УДК 551.243 (491.1)

В. Г. ТРИФОНОВ

поперечные зоны разрывов исландии

Эшелонированное расположение сбросов, раздвигов, грабенов, эруптивных трещин и других продольных структурных элементов Срединно-Исландской рифтовой зоны указывает на сдвиговую составляющую тектонических перемещений вдоль оси кулисного ряда. Такие ряды развиваются между северным и южным окончаниями рифтовой зоны и смежными отрезками срединно-океанической рифтовой системы и представляют собой поверхностное отражение трансформных зон. На первых порах образование все новых нарушений в кулисных рядах обеспечивает разрядку сдвиговых напряжений на границах блоков, движущихся в разные стороны от соседних отрезков рифтовой зоны. Но потом этого становится недостаточно, и развиваются сколы вдоль трансформной зоны. Самая молодая Рейкьянесская трансформная зона на юге страны представлена лишь системами эшелонированно расположенных нарушений рифтового простирания. В Тьорнесской трансформной зоне на севере Исландии появляются продольные сколы, а в Снайфедльснесской зоне они преобладают. Снайфедльснесская зона в центральной части Исландии, сейчас малоактивная, играла большую роль в позднем плиоцене, связывая рифтовые зоны Северной и Южной Исландии, располагавшиеся эшелонированно друг относительно друга.

В предыдущей статье автора о прсблемах спрединга Исландии (Трифонов, 1976) было показано, что Срединно-Исландская неовулканическая зона является современным продолжением срединно-океанической рифтовой системы, примыкающей к Исландии с юго-запада (хр. Рейкьянес) и севера (Исландско-Ян-Майенский рифт, или хр. Колбейнсей). Определенная в северной части неовулканической зоны средняя за последние 3 млн. лет скорость горизонтального растяжения около 1 см/год совпадает со скоростью растяжения сопредельных участков океанического рифта, предполагаемой по распределению полосовых магнитных аномалий за соизмеримый отрезок времени (Vine, 1966; Vogt et al., 1970). В связи с этим и некоторыми известными к настоящему времени сведениями о морфологии океанических рифтов представляется возможным распространять данные о строении и механизме растяжения Исландского отрезка океанической рифтовой системы на его менее изученные подводные части.

Срединно-Исландская неовулканическая зона не находится, однако, на непосредственном продолжении соседних отрезков океанической рифтовой системы. Затухая к северному побережью острова, неовулканическая зона здесь далеко отстоит к востоку от южного окончания хр. Колбейнсей. На юге Исландии неовулканическая зона разделена на две ветви, причем ее восточная ветвь затухает вблизи южного побережья и также отстоит к востоку от подводного продолжения рифтовой системы — хр. Рейкьянес.

Обобщение данных о распределении эпицентров землетрясений в Исландии и вблизи нее (Tryggvason et al., 1958; Sykes, 1967; Stefansson, 1967; Ward, 1971; Palmason a. Saemundsson, 1974) показало их приуроченность к полосам между затухающей на севере и юге Исландии Срединно-Исландской неовулканической зоной и соседними отрезками океанической рифтовой системы. Микроземлетрясения приуроче-

ны главным образом к тем же полосам, хотя имеют место и в других частях неовулканической зоны (Ward et al., 1969; Ward, Björnsson, 1971). Выделенные полосы простираются на запад—северо-запад, почти широтно. Определение механизмов очагов землетрясений указало на наличие правого сдвига вдоль северной полосы (Sykes, 1967) и левого — вдоль южной (Ward, 1971). Изложенные данные послужили основанием для отнесения этих образований к категории трансформных зон, получивших названия Тьорнесской на севере Исландии и Рейкьянесской — на юге. П. Л. Уорд (Ward, 1971), наиболее полно охарактеризовавший трансформные зоны Исландии, отмечает их сложное геологическое строение и значительную ширину — несколько десятков километров. Та же особенность, по мнению П. Л. Уорда, отличает многие трансформные зоны океанов (Andel, 1970; Johnson a. Heesen, 1967, и др.).

Несмотря на убедительность приведенных сейсмологических данных, остается сомнение в существовании указанных трансформных разломов, поскольку они слабо выражены на поверхности, и едва ли это обстоятельство можно объяснить подобно П. Л. Уорду действием эрозии и накоплением вулканических продуктов. Вдоль Рейкьянесской трансформной зоны местами простираются долины, отрезки береговой линии, вероятно, предопределенные трещиноватостью, единичные разрывы и магмоподводящие трещины (Ward, 1971), но они теряются в массе нарушений «рифтового» направления. Полнее «трансформное» направление структур проявлено в Тьорнесской зоне. Согласно С. Тораринссону (Thorarinsson, 1937), здесь сочетаются прямолинейные отрезки тектонически обусловленных долин и участков побережья субмеридионального и северо-западного простираний. К. Саймундссон (Saemundsson, 1974) показал, что в Тьорнесской зоне преобладают нарушения и вулканические цепи «рифтового» направления, которые в отличие от аналогичных образований собственно рифтовой зоны сравнительно коротки, но, как и на западном борту рифта, удревняются с востока на запад. Южным ограничением Тьорнесской зоны является Хусавикская система разрывов, простирающаяся на северо-запад в южной части п-ва Тьорнес и продолжающаяся на смежную часть шельфа. Различия в возрасте пород и вулканических цепей по обе стороны Хусавикских разрывов дали К. Саймундссону основание предполагать сравнительно молодой (не древнее 0,7 млн. лет) правый сдвиг на 5 км в районе о. Гримсей и почти 60-километровое правое смещение вдоль всей Тьорнесской зоны за длительное время ее существования. Последняя цифра представляется, однако, недостаточно обоснованной.

Наконец, в Западной Исландии от п-ова Снайфедльснес на восток — юго-восток П. Л. Уорд (Ward, 1971) выделил Снайфедльснесскую трансформную зону, которая меньше и уже двух предыдущих. В отличие от них она почти асейсмична, но характеризуется развитием как относительно древних нарушений, так и цепочек молодых вулканов, простирающихся вдоль зоны. Снайфедльснесская зона ограничивает с севера западную ветвь современного Исландского рифта, названную

П. Л. Уордом Тингведлирской.

По мнению П. Л. Уорда (Ward, 1971), в миоцене рифтовая зона Исландии находилась не там, где сейчас, а западнее: на линии Рейкьянес — Лангйокудль — Скага. Современный рифт заложился 7—8 млн. лет назад, и с этого времени началось развитие трех упомянутых трансформных зон. К. Саймундссон (Saemundsson, 1974) убедительно показал, что перестройка произошла около 4 млн. лет назад. В северной части древнего рифта, которая подобно северной части неовулканической зоны характеризуется синклинальным залеганием пород (Saemundsson, 1967), найдены базальты с радиологическим возрастом около 5—6 млн. лет (К. Саймундссон, А. А. Краснов, устные сообщения).

Они сформировались на завершающей стадии развития древнего рифта. Наличие здесь раннеплиоценового рифта подтвердилось работами

Е. Е. Милановского и Н. А. Логачева.

Итак, в Исландии на окончаниях отдельных отрезков рифтовой системы выделяются связующие их и развивающиеся синхронно с ними поперечные зоны, обладающие признаками глубинных нарушений (землетрясения, вулканизм). Однако геологическое выражение этих зон различно и порой не дает основания для их обособления от смежных участков рифтовой системы. Поэтому для определения места таких зон в общем тектоническом развитии Исландии потребовалось дополнительное изучение их морфологии и эволюции. Полученные результаты излагаются в настоящей статье.

РОЛЬ ЭШЕЛОНИРОВАННЫХ СИСТЕМ В СТРОЕНИИ СРЕДИННО-ИСЛАНДСКОЙ НЕОВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Тр. Эйнарссон (Einarsson, 1967) отметил правокулисное строение многих голоценовых трещин Исландии и на основании этого пришел к выводу о правосдвиговом перемещении вдоль неовулканической зоны. Однако, согласно Э. Триггвасону (Tryggvason, 1968), левоэшелонированное расположение разрывов и трещин п-ова Рейкьянес указывает на глубинный левый сдвиг с некоторой растягивающей компонентой. Левая кулисность характерна и для вулканических цепей подводного продолжения неовулканической зоны этого полуострова (Einarsson,

1968,).

В связи с противоречивостью приведенных данных было выполнено специальное исследование эшелонированных систем Исландии (Nakaтига, 1970). На примере голоценовых разрывов, трещин и вулканических цепей грабена Тингведлир и п-ова Рейкьянес К. Накамура показал, что здесь широко развиты нарушения с элементами как правой, так и левой кулисности. Первые приурочены к западным, а вторые к восточным бортам грабенов, днища которых наклонены на юг. Это, по мнению К. Накамуры, указывает на образование эшелонированных систем в связи с неравномерно распределенным вдоль оси грабена проседанием. После работ К. Накамуры было признано (Ward, 1971), что эшелонированное строение и расположение отдельных нарушений и их сочетаний не может служить доказательством сдвиговых перемещений в Исландии. Представляется, однако, что выводы К. Накамуры нуждаются в проверке на более обширном материале и применительно к нарушениям разного масштаба. Результаты такой проверки и их значение для понимания структуры и характера тектонических движений в трансформных зонах излагаются ниже.

Молодые, т. е. голоценовые и позднеплейстоценовые тектонические нарушения и цепочки вулканов северной части Срединно-Исландской неовулканической зоны группируются в пучки (Saemundsson, 1974), которые расположены эшелонированно друг относительно друга и образуют правый кулисный ряд (рис. 1). В отдельных пучках часто обнаруживаются правокулисные ряды более мелких порядков. Они представлены эшелонированно построенными трещинами растяжения, сочетаниями мелких грабенов, голоценовых и позднеплейстоценовых вулканических цепей (рис. 2). Западнее Тейстарейкира и в северной части пучка Бликалон — Свейнагья некоторые элементы структуры имеют левокулисное расположение друг относительно друга. Западнее Тейстарейкира такая кулисность носит сугубо местный характер, проявляется лишь в строении отдельных трещин растяжения и, по-видимому, обусловлена особенностями залегания пород с разными прочност-

ными свойствами.

В пучке Бликалон — Свейнагья масштаб явления крупнее. Здесь, восточнее и северо-восточнее Асбирги местами отмечается левая кулисность в расположении вулканических цепей и сопровождающих их сбросо-раздвигов и трещин растяжения. Они находятся на восточном борту крупного современного грабена Аксарфьордур и, вероятно, подчиняются закономерности, которую подметил К. Накамура. Однако даже в указанном участке рифта наряду с элементами левой отмечается правая кулисность. Последняя имеет место и южнее, в районе Свейнагьи и Модрудалура.

Правая кулисность, выявленная для молодых тектонических нарушений, повторяется в соотношениях более древних структурных форм. Она проявлена (см. рис. 2 в статье Трифонова, 1976) на восточном краю рифтовой зоны во взаимном расположении среднеплейстоценовых и отчасти эоплейстоценовых вулканических построек и цепей, в строении зоны сбросов западного края неовулканической зоны—вдоль зал. Скьялфанди и долины р. Скьялфандафльот и, наконец, во взаимном расположении мелких флексур, ограничивающих рифт с обеих

сторон.

Таким образом, правая кулисность строения и расположения отдельных структурных форм и их сочетаний— важнейшая черта тектоники северной части Срединно-Исландской неовулканической зоны и резко преобладает здесь над проявлениями левой кулисности. Иначе говоря, закономерность, выявленная К. Накамурой, оказывается лишь ослож-

нением более общего правила.

Если провести ось кулисного ряда, образованного главными пучками молодых тектонических нарушений и вулканических цепей рассматриваемого района, то она опишет плавную дугу, почти меридиональную на юге, где эта ось близка к простиранию самих пучков, но на севере отклоняющуюся к северо-западу и образующую с простираниями

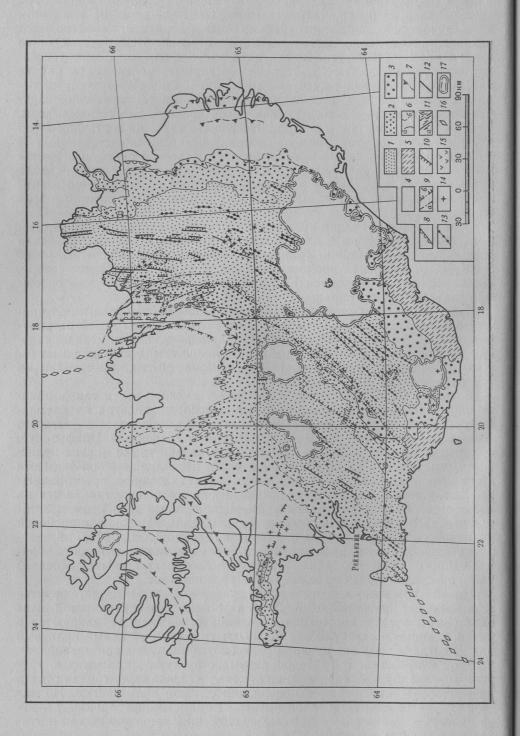
пучков угол около 40°.

Батиметрия подводного хр. Колбейнсей в южной части также обнаруживает признаки правой кулисности. Прослеживание на юг элементов осевой части этого рифта дает основание предполагать, что его южным продолжением является четвертичный грабен зал. Эйяфьордур, в строении крыльев которого отчетливо проявлена та же правая кулисность (см. рис. 1). Как и в северной части неовулканической зоны ось этого кулисного ряда, на севере почти совпадающая с простиранием хр. Колбейнсей, по мере продвижения к югу все более отклоняется на юго-восток. Будучи дополнены субмеридиональным грабеном долины р. Фньоска и расположенной севернее позднеплиоцен-эоплейстоценовой вулканической цепью района о. Гримсей (Saemundsson, 1974), оба рассмотренных кулисных ряда сливаются, и ось образованного таким образом единого кулисного ряда очерчивает S-образный изгиб, в средней части простирающийся на запад — северо-запад (рис. 3).

На юге Исландии соотношения структурных форм представляются зеркально противоположными. В обеих ветвях неовулканической зоны отдельные молодые нарушения и вулканические цепи группируются в пучки, которые в совокупности образуют грандиозный левый кулисный ряд. В деталях строения пучков наблюдаются элементы как правой, так и левой кулисности. В грабенообразных структурах, например, в грабене Тингведлир, как справедливо отмечал К. Накамура, трудно отдать предпочтение нарушениям с правой или с левой кулисностью. Но вне таких структур элементы левой кулисности заметно преобладают, будучи проявлены в строении как отдельных трещин растяжения, так и вул-

канических систем (рис. 4).

Ось кулисного ряда, образованного основными пучками молодых разрывов и трещин Южной Исландии, так же как и на севере страны, очерчивает S-образный изгиб (рис. 3). На востоке, в районе Ватнайо-



кудля ось ряда, по-видимому, простирается на запад — юго-запад, западнее отгибается до широтного и даже запад — северо-западного направления, но в западной ветви неовулканической зоны вновь становится запад — юго-западной и, наконец, юго-западной в северной части хр. Рейкьянес. Здесь ось ряда постепенно приближается к направлению

хребта, и проявления левой кулисности исчезают.

Эшелонированное расположение разрывных нарушений, по которым происходит растяжение рифтовых зон, свидетельствует о наличии в них сдвиговой компоненты тектонических движений, правой на севере Исландии и левой на юге. На окончаниях рифтовых зон, где оси кулисных рядов близки к простираниям самих рифтов, сдвиговая компонента, по-видимому, подчинена растяжению. Но в средних частях S-образных изгибов кулисных рядов вдоль их осей сдвиговое перемещение преобладает. Именно кулисные ряды грабенов, сбросо-раздвигов, вулканических цепей и других структур растяжения являются главным геологическим выражением Рейкьянесской и Тьорнесской трансформных зон.

Между этими зонами, однако, есть различие. На юге, как отмечалось выше, нарушения «трансформного» направления единичны. Столь же редки они в северной половине Срединно-Исландской неовулканической зоны, но на ее северо-западном окончании и к северо-западу от нее, т. е. в Тьорнесской трансформной зоне, становятся заметными элементами структуры. Важнейшей среди них является описанная К. Саймундссоном (Saemundsson, 1974) Хусавикская система северо-западных разрывов. Предпринятое автором изучение этой системы позволило допол-

нить ранее известные факты следующим образом.

Рисунок в плане Хусавикской системы разрывов (см. рис. 2 в статье Трифонова, 1976) весьма схож с рисунком некоторых сдвиговых зон континентов. По одному из разрывов восточной части системы обнаружен правый сдвиг пересекаемых мелких голоценовых долин на 25-30 м, тогда как сбросовая составляющая перемещения за ту же эпоху изменяется по простиранию разрыва и нигде не превышает 8—10 м. Вдоль других разрывов вертикальные подвижки также переменчивы, но при этом на всем наземном протяжении системы выдерживается суммарное поднятие северо-восточного крыла, отчетливо выраженное в рельефе. Первые проявления такого поднятия относятся к эоплейстоцену (рис. 5). Сместители разрывов крутые. Анализ зеркал скольжения и борозд вдоль плоскости одного из разрывов на северо-восточном побережье оз. Ботнсватн показал, что поднятие северного крыла сопровождалось правым сдвигом, причем сдвиговая составляющая примерно в 2—3 раза превосходила сбросовую. Все это позволяет определить Хусавикскую систему как сложный правый сбросо-сдвиг. На востоке раз-

Рис. 1. Структурно-геологическая карта Исландии. Составил В. Г. Трифонов по данным Тр. Эйнарссона (Tr. Einarsson, 1962, 1968₁, 1968₂), Г. Кьяртанссона (1960—1969), К. Саймундссона (Saemundsson, 1974; Palmason a. Saemundsson, 1974), М. А. Ахметьева, А. Р. Гептнера, Ю. Б. Гладенкова, Е. Е. Милановского и личным наблюдениям.

В а ж н е й ш и е с тр а т и гр а ф и ч е с к и е к о м п л е к с ы: 1 — плейстоцен и голоцен (моложе 0,7 млн. лет), 2 — верхний плиоцен и эоплейстоцен (3—0,7 млн. лет), 3 — нижний плиоцен (примерно 6—3 млн. лет), 4 — миоцен (18—6 млн. лет), 5 — четвертичные терригенные отложения. С тр у к т у р н ы е и пр о ч и е обоз н а ч е н и я: 6 — границы стратиграфических комплексов (a — достоверные, b — пледсполагаемые), b — маркирующие горизонты в миоцене, b — плиоценовые флексуры, b — плейстоценовые разрывы (a — с неизвестным направлением перемещения, b — сбросы), b — голоценовые сбросы и сбросо-раздвиги, b — сдвиги (слева голоценовые, справа плейстоценовые), b — голоценовые зияющие трещины, b — голоценовые и позднеплейстоценовые магмоподводящие трещины, b — голоценовые и позднеплейстоценовые вулканы, b — голоценовые магмоподводящие трещины, b — голоценовые вулканы центрального типа с кислыми и средними дифференциатами, b — осевая часть подводного продолжения рифта, b — голоценовые предолжения рифта, b — голоценовые масть подводного продолжения рифта, b — голоценовые предолжения рифта, b — голоценовые масть подводного продолжения рифта b — голоценовые масть подводного продолжения рифта.

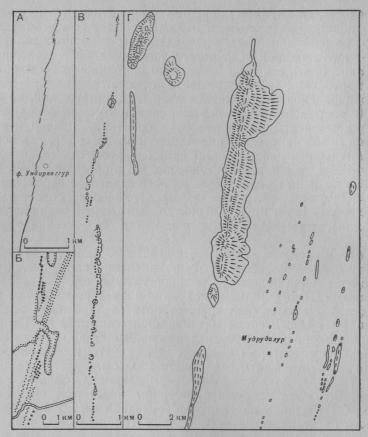


Рис. 2. Эшелонированное расположение элементов структуры северной части Срединно-Исландской неовулканической зоны. А—голоценовая трещина растяжения южнее фермы Ходль (Келдухвери). Б— голоценовые грабены, голоценовые и позднеплейстоценовые магмоподводящие трещины в районе Намафьядля— Леирхньюкура. Днища голоценовых грабенов показаны точками, голоценовые магмоподводящие трещины— линиями с жирными точками, позднеплейстоценовые магмоподводящие трещины и цепочки жерл— жирными точками. Тонкая линия с точками соответствует границе позднеплейстоценовых лав. Двойной линией обозначена автомобильная дорога. В— система голоценовых кратерных цепей между Хверфьядлем и Лудентом (район оз. Миватн). Г— система позднеплейстоценовых вулканических построек (формация Моберг) в районе Модрудалура

рывы системы примыкают к субмеридиональным нарушениям рифтовой зоны, а частично переходят в них и далее, по-видимому, не продолжаются.

О хронологических соотношениях структурных элементов «рифтового» и «трансформного» направлений Тьорнесской зоны можно судить лишь по косвенным признакам. Тр. Эйнарссон (Einarsson, 1962) показал, что обусловленный северо-западной трещиноватостью участок нижнего течения р. Фньоска является долиной прорыва, до образования которой река текла, по-видимому, на север по прямолинейной долине рифтового направления. На п-ове Тьорнес субмеридиональное структурное направление проявилось еще в неогене (восточный борт прогиба, выполненного плиоценовой тьорнесской свитой; дайки в миоценовых базальтах), тогда как первые свидетельства заложения Хусавикской

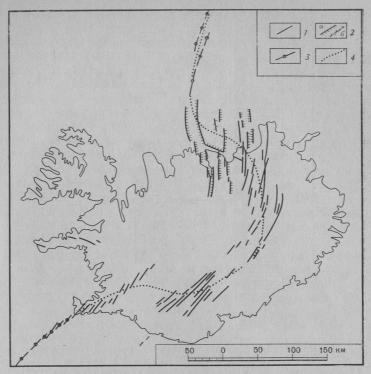


Рис. 3. Ряды эшелонированно расположенных структур Исландии.

1— голоценовые и позднеплейстоценовые нарушения; 2a— главнейшие плейстоценовые сбросы; 2b— эоплейстоцен-позднеплиоценовые вулканические системы; b— осевые части подводных рифтовых отрезков; b— оси рядов эшелонированно расположенных структур

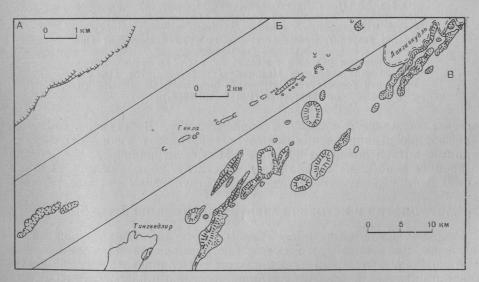


Рис. 4. Эшелонированное расположение элементов структуры южной части Срединно-Исландской неовулканической зоны.

А — голоценовый сбросо-раздвиг на юге п-ова Рейкьянес. Б — система главных кратеров и кратерных цепей вулкана Гекла (голоценовые кратеры оставлены белыми, позднеплейстоценовые обозначены точками). В — система позднеплейстоценовых вулканических построек (формация Моберг) между ледником Лангйокудль и Тингвердлиром; двойной линией (сплошной и пунктирной) обозначена граница ледника

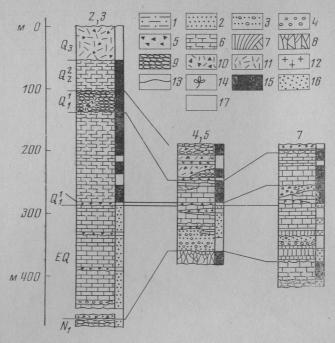


Рис. 5. Сопоставление разрезов неовулканической серии западного борта рифтовой зоны Северной Исландии. 1— глинистые сланцы и алевролиты; 2— песчаники; 3— гравелиты; 4— конгломераты; 5— тиллиты и морены; 6— базальты покровов; 7— столбчатые базальты; 8— трещиноватые базальты; 9— шаровые базальтовые лавы; 10— гиалобрекчии; 11— гиалокластиты; 12— риолиты; 13— поверхности несогласий; 14— растительные остатки; 15—17— значения остаточной намагниченности: 15— нормальная, 16— обратная, 17— намагниченность неизвестна.

Разрез 2,3 (гора Кистуфедль — руч. Скридугил) находится юго-западнее Хусавикских разрывов, разрез 4,5 (горы Бурфедль и Грасафьодль) — непосредственно к северо-востоку от них, а разрез 7 (северо-восточное побережье Тьорнеса) еще далее на северо-восток.

Расположение разрезов показано на рис. 1 в статье автора о проблемах спрединга Исландии (Трифонов, 1976). При составлении разреза горы Бурфедль использованы данные Тр. Эйнарссона (Einarsson, 1968₂)

системы разрывов относятся к эоплейстоцену. Вероятно, нарушения трансформного направления являются в Тьорнесской зоне новообразованиями, хотя и довольно древними. Их структурная роль возрастала со временем, но даже сейчас она не достигла роли эшелонированных систем, по-прежнему доминирующих в структурном рисунке региона.

МОРФОЛОГИЯ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ СНАЙФЕДЛЬСНЕССКОЙ ЗОНЫ

Разрывы Снайфедльснесской зоны протягиваются от п-ова Снайфедльснес на восток — юго-восток, где скрываются под плиоцен-четвертичными отложениями западной ветви Исландского рифта. Большинство нарушений затрагивает лишь неогеновые породы, причем многие разрывы выражены в рельефе уступами, несущими отчетливые следы ледниковой обработки. Связанные с разрывами грабенообразные и эрозионные ложбины нередко заполнены ледниковым материалом. Все это говорит об относительной древности зоны. Вместе с тем вдоль некоторых разрывов или параллельно им простираются магмоподводящие каналы вулканитов формации Моберг (например, на горе Стар-

федль юго-восточнее оз. Лангаватн) и система цепочек мелких голоценовых вулканов. Очевидно, в ослабленной мере движения в зоне разры-

вов продолжались до самого последнего времени.

Как голоценовые кратерные цепи, так и более древние нарушения, подвергшиеся ледниковой обработке, простираются немного наискось к простиранию зоны и образуют правый кулисный ряд. Для относительно древних нарушений это особенно хорошо видно в районе оз. Лангаватн, где к ним примыкает система многочисленных мелких разрывов и трещин, протягивающаяся с юго — юго-запада вдоль края западной ветви неовулканической зоны. В области смыкания этих двух систем большинство нарушений «рифтового» направления затухает, причем, как правило, первыми затухают самые западные разрывы и трещины, а более восточные продолжаются все далее и далее к северу. Нередки пересечения разрывов двух систем, причем в ряде мест наблюдаются слабые (до нескольких метров) смещения северо-восточных разрывов и трещин северо-западными. Это позволяет предположительно считать северо-западные разрывы относительно более молодыми.

Если мысленно продолжить эшелонированный ряд северо-западных разрывов Снайфедльснесской зоны на восток, то примерно на его продолжении окажутся резкий изгиб структурных простираний северо-западнее Лангйокудля и границы плейстоцен-голоценового вулканизма (моложе 0,7 млн. лет) у северных краев Лангйокудля и Хофсйокудля (см. рис. 1). Предположение о том, что Снайфедльснесская зона продолжается сюда и еще дальше на восток, впервые высказанное В. А. Баскиной (1972), подтверждается изучением космических снимков ERTS-1. По результатам дешифрирования автора и опубликованным данным (Thorarinsson et al., 1974), на этих снимках выявляются линеаменты запад — северо-западного простирания к северу от Хофсйокудля, восточнее Тунгнафедльсйокудля и на крайнем юго-востоке страны (Орайфайокудль, Грайнафьядль, северо-восточная часть Ватнайокудля). К. Саймундссон (Saemundsson, 1974) высказал предположение, что в интервале времени между 4 и 1,5 млн. лет южного отрезка восточной ветви Исландского рифта еще не существовало, и Снайфедльснесская зона связывала новообразованную северную часть восточной ветви с сохранявшейся южной частью западной ветви рифта. Выполненные автором исследования подтверждают такое предполо-

Развитие северной части неовулканической зоны действительно началось с верхнего или с самых верхов нижнего плиоцена (Трифонов, 1976). Этому предшествовало накопление вулканогенно-осадочной толщи нижнего плиоцена, сохранившейся на восточном борту рифта (Saemundsson, 1974; М. А. Ахметьев, устное сообщение). Она формировалась при слабом местном вулканизме и удаленности основных источников вулканического материала. Под этой толщей, а местами непосредственно под базальтами неовулканической серии залегают миоценовые базальты с возрастом около 8—10 млн. лет (Saemundsson, 1974; Palmason a. Saemundsson, 1974).

В южной части неовулканической зоны развитие происходило иначе. Изучение разрезов района Хреппара — Бискупстунгура, предпринятое автором совместно с Н. А. Логачевым, выявило здесь полный и мощный разрез вулканических и вулканогенно-осадочных пород с нижнего плиоцена ¹ поныне (см. рис. 6, A). Около 350 м разреза приходится

3 Геотектоника, № 2

¹ Возраст пород нижних частей разрезов восточного борта западной ветви и западного борта восточной ветви рифтовой зоны Южной Исландии сейчас не может быть определен точно. К. Саймундссон и некоторые другие исландские геологи считают, что низы этих разрезов относятся к палеомагнитным эпохам Гаусса и Матуямы, т. е. к верхнему плиоцену. Однако растительные остатки в средней части разреза Будархальса (восточная ветвь), собранные Н. А. Логачевым и автором, были опреде-

на верхний плиоцен и около 500 м— на нижний плиоцен, возможно, с верхами миоцена. Это разрез восточного борта западной ветви рифта, свидетельствующий о высокой вулканической активности в течение всего плиоцена. Сопоставимый разрез, подстилаемый миоценовыми вулканическими толщами, описан Е. Е. Милановским и Н. А. Логачевым

на западном борту той же ветви рифта севернее Рейкьявика.

Совсем иными выглядят разрезы восточной ветви рифтовой зоны Южной Исландии. Голоцен и плейстоцен (последние 0,7 млн. лет) здесь отличаются высокой тектоно-вулканической активностью, и общий объем накопленных вулканических продуктов больше, чем в западной ветви рифта. Эоплейстоценовые вулканиты, описанные на западном борту рассматриваемой зоны в горах Будархальс и Бурфедль (см. рис. 6, E), соизмеримы по мощности (200—300 м) с одновозрастными образованиями районов Хреппара и Вордуфедля (Einarsson, 1962) и свидетельствуют о сходных условиях вулканизма и осадконакопления в обеих ветвях рифта Южной Исландии. Мощности более низких горизонтов на западном борту восточной ветви резко сокращены: верхнего плиоцена — до 100 м и нижнего плиоцена (возможно, с верхами миоцена) — до 200 м. Для них характерны размывы, местами угловые несогласия (более 10° в нижнем плиоцене северо-западного склона горы Скельяфедль). Возрастает относительная роль обломочного материала как водного, так и ледникового происхождения. Особенно резкие изменения и колебания мощностей отмечаются в верхнем плиоцене. На юго-восточном борту рассматриваемой ветви рифта разрез нижнего плиоцена, изученный А. Р. Гептнером и А. А. Красновым, в общем сохраняет те же особенности. Непосредственно на нем с размывом или несогласием залегают четвертичные образования.

Описанные черты разрезов Южной Исландии показывают, что на месте современной восточной ветви рифта в течение всего плиоцена вулканические и осадочные породы формировались в условиях слабой местной вулканической активности и удаленности главных центров извержений. По-видимому, в это время восточной ветви рифта не существовало. С прекращением рифтогенеза на севере западной ветви в плиоцене заложилась лишь северная часть современной неовулканической зоны, кулисно подставившая продолжавшую развиваться южную часть западной ветви рифта. Снайфедльснесская зона явилась связующим звеном этих отрезков рифтовой системы и выполняла в верхнем плиоцене ту же роль трансформной зоны, какую сейчас выполняет Рейкьянесская зона, связывающая Срединно-Исландский и Рейкьянесский

рифты

В четвертичное время новообразованная восточная ветвь рифта распространяется в Южную Исландию, и западная ветвь здесь постепенно уступает ей свою главенствующую роль. Снайфедльснесская зона сохраняется лишь в качестве северной границы реликтовой западной ветви рифта. Тектоно-вулканическая активность зоны ослабевает, но продолжается, и именно с ней, по-видимому, связано формирование покрова плейстоценовых вулканических пород между северным окончанием западной и восточной ветвями рифта. Возникновение в этой полосе крупных центральных вулканов типа Тунгнафедльсйокудля и, возможно, Хофсйокудля представляется связанным с пересечениями эшелони-

лены М. А. Ахметьевым как нижний плиоцен. Многочисленные перемены знака остаточной намагниченности, не укладывающиеся в две указанные магнитные эпохи, и длительное время развития центрального вулкана Фоссалдалур также заставляют считать нижние горизонты разрезов более древними и относить их к нижнему плиоцену. Каков бы ни был в действительности возраст этих горизонтов, их корреляция в разрезах не вызывает сомнений, и выявленная тенденция эволюции рифтовой зоны Южной Исландии от этого не изменяется.

рованно подставляющих друг друга разрывов «рифтового» простирания с нарушениями «трансформного» направления Снайфедльснесской зоны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Трансформные зоны Исландии появились в связи с заложением рифтовых зон не точно на продолжении одна другой, а кулисно друг относительно друга. Как справедливо отметил К. Саймундссон, в миоцене и начале плиоцена рифтовая зона проходила от Рейкьянеса к Видидалсе и Скаге, непосредственно соединяя смежные с ней отрезки океанической рифтовой системы (рис. 7, А). Возможно, однако, что уже в это время существовало небольшое смещение рифтов в районе Лангйокудля, в связи с чем зародилась Снайфедльснесская трансформная зона. В плиоцене с отмиранием северной части этой рифтовой зоны восточнее нее закладывается северная часть современной восточной ветви рифта, и у ее северного и южного окончаний развиваются Тьорнесская и Снайфедльснесская трансформные зоны (рис. 7, E). В начале четвертичного периода восточная ветвь Срединно-Исландской зоны распространяется на юг, и интенсивность растяжения в южной части восточной ветви постепенно становится больше, чем в сохранившейся южной части западной ветви. В связи с этим между восточной ветвью и подводным хребтом Рейкьянес развивается новая Рейкьянесская трансформная зона, тогда как Снайфедльснесская вырождается (рис. 7, В).

Как известно, трансформные зоны представляют собой сдвиги, которые возникают между двумя кулисно подставленными участками рифтовой системы из-за того, что здесь раздвигание блоков от каждого из рифтов направлено в противоположные стороны. Исландский материал показывает, что по мере развития этого процесса геологическое строение трансформных зон изменяется. Они закладываются как ряды эшелонированных разрывов и трещин рифтового простирания, и на первых порах образование все новых нарушений в таких рядах реализует сдвиговые напряжения, которые создаются на границах блоков коры, движущихся в противоположные стороны. Однако по мере нарастания амплитуды разнонаправленных движений, зависящей от скорости и продолжительности растяжения и от расстояния между соседними рифтовыми отрезками, эшелонированного ряда оказывается недостаточно для реализации сдвига. Вдоль ряда возникает широкая полоса мелких сколов, по которым происходят в каждом случае небольшие, но в сум-

ме значительные сдвиговые подвижки.

0

M

B:

Наиболее молодая Рейкьянесская трансформная зона представляет собой ряд эшелонированных структур «рифтового» направления. В более древней Тьорнесской зоне этот ряд дополняется нарушениями «трансформного» простирания. Наконец, в Снайфедльснесской зоне «рифтовое» направление подавлено «трансформным», которое представлено многочисленными мелкими разрывами и трещинами, расположенными эшелонированно друг относительно друга. Не вполне ясно, почему в Тьорнесской зоне, заложившейся одновременно или почти одновременно со Снайфедльснесской, нарушения «трансформного» направления не достигли столь заметного преобладания. Это может быть связано с двумя обстоятельствами. Во-первых, Тьорнесская зона шире Снайфедльснесской, сдвиговые напряжения рассеивались здесь в большем пространстве и дольше могли разрешаться развитием эшелонированных структур «рифтового» простирания. Во-вторых, расстояние между соседними участками Срединно-Исландского рифта и хр. Колбейнсей меньше, чем было в верхнем плиоцене между западным и восточным отрезками рифта Исландии, поэтому амплитуда разнонаправленного перемещения расходящихся блоков не достигала на севере столь большой величины.

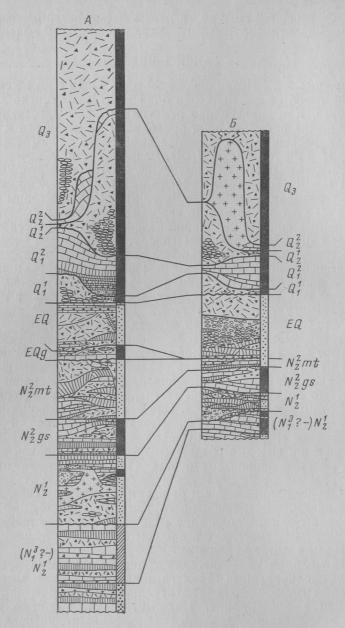


Рис. 6. Сопоставление разрезов западной и восточной ветвей рифта Южной Исландии

А — сводный разрез восточного борта западной ветви рифта Южной Исландии (районы Хреппар — Бискупстунгур). Составлен Н. А. Логачевым и автором по данным Тр. Эйнарссона (Einarsson, 1962) и личным наблюдениям. В — сводный разрез западного борта восточной ветви рифта Южной Исландии

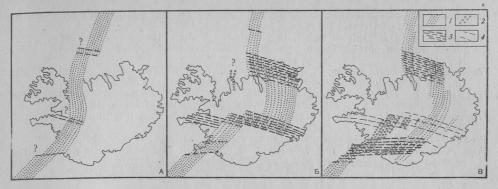


Рис. 7. Эволюция рифтовых и трансформных зон Исландии и сопредельных океанических территорий (по данным К. Саймундссона и П. Л. Уорда с дополнениями и уточнениями).

А — нижний плиоцен (4—5 млн. лет назад); Б — верхний плиоцен (2—2,5 млн. лет назад); В — современная эпоха.

I — активно развивающиеся рифтовые зоны; 2 — вырождающиеся рифтовые зоны; 3 активно развивающиеся трансформные зоны; 4 — реликтовые трансформные зоны

Среди северо-западных разрывов и трещин Тьорнесской зоны Хусавикская система выделяется значительной амплитудой сдвиговых перемещений. Ее обособление, возможно, отражает начальную стадию следующего преобразования трансформной зоны, а именно объединения части мелких сколов «трансформного» направления в более крупные разрывы или даже один разрыв, в котором сосредотачивается основная доля сдвигового перемещения. Так можно представить себе формирование крупнейших трансформных разломов Атлантики.

Различные стадии развития трансформных зон, установленные в Исландии, по тем же морфологическим признакам могут быть выявлены и в океанах, что даст возможность наметить новообразованные отрезки рифтовой системы и пополнит наши знания об эволюции этого

важнейшего структурного элемента земной коры.

Литература

Баскина В. А. К тектонической позиции Исландии.— Геотектоника, 1972, № 2. *Трифонов В. Г.* Проблемы спрединга Исландии (механизм растяжения).— Геотектоника, 1976, № 2.

Andel Tj. H., van. Structure of the Ascension Fracture Zone. - Trans. Amer. Geophys.

Union, 1970, v. 51.

Einarsson Tr. Upper Tertuary and Pleistocene rocks in Iceland. - Soc. Sci. Islandica, 1962, v. 36.

Einarsson Tr. Icelandic fracture system and the inferred causal stress field.—In: Iceland and Mid-Ocean Ridges; Soc. Sci. Islandica, 1967, v. 38.

Einarsson Tr. Submarine Ridges as an effect of stress field.—J. Geophys. Res., 1968,

v. 73, No. 24.

Einarsson Tr. A survey of the geology of the area Tjörnes - Bardardalur in Northern Iceland including paleomagnetic studies.—Visindafelag Islandica, 19682, XXXII. Reykjavik.

Johnson G. L. and Heezen B. C. Morphology and evolution of the Norwegian-Greenland

Sea.— Deep-Sea Res., 1967, v. 14.

Kjartansson G. Geological Map of Iceland, Sheets 1, 2, 3, 5, 6. Museum of Natural History, Reykjavik. 1960, 1962, 1965, 1968, 1969.

Nakamura K. En echelon features of Icelandic ground fissures.— Acta Naturalica Islandica, 1970, v. 11, No. 8. Reykjavik.

Palmason G. and Saemundsson K. Iceland in relation to the Mid-Atlantic ridge. — Ann. Rev. Earth and Planet. Sci., 1974, v. 2. Orkustofnun, Reykjavik.

Saemundsson K. An outline of the structure of SW-Iceland.— In: Iceland and Mid-Ocean Ridges; Soc. Sci. Islandica, 1967, v. 38.

Saemundsson K. Evolution of the axial rifiting zone in northern Iceland and the Tjornes fracture zone. Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, v. 85, No. 4.

Sykes L. R. Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the Mid-Ocean Ridges— I. Geophys. Res., 1967, v. 72

ges. - J. Geophys. Res., 1967; v. 72.

Stefansson R. Some problems of seismologic studies on the Mid-Atlantic Ridge.— In:

Iceland and Mid-Ocean Ridges, Soc. Sci. Islandica, 1967, v. 38.

Thorarinsson S. Das Dalvick Beben in Nordisland 2 Juni, 1934.— Särtryck ur Geographiska Annaler, Meddelanden från Stockolms hogskolas geologiska institut. 1937, No. 45.

Thorarinsson S., Saemundsson K. and Williams R. S. Jr. ERTS-1 image of Vatnajökull: Analisis of glaciological, structural, and volcanic features.— Jökull, 1974, v. 23.

Tryggvason E., Thoroddsen S. og Thorarinsson S. Greinargerd jardskjalftanefndar um jardskjalftahaettu a Islandi.—Timarit verkfraedingafelags Islands, 1958, v. 6. Tryggvason E. Measurement of surface deformation by precision levelling. - J. Geophys.

Res., 1968, v. 73.

Vine F. J. Spreading of the ocean floor: new evidence.— Science, 1966, v. 154.

Vogt P. R., Ostenso N. A. and Johnson G. L. Magnetic and bathymetric data bearing on sea-floor spreading north of Iceland.—J. Geophys. Res., 1970, v. 75.

Ward P. L. New Interpretation of the Geology of Iceland.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1971,

v. 82.

Ward P. L., Palmason G. and Drake C. Microearthquake survey and the Mid-Atlantic

ridge in Iceland.— J. Geophys. Res., 1969, v. 74.

Ward P. L., Björnsson S. Microearthquakes, Swarms, and the Geothermal Areas of Iceland.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 17.

Геологический институт AH CCCP

Статья поступила 25 апреля 1975 г.