

На правах рукописи



Черемных Алексей Сергеевич

**МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СДВИГОВЫХ И СБРОСОВЫХ РАЗЛОМНЫХ ЗОН:
ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ**

25.00.03 – Геотектоника и геодинамика

АВТОРЕФЕРАТ
диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Иркутск – 2022

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте земной коры Сибирского отделения Российской академии наук (ИЗК СО РАН, г. Иркутск).

Научный руководитель:

Семинский Константин Жанович, доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией тектонофизики ИЗК СО РАН.

Официальные оппоненты:

Новиков Игорь Станиславович, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник ФГБУН Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск;

Кузьмин Сергей Борисович, доктор географических наук, ведущий научный сотрудник ФГБУН Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, г. Иркутск.

Ведущая организация:

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова.

Защита состоится «19» сентября 2022 года в 09:00 часов на заседании диссертационного совета Д003.022.03 при Институте земной коры Сибирского отделения Российской академии наук (ИЗК СО РАН) по адресу: 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128.

С диссертацией можно ознакомиться в научной библиотеке ФГБУН ИЗК СО РАН и на сайте: <http://crust.ru/images/upload/newsfull222/3466.pdf>

Отзывы на автореферат в двух экземплярах с подписью, заверенной печатью учреждения, просим направлять учёному секретарю совета, кандидату физико-математических наук Добрыниной Анне Александровне по вышеуказанному адресу или e-mail: dobrynina@crust.irk.ru. Тел: 8(3952)426900.

Автореферат разослан «19» июля 2022 г.

Ученый секретарь диссертационного совета Д 003.022.03, кандидат физико-математических наук



А.А. Добрынина

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы. В рамках тектонофизического подхода термин «разломная зона» трактуется широко, поскольку, кроме сравнительно узкой полосы проявления магистрального сместителя и разрывов оперения, эта зона включает существенно большие по размерам объемы горных пород, в которых имели место связанные с ее формированием пластические и разрывные деформации [Шерман, 1983; Семинский, 2003]. Внутреннее строение и формирование разломной зоны характеризуются пространственно-временной неравномерностью. Ее конкретным выражением является стадийное развитие и наличие парагенезиса разрывов [Hancock, 1985; Silvester, 1988; Лукьянов, 1997; Семинский, 2003], формирующих участки специфического строения, называемые дуплексами, структурами пулл-апарт, пуш-ап (поп-ап) и т.п. В зависимости от внутренней организации подобных тектонических форм, определяющейся механизмом и историей формирования дизъюнктивной зоны, последняя будет характеризоваться существенно разным морфоструктурным выражением на местности, топокартах, аэро- и космоснимках.

Во многих регионах проведены исследования, посвященные изучению тектонического рельефа и, в частности, проявлению отдельных сместителей в рельефе. Для юга Восточной Сибири результаты подобных работ представлены в публикациях ряда известных специалистов [Флоренсов, 1960; Леви, 1980; 1981; 1984; Уфимцев, 1984; 1992; 2009; Кузьмин, 1991; 1995; Аржанникова, 2000; 2011; Аржанникова, Аржанников, 2005; Уфимцев и др., 2006; 2009; Бызов, Саньков, 2015; Щетников, 2016а; 2016б и др.]. Данное исследование ориентировано не только на выявление сместителей и картирование границ разломных зон по геоморфологическим признакам, но и, главным образом, – на установление общих закономерностей отражения элементов их внутренней структуры в рельефе.

Изучение подобных закономерностей для природных разломных зон осложнено длительностью формирования рельефа (особенно для протяженных структур), а также влиянием экзогенных процессов. Применение полевых морфотектонических методов по отношению к крупным зонам также затруднено в связи с невозможностью равноценного исследования значительных по площади природных территорий. Эффективным методом изучения деформаций земной коры в данном случае является физическое моделирование [Гзовский, 1954; 1975; Борняков, 1981; 2012; Шерман и др. 1983, 2002; Семинский, 1986; 2003; Разломообразование в литосфере..., 1991; 1992; 1994; Бокун, 2009; Гончаров, 2010; Михайлова, 2010; Strak et al., 2011; Dooley, Schreurs, 2012; Graveleau et al., 2012; Rebetsky, 2012; Фролова и др., 2016а; 2016б; 2018; Дубинин и др., 2019], которое позволяет, используя критерии подобия, за десятки минут – первые часы проследить изменения на модели, которые происходили в земной коре в течение миллионов лет. Его комбинирование с результатами последующего анализа природных аналогов позволяет получить новые данные о развитии тектонического рельефа разломных зон, что необходимо при анализе серии актуальных геодинамических проблем, а также при решении ряда прикладных задач нефтегазовой и инженерной геологии.

Цель работы – установить на базе тектонофизического подхода закономерности строения рельефа, которые обусловлены динамикой разрывообразования в разломных зонах, отличающихся масштабным рангом и морфогенетическим типом (сдвиги и сбросы).

Задачи исследования.

1. Отработать методику физического эксперимента для получения цифровых моделей рельефа (ЦМР) разломных зон.
2. Разработать способы анализа экспериментальных и природных ЦМР разломных зон, которые позволяют проводить их качественное и количественное сопоставление.
3. Изучить проявление в рельефе главных особенностей внутреннего строения экспериментальных сдвиговых и сбросовых зон, а также их природных аналогов в пределах юга Восточной Сибири и некоторых других регионов.
4. Исследовать влияние на формирование рельефа разломной зоны граничных условий эксперимента: вязкости модельного материала, толщины модели и скорости деформирования.
5. Установить общие закономерности проявления в рельефе внутренней структуры разломов на основе сопоставления результатов изучения разломных зон, воспроизведенных в лабораторном эксперименте, и их природных аналогов.

Методы исследования и фактический материал. В основе исследования лежит комплексный – тектонофизический – подход, включающий моделирование разломных зон, анализ их разноранговых природных аналогов, а также сравнение получаемых данных с применением количественных методов. Фактический материал включает морфометрические, геолого-структурные и геофизические данные, собранные и обработанные за время обучения в аспирантуре и дальнейшей работы автора в Институте земной коры СО РАН. Прежде всего, это материалы, полученные в ходе проведения и интерпретации экспериментов по формированию разломных зон, а также вследствие анализа данных космических съемок рельефа. Часть материала была собрана в ходе экспедиционных работ 2011-2020 гг., проведенных в составе полевых отрядов лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН в пределах различных участков юга Восточной Сибири.

Личный вклад автора. Автор принимал непосредственное участие на всех этапах исследований: при постановке задач, проведении лабораторных экспериментов и полевых измерений, а также при выполнении анализа и интерпретации полевых, дистанционных и экспериментальных данных о строении рельефа разломных зон.

Защищаемые положения:

1. Характер рельефа сдвиговых и сбросовых зон определяется пространственно-временной неравномерностью их развития. Пространственная неравномерность проявляется наличием в разломных зонах морфоструктур, которые отражают главные элементы их строения и имеют у сдвигов и сбросов черты сходства и различия. Временная неравномерность является причиной геоморфологических отличий, свойственных сдвиговым зонам, структура которых находится на разных стадиях формирования.

2. Ведущую роль в формировании рельефа сдвиговой и сбросовой зоны играют магистральный сместитель и разрывы R-типа при незначительном влиянии сколов R'-типа. Кроме того, для сдвиговых зон значимым фактором рельефообразования является формирование разрывов n , n' и t , t' типа, а для сбросовых зон – подвижки по нарушениям n и n' типа.

3. Рельеф сдвиговой и сбросовой зоны зависит от условий ее развития – интенсивности тектонического воздействия, реологических свойств и размеров деформируемой толщи, – которые в рамках лабораторного эксперимента контролируются скоростью деформирования, вязкостью и толщиной модели. По данным физического моделирования на формирование рельефа сдвиговой зоны наибольшее влияние оказывает вязкость материала модели и скорость ее деформирования, а наименьшее – толщина модели. Характер рельефа у сбросовых зон в большей степени зависит от скорости деформирования и толщины модели и существенно меньше – от ее вязкости.

Научная новизна. В настоящей работе проведен анализ рельефа разломных зон лабораторных моделей и их природных аналогов: выявлены общие закономерности отражения внутренней структуры сдвиговой и сбросовой зон в рельефе, исследованы главные параметры, определяющие на его формирование. Установлено влияние стадийности развития сдвиговой зоны на образующийся рельеф. Показано, какие элементы внутренней структуры оказывают наибольшее влияние на формирование рельефа, а какие носят второстепенный характер.

Теоретическая и практическая значимость. Методика анализа тектонического рельефа, разработанная автором, может в дальнейшем применяться при решении некоторых фундаментальных вопросов разломообразования в земной коре. Выявленные закономерности отражения в рельефе границ и структуры разломной зоны являются важной составляющей изучения зонно-блокового строения любых природных регионов. Выделение характерных особенностей внутренней структуры разломных зон на основе анализа высотных отметок рельефа может быть использовано на начальных стадиях поисков месторождений полезных ископаемых, контролируемых разломами, а также при выборе мест мониторинга опасных процессов эндогенной природы. Установленные закономерности будут полезны при инженерно-геологических изысканиях под строительство зданий и сооружений в тектонически активных районах.

Степень достоверности и апробация результатов. Степень достоверности материалов исследования обеспечивается проведением нескольких серий физических экспериментов с соблюдением критериев подобия. Выделенные при моделировании закономерности проверялись на разноранговых природных объектах, расположенных в тектонически активных регионах.

Результаты проведенных исследований докладывались и обсуждались на Всероссийском совещании «Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе» (г. Иркутск, 2012 г., 2016 г.); XXV Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика» (г. Иркутск, 2013 г.); Втором Всероссийском симпозиуме с международным участием и молодежной научной школе «Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы» (г. Иркутск, 2013 г.); Всероссийской конференции «Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: VIII Косыгинские чтения» (г. Хабаровск, 2013 г.); Всероссийском совещании «Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ» (г. Иркутск, 2014 г.); Четвертой тектонофизической конференции в ИФЗ РАН «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле» (г. Москва, 2016 г.); Шестой молодежной тектонофизической школе-семинаре «Современная тектонофизика. Методы и результаты» (г. Москва, 2019 г.).

Автором самостоятельно и в соавторстве опубликовано 17 работ по теме диссертации, в том числе 7 статей в рецензируемых журналах, рекомендованных перечнем ВАК Минобрнауки РФ.

Объем и структура работы. Диссертационная работа состоит из введения, шести глав и заключения. Общий объем диссертации составляет 158 страниц, содержит 57 рисунков. Список литературы включает 202 наименования.

Соответствие паспорту специальности. Согласно паспорту научной специальности 25.00.03 «Геотектоника и геодинамика», работа соответствует пунктам № 1, № 3, № 5, № 8 и № 10.

Пункт № 1: Структурный анализ (включая микроструктурный и петроструктурный) – изучение форм залегания горных пород, обусловленных их пластичными или разрывными деформациями.

Пункт № 3: Изучение вертикальных и горизонтальных тектонических движений: как современных (инструментальными методами), так и древних (геологическими и палеомагнитными методами).

Пункт № 5: Неотектоника, изучающая тектонические явления новейшего этапа развития литосферы и использующая для этого свои специфические методы исследования.

Пункт № 8: Экспериментальная тектоника (тектонофизика), включающая физическое и компьютерное моделирование условий формирования тектонических структур и их сочетаний.

Пункт № 10: Составление тектонических карт: общих и специальных, в том числе с использованием аэрофотоматериалов и космических съемок. Составление палеотектонических карт.

Благодарности. Автор выражает искреннюю благодарность научному руководителю – заведующему лабораторией тектонофизики Института земной коры СО РАН, д.г.-м.н. Константину Жановичу Семинскому за постановку темы и обсуждение полученных результатов. Автор также признателен д.г.-м.н., профессору К.Г. Леви за консультации и ценные советы по методике проведения исследований. Он благодарит к.г.-м.н. С.А. Борнякова за краткий экскурс и содействие при проведении физического моделирования, к.г.-м.н. А.К. Семинского и к.г.-м.н. А.А. Боброва за помощь и советы при проведении полевых исследований, к.г.-м.н. А.В. Черемных, к.г.-м.н. В.А. Санькова, д.г.-м.н. А.В. Аржанникову, к.г.-м.н. С.Г. Аржанникова и д.г.-м.н. О.В. Лунину за обсуждения и рекомендации при написании работы. Автор признателен всем сотрудникам лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН за всестороннюю помощь и поддержку.

Связь работы с научными проектами. Исследования проводилось при поддержке Министерства науки и высшего образования РФ в рамках проекта «Фундаментальные основы, методы и технологии цифрового мониторинга и прогнозирования экологической обстановки Байкальской природной территории» (грант № 075-15-2020-787).

ОСНОВНОЕ СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

Глава 1. Современное состояние проблемы изучения рельефа разломных зон

В главе приведены общие сведения о рельефе разломных зон, комплексе процессов и факторов, влияющих на его формирование. Показано, что при общем развитии рельефа под действием эндогенных и экзогенных процессов, а также под влиянием других факторов (климат, вещественный состав верхних слоев земной коры и др.) [Щукин, 1960; Герасимов, Мещеряков,

1964; Леонтьев, Рычагов, 1988] эффективность изучения морфоструктурного выражения разломных зон зависит от степени их активности на неотектоническом этапе. Внутреннее строение разломных зон в их широком тектонофизическом понимании характеризуется пространственно-временной неравномерностью [Семинский, 2003], конкретными выражениями которой является стадийность развития, а также наличие участков с различной нарушенностью и динамикой формирования сети разрывов 2-го порядка. Стадийное развитие включает три основных стадии формирования разломной зоны: раннюю дизъюнктивную, позднюю дизъюнктивную и стадию полного разрушения. Разрывы 2-го порядка подразделяются на системы, различающиеся кинематическим типом, положением в пространстве и составляющие в совокупности единый обобщенный парагенезис [Hancock, 1985; Silvester, 1988; Лукьянов, 1997; Семинский, 2003; Вольфман и др., 2014; 2017] (рис. 1, А). В зависимости от стадии развития зоны и организации разрывной сети ее морфоструктурное выражение должно отличаться как в целом, так и на отдельных участках.

Кроме того, в главе рассматриваются современные методы изучения структуры и рельефа разломных зон с использованием данных полевых наблюдений [Сим, 1991; 2000; Аржанникова, Гофман, 2000; Cunningham et al., 2003; Новиков, 2004; 2015; Arrowsmith, Zielke, 2009; Тверитинова, 2012; 2013; Cunningham, 2012; Topal et al., 2016; Щетников, 2016; Лысова, 2017; 2019; Сим и др., 2018; Новиков и др., 2019; 2022; Garsia-Deldado, Velandia, 2020; McCalpin et al., 2020; Новиков, Борисенко, 2021], материалов дистанционного зондирования земной поверхности [Лаптева Е., Лаптева Н., 2010; Усиков, 2011], а также результатов математического [Макаров и др., 2005; Стефанов, 2005; 2008; Rebetsky, 2012; Stefanov, Bakeev, 2014; Бызов, Саньков, 2015; Лермонтова, 2021] и физического моделирования [McClay, Borona, 2001; Guerroue, Cobbold, 2005; Graveleau, Dominguez, 2008; Strak et al., 2011; Dooley, Schreurs, 2012; Graveleau et al., 2012; Bennett et al., 2015; Schellart, Strak, 2016; Rosas et al., 2017; Фролова и др., 2016а; 2016б; 2018; 2021; Шеменда, 2021]. В итоге целенаправленного анализа материалов предшествовавших работ показано, что эффективным способом изучения рельефа разломных зон является комплексирование методов исследования природных структур и их экспериментальных аналогов с последующим сопоставлением полученных результатов. Комплексный – тектонофизический – подход является основой для выявления серии новых закономерностей формирования рельефа и структуры разломных зон.

Глава 2. Байкальская рифтовая зона и другие объекты исследования

Комплексный тектонофизический подход, применяемый для изучения проявления внутренней структуры разломной зоны в рельефе, подразумевает использование экспериментальных и природных объектов. Для подобного анализа выбраны сдвиговые зоны, как представители разломов со смещением по простирацию, и сбросовые зоны, как представители дизъюнктивов со смещением по падению. Зоны надвигов (взбросов) также являющиеся разломами со смещением по падению, по ряду причин (повышенное влияние гравитации, особое внутреннее строение и др.) не рассматривались в рамках данного исследования.

Сдвиговые и сбросовые зоны широко распространены на юге Восточной Сибири – в пределах Байкальской рифтовой зоны (БРЗ). В настоящее время БРЗ – хорошо изученная межплитная граница, в т.ч. в плане тектонического строения и геоморфологии района [Флоренсов, 1960; Ламакин, 1968; Ружич, 1972; 1981; 1997; Логачев, Флоренсов, 1977; Шерман, Леви, 1978; Леви, 1981; Шерман, Днепровский, 1989; Уфимцев, 1992; Рассказов, 1993; Саньков и др., 1996; Леви и др., 1997; Логачев, 1999; 2003; Аржанникова, Гофман, 2000; Мац и др., 2001; Лухнев и др., 2006; 2010; Petit, Deverchere, 2006; Лунина и др., 2009; 2010; Семинский, 2009; Уфимцев, 2009; Мац, 2012; 2015; Семинский и др., 2013; Щетников, 2016; Рассказов, Чувашова, 2018; и мн. др.]. В процессе формирования рифтовой зоны установлена последовательная смена обстановки сдвига растяжением [Шерман, Леви, 1978; Саньков и др., 1991; Леви и др., 1997; Delvaux et al, 1997; Семинский, 2009]. В пространственном отношении для флангов БРЗ характерна обстановка сдвига, а в ее центральной части доминирует растяжение (рис. 1). Образовавшиеся в этих обстановках сдвиговые и сбросовые зоны сохраняют активность и направления перемещений, что подтверждается данными GPS-геодезии [Лухнев и др., 2006; 2010; 2013]. Некоторые из расположенных в БРЗ и в целом на территории юга Восточной Сибири разломных зон различного масштаба и ранга были выбраны для реализации комплексной методики сравнения

экспериментальных моделей и природных объектов. Среди них крупные сбросовые (Обручевская, Черско-Баргузинская и Джида-Витимская) разломные системы, а также небольшие зоны сдвига и сброса высокого ранга, расположенные на локальных участках Прибайкалья и Забайкалья (рис. 1).

Отсутствие крупных природных сдвигов на базовой территории исследований, удовлетворяющих критериям комплексного тектонофизического подхода (размеры, наличие магистрального сместителя, степень изученности), обусловило привлечение к анализу двух разломных зон, находящихся в других регионах. В качестве таких объектов выбраны зоны левостороннего Левантийского сдвига и правостороннего сдвига Сан-Андреас. Рассмотренные в главе кинематика, морфология, активность и геометрические параметры сдвиговых зон [Осокина и др., 1979; The Sun Andreas..., 1990; Murray et al., 2001; Becker et al., 2005; Mart et al., 2005; Lunina et al., 2005; Gomez et al., 2007; Романюк и др., 2013; Gizzi, 2015; Симонов и др., 2015; Scharer, Streig, 2019] позволили сделать вывод об их хорошем подобии экспериментальным сдвиговым зонам. Развиваясь при взаимодействии крупных литосферных плит, эти разломные зоны практически не осложнены дополнительной компонентой смещений, сопутствующей сдвигу, достаточно детально изучены и наилучшим образом подходят для выявления общих закономерностей рельефо- и структурообразования.

В целом объектами исследования были разноранговые сдвиговые и сбросовые зоны, воспроизведенные при моделировании, а также дизъюнктивы, находящиеся территориально в тектонически активных областях, главным образом, – на юге Восточной Сибири.

Глава 3. Методы исследований

В состав комплекса базовых методов, использованных для решения поставленных задач, входят физическое моделирование сдвиговых и сбросовых зон, серия способов изучения зон природных разломов (подобных экспериментальным), а также камеральные приемы обработки цифровых моделей рельефа.

Физические эксперименты выполнены в лабораторных условиях на установке «Разлом» с использованием глинистой пасты в качестве модельного материала. Глинистая паста проявляет упруго-пластические свойства подобно литосфере при крупномасштабном разломообразовании [Гзовский, 1975; Борняков, 1981; Шерман и др., 1983; Шерман, 1984; Семинский, 1986; 2003; Разломообразование в литосфере...1991; 1992; 1994], а теория подобия, используемая при проведении экспериментов, дает возможность корректно сопоставлять лабораторные модели с их природными аналогами [Шерман, 1984; Бабичев, 1987]. Экспериментальная установка для тектонофизического моделирования с лабораторными образцами из глинистой пасты позволяли задавать определенные граничные условия опытов по размерам модели, ее вязкости, скорости и типу нагружения. В ходе исследования было проведено несколько серий экспериментов по моделированию сдвиговых и сбросовых зон. Цифровые модели рельефа были получены в результате прямых измерений высотных отметок поверхности лабораторной модели по окончанию ее деформирования. Для измерений высот использовались лазерный дальномер и трехмерный сканер под управлением персонального компьютера.

Природными аналогами экспериментальных объектов являлись разноранговые разломные зоны сдвигового и сбросового типов, располагающиеся преимущественно на территории юга Восточной Сибири. Данные о рельефе для изучения крупных зон получены из общедоступных каталогов Aster GDEM и SRTM, а для изучения небольших разломов (высокого ранга) – из материалов полевой съемки высот с применением оптического нивелира и GPS-приемников с барометрическим альтиметром. В обоих случаях для построения ЦМР использовалась прямоугольная сеть точек, параметры которой зависели от размеров изучаемого объекта, рассчитанных по масштабным коэффициентам в критериях подобия [Шерман и др., 1983].

Завершающей частью комплексного исследования являлась обработка цифровых моделей рельефа разломных зон и построенных на их основе распределений градиента рельефа. Анализ этих материалов позволил выделить участки с наибольшими изменениями рельефа, связанными с перемещениями по разрывам, и, как следствие, отобразить структуру, размеры и границы разломных зон. При интерпретации использовались литературные данные о кинематике, геодинамике и структуре изучаемых разломных зон, а также геолого-структурные (замеры

трещиноватости пород) и геофизические (электротомография, измерение объемной активности радона) наблюдения, сделанные во время полевых работ.

Глава 4. Связь рельефа и внутренней структуры разломных зон по данным экспериментальных исследований

4.1 Разломные зоны сдвигового типа

В разделе рассмотрены особенности проявления сдвиговой зоны в рельефе лабораторных моделей. Эксперименты показали, что сдвиговая зона отчетливо выделяется повышенными отметками высот и цепочкой впадин, что в совокупности образует вытянутое поднятие по типу хребта или вытянутого свода (рис. 2, Б и В). Подножия хребта совпадают с внешними границами зоны проявления разрывов на поверхности модели. Наибольшие отметки высот концентрируются в осевой части зоны сдвига и связаны с участками присдвигового сжатия (дуплекс сжатия, структура push-up), а также с сегментами магистрального сместителя, разрывными нарушениями Р и R типов, т.е. главными элементами обобщенного парагенезиса разрывов (рис. 2, А). Наименьшие высотные отметки рельефа связаны с участками присдвигового растяжения (дуплекс растяжения, структура pull-apart).

В распределении градиента рельефа сдвиговая зона, образованная при деформировании экспериментальной модели, выделяется значениями параметра выше среднего уровня с кулисообразным чередованием максимумов (рис. 2, Г). Продольная и поперечная неравномерность распределения обусловлена пространственной неоднородностью строения сдвиговой зоны, проявляющейся в плотности и специфике формирования разнотипных разрывов 2-го порядка. Наибольшее влияние на распределение и величину градиента рельефа оказывают магистральный сместитель и разрывы Р типа, а также участки присдвигового растяжения и сжатия. Более мелкие максимумы данного параметра приурочены к разрывам R типа, которые по сравнению с сопряженными нарушениями R' типа играют более значимую роль в распределении градиента. Для исследования степени влияния на рельеф каждого типа разрывов общего парагенезиса анализировались ориентировки максимумов градиента рельефа для экспериментальных моделей левостороннего и правостороннего сдвигов (рис. 3, А и Б). Было установлено преобладание ориентировок максимумов, связанных с перемещениями по магистральному сместителю и разрывам R типа. Менее контрастно проявлены направления, обусловленные влиянием на рельеф разрывов n, n', t, t', Р и R' типов.

Отражение временной неравномерности развития сдвиговой зоны проявляется в существенном различии рельефа на каждой из основных стадий ее формирования. На ранней дизъюнктивной стадии рельеф модели мало контрастен и выражен перепадами высот $\approx 2-3$ мм. На данной стадии развиваются преимущественно R и R' сколы, а также складки, которые хорошо проявлены поднятиями на цифровой модели рельефа (рис. 4, А). Сдвиговая зона не выделяется единым полем повышенных значений градиента рельефа, однако направления максимумов совпадают с простираем разрывов R типа и присдвиговых складок. На поздней дизъюнктивной стадии (рис 4, Б) вертикальные амплитуды, накопленные в результате перемещений по разрывам R типа и в ходе зарождения участков присдвигового растяжения и сжатия, выделяют зону единым полем повышенных значений градиента. Влияние складок на рельеф второстепенно, однако они отчетливо видны на цифровой модели рельефа и отражаются характерной вытянутостью изолиний параметра по простираению их осей. Стадия полного разрушения (рис 4, В), характеризующаяся наличием магистрального сместителя, отчетливо выделяется в поле градиента рельефа. Основные максимумы параметра отражают отдельные элементы внутренней структуры сдвиговой зоны. Влияние складок трудно проследить, поскольку они были деформированы в связи с перемещениями по разрывам Y, P, R и других типов. На данной стадии амплитуда вертикальных движений максимальна, что отражается в поле градиента высокими значениями, в два раза превышающими аналогичные показатели на поздней дизъюнктивной стадии и на порядок больше величин, характерных для ранней стадии.

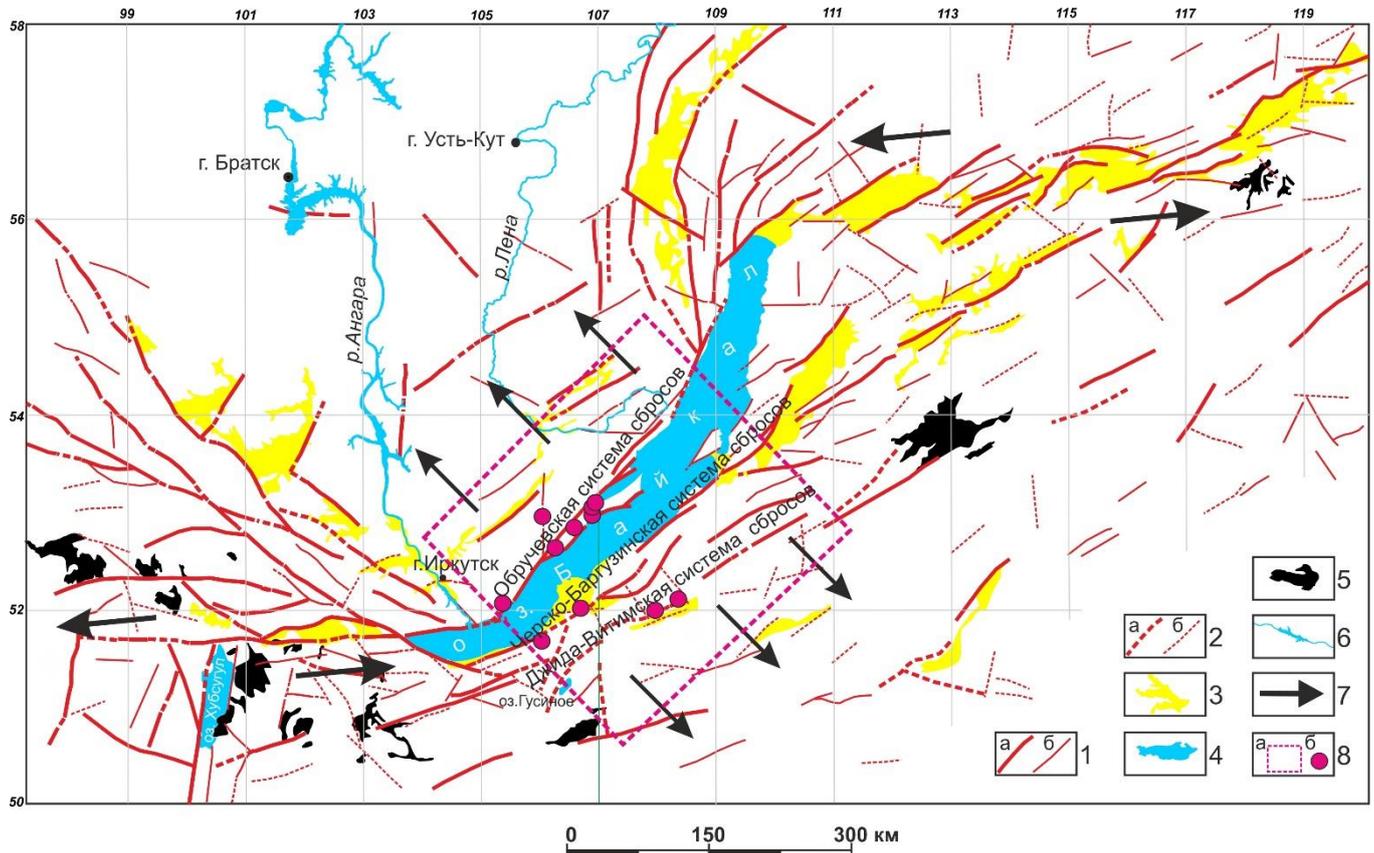


Рис. 1. Схема новейшей структуры Байкальской рифтовой зоны и смежных территорий по [Семинский, 2009], на которой показаны участки исследований и крупные разломные зоны, являющиеся аналогами структур, воспроизведенных в физическом эксперименте.

1-2 – генеральные (а) и региональные (б) разломы, отчетливо (1) и менее отчетливо (2) проявленные в рельефе; 3 – главные кайнозойские впадины; 4 – кайнозойские впадины, заполненные водой; 5 – крупные базальтовые поля; 6 – гидросеть; 7 – направления относительных перемещений блоков, создающих сдвиговую и раздвиговую обстановки разломообразования в Байкальской рифтовой зоне; 8 – участки изучения крупных (а) и небольших (б) разломных зон.

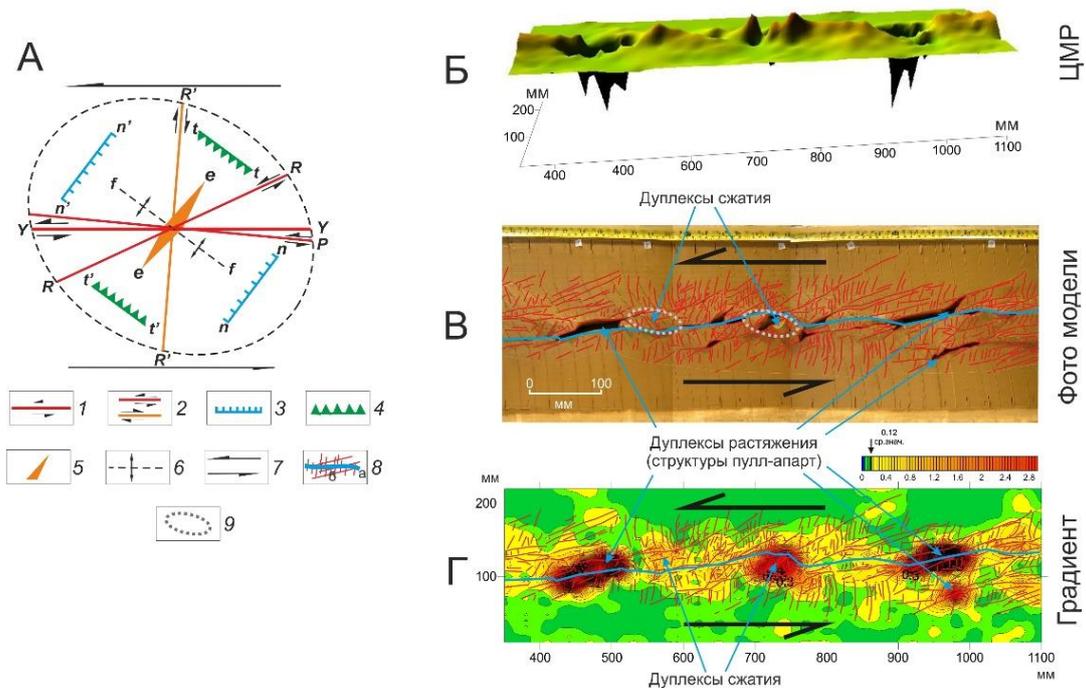


Рис. 2. Результаты моделирования сдвиговых зон. А – парагенезис разрывов 2-го порядка; Б – цифровая модель рельефа; В – фото поверхности лабораторного образца после деформирования; Г – поле градиента рельефа. 1 – сдвиговый магистральный сместитель (Y); 2 – сопряженные (R и R') и одиночные (P) сдвиги; 3 – сопряженные сбросы (n и n'); 4 – сопряженные взбросы или надвиги (t и t'); 5 – разрывы растяжения (e); 6 – оси складок (f); 7 – направление перемещения крыльев; 8 – сеть разрывов, образовавшаяся в результате деформирования модели: а – магистральный сместитель, б – опережающие разрывы; 9 – дуплексы сжатия.

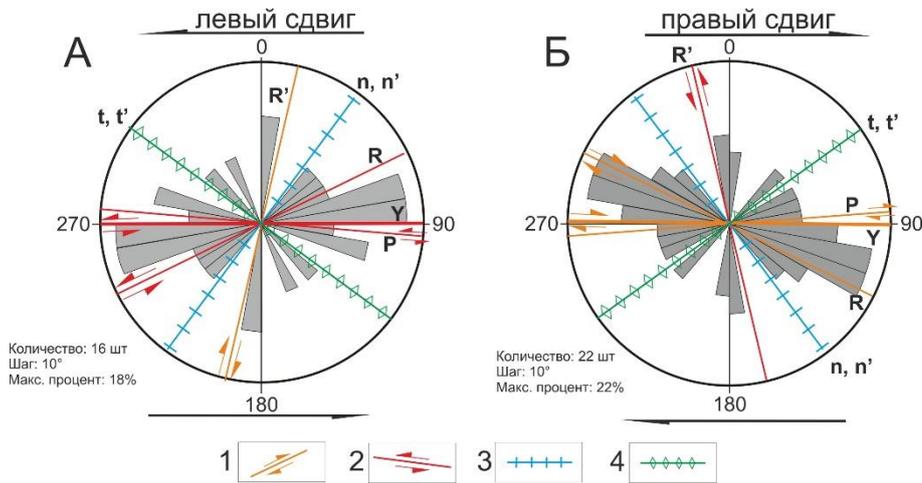


Рис. 3. Розы-диаграммы ориентировок максимумов градиента рельефа для левосторонней (А) и правосторонней (Б) сдвиговых зон с наложенными элементами парагенезиса разрывов 2-го порядка, показанными здесь и на других рисунках в соответствии с [Семицкий, 2014].
 1 – правые сдвиги; 2 – левые сдвиги; 3 – сбросы; 4 – взбросы и надвиги.

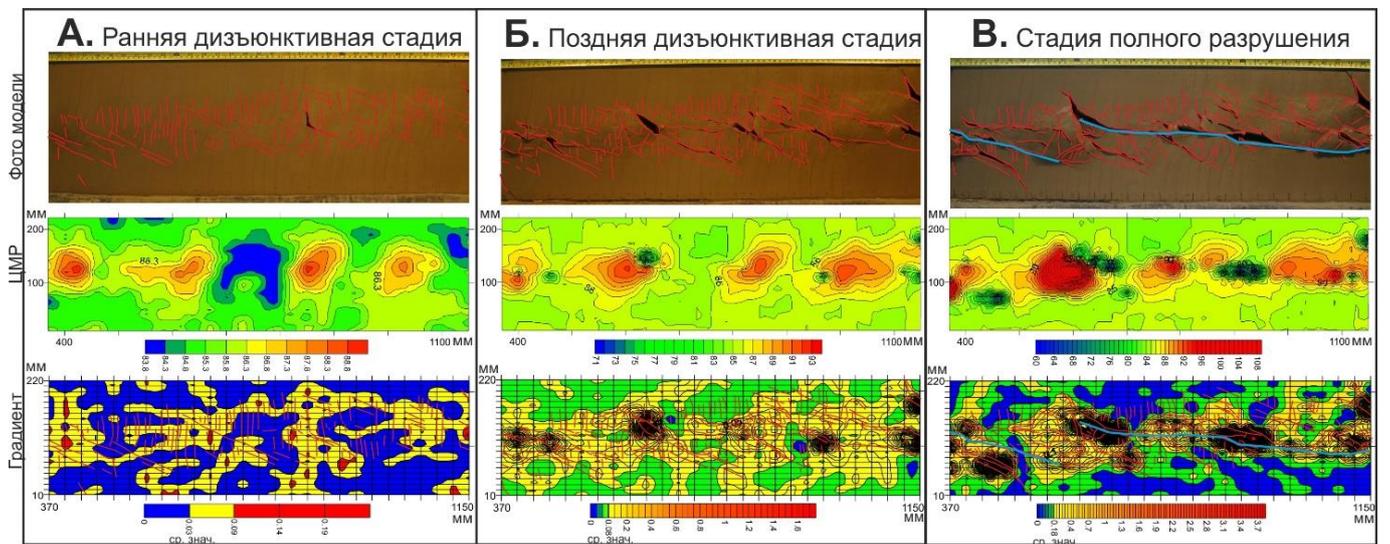


Рис. 4. Влияние временной неравномерности формирования сдвиговой зоны на рельеф (сдвиг правый).

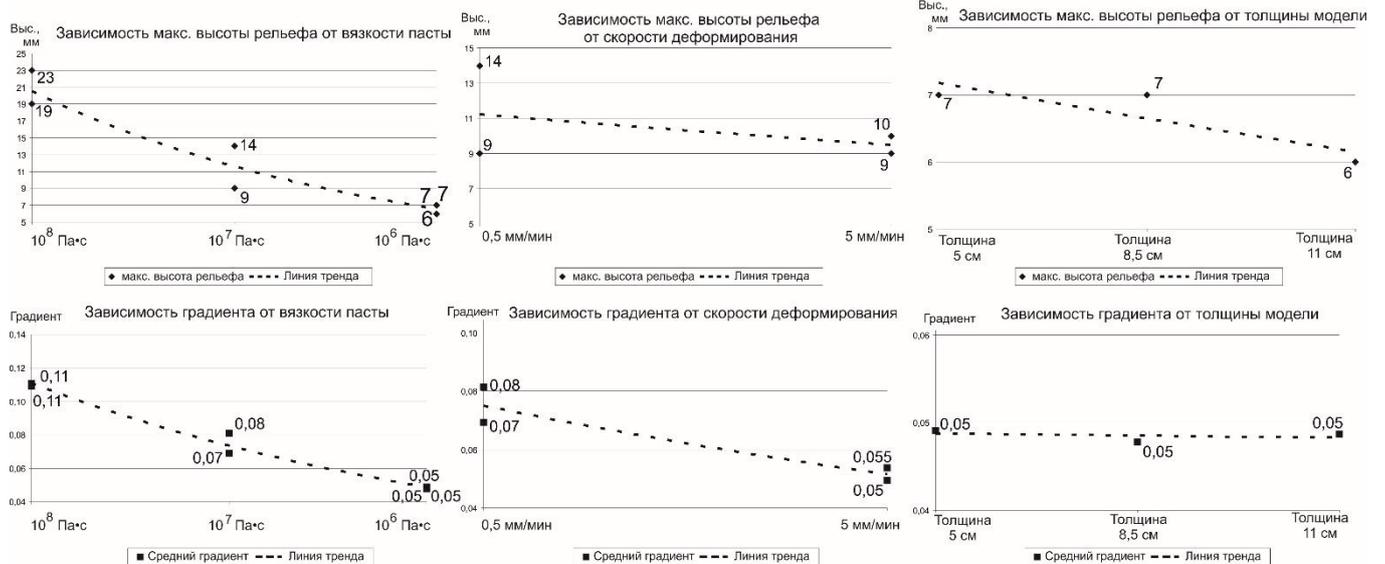


Рис. 5. Влияние на рельеф сдвиговой зоны граничных условий проведения опытов.

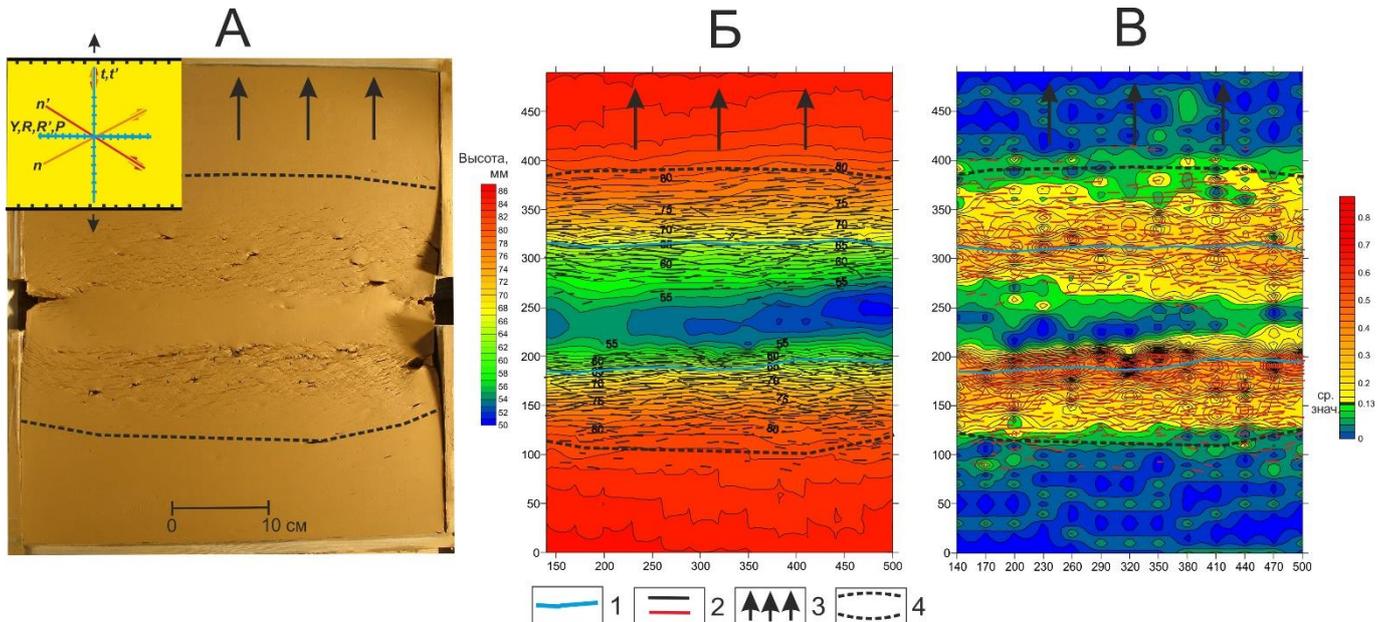


Рис. 6. Результаты моделирования сбросовых зон. Фото модели с парагенезисом сбросовой зоны (А), ЦМР (Б) и распределение градиента рельефа (В).

1 – магистральный сместитель; 2 – сеть разрывов 2-го порядка; 3 – направление перемещения активного штампа лабораторной установки; 4 – границы зоны растяжения.

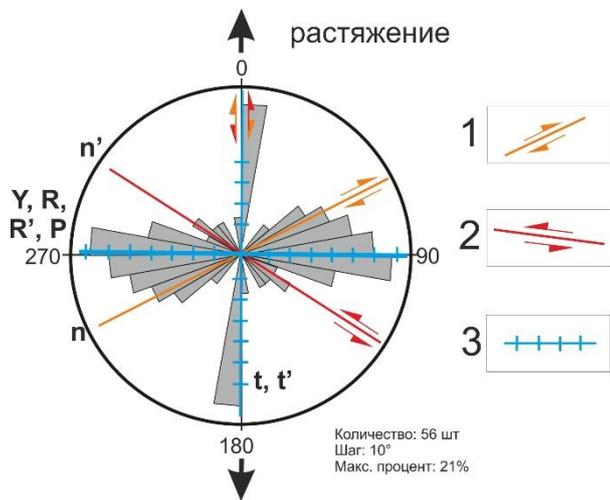


Рис. 7. Роза-диаграмма ориентировок максимумов градиента рельефа для зоны сброса в модели. 1 – правые сдвиги; 2 – левые сдвиги; 3 – сбросы

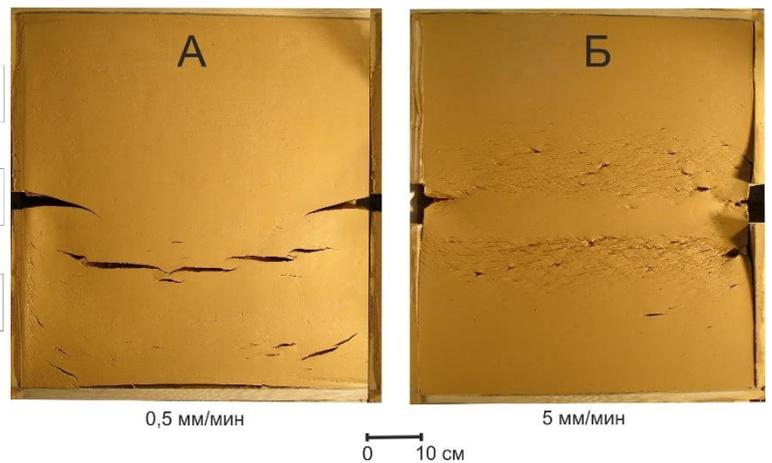


Рис. 8. Влияние скорости деформирования на рельеф и структуру зоны растяжения, формирующейся в модели.

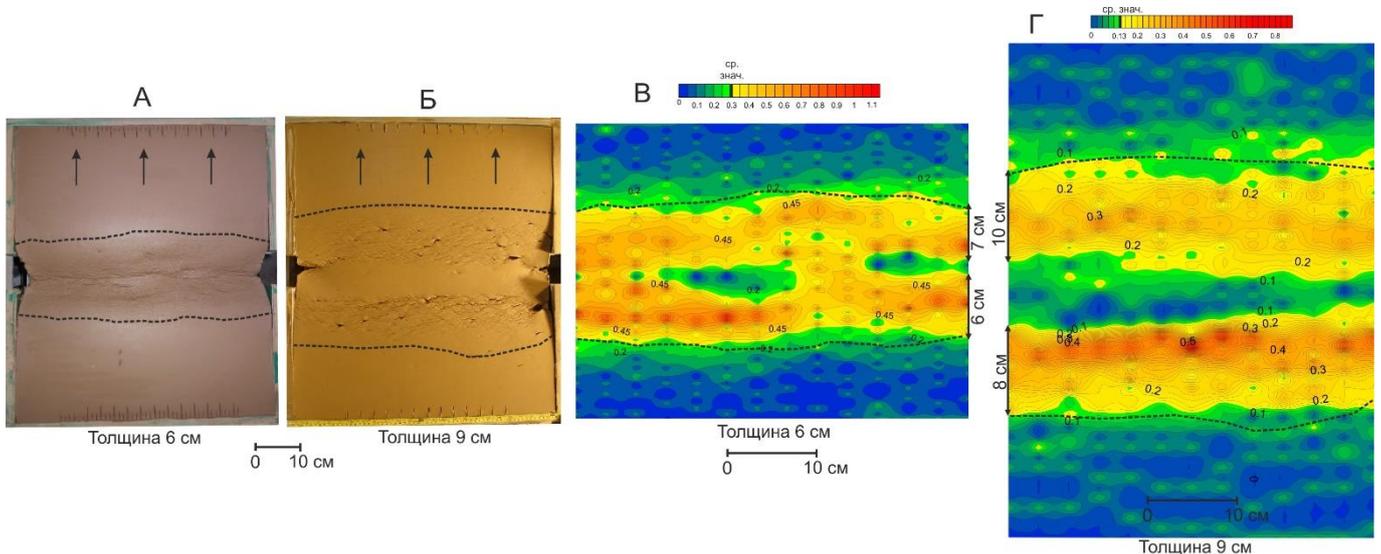


Рис. 9. Влияние толщины модели на рельеф сбросовой зоны. Фото модели при толщине слоя глинистой пасты 6 см (А) и 9 см (Б), а также распределения градиента рельефа при толщине слоя глинистой пасты 6 см (В) и 9 см (Г).

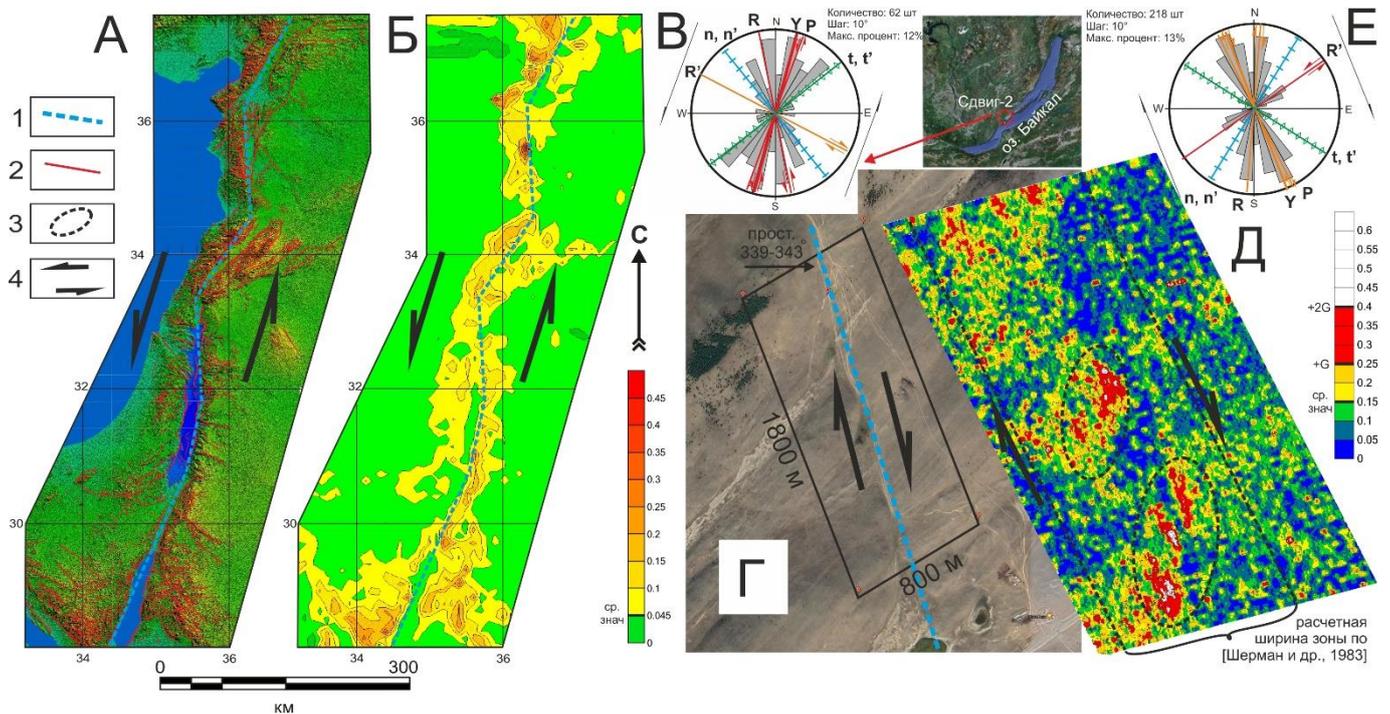


Рис. 10. Закономерности строения рельефа природных сдвиговых зон различного ранга. ЦМР с линеаментами (А), поле градиента рельефа (Б) и роза-диаграмма ориентировок его максимумов (В) для зоны Левантийского сдвига. Космоснимок исследуемого участка (Г), поле градиента рельефа (Д) и роза-диаграмма ориентировок его максимумов (В) для сдвиговой зоны «Сдвиг-2» в Западном Прибайкалье.
 1 – магистральный сместитель; 2 – линеамента; 3 – область отражения кулис сдвиговой зоны в градиенте рельефа; 4 – направления относительных перемещений блоков, создающих сдвиговую обстановку разломообразования.

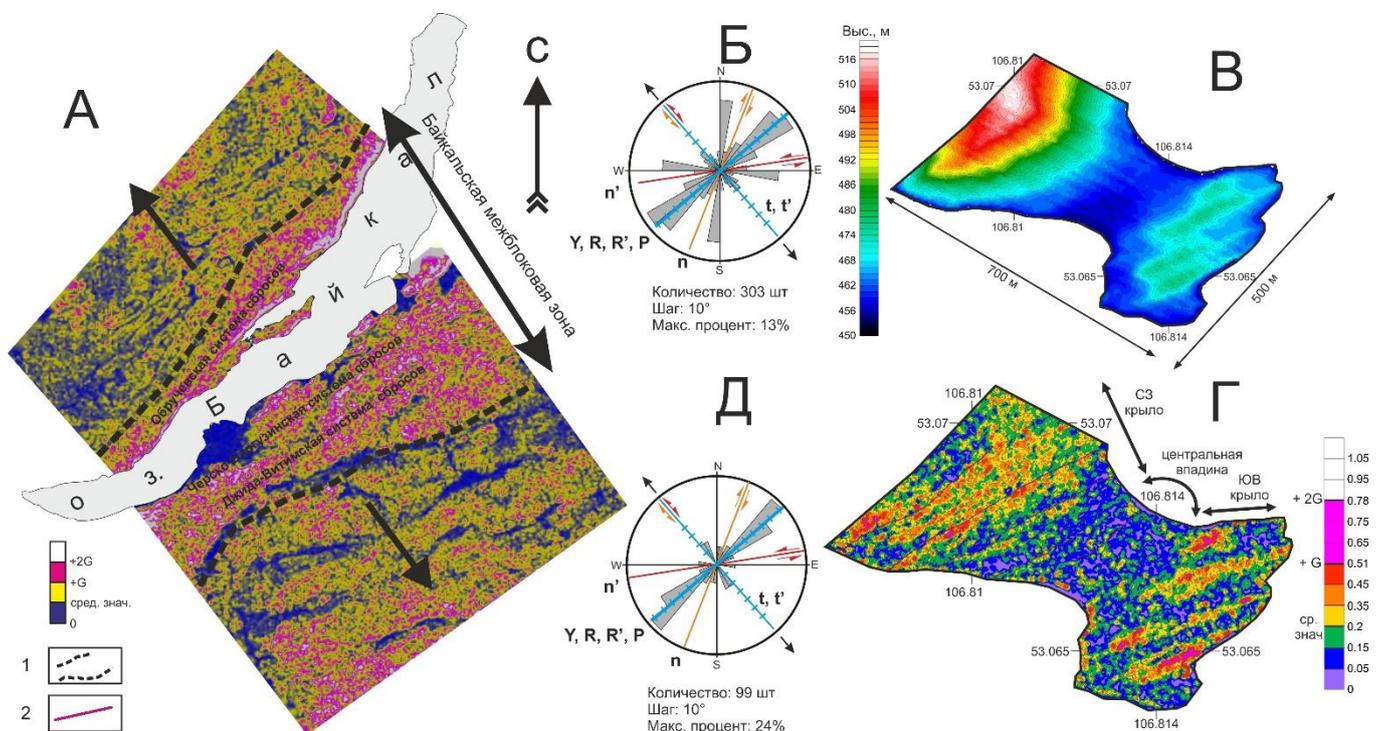


Рис. 11. Закономерности строения рельефа разноранговых зон растяжения в Прибайкалье. Поле градиента рельефа (А) и роза-диаграмма ориентировок его максимумов (Б) для центрального участка Байкальского рифта; ЦМР (В), поле градиента рельефа (Г) и роза-диаграмма ориентировок его максимумов (Д) для сбросовой зоны на участке «м. Улирба».
 1 – границы Байкальской межблоковой зоны, выделяющейся полем максимумов градиента рельефа; 2 – уступы рельефа, отчетливо выраженные на местности.

Ранее было показано [Шерман и др., 1983; Dooley, Schreurs, 2012; Фролова и др., 2016а; 2016б; 2018], что формирование структуры разломной зоны существенно зависит от граничных условий проведения эксперимента, в особенности – геометрических размеров образца, скорости деформирования и реологии используемых модельных материалов. Вариации каждого из перечисленных параметров вносят определенный вклад в развитие внутренней структуры сдвиговой зоны. Это отражается общим изменением ее характера или обособленным влиянием на определенные элементы, что, соответственно, влияет и на формирование рельефа.

Экспериментально установлено, что изменение вязкости глинистой пасты оказывает наиболее существенное влияние на рельеф сдвиговой зоны. В моделях с высокой вязкостью в результате более хрупкой реакции среды на приложенную нагрузку наблюдались большие вертикальные амплитуды смещений по разрывам и, соответственно, высоты рельефа и значения градиента (рис. 5), чем в экспериментах, проведенных при средней и низкой вязкости субстрата. При средней и низкой вязкости модельного материала амплитуды вертикальных движений заметно меньше, рельеф модели сглаживается, что отражается в поле градиента уменьшением его значений. Повышение вязкости увеличивает среднюю ширину области динамического влияния разлома [Шерман и др., 1983], что проявляется соответствующим образом в рельефе и поле градиента.

Формирование рельефа сдвиговой зоны зависит от скорости деформирования модели. Ее увеличение на один порядок приводит к изменению рельефа модели за счет изменения ориентации разрывов R-типа относительно оси разломной зоны на $\sim 10^\circ$. Вследствие этого формируется более узкая зона, чем при медленном деформировании. Отмечается, что с увеличением скорости деформирования понижаются высоты рельефа и величины градиента (рис. 5).

Изменение толщины слоя глинистой пасты не оказывает существенного влияния на формирование рельефа сдвиговой зоны. Высоты рельефа и значения градиента практически не зависят от толщины модели (рис. 5). При этом с увеличением ее толщины средняя ширина области динамического влияния сдвиговой зоны возрастает, а средняя ширина ее отражения в рельефе и поле градиента остается неизменной. В результате установлено, что образование рельефа модели происходит преимущественно за счет формирования магистрального сместителя сдвиговой зоны и участков присдвигового сжатия и растяжения.

4.2 Разломные зоны сбросового типа

В разделе показано, что образующиеся при растяжении модели сбросовые зоны являются структурами 2-го порядка по отношению ко всей деформированной области (зоне растяжения). Они отчетливо выделяются двумя уступами в рельефе, а вся зона растяжения – грабеноподобной структурой (рис. 6, А и Б). Рельеф уступов имеет ступенчатый профиль с чередованием участков крутого и пологого наклона. Подножье и вершина каждого уступа совпадают с проявлением разрывов на поверхности модели. Амплитуда вертикальных перемещений по разрывам каждой из сбросовых зон неодинакова. Менее интенсивные перемещения наблюдаются в зоне, находящейся со стороны подвижного штампа лабораторной установки, а более интенсивные – со стороны неподвижного, как это отмечалось и ранее [Разломообразование..., 1992].

Распределение градиента в зоне растяжения отличается от ее рельефа (рис. 6, В). В поле градиента эта зона выражена двумя участками с повышенными значениями параметра, большими их среднего уровня, и участком низких значений, находящимся между ними. Каждому из двух участков повышенных значений градиента соответствует сбросовая зона, а участку между ними – впадина растяжения. В отличие от рельефа градиент отчетливо выделяет разломные зоны, их границы, размеры и отдельные разрывы. Распределение градиента неравномерно в пределах всей зоны растяжения и в каждой из сбросовых зон. В масштабе зоны растяжения неравномерность связана с входящими в ее состав двумя сбросовыми зонами и участком, соответствующим впадине, а также отражается в разнице средних величин параметра в сбросовых зонах, что связано с интенсивностью перемещений в их пределах. Более высокие значения градиента наблюдаются в разломной зоне над неподвижным штампом лабораторной установки.

В пределах каждой сбросовой зоны распределение градиента неравномерно в поперечном и продольном направлениях, что отражает их внутреннее строение. Поперечная неравномерность связана с магистральным сместителем зоны, а также с опережающими его развитие сбросами 2-го

порядка. Магистральный сместитель выделяется максимальными значениями градиента, которые смещены от осевой части сбросовой зоны к ее периферии со стороны впадины растяжения (подножье уступа). Опережающие сбросовые разрывы отражаются небольшими локальными цепочками максимумов градиента существенно меньших значений. Часть опережающих сбросовых разрывов имеет падение, согласное с магистральным сместителем, другая часть – противоположное. Если рассматривать сбросовую зону с позиций тектонофизики как сдвиг в вертикальной или наклонной плоскости, то первый вид разрывов будет соответствовать R типу разрывов, второй вид – R' типу. Направление падения трещин отражается разницей в значениях градиента рельефа. У разрывов R типа значения выше, чем у разрывов R' типа. Продольная неравномерность распределения градиента рельефа связана с изменением его величины вблизи соседних опережающих сбросовых разрывов, а также в местах сочленения отдельных частей магистрального сместителя, где образуются сдвиговые нарушения. Такие сдвиги не отражаются отдельными максимумами в поле градиента, но смещают высокие значения параметра, приуроченные к магистральному шву.

Для исследования степени влияния на рельеф отдельных элементов парагенезиса сбросовой зоны были проанализированы ориентировки максимумов градиента. Как видно из рис. 7, в сбросовых зонах, расположенных на противоположных бортах впадины растяжения, преобладают направления, связанные с перемещениями по магистральному сместителю, разрывам P, R и R' типов. Значительно меньше выделяются направления, обусловленные влиянием на рельеф разрывов n и n', t и t' типов.

На формирование структуры сбросовой зоны, образованной при растяжении экспериментальной модели, в различной степени влияют граничные условия проведения опытов [Шерман и др., 1983]. Установлено, что наибольшее влияние на рельеф сбросовой зоны оказывает скорость деформирования модели (рис. 8). Ее увеличение на один порядок приводит к кардинальным изменениям структуры, что в свою очередь влияет на формирование рельефа. Это происходит из-за различия генетического типа разрывов, формирующихся на поверхности модели. При медленной скорости перемещения штампов напряжения достигают прочности глинистого субстрата на отрыв, что приводит к образованию раздвигов (дислокации отрыва) (рис. 8, А). Рельеф модели представляет относительно пологий уступ с крупными субвертикальными раздвигами, расположенными ближе к его вершине. При высокой скорости напряжения быстро нарастают, в результате чего преодолевается порог прочности на скалывание: в модели образуются две области проявления сколов со встречным падением – сбросовые зоны (рис. 8, Б), что характерно и для природной обстановки.

Меньшее влияние на рельеф сбросовой зоны оказывает изменение толщины модели. При ее увеличении наблюдается расширение каждой из сбросовых зон, входящих в структуру зоны растяжения (рис. 9). За счет увеличения области динамического влияния сбросовых зон и размеров центральной впадины происходит рост ширины зоны растяжения в целом. Эти структурные изменения отражаются в распределении высотных отметок рельефа и градиенте. При увеличении толщины лабораторного образца изменяется поперечный профиль ложбины, образованной уступами сбросовых зон и центральной впадиной. Уступы, формирующиеся при меньшей мощности слоя глинистой пасты, имеют большую крутизну склона; общий поперечный профиль ложбины грабена стремится к V-образному, иногда щелевому типу. Центральная впадина практически отсутствует и сильно деформирована продольными сбросами. При значительной мощности слоя глинистой пасты эта впадина представлена относительно широким, ненарушенным разрывами блоком с одинаковыми высотными отметками. Общий поперечный профиль ложбины можно охарактеризовать как U-образный. Несмотря на значимые изменения общего вида структуры сбросовых зон, амплитуды вертикальных движений при различной толщине экспериментальной модели сопоставимы.

Варьирование вязкостью материала моделей не привело к изменению внутренней структуры сбросовой зоны и, следовательно, практически не повлияло на развитие ее рельефа. При значениях вязкости от 10^6 до 10^8 Па·с ширина области динамического влияния каждой сбросовой зоны, ее общее структурное выражение на поверхности модели и амплитуды вертикальных смещений по

отдельным разрывам оставались примерно одинаковыми. Единственным отличием является увеличение числа отрывных дислокаций с повышением вязкости модельного материала.

Глава 5. Связь рельефа и внутренней структуры разломных зон по данным анализа природных объектов

5.1 Разломные зоны сдвигового типа

В ходе анализа рельефа и внутренней структуры природных сдвиговых зон было установлено, что в основных чертах подтверждаются закономерности, выделенные при проведении экспериментов. Крупные сдвиговые зоны, подобно рассмотренным в работе сдвигам Сан-Андреас и Левантийскому, проявлены в рельефе структурой типа хребта (рис. 10, А). Небольшие сдвиговые зоны, как у разломов по р. Бугульдейка и на участке «Сдвиг-2» в БРЗ, выделяются в рельефе впадиной (долиной) (рис. 10, Г), один борт которой имеет крутой склон, а другой – пологий. Независимо от масштаба, рельеф сдвиговых зон неоднороден – выделяются области повышенных и пониженных высот, соответствующие участкам присдвигового сжатия и растяжения. По морфологии зона в целом делится на несколько однотипных сегментов, имеющих кулисное строение и совпадающих с положением крупных морфоструктур.

Крупная сдвиговая зона выделяется непрерывным полем градиента рельефа, значения которого превышают среднее арифметическое (рис. 10, Б). Распределение градиента в целом сходно с основными чертами рельефа: оно неравномерно и делится на несколько вытянутых сегментов, отражающих представляющих кулисность внутреннего строения зоны. Отдельными максимумами параметра выделяются магистральный сместитель, участки присдвигового сжатия, а также крупные разломы сдвиговой зоны. В отличие от эксперимента структуры пулл-апарт у крупных природных сдвиговых зон часто не представлены максимумами градиента, поскольку заполнены осадками или водой. Небольшая сдвиговая зона не отражается непрерывным полем повышенных значений градиента рельефа (рис. 10, Д). Выделяются участки магистрального сместителя и отдельные разрывы, подчёркивающие кулисность внутреннего строения. Исследование показало, что ранг сдвиговой зоны напрямую влияет на отражение ее внутренней структуры в рельефе и в поле градиента. Чем выше ранг и меньше размеры зоны сдвига, тем менее отчетливо она проявлена в рельефе и его производных. Отчасти это связано с большим нивелированием рельефа под действием экзогенных процессов у непротяженных сдвиговых зон.

Исследование ориентировок максимумов градиента рельефа у сдвигов различного масштаба (рис. 10, В и Е) показало, что преобладают направления, связанные с перемещениями по магистральному сместителю, разрывам Р и R типов. Менее отчетливо выделяются направления, связанные с влиянием на рельеф разрывов R' , n , n' , t и t' типов. Таким образом, данный вид анализа, кроме выделения преобладающих разрывных систем, позволяет устанавливать кинематический тип сдвиговой зоны и отдельных элементов ее внутренней структуры.

5.2 Разломные зоны сбросового типа

Изучение рельефа и структуры природных сбросовых зон свидетельствует о подобии закономерностей, выделенных ранее при моделировании процесса сбросообразования. Образующиеся при растяжении земной коры крупные сбросовые системы (например, Обручевская, Черско-Баргузинская, Джида-Витимская в БРЗ), как известно, являются структурами 2-го порядка по отношению к зоне растяжения в целом (рис. 11). Они отчетливо выделяются в рельефе серией уступов с различным падением, а вся зона растяжения – грабенном. Характер поперечного профиля высотных отметок у сбросовых зон ступенчатый, с чередованием участков с крутым и пологим наклоном. Небольшая сбросовая зона (участки «м. Улирба», «Онохой-Шибирь» и др.) также представлена в рельефе одним или несколькими уступами и может являться частью структуры зоны растяжения более крупного масштабного ранга (рис. 11, В).

В распределении градиента рельефа природная зона растяжения отражена двумя участками с повышенными значениями параметра и полем низких значений, находящимся между ними (рис. 11, А). За уровень повышенных значений принималась величина среднего арифметического, к которой в ряде случаев прибавлялось значение одного или двух стандартных отклонений. Каждому из двух участков повышенных значений градиента соответствует сбросовая зона (сбросовая

система), а участку между ними – впадина растяжения. Впадина в природной обстановке обычно заполнена осадками или водой. Установлено, что небольшие сбросовые зоны в природе не всегда отражаются единым полем повышенных значений (рис. 11, Г) в отличие от крупных сбросовых систем. Чем выше ранг и меньше размер сбросовой зоны, тем менее отчетливо она отражается в рельефе и его производных, что, как и для сдвигов, связано с действием экзогенных процессов. Распределение градиента рельефа неравномерно в пределах всей зоны растяжения и в каждой из сбросовых зон или систем. Неравномерность поля градиента рельефа природной зоны растяжения обусловлена различным количеством входящих в ее структуру сбросовых зон, у которых неодинакова интенсивность вертикального перемещения по разрывам.

В пределах отдельно взятой природной сбросовой зоны распределение градиента рельефа неравномерно в поперечном и продольном направлениях, что отражает ее внутреннее строение (рис. 11, А). Поперечная неравномерность сбросовой разломной системы связана с составляющими ее сбросовыми зонами высших уровней иерархии. Вытянутые цепочки максимумов градиента рельефа в пределах этих зон отражают положение их магистральных сместителей. По мере удаления от магистрального сместителя зоны значения градиента уменьшаются. Продольная неравномерность сбросовой разломной системы связана с локальными максимумами градиента рельефа, приуроченными к узлам сочленения отдельных сбросовых зон или зонам сдвигового типа, являющимися структурами 2-го порядка по отношению к основной зоне растяжения. При этом, в отличие от эксперимента, в данной природной обстановке сдвиги лучше проявлены в рельефе, что в первую очередь связано с деятельностью рек. Поперечная неравномерность непротяженной сбросовой зоны связана с магистральным сместителем, а также с опережающими его развитие сбросовыми разрывами более высокого порядка. Магистральный сместитель выделяется максимальными значениями градиента, которые смещены от осевой части сбросовой зоны к ее периферии, где находится подножье уступа. Опережающие сбросы отражаются небольшими цепочками максимумов с меньшими значениями градиента рельефа. Продольная неравномерность не крупной сбросовой зоны обусловлена узлами сочленения опережающих сбросов или отдельных сегментов магистрального сместителя.

Исследование ориентировок максимумов градиента рельефа для разноранговых сбросовых зон (рис. 11, Б и Д) свидетельствует о преобладании направлений, связанных с перемещениями по магистральному сместителю, а также разрывам Р, R и R' типов. Значительно меньше выделяются направления, обусловленные влиянием на рельеф разрывов n, n', t и t' типов. Таким образом, и в данном случае анализ ориентировок максимумов в поле градиента рельефа может быть использован для определения кинематического типа всей зоны и отдельных элементов ее внутренней структуры.

Глава 6. Общие закономерности проявления разломных зон в рельефе

В главе обобщены закономерности формирования рельефа и внутренней структуры разломных зон, которые, во-первых, определяются их морфогенетическим типом и, во-вторых, масштабом и ранговой соподчиненностью.

В целом морфоструктурные особенности сдвиговых и сбросовых зон определяются спецификой отражения в рельефе различных составляющих обобщенного парагенезиса разрывов 2-го порядка и более крупных структурных элементов их внутреннего строения. Чем интенсивней тектонические подвижки по разрыву, тем отчетливее он проявлен в рельефе независимо от кинематики перемещения крыльев. Эта закономерность обуславливает эффективность исследования разломных зон посредством изучения градиента рельефа. Данный параметр, отражая изменение величины вертикального перемещения на единицу расстояния, позволяет определять границы зоны и выделять отдельные элементы ее внутренней структуры.

Исследование сдвиговых и сбросовых зон показало, что на рельеф главным образом влияет развитие их магистральных сместителей и разрывов Р и R типов. Нарушения R' типа, независимо от морфогенезиса зоны 1-го порядка, оказывают несущественное воздействие. Дислокации n и n', t и t' типов вносят значительный вклад в формирование рельефа сдвиговых зон при развитии участков сжатия и растяжения. В сбросовых зонах хорошо проявлены только разрывы n и n' типов.

При анализе общих закономерностей проявления в рельефе экспериментальных и природных разломных зон различного масштабного ранга выделяются как черты сходства, так и

различия. Крупная сдвиговая зона в целом представлена структурой по типу хребта, осложненного в приосевой части цепочкой впадин присдвигового растяжения, которые характерны для эксперимента и слабо выражены в природе. В крупных природных сдвиговых зонах впадины пулл-апарт, как правило, заполнены осадками и водой (например, в зоне Левантийского сдвига). Они могут не проявляться в рельефе при относительно высокой скорости перемещения крыльев сдвига (зона разлома Сан-Андреас). В свою очередь участки присдвигового сжатия хорошо проявлены в рельефе экспериментальной модели зоны сдвига и ее природных аналогах. В отличие от крупных разломных систем сдвиговая зона высокого ранга отражена в природном рельефе впадиной. Подобная морфология сопоставима с проявлением отдельного опережающего разрыва на поверхности лабораторной модели. В эксперименте одно крыло опережающего разрыва будет несколько поднято относительно другого, что в общих чертах подобно небольшому природному сдвигу.

В распределении градиента рельефа сдвиговая разломная зона выделяется кулисообразным чередованием максимумов. С уменьшением ранга природной разломной зоны отражение ее в поле градиента ослабевает. На рельеф и распределение градиента экспериментальной сдвиговой зоны в большей степени влияет формирование ее магистрального сместителя, участков присдвигового сжатия и растяжения, а также перемещение по разрывам Р и R типов; в меньшей степени – по разрывам R' типа.

Крупная сбросовая зона выделяется в рельефе уступом (эскарпом), а зона растяжения – грабеном, т.е. впадиной с двумя встречно наклоненными бортовыми структурами. Уступы, образованные сбросовыми зонами, имеют различную крутизну склона. Это находит прямое отражение в рельефе природных зон, в частности, Байкальском рифте, где центральной впадине растяжения соответствует акватория оз. Байкал, а на его протяженных берегах расположены цепочки горных хребтов с уступами различной крутизны, сформированными преимущественно за счет сбросовых подвижек. Небольшие сбросовые зоны также представлены в рельефе уступами, они могут являться частью структуры микрограбенов или крупных сбросовых зон.

Характер распределения градиента рельефа сбросовых зон зависит от их положения в общей структуре области растяжения земной коры. При этом зона растяжения отражается двумя участками повышенных значений градиента, соответствующих сбросовым зонам (системам сбросов), а также участком низких значений между ними, соответствующим центральной впадине. Как правило, значения градиента в одной из сбросовых зон выше, чем у другой. При моделировании меньшие значения наблюдаются в сбросовой зоне, располагающейся над активным (двигающимся) штампом экспериментальной установки. В применении к Байкальскому рифту это, независимо от других данных, позволяет предполагать более интенсивное перемещение его юго-восточного борта относительно северо-западного. На рельеф и распределение градиента сбросовой зоны в большей степени влияют смещения по магистральному сместителю, разрывам Р и R типов; в меньшей степени – подвижки по разрывам R', n и n' типов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рельеф сдвиговых и сбросовых зон различного масштабного ранга изучен с позиций тектонофизического подхода к исследованию процесса разломообразования в литосфере. Его основу, кроме теоретических представлений, составил анализ ЦМР экспериментальных и природных разломных зон количественными методами геоморфологии, в частности, посредством анализа распределений градиента рельефа. Данные о рельефе экспериментальных разломных зон были получены в ходе проведения физического моделирования на упруго-пластичных образцах в соответствии с методикой анализа формы их поверхности. Всего было выполнено около 100 лабораторных опытов по моделированию сдвиговых и сбросовых зон, образующихся при разных граничных условиях деформирования. Анализ рельефа природных разломных зон базировался на материалах космических топографических съемок Земли, а также данных, полученных при проведении полевых исследований по разработанной методике. Было изучено более 20 природных объектов, расположенных в основном на территории юга Восточной Сибири, часть из которых детально описана в диссертации. В результате применения комплексного подхода установлены наиболее общие особенности формирования рельефа разломных зон, которые обусловлены

влиянием эндогенных факторов и могут быть использованы при геодинамических исследованиях в тектонически активных регионах.

Проведенные исследования позволили сделать следующие основные выводы.

1. Отработана методика физического моделирования сдвиговых и сбросовых зон с построением ЦМР лабораторных моделей, основой для которых послужили измерения высот, проведенные с использованием лазерного дальномера и 3D сканера.

2. Информативным параметром оценки и сопоставления ЦМР экспериментальных и природных разломных зон является градиент рельефа. Его распределения в изолиниях отражают проявление разнотипных морфоструктур, а ориентировки максимумов параметра – простирание и степень влияния на рельеф главных элементов внутреннего строения изучаемой разломной зоны.

3. Рельеф сдвиговой зоны формируется главным образом за счет движений по магистральному сместителю, разрывам R и P типов, а также при развитии участков присдвигового растяжения и сжатия. Подвижки по разрывам R' типа и формирование складок в пределах сдвиговых зон оказывают меньшее влияние на процесс рельефообразования.

4. Развитие рельефа сбросовой зоны, в первую очередь, зависит от подвижек по магистральному сместителю и разрывам R и P типов, во вторую – от сколовых нарушений R' типа.

5. Рельеф на каждой из трех основных стадий формирования сдвиговой зоны – ранней дизъюнктивной, поздней дизъюнктивной и стадии полного разрушения – различен, что определяется набором структурных элементов, развивающихся в течение каждой из них. На ранней дизъюнктивной стадии это присдвиговые складки, разрывы R и R' типов; на поздней дизъюнктивной стадии – разрывы R типа, участки сжатия и растяжения; на стадии полного разрушения – магистральный сместитель, участки сжатия и растяжения, а также P сколы.

6. Оценено влияние на процесс рельефообразования в разломных зонах граничных условий проведения физических экспериментов (вязкость глинистой пасты, скорость деформирования и толщина модели), которые в природной обстановке, согласно принципам подобия, соотносятся с реологией породного массива, скоростью перемещений по разломам и мощностью земной коры. Граничные условия проведения опытов в изученных пределах неодинаково влияют на рельеф разломных зон разного морфогенетического типа. Для сдвиговых зон это влияние снижается в ряду вязкость-скорость-толщина, а в зоне сброса – скорость-толщина-вязкость.

Практическая значимость проведенных исследований определяется возможностью использования комплексной методики анализа рельефа для выделения границ и специфики внутреннего строения разломных зон природных регионов, отличающихся слабой обнаженностью горных пород. В рамках работ по прогнозу землетрясений данный подход найдет применение при выявлении участков разломных зон – «чувствительных точек» – для организации пунктов мониторинга геофизических полей, в которых проявляются процессы подготовки сильных сейсмических событий. Он также может применяться при поисках рудных месторождений, контролируемых разломными зонами земной коры. Установленные закономерности будут полезны при инженерно-геологических изысканиях и сейсмическом районировании территорий.

Публикации по теме диссертации

Статьи в изданиях, включенных в «Перечень...» ВАК Минобрнауки России

1. Семинский К.Ж., Кожевников Н.О., Черемных А.В., Поспеева Е.В., Бобров А.А., Оленченко В.В., Тугарина М.А., Потапов В.В., Зарипов Р.М., **Черемных А.С.** Разломные зоны в земной коре юга Восточной Сибири: тектонофизическая интерпретация геолого-геофизических данных // Геодинамика и тектонофизика. - 2013. - Т. 4(3). - С. 203-278.
2. **Черемных А.С.** Сдвиговая разломная зона в рельефе: анализ цифровых моделей экспериментальных и природных объектов // Вестник ИрГТУ. - 2014. - №2 (85). - С. 92-103.
3. Черемных А.В., Бобров А.А., **Черемных А.С.**, Зарипов Р.М., Семинский А.К. // Джидда-Удинский разлом (Байкальский регион): специфика внутренней структуры // Известия Иркутского государственного университета. - 2014. - Т. 8. - С. 145-159.
4. Борняков С.А., Семинский К.Ж., Буддо В.Ю., Мирошниченко А.И., Черемных А.В., **Черемных А.С.**, Тарасова А.А. Основные закономерности разломообразования в литосфере и их

прикладные следствия (по результатам физического моделирования) // Геодинамика и тектонофизика. - 2014. - Т. 5(4). - С. 823-861.

5. **Черемных А.С.** Морфоструктурные и тектонофизические особенности разломных зон, формирующихся в обстановке сдвига и растяжения (результаты физического моделирования) // Геология и геофизика. - 2016. - Т. 57. № 9. - С.1730-1744.
6. Черемных А.В., **Черемных А.С.**, Бобров А.А. Морфоструктурные и структурно-парагенетические особенности разломных зон Прибайкалья (на примере Бугульдейского дизъюнктивного узла) // Геология и геофизика. - 2018. - Т. 59, № 9. - С. 1372-1383.
7. **Черемных А.С.**, Каримова А.А. Особенности проявления разноранговых зон растяжения в рельефе экспериментальных моделей и их природных аналогов // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. - 2018. - Т. 41, № 1. - С. 79-98.

Материалы и тезисы докладов научных конференций

1. **Черемных А.С.** Особенности распределения градиента скорости изменений наклонов рельефа в сдвиговой зоне: результаты физического эксперимента // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе: Материалы Всероссийского совещания и молодежной школы по современной геодинамике (г. Иркутск, 23-29 сентября 2012 г.). - В 2-х т.- Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. - Т. 1. - С. 205-208.
2. **Черемных А.С.** Особенности построения и анализа цифровых моделей рельефа сдвиговой разломной зоны на основе данных физического эксперимента // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXV Всероссийской молодежной конференции (г. Иркутск, 23-28 апреля 2013 г.). - Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. - С. 106-108.
3. Черемных А.В., Бобров А.А., **Черемных А.С.**, Зарипов Р.М., Семинский А.К. Джидино-Удинская разломная зона (Байкальский регион): внутренняя структура и газовые эманации // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: VIII Косыгинские чтения: Материалы Всероссийской конференции (г. Хабаровск, 17-20 сентября 2013 г.). - Владивосток: Дальнаука, 2013. - С. 206-209.
4. Семинский К.Ж., Кожевников Н.О., Черемных А.В., Поспеева Е.В., Бобров А.А., Оленченко В.В., Тугарина М.А., Потапов В.В., Зарипов Р.М., **Черемных А.С.** Байкальский рифт в зонно-блоковой структуре литосферы Центральной Азии // Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы: Материалы Второго Всероссийского симпозиума с международным участием и молодежной научной школы, посвященных памяти акад. Н.А. Логачева и Е.Е. Милановского. В 2-х томах. - Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2013. - Т. 2. - С. 64-69.
5. **Черемных А.С.** Влияние толщины экспериментальной модели на формирование рельефа в сдвиговой зоне: результаты физического моделирования // Тезисы докладов Всероссийского совещания с участием приглашенных исследователей из других стран «Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: Тектонофизический анализ» (Иркутск, 11-16 августа 2014г.). - Иркутск: ИЗК СО РАН, 2014. - С. 97.
6. **Черемных А.С.** Закономерности проявления структуры зоны растяжения в рельефе: результаты физического моделирования // 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 (г. Иркутск, 19-23 сентября 2016 г.). - Иркутск: ИЗК СО РАН. - С. 127-129.
7. **Черемных А.С.** Отражение стадийности формирования разломной зоны в ее рельефе и нарушенности вмещающего субстрата: результаты физического моделирования // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Материалы IV Тектонофизической конференции (г. Москва, 3-8 октября 2016 г.). - Москва: ИФЗ РАН. - Т. 1. - С. 595-600.
8. Черемных А.В., **Черемных А.С.** Разломно-блоковая структура, линеаменты и тектонические напряжения верхней коры Прибайкалья в районе Бугульдейского дизъюнктивного узла // Евразия в кайнозой. Стратиграфия, палеоэкология, культуры. - 2017. - Вып. 6. - С. 17-25.

9. Черемных А.В., **Черемных А.С.** Отражение тектонических напряжений в линейных структурах рельефа Прибайкалья // Физика геосфер: Материалы докладов X Всероссийского симпозиума (г. Владивосток, 23–29 октября 2017 г.). - Владивосток: ТОИ ДВО РАН. - 2017. - С. 257-260.
10. **Черемных А.С.** Проявление стадийного развития разломной зоны в распределении плотности трещин (результаты физического моделирования) // Современная тектонофизика. Методы и результаты: Материалы шестой молодежной тектонофизической школы-семинара (г. Москва, 7-12 октября 2019 г.). - Москва: ИФЗ РАН, 2019. - С. 258-260.

Подписано в печать 11.07.2022г. Формат 60×84 1/16
Бумага офсетная. Печать хегах.
Усл. печ. л. 1,1. Уч.-изд. л. 1. Тираж 170 экз. Заказ 283.
Отпечатано в Институте земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128