

СТРОЕНИЕ И ДИНАМИКА ЭНДОГЕННОГО РЕЛЬЕФА ТРАНСФОРМНОЙ ЗОНЫ ТЬЁРНЕС (СЕВЕРНАЯ ИСЛАНДИЯ)

В.А. Боголюбский¹, Е.П. Дубинин²

¹ *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии*

² *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геоморфологии и палеогеографии*

^{1,2} *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Музей землеведения*

¹ *Магистрант; e-mail: bogolubskiyv@yandex.ru*

² *Заведующий сектором музея, проф., д-р геол.-минерал. наук; e-mail: edubin08@rambler.ru*

Трансформная зона Тьёрнес соединяет спрединговый хребет Колбенсей и Северную рифтовую зону Исландии. Она состоит из двух перекрывающихся рифтовых сегментов, образовавшихся как следствие продвижения рифтовых зон. В настоящее время она включает в себя ряд различных по строению и динамике морфоструктур, таких как магматические и амагматические рифты, сбросо-сдвиговые разломные зоны, тектоно-вулканические поднятия, нередко образующие перекрытия между собой, что приводит к формированию разномасштабных блоковых морфоструктур. С помощью методики морфометрического анализа современных сбросовых уступов были выявлены участки с различной современной тектонической активностью и интенсивностью разломообразования, а также объяснены геодинамические причины выявленных различий. Так, наибольшую тектоническую активность имеют спрединговые и рифтовые участки западной ветви трансформной зоны. Восточная ветвь имеет значительно меньшую тектоническую активность, что связано с наличием интенсивной вулканической деятельности. В настоящее время восточная ветвь трансформной зоны еще продолжает свое формирование, что выражается в формировании блоковых поднятий в перекрытиях между рифтовыми сегментами. Западная ветвь имеет более простое строение, и ее тектоно-магматическая активность в настоящее время затухает. Были показаны изменения функционирования амагматических рифтов: на ранних этапах развития трансформной зоны рифты, вероятно, развивались как продолжение прилегающих спрединговых центров, тогда как в настоящее время они имеют независимые от них центры растяжения. Все исследованные морфоструктуры оказывают значительное влияние друг на друга при перекрытиях осей растяжения, что проявляется в характере эндогенного рельефообразования, в особенности разломообразования, на разных участках данных морфоструктур.

Ключевые слова: морфометрический анализ, сбросы, морфоструктуры, рифтовые зоны, разломы

DOI: 10.55959/MSU0579-9414.5.78.3.12

ВВЕДЕНИЕ

Трансформная зона (ТЗ) Тьёрнес располагается на северной периферии Исландии, в пределах ее островного шельфа и частично в субаэральных условиях. Она соединяет спрединговый хребет Колбенсей и Северную рифтовую зону (РЗ) Исландии, являющихся сегментами Срединно-Атлантического хребта (САХ). Спрединг в пределах этих сегментов протекает со скоростью около 2 см/год, причем наблюдается асимметрия: аккреция со стороны Северо-Американской плиты на 0,2 см/год больше, чем со стороны Евразийской [Brandsdóttir et al., 2015]. Кроме того, растяжение является косым по отношению к простиранию региональных структур: рифтовые структуры Северной Исландии и хр. Колбенсей наклонены под углом ~80° [Кохан и др., 2012].

Строение и рельеф ТЗ Тьёрнес сильно отличаются от большинства типичных трансформных разломов срединно-океанических хребтов (СОХ) с характерной трансформной долиной сдвиговой природы [Khodayar, Björnsson, 2018]. Она представляет собой сложно устроенную трансформную зону, более сходную с перекрытиями центров спрединга быстроспрединговых хребтов. Различная выраженность морфоструктур в пределах трансформной зоны позволяет предположить их принадлежность к различным стадиям ее развития, однако степень их современной активности, их происхождение и возраст являются дискуссионными [Khodayar, Björnsson, 2018; Karson et al., 2019]. Подобные особенности строения трансформной зоны, по-видимому, объясняются значительным влиянием Исландского плюма, воздействие которого при-

вело к появлению Северо-Атлантической крупной магматической провинции [Hjartarson et al., 2017]. В настоящее время воздействие Исландского плюма выражается в виде интенсивного магматизма, что создает аномально большую мощность земной коры (до 42 км) [Ruedas et al., 2007].

ТЗ Тьёрнес находится в переходной области от рифтовой зоны хр. Колбенсей до поднятия острова Исландия. Мощность земной коры при этом уменьшается в направлении с юга на север от 25–30 до 12–13 км [Brandsdóttir et al., 2015]. Обозначенные выше геологические и геодинамические особенности трансформной зоны имеют свое выражение в рельефе [Khodayar, Björnsson, 2018], что позволяет использовать его как индикатор степени современной тектонической активности. Целью работы является выявление связи тектонической активности со строением, происхождением и развитием морфоструктур ТЗ Тьёрнес.

Строение трансформной зоны Тьёрнес. ТЗ Тьёрнес состоит из трех разновозрастных сдвиго-раздвиговых зон с правосторонним сдвигом, соединенных рифтовыми сегментами. Каждый участок трансформной зоны отличается своими особенностями тектоно-магматической активности и геоморфологического строения (рис. 1). Суммарная величина смещения по трансформной зоне составляет около 120 км [Khodayar, Björnsson, 2018].

Южная часть хребта Колбенсей представлена осевым поднятием, достигающим ширины 25–30 км. Его превышение над уровнем окружающих океанических котловин составляет 400–700 м, а над уровнем шельфа – 50–150 м. Высшая точка хребта достигает уровня моря в виде небольшого острова Колбенсей [Khodayar, Björnsson, 2018]. В центральной части осевого поднятия располагается долина осевого грабена, опущенная на 90–120 м. С обеих бортов она ограничена крупными разломами с пологим сместителем – «детachmentами». Днище долины занято неовулканической зоной, состоящей из плосковершинных вулканических построек, диаметром от 100 м до 2 км и высотой до 150 м. К югу от о. Колбенсей количество вулканических построек уменьшается.

Амагматический рифт Эйяфьрдаудль является продолжением хр. Колбенсей (см. рис. 1). Он имеет широкое днище – от 6 км в южной части до 12 км в северной. Глубина также уменьшается к югу от 400 до 200 м. Оно подстилается мощными осадочными толщами, перекрытыми верхнечетвертичной мореной [Höfer, 2019]. Днище и склоны рассечены разломами, иногда образующими небольшие горсты и грабены. Согласно [Khodayar, Björnsson, 2018], сбросовые уступы были сформированы приблизительно около 12 тыс. лет назад и реактивизированы около 3 тыс. лет назад. Большое количество

небольших сбросовых уступов связано с флюидной дегазацией мантии [Lupi et al., 2011].

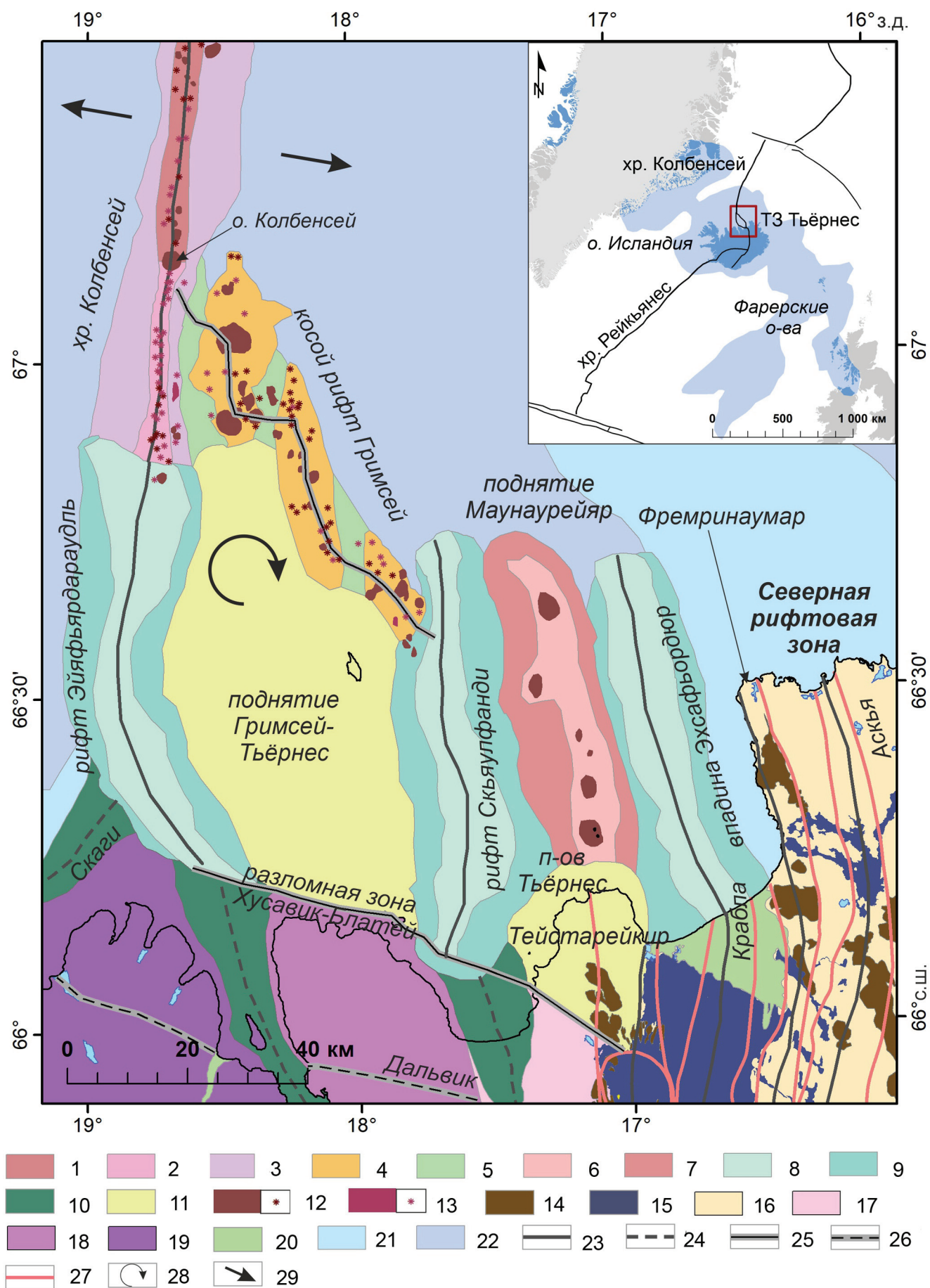
В южной части рифта Эйяфьрдаудль зона разломообразования постепенно сужается, а сами сбросовые уступы изменяют свое простирание с 80 до 10–15° к направлению растяжения, переходя в *разломную зону Хусавик-Блатей*, представляющую собой правостороннюю сдвиговую зону. К востоку зона деформаций уменьшается с 10 км до сотен метров. Также уменьшается общее количество уступов и увеличиваются их горизонтальные и вертикальные амплитуды [Garcia, Dhont, 2005].

В наиболее восточной части разломной зоны, непосредственно примыкающей к Северной РЗ Исландии, зона разломообразования расширяется до 10 км и включает в себя три параллельных ряда уступов сбросо-сдвигов, осложненных сдвигами Риделя, а также веретенновидными впадинами «пулл-эпарт» – структурами локального растяжения, и горст-антиклинальными поднятиями. На всех участках преобладает юго-западное падение уступов сбросо-сдвигов [Garcia, Dhont, 2005; Khodayar, Björnsson, 2018]. Скорость движения литосферных блоков на этом участке трансформной зоны значительно меньше, чем на других, и составляет 6,9 мм/год [Metzger et al., 2013].

Линеамент Дальвик располагается параллельно разломной зоне Хусавик-Блатей, к югу от нее (см. рис. 1). В настоящее время в рельефе он не имеет выражения, прослеживается только по ряду троговых долин. Предполагается, что линеамент прекратил свою активность около 3 млн лет назад с образованием разломной зоны Хусавик-Блатей [Karson et al., 2019; Khodayar, Björnsson, 2018].

Северная рифтовая зона примыкает с юга к ТЗ Тьёрнес. Она включает в себя пять вулканических систем, состоящих из центрального вулкана и семейств трещин, расходящихся к северу и югу на десятки километров (см. рис. 1). Значительные изменения рельефа наблюдаются лишь в пределах вулканической системы (ВС) Тейстарейкир, которая выделяется сбросовыми уступами со значительной вертикальной амплитудой [Young et al., 2020]. Рифтовая зона продолжается также и в пределах шельфа, формируя рифтовую впадину Эхсарфьордюр [Khodayar, Björnsson, 2018].

Косой рифт (КР) Гримсей соединяет Северную РЗ и хребет Колбенсей (см. рис. 1). Он представлен тремя эшелонированными вулканическими сегментами, разделенными впадинами нетрансформных смещений. Вулканические сегменты ориентированы субортогонально направлению растяжения, тогда как общее простирание КР составляет около 35° к направлению растяжения [Khodayar, Björnsson, 2018].



Вулканические сегменты представляют собой цепочки округло- и плосковершинных вулканических построек. Они образуют между собой перекрытия на величину 12–15 км. Впадины нетрансформных смещений заполнены осадочным чехлом и имеют выровненный рельеф. Также к КР Гримсей иногда относится вулканическое поднятие Маунаурейяр [Magnúsdóttir et al., 2015], являющееся продолжением блокового поднятия п-ова Тьёрнес. КР Гримсей осуществляет около 65% всех сдвиговых движений ТЗ Тьёрнес: скорости сдвиговой компоненты составляют 13,6 мм/год [Metzger et al., 2013]. От поднятия Маунаурейяр и Северной РЗ КР Гримсей отделен амагматическим *рифтом Скъяулфанди* (см. рис. 1). Он простирается на юг до разломной зоны Хусавик-Блатей. По геолого-геоморфологическому строению и эпизодам тектонической активности рифт схож с рифтом Эйяфьядараудль [Magnúsdóttir et al., 2015].

ТЗ Тьёрнес начала свое формирование около 8–9 млн лет назад с перескоком главной оси растяжения на Северную РЗ с ныне неактивного рифта Скаги при всплеске активности Исландского плюма. Первоначально они соединялись линеamentом Дальвик. Однако при дальнейшем продвижении Северной РЗ около 7 млн лет назад была сформирована разломная зона Хусавик-Блатей, соединившаяся с рифтом Эйяфьядараудль

[Khodayar, Björnsson, 2018; Karson et al., 2019]. При очередном всплеске магматической активности 2–3 млн лет назад главные оси деформаций перескочили в район КР Гримсей и рифта Скъяулфанди [Eiríksson et al., 2021]. Современная динамика и условия образования отдельных морфоструктур ТЗ Тьёрнес остаются не до конца ясными: имеются предположения как о полном затухании активности западной ветви трансформной зоны и переходе всех деформаций на восточную ветвь [Khodayar, Björnsson, 2018; Karson et al., 2019], так и предположения о современной реактивизации западной ветви с дальнейшим омоложением линеамента Дальвик [Rögnvaldsson et al., 1998].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для оценки динамики и факторов современного эндогенного рельефообразования в пределах ТЗ Тьёрнес был использован метод морфометрического анализа сбросовых уступов. Он проводился на основе находящихся в свободном доступе ЦМР ArcticDEM [Porter et al., 2018] для вулканической системы Тейстарейкир с разрешением 2 м и обработанных данных многолучевой батиметрии хр. Колбенсей и окрестностей с разрешением 20 м по материалам Института исследований морских и пресноводных водоемов Исландии [Kolbeinseyjarhryggur..., 2004]. Анализ проводился в среде ArcGIS 10.5.

Рис. 1. Морфоструктурная карта ТЗ Тьёрнес.

Морфоструктуры трансформной зоны. *Срединно-океанические хребты:* 1 – рифтовая долина; 2 – редуцированная рифтовая долина; 3 – своды осевого поднятия; *рифтовые морфоструктуры:* 4 – вулканические поднятия рифтовых сегментов; 5 – впадины нетрансформных смещений; *тектоно-вулканические поднятия:* 6 – вершинные поверхности с вулканическими постройками; 7 – склоны поднятия; *морфоструктуры амагматических рифтов:* 8 – днища; 9 – сбросовые склоны; 10 – впадины неактивных рифтов, проработанные ледником; 11 – блоковые поднятия; *осложняющие морфоструктуры:* 12 – изометричные вулканические постройки; 13 – вулканические хребты; 14 – гляциовулканические постройки; 15 – лавовые покровы. **Морфоструктуры прилегающих областей.** *Денудационные блоковые нагорья, равнины и прилегающие шельфовые области:* 16 – структурно-экзарационные равнины; 17 – денудационно-тектонические нагорья с гляциовулканическими постройками; 18 – денудационно-тектонические нагорья с горно-ледниковыми формами; 19 – денудационные нагорья с горно-ледниковыми формами; 20 – флювиогляциальные равнины; *подводные равнины:* 21 – ледниково-морские равнины шельфа; 22 – глубоководные морские равнины. **Структурные элементы.** *Спрединговые и рифтовые морфоструктуры:* 23 – оси активных морфоструктур; 24 – оси неактивных морфоструктур; *сдвиговые морфоструктуры:* 25 – оси активных морфоструктур; 26 – оси неактивных морфоструктур; 27 – границы вулканических систем Исландии. **Прочие обозначения:** 28 – направление вращения тектонических блоков; 29 – направление растяжения. На врезке синим цветом обозначены области распространения платобазальтов, красным выделен район исследования

Fig. 1. Morphostructural map of the Tjörnes Transform Zone.

Morphostructures of transform zone. *Mid-oceanic ridges:* 1 – rift valley; 2 – reduced rift valley; 3 – slopes of axial uplift; *rift morphostructures:* 4 – volcanic uplifts of rift segments; 5 – non-transform discontinuities depressions; *tectono-volcanic uplifts:* 6 – summit plains with volcanic edifices; 7 – uplift's slopes; *amagmatic rifts morphostructures:* 8 – bottoms; 9 – normal fault slopes; 10 – non-active rift depressions, exarated by glacier; 11 – block uplifts; *complicating morphostructures:* 12 – isometric volcanic edifices; 13 – volcanic ridges; 14 – glaciovolcanic edifices; 15 – lava sheets. **Adjacent area morphostructures.** *Denudational block highlands, plains and adjacents shelf areas:* 16 – structural glacial denudatonal plains; 17 – denudational tectonic highlands with glaciovolcanic edifices; 18 – denudational tectonic highlands with mountain-glacial landforms; 19 – denudational highlands with mountain-glacial landforms; 20 – fluvioiglacial plains; *submarine plains:* 21 – glacial marine shelf plains; 22 – deep-sea marine plains. **Structural elements.** *Spreading and rift morphostructures:* 23 – active morphostructures axes; 24 – non-active morphostructures axes; *strike-slip morphostructures:* 25 – active morphostructures axes; 26 – non-active morphostructures axes; 27 – Icelandic volcanic systems boundaries. **Other symbols:** 28 – tectonic block rotation direction; 29 – extension direction. On the inset the basalt plateaus are shown in blue, the survey area is in red

Морфометрический анализ проводился по двум направлениям: вариации морфометрических параметров в пределах рифтовых участков ТЗ Тьёрнес, и простирающие уступы сбросо-сдвигов разломной зоны Хусавик-Блатей.

В первом случае в пределах каждой морфоструктуры и отдельных ее частей были откартированы сбросы на основе ЦМР по методике, подробно описанной в работе [Radaideh et al., 2016]. Для выявления сбросов использовался визуальный анализ ЦМР с разными вариантами отмычки рельефа. Угол падения солнечных лучей составлял 45° , а азимуты падения выбирались так, чтобы они были перпендикулярны падению сбросов.

В качестве морфометрических параметров сбросов в соответствии с методикой [Escartin et al., 1999; Howell et al., 2016; Кохан, Дубинин, 2017] были выбраны горизонтальная и вертикальная амплитуды, видимая длина разломов и расстояние между сбросами, значения которых изменяются в зависимости от кинематики разломной зоны, геодинамических условий, сейсмичности и реологических свойств нарушаемых горных пород. Для определения морфологического возраста был принят показатель максимального значения модуля продольной кривизны (P_k) вдоль уступа разлома, использованный в качестве показателя, отражающего морфологический возраст уступа [Hilley et al., 2012].

Для автоматизированного измерения их морфометрических параметров были использованы возможности языка программирования R в среде RStudio. Данные извлекались из ЦМР и раstra продольной кривизны поверхности при помощи линий, проведенных перпендикулярно к центральным частям разломов инструментом Stack Profile. Показатели горизонтальной и вертикальной амплитуд были извлечены по границе $P_k = 0,7$ для разломов с крутизной сместителя более 25° и по границе $P_k = 0,5$ для остальных разломов для ЦМР с разрешением 20 м. Для ЦМР с разрешением 2 м граничные значения показателя P_k составляли 1 и 0,7 соответственно. Подобная методика успешно была применена для извлечения морфометрических параметров гляциовулканических форм Исландии [Pedersen et al., 2020].

Для сравнения морфологического возраста сбросовых уступов исследованных морфоструктур, рельеф которых сформировался на рыхлых (рифты Эйяфьядараудль, Скъяулфанди) и скальных породах (КР Гримсей, ВС Тейстарейкир, разломная зона Хусавик-Блатей, хр. Колбенсей), необходимо ввести переводные коэффициенты для полученных данных.

Для сравнения субаквальных и субаэральных уступов переводной коэффициент был получен из средней кривизны детачментов хр. Колбенсей и

вулканической системы Тейстарейкир, имеющих схожий уровень тектонической активности. Средние значения показателя продольной кривизны детачментов хр. Колбенсей составили 8,4, а ВС Тейстарейкир – 14,6. Таким образом, переводной коэффициент составляет $k_1 = 1,7$.

Для сравнения сбросовых уступов, образованных на рыхлых и скальных породах, были выбраны участки хр. Колбенсей (67° с. ш.) и рифта Эйяфьядараудль ($66,8^\circ$ с. ш.). Оба участка перекрываются с КР Гримсей. При этом сбросовые уступы на обоих участках косоугольного рифта имеют сопоставимые показатели горизонтальной, вертикальной амплитуд и продольной кривизны, что позволяет предположить примерно одинаковое влияние напряжений со стороны рифта Эйяфьядараудль и хр. Колбенсей и близкие значения напряжений для обоих участков. Это дает основание установить переводной коэффициент для уступов в рыхлых породах и в скальных породах $k_2 = 1,9$.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В ходе обработки ЦМР было выделено 503 разлома в пределах ТЗ Тьёрнес и ВС Тейстарейкир. Последняя при этом рассматривается отдельно по причине невозможности корректного сравнения данных, извлеченных из ЦМР с различным разрешением.

По полученным данным были составлены вдольосевые профили изменения морфометрических показателей, на которых данные были сгруппированы по ячейкам шириной 2 км (рис. 2). Показатели были сгруппированы по их принадлежности к определенным морфоструктурам и по направлению падения уступов сбросов (западное и восточное). Для показателей горизонтальной и вертикальной амплитуд на графиках (рис. 3, 4) отражены суммарные значения в пределах ячейки профиля, для остальных показателей приведены средние значения на данном профиле. По построенным профилям для каждой морфоструктуры могут быть выделены свои особенности сбросообразования.

Для южной части хребта Колбенсей разделяются участки, расположенные к северу и югу от о. Колбенсей ($67,17^\circ$ с. ш.). Для северного участка наблюдаются небольшие значения горизонтальной и вертикальной амплитуд (см. рис. 3), при этом выделяются две зоны более интенсивного разломообразования в районе $67,45^\circ$ с. ш. и $67,3^\circ$ с. ш. Данные аномалии приурочены к районам концентрации плосковершинных вулканических построек, что позволяет предположить их образование как следствие неравномерных изостатических движений над магматическим очагом при его периодических активизации и затухании.

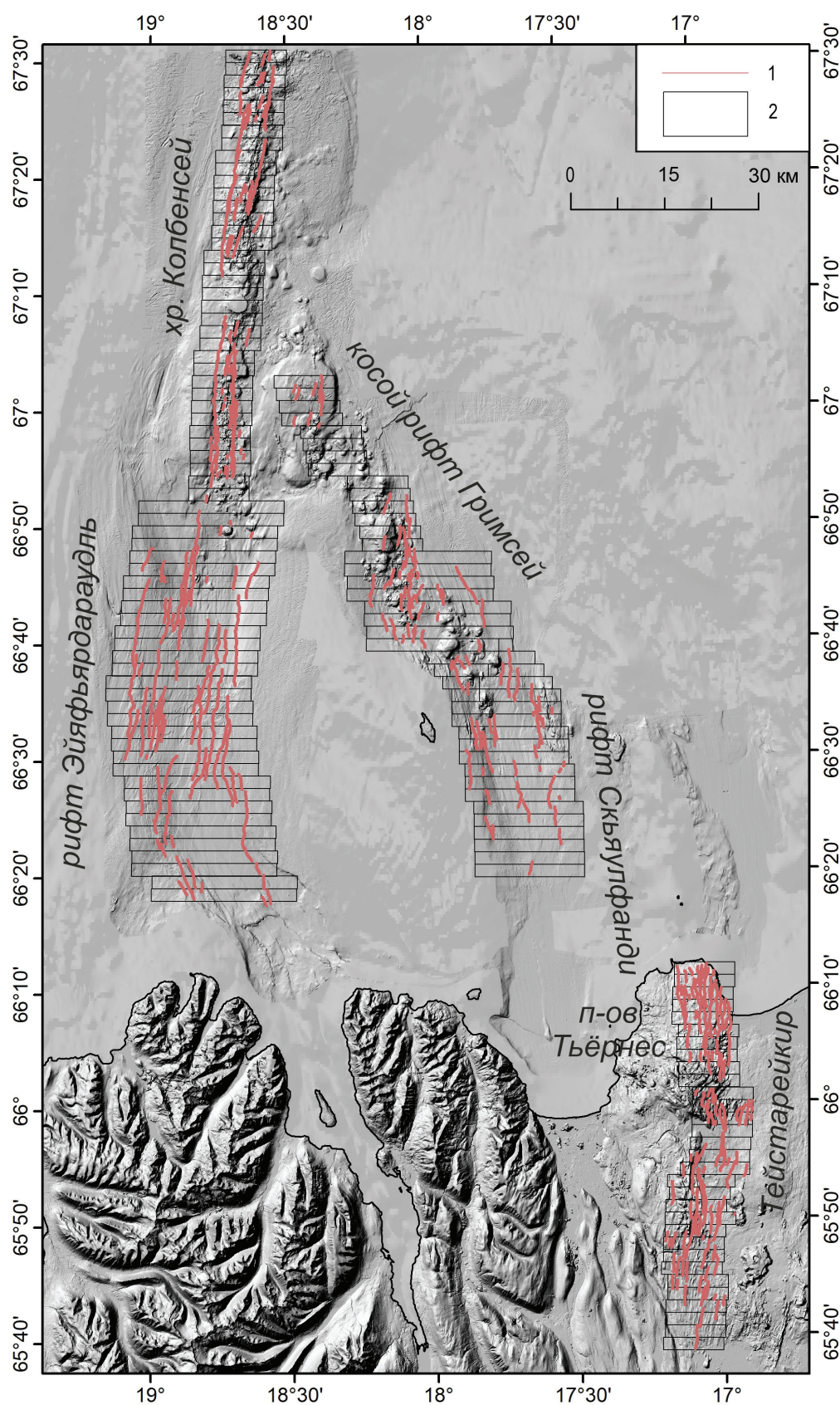


Рис. 2. Местоположение профилей через морфоструктуры ТЗ Тьёрнес:

1 – выявленные сбросовые уступы; 2 – профили через морфоструктуры

Fig. 2. Location of sections through the Tjörnes Transform Zone morphostructures:

1 – detected normal fault scraps; 2 – morphostructure sections

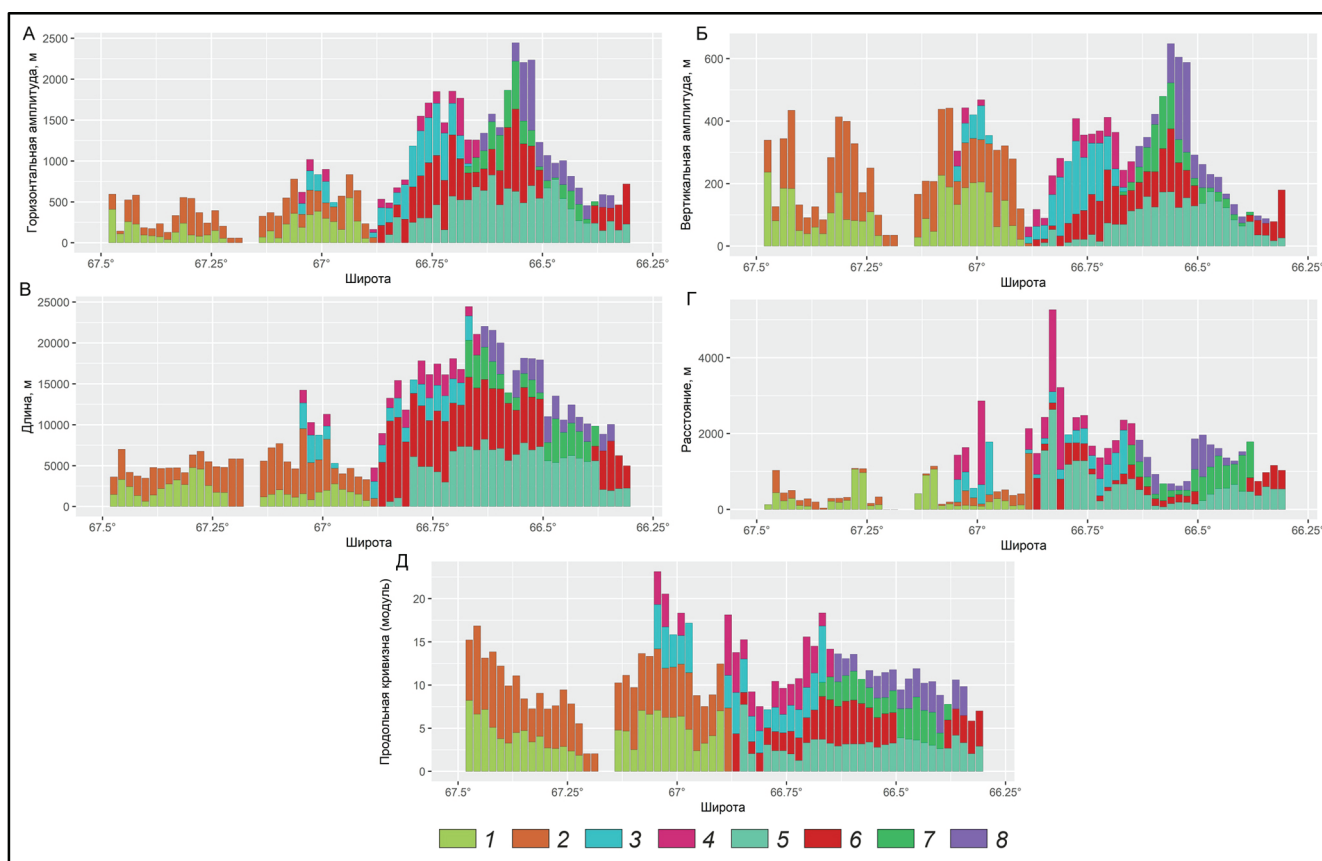


Рис. 3. Изменение параметров сбросовых уступов ТЗ Тьёрнес:

А – суммарная горизонтальная амплитуда; Б – суммарная вертикальная амплитуда; В – среднее арифметическое длин; Г – среднее арифметическое евклидова расстояния; Д – среднее арифметическое максимального модуля продольной кривизны. Сбросовые уступы: хр. Колбенсей: 1 – западного падения; 2 – восточного падения; КР Гримсей: 3 – западного падения; 4 – восточного падения; рифта Эйяфьрðардаль: 5 – западного падения; 6 – восточного падения; рифта Скьяулфанди: 7 – западного падения; 8 – восточного падения

Fig. 3. Variations of the Tjörnes Transform Zone normal faults parameters:

A – sum heave; Б – sum throw; В – arithmetic mean of length, Г – arithmetic mean of Euclidean distance; Д – arithmetic mean of maximal modulus of profile curvature. Normal faults of: the Kolbeinsey ridge: 1 – western dip; 2 – eastern dip; the Grimsey Oblique Rift: 3 – western dip; 4 – eastern dip; the Eyjafjardaráll rift: 5 – western dip; 6 – eastern dip; the Skjálíandi Rift: 7 – western dip; 8 – eastern dip

Также отчетливо прослеживаются большие значения показателей амплитуды для сбросов восточного падения, формирующих западный борт осевого грабена, для большей части профилей, что отражает асимметрию растяжения. По показателю горизонтальной амплитуды она составляет 2%, а по вертикальной – 13%, выше отмечалась региональная асимметрия растяжения около 20% (0,2 мм/год) [Brandsdóttir et al., 2015].

Отдельно выделяются значения показателя продольной кривизны уступов (см. рис. 3): для обоих бортов осевого грабена наблюдается убывание значений продольной кривизны к югу и увеличение морфологического возраста разломных уступов в том же направлении, что может говорить о последовательном продвижении рифтовых трещин в северном направлении. Причиной этого может являться вдольосевое движение магматических импульсов Исландского плюма. Аналогичное предположение

было выдвинуто и для хр. Рейкьянес на основании геофизических и морфометрических исследований разломов и вулканических построек [Parnell-Turner et al., 2013].

Для участка хр. Колбенсей к югу от одноименного острова характерны большие значения амплитуд, что характеризует более активное разломообразование, связанное, возможно, с затуханием вулканизма на этом участке и аккомодацией напряжений тектоническими деформациями. На данном участке асимметрия разломообразования по направлению запад–восток изменяется: разломы западного падения имеют большие значения амплитуд. При этом разломы восточного падения имеют большую длину. Вероятно, эти отличия от северного участка связаны с влиянием напряжений, создаваемых КР Гримсей.

КР Гримсей включает в себя два участка с выявленными разломами. Северный участок относится к наиболее северному сегменту рифта. В его преде-

лах наблюдаются сбросовые уступы с низкими значениями горизонтальной и вертикальной амплитуд (см. рис. 3). В данном случае это может быть связано с более активным вулканизмом в этом сегменте, что выражается в рельефе в виде обширного подводного плато. Как следствие, может иметь место преобладание пластичных напряжений над хрупкими.

В южной части рифта значения амплитуд возрастают более чем в 2 раза и имеют примерно одинаковые значения по всем участку, кроме наиболее северной и южной частей, где их амплитуды резко уменьшаются. То есть можно говорить о продвижении косого рифта на этом участке как в северном, так и в южном направлении, а продвигающиеся участки занимают около 30% от всей длины рифта при сравнительно равномерном рифтогенезе по остальной длине. По всей протяженности КР Гримсей по этим показателям наблюдается значительная асимметрия: уступы западного падения в 1,5–2 раза превосходят уступы восточного падения. Для показателя расстояния между сбросами характерна противоположная ситуация. Это может свидетельствовать о 1,5–2-кратном различии значений напряжений по западному и восточному флангам, что связано с перекрытием рифта с южной частью хр. Колбенсей и рифтом Эйяфьрдардаудль. По показателям продольной кривизны и длины разломных уступов не прослеживается значительной дифференциации, что отражает одновременность формирования разломов и их последующую равномерную скорость развития.

Для рифта Эйяфьрдардаудль максимальные значения показателей горизонтальной и вертикальной амплитуд (см. рис. 3) наблюдаются в центральной части, где суммарные значения достигают 1650 и 370 м соответственно. К окраинным его частям наблюдается их постепенное уменьшение без значительных отскоков значений. Главным центром растяжения является центральная часть рифта, от которой деформации распространяются в северную и южную части.

На современном этапе рифт развивается не как часть хр. Колбенсей, а как отдельная морфоструктура. В то же время, наибольшие глубины и наибольшая ширина днища наблюдаются в северной части рифта, что свидетельствует об уменьшении суммарного растяжения в южном направлении. Подобное несоответствие может быть объяснено изменением геодинамической обстановки с момента образования рифта: вероятно, в начале своего существования он мог функционировать как южная часть хр. Колбенсей, однако при дальнейшем развитии ТЗ Тьернес в результате формирования перекрытия с восточной ветвью он начал развиваться как самостоятельный центр растяжения.

В то же время не наблюдается значительных различий по показателям длины и продольной кривизны (см. рис. 3), что свидетельствует о приблизительно одинаковом морфологическом возрасте разломов в пределах рифта и схожих параметрах их активности и скоростях развития деформаций на современном этапе.

По всем показателям не прослеживается значительной асимметрии по западному и восточному флангу. Исключением является наиболее северная часть рифта, перекрывающаяся с КР Гримсей, где наблюдаются большие (в 1,5–2 раза) значения показателей разломов восточного падения (западный фланг) по сравнению с разломами западного падения (восточный фланг). Для аналогичного участка КР Гримсей характерна противоположная ситуация: разломы западного падения имеют большие значения показателей. То есть периферийные по отношению к трансформной зоне фланги обеих морфоструктур имеют показатели, схожие с прилегающими неперекрывающимися участками, тогда как внутренние фланги взаимно компенсируют друг друга при тектоническом растяжении, обеспечивая вращение блоков, причем на разных участках доля растяжения по одной из морфоструктур варьирует от 30 до 50%.

Рифт Скъяулфанди во многом схож с рифтом Эйяфьрдардаудль. По показателям вертикальной и горизонтальной амплитуд (см. рис. 3) выделяется центр растяжения в центральной части рифта, при удалении от которого разрывные деформации значительно уменьшаются. Данный центр растяжения смещен несколько к северу от центра рифта, что может быть объяснено слиянием северной части рифта Скъяулфанди с морфоструктурой КР Гримсей. Аналогично рифту Эйяфьрдардаудль не наблюдается значимых различий по показателям длины и продольной кривизны (см. рис. 3).

В то же время наблюдаются различия по асимметрии западного и восточного флангов. К северу от главного центра растяжения по показателям амплитуд наблюдаются большие значения для разломов западного падения (на 50–100%), тогда как к югу от него большие значения имеют разломы восточного падения (на 30–50%). В северной части показатели асимметрии в целом соответствуют аналогичным показателям КР Гримсей, а южная часть рифта перекрывается с такими морфоструктурами, как впадина Эхсарфьордюр и поднятие Маунаурейяр.

В пределах Северной РЗ была рассмотрена ВС Тейстарейкир, для которой выделяются три участка, находящихся под различным влиянием ТЗ Тьернес. Для северного участка, располагающегося на п-ве Тьернес (к северу от 66,02° с. ш.), наблюдаются практически исключительно сбросовые уступы

восточного падения (см. рис. 4). По средним значениям горизонтальной (87 м) и вертикальной (40 м) амплитуд разломы северного участка являются наибольшими. В то же время наблюдается наименьшее расстояние между разломами, что свидетельствует о наиболее интенсивных тектонических деформациях. Такое интенсивное разломообразование на периферии вулканической системы, пре-

вышающее значения амплитуд в ее крайней южной части (к югу от $65,8^\circ$ с. ш.) в 3–10 раз, объясняется вращением тектонического блока п-ова Тьернес за счет его расположения между перекрывающимися сегментами рифта Скъяулфанди и Северной РЗ. Величина смещения в горизонтальной плоскости достигает 2000 м, а в вертикальной – 1000 м ($66,06^\circ$ с. ш.).

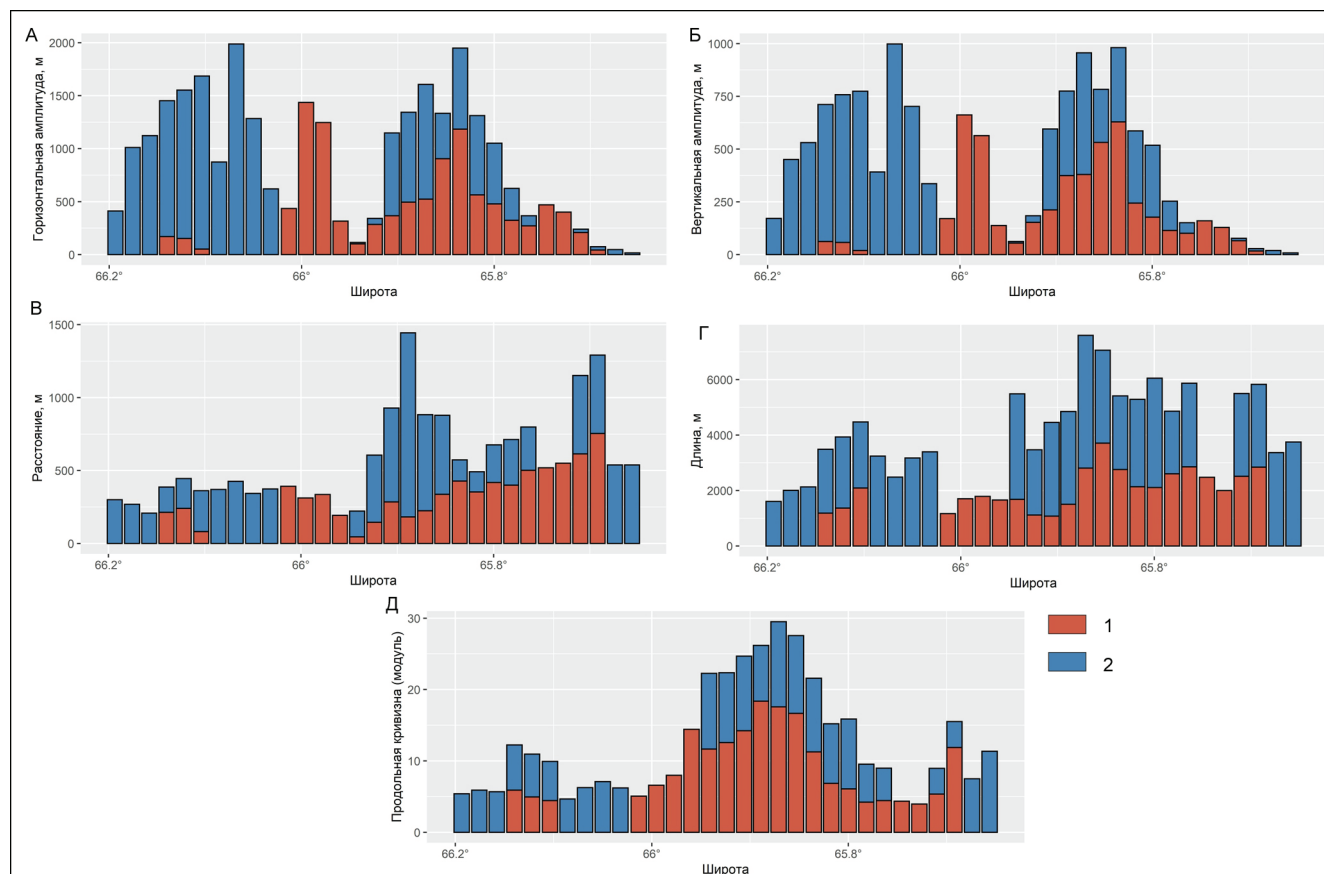


Рис. 4. Изменение параметров сбросовых уступов вулканической системы Тейстарейкир:

А – суммарная горизонтальная амплитуда; Б – суммарная вертикальная амплитуда; В – среднее арифметическое длин; Г – среднее арифметическое евклидова расстояния; Д – среднее арифметическое максимального модуля продольной кривизны; 1 – сбросовые уступы западного падения; 2 – восточного падения

Fig. 4. Variations of the Theistareykir volcanic system normal faults parameters:

А – sum heave; Б – sum throw; В – arithmetic mean of length; Г – arithmetic mean of Euclidean distance; Д – arithmetic mean of maximal modulus of profile curvature; 1 – normal fault scraps of western dip; 2 – normal fault scraps of eastern dip

Центральный участок вулканической системы ($65,92$ – $66,02^\circ$ с. ш.), располагающийся в области сочленения с разломной зоной Хусавик-Блатей, напротив, отличается сбросовыми уступами преимущественно западного падения, имеющими также низкие значения расстояния между разломами. При этом наименьшие значения амплитуд приурочены к району расположения главной сдвиговой плоскости, где сдвиговые деформации не позволяют развиваться субортогональным им сбросам. Наибольшие значения приурочены к участкам уменьшения плотности уступов сдвиговой разломной зоны.

При этом значения показателя продольной кривизны для северного и центрального участков являются достаточно низкими и слабо изменяются по простиранию вулканической системы, что говорит о затухании тектонических движений на современном этапе развития, и связано с уменьшением активности рифта Скъяулфанди и замедлением вращательных движений тектонического блока п-ва Тьернес.

Южный участок в настоящее время, по-видимому, развивается без влияния сдвиговых деформаций. Как и в пределах рифтов Эйяфьрдаурдль и Скъя-

улфанди, в центральной части выделяется главный центр растяжения, от которого суммарная величина деформаций уменьшается к северу и югу, а расстояние, напротив, увеличивается. При этом показатель продольной кривизны, уменьшаясь к югу, в наиболее южной части (к югу от $65,82^\circ$ с. ш.) возрастает, что может говорить о продвижении к югу вулканической системы и формировании нового независимого центра растяжения.

В то же время отмечается значительное превышение значений уступов западного падения над восточным по таким показателям, как горизонтальная, вертикальная амплитуды и продольная кривизна. Уступы восточного падения относятся преимущественно к крупным разломам, описанным выше, имеющим значительные амплитуды (средняя горизонтальная амплитуда – 127 м, вертикальная – 63 м) и длительную историю развития. Как и для п-ова Тьёрнес, можно предположить связь столь больших значений амплитуды с вращением тектонического блока, располагающегося между линейным Дальвик и разломной зоной Хусавик-Блатей, в настоящее время, вероятно, прекратившего свою активность. Суммарная величина смещения блока составляет не менее 1100 м в горизонтальной плоскости и не менее 375 м – в вертикальной ($65,88^\circ$ с. ш.).

Для разломной зоны Хусавик-Блатей был проведен анализ ориентировки сбросовых уступов. Всего было выявлено 55 разломов, 37 из которых развиваются в субэвральных условиях в южной части п-ова Тьёрнес. По падению сместителя прослеживается дифференциация: в пределах восточной, субэвальной, части разломной зоны все уступы имеют юго-западное падение, тогда как для западной части характерны сбросо-сдвиги северо-восточного падения. Обе группы уступов могут быть соотнесены с разломами главной плоскости сдвига и оперяющими их R-сдвигами по модели Риделя (рис. 5) [Riedel, 1929]. Различия в направлении падения уступов могут быть объяснены влиянием на их образование со стороны других морфоструктур: так, западная группа разломов является продолжением западного фланга рифта Эйяфьядараудль. Восточная группа, вероятно, имеет независимое от нее развитие на современном этапе.

В пределах восточной части также наблюдаются уступы северо-западного и юго-восточного падения, которые могут быть соотнесены с R'-сдвигами и R-сдвигами. Однако классическая модель Риделя объясняет образование деформаций чистого сдвига, сконцентрированных в узкой области, тогда как разломная зона Хусавик-Блатей имеет значительную раздвиговую компоненту, широкую область деформаций, а также присутствуют специфичные морфоструктуры,

описанные выше, такие как сигмовидные (серия вложенных друг в друга косых долин грабенов), пуш-ап (горст-антиклинальные поднятия) и пулл-эпарт (грабен-синклинальные впадины) (см. рис. 5).

Рассматриваемый морфоструктурный план может быть соотнесен с экспериментальными моделями [Schreurs, Colleta, 2003; Tibaldi et al., 2016], в которых были получены серии сбросо-сдвигов с преобладающим субпараллельным простираем плоскости сдвига (R-сдвиги), небольшая группа косых сбросо-сдвигов (R'-сдвиги), сопоставляемая с антитетическими сдвигами, и ромбовидные грабен-синклинальные впадины. Условия образования разломов во всех моделях соответствовали косому рассеянному сдвигу. Таким образом, можно предположить образование современной разломной зоны Хусавик-Блатей в условиях неравномерной по времени тектоно-магматической активности Северной РЗ Исландии при ее продвижении в северном направлении. Показатель продольной кривизны уступов разломной зоны составляет 3,9.

При сравнении морфологического возраста показатели продольной кривизны морфоструктур были приведены к значениям хр. Колбенсей с помощью переводных коэффициентов, описанных выше. Магматическая активность морфоструктур оценивалась визуально в баллах (от 0 до 3) в зависимости от количества вулканических построек.

Наибольшие показатели современной тектонической активности (и, как следствие, наименьшего морфологического возраста) характерны для южной части хр. Колбенсей, рифта Эйяфьядараудль, северной части рифта Скьяулфанди и южной части ВС Тейстарейкир. Наибольшая вулканическая активность характерна для поднятия Маунаурейяр и КР Гримсей (рис. 6).

Южная часть хр. Колбенсей, не имея перекрытий с другими рифтовыми морфоструктурами, имеет наибольшие показатели как тектонической, так и магматической активности. К югу от о. Колбенсей наблюдается уменьшение вулканической активности при сохранении того же уровня тектонической: вулканические постройки становятся более мелкими, рассредоточены на большем расстоянии и сильнее рассечены разломами, что является следствием влияния перекрывающегося с данным участком КР Гримсей. К югу, при переходе к рифту Эйяфьядараудль, проявления вулканизма исчезают, однако тектоническая активность сохраняется примерно на том же уровне.

При переходе к разломной зоне Хусавик-Блатей тектоническая активность несколько уменьшается, современного вулканизма также не наблюдается, однако о. Блатей является приразломным вулканом плиоценового времени [Khodayar, Björnsson, 2018].

В восточной части разломная зона имеет меньшие показатели тектонической активности.

ВС Тейстарейкир в южной части имеет показатели тектонической активности, схожие с аналогичными у хр. Колбенсей, однако магматическая активность выражена значительно хуже: центральный вулкан не имеет своего выражения в рельефе, а частота извержений превышает 2000 лет. Это связано с перекрытием данной вулканической системы с четырьмя другими [Óladóttir et al., 2021]. К северу от разломной зоны Хусавик-Блатей происходит уменьшение тектонической активности, что, по-

видимо, связано с влиянием перекрытия с другими рифтами. При этом в зоне сочленения с разломной зоной Хусавик-Блатей тектонического блока п-ова Тьёрнес полностью отсутствует современный вулканизм, тогда как к северу, на поднятии Маунаурейяр, при продолжающемся уменьшении тектонической активности вулканическая активность резко возрастает. Отсутствие вулканизма может быть связано с влиянием сдвиговых напряжений от разломной зоны, в то время как поднятие Маунаурейяр является промежуточным звеном от Северной РЗ к КР Гримсей с наиболее интенсивным вулканизмом.

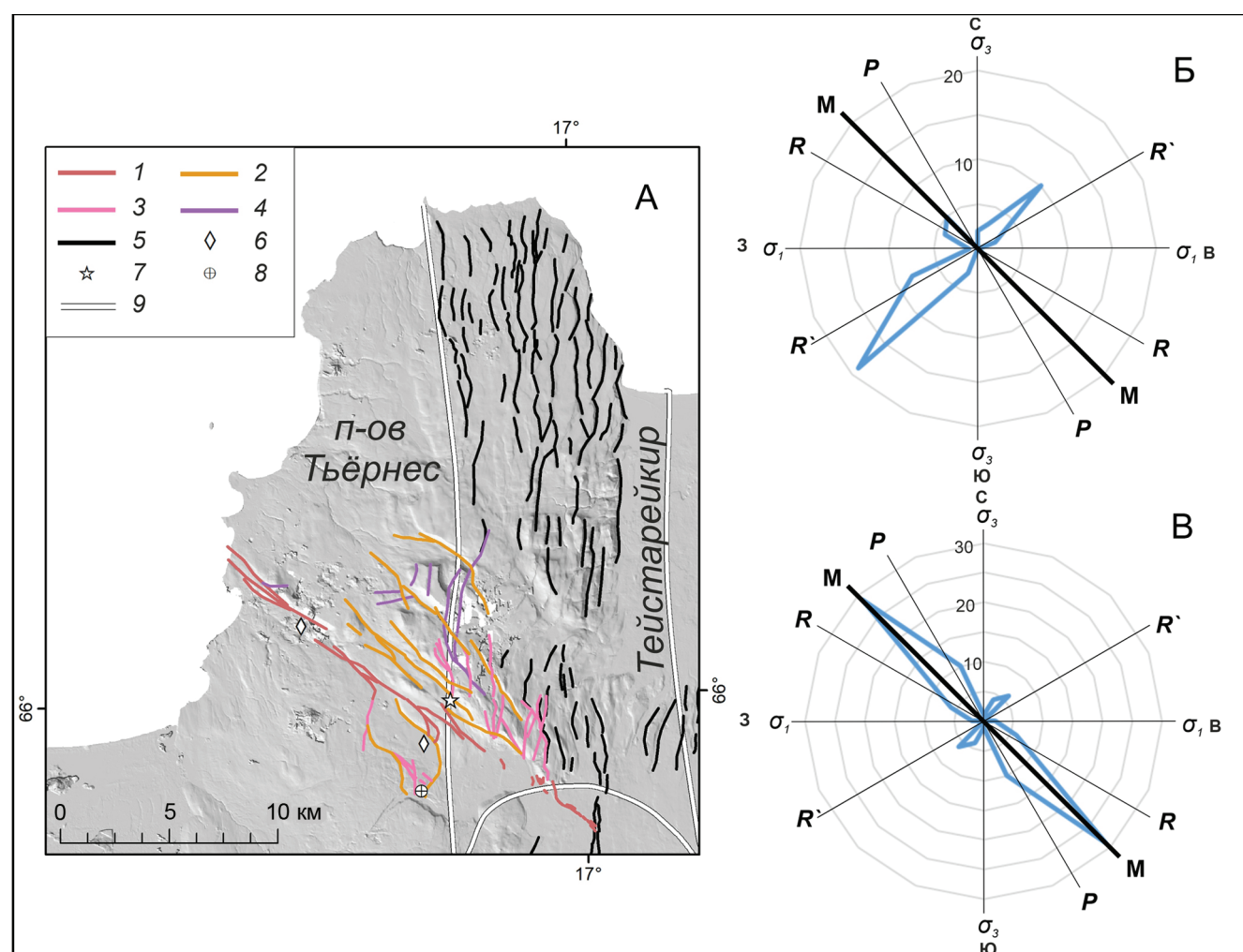


Рис. 5. Строение разломной зоны Хусавик-Блатей:

А – морфоструктурный план: 1 – уступы разломов главной плоскости сдвига; 2 – второстепенных плоскостей; 3 – синтетических сдвигов; 4 – антитетических сдвигов; 5 – сбросов ВС Тейстарейкир; 6 – впадины пулл-эпарт; 7 – сигмовидные впадины; 8 – поднятия пуш-ап; 9 – границы вулканических систем Исландии; Б – падение уступов сбросов и сбросо-сдвигов; В – простираание уступов (М – главная плоскость сдвига; R – синтетические сдвиги; R' и P – антитетические сдвиги; σ_1 и σ_3 – оси главного и второстепенного полей напряжений)

Fig. 5. The Húsavík-Flatey fracture zone structure:

A – Morphostructural plan: 1 – the main strike-slip plain; 2 – supplementary strike-slip plains; 3 – synthetic strike-slip faults; 4 – antithetic strike-slip faults; 5 – the Theistareykir volcanic system normal faults; 6 – pull apart depressions; 7 – sigmoidal depressions; 8 – push-up uplifts; 9 – Icelandic volcanic systems boundaries; Б – normal and oblique faults scraps dip; В – scraps strike (M – the main strike-slip plain; R – synthetic strike-slip faults; R' and P – antithetic strike-slip faults; σ_1 and σ_3 – principal and supplementary stress fields axes)

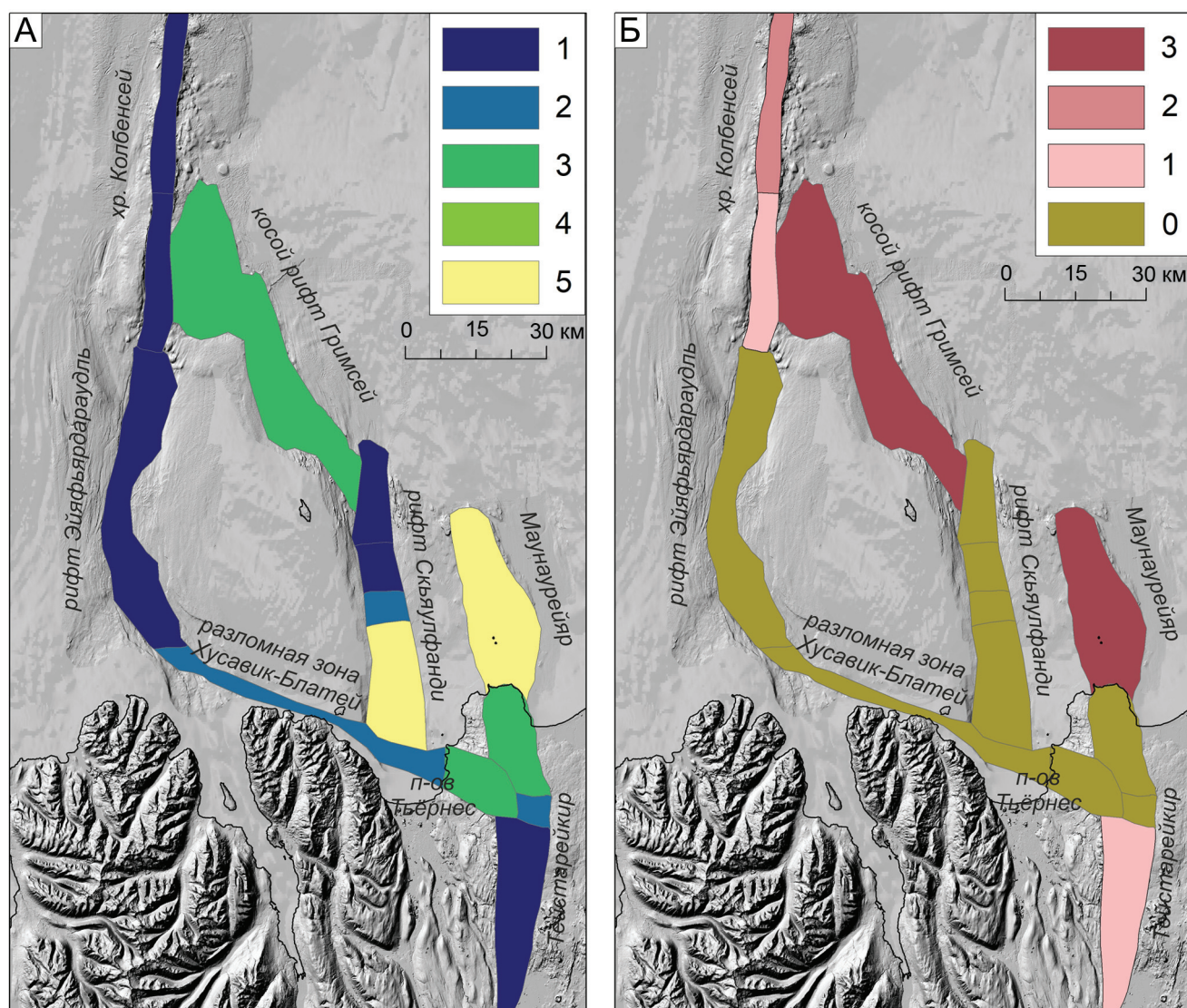


Рис. 6. Интенсивность тектонической и вулканической активности в пределах ТЗ Тьёрнес:

А – тектоническая активность (приведенный показатель среднего максимального модуля продольной кривизны сбросовых уступов: 1 – >5 ; 2 – 4–5; 3 – 3–4; 4 – 2–3; 5 – <2); Б – вулканическая активность (визуальная оценка в баллах от 0 до 3, где 0 – отсутствие вулканизма, 3 – наиболее интенсивный вулканизм)

Fig. 6. Intensity of tectonic and volcanic activity within the Tjörnes Transform Zone:

А – tectonic activity (adjusted average maximal modulus of profile curvature index for normal faults scraps: 1 – >5 ; 2 – 4–5; 3 – 3–4; 4 – 2–3; 5 – <2); Б – volcanic activity (visual score from 0 to 3, where 0 – absence of volcanism, and 3 – the most intensive volcanism)

Уменьшение тектонической активности к северу в пределах ВС Тейстарейкир и поднятия Маунаурейяр определяет тектоническую активность и в пределах рифта Скьяулфанди: его южная часть лишена современных сбросовых уступов, тогда как от центра к северу происходит постепенное нарастание тектонической активности. Вероятно, поднятие Маунаурейяр является моложе рифта Скьяулфанди, и по мере увеличения размеров поднятия к югу эндогенное рельефообразование рифта Скьяулфанди затухает.

Для КР Гримсей характерно снижение тектонической активности по сравнению с рифтом Скьяулфанди и вместе с тем возрастание вулканической.

На современном этапе развития показатели тектонической и вулканической активности на разных участках косого рифта практически не различаются, что связано со схожим строением всех трех сегментов косого рифта. В отличие от южной части восточной ветви ТЗ Тьёрнес, где взаимодействуют различные по своему строению и происхождению морфоструктуры, КР Гримсей формируется без значительного влияния других морфоструктур, чем объясняются высокие значения показателей активности.

ВЫВОДЫ

Морфометрический анализ разломных уступов сложноустроенной ТЗ Тьёрнес, включающей в себя

перекрывающиеся западную и восточную рифтовые ветви, обладающие различным строением, интенсивностью тектоно-магматической активности и динамикой эндогенного рельефообразования, позволил сделать следующие выводы:

1. Западная ветвь характеризуется отсутствием вулканической активности на большей части своей протяженности. Тектоническая активность при этом уменьшается при удалении от хр. Колбенсей.

2. Восточная ветвь имеет меньшие показатели тектонической активности, однако в значительной степени напряжения аккомодируются за счет магматической компоненты рельефообразования. При этом общая тектоно-магматическая активность является большей по сравнению с западной ветвью.

3. На современном этапе развития трансформная зона постепенно становится менее сложноустроенной: растяжение на западной ветви постепенно сокращается, тогда как восточная ветвь, напротив, увеличивает свою активность и, вероятно, в будущем останется единственной активной ветвью. Ее появление как более молодого морфоструктурного комплекса является следствием продвижения в северном направлении Северной РЗ Исландии.

4. Перекрытия морфоструктур более мелкого порядка также развиваются по пути упрощения морфоструктурного плана и формирования непрерывной трансформной зоны. Аналогичные изменения имели место и на более ранних стадиях развития трансформной зоны. В целом усложнение и упрощение морфоструктурного плана связано с периодичностью импульсов Исландского плюма.

5. В настоящее время наблюдается смещение восточной ветви трансформной зоны к востоку, что связано с асимметрией растяжения. Это проявляется в формировании новой рифтовой впадины

Эхсарфьордюр, образующейся на продолжении Северной РЗ.

6. Внешние фланги рифтовых зон характеризуются более интенсивным разломообразованием и более равномерным распределением растягивающих напряжений в сравнении с внутренними.

7. Вулканическая активность может способствовать как уменьшению, так и увеличению количества разломов: в первом случае она способствует эффективной аккомодации растягивающих напряжений и компенсирует разломообразование, в других случаях разломы являются следствием неравномерной изостатической компенсации поверхности над активизирующимся и затухающим магматическим очагом.

8. Для амагматических рифтов Эйяфьрдаурдль и Скьяулфанди предполагается существование единого центра растяжения, от которого напряжения распространяются в северном и южном направлениях. Несмотря на то что данные рифты сформировались как продвигающиеся сегменты прилегающих рифтовых морфоструктур, в настоящее время они функционируют как отдельные морфоструктуры.

Таким образом, для ТЗ Тьёрнес ведущими факторами современной динамики являются расположение отдельных морфоструктур относительно хр. Колбенсей и Северной РЗ, которые по мере своего продвижения способствуют формированию прилегающих рифтовых морфоструктур и служат источниками вдоль осевых магматических потоков, определяющих интенсивность вулканизма и, как следствие, разломообразования. В то же время каждый участок развивается как самостоятельная морфоструктура, хотя и при значительном влиянии перекрывающихся и прилегающих морфоструктур.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Кохан А.В., Дубинин Е.П. Особенности морфоструктурной сегментации рифтовой зоны Юго-Восточного Индийского хребта в районах мантийных термических аномалий // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. Геогр. 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.
- Brandsdóttir B., Hoofi E.E.E., Mjelde R., Murai Y. Origin and evolution of the Kolbeinsey Ridge and Iceland Plateau, N-Atlantic, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2015, vol. 16, p. 1–16, DOI: 10.1002/2014GC005540.
- Eiriksson J., Guðmundsson A.I., Simonarson L.A. et al. The Evolution of the Tjörnes Sedimentary Basin in Relation to the Tjörnes Fracture Zone and the Geological Structure of Iceland, *Pacific-Atlantic Mollusc Migration. Pliocene Inter-Ocean Gateway Archives on Tjörnes, North Iceland*, J. Eiriksson, L.A. Simonarson (eds.), 2021, Springer Nature Switzerland AG, Cham, Switzerland, p. 37–57, DOI: 10.1007/978-3-030-59663-7.
- Escartin J., Cowie P., Searle R. et al. Quantifying tectonic strain and magmatic accretion at a slow-spreading ridge segment, Mid-Atlantic Ridge, 29°N, *J. Geophys. Res.*, 1999, vol. 104, no. B5, p. 10421–10437, DOI: 10.1029/1998JB900097.
- Garcia S., Dhont D. Structural analysis of the Húsavík-Flatey Transform Fault and its relationships with the rift system in Northern Iceland, *Geodinamica Acta*, 2005, vol. 18, no. 1, p. 31–41, DOI: 10.3166/ga.18.31-41.
- Hilley G.E., DeLong S., Prentice C., Blisniuk K., Arrowsmith J.R. Morphologic dating of fault scarps using airborne laser swath mapping (ALSM) data, *Geo-*

- physical Research Letters*, 2010, vol. 37, L04301, DOI: 10.1029/2009GL042044.
- Hjartarson Á., Erlendsson Ö., Blischke A. The Greenland–Iceland–Faroe Ridge Complex. The NE Atlantic Region: A Reappraisal of Crustal Structure, Tectonostratigraphy and Magmatic Evolution, *Geological Society*, London, Special Publications, 2017, vol. 447, p. 127–148, DOI: 10.1144/SP447.14.
- Höfer P. Morphodynamic Features of Palaeo Ice Streams offshore N-Iceland based on Multibeam Bathymetric and High Resolution Chirp Seismic Data, *Thesis of paper of Magister Scientiarum degree in Geology*, University of Iceland, Reykjavik, 2019, 71 p.
- Howell S., Ito G., Behn M. et al. Magmatic and tectonic extension at the Chile Ridge: Evidence for mantle controls on ridge segmentation, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2016, vol. 17, p. 2354–2373, DOI: 10.1002/2016GC006380.
- Karson J.A., Brandsdóttir B., Einarsson P. et al. Evolution of migrating transform faults in anisotropic oceanic crust: examples from Iceland, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 2019, vol. 56, no. 12, p. 1297–1308, DOI: 10.1139/cjes-2018-0260.
- Khodayar M., Björnsson S. Structures and Styles of Deformation in Rift, Ridge, Transform Zone, Oblique Rift and a Microplate Offshore / Onshore North Iceland, *International Journal of Geosciences*, 2018, vol. 9, p. 461–511, DOI: 10.4236/ijg.2018.98029.
- Lupi M., Geiger S., Graham C.M. Numerical simulations of seismicity-induced fluid flow in the Tjörnes Fracture Zone, Iceland, *Journal of Geophysical Research*, 2011, vol. 116(B7), B07101, DOI: 10.1029/2010jb007732.
- Magnúsdóttir S., Brandsdóttir B., Driscoll N., Detrick R. Postglacial tectonic activity within the Skjálfandajúp Basin, Tjörnes Fracture Zone, offshore Northern Iceland, based on high resolution seismic stratigraphy, *Marine Geology*, 2015, vol. 367, p. 159–170, DOI: 10.1016/j.margeo.2015.06.004.
- Metzger S., Jónsson S., Danielsen G. et al. Present kinematics of the Tjörnes Fracture Zone, North Iceland, from campaign and continuous GPS measurements, *Geophys. J. Int.*, 2013, vol. 192, p. 441–455, DOI: 10.1093/gji/ggs032.
- Parnell-Turner A.N., White N.J., MacLennan J. et al. Crustal manifestations of a hot transient pulse at 60°N beneath the Mid-Atlantic Ridge, *Earth and Planetary Science Letters*, 2013, vol. 363, p. 109–120, DOI: 10.1016/j.epsl.2012.12.030.
- Pedersen R., Grosse P., Gudmundsson M.T. Morphometry of glaciovolcanic edifices from Iceland: Types and evolution, *Geomorphology*, 2020, vol. 370, 107334, DOI: 10.1016/j.geomorph.2020.107334.
- 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, vol. 275, p. 58–79, DOI: 10.1016/J.GEOMORPH.2016.09.033.
- Riedel W. Zur mechanik geologischer brucherscheinungen, *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 1929, vol. B, p. 354–368.
- Rögnvaldsson S.T., Guðmundsson Á., Slunga R. Seismotectonic analysis of the Tjörnes fracture zone – an active transform fault in North Iceland, *Journal of Geophysical Research*, 1998, vol. 103, no. B12, p. 30117–30129, DOI: 10.1029/98JB02789.
- Ruedas T., Marquart G., Schmeling H. Iceland: The current picture of a ridge-centred mantle plume, *Mantle plumes – A multidisciplinary approach*, J.R.R. Ritter, U.R. Christensen (eds.), Springer, 2007, p. 71–126, DOI: 10.1007/978-3-540-68046-8_3.
- Tibaldi A., Bonali F.A., Pasquaré Mariotto F.A. Interaction between Transform Faults and Rift Systems: A Combined Field and Experimental Approach, *Front. Earth Sci.*, 2016, vol. 4, iss. 33, DOI: 10.3389/feart.2016.00033.
- Young K.D., Orkan N., Jancin M. et al. Major tectonic rotation along an oceanic transform zone, northern Iceland: Evidence from field and paleomagnetic investigations, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2020, vol. 391, 106499, DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2018.11.020.
- Электронные ресурсы**
- Kolbeinseyjarhryggur and adjacent area, Multibeam measurements, Project of Marine and Freshwater Research Institute in Iceland, 2004, URL: <https://www.hafogvatn.is> (дата обращения 01.10.2021).
- Óladóttir B.A., Larsen G., Guðmundsson M.T. Catalogue of Icelandic Volcanoes, IMO, UI and CPD-NCIP, URL: <http://icelandicvolcanoes.is> (дата обращения 01.10.2021).
- Porter C., Morin P., Howat I. et al. ArcticDEM, University of Minnesota, 2018, URL: <https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem> (дата обращения 01.10.2021), DOI: 10.7910/DVN/OHHUKH.

Поступила в редакцию 22.09.2022

После доработки 23.11.2022

Принята к публикации 01.12.2022

STRUCTURE AND DYNAMICS OF ENDOGENIC RELIEF OF THE TJÖRNES TRANSFORM ZONE (NORTHERN ICELAND)

V.A. Bogoliubskii¹, E.P. Dubinin²

¹ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Department of Dynamic Geology,

² Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Geomorphology and Paleogeography,

^{1,2} The Earth Science Museum

¹ Master student; e-mail: bogolubskiyv@yandex.ru

² Head of department, Professor, D.Sc. in Geology; e-mail: edubinin08@rambler.ru

The Tjörnes Transform Zone connects the Kolbeinsey spreading ridge and the Northern rift zone of Iceland. It includes two overlapping rift segments resulting from the rift zones propagating. Nowadays it includes several morphostructures that vary in their organization and dynamics, such as magmatic and amagmatic rifts, oblique fault zones, or tectonic-volcanic rises. They often overlap with each other promoting the development of block morphostructures of different scale. Using the morphometric analysis of present-day fault scraps we revealed the areas of different recent tectonic activity and faulting intensity, and explained geodynamic reasons of these differences. For instance, the most active morphostructures are spreading and rift segments of the western branch of the transform zone. The eastern branch has significantly weaker tectonic activity which is mainly due to the intensive volcanic processes. Nowadays the eastern branch of the transform zone continues its development that is expressed through the formation of block rises between the overlapping rift segments. The western branch has less complicated structure and gradually fading tectonic-magmatic activity. We also showed the functional changes of amagmatic rifts: at the early stages of transform zone development, they probably evolved as a continuation of adjacent spreading centers. Meanwhile now they have their own independent extension centers. All explored morphostructures influence each other in the process of overlapping that significantly impacts the endogenic relief formation, especially faulting, at different sections of the morphostructures.

Keywords: morphometric analysis, normal faults, morphostructures, rift zones, faults

REFERENCES

- 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, vol. 16, p. 1–16, DOI: 10.1002/2014GC005540.
- Dubinin E.P., Ushakov S.A. *Okeanicheskij riftogenez* [Oceanic riftogenesis], Moscow, GEOS, 2001, 293 p. (In Russian)
- Eiríksson J., Guðmundsson A.I., Simonarson L.A. et al. The Evolution of the Tjörnes Sedimentary Basin in Relation to the Tjörnes Fracture Zone and the Geological Structure of Iceland, *Pacific-Atlantic Mollusc Migration. Pliocene Inter-Ocean Gateway Archives on Tjörnes, North Iceland*, J. Eiríksson, L.A. Simonarson (eds.), 2021, Springer Nature Switzerland AG, Cham, Switzerland, p. 37–57, DOI: 10.1007/978-3-030-59663-7.
- Escartin J., Cowie P., Searle R. et al. Quantifying tectonic strain and magmatic accretion at a slow-spreading ridge segment, Mid-Atlantic Ridge, 29°N, *J. Geophys. Res.*, 1999, vol. 104, no. B5, p. 10421–10437, DOI: 10.1029/1998JB900097.
- Garcia S., Dhont D. Structural analysis of the Húsavík-Flatey Transform Fault and its relationships with the rift system in Northern Iceland, *Geodinamica Acta*, 2005, vol. 18, no. 1, p. 31–41, DOI: 10.3166/ga.18.31-41.
- Hilley G.E., DeLong S., Prentice C. et al. Morphologic dating of fault scarps using airborne laser swath mapping (ALSM) data, *Geophysical Research Letters*, 2010, vol. 37, L04301, DOI: 10.1029/2009GL042044.
- Hjartarson Á., Erlendsson Ö., Blischke A. The Greenland–Iceland–Faroe Ridge Complex. The NE Atlantic Region: A Reappraisal of Crustal Structure, Tectonostratigraphy and Magmatic Evolution, *Geological Society, London, Special Publications*, 2017, vol. 447, p. 127–148, DOI: 10.1144/SP447.14.
- Höfer P. *Morphodynamic features of palaeo ice streams off-shore N-Iceland based on multibeam bathymetric and high resolution chirp seismic data*, Thesis of paper of Magister Scientiarum degree in Geology, University of Iceland, Reykjavik, 2019, 71 p.
- Howell S., Ito G., Behn M. et al. Magmatic and tectonic extension at the Chile Ridge: Evidence for mantle controls on ridge segmentation, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2016, vol. 17, p. 2354–2373, DOI: 10.1002/2016GC006380.
- Karson J.A., Brandsdóttir B., Einarsson P. et al. Evolution of migrating transform faults in anisotropic oceanic crust: examples from Iceland, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 2019, vol. 56, no. 12, p. 1297–1308, DOI: 10.1139/cjes-2018-0260.
- Khodayar M., Björnsson S. Structures and Styles of Deformation in Rift, Ridge, Transform Zone, Oblique Rift and a Microplate Offshore / Onshore North Iceland, *International Journal of Geosciences*, 2018, vol. 9, p. 461–511, DOI: 10.4236/ijg.2018.98029.
- Kohan A.V., Dubinin E.P. Osobennosti morfostrukturnoj segmentacii riftovoj zony Jugo-Vostochnogo Indijskogo hrebta v rajonah mantijnyh termicheskikh anomalij [Specific features of morphostructural segmentation in the rift zone of the South-East Indian ridge in the areas of mantle

- thermal anomalies], *Vestn. Mosk. un-ta, Ser. 5, Geogr.*, 2017, no. 6, p. 44–54. (In Russian)
- Kohan A.V., Dubinin E.P., Grohol'skij A.L. Geodinamičeskie osobennosti strukturoobrazovanija v sredin-govyh hrebtah Arktiki i Poljarnoj Atlantiki [Geodynamical peculiarities of structure-forming in Arctic and Polar Atlantic spreading ridges], *Vestnik Kraunc. Nauki o Zemle*, 2012, no. 1, iss. 19, p. 59–77. (in Russian)
- Lupi M., Geiger S., Graham C.M. Numerical simulations of seismicity-induced fluid flow in the Tjörnes Fracture Zone, Iceland, *Journal of Geophysical Research*, 2011, vol. 116(B7), B07101, DOI: 10.1029/2010jb007732.
- Magnúsdóttir S., Brandsdóttir B., Driscoll N., Detrick R. Postglacial tectonic activity within the Skjálfandjúp Basin, Tjörnes Fracture Zone, offshore Northern Iceland, based on high resolution seismic stratigraphy, *Marine Geology*, 2015, vol. 367, p. 159–170, DOI: 10.1016/j.margeo.2015.06.004.
- Metzger S., Jónsson S., Danielsen G. et al. Present kinematics of the Tjörnes Fracture Zone, North Iceland, from campaign and continuous GPS measurements, *Geophys. J. Int.*, 2013, vol. 192, p. 441–455, DOI: 10.1093/gji/ggs032.
- Parnell-Turner A.N., White N.J., MacLennan J. et al. Crustal manifestations of a hot transient pulse at 60°N beneath the Mid-Atlantic Ridge, *Earth and Planetary Science Letters*, 2013, vol. 363, p. 109–120, DOI: 10.1016/j.epsl.2012.12.030.
- Pedersen R., Grosse P., Gudmundsson M.T. Morphometry of glaciovolcanic edifices from Iceland: Types and evolution, *Geomorphology*, 2020, vol. 370, 107334, DOI: 10.1016/j.geomorph.2020.107334.
- 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, vol. 275, p. 58–79, DOI: 10.1016/J.GEOMORPH.2016.09.033.
- Riedel W. Zur mechanik geologischer brucherscheinungen, *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paleontologie*, 1929, vol. B, p. 354–368.
- Rögnvaldsson S.T., Guðmundsson Á., Slunga R. Seismotectonic analysis of the Tjörnes fracture zone – an active transform fault in North Iceland, *Journal of Geophysical Research*, 1998, vol. 103, no. B12, p. 30117–30129, DOI: 10.1029/98JB02789.
- Ruedas T., Marquart G., Schmeling H. Iceland: The current picture of a ridge-centred mantle plume, *Mantle plumes – A multidisciplinary approach*, J.R.R. Ritter and U.R. Christensen (eds.), Springer, 2007, p. 71–126, DOI: 10.1007/978-3-540-68046-8_3.
- Tibaldi A., Bonali F.A., Pasquaré Mariotto F.A. Interaction between Transform Faults and Rift Systems: A Combined Field and Experimental Approach, *Front. Earth Sci.*, vol. 4, iss. 33, DOI: 10.3389/feart.2016.00033.
- Young K.D., Orkan N., Jancin M. et al. Major tectonic rotation along an oceanic transform zone, northern Iceland: Evidence from field and paleomagnetic investigations, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2020, vol. 391, 106499, DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2018.11.020.
- Web resources*
- Kolbeinseyjarhryggur and adjacent area. Multibeam measurements, *Project of Marine and Freshwater Research Institute in Iceland*, 2004, URL: <https://www.hafogvatn.is> (access date 01.10.2021).
- Óladóttir B.A., Larsen G., Guðmundsson M.T. Catalogue of Icelandic Volcanoes, *IMO, UI and CPD-NCIP*, URL: <http://icelandicvolcanoes.is> (access date 01.10.2021).
- Porter C., Morin P., Howat I. et al. ArcticDEM, *University of Minnesota*, 2018, URL: <https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem> (access date 01.10.2021), DOI: 10.7910/DVN/OHHUKH.

Received 22.09.2022

Revised 23.11.2022

Accepted 01.12.2022