

УДК 551.242.23

МОРФОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА ЗАПАДНОЙ ВЕТВИ РИФТОВ ИСЛАНДИИ

© 2024 г. В. А. Боголюбский^{а, в, *}, Е. П. Дубинин^{а, в, с, **}, А. А. Лукашов^{с, ***}

^аМузей землеведения, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

^вГеологический факультет Московского государственного университета
имени М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

^сГеографический факультет Московского государственного университета
имени М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

*e-mail: bogolubskiyv@yandex.ru

**e-mail: edubin08@rambler.ru

***e-mail: smoluk@yandex.ru

Поступила в редакцию 18.04.2024 г.

После доработки 09.06.2024 г.

Принята к публикации 27.06.2024 г.

Исландия — уникальный пример, где рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта выходит на поверхность суши, а ее морфология и тектоническое строение значительно отличаются от типичных рифтовых зон срединно-океанических хребтов. Морфология и геодинамика западной ветви исландских рифтов во многом обусловлены термическим влиянием Исландского плюма, сформировавшего Северо-Атлантическую крупную магматическую провинцию. Западная ветвь рифтов Исландии характеризуется уже затухающей тектонической и магматической активностью. Перекрываясь с Восточной рифтовой зоной, она формирует вращающийся блок микроплиты Хреппар, что приводит к уменьшению ее тектоно-магматической активности к северу. На основании морфометрического анализа сбросовых уступов выявлен относительный уровень современной активности отдельных участков вулканических систем, а для некоторых участков — зафиксированы его изменения в позднечетвертичное время. Полученные выводы показывают отчетливые различия в современном тектоническом строении и динамике рифтовых зон и отдельных вулканических систем в их пределах. Наиболее южная, трансенсивная Рейкьянесская рифтовая зона имеет убывающую в восточном направлении тектоно-магматическую активность, что связано с уменьшением влияния прилегающего с юго-запада хребта Рейкьянес. Наблюдается постепенное ее смещение в южном направлении, что, по-видимому, обусловлено аналогичным южным продвижением наиболее активной Восточной рифтовой зоны и формированием новой трансенсивной зоны, объединяющей современные Рейкьянесскую рифтовую и Южно-Исландскую сейсмическую зоны. Западная рифтовая зона функционирует независимо от Рейкьянесской, имея крупнейший центр растяжения в районе озера Тингвадалватн. В северной же ее части, как и в пределах Центральной рифтовой зоны, голоценовые проявления тектоно-магматической активности очень слабы и во многом связаны с гляциоизостатической реактивизацией более древних структур. Выявленные неоднородности строения прослеживаются и в морфологическом облике рифтовых зон. Так, для Западной и Центральной рифтовых зон характерны хорошо развитые щитовые вулканы, сложенные, преимущественно, гиалокластами, а в пределах семейств трещин наблюдаются отдельные лавовые щитовые постройки. В противоположность этому, Рейкьянесская РЗ характеризуется отсутствием выраженных в рельефе центральных вулканов, а в пределах семейств трещин наблюдаются цепочки небольших вулканических аппаратов.

Ключевые слова: рифтовые зоны, перекрытия срединных осей, трансенсивные зоны, Исландский плюм, морфометрический анализ

DOI: 10.31857/S0203030624050066, EDN: HNEQZM

ВВЕДЕНИЕ

Исландия является частью Северо-Атлантической крупной магматической провинции, развивающейся при термическом воздействии Исландского плюма, располагающегося на оси Срединно-Атлантического хребта. Магматическая активизация плюма произошла около 54–56 млн лет назад вместе с раскрытием данного сектора Северной Атлантики и привела к формированию аномально мощной океанической коры (до 42 км в центральной части острова) [Ruedas et al., 2007]. Помимо Исландии, в состав провинции входят такие структуры, как Фарерско-Исландский и Исландско-Гренландский пороги, плато Роколл и Поркьюпайн. Термическое влияние плюма прослеживается и на прилегающих спрединговых хребтах Рейкьянес (с юга) и Колбенсей (с севера) [Mjelde et al., 2008].

Развитие Исландии происходит при ультрамедленном спрединге со скоростями от 18 до 20.5 мм/год с максимальными значениями в южной части региона. Наклон спрединговых сегментов относительно направления растяжения составляет $\sim 60^\circ$ для хр. Рейкьянес и южной части рифтовых зон Исландии и $\sim 80^\circ$ — для северной части и хр. Колбенсей [DeMets et al., 2010]. Спрединг асимметричен: Северо-Американская плита движется быстрее Евразийской примерно на 1.5–2 мм/год [Brandsdóttir et al., 2015; Martinez et al., 2020].

В пределах Исландии растяжение сконцентрировано в пределах пяти рифтовых зон (рис. 1). Наибольшую активность имеет восточная ветвь, включающая Северную и Восточную рифтовые зоны (РЗ), связанные с хр. Колбенсей посредством трансформной зоны Тьёрнес. Повышенная активность восточной ветви связывается с положением центра Исландского плюма на границе Северной и Восточной РЗ. Западная ветвь рифтовых зон обладает значительно меньшей тектонической и вулканической активностью. Предположительно, в настоящее время она отмирает [Khodayar et al., 2020]. Она включает в себя Западную РЗ и трансформные Центральную и Рейкьянесскую РЗ. Центральная РЗ обеспечивает соединение Западной РЗ с восточной ветвью, а Рейкьянесская РЗ — с хр. Рейкьянес. Западная ветвь практически полностью перекрывается с Восточной

РЗ, формируя вращающийся блок микроплиты Хреппар [Einarsson, 2008]. По этой причине скорости растяжения Западной РЗ значительно меньше, чем на прилегающих участках спрединговых центров, составляя около 7.5–8.5 мм/год в южной части и уменьшаясь до 1–1.5 мм в северной части [Perl, Heinert, 2006; Árnadóttir et al., 2009]. В южной части Западная и Рейкьянесская зоны сочленяются с Восточной РЗ с помощью Южно-Исландской сейсмической зоны, представляющей собой серию сдвигов, располагающихся субортогонально растяжению. Сочленение трех структур происходит в районе вулкана Хейнгидль, формируя одноименное тройное соединение [Bergerat, Angelier, 2000].

Рифтовые зоны включают в себя ряд вулканических систем, имеющих значительные перекрытия между собой, а в некоторых случаях, протягивающихся параллельно на значительные расстояния [Einarsson, 2008]. Вулканические системы включают в себя центральные вулканы и семейства трещин, протягивающиеся на расстояние вплоть до 150 км от центрального вулкана (см. рис. 1) и представляющих собой серии сбросов и раздвигов (гьяров), формирующихся как результат поверхностного выражения вдоль осевых внедрений даек. Именно по ним осуществляется основное растяжение, а иногда сконцентрирована и повышенная вулканическая активность в виде трещинных эруптивных центров [Pedersen et al., 2009; Wright et al., 2012].

Основная часть сейсмичности, в том числе, микросейсмичности, являющаяся одним из важных индикаторов современной тектонической активности рифтовых зон, приурочена к центральным вулканам и связана с их извержениями, распространяясь на семейства трещин лишь во время кратковременных эпизодов спрединга [Wright et al., 2012]. Поэтому в данном случае она может выступать лишь в качестве индикатора современной геодинамики лишь малых частей вулканических систем. Соответственно, для более обоснованных выводов предлагается использовать морфологические индикаторы тектонической и магматической активности, одним из которых является морфометрия сбросовых уступов, несущая в себе информацию не только о современной геодинамике отдельных участков вулканических

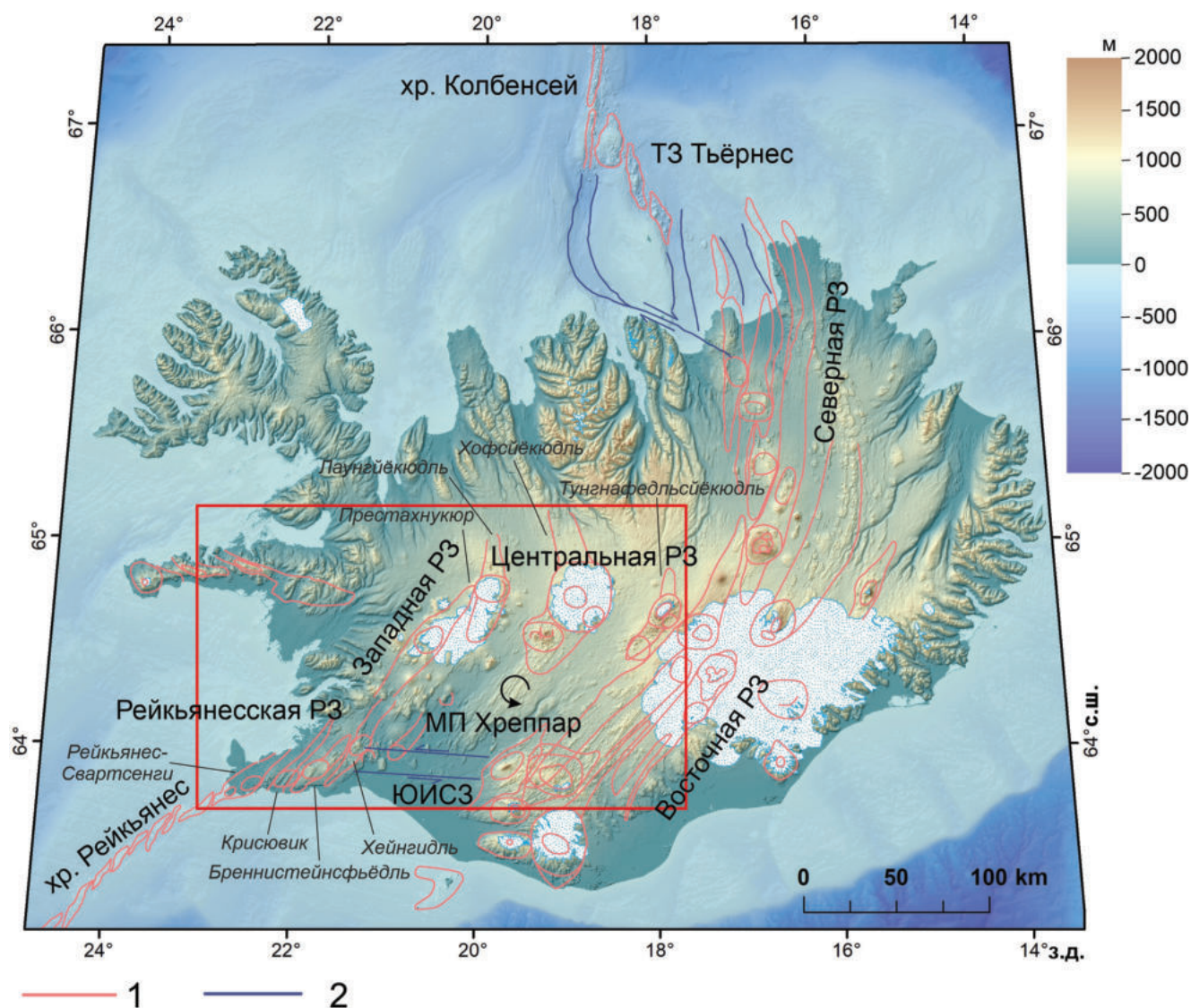


Рис. 1. Расположение рифтовых зон Исландии и прилегающих спрединговых хребтов.

1 — вулканические спрединговые сегменты, 2 — амагматические структуры растяжения и сдвига. Район исследования выделены красным.

Аббревиатуры: РЗ — рифтовая зона, ТЗ — трансформная зона, ЮИСЗ — Южно-Исландская сейсмическая зона, МП — микроплита.

систем, но и позволяющая проследить ее как минимум с начала голоцена. Исходя из сказанного, основной целью работы является морфологическое описание западной ветви рифтов Исландии и тектоническая и геодинамическая интерпретация морфометрических параметров сбросовых уступов в ее пределах.

МОРФОЛОГИЯ ЗАПАДНОЙ ВЕТВИ РИФТОВ ИСЛАНДИИ

Западная РЗ состоит из трех вулканических систем (ВС): Лаунгйекюдль, Престахнукюр, Хейнгидль в северной части. Все центральные

вулканы хорошо выражены в рельефе в виде щитовых построек, частично перекрытых палагонитовыми формациями и имеющих в основе риолитовые экструзивные купола. Частота извержений центральных вулканов составляла 600–1000 лет при дегляциации и 2000 лет и более в позднем голоцене [Óladóttir et al., 2021].

Семейства трещин протягиваются на 90–100 км, имея ширину 10–15 км. Их простиражение близко к простираению рифтовой зоны. Раздвиги и эруптивные трещины располагаются на удалении до 20 км от центрального вулкана; последние представлены в основном

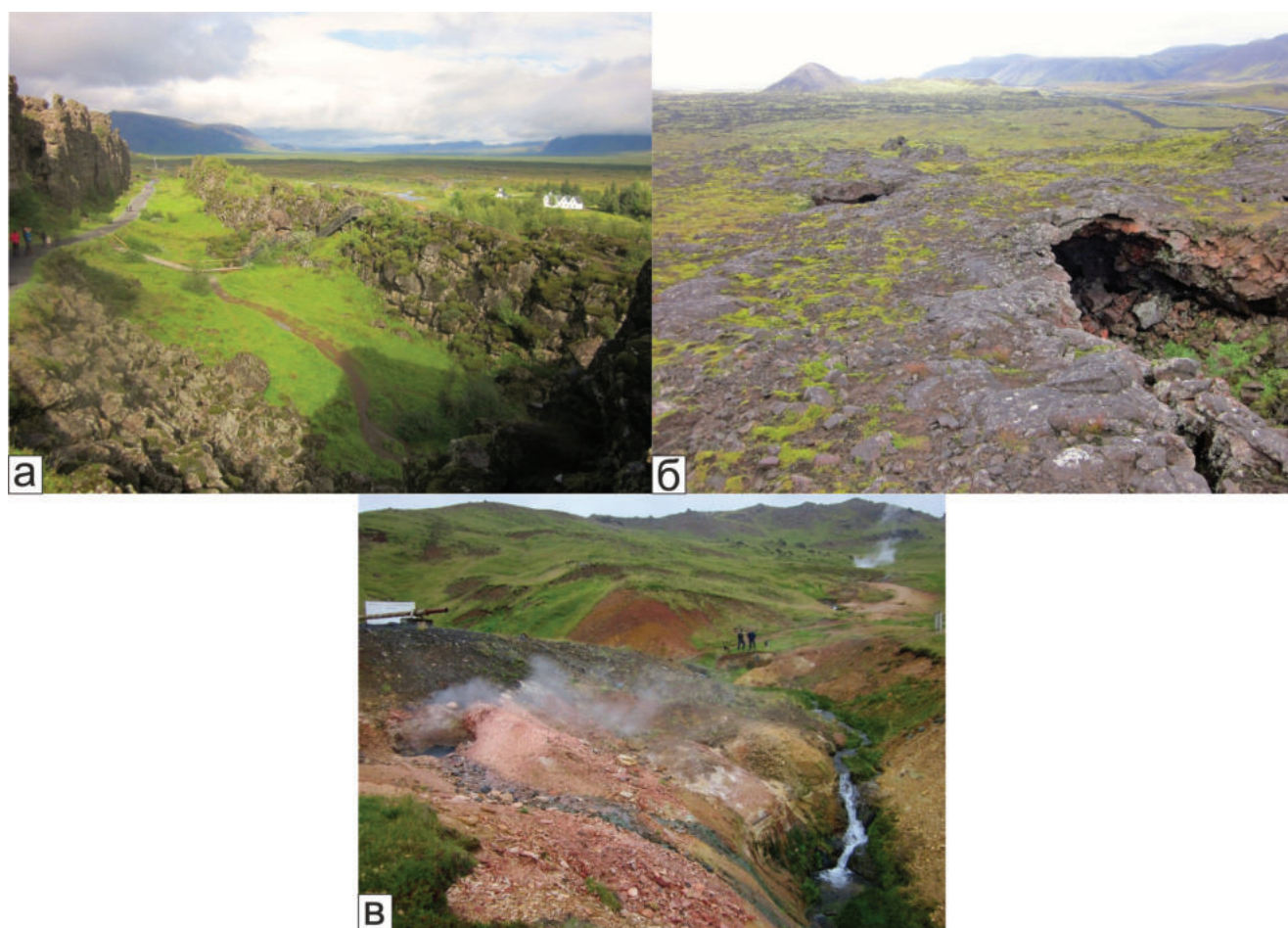


Рис. 2. Рельеф рифтовых зон юго-западной Исландии (фото А. Лукашова).

а — нарушенное серией продольных грабенов рифтовое урочище Тингведлир на р. Эксарау (ВС Хейнгидль, Западная РЗ); б — лавовод с частично уцелевшей от обрушения кровлей в 1 км к востоку от горы Трихнукагигур (ВС Бреннистейнсфьедль, Рейкьянская РЗ); в — изобилующая термальными источниками “Долина дымов” Рейкьядалюр в 3 км к северу от горы Хверагерди (“Сад гейзеров”), у юго-восточного подножия вулкана Хейнгидль.

субгляциальными формами, что свидетельствует о преобладании вулканической активности в конце ледниковых эпох, в условиях повышенной генерации расплава. В голоцене вулканическая активность постоянно снижается, а растяжение аккомодируется по большей части за счет сбросообразования [Óladóttir et al., 2021; Khodayar et al., 2020]. Семейства трещин вулканических систем плавно переходят друг в друга, не имея четких границ, что позволяет говорить о длительном времени развития рифтовой зоны [Hjartardóttir et al., 2016].

Одним из наиболее показательных комплексов осевой полосы рифтовой зоны является район оз. Тингведлир, включающий в себя части семейств трещин трех вулканических систем. Именно в этом районе наблюдаются наибольшие величины растяжения Западной РЗ.

Разломная сеть здесь имеет сложное строение, формируя ряд связанных между собой грабенов, наиболее глубокий из которых формирует озерную котловину. Серия субпараллельных зияющих расколов осложняет днище этой структуры от борта до борта. Общая ширина дизъюнктивно нарушенной зоны в среднем составляет здесь ~10 км (рис. 2а).

Вулканические структуры семейств трещин представлены отдельными эруптивными центрами, формирующими лавовые щиты, воздымающиеся до 600 м над окружающей поверхностью.

Центральная РЗ протянулась от северной оконечности Западной РЗ на восток на 120 км и включает две вулканические системы: Хофсйекюдль и Тунгнафедльсйекюдль. Она простирается под углом ~15° к направлению

растяжения, а скорости растяжения не превышают 1 мм/год [Perlt, Heinert, 2006].

Вулканическая зона включает в себя две вулканических системы, в обеих имеются северные и южные центральные вулканы. На современном этапе активность проявляли лишь северные центральные вулканы в позднеледниковые, однако эпизоды рифтогенеза отмечены и в голоцене. Центральные вулканы по большей части представлены щитовыми постройками, сложенными гиалокластами, в их пределах располагаются крупные риолитовые купола. Исключением является северный центральный вулкан Тунгнафедльсйекюдль, представляющий собой коническую постройку [Hjartardóttir, Einarsson, 2021; Óladóttir et al., 2021].

Семейства трещин достигают длины 40 км, их простирание ортогонально направлению растяжения и близко к простиранию Северной и Западной РЗ, их ширина достигает 25 км. Голоценовые эруптивные трещины и раздвиги практически отсутствуют. В послеледниковое время тектоническая активность развивалась только в виде сбросообразования [Hjartardóttir, Einarsson, 2021]. На севере сбросы ВС Хофсйекюдль, возможно, реактивируют сбросы отмершего рифта Скаги [Óladóttir et al., 2021; Garcia et al., 2008].

Рейкьянесская РЗ имеет длину около 120 км, полностью занимая полуостров Рейкьянес. Ее простирание составляет $\sim 20^\circ$ относительно направления растяжения [Sæmundsson et al., 2020]. Она состоит из четырех вулканических систем: Рейкьянес, Крисювик, Бреннистейнсфьедль и Хейнгидль в южной части (см. рис. 1). Их отличительной особенностью является отсутствие вулканических построек у центральных вулканов: они прослеживаются только по наличию интрузивного тела. Извержения носят исключительно трещинный характер [Óladóttir et al., 2021].

Семейства трещин являются продолжением осевых вулканических хребтов СОХ Рейкьянес и протягиваются на 50–60 км, их простирание изменяется от 45° на западе до 60° на востоке к направлению растяжения, а ширина варьирует от 10 до 25 км. Растяжение по отдельным семействам трещин составляет 1.5–2.5 мм/год. Эруптивные трещины присутствуют во всех вулканических системах на расстоянии 15–20 км от центрального вулкана и представлены как

субгляциальными, так и субаэральными формами. Субгляциальные формы имеют высоту до 200 м, а их длина может достигать 8–9 км. Ряды кратеров и шлаковых конусов достигают длины 700 м, а их высота — 50 м [Khodayar et al., 2018; Clifton et al., 2003].

Сейсмичность Рейкьянесской РЗ преимущественно концентрируется под центральными вулканами, что особенно характерно для ВС Крисювик и Бреннистейнсфьедль. Северные и южные рои трещин, как правило, характеризуются рассеянной микросейсмичностью, не всегда уверенно сопоставляемой с разрывными нарушениями [Haimson, Voight, 1977; Kristjánsdóttir et al., 2019; Parameswaran et al., 2020].

Вулканическая активность Рейкьянесской РЗ хорошо изучена: за последние 4 тыс. лет активность возрастает на короткий период в 150–200 лет каждую тысячу лет, что также приводит к эпизодам рифтогенеза. При этом, продвижение тектоно-магматической активности в ходе данного периода, происходит в западном направлении, от ВС Бреннистейнсфьедль к ВС Рейкьянес, в соответствии с увеличением расстояния от центра Исландского плюма [Sæmundsson et al., 2020].

Единственным известным исключением стало извержение небольшого вулкана Фаградалсфьадль близ вулкана Крисювик, не относящегося к одной из вышеописанных систем, в 2021 г. Вулкан считался спящим 6 тыс. лет. На месте извержения образовалась трещина длиной от 500 до 700 м, из которой на высоту до 100 м зафонтанировала базальтовая лава. Извержению предшествовала серия из более чем 40 тыс. мелких землетрясений, зарегистрированных на полуострове Рейкьянес в предыдущие четыре недели. Одно из них, с эпицентром под дном озера Клейварватн, восточнее ожившего вулкана, уменьшило на четверть глубину водоема, на дне которого забили горячие источники [Pedersen et al., 2022]. В 2022–2024 гг. извержения также были зафиксированы для соседней вулканической системы Рейкьянес–Свартсенги.

Практически все площади Рейкьянесской РЗ заняты голоценовыми лавовыми покровами, что позволяет говорить о голоценовом возрасте большей части разломов. Лавовым комплексам полуострова присуще широкое развитие

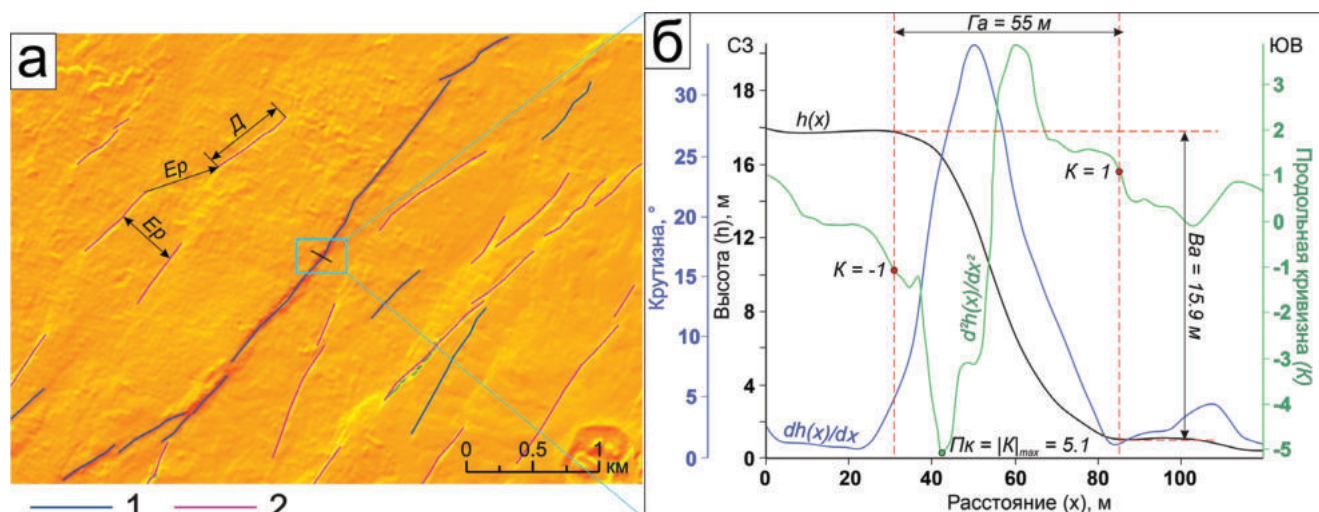


Рис. 3. Пример извлечения параметров разломного уступа для участка Рейкьянесской РЗ по ЦМР ArcticDEM [Porter et al., 2018].

а — фрагмент раstra оттененного рельефа (азимут — 100° , высота — 45°): показаны примеры параметров длины (Д) и евклидова расстояния (расстояния между разломными уступами) (Ер), в голубом прямоугольнике — профили на рис. 3б; 1 — уступы с падением восточных румбов, 2 — с падением западных румбов; б — вариации параметров горизонтальной (Га), вертикальной (Ва) амплитуды, продольной кривизны (К) и крутизны. Красными линиями и точками обозначены границы разломного уступа на профиле, определяемые автоматизированным методом. Зеленой точкой обозначены извлекаемые значения параметра Пк.

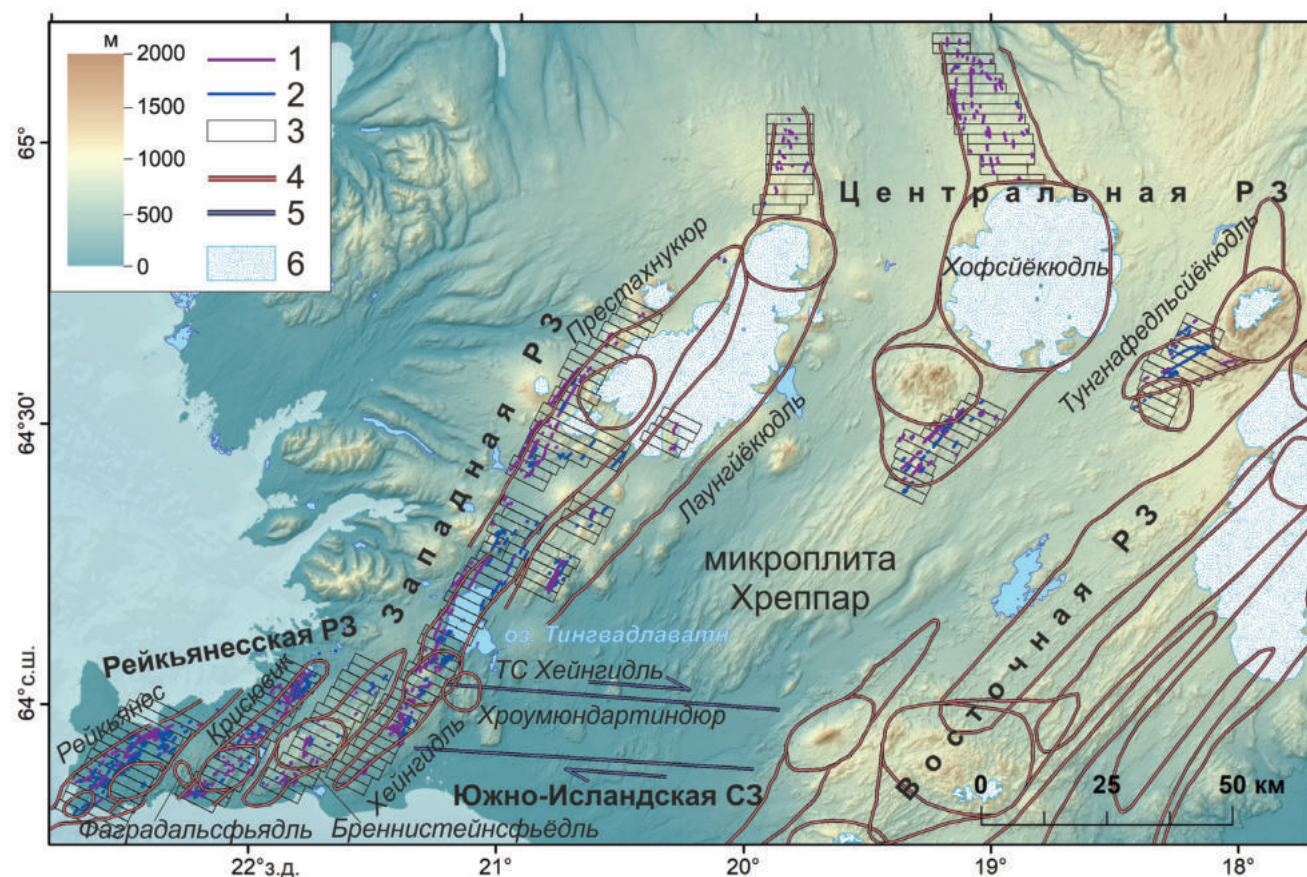


Рис. 4. Местоположение профилей через вулканические системы западной ветви рифтов Исландии.

1 — сбросовые уступы восточного падения, 2 — сбросовые уступы западного падения, 3 — положения профилей, 4 — границы вулканических систем, 5 — сдвиговая зона, 6 — ледники. ЦМР и данные по границам вулканических систем [Special..., 2019].

лавовых пещер — опустошенных лавоводов (см. рис. 26). Запекание их жидким базальтом, отличавшимся характерным ламинарным течением, осуществлялось через трещины в приповерхностных магматических камерах вулканических аппаратов [Sæmundsson et al., 2020]. Стоит отметить большое количество геотермальных полей, присутствующих в окрестностях практически всех областей центральных вулканов, представляющих собой бассейны с горячей водой и грязевые котлы (см. рис. 2в). В руслах горячих ручейков образуются специфические по форме и цвету наслоения из опала. [Khodayar et al., 2018].

Морфологический облик Рейкьянесской РЗ схож с осевыми вулканическими хребтами СОХ Рейкьянес, в которые вулканические системы переходят с постепенным изменением простираения. Они также располагаются кулисообразно, уменьшаясь при удалении от острова [Зарайская, Фроль, 2013; Кохан и др., 2012].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

С целью определения параметров современной динамики и геодинамических условий развития рифтовых зон и отдельных вулканических систем в их пределах был применен метод морфометрического анализа сбросовых уступов. Разломы выделялись по ЦМР ArcticDEM [Porter et al., 2018], находящейся в открытом доступе. Она имеет сплошное покрытие к северу от 60° с.ш. Плановое разрешение ЦМР составляет 2 м. Для Исландии на примере сбросовых уступов вулканической системы Хофсейкюдль (Центральная РЗ) точность определения высотных отметок по падению разлома составила менее 1 м; по данными наземной высотной DGPS-съемки она составляет менее 1 м [Hjartardóttir, Einarsson, 2021].

Выделение сбросовых уступов осуществлялось в среде ArcGIS 10.5 по растрам затененного рельефа с углом освещения поверхности 45° и азимутом освещения 120° и 300°, что является перпендикулярным протиранию большей части семейств трещин рассматриваемых вулканических систем. Подобная методика опробована для картографирования разрывных нарушений на территории Аравийского полуострова [Radaideh et al., 2016].

В качестве морфометрических параметров были задействованы горизонтальная и вертикальная амплитуды, видимая длина сбросовых уступов и минимальное расстояние между сбросовыми уступами (евклидово расстояние) (рис. 3). Данные параметры ранее были успешно использованы при проведении морфометрического анализа в пределах рифтовых долин спрединговых хребтов в различных районах [Escartin et al., 1999; Howell et al., 2016], в том числе и авторами данной работы [Боголюбский, Дубинин, 2022; Кохан, Дубинин, 2017] с целью определения современных геодинамических условий их развития. Значения параметров определяются рядом факторов, среди которых наиболее весомы кинематика разломной зоны, геодинамические условия, реологические свойства разрушаемых горных пород и интенсивность экзогенных процессов. Применение комплекса различных показателей позволяет делать выводы о конкретных факторах и условиях, влияющих на формирование разломной сети в пределах отдельных структур.

Еще одним использованным параметром был показатель максимального значения модуля продольной кривизны (Пк) по профилю разломного уступа (см. рис. 3), который косвенно отражает морфологический возраст разломного уступа — относительный показатель стадии развития морфологии разломного уступа, его современной активности и степени его преобразования экзогенными процессами. Морфологический возраст позволяет оценить современную тектоническую активность для группы разломов, а также степень преобразования уступов экзогенными процессами за время его развития [Hilley et al., 2012]. Данный показатель был использован как индикатор современной тектонической активности отдельных участков вулканических систем.

Считывание данных из растров ЦМР и продольной кривизны было проведено по линиям, перпендикулярным простираению сбросового уступа в его центральной части. Дальнейшая обработка данных и определение конкретных значений параметров проводилось на основе полуавтоматизированного метода с использованием языка программирования R в среде RStudio. Показатели горизонтальной и вертикальной амплитуд извлекались по граничным

значениям продольной кривизны $P_k = |1|$ для разломов с максимальной крутизной уступа более 25° и по значения $P_k = |0.7|$ для остальных разломов (см. рис. 3). Схожая методика была использована для извлечения морфометрических параметров вулканических форм Исландии [Pedersen et al., 2020].

Полученные данные были сгруппированы по ячейкам с шагом 2 км, что позволяет проследить изменения показателей вдоль оси вулканических систем в крупном масштабе (рис. 4). Показатели были сгруппированы по отдельным вулканическим системам, в пределах которых они были также разделены на разломы восточного и западного падения. Для показателей горизонтальной и вертикальной амплитуд на графиках (рис. 5) отражены суммарные значения в пределах ячейки профиля, для остальных показателей приведены средние значения на данном профиле.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Всего в пределах трех рифтовых зон был выделен 1081 разломный уступ. Из них 539 уступов в пределах Рейкьянесской РЗ (ВС Рейкьянес, Крисювик, Бреннистейнсфьедль и Хейнгидль к югу от центрального вулкана), 338 — в пределах Западной РЗ (Престахнукюр, Лаунгйекюдль и Хейнгидль к северу от центрального вулкана) и 204 — в пределах Центральной РЗ (Хофсейкюдль и Тунгнафедльсйекюдль) (см. рис. 5). Для каждой рифтовой зоны и отдельных вулканических систем в их структуре наблюдаются характерные особенности распределения значений морфометрических параметров.

Рейкьянесская рифтовая зона

Вулканическая система Рейкьянес включает в себя два центральных вулкана (Рейкьянес на юге и Свартсенги на севере), но семейства разломов названных центральных вулканов по ЦМР отчетливо не разделяются между собой. Однако при рассмотрении горизонтальной и вертикальной амплитуд (см. рис. 5а, 5б) хорошо прослеживаются два максимума, относящиеся к различным центрам растяжения. Эти же максимумы выделяются на графике значений продольной кривизны (см. рис. 5д), что позволяет говорить о больших современных скоростях разломообразования вблизи центральных

вулканов. Возможно, в настоящее время происходит раздвоение вулканической системы. По тем же показателям наблюдается меньшие значения для разломов восточного падения по сравнению с западным, что, по-видимому, является следствием большего проявления сдвиговых деформаций на западном, периферийном фланге относительно восточного и, следовательно, меньшими амплитудами уступов сбросов и сбросо-сдвигов. Также влиянием сдвиговых деформаций в окраинных частях можно объяснить и существенные значения расстояния между разломами (см. рис. 5в) на крайне северном участке вулканической системы. Схожие выводы были получены и в работе [Sæmundsson et al., 2020].

Для вулканической системы Крисювик характерны меньшие в 1.3–1.5 раза значения горизонтальной и вертикальной амплитуд (см. рис. 5а, 5б) по сравнению с ВС Рейкьянес, причем их максимумы совпадают с минимальными значениями аналогичных параметров ВС Рейкьянес; таким образом можно говорить о взаимной компенсации деформаций растяжения этими вулканическими системами. Особо выделяется при этом северный участок вулканической системы, на котором отсутствует перекрытие с ВС Рейкьянес. На нем суммарные амплитуды (см. рис. 5а, 5б) разломов значительно превышают амплитуды таковых значений для всей рифтовой зоны на других участках профиля. Данная группа разломов была сформирована еще в плейстоцене и приурочена к гиалокластовому массиву [Sæmundsson et al., 2016], что может объяснять их хорошую выраженность в рельефе и значительные амплитуды уступов. Однако и в настоящее время они, по-видимому, сохраняют свою активность, что прослеживается по повышенным значениям продольной кривизны (см. рис. 5д), возможно, при участии сдвиговых деформаций на окраине рифтовой зоны.

Отдельно выделяется южная группа разломов по показателю видимой длины разломного уступа (см. рис. 5в), который значительно превышает средние характеристики для вулканической системы. Это может отражать характер распространения расплава от магматической камеры центрального вулкана: для него могут преобладать южные направления,

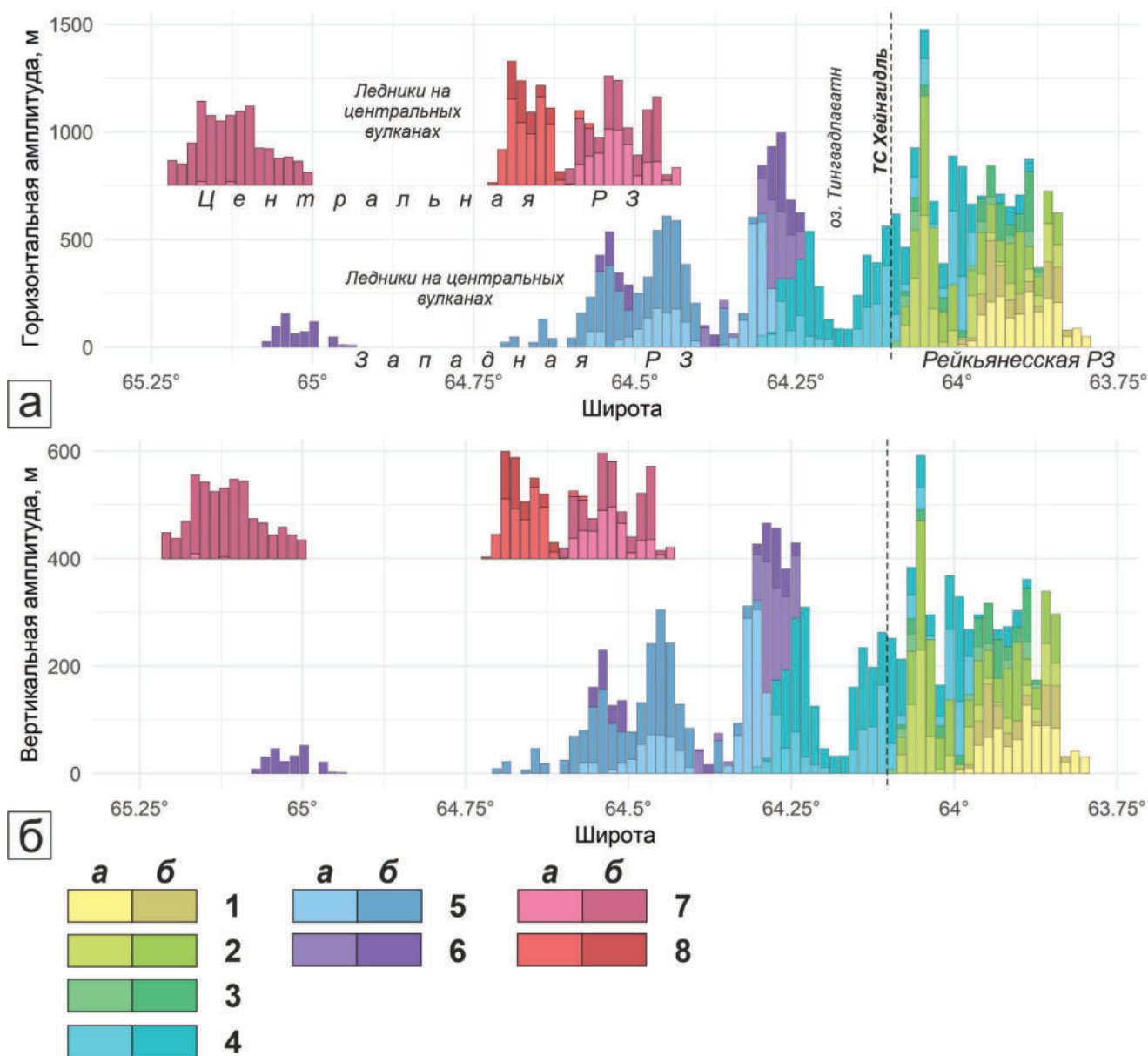


Рис. 5. Изменение параметров сбросовых уступов западной ветви рифтов Исландии.

а – суммарная горизонтальная амплитуда, б – суммарная вертикальная амплитуда, в – среднее арифметическое длин, г – среднее арифметическое расстояния между разломными уступами, д – среднее арифметическое максимального модуля продольной кривизны.

Сбросовые уступы: Рейкьянская РЗ: 1 – Рейкьянес, 2 – Крисювик, 3 – Бреннистейнсфьедль, 4 – Хейнгидль; Западная РЗ: 5 – Престахнукюр, 6 – Лаунгйекюдль; Центральная РЗ: 7 – Хофсейкюдль, 8 – Тунгнафелдльсйекюдль (а – уступы западного падения, б – восточного падения).

что выражается в больших длинах даек и, как следствие, большей протяженности разломных уступов. Взаимосвязь между дайковым комплексом и его поверхностным выражении в разломных уступах была также описана в работе [Wright et al., 2012]. При повышенной активности южной группы разломов и пониженной активности северной, можно предположить

постепенное смещение магматического очага в южном направлении.

Вулканическая система Бреннистейнсфьедль отличается еще меньшими амплитудами, в 1.7–2.1 раза меньшими по сравнению с ВС Рейкьянес. Отдельные группы в ее пределах разобщены, что также выражается в большом размахе значений расстояния между отдельными разломами (см. рис. 5в). Большие различия наблюдаются и по

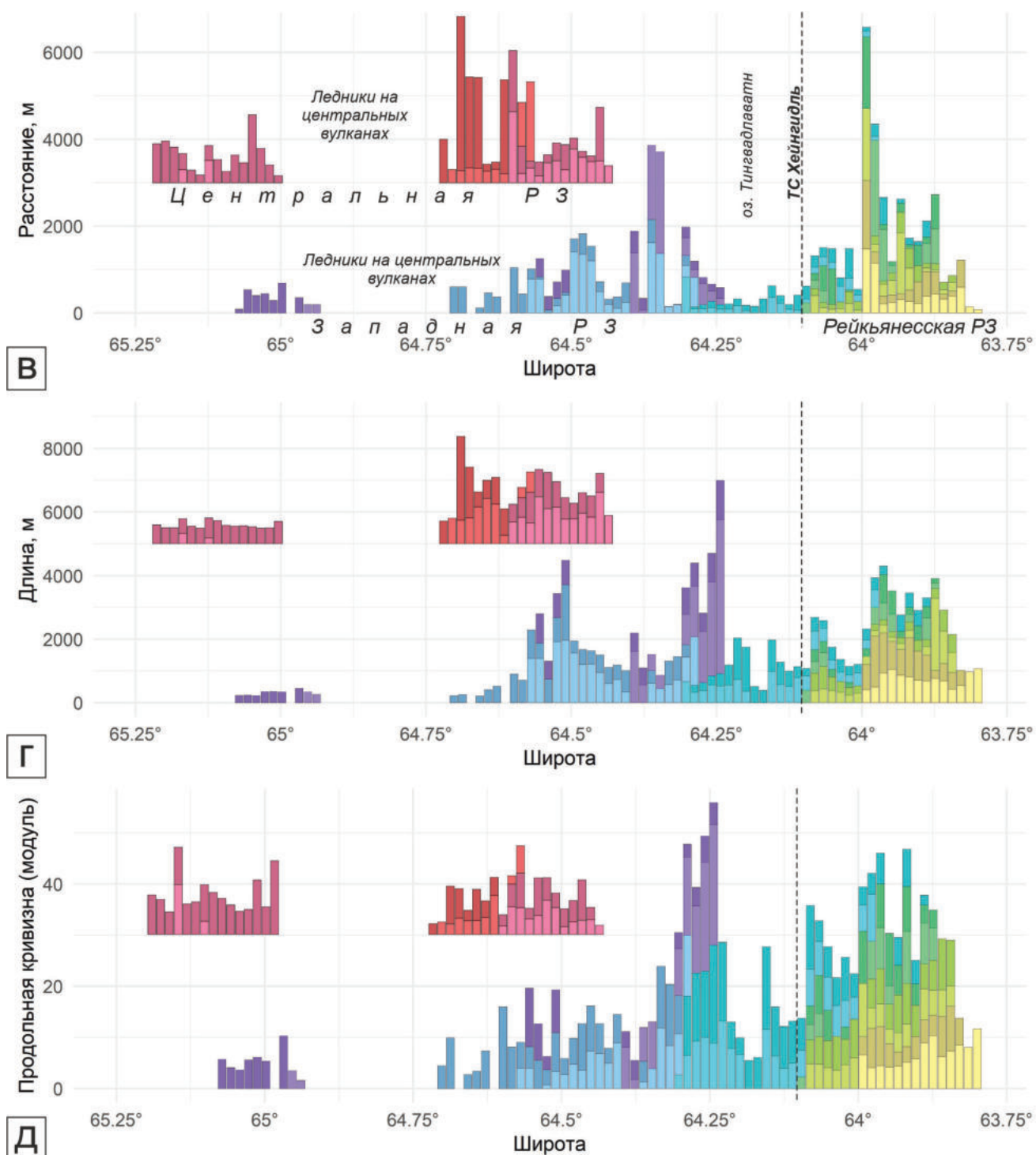


Рис. 5. Продолжение.

видимой длине разломных уступов (см. рис. 5г), что позволяет предположить их приуроченность к различным магматическим очагам и, следовательно, независимое друг от друга развитие. Вулканическая система также отличается наименьшей продольной кривизной (см. рис. 5д), причем, как и в случае с ВС Крисювик, северные группы

разломов имеют меньшие значения по сравнению с южными, что также может быть интерпретировано как смещение магматического очага центрального вулкана в южном направлении.

Вулканическая система Хейнгидль располагается на сочленении Западной, Рейкьянесской рифтовой зон и Южно-Исландской

сейсмической зоны (тройное сочленение Хейнгидль), приуроченного к центральному вулкану. Соответственно, южная часть вулканической системы относится к Рейкьянесской РЗ, тогда как северная часть — к Западной, что также хорошо прослеживается и по морфометрическим параметрам. В южной части выделяется отдельный центр растяжения, амплитуды (см. рис. 5а, 5б) которого сопоставимы с соответствующими значениями Рейкьянесской РЗ. К северу амплитуды постепенно уменьшаются, что может указывать на связь с магматическим очагом центрального вулкана. К югу, напротив, наблюдается резкое уменьшение амплитуд, что говорит об отсутствии повышенной активности в южном направлении и смещения магматического очага в отличие от других вулканических систем. Аналогичные выводы подтверждаются отсутствием каких-либо существенных изменений значений расстояния между разломами, длины и продольной кривизны югу (см. рис. 5в–5д). К северу же, напротив наблюдается увеличение длины и продольной кривизны уступов.

В отличие от ВС Рейкьянес, для всех трех вулканических систем к востоку от него, наблюдается преобладание параметров разломов восточного падения над западным. Оно, вероятно, отражает региональную асимметрию растяжения для данных вулканических систем, связанную с более быстрым перемещением Северо-Американской плиты относительно Евразийской [Sigmundsson et al., 1995; LaFemina et al., 2005].

Западная рифтовая зона

Северная часть ВС Хейнгидль резко контрастирует с южной: суммарные амплитуды (см. рис. 5а, 5б) разломов сопоставимы с аналогичными значениями для всей Рейкьянесской РЗ, что является следствием отсутствия перекрытия с другими вулканическими системами в пределах западной ветви рифтов. Минимальные значения амплитуды приурочены к озеру Тингведлир (64.15° с.ш.), где отсутствуют данные, по которым можно было бы определить морфометрические параметры разломных уступов, однако, скорее всего, в данном месте показатели являются наибольшими. Та же закономерность наблюдается и для значений длины уступа (см. рис. 5в). По-видимому,

современный центр растяжения располагается в пределах озера и развивается независимо от центрального вулкана, что было нехарактерно для Рейкьянесской РЗ, где центры растяжения в основном совпадают с центральными вулканами. Повышенные значения характерны и для продольной кривизны (см. рис. 5д), что указывает на большую активность данного участка. Практически по всем параметрам для северной части вулканической системы наблюдается преобладание уступов восточного падения над западным, что также соответствует региональной асимметрии растяжения. Причем по значениям амплитуды (см. рис. 5а, 5б) наблюдается превышение значений в 1.5–2 раза и более, что значительно отличается от теоретических значений асимметрии в 10% и может быть связано с перекрытием Западной РЗ и Восточной РЗ: в данном случае деформации внутренних флангов перекрытия должны взаимно компенсироваться.

Разломы вулканической системы Пре-стахнукюр постепенно сменяют разломы ВС Хейнгидль. На границе двух вулканических систем наблюдается небольшое снижение амплитуды и увеличение расстояния (см. рис. 5а–5в) между разломами, что может маркировать наличие смещения оси рифтовой долины в данном месте. Далее, к северу, на коротком промежутке наблюдается резкое увеличение амплитуды, после чего на протяжении 4 км разломы не обнаруживаются. На указанном месте наблюдается максимум значений продольной кривизны (см. рис. 5д) уступа, что говорит о значительной современной активности данного центра растяжения. Схожие значения характерны и для смежных участков ВС Хейнгидль и Лаунгйекюдль, что позволяет говорить о наличии единого центра растяжения в районе оз. Тингвадлаватн.

Севернее наблюдается два максимума амплитуды: один из них совпадает с положением центрального вулкана, тогда как второй располагается несколько южнее. В то же время, по значениям длины (см. рис. 5в) отчетливо выделяется максимум значений, совпадающий с центральным вулканом, что свидетельствует о существовании лишь одного центра растяжения, связанного с магматическим очагом центрального вулкана. Аналогичные выводы

могут быть получены из значений продольной кривизны. Присутствие локального минимума по амплитуде (см. рис. 5а, 5б), по-видимому, связано с наличием ледников, скрывающих часть разломных уступов. К северу от данного центра разломы располагаются отдельными группами на свободных от ледников участках. Значения длины разломов и амплитуды (см. рис. 5а, 5б) постепенно уменьшаются, тогда как прочие параметры сохраняют свои значения: вероятно, в северной части вулканической системы значения продольной кривизны (см. рис. 5д) изменяются относительно слабо, что говорит о равномерной активности разломов на всем его протяжении.

Асимметрия показателей для северного и южного центров растяжения является различной: так, по значениям амплитуды (см. рис. 5а, 5б) в северной части, как и для ВС Хейнгидль, наблюдается значительное преобладание разломов восточного падения над западным (в 2.5–3 раза), тогда как для южной группы характерна обратная ситуация: разломы восточного падения практически отсутствуют, а разломы западного падения в основном располагаются на западном фланге вулканической системы. Возможно, данная группа разломов имеет более древнее происхождение: однако разломы западного падения, будучи расположенными ближе к оси растяжения, были впоследствии реактивизированы за счет влияния центра растяжения оз. Тингвадлаватн.

В пределах вулканической системы Лаунгйёкюдль выделяются несколько отдельных групп разломов. Южная группа отличается повышенными амплитудами (см. рис. 5а, 5б) и в целом по значениям параметров является схожей с прилегающими группами разломов ВС Хейнгидль и Престахнукюр, связанными с центром растяжения оз. Тингвадлаватн. Выделяется данная группа по существенным показателям длины уступов (см. рис. 5в), что может быть связано с расположением разломов в пределах более ранне-среднечетвертичного гиаокластового массива и могут быть также унаследованы от прежнего этапа тектоно-магматической активности и реактивизированы на современном этапе. Аналогично ВС Престахнукюр, на этом участке преобладают разломы западного падения.

К северу от данной группы разломы располагаются лишь отдельными группами с малыми значениями амплитуды, длины и расстояния между разломами (см. рис. 5а–5г). Однако характеристики продольной кривизны (см. рис. 5д) позволяют говорить о сопоставимой с разломами ВС Престахнукюр активности. Причиной такого спорадического распространения разломов может являться перекрытие разломов позднеголоценовыми лавовыми потоками; часть из них к тому же скрыта под современными ледниками. После перекрытия лавовыми потоками тектоническая активность вулканической системы уменьшилась за счет постепенного исчезновения эффекта повышенной активности при снятии ледниковой нагрузки, что при более низких скоростях растяжения в северной части Западной РЗ (за счет ее перекрытия с Восточной РЗ) привело к отсутствию реактивизации большей части разломов.

Отдельно выделяется северная группа разломов (в районе 65° с.ш.), где отмечаются небольшие (по амплитуде и длине) разломы почти исключительно восточного падения, обладающие пониженными показателями продольной кривизны (см. рис. 5). Северные разломы отличаются также и общим простиранием, которое составляет 80° относительно направления растяжения.

Центральная рифтовая зона

Вулканическая система Хофсйёкюдль включает две группы разломов: к северу и к югу от центрального вулкана. Южная группа разломов имеет неравномерно изменяющиеся параметры от центральной к периферийным частям. По своей амплитуде (см. рис. 5а, 5б) южные разломы системы сопоставимы с ВС Рейкьянес и Крисювик, однако, наблюдаются большие параметры длины, расстояния между разломами (см. рис. 5в, 5г) и меньшие — продольной кривизны (см. рис. 5д). Сказанное может говорить о более длительном развитии трансенсивной Центральной РЗ по сравнению с Рейкьянесской, но о значительно меньшем уровне современной активности. Данная выборка симметрична по распределению параметров западного и восточного флангов. Северная группа разломов сходна с аналогичной группой ВС Лаунгйёкюдль: разломы также отличаются небольшой длиной уступа, значительными расстояниями между

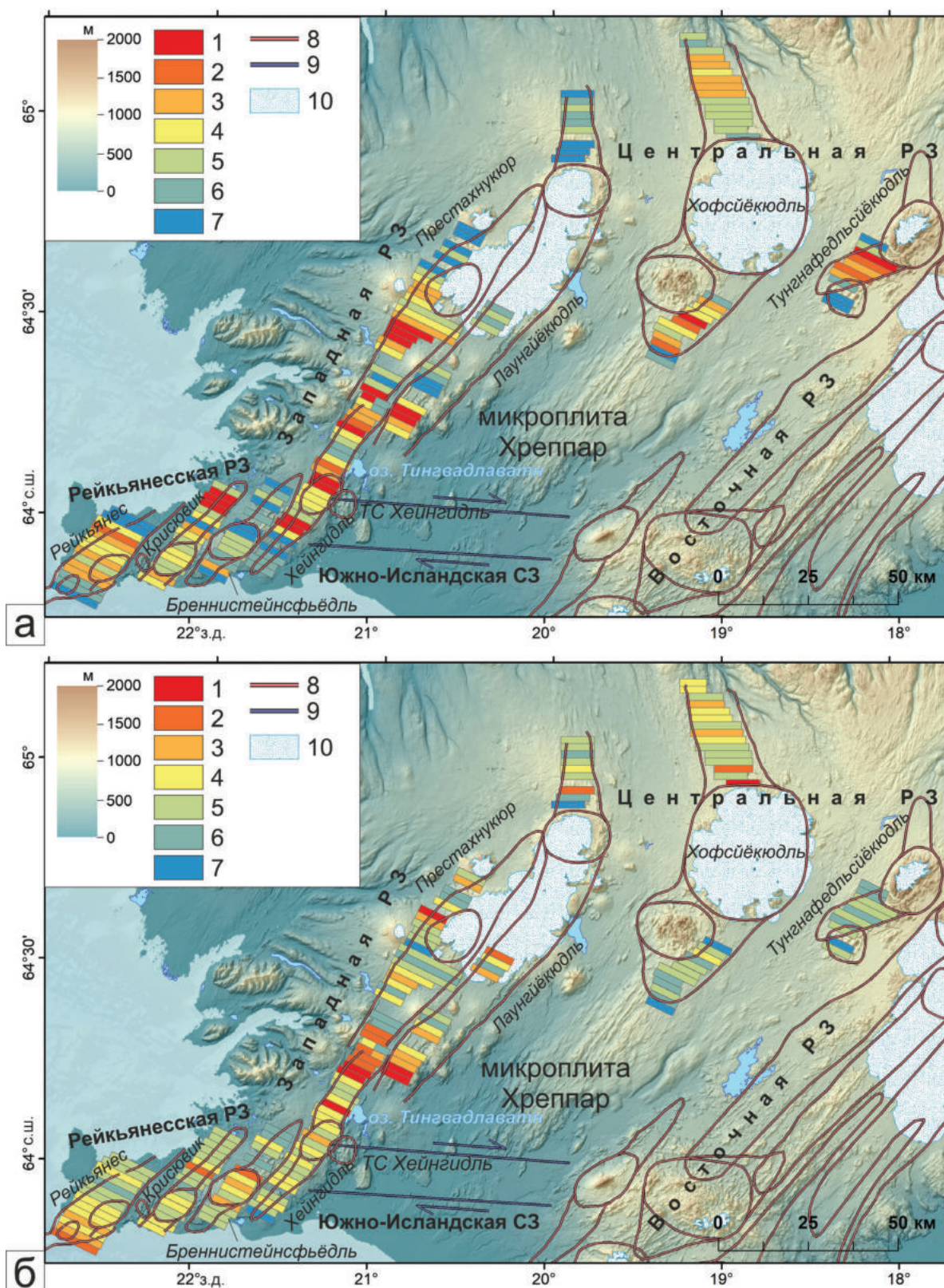


Рис. 6. Распределение значений параметров по профилям.

а – горизонтальной амплитуды. Суммарные значения амплитуды (м): 1 – >500, 2 – 400–500, 3 – 300–400, 4 – 200–300, 5 – 100–200, 6 – 50–100, 7 – < 50; 8 – границы вулканических систем, 9 – сдвиговая зона, 10 – ледники;
 б – максимального модуля продольной кривизны. Средние значения: 1 – <2, 2 – 2–4, 3 – 4–6, 4 – 6–8, 5 – 8–10, 6 – 10–12, 7 – >12; 8–10 – аналогичны А. ЦМР и данные по границам вулканических систем [Special..., 2019].

дизъюнктивами и низкой продольной кривизной (см. рис. 5в–5д). Разломы практически исключительно обладают восточным падением. Подобная асимметрия может быть связана с тем, что для обеих вулканических систем эти разломы располагаются к западу от одной из наиболее активных в настоящее время Северной РЗ, выполняя, таким образом, роль западного фланга Северной РЗ.

В пределах вулканической системы Тунгна-фелльсйекюдль прослеживается только южное семейство трещин, тогда как к северу от центрального вулкана выделяются лишь отдельные разломные уступы, по которым не представляется возможным сделать какие-либо обоснованные выводы о геодинамике системы. По своим характеристикам разломы в целом аналогичны разломам ВС Хофсйекюдль, заметно отличаясь лишь по значениям расстояния между разломами на отдельных участках. Также наблюдается некоторая асимметрия: разломы западного падения имеют большие амплитуды (см. рис. 5а, 5б) и меньшие — расстояния (см. рис. 5в), что может быть объяснено большим влиянием на восточный фланг напряжений, создаваемых близко расположенной Восточной РЗ.

ОБСУЖДЕНИЕ

Вычисленные суммарные амплитуды сбросовых уступов по профилям через все вулканические системы показывают постепенное уменьшение значений амплитуды в северном направлении (рис. 6а): если в пределах Рейкьянесской РЗ и в районе оз. Тингведлир наблюдаются суммарные горизонтальные амплитуды от 700 до 900 м с максимальными значениями, превышающими 1000 м, то в центральной части Западной РЗ амплитуды не превышают 650 м. Аналогичные изменения прослеживаются и по вертикальной амплитуде и продольной кривизне, что в целом говорит о современном снижении тектонической активности в северном направлении, что согласуется также с вычисленными объемам голоценовых лав [Eason, Sinton, 2009] и данными GPS-измерений [Perl, Heinert, 2006; Árnadóttir et al., 2009].

Тем не менее, приведенные значения заметно превышают теоретические скорости

растяжения за голоцен, составляющие около 100 м (при скоростях спрединга Западной РЗ 8.1 ± 1 мм/год [Perl, Heinert, 2006]). Частично данные несоответствия могут быть объяснены тем, что немалая часть разломов была заложена еще в среднем–позднем плейстоцене по лавам и вулканическим постройкам соответствующего возраста (как правило, на периферии центральных вулканов, в восточной части района оз. Тингвадлаватн). Однако на значительной площади разломы рассекают голоценовые лавовые покровы (центральные части Рейкьянесской и Западной РЗ). Избыточное растяжение может быть объяснено за счет гляциоизостатической тектоно-магматической активности в раннем голоцене.

Более правдоподобные показатели современной тектоно-магматической активности можно получить из значений продольной кривизны (см. рис. 6б). По этим данным отчетливо выделяется район оз. Тингведлир с повышенной активностью всех вулканических систем, что согласуется и с результатами полевых наблюдений [Eason, Sinton, 2009; Perl, Heinert, 2006]. К северу, как отмечалось выше, активность постепенно уменьшается. В пределах Рейкьянесской РЗ значения продольной кривизны являются несколько более низкими: по-видимому, тектоническая активность распределяется по отдельным вулканическим системам, будучи в основном сконцентрированной в районах центральных вулканов, хотя отдельные проявления повышенной активности фиксируются и в пределах семейств трещин.

Для Центральной РЗ характерны пониженные значения продольной кривизны, что говорит о слабой реактивизации вулканических систем в голоцене, что проявляется и в вулканической активности: в их пределах присутствуют лишь единичные вулканические аппараты и небольшие, ненарушенные разломами, лавовые покровы [Hjartardóttir, Einarsson, 2021]. В этой части Центральная РЗ выполняет роль трансформного смещения, соединяющего восточную рифтовую ветвь с наименее активной северной частью Западной РЗ, что и определяет низкую тектоно-магматическую активность вулканических систем. Северные части ВС Лаунгйекюдль и Хофсйекюдль, развивающиеся несколько обособленно, напротив, отличаются большими

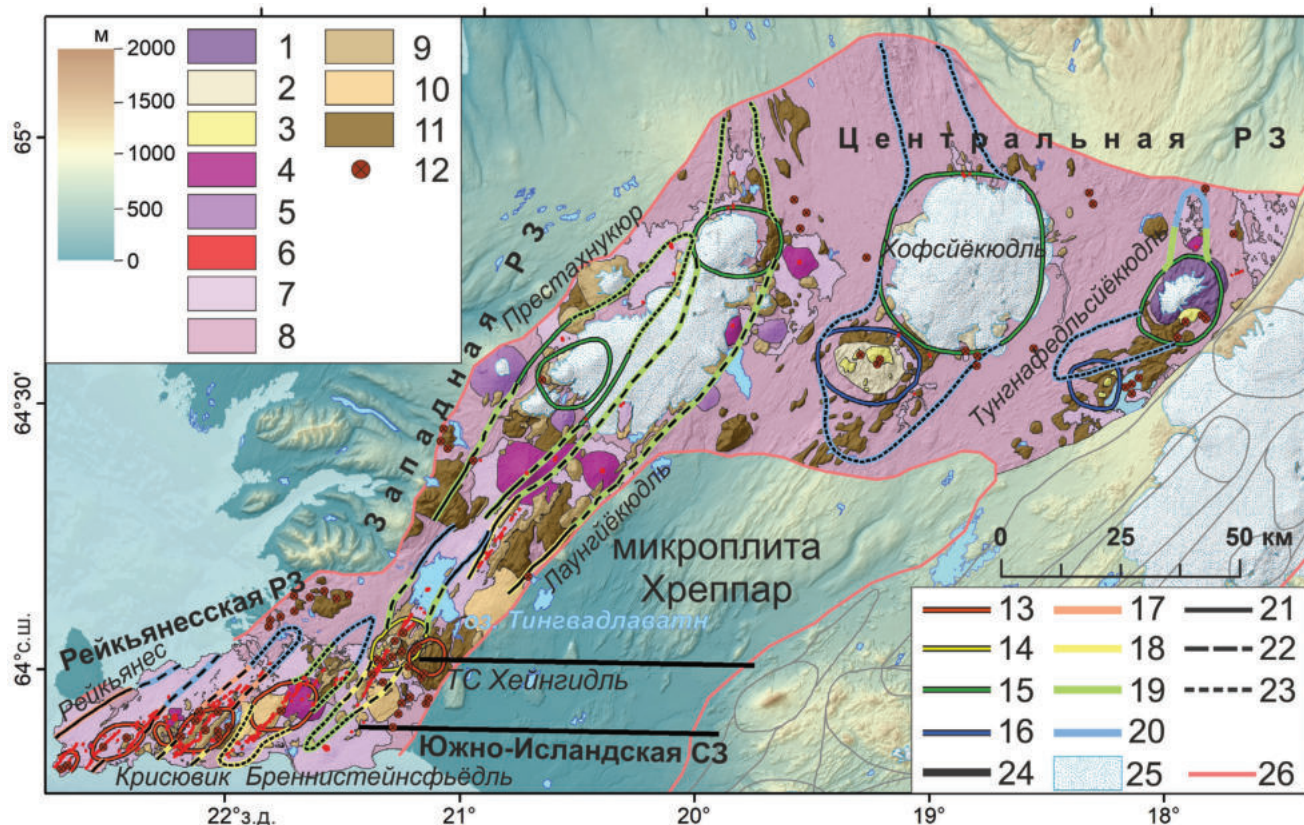


Рис. 7. Тектоническая карта западной ветви рифтов Исландии.

Структуры: центральных вулканов: 1 — стратовулканы, 2 — гиалокластовые постройки щитовых вулканов, 3 — риолитовые купола; вулканических построек семейств трещин: 4 — активные крупные лавовые купола, 5 — неактивные лавовые купола, 6 — активные вулканические аппараты (кратеры, шлаковые конуса); лавовых потоков: 7 — голоценовые лавовые потоки, 8 — доголоценовые лавы, в том числе, перекрытые осадками; гиалокластовых построек: 9 — позднечетвертичные гиалокластовые постройки, 10 — позднечетвертичные гиалокластовые купола, перекрытые лавами, 11 — ранне-среднечетвертичные и дочетвертичные гиалокластовые постройки; прочие: 12 — геотермальные поля.

Вулканические системы: центральные вулканы: 13 — эмбриональные, 14 — с высоким уровнем активности, 15 — с низким уровнем активности, 16 — неактивные; вулканическая активность семейств трещин: 17 — высокая, 18 — средняя, 19 — низкая, 20 — отсутствует; тектоническая активность семейств трещин: 21 — высокая, 22 — средняя, 23 — низкая.

Прочие обозначения: 25 — ледники, 26 — границы рифтовых зон. ЦМР и данные по границам вулканических систем [Special..., 2019].

значениями продольной кривизны, что говорит и о большей их активности на современном этапе, несмотря на схожие параметры вулканической активности [Óladóttir et al., 2021]. В данном случае разломы могут наследовать более древние структуры неактивных в настоящее время северных рифтов Исландии [García et al., 2008; Martín et al., 2011], совпадающие по простиранию с современными семействами трещин. Они могли быть реактивизированы при дегляциации Исландии и сопутствующем увеличении тектоно-магматической активности.

На основании проведенных работ была составлена тектоническая карта западной ветви рифтов Исландии, на которой также отображен уровень тектоно-магматической активности

вулканических систем (рис. 7). Уровень тектонической активности семейств трещин оценивался на основании полученных значений продольной кривизны, для оценки вулканической активности была подсчитана плотность голоценовых вулканических аппаратов на единицу площади. Для центральных вулканов данные об их активности были взяты из базы данных вулканов Исландии [Óladóttir et al., 2021].

Центральные вулканы Рейкьянесской РЗ эмбриональны, не имея в рельефе четко выраженной постройки, а, зачастую, фиксируясь только по геофизическим данным [Sæmundsson et al., 2020]. На всем протяжении вулканических систем ведущую роль в тектонических и магматических процессах играют семейства трещин.

Помимо четырех основных центральных вулканов выделяются три более мелких, Свартсенги, Фаградалсфьядль (на западе) и Хроумюндартиндюр (на востоке), не имеющие собственных обособленных и развитых семейств трещин. Центральные вулканы Западной и Центральной РЗ, напротив, хорошо сформированы, относясь к стратовулканам, их современная активность снижена. Для Центральной РЗ также выделяются два ныне неактивных центральных вулкана в южной части вулканических систем, что, возможно свидетельствует об этапе смещения к северу рифтовой зоны, вероятно, за счет продвижения к северу Западной РЗ при формировании современных вулканических систем. Вулкан Хейнгидль, находящийся на сочленении Западной и Рейкьянесской РЗ занимает промежуточное положение, являясь зрелым щитовым вулканом повышенной активности.

Более существенные различия прослеживаются по семействам трещин. Для Центральной РЗ в их пределах наблюдается практически полное отсутствие вулканизма, а тектоническая активность — слаба. Семейства трещин Западной РЗ характеризуются спорадической вулканической активностью, сконцентрированной в отдельных эруптивных аппаратах, формирующих одиночные лавовые купола. Тектоническая активность, при этом, снижается с юга на север от максимума в районе оз. Тингведлир. Рейкьянесская РЗ отличается более сложным строением семейств трещин. Северные части практически лишены вулканической активности и отличаются пониженной тектонической активностью для всех вулканических систем, что соответствует выводу о постепенном смещении магматических очагов к югу. Для центральных частей характерно увеличение как тектонической, так и вулканической активности на запад. Вероятно, это связано с тем, что тектоно-магматическая активность Рейкьянесской РЗ непосредственно зависит от хр. Рейкьянес, а сама структура вулканических систем, предполагающая отсутствие выраженного в рельефе центрального вулкана, приближена к осевым вулканическим хребтам СОХ Рейкьянес [Кохан, 2013; Дубинин и др., 2011; Le Saout et al., 2023].

Таким образом, тектоно-магматическая активность западной ветви рифтов Исландии

постепенно затухает. Основная часть современных деформаций сконцентрирована в пределах Рейкьянесской РЗ и южной части Западной РЗ, тогда как к северу, за счет перекрытия с более активной восточной ветвью рифтов, активность постепенно снижается, будучи сконцентрированной почти исключительно в пределах центральных вулканов в Центральной РЗ. Рейкьянесская РЗ, при этом, занимает отдельное положение: ее структура и особенности тектонической и магматической активности во многом зависят от хр. Рейкьянес, тогда как Западная и Центральная РЗ функционируют независимо от них.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Морфометрический анализ разломов вулканических систем западной ветви рифтовых зон Исландии позволил выявить неоднородности их морфологии, структуры и развития на протяжении современного этапа эволюции, то есть конца позднего плейстоцена-голоцена. Полученные в результате анализа выводы частично подтверждаются более ранними исследованиями, часть из них, особенно касающиеся краевых частей вулканических систем, новы. Если южные вулканические системы в основном обладают молодыми тектоническими и вулканическими формами на всем их протяжении, то для северной части района исследования характерно наследование более ранних структур, в основном заложенных на протяжении плейстоцена, а иногда, возможно, — и ранее. Различия в эволюции рифтовых зон проявляются и в морфологии вулканических систем: для Западной и Центральной РЗ характерны крупные длительно развивавшиеся конические и щитовые постройки. В то же время, в пределах Рейкьянесской РЗ центральные вулканы в рельефе не имеют своего выражения. Вулкан Хейнгидль, выполняющий функцию сочленения между рифтовыми зонами, обладает промежуточными параметрами.

Главной особенностью западной ветви является уменьшение параметров ее тектоно-магматической активности в северном направлении, что связано с ее перекрытием с более активной, формирующейся в настоящее время и продвигающейся в южном направлении Восточной РЗ. На оси последней, предположительно,

располагается центр Исландского плюма, что и обуславливает ее повышенную активность, тогда как активность Западной и Центральной РЗ, располагающихся на удалении от центра плюма, затухает. Отдельно выделяется трансформативная Рейкьянесская РЗ, периодичность активности которой, вероятно, зависит от магматических импульсов Исландского плюма, но характер ее тектонической активности близок хребту Рейкьянес, на удалении от которого параметры активности постепенно уменьшаются.

По-видимому, наблюдается постепенное преобразование Рейкьянесской РЗ, что выражается в смещении магматических очагов в южном направлении вслед за продвижением Восточной РЗ. Аналогичные изменения прослеживаются на протяжении плейстоцена в пределах Южно-Исландской сейсмической зоны. Вероятно, сейчас происходит формирование новой трансформной зоны, связующей Восточную РЗ с хр. Рейкьянес, в которую войдут Рейкьянесская РЗ и Южно-Исландская сейсмическая зона, тогда как современные Западная и Центральная РЗ окончательно утратят свою активность.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания (тема № АААА-А16-116042010088-5).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Боголюбский В.А., Дубинин Е.П. Строение и динамика эндогенного рельефа трансформной зоны Тьернес (Северная Исландия) // Вестник Московского Университета. Серия 5. География. 2023. № 3. С. 152–167. DOI: 10.55959/MSU0579-9414.5.78.3.12
- Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Кохан А.В., Свешников А.А. Термическое и реологическое состояние литосферы и особенности структурообразования в рифтовой зоне хребта Рейкьянес (по результатам численного и экспериментального моделирования) // Физика Земли. 2011. № 7. С. 30–43.
- Зарайская Ю.А., Фроль В.В. Сейсмичность хребта Рейкьянес и особенности его морфологии // Вестник Московского Университета. Серия 5. География. 2013. № 4. С. 82–87.
- Кохан А.В. Морфология рифтовых зон ультрамедленного спрединга (хребты Рейкьянес, Книповича и Гаккеля) // Вестник Московского Университета. Серия 5. География. 2013. №2. С. 61–69.
- Кохан А.В., Дубинин Е.П. Особенности морфоструктурной сегментации рифтовой зоны Юго-Восточного Индийского хребта в районах мантийных термических аномалий // Вестник Московского Университета. Серия 5. География. 2017. №6. С. 44–54.
- Кохан А.В., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Геодинамические особенности структурообразования в спрединговых хребтах Арктики и Полярной Атлантики // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 1. Вып. 19. С. 59–77.
- Árnadóttir T., Lund B., Jiang W., Geirsson H., Björnsson H., Einarsson P., Sigurdsson T. Glacial re-bound and plate spreading: results from the first countrywide GPS observations in Iceland // Geophys. J. Int. 2009. V. 177. P. 691–716. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2008.04059.x
- Bergerat F., Angelier J. The South Iceland Seismic Zone: tectonic and seismo-tectonic analyses revealing the evolution from rifting to transform motion // J. of Geodynamics. 2000. V. 29. P. 211–231. DOI: 10.1016/S0985-3111(00)87047-3
- Brandsdóttir B., Hooft E. E. E., Mjelde R., Murai Y. Origin and evolution of the Kolbeinsey Ridge and Iceland Plateau, N-Atlantic // Geochem. Geophys. Geosyst. 2015. V. 16. P. 1–16. DOI: 10.1002/2014GC005540
- Clifton A.E., Paglia C., Jónsdóttir J.F., Eythorsdóttir K., Vogfjörð K. Surface effects of triggered fault slip on Reykjanes Peninsula, SW Iceland // Tectonophysics. 2003. V. 369. P. 145–154. DOI: 10.1016/S0040-1951(03)00201-4
- DeMets C., Gordon R., Argus D. Geologically current plate motions // Geophys. J. Int. 2010. V. 181. P. 1–80. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x
- Eason D.E., Sinton J.M. Lava shields and fissure eruptions of the Western Volcanic Zone, Iceland: Evidence for magma chambers and crustal interaction // J. of Volcanology and Geothermal Res. 2009. V. 186. P. 331–348. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2009.06.009
- Einarsson P. Plate boundaries, rifts and transforms in Iceland // Jökull. 2008. V. 58. P. 35–58.
- Escartin J., Cowie P., Searle R., Allerton S., Mitchell N., MacLeod C., Slootweg A. Quantifying tectonic strain and magmatic accretion at a slow-spreading ridge segment, Mid-Atlantic Ridge, 29°N // J. Geophys. Res. 199. V. 104. № B5. P. 10421–10437. DOI: 10.1029/1998JB900097
- Garcia S., Angelier J., Bergerat F., Homberg C., Dauteuil O. Influence of rift jump and excess loading on the structural evolution of Northern Iceland // Tectonics, American

- Geophysical Union (AGU). 2008. V. 27. № 1. P. 1006–1019. DOI: 10.1029/2006TC002029
- Haimson B.C., Voight B. Crustal stress in Iceland // PAGEOPH. 1977. V. 115. P. 153–190. DOI: 10.1007/BF01637102
- Hilley G.E., DeLong S., Prentice C., Blisniuk K., Arrow-smith J.R. Morphologic dating of fault scarps using airborne laser swath mapping (ALSM) data // Geophys. Res. Lett. 2010. V. 37. L04301. DOI: 10.1029/2009GL042044
- Hjartardóttir Á.R., Einarsson P. Tectonic position, structure, and Holocene activity of the Hofsjökull volcanic system, central Iceland // J. of Volcanology and Geothermal Res. 2021. V. 417. 107277. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2021.107277
- Hjartardóttir Á.R., Einarsson P., Björgvinsdóttir S.G. Fissure swarms and fracture systems within the Western Volcanic Zone, Iceland – Effects of spreading rates // J. of Structural Geology. 2016. V. 91. P. 39–53. DOI: 10.1016/j.jsg.2016.08.007
- Howell S., Ito G., Behn M., Martinez F., Olive J.-A., Escartin J. Magmatic and tectonic extension at the Chile Ridge: Evidence for mantle controls on ridge segmentation // Geochem. Geophys. Geosyst. 2016. V. 17. P. 2354–2373. DOI: 10.1002/2016GC006380
- Khodayar M., Björnsson S., Guðnason E. Á., Nielsson S., Axelsson G., Hickson C. Tectonic Control of the Reykjanes Geothermal Field in the Oblique Rift of SW Iceland: From Regional to Reservoir Scales // Open Journal of Geology. 2018. V. 8. P. 333–382. DOI: 10.4236/ojg.2018.83021
- Khodayar M., Björnsson S., Víkingsson S., Jónsdóttir G.S. Unstable Rifts, a Leaky Transform Zone and a Microplate: Analogues from South Iceland // Open Journal of Geology. 2020. V. 10. Iss. 4. P. 317–367. DOI: 10.4236/ojg.2020.104017
- Kristjánsdóttir S., Guðnason E. Á., Ágústsson K., Ágústsdóttir Th. Hverahlíð, Hengill area: Detailed analysis of seismic activity from December 2016 to December 2019, 54 // Reykjavík: ÍSOR – Iceland GeoSurvey. 2019. Report, ÍSOR-2019/051.
- LaFemina P.C., Dixon T.H., Malservisi R., Árnadóttir T., Sturkell E., Sigmundsson F., Einarsson P. Geodetic GPS measurements in south Iceland: strain accumulation and partitioning in a propagating ridge system // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. B11405. DOI: 10.1029/2005JB003675
- Le Saout M., Paigan D., Devey C.W., Lux T.S., Petersen S., Thorhallsson D., Tomkowicz A., Brix S. Variations in Volcanism and Tectonics Along the Hotspot-Influenced Reykjanes Ridge // Geochem. Geophys. Geosyst. 2023. V. 24. Iss. 4. e2022GC010788. DOI: 10.1029/2022GC010788
- Martin E., Paquette J.L., Bosse V., Rufflet G., Tiepolo M., Sigmundsson O. Geodynamics of rift–plume interaction in Iceland as constrained by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and in situ U–Pb zircon ages // Earth and Planet. Sci. Lett. 2011. V. 311. P. 28–38. DOI: 10.1016/j.epsl.2011.08.036
- Martinez F., Hey R., Höskuldsson Á. Reykjanes Ridge evolution: Effects of plate kinematics, small-scale upper mantle convection and a regional mantle gradient // Earth-Science Review. 2020. V. 203. P. 1–24. DOI: 10.1016/j.earscirev.2019.102956
- Mjelde R., Breivik A.J., Raum T., Mittelstaedt E., Ito G., Faleide J.I. Magmatic and tectonic evolution of the North Atlantic // Journal of the Geological Society, London. 2008. V. 165. P. 31–42. DOI: 10.1144/0016-76492007-018
- Óladóttir B.A., Larsen G., Guðmundsson M.T. Catalogue of Icelandic Volcanoes, IMO, UI and CPD-NCIP. Available from: <http://icelandicvolcanoes.is>. (Last Accessed October 01, 2021).
- Parameswaran R.M., Thorbjarnardóttir B.S., Stefánsson R., Bjarnason I.T. Seismicity on conjugate faults in Ölfus, South Iceland: Case study of the 1998 Hjalli-Ölfus earthquake // J. of Geophys. Res.: Solid Earth. 2020. V. 125. e2019JB019203. DOI: 10.1029/2019JB019203
- Pedersen G.B.M., Belart J.M.C., Óskarsson B.V., Guðmundsson M.T., Gies N. Volume, Effusion Rate, and Lava Transport During the 2021 Fagradalsfjall Eruption: Results from Near Real-Time Photogrammetric Monitoring // Geophys. Res. Lett. 2022. V. 49. DOI: 10.1029/2021GL097125
- Pedersen R., Grosse P., Guðmundsson M.T. Morphometry of glaciovolcanic edifices from Iceland: Types and evolution // Geomorphology. 2020. V. 370. 107334. DOI: 10.1016/j.geomorph.2020.107334
- Pedersen R., Sigmundsson F., Masterlark T. Rheologic controls on inter-rifting deformation of the Northern Volcanic Zone, Iceland // Earth and Planet. Sci. Lett. 2009. V. 281. Iss. 1–2. P. 14–26. DOI: 10.1016/j.epsl.2009.02.003
- Perl J., Heinert M. Kinematic model of the South Icelandic tectonic system // Geophys. J. Int. 2006. V. 164. P. 168–175. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2005.02795.x
- Porter C., Morin P., Howat I., Noh M.-J., Bates B., Peterman K., Keesey S., Schlenk M., Gardiner J., Tomko K., Willis M., Kelleher C., Cloutier M., Husby E., Foga S., Nakamura H., Platson M., Wethington M. Jr., Williamson C., Bauer G., Enos J., Arnold G., Kramer W., Becker P., Doshi A., D'Souza C., Cummins P., Laurier F., Bojesen M. ArcticDEM, University of Minnesota, 2018. Available from: <https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem> (Last Accessed October 01, 2021). DOI: 10.7910/DVN/OHHUKH
- Radaideh O.M.A., Grasemann B., Melichar R., Mosar J. Detection and analysis of morphotectonic features utilizing satellite remote sensing and GIS: An example in SW Jordan // Geomorphology. 2016. V. 275. P. 58–79. DOI: 10.1016/J.GEOMORPH.2016.09.033
- Ruedas T., Marquart G., Schmeling H. Iceland: The current picture of a ridge-centred mantle plume // Mantle

plumes – A multidisciplinary approach / Eds J.R.R. Ritter, U.R. Christensen. Springer, 2007. P. 71–126. DOI: 10.1007/978-3-540-68046-8_3

Sigmundsson F., Einarsson P., Bilham R., Sturkell E. Rift-transform kinematics in south Iceland: deformation from Global Positioning System measurements, 1986 and 1992 // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. P. 6235–6248.

Special protection of ecological systems and geoheritage, 1:50 000. Reykjavík: Icelandic Institute of Natural History, 2019.

Sæmundsson K., Sigurgeirsson M.Á., Friðleifsson G.Ó. Geology and structure of the Reykjanes volcanic system, Iceland // *J. of Volcanology and Geothermal Res.* 2020. V. 391. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2018.11.022

Sæmundsson K., Sigurgeirsson M.Á., Hjartarson Á., Kaldal I., Kristinsson S.G. Geological Map of Southwest Iceland, 1:100 000. Reykjavík: Iceland GeoSurvey, 2016.

Wright T.J., Sigmundsson F., Pagli C., Belachew M., Hamling I.J. Geophysical constraints on the dynamics of spreading centres from rifting episodes on land // *Nature Geoscience.* 2012. V. 5. P. 242–250.

MORPHOLOGY AND TECTONICS OF ICELANDIC RIFTS WESTERN BRANCH

V. A. Bogoliubskii^{1, 2, *}, E. P. Dubinin^{1, 2, 3, **}, A. A. Lukashov^{3, *}**

¹*The Earth Science Museum, Lomonosov Moscow State University, Leninskiye Gory, 1, Moscow, 119991 Russia*

²*Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, Leninskiye Gory, 1, Moscow, 119991 Russia*

³*Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University, Leninskiye Gory, 1, Moscow, 119991 Russia*

**e-mail: bogolubskiyv@yandex.ru*

***e-mail: edubinin08@rambler.ru*

****e-mail: smoluk@yandex.ru*

Iceland is a unique example of a place, where rift zone of Mid-Atlantic Ridge appears onshore. Its morphological and tectonic features considerably differ from typical mid-oceanic ridge rift zones. The morphology and geodynamics of Icelandic rift western branch are formed by Iceland plume thermal influence that generated the North Atlantic Large Igneous Province. Icelandic rift western branch is characterized by ceasing tectonic and magmatic activity. Overlapping with the Eastern Rift Zone it forms rotating block of Hreppar Microplate that leads to tectono-magmatic activity decline northwards. Based on morphometric analysis of normal faults, the relative activity degree of individual parts of volcanic systems was revealed. For some parts, the activity changes in late Quaternary were traced. Obtained inferences demonstrate explicit differences in contemporary tectonic structure and dynamics of the rift zones and volcanic systems within them. For instance, transtensive Reykjanes Rift Zone, the southernmost one, has decreasing eastwards tectono-magmatic activity, which is connected with influence decrease of Reykjanes Ridge adjoining from the south-west. Its gradual southward shifting is observed that is explained by similar southward propagation of the most active Eastern Rift Zone and by the formation of new transtensive zone aggregating contemporary Reykjanes Rift Zone and South-Iceland Seismic Zone. In contrast, the Western Rift Zone develops independently from Reykjanes Rift Zone. It has the largest extension center in the area of Thingvallavatn Lake. In its northern part as within the Central Rift Zone, Holocene tectono-magmatic activity is very faint and is linked to glacioisostatic reactivation of more ancient structures. Revealed structural heterogeneities are traced in rift zone morphology as well. For example, within Western and Central Rift Zones, well-developed shield volcanoes are common. They consist of hyaloclasts predominantly. Within fissure swarms, individual lava shields are observed. In contrast, Reykjanes Rift Zone is characterized by absence of topographically expressed central volcanoes, and within fissure swarms, the chains of volcanic cones are present.

Keywords: rift zones, spreading axes overlapping, transtensive zones, Icelandic plume, morphometric analysis