет	Фасеты на ступенях	Актуальность
1	Baikal-1	107,834	53,781	Эльгей/Хейрем	1	1	6	0	3	3
2	Baikal-2	107,976	53,852	Хейрем/Риты	1	1	4	0	4	3
3	Baikal-3	108,095	53,903	Риты/Шартлай	1	1	4	0	2	3
4	Baikal-4	108,174	53,997	Шартлай/Б.н.	1	1	4	0	4	3
5	Baikal-5	108,249	54,126	Б.н./Б.н.	1	1	7	0	3	3
6	Baikal-6	108,343	54,214	Б.н./Б.н.	1	2	2	0	2	3
7	Baikal-7	108,401	54,282	Б.н./Заворотная	1	1	1	2	0	1
8	Baikal-8	108,502	54,445	Заворотная/Елохин	1	1	9	3	3	3
9	Baikal-9	108,652	54,565	Елохин/Б.н.	1	2	1	3	0	3
10	Baikal-10	108,688	54,600	Б.н./Черемшанка	1	3	3	0	4	3
11	Baikal-11	108,731	54,652	Черемшанка/Хибелен	1	2	2	0	2	3
12	Baikal-12	108,774	54,738	Хибелен/Большая Коса	1	1	5	0	2	3
13	Baikal-13	108,809	54,825	Большая Коса/Мужиной	1	1	4	0	2	3
14	Barguzin-1	109,809	53,898	Тургомол/Ульзыха	1	1	1	2	0	1
15	Barguzin-2	109,950	53,959	Ульзыха/Сухой	3	3	1	3	0	3
16	Barguzin-3	109,990	54,011	Сухой/Тун	2	3	1	3	0	2
17	Barguzin-4	110,027	54,069	Тун/Хахи	2	3	3	0	4	3
18	Barguzin-5	110,053	54,101	Хахи/Епишка	2	3	3	0	2	3
19	Barguzin-6	110,082	54,123	Епишка/Нижний Саранхур	2	3	4	0	4	3

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
№	Название	Lat (°E)	Lat (°N)	Границы	Класс хребта	Класс сегмента	Ступени	Сохранность фасет	Фасеты на ступенях	Актуальность
20	Barguzin-7	110,096	54,166	Нижний Саранхур/Верхний Саранхур	2	3	2	0	2	3
21	Barguzin-8	110,110	54,196	Верхний Саранхур/Хара-Горосун	2	3	4	0	4	3
22	Barguzin-9	110,135	54,216	Хара-Горхон/Галгатай	2	3	7	0	1	3
23	Barguzin-10	110,157	54,248	Галгатай/Могжон	3	3	7	0	1	3
24	Barguzin-11	110,159	54,286	Могжон/Б.н.	2	3	7	0	3	3
25	Barguzin-12	110,156	54,308	Unknow/Б.н.	2	3	7	0	1	3
26	Barguzin-13	110,166	54,336	Б.н./Верхний Курумкан	1	3	8	0	3	3
27	Barguzin-14	110,202	54,384	Верхний Курумкан/р. Верхний Курумкан	2	3	9	0	2	3
28	Barguzin-15	110,261	54,410	р. Верхний Курумкан/Токино	2	3	9	0	2	3
29	Barguzin-16	110,313	54,432	Токино/Сахули	2	3	9	0	2	3
30	Barguzin-17	110,401	54,471	Сахули/Шаманка	1	2	4	0	4	3
31	Barguzin-18	110,438	54,567	Б.н./Иохан	1	2	1	3	0	3
32	Barguzin-19	110,503	54,595	Иохан/Талинга	1	2	1	3	0	2
33	Barguzin-20	110,566	54,632	Талинга/Долсокан	4	3	1	2	0	1
34	Barguzin-21	110,635	54,677	Долсокан/Алла	4	3	1	2	0	1
35	Barguzin-22	110,710	54,740	Алла/Сухотка	4	3	1	2	0	1
36	Barguzin-23	110,756	54,803	Сухотка/Ендыхык	4	3	1	3	0	3
37	Barguzin-24	110,826	54,823	Ендыхык/Шэбэрсо	3	3	3	0	2	3
38	Barguzin-25	110,880	54,858	Шэбэрсо/Олос	2	2	3	0	4	3
39	Barguzin-26	110,949	54,913	Олос/Улюгна	2	2	5	0	4	3
40	Kalar-1	116,573	56,200	Намаракит/Б.н.	3	2	2	0	2	3
41	Kalar-2	116,689	56,252	Б.н./Б.н.	3	2	1	2	0	2
42	Kalar-3	116,863	56,278	Б.н./Б.н.	3	2	2	0	2	2
43	Kalar-4	117,022	56,301	Б.н./Пурелаг	3	2	2	0	1	2

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
№	Название	Lat (°E)	Lat (°N)	Границы	Класс хребта	Класс сегмента	Ступени	Сохранность фасет	Фасеты на ступенях	Актуальность
44	Kodar-1	117,387	56,654	Б.н./Мергели	4	2	2	0	2	3
45	Kodar-2	117,545	56,664	Мергели/Б.н.	4	4	2	0	1	3
46	Kodar-3	117,604	56,705	Б.н./Салликит	4	2	2	0	2	3
47	Kodar-4	117,706	56,736	Салликит/Левый Салликит	4	2	5	0	4	3
48	Kodar-5	117,780	56,749	Левый Салликит/Верхний Сакукан	4	2	6	0	3	3
49	Kodar-6	117,894	56,823	Биракачан/Б.н.	4	2	1	2	0	1
50	Kodar-7	117,928	56,860	Б.н./Средний Сакукан	4	2	1	3	0	3
51	Kodar-8	117,997	56,912	Средний Сакукан/Анарга	4	2	1	3	0	3
52	Kodar-9	118,053	56,941	Анарга/Люксогун	4	2	1	3	0	3
53	Kodar-10	118,057	57,005	Люксогун/Апсат	4	2	1	2	0	2
54	Kodar-11	118,206	57,086	Быйики/Орто-Юрях	4	2	3	0	2	3
55	Kodar-12	118,293	57,090	Орто-Юрях/Тас-Юрях	4	2	1	1	0	2
56	Kodar-13	118,393	57,087	Тас-Юрях/Б.н.	4	2	2	0	2	3
57	Kodar-14	118,491	57,104	Б.н./Б.н.	4	2	9	0	3	3
58	Kodar-15	118,562	57,129	Б.н./Нижний Сакукан	4	2	9	0	4	3
59	Kodar-16	118,625	57,166	Нижний Сакукан/Б.н.	4	2	8	0	3	3
60	Kodar-17	118,667	57,186	Б.н./Б.н.	4	2	8	0	3	3
61	Kodar-18	118,726	57,202	Б.н./Б.н.	4	3	8	0	3	3
62	Kodar-19	118,777	57,201	Б.н./Б.н.	4	4	2	0	2	3
63	Kodar-20	118,782	57,221	Б.н./Б.н.	4	2	1	2	0	1
64	Muyakan-1	113,655	56,105	Оран Муяканский/Б.н.	1	3	1	3	0	3
65	Muyakan-2	113,723	56,117	Б.н./Б.н.	1	3	1	2	0	2
66	Muyakan-3	113,779	56,133	Б.н./Кончакоти	1	2	1	3	0	3
67	Muyakan-4	113,849	56,158	Кончакоти/Б.н.	3	2	1	3	0	3

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
№	Название	Lat (°E)	Lat (°N)	Границы	Класс хребта	Класс сегмента	Ступени	Сохранность фасет	Фасеты на ступенях	Актуальность
68	Муйакан-5	113,921	56,167	Б.н./Унен	3	2	1	1	0	2
69	Муйакан-6	114,004	56,182	Унен/Б.н.	2	2	1	3	0	3
70	Муйакан-7	114,073	56,211	Унен/Лапро	1	1	1	1	0	1
71	Муйакан-8	114,220	56,243	Лапро/Б.н.	2	3	1	3	0	3
72	Муйакан-9	114,310	56,277	Б.н./Б.н.	2	2	1	3	0	3
73	NME-1	114,956	56,435	Келяна/Телушкин	4	1	2	0	2	2
74	NME-2	115,078	56,509	Телушкин/Парама	4	2	8	0	3	3
75	NME-3	115,095	56,566	Парама/Саку	4	2	3	0	2	3
76	NME-4	115,170	56,612	Саку/Самокут	4	2	1	3	0	2
77	NME-5	115,332	56,642	Булу/Витим	4	2	2	0	2	3
78	NME-6	115,662	56,628	Б.н./Сухой Укшат	4	2	9	0	3	3
79	NMW-1	111,568	55,814	Уколкит/Иликан	1	1	3	0	4	3
80	NMW-2	111,717	55,890	Иликан/Куликанда	1	1	4	0	4	3
81	NMW-3	111,861	55,936	Котера/Сиргико	1	1	4	0	4	3
82	NMW-4	111,890	55,975	Сиргико/Турлико	2	2	9	0	4	3
83	NMW-5	111,958	55,989	Турлико/Бурунда	2	2	4	0	2	3
84	NMW-6	112,040	55,992	Бурунда/Сикили	2	2	4	0	4	3
85	NMW-7	112,088	56,017	Сикили/Б.н.	2	2	3	0	2	3
86	NMW-8	112,148	56,026	Б.н./Б.н.	2	2	4	0	4	3
87	NMW-9	112,214	56,040	Б.н./Б.н.	2	2	3	0	4	3
88	NMW-10	112,264	56,050	Б.н./Б.н.	2	2	4	0	4	3
89	NMW-11	112,319	56,079	Б.н./Кали	2	2	8	0	3	3
90	NMW-12	112,458	56,120	Янчуй/Б.н.	1	2	1	1	0	2
91	NMW-13	112,509	56,137	Б.н./Б.н.	1	3	1	1	0	2

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
№	Название	Lat (°E)	Lat (°N)	Границы	Класс хребта	Класс сегмента	Ступени	Сохранность фасет	Фасеты на ступенях	Актуальность
92	NMW-14	112,557	56,151	Б.н./Б.н.	2	3	1	3	0	3
93	NMW-15	112,612	56,156	Б.н./Янчукан	1	2	1	3	0	3
94	NMW-16	112,726	56,194	Янчукан/Б.н.	1	2	1	1	0	1
95	NMW-17	112,836	56,216	Б.н./Б.н.	1	1	2	2	0	2
96	NMW-18	112,913	56,276	Б.н./Дяпкар	4	2	1	3	0	3
97	Nos-1	108,653	53,556	Нижнее Изголовье/Б.н.	1	1	1	2	0	1
98	Nos-2	108,736	53,584	Б.н./Макарова	1	2	1	3	0	3
99	Nos-3	108,817	53,618	Макарова/Буртуй	1	1	1	2	0	1
100	Nos-4	108,877	53,698	Буртуй/Крестовская	1	1	9	0	1	3
101	Nos-5	108,940	53,776	Крестовская/Верхнее Изголовье	1	1	7	0	3	3
102	Nos-6	108,990	53,851	Верхнее Изголовье/Б.н.	1	2	2	0	2	2
103	Nos-7	108,853	53,807	Б.н./Боковых Разборов	1	1	3	0	2	3
104	Nos-8	108,749	53,667	Боковых Разборов/Зелененький	1	1	9	0	4	3
105	Nos-9	108,621	53,570	Зелененький/Нижнее Изголовье	1	1	1	1	0	1
106	Olha-1	103,780	51,737	Медлянка/Ангасолка	2	2	4	0	4	3
107	Olha-2	103,887	51,752	Ангасолка/Большая Крутая Губа	4	6	1	0	0	3
108	Olha-3	104,011	51,767	Большая Крутая Губа/Шабартуй	4	2	1	0	0	3
109	Olha-4	104,145	51,782	Шабартуй/Маритуй	4	2	1	0	0	3
110	Olha-5	104,266	51,802	Маритуй/Большая Половинная	4	2	1	0	0	3
111	Olha-6	104,386	51,817	Большая Половинная/Ивановка	4	2	8	0	1	3
112	Olha-7	104,452	51,812	Ивановка/Большая Шумиха	3	2	4	0	1	3
113	Olha-8	104,519	51,809	Большая Шумиха/Пыловка	3	2	1	0	0	3
114	Olha-9	104,644	51,823	Пыловка/Большой Баранчик	3	2	1	0	0	3
115	Olha-10	104,746	51,872	Большой Баранчик/Ангара	1	2	1	0	0	3

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
№	Название	Lat (°E)	Lat (°N)	Границы	Класс хребта	Класс сегмента	Ступени	Сохранность фасет	Фасеты на ступенях	Актуальность
116	Seaside-1	104,958	51,873	Ангара/Черная	5	2	1	3	0	3
117	Seaside-2	105,052	51,908	Черная/Большие Коты	2	3	1	3	0	3
118	Seaside-3	105,108	51,915	Большие Коты/Б.н.	3	3	1	3	0	3
119	Seaside-4	105,156	51,911	Б.н./Б.н.	3	2	1	3	0	3
120	Seaside-5	105,198	51,920	Б.н./Б.н.	3	2	1	0	0	3
121	Seaside-6	105,240	51,933	Б.н./Малая Кадильная	3	2	1	0	0	3
122	Seaside-7	105,276	51,982	Малая Кадильная/Ушканья	1	1	8	0	3	3
123	Seaside-8	105,356	52,020	Ушканья/Голоустная	1	6	4	0	2	3
124	Seaside-9	105,485	52,087	Голоустная/Еловка	5	6	10	0	5	3
125	Seaside-10	105,586	52,155	Еловка/Б.н.	5	6	10	0	5	3
126	Seaside-11	105,685	52,264	Б.н./Харгин	5	6	10	0	5	3
127	Seaside-12	105,790	52,359	Харгин/Лохматая	5	6	10	0	5	3
128	Seaside-13	105,857	52,416	Лохматая/Ханхильтуй	5	6	10	0	5	3
129	Seaside-14	105,912	52,479	Ханхильтуй/Курта	5	6	10	0	5	3
130	Seaside-15	105,993	52,519	Курта/Бугульдейка	5	6	10	0	5	3
131	Seaside-16	106,908	53,182	Сарма/Курма	3	2	7	0	4	3
132	Seaside-17	107,008	53,253	Курма/Улан-Хан	2	2	3	0	1	3
133	Seaside-18	107,097	53,295	Улан=Хан/Б.н.	2	2	3	0	1	3
134	Seaside-19	107,287	53,363	Б.н./Зундук	1	1	3	0	2	3
135	Seaside-20	107,453	53,448	Зундук/Зама	2	2	6	0	1	3
136	SK-1	116,579	56,415	Б.н./Б.н.	3	2	1	1	0	2
137	SK-2	116,647	56,429	Б.н./Кадагачи	3	2	1	1	0	2
138	SK-3	116,794	56,420	Кадагачи/Б.н.	1	2	7	0	3	3
139	SK-4	116,880	56,438	Б.н./Б.н.	1	2	7	0	1	3

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
№	Название	Lat (°E)	Lat (°N)	Границы	Класс хребта	Класс сегмента	Ступени	Сохранность фасет	Фасеты на ступенях	Актуальность
140	SK-5	116,956	56,455	Б.н./Б.н.	1	2	1	2	0	1
141	SK-6	117,034	56,463	Б.н./Баронка-Макит	1	2	5	0	3	3
142	SM-1	112,904	55,591	Укуолкит/Аку	3	2	9	0	3	3
143	SM-2	113,056	55,611	Аку/Муйский Могой	3	3	9	0	1	3
144	SM-3	113,197	55,651	Муйский Могой/Олня	2	3	9	0	3	3
145	SM-4	113,376	55,739	Олня/Муйский Уакит	2	2	7	0	3	3
146	SM-5	113,537	55,784	Б.н./Б.н.	2	2	7	0	1	3
147	SM-6	113,592	55,797	Б.н./Б.н.	2	3	9	0	3	3
148	SM-7	113,651	55,808	Б.н./Олня	2	2	9	0	4	3
149	SM-8	113,768	55,859	Олня/Бира	1	2	7	0	3	3
150	SM-9	113,868	55,914	Бира/Б.н.	2	3	7	0	3	3
151	SM-10	113,896	55,943	Б.н./Б.н.	2	3	7	0	3	3
152	SM-11	114,034	55,999	Б.н./Б.н.	1	1	6	0	4	3
153	SM-12	114,483	56,104	Мудирикаамскит/Б.н.	2	3	1	1	0	1
154	SM-13	114,511	56,131	Б.н./Б.н.	2	3	1	1	0	1
155	SM-14	114,538	56,178	Б.н./Шуринда	1	1	1	3	0	3
156	SM-15	114,613	56,247	Шуринда/Б.н.	3	3	1	3	0	3
157	SM-16	114,675	56,270	Б.н./Большая Тукалакта	3	3	1	3	0	3
158	SM-17	114,747	56,300	Большая Тукалакта/Тукалакта	3	2	1	3	0	3
159	SM-18	114,938	56,084	Верхнее Ане/Ане	3	2	9	0	3	3
160	SM-19	115,016	56,152	Ане/Дядин	2	2	3	0	2	3
161	SM-20	115,067	56,198	Дядин/Б.н.	1	4	4	0	0	3
162	SM-21	115,145	56,204	Б.н./Северный Киндикан	2	2	4	0	4	3
163	SM-22	115,241	56,189	Б.н./Б.н.	2	3	7	0	1	3

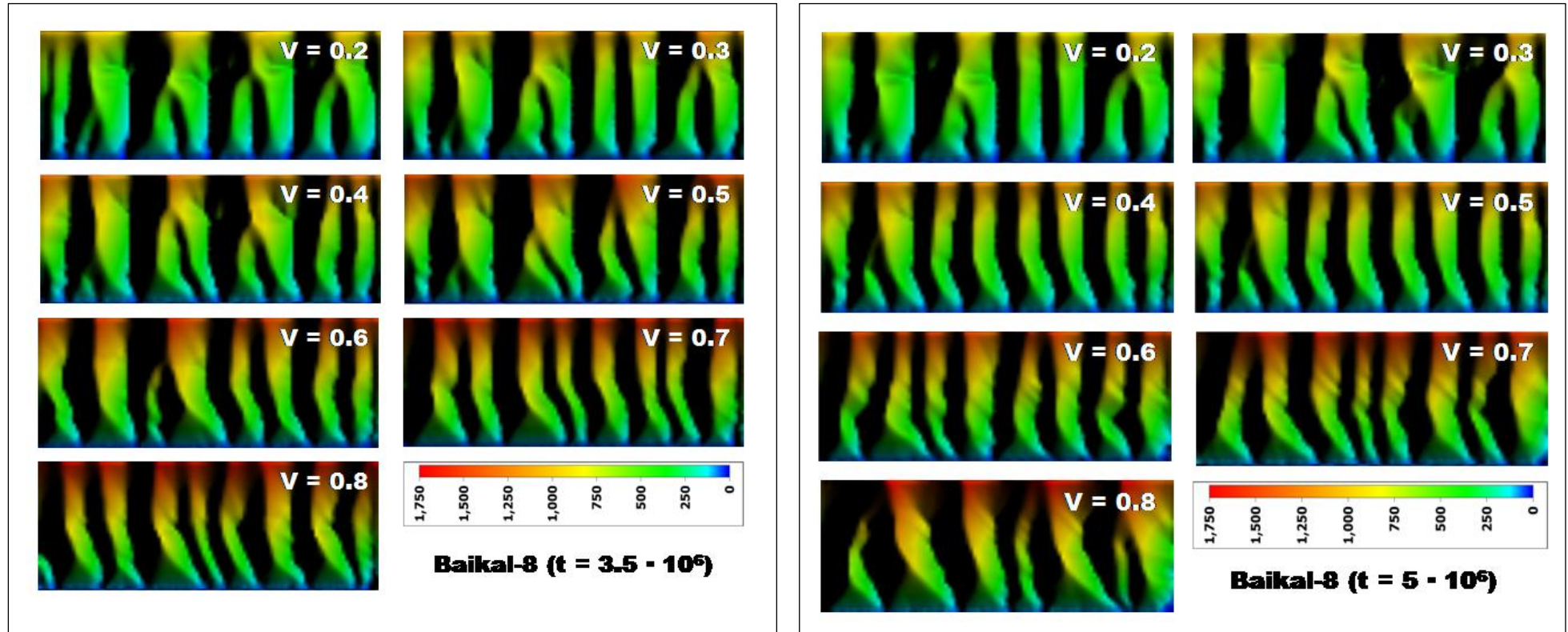
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
№	Название	Lat (°E)	Lat (°N)	Границы	Класс хребта	Класс сегмента	Ступени	Сохранность фасет	Фасеты на ступенях	Актуальность
164	SM-23	115,512	56,164	Б.н./Витим	1	1	9	0	3	3
165	SM-24	115,791	56,196	Витим/Б.н.	1	2	4	0	3	3
166	SM-25	115,860	56,214	Б.н./Б.н.	1	2	3	0	2	3
167	SM-26	115,963	56,228	Б.н./Б.н.	1	1	4	0	2	3
168	SM-27	116,069	56,246	Б.н./Б.н.	1	1	1	1	0	1
169	SM-28	116,215	56,279	Б.н./Порожистый	1	1	3	0	2	3
170	Tunka-1	100,825	51,738	Б.н./Саган-Шулуга	3	2	2	0	2	3
171	Tunka-2	100,935	51,725	Саган-Шулуга/Булухта	2	3	3	0	4	3
172	Tunka-3	101,035	51,719	Хулугайша/Хурума	2	3	6	0	1	3
173	Tunka-4	101,083	51,707	Хурума/Хулусанта	2	2	6	0	3	3
174	Tunka-5	101,128	51,700	Хулусанта/Бурухтуй	3	2	4	0	4	3
175	Tunka-6	101,275	51,693	Б.н./Ехэ-Угунь	3	3	8	0	3	3
176	Tunka-7	101,342	51,722	Ехэ-Угунь/Бого-Булнай	3	3	2	0	2	3
177	Tunka-8	101,382	51,751	Бого-Булнай/Б.н.	3	3	3	0	4	3
178	Tunka-9	101,395	51,780	Б.н./Б.н.	1	2	7	0	3	3
179	Tunka-10	101,440	51,779	Б.н./Ула-гол	2	3	7	0	3	3
180	Tunka-11	101,480	51,777	Ула-гол/Кхер	3	5	3	0	2	3
181	Tunka-12	101,528	51,794	Кхер/Хургуты	2	5	3	0	3	3
182	Tunka-13	101,568	51,806	Хургуты/Хаюрта	2	4	2	0	2	3
183	Tunka-14	101,594	51,812	Хаюрта/Б.н.	3	3	2	0	2	3
184	Tunka-15	101,625	51,819	Б.н./Чертолэн-Горхон	3	3	7	0	1	3
185	Tunka-16	101,652	51,824	Чертолэн-Горхон/Хубыты	3	3	1	3	0	3
186	Tunka-17	101,855	51,809	Илткшин/Хэр	3	4	2	0	1	3
187	Tunka-18	101,886	51,818	Хэр/Бульк	3	3	2	0	2	3

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
№	Название	Lat (°E)	Lat (°N)	Границы	Класс хребта	Класс сегмента	Ступени	Сохранность фасет	Фасеты на ступенях	Актуальность
188	Tunka-19	101,914	51,826	Бульк/Елоты-Харагун	3	3	1	3	0	3
189	Tunka-20	101,965	51,827	Елоты-Харагун/Ганга-Хайр	3	5	1	3	0	3
190	Tunka-21	102,013	51,831	Ганга-Хайр/Хурай-Хайр	3	3	1	3	0	3
191	Tunka-22	102,057	51,836	Хурай-Хайр/Бирон	2	3	1	3	0	3
192	Tunka-23	102,098	51,845	Бирон/Енгарга	2	3	1	3	0	3
193	Tunka-24	102,139	51,857	Енгарга/Булу	3	3	1	2	0	1
194	Tunka-25	102,180	51,858	Булу/Угутэрэ	2	4	1	4	0	3
195	Tunka-26	102,215	51,880	Угутэрэ/Барун-Хандагай	3	5	2	0	2	3
196	Tunka-27	102,269	51,883	Барун-Хандагай/Зун-Хандагай	3	4	3	0	1	3
197	Tunka-28	102,293	51,912	Зун-Хандагай/Талта	3	5	2	0	2	3
198	Tunka-29	102,342	51,914	Талта/Бугатай	3	4	2	0	2	3
199	Tunka-30	102,388	51,929	Бугатай/Кынгарга	3	5	1	3	0	3
200	Tunka-31	102,495	51,941	Кынгарга/Харимта	1	2	7	0	4	3
201	Tunka-32	102,860	51,892	Б.н./Цаган-Угун	2	2	1	3	0	3
202	Tunka-33	102,981	51,870	Цаган-Угун/Большой Бильчир	2	2	1	3	0	3
203	UA-1	110,704	55,974	Делингдэ/Кирон	2	2	1	3	0	3
204	UA-2	110,777	56,020	Кирон/Якчий	4	3	2	0	2	3
205	UA-3	110,844	56,072	Якчий/Вершина Дармиков	4	2	9	0	3	3
206	UA-4	110,958	56,095	Вершина Дармиков/Подкаменный	3	2	7	0	1	3
207	UA-5	111,125	56,140	Подкаменный/Б.н.	2	2	9	0	1	3
208	UA-6	111,226	56,178	Б.н./Б.н.	2	3	9	0	3	3
209	UA-7	111,281	56,192	Б.н./Б.н.	2	3	9	0	3	3
210	UA-8	111,317	56,198	Б.н./Б.н.	2	3	9	0	3	3
211	UA-9	111,376	56,210	Б.н./Б.н.	2	3	9	0	3	3

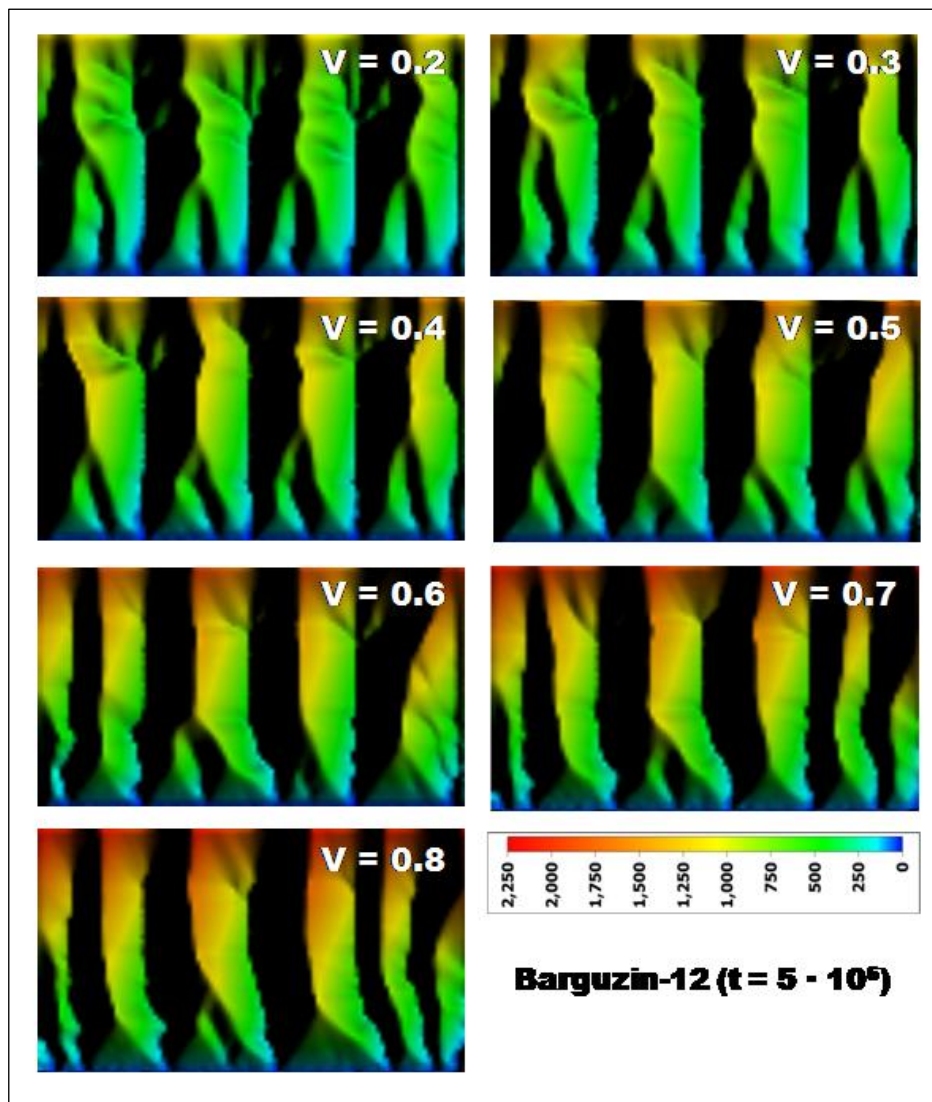
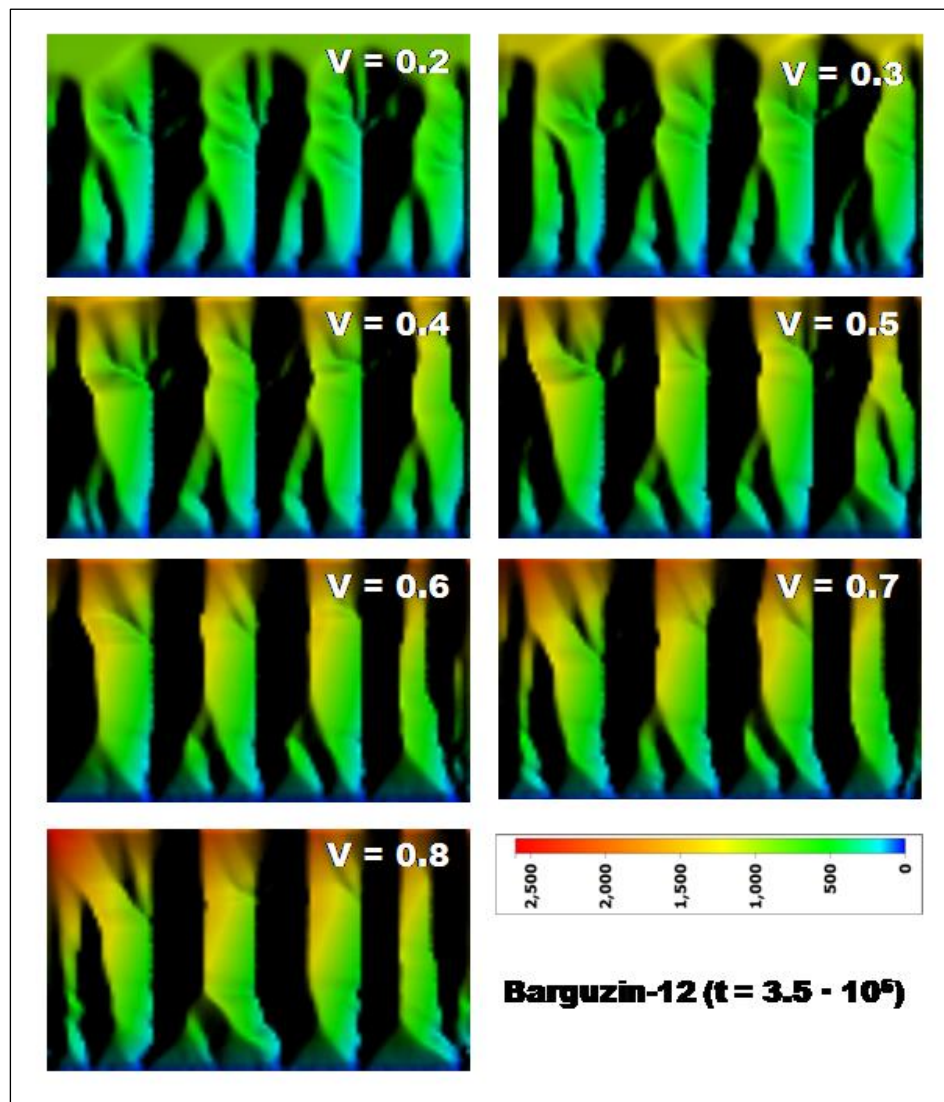
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
№	Название	Lat (°E)	Lat (°N)	Границы	Класс хребта	Класс сегмента	Ступени	Сохранность фасет	Фасеты на ступенях	Актуальность
212	UA-10	111,430	56,228	Б.н./Анамакит	2	3	9	0	3	3
213	UA-11	111,558	56,285	Анамакит/Б.н.	2	3	9	0	1	3
214	UA-12	111,615	56,301	Б.н./Б.н.	2	3	9	0	1	3
215	UA-13	111,656	56,318	Б.н./Б.н.	2	3	9	0	1	3
216	UA-14	111,709	56,330	Анамакит/Иномакиткан	2	2	9	0	1	3
217	UA-15	111,878	56,381	Иномакиткан/Огней	4	1	6	0	3	3

Приложение 2.

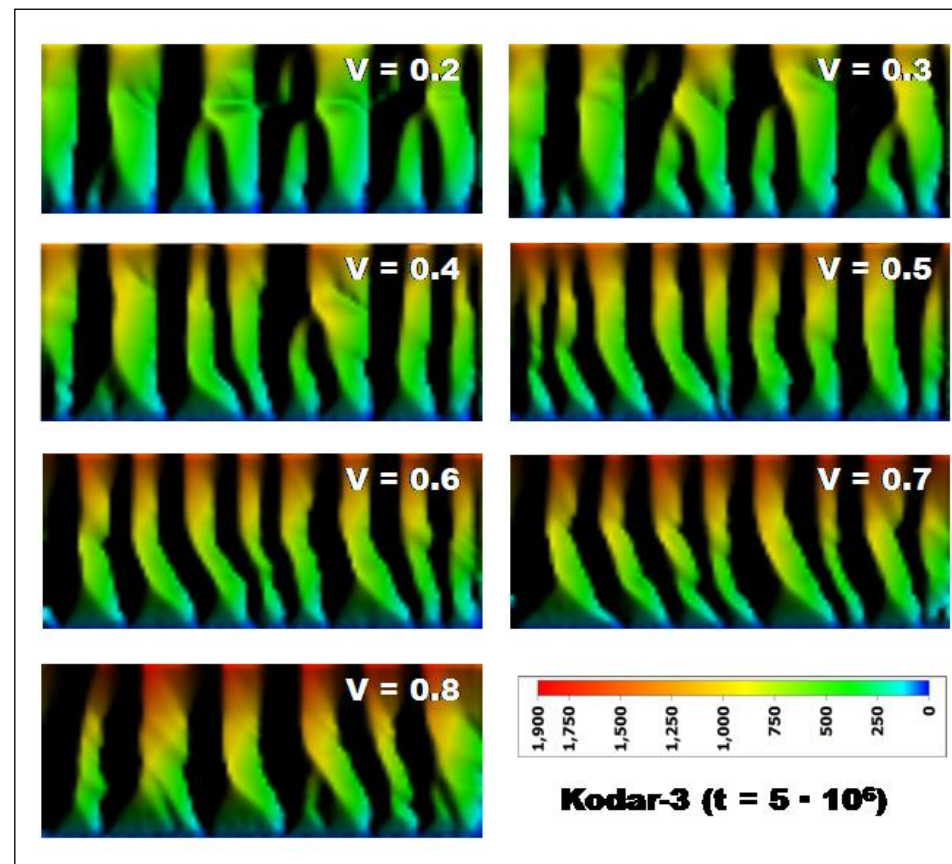
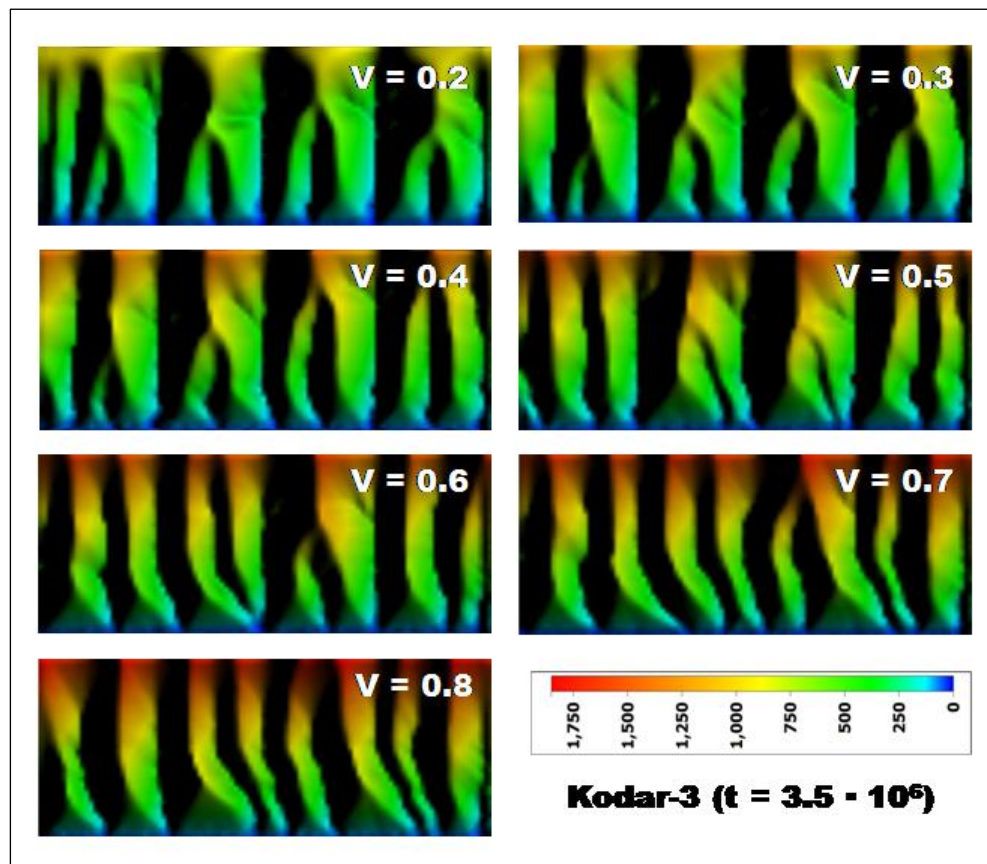
Результаты моделирования для отдельных сегментов (V - скорость поднятия, принятая в модели)



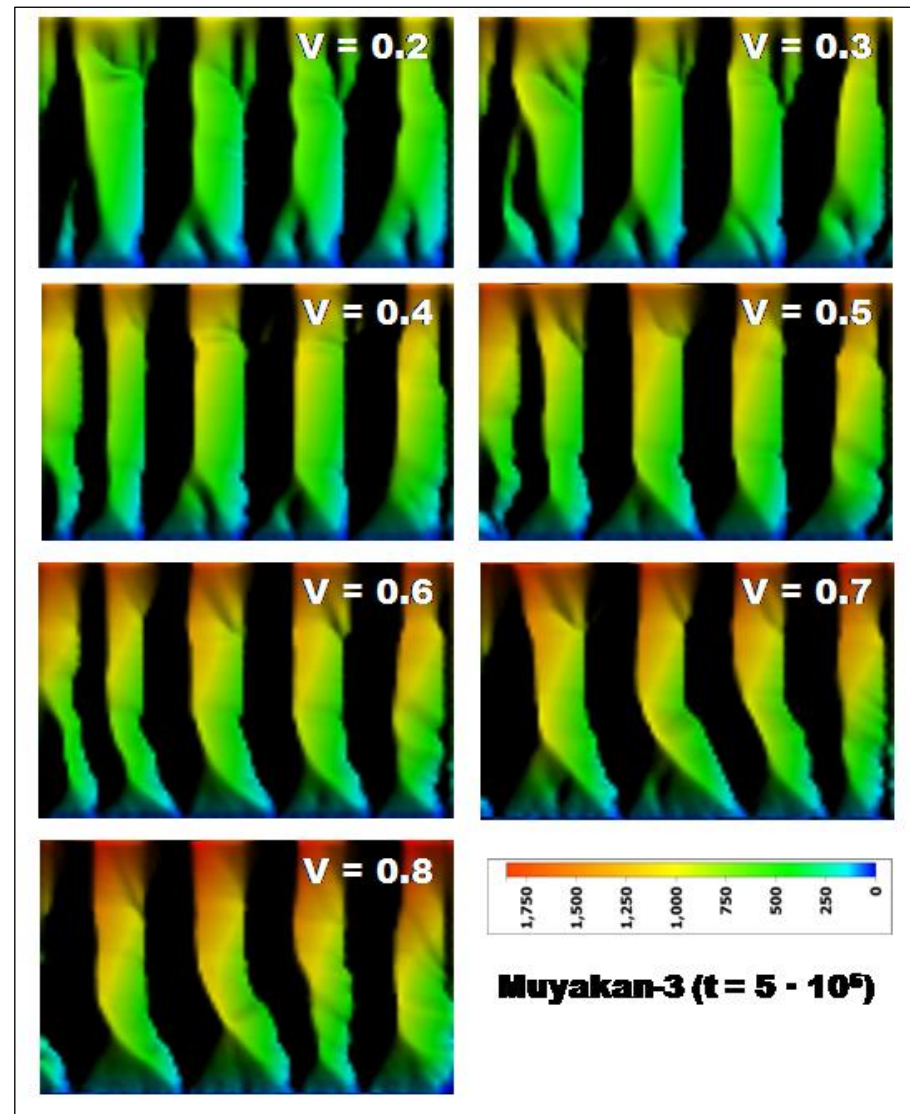
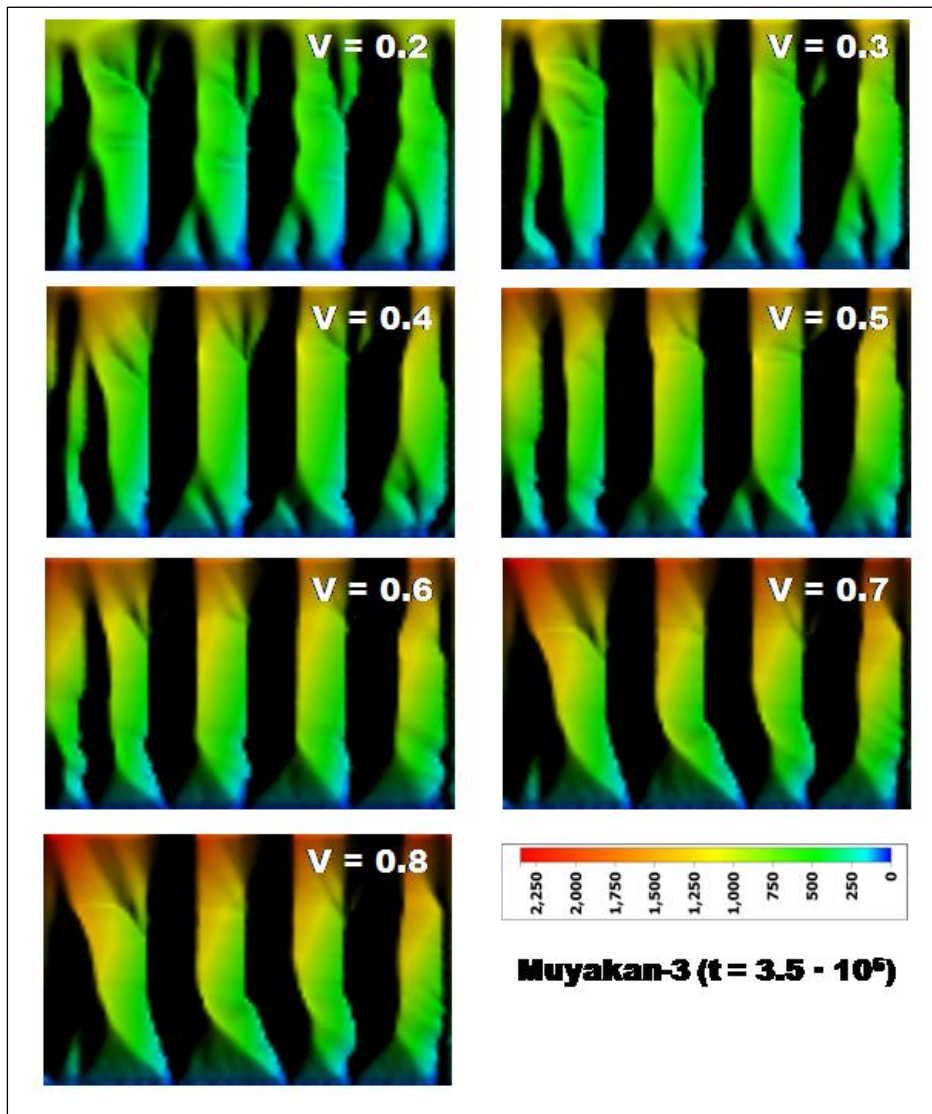
Объект Baikal-8 (Байкальский хребет, Северо-Байкальская впадина)



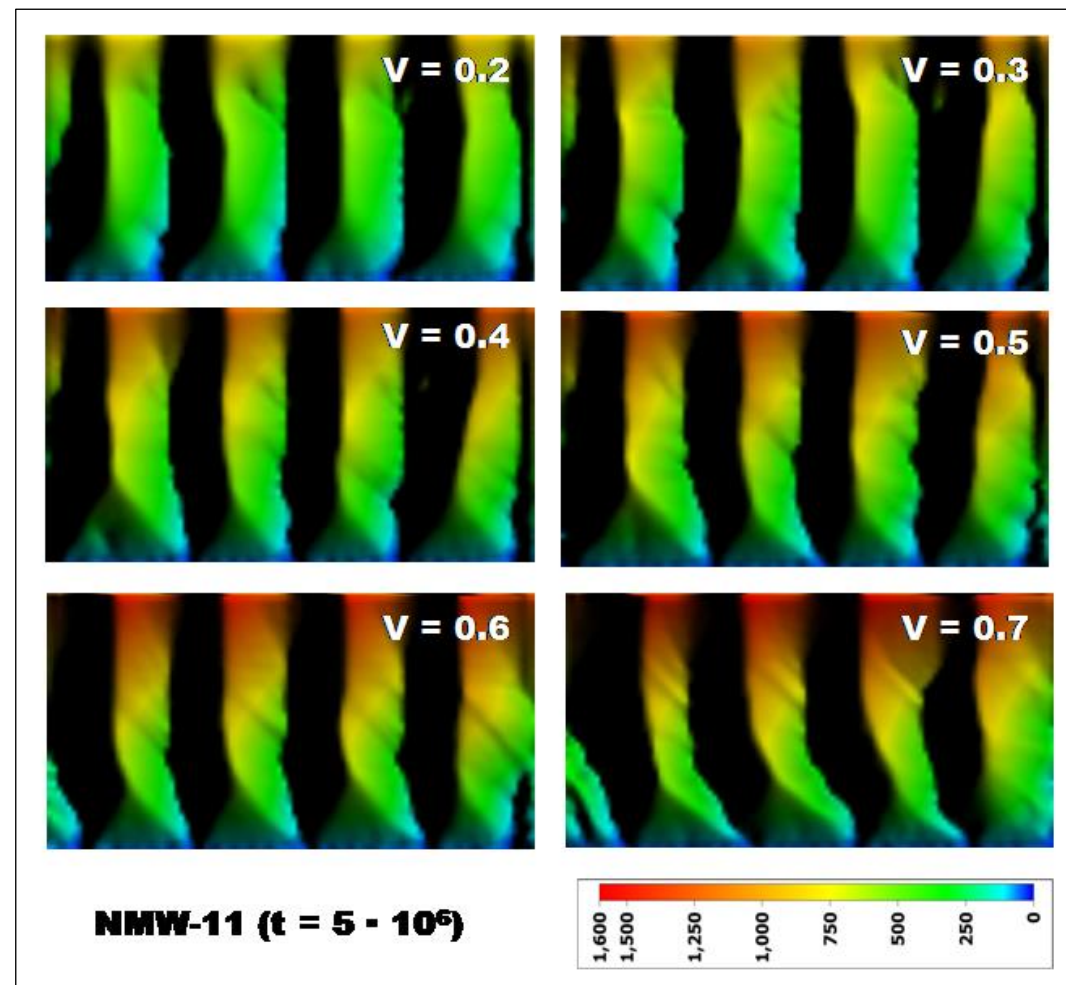
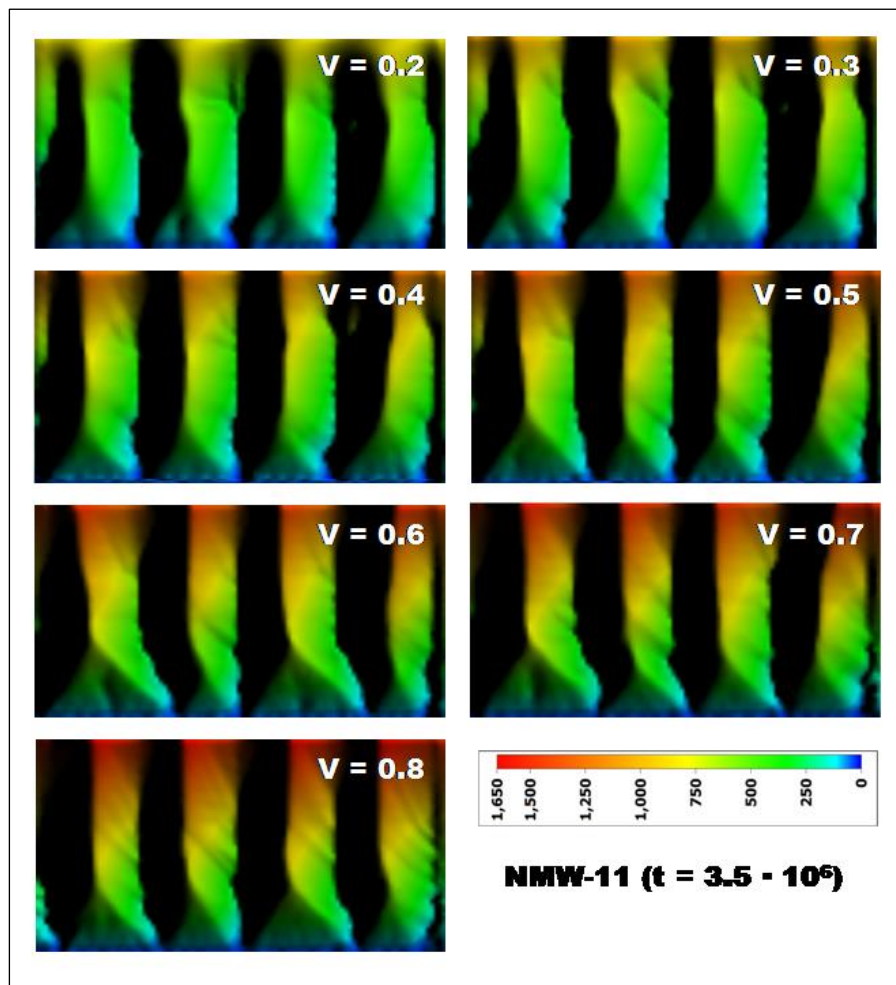
Объект Barguzin-12 (Баргузинский хребет, Шаманская кулиса)



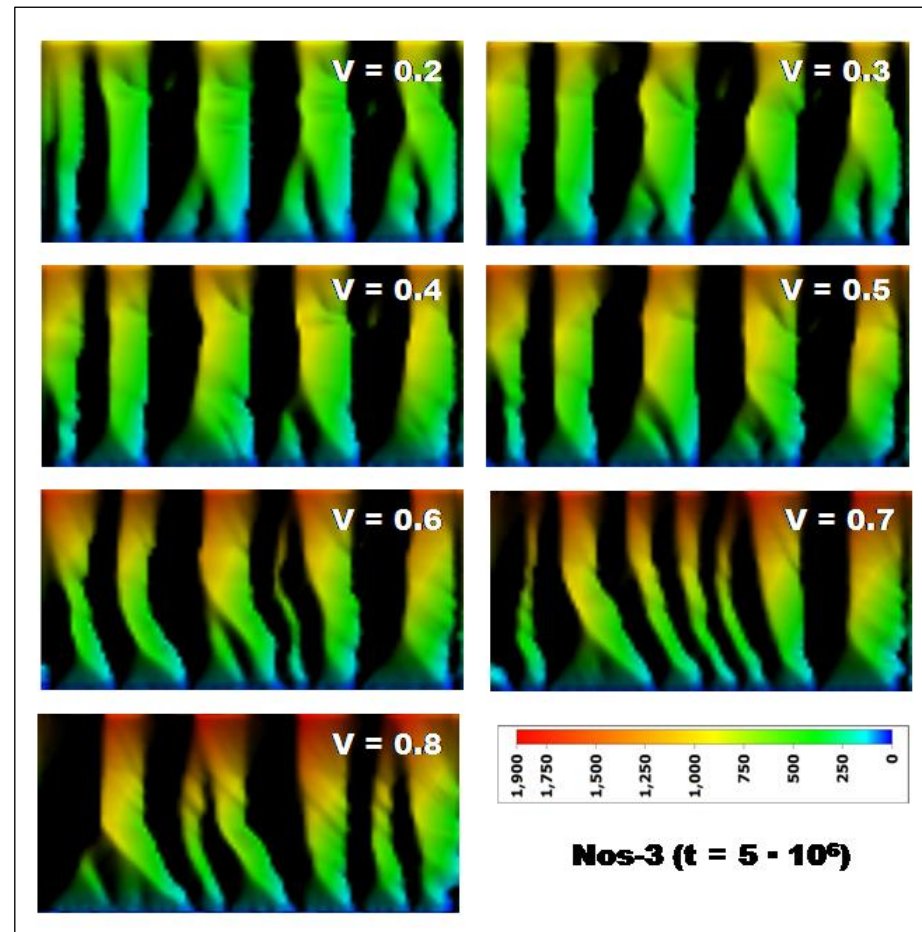
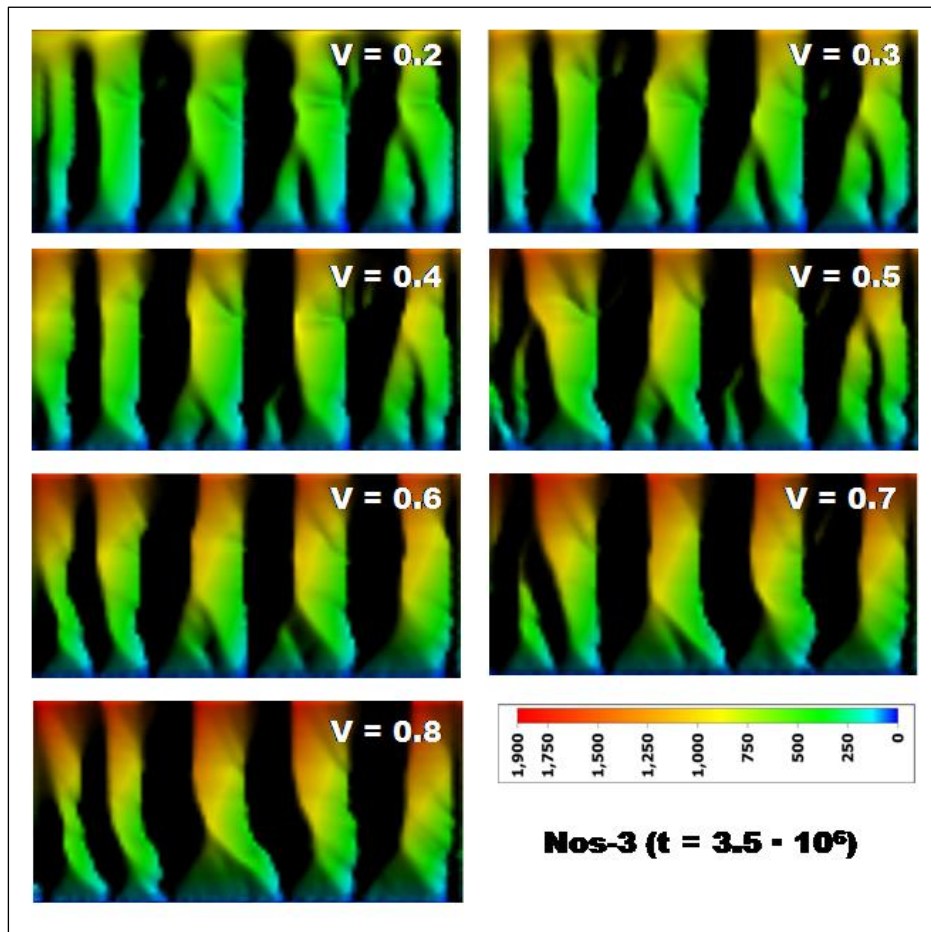
Объект Kodar-3 (хребет Кодар, Чарская впадина)



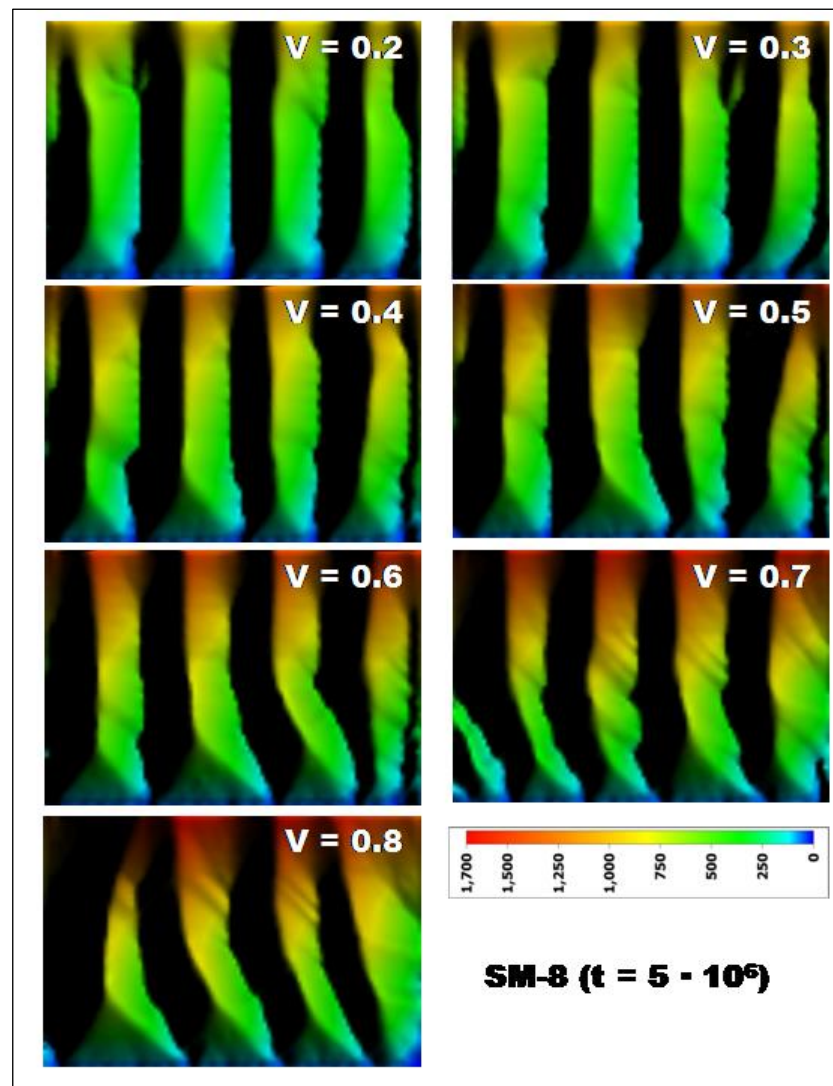
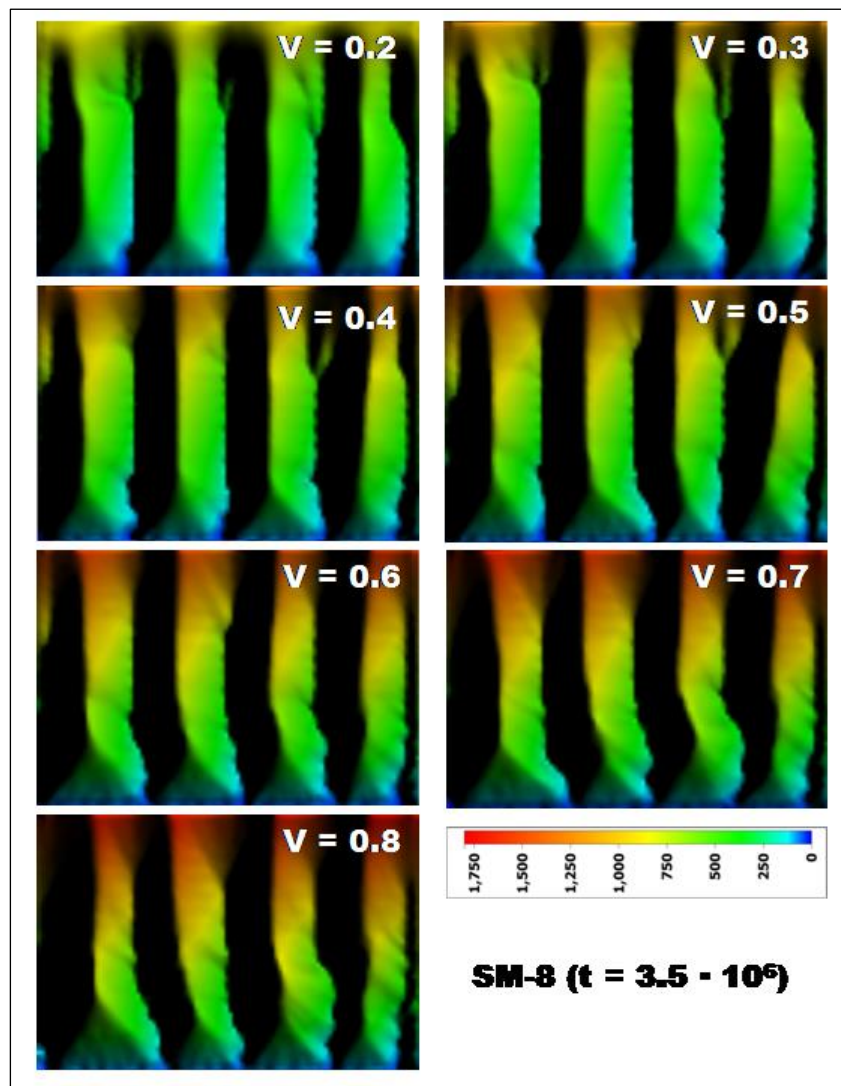
Объект Муякан-3 (Муяканский хребет, одноименная впадина)



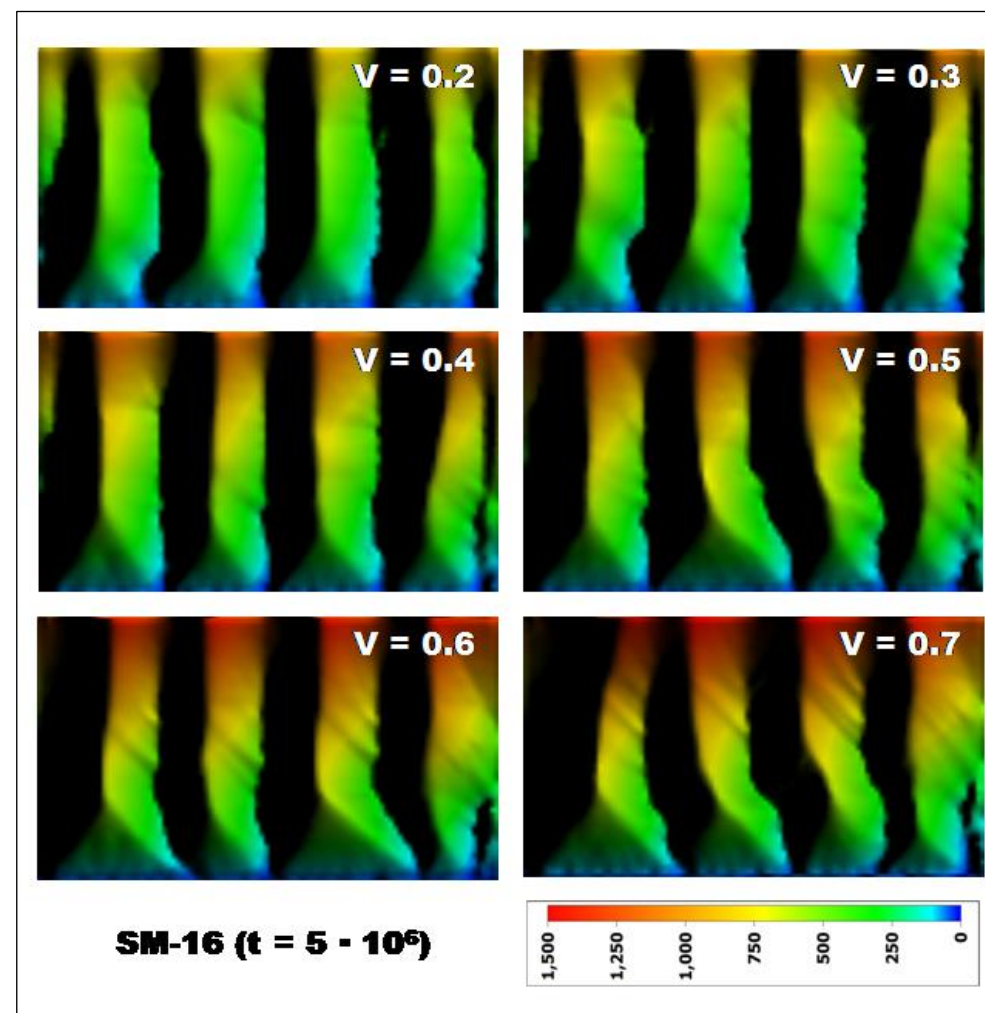
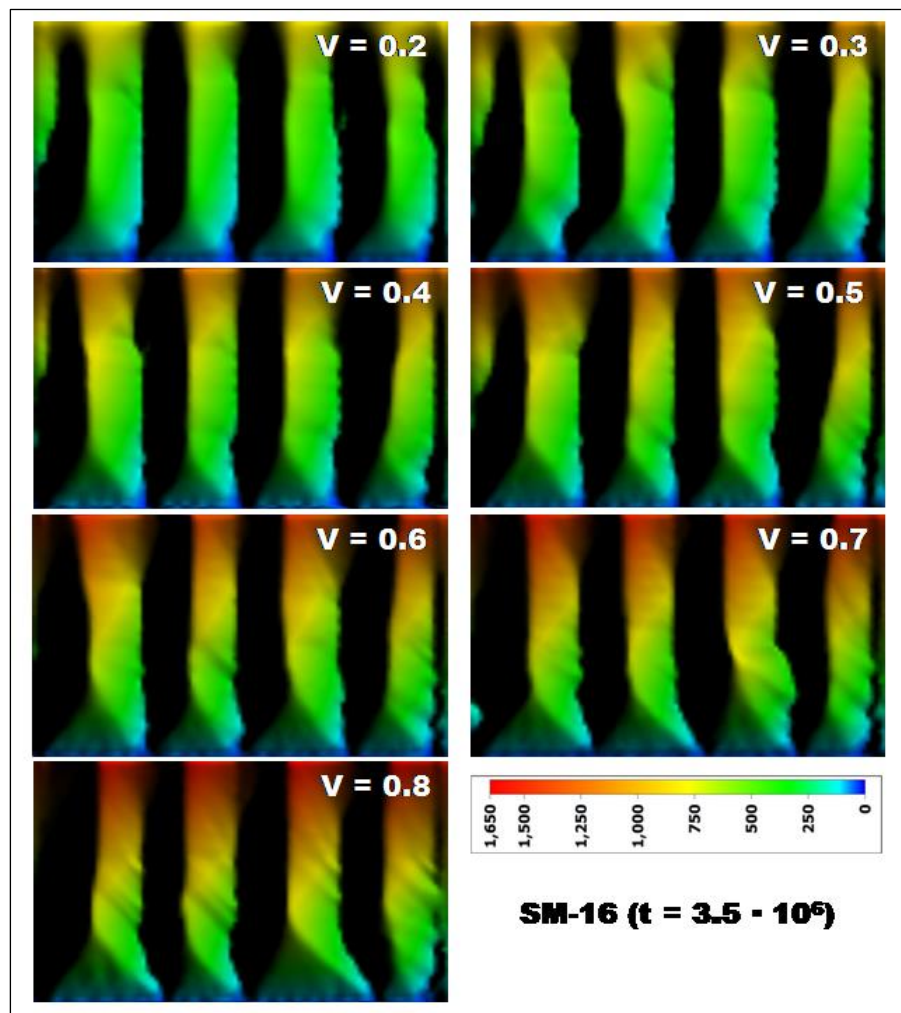
Объект NMW-11 (Северо-Муйский хребет, Верхнеангарская впадина)



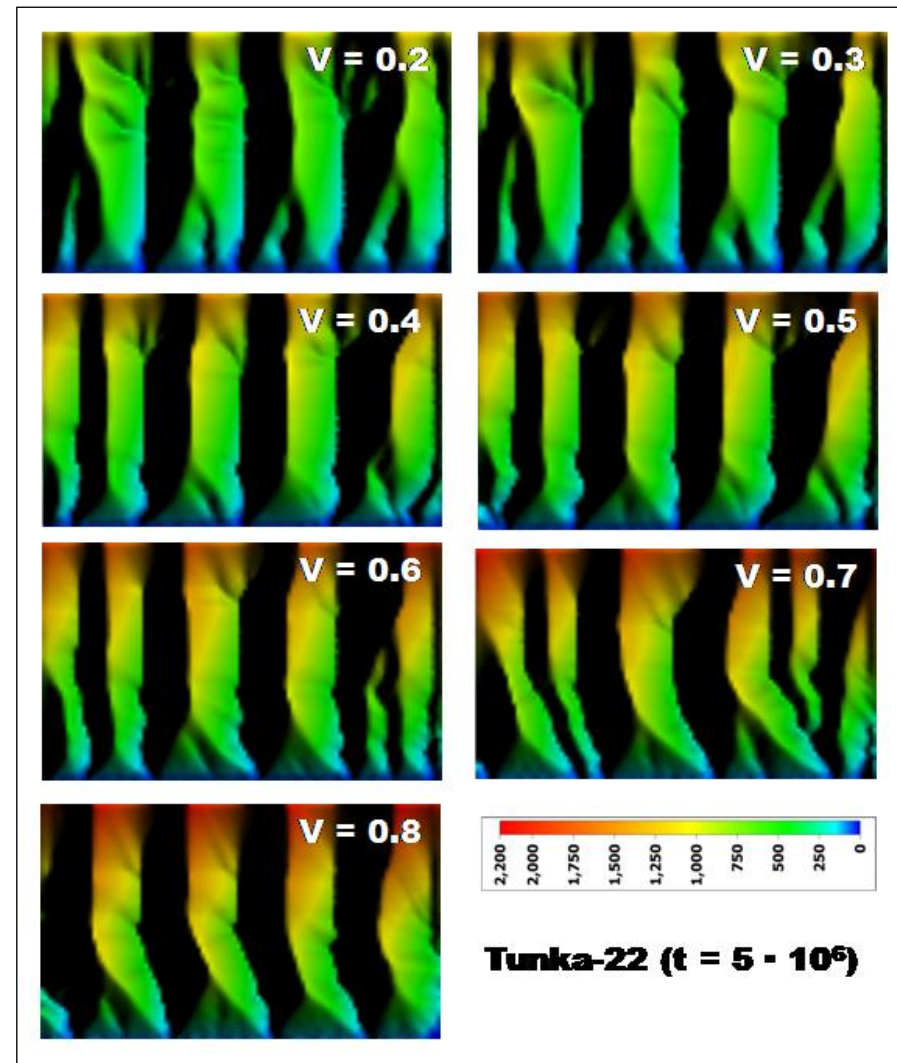
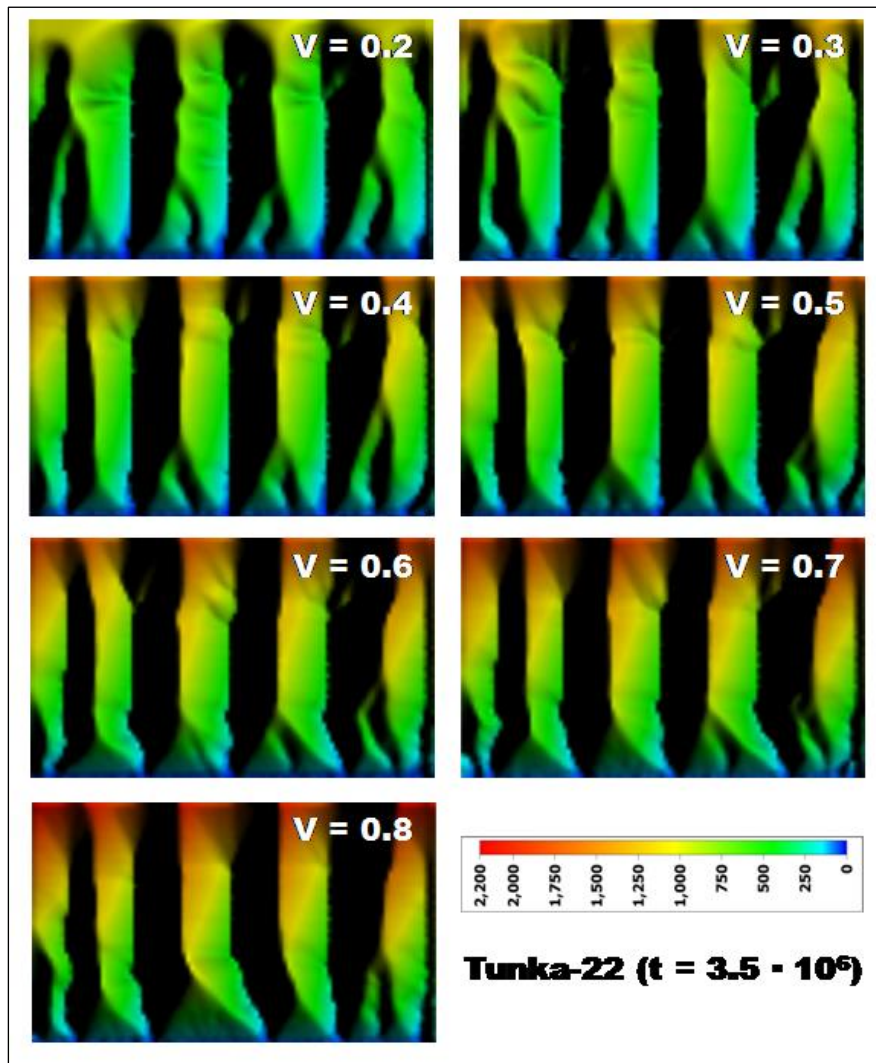
Объект Nos-3 (Святоносское поднятие, Чивыркуйский залив)



Объект SM-8 (Южно-Муйский хребет, Улан-Макитская впадина)



Объект SM-16 (Южно-Муйский хребет, Муйская впадина)



Объект Tunka-22 (Тункинские гольцы, одноименная впадина)

Приложение 3.

Схема унификации водораздельных гребней

В качестве морфометрических индикаторов в эксперименте рассматриваются конкретные фасеты; для исключения лишних артефактов модель максимально упрощается: реальный эскарпмент преобразуется в изометричную поверхность, состоящую из однородных водоразделов шириной X .

