

УДК 551.242.23(491.1)

В. Г. ТРИФОНОВ

**ПРОБЛЕМЫ СПРЕДИНГА ИСЛАНДИИ
(МЕХАНИЗМ РАСТЯЖЕНИЯ)**

Северная часть Срединно-Исландской неовулканической зоны представляет собой рифт, который развивается с верхнего или конца нижнего плиоцена поныне. Изучение молодых (голоцен-позднеплейстоценовых) деформаций рифта помогает выяснить механизм его растяжения. Допозднеплейстоценовая структура рифта оказывается тождественной молодой. Раздвижение рифта происходит благодаря образованию все новых сбросо-раздвигов, грабенов и трещин растяжения, в значительной мере используемых магматическим материалом для извержения на поверхность. Растяжение охватывает полосу шириной в несколько десятков километров, но в пределах такой полосы реализуется преимущественно в пучках интенсивных деформаций. Края рифта расходятся в стороны от полосы растяжения, но между отдельными пучками могут длительное время сохраняться на месте блоки древних вулканических пород и древней коры.

Все более возрастающий в последние годы интерес к геологии Исландии связан с общим повышением интереса к геологии океанов и вызван тем, что Исландия находится на продолжении срединно-океанической рифтовой системы. Это определяет важнейшую задачу геологических исследований в Исландии — поиски наземного выражения рифта и выяснение на его примере особенностей строения, развития и механизма образования океанических рифтовых структур.

Геологическое изучение Исландии обязано трудам Г. Кьяртанссона, Тр. Эйнарссона, С. Тораринссона, Г. Уокера, Р. ван Беммелена и М. Руттена, Г. Сигвалдасона, К. Саймундссона, Тор. Эйнарссона и многих других ученых. На русском языке первое целостное геологическое описание острова сделал М. В. Муратов (1961). Важнейшие результаты выполненных исследований суммированы в недавно опубликованной сводке (Palmason, Saemundsson, 1974), поэтому здесь нет нужды их подробно анализировать. Ограничимся кратким обзором состояния проблемы.

Исландия сложена вулканическими породами и в меньшей степени продуктами их ледниковой и водной переработки. Древнейшие вулканические образования имеют радиологический возраст 18 млн. лет (предположительно) и 16 млн. лет (достоверно). Растительные остатки, найденные в древнейших слоях, М. А. Ахметьев предварительно определил (устное сообщение) как позднеолигоценовые — раннемиоценовые. Вулканическая деятельность продолжается до сих пор. Раньше предполагалось, что в интервале времени примерно между 10 млн. лет и 3 млн. лет тому назад был перерыв в накоплении вулканических продуктов, отвечающий эпохе планации. Сейчас найдены вулканические серии, отвечающие времени этого предполагавшегося по радиологическим датировкам перерыва. Непрерывность породообразования, по мнению М. А. Ахметьева, может быть подтверждена и особенностями эволюции ископаемой флоры. По-видимому, начиная с миоцена вулканическая деятельность происходила в Исландии без значительных перерывов, хотя зоны вулка-

низма разных эпох могли и не совпадать территориально (Saemundsson, 1974). Среди вулканических пород резко преобладают лавы и вулканогенно-осадочные толщи базальтового состава (более 90%). За исключением крайних северной и южной частей острова, вулканизм и накопление вулканических продуктов происходили в континентальных условиях, как наземных, так и подводных.

В основе структурного районирования Исландии лежит разделение на область распространения третичных платобазальтов и области накопления позднеплиоценовых и четвертичных вулканитов — неовулканические зоны. Крупнейшей среди них является Срединно-Исландская неовулканическая зона, раздваивающаяся на юге страны (рис. 1).

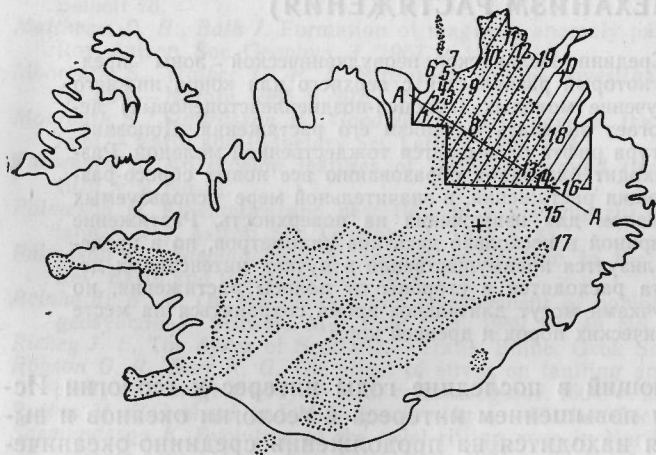


Рис. 1. Схема расположения неовулканических зон Исландии (показаны точечным крапом). Заштрихованный контур — область, изображенная на рис. 2; А—А — линия профиля рис. 3. Цифрами обозначены номера и местоположение стратиграфических разрезов, изображенных на рис. 4 и 5; + — центральный вулкан района Аскья

Уже в первых работах по геологии Исландии отмечались особенности структуры Срединно-Исландской зоны, указывающие на ее формирование в условиях растяжения: зияющие трещины, кратерные цепи, грабены, вытянутые по простиранию зоны (Nielsen, 1929). Дж. Уокер (Bodvarsson, Walker, 1964), считая внедрение даек главным отражением явлений растяжения земной коры в Исландии и рассматривая современные зияющие трещины в качестве поверхностного выражения даек, не достигших поверхности, определяет среднюю скорость растяжения Исландии около 6 мм/год. По мнению С. Тораринссона (1970), также произведшего подобный подсчет, скорость голоценового растяжения достигает 1—2 см/год.

Дж. Уокер, проводивший детальные исследования третичных платобазальтов на востоке Исландии (Walker, 1959, 1960, 1965), и И. Гибсон (Gibson, Piper, 1972) обосновали вывод о сокращении мощности и выклинивании лавовых потоков и базальтовых серий по мере удаления от неовулканической зоны и о последовательном прислонении более молодых потоков и серий к более древним. Принимая ширину зоны вулканических извержений примерно постоянной в разные эпохи, эти авторы считают такие особенности геологического строения платобазальтов связанными с длительно происходившим раздвижением. Г. Бодварссон и особенно Г. Палмассон произвели всестороннее изучение глубинного строения и теплового потока Исландии. По мнению Г. Палмассона (Palmason, Saemundsson, 1974), полученные данные свидетельствуют также о раздвижении земной коры примерно поперек простирания Срединно-Исландской зоны.

Однако не все исследователи разделяют такую точку зрения. В. А. Баскина (1972) и М. Г. Руттен (Rutten, 1971) отмечают блоковое строение Исландии и придают решающее значение вертикальным движениям земной коры. Р. В. ван Беммелен и М. Г. Руттен (Bemmelen, Rutten, 1955), признавая явления растяжения в неовулканической зоне, считают их результатом сводового воздымания острова. Тр. Эйнарссон (Tr. Einarsson, 1967), обратив внимание на эшелонированное строение многих открытых трещин, образующих в разных частях неовулканической зоны правые кулисные ряды, связал это явление с правосдвиговыми смещениями вдоль зоны. Особенности залегания третичных платобазальтов Тр. Эйнарссон объясняет процессами складчатости и планации, происходившими между эпохами формирования платобазальтов и пород неовулканической зоны.

То особое значение, которое имеет Исландия для познания природы океанических рифтовых систем, и упомянутые противоречия в трактовке геологического строения острова побудили Академию наук СССР организовать изучение геологии Исландии с использованием комплекса геологических, геофизических, геохимических и гидрогеологических методов. Исландская экспедиция под руководством члена-корр. АН СССР В. В. Белоусова проводила исследования с 1971 по 1973 г. Автор в составе этой экспедиции изучал геологическое строение Срединно-Исландской неовулканической зоны. Ниже на основе данных, полученных о северной, относительно просто построенной части зоны, сделана попытка уточнить особенности пространственных и временных проявлений тектонических движений и природу этой структуры. Представляется целесообразным начать рассмотрение геологии зоны с анализа наиболее хорошо сохранившихся и доступных для изучения голоценовых и позднелейстоценовых нарушений и структурных форм, а затем сравнить их с более древними образованиями неовулканической зоны.

ГОЛОЦЕНОВЫЕ И ПОЗДНЕЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

В осевой части Срединно-Исландской зоны (рис. 2, 3) широко распространены продольные (субмеридиональные) голоценовые тектонические нарушения типа трещин растяжения (раздвигов), сбросов и сбросо-раздвигов.

Зияющие трещины растяжения с неровными «рваными» краями и обычно полузасыпанным дном иногда протягиваются непрерывно на расстояния до первых километров, а чаще разделены на отдельные отрезки протяженностью до сотен метров. Характерны сочетания нескольких трещин, ветвящихся и надстраивающих одна другую. Ширина зияния от десятков сантиметров до первых десятков метров. В последнем случае величина зияния обычно превышает величину растяжения при образовании трещины, возрастая от обрушения со стенок последней более или менее крупных блоков и обломков пород, разобщенных мелкими трещинами, простирающимися вдоль основного нарушения. Именно эти обломки, осыпаясь в трещину, уменьшают ее глубину.

Сбросы выражены уступами, вдоль которых происходит обрушение обломков пород поднятого крыла. Последнее затрудняет определение наклона сместителя. В тех случаях, когда сместитель хорошо выражен, он достаточно крут и нередко приближается к 90° . Амплитуда голоценовых сбросов, измеренная по смещениям поверхностей голоценовых лавовых потоков, обычно не превышает нескольких метров. Вдоль одного из разрывов западнее Тейстарейкира (восточный обрыв горы Кистуфедль) зафиксировано опускание по сбросу восточной части позднелейстоценовой троговой долины на величину до 50 м. Сбросы обычно сопровождаются раздвигами по основному сместителю и по мелким трещинам, простирающимся вдоль него. Вероятно, именно с таким раздви-

ганием связано формирование весьма типичного для рассматриваемого района парагенеза структур в виде небольшого встречного сброса и заключенного между ним и основным сбросом протяженного грабена шириной до 20—30 м. Под действием эрозии грабен нередко теряет морфологическую определенность и превращается в узкую ложбину в сбросовой части опущенного крыла. Обычно удается наблюдать все стадии этого изменения.

Вдоль некоторых разрывов помимо раздвигания и сбросовых подвижек можно предполагать и правосдвиговые перемещения. На них указывают резкие искривления тех редких оврагов, которые не следуют вдоль продольных нарушений зоны, а пересечены ими. В 1,1 км юго-западнее выс. 570 м на хребте Далтьядль правосдвиговое смещение оврага примерно на 12 м сочетается с опусканием восточного крыла на 9 м. В 2, 3 км северо-западнее сел. Рейкьяхлид при опускании западного крыла разрыва на 13 м правосдвиговое смещение близко к 5 м.

Продольные раздвиги, сбросы, сбросо-раздвиги и сбросо-сдвиги, как справедливо отметил К. Саймундссон (Saemundsson, 1974), группируются в пределах неовулканической зоны в несколько пучков интенсивных линейных деформаций, разделенных участками, где подобные нарушения сравнительно редки. Автор выделяет 4 главных пучка: Восточный Тьорнес — Виндбелгьярфьядль, Аскейди — Блафьядль, Бликалон — Свейнагья, Хроссаборг — Аскья.

Специфическую группу голоценовых структурных форм образуют вулканические постройки трех типов: крупные центральные вулканы, щитовые вулканы и зоны трещинных извержений. Два последних типа вулканов в рассматриваемом районе представлены базальтовыми излияниями. Исключение составляет дацитовый вулкан в цепи кратеров севернее Лудента. В вулканах центрального типа наряду с излияниями базальтов происходили извержения материала кислого и среднего состава.

К числу центральных вулканов относятся постройки районов Аскьи (Sigvaldason, 1964, 1968) и Краблы (Saemundsson, 1974). В отличие от щитовых вулканов и зон трещинных излияний они характеризуются длительным развитием, продолжающимися поныне извержениями и термальными проявлениями. Если первые следы развития структуры Аскьи относятся к позднему плейстоцену, то структура Краблы начала развиваться по меньшей мере с конца среднего плейстоцена. Для них характерны кольцевые обрушения, причем в районе Аскьи различается несколько таких колец. К. Саймундссон (Saemundsson, 1971, 1974) считает, что подобные центральные вулканы приурочены к срединным частям пучков линейных нарушений, где интенсивность последних особенно велика. Обращает внимание, однако, что есть пучки, с которыми не связаны центральные вулканы. Вместе с тем на центральных вулканах и рядом с ними появляются нарушения, ориентированные косо к простиранию неовулканической зоны. Они относительно редки, но характерны, и вдоль одного из них расположена, в частности, цепь вулканических аппаратов извержения Аскьи 1961 г. Возможно, пересечение разрывов разных направлений также играет определенную роль в локализации центральных вулканов (Ward, 1971).

Щитовые вулканы до 10 км в поперечнике и высотой до первых сотен метров имеют один или несколько небольших котлообразных вершинных кратеров. Если кратеров несколько, то линейности в их расположении не отмечается. Иногда в пределах одного кратера различается несколько вложенных одно в другое углублений (Тейстарейкья-бунга).

Зоны трещинных излияний обычно выражены цепями шлаковых конусов с котлообразными кратерами посередине. Морфология цепей варьирует от отдельных конусов, расположенных на одной линии (Лудент и севернее), до небольшого двойного хребта, осевое понижение которого

состоит из кратеров, разделенных лишь узкими перегородами (Лудент-сборгир). Если по какой-либо причине шлаковых конусов при извержении не возникало, зону трещинных излияний порой бывает трудно обнаружить, и ее положение реконструируется лишь по направлению излияния лав. Такова отчасти зона трещинных извержений XVIII в. в районе Леирхньюкура.

Цепи конусов и вулканических кратеров нередко наследуются амагматичными трещинами растяжения (Леирхньюкур, район западнее Лудента). На Далтъядле, в Свейнагье, в районах восточнее Вегьябунга, возле Деттифосса и в ряде других мест трещинные извержения происходили непосредственно по раздвигам и сбросо-раздвигам и продолжаются амагматичными участками таких нарушений. Это позволяет считать зоны трещинных извержений разновидностью раздвигов и сбросо-раздвигов, под которыми неглубоко находился магматический очаг и поступавший из него материал достигал поверхности. Если зоны трещинных извержений располагаются в пучках линейных нарушений, то щитовые вулканы — между ними. Из этого правила на рассматриваемой территории удалось найти лишь два исключения: Кодлоттадингья и группа мелких вулканов западнее Тейстарейкира. Последние, однако, расположены в особом участке пучка — там, где система образующих его сбросов и сбросо-раздвигов с преимущественно опущенными западными крыльями сменяется по простиранию к югу аналогичными разрывами с преимущественно опущенными восточными крыльями. Таким образом, характер голоценовой тектоники неовулканической зоны определяет и форму вулканических проявлений. При всех неровностях рельефа, обуславливающих направление течения лавовых потоков, пучки линейных нарушений характеризуются в целом большими мощностями голоценового вулканического материала, нежели разделяющие их участки, где значительные мощности отмечаются лишь в непосредственной близости к щитовым вулканам.

Позднеплейстоценовые образования представлены моренами и специфическим комплексом шаровых лав, гиалокластитов, гиалобрекчий и туфов преимущественно базальтового состава. Этот комплекс, выделенный среди позднеплейстоценовых и более древних вулканических образований под названием формации Моберг, детально изучили Р. ван Бемелен и М. Руттен (Bemmelen, Rutten, 1955), пришедшие к выводу о его подледном происхождении. Такое объяснение сейчас разделяет большинство исследователей, хотя Тр. Эйнарссон (Tr. Einarsson, 1962) высказывал мнение об ином (подводном и субаэральном) происхождении ряда построек этого типа. В последние годы термину «формация Моберг» иногда придают стратиграфическое значение (Tr. Einarsson, 1970; Эйнарссон, Гладенков, 1973). В этом случае к ней относят все вулканические образования моложе 0,7 млн. лет, но древнее верхнего плейстоцена. В настоящей работе используется прежнее, фациальное толкование формации Моберг вне зависимости от ее возраста и разделяется мнение о ее преимущественно подледном образовании.

Обособление и изучение разрывных нарушений позднего плейстоцена затруднено неопределенностью возрастной привязки разрывов. Лишь для восточной части полуострова Тьорнес к позднему плейстоцену предположительно отнесены хорошо сохранившиеся разрывные уступы, запечатанные мореной последнего оледенения или подвергшиеся в то время ледниковой обработке. Некоторые из таких разрывов после позднеплейстоценового оледенения, вероятно, испытали повторные (голоценовые) подвижки и сейчас неотличимы от голоценовых разрывов, широко развитых на востоке Тьорнеса. Морфологически позднеплейстоценовые разрывы сходны с голоценовыми и относятся к числу сбросов и сбросо-раздвигов.

Более интересные результаты дает изучение морфологии позднеплейстоценовых вулканов. Помимо того, что позднеплейстоценовые вулканические формации Моберг участвуют в строении упомянутых выше центральных вулканов, они образуют постройки двух типов: вулканические хребты и столовые горы. Хребты состоят из сближенных вулканических конусов и имеют заостренные или плоские вершины. В последнем случае их поперечное сечение близко к сечению столовых гор, изометричных и нередко имеющих на плоских вершинах неглубокие кратерные углубления. Реже кратеры встречаются на плоских вершинах вулканических хребтов. Залегание пластов вулканических пород и в столовых горах, и в хребтах чаще всего грубо повторяет их современный рельеф. Нередко, однако, склоны вулканических построек подверглись настолько сильной эрозии, прежде всего ледниковой, что сейчас в них обнажены внутренние части вулканических построек, где такого повторения не наблюдается. Параллельность пластов современным склонам отмечается и в некоторых относительно крупных вершинных кратерах (Сатнаботнафьядль, Байарфьядль). Очевидно, они представляют собой центры вулканических извержений. В других случаях (при большей эрозии?) места извержений выражены неками, в вулканических хребтах нередко группирующимися в продольные цепи (Сандахнюкур), дайками и системами даек (Леирхнюкур). Позднеплейстоценовым вулканикам не свойственны фации, значительно удаленные от центров извержения. Поэтому нарастание мощностей с приближением к местам извержений выражено ярче, чем в зонах голоценового вулканизма.

Учитывая специфику подледных извержений, Р. ван Беммелен и М. Руттен отождествили столовые горы с щитовыми вулканами, а вулканические хребты — с зонами трещинных извержений голоцена. Обращает внимание, что в области голоценовой вулканической активности вулканические хребты позднего плейстоцена совпадают с пучками голоценовых нарушений или находятся на их продолжении, тогда как столовые горы, как и щитовые вулканы, чаще всего расположены между ними. В целом же проявления позднеплейстоценового вулканизма выходят за границы области распространения голоценового вулканизма, образуя в дополнение к нему свои зоны трещинных извержений и даже два новых пучка таких зон к северу и востоку от Модрудалура.

Тр. Эйнарссон (Tr. Einarsson, 1967) отмечает, что многие голоценовые трещины состоят из эшелонированно расположенных отрезков, образующих правые ряды кулис. Эта морфологическая особенность подтверждена работами автора в северной части неовулканической зоны, причем оказалось, что правая кулидность типична не только для амагматичных трещин растяжения и сбросо-раздвигов, но и для зон трещинных извержений (Лудентсборгир) и их сочетаний, как голоценовых (Драмбарьонд — Лудентсборгир — Твенгслаборгир), так и позднеплейстоценовых (район Модрудалура). Подобная кулидность повторяется и во взаимном расположении мелких голоценовых грабен в отдельных пучках (Намафьядль — Дадтъядль), и во взаимном расположении пучков в пределах неовулканической зоны (см. рис. 2). Местами здесь наблюдаются и левые ряды кулис (трещины голоценового лавового поля западнее Тейстарейкира, а в более крупном масштабе — северная часть пучка Бликалон — Свейнагья), но они распространены значительно меньше.

ОБЩАЯ СТРУКТУРА НЕОВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Неовулканическая серия северной части Срединно-Исландской зоны образована базальтовыми потоками и вулканогенными породами формации Моберг с горизонтами морен, тиллитов и флювио-гляциальных отложений. Базальты и другие вулканиды основного состава чаще всего

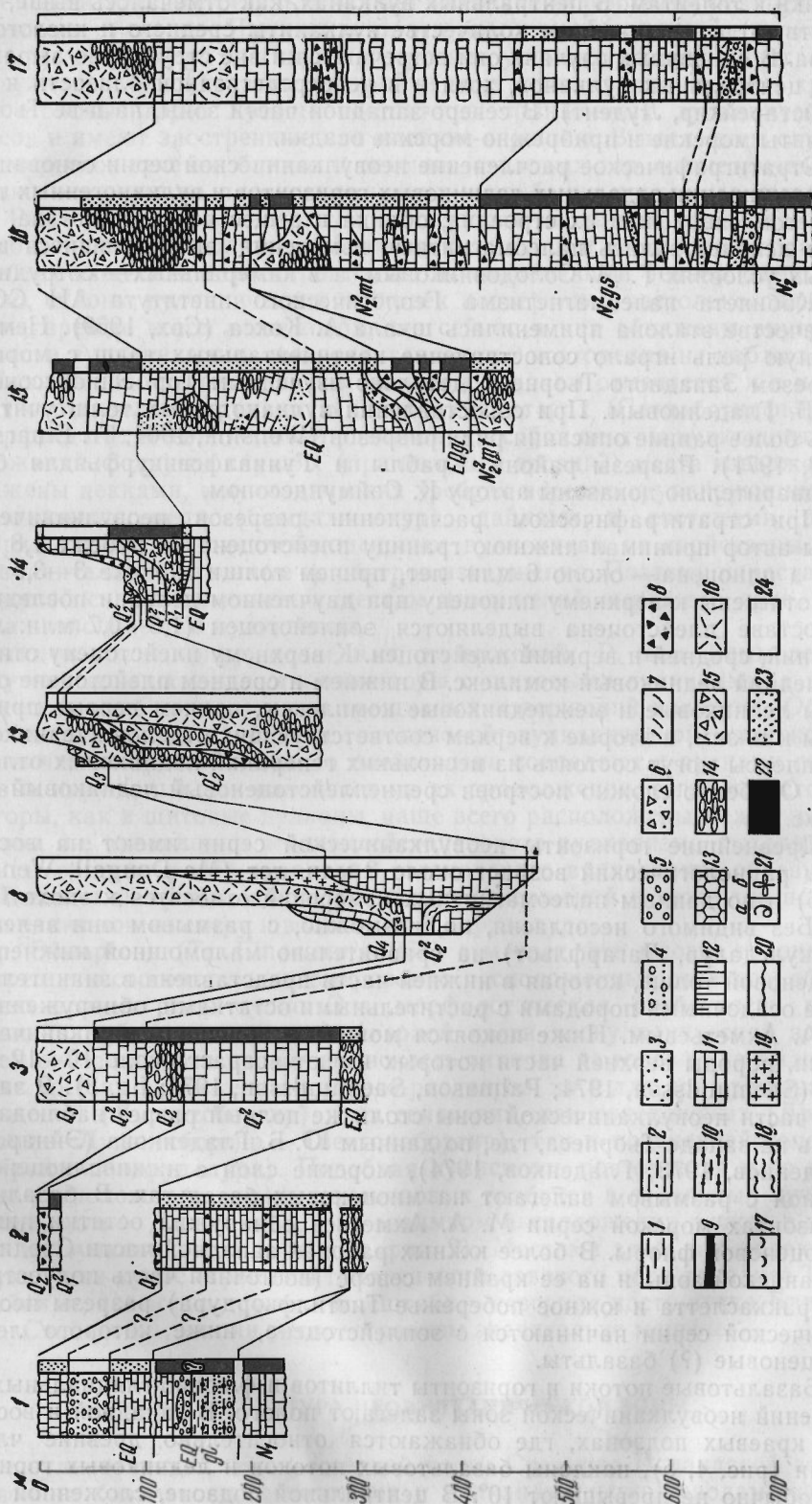
близки к толеитам. В центральных вулканах, как отмечалось выше, присутствуют в подчиненном количестве вулканиды среднего и кислого состава. В единичных случаях они встречаются и вне структурно выраженных центральных вулканов, хотя и в непосредственной близости к ним (Тейстарейкир, Лудент). В северо-западной части зоны, на п-ве Тьорнес развиты морские и прибрежно-морские осадки.

Стратиграфическое расчленение неовулканической серии основано на прослеживании отдельных ледниковых горизонтов и вулканогенных толщ с учетом специфики их строения, облика и вещественного состава. Широко использовались палеомагнитные измерения, выполнявшиеся в полевых условиях Г. М. Солодовниковым, а в камеральных — сотрудниками Кабинета палеомагнетизма Геологического института АН СССР. В качестве эталона применялась шкала А. Кокса (Сох, 1969). Немаловажную роль играло сопоставление континентальных толщ с морским разрезом Западного Тьорнеса, детально изученным Тор. Эйнарссоном и Ю. Б. Гладенковым. При сопоставлении вулканогенных толщ учитывались более ранние описания ряда разрезов (Wensink, 1964; Tr. Einarsson, 1968, 1971). Разрезы района Краблы и Гунналфсвикурфьядля были предварительно показаны автору К. Саймундссоном.

При стратиграфическом расчленении разрезов неовулканической зоны автор принимал нижнюю границу плейстоцена на рубеже 1,8 млн. лет, а плиоцена — около 6 млн. лет, причем толщи моложе 3—3,5 млн. лет отнесены к верхнему плиоцену при двучленном делении последнего. В составе плейстоцена выделяются эоплейстоцен (1,8—0,7 млн. лет), нижний, средний и верхний плейстоцен. К верхнему плейстоцену отнесен последний ледниковый комплекс. В нижнем и среднем плейстоцене отмечены ледниковые и межледниковые комплексы, причем первые приурочены к низам, а вторые к верхам соответствующих отделов. Ледниковые комплексы могут состоять из нескольких генераций ледниковых отложений. Особенно сложно построен среднеплейстоценовый ледниковый комплекс.

Древнейшие горизонты неовулканической серии имеют на востоке зоны радиологический возраст около 3 млн. лет (Mc Dougall, Wensink, 1966) и по данным палеомагнитных измерений относятся к эпохе Гаусса. Без видимого несогласия, но, возможно, с размывом они залегают (Йокулсдалур, Лагарфльот) на сравнительно маломощной нижнеплейстоценовой толще, которая в нижней части представлена в значительной мере осадочными породами с растительными остатками, обнаруженными М. А. Ахметьевым. Ниже покоятся мощные миоценовые вулканические серии, породы верхней части которых имеют возраст около 10—12 млн. лет (Saemundsson, 1974; Palmason, Saemundsson, 1974; fig. 3). В западной части неовулканической зоны столь же полный разрез наблюдается лишь на западе Тьорнеса, где, по данным Ю. Б. Гладенкова (Эйнарссон, Гладенков, 1973; Гладенков, 1974), морские слои с нижнеплиоценовой фауной с размывом залегают на миоценовых базальтах. В базальных горизонтах морской серии М. А. Ахметьев обнаружил остатки нижнеплиоценовой флоры. В более южных районах западной части Срединно-Исландской зоны и на ее крайнем севере (восточная часть полуострова Мелраккаслетта и южное побережье Тистилфьордура) разрезы неовулканической серии начинаются с эоплейстоцена, ниже которого лежат миоценовые (?) базальты.

Базальтовые потоки и горизонты тиллитов и флювио-гляциальных отложений неовулканической зоны залегают полого. В западной и восточной краевых подзонах, где обнажаются относительно древние члены серии (рис. 4, 5), наклоны базальтовых потоков и ледниковых горизонтов обычно не превышают 10°. В центральной подзоне, сложенной вулканитами с возрастом менее 0,7 млн. лет, залегание близко к горизонтальному (см. рис. 3), а наблюдаемые местами наклоны базальтовых



толщ не выходят за пределы первичных наклонов, отмечаемых для голоценовых лавовых потоков. Более крутые наклоны нередко характеризуют пласты формации Моберг, но это — их первичное залегание.

Значительные вторичные наклоны пластов появляются лишь в сравнительно узких полосах к западу и востоку от неовулканической зоны, где развиты флексуры, у которых опущены крылья, обращенные к неовулканической зоне (Walker, 1964; Saemundsson, 1974). Наклон слоев в смыкающих крыльях флексур достигает 20—30°, а местами (Лойгар на р. Села) даже 50°. По обоим краям неовулканической зоны отдельные флексуры протягиваются на сравнительно малые расстояния и расположены эшелонированно одна относительно другой, образуя правые кулисные ряды.

Доверхнеплейстоценовые разрывные нарушения неовулканической зоны, как правило, имеют субмеридиональное простирание. Повсеместно, хотя и реже, чем в миоценовых базальтах, распространены дайки, причем в относительно древних частях неовулканической серии их больше, чем в более молодых. Западный край зоны нарушен системой сбросов с опущенными восточными крыльями. Сбросы образуют эффектно выраженную систему уступов по западному борту долины Скаялфондафльтот, постепенно уменьшаясь в амплитуде к югу. Как и флексуры, они расположены эшелонированно, образуя правый кулисный ряд.

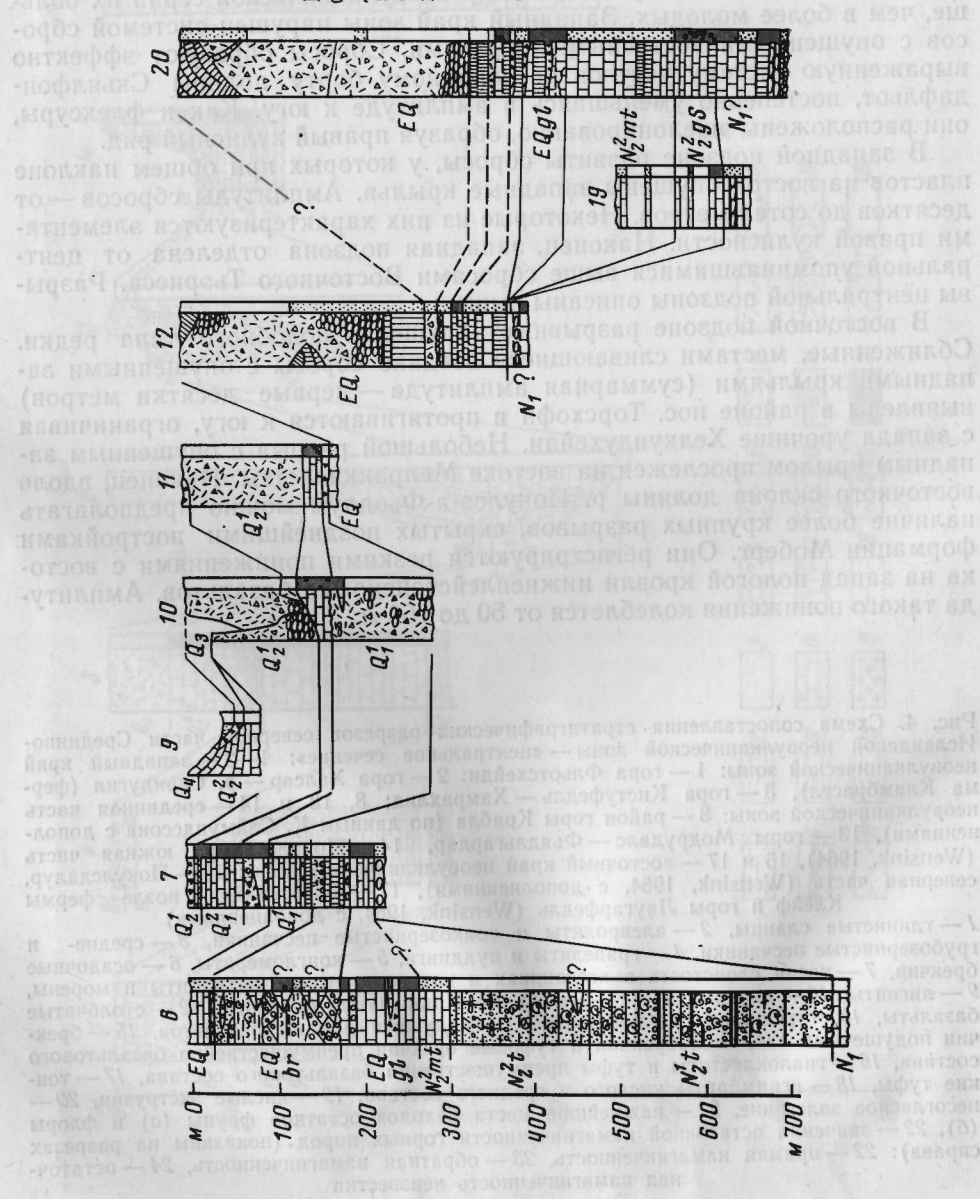
В западной подзоне развиты сбросы, у которых при общем наклоне пластов на восток опущены западные крылья. Амплитуды сбросов — от десятков до сотен метров. Некоторые из них характеризуются элементами правой кулисности. Наконец, западная подзона отделена от центральной упоминавшимся выше сбросами Восточного Тьорнеса. Разрывы центральной подзоны описаны выше.

В восточной подзоне разрывные нарушения подобного типа редки. Сближенные, местами сливающиеся воедино сбросы с опущенными западными крыльями (суммарная амплитуда — первые десятки метров) выявлены в районе пос. Торсхофн и протягиваются к югу, ограничивая с запада урочище Хелкундухейди. Небольшой разрыв с опущенным западным крылом прослежен на востоке Мелраккаслетты. Наконец, вдоль восточного склона долины р. Йокулса-а-Фьодлум можно предполагать наличие более крупных разрывов, скрытых позднейшими постройками формации Моберг. Они регистрируются резкими понижениями с востока на запад пологой кровли нижнеплейстоценовых базальтов. Амплитуда такого понижения колеблется от 50 до 150 м.

Рис. 4. Схема сопоставления стратиграфических разрезов северной части Срединно-Исландской неовулканической зоны — «центрального сечения»: 1—3 — западный край неовулканической зоны: 1 — гора Фльотсхейди; 2 — гора Халсар — р. Скридугил (ферма Кламбрасел), 3 — гора Кистуфедль — Хамрахлид; 8, 13 и 14 — срединная часть неовулканической зоны: 8 — район горы Крабла (по данным К. Саймундссона с дополнениями), 13 — горы Модрудальс — Фьядльгардар, 14 — Йокулсдалур, южная часть (Wensink, 1964), 16 и 17 — восточный край неовулканической зоны: 16 — Йокулсдалур, северная часть (Wensink, 1964, с дополнениями), 17 — Фльотсдалур возле фермы Клейф и горы Лаугарфедль (Wensink, 1964, с дополнениями)

1 — глинистые сланцы, 2 — алевролиты и тонкозернистые песчаники, 3 — средне- и грубозернистые песчаники, 4 — гравелиты и пуддинги, 5 — конгломераты, 6 — осадочные брекчи, 7 — косяя слоистость в песчаниках и конгломератах, 8 — тиллиты и морены, 9 — лигниты, 10 — диатомиты, 11 — массивные и плитчатые базальты, 12 — столбчатые базальты, 13 — трещиноватые базальты, 14 — подушечные лавы базальтов, 15 — брекчи подушечных лав, гиаобрекчи и туфовые брекчи преимущественно базальтового состава, 16 — гиаокластиты и туфы преимущественно базальтового состава, 17 — тонкие туфы, 18 — игнимбриты кислого и среднего состава, 19 — кислые экструзии, 20 — несогласное залегание, 21 — важнейшие места находок остатков фауны (а) и флоры (б), 22 — значения остаточной намагниченности горных пород (показаны на разрезах справа): 22 — прямая намагниченность, 23 — обратная намагниченность, 24 — остаточная намагниченность неизвестна

Рис. 5. Схема сопоставления стратиграфических разрезов северной части Срединно-Исландской неовулканической зоны — «прибрежное сечение», 6 — западный край неовулканической зоны: Северо-Западный Гьорнес (Bardarsson, 1925; Th. Einarsson, 1968; Гладенков, 1974); 7, 9, 10, 11 — средняя часть неовулканической зоны: 7 — Северо-Восточный Гьорнес, 9 — ферма Линдаб-рекка — урочище Асбурги, 10 — Западно-Восточный Гьорнес, 11 — Северо-Восточный Гьорнес, 12, 19, 20 — восточный край неовулканической зоны: 12 — гора Видарфьелль, 19 — пос. Торсхофн — урочище Брекинахейд, 20 — южный склон горы Гунналфсвикур-фьелль. Условные обозначения те же, что и на рис. 4



Таким образом, северная часть неовулканической зоны представляет собой сложно построенный асимметричный грабен с флексурно-сбросовыми ограничениями. Западная подзона уже восточной и более нарушена разрывами. Различные структурные элементы грабена характеризуются правозешелонированным строением и взаимным расположением. В западной и восточной краевых подзонах широко распространены вулканические постройки, сложенные формацией Моберг. По данным палеомагнитных измерений, геологическим соотношениям и степени сохранности они разделяются на несколько генераций (см. рис. 2, 4, 5). Одновозрастные постройки формации Моберг чаще всего образуют вулканические хребты, вытянутые вдоль неовулканической зоны. Встречаются и изолированные столовые горы, нередко группирующиеся в цепочки, также простирающиеся вдоль неовулканической зоны. Для некоторых этапов (эоплейстоцен, средний плейстоцен) выделяется несколько примерно одновозрастных хребтов, расположенных эшелонированно один относительно другого и образующих правые ряды кулис. Элементы правой кулисности отмечаются и в строении отдельных хребтов.

В целом, более древние постройки окаймляют более молодые, хотя из этого правила есть исключение. Так, постройки среднего плейстоцена распространены на более широкой площади восточной подзоны, чем постройки нижнего плейстоцена. В районе юго-восточнее Модрудалура видно последовательное прислонение все более молодых вулканических хребтов к более древним (от среднего плейстоцена к верхнему). Омоложение происходит в сторону центра неовулканической зоны.

Обратимся к особенностям залегания субаэральных базальтов. В восточной части п-ова Мелраккаслетта нижнеплейстоценовые базальты имеют мощность 20—30 м. В центре полуострова их мощность, вероятно, достигает многих десятков метров. Подобное нарастание мощности к центру неовулканической зоны отмечается и для среднеплейстоценовых базальтов. На берегу р. Йокулса-а-Фьодлум близ Линдхофди их мощность не превышает 10—15 м, а северо-западнее достигает нескольких десятков метров (например, возле водопада Деттифосс). Аналогичное нарастание мощности эоплейстоценовых базальтов, по-видимому, имеет место в западной подзоне между Фльотсхейди и Лангаватнхейди. Таким образом, увеличение мощности к центру неовулканической зоны, выявленное Дж. Уокером для миоценовых базальтов Восточной Исландии, присуще и базальтам неовулканической серии.

Наряду с указанной намечается и другая тенденция. В западной части зоны разрез неовулканической серии начинается с 60-метровой пачки осадочных пород и покрывающих их базальтов эпизода Гилса (рис. 4, разрез 1). Немного восточнее (р. Лакса в районе пос. Бруафоссар) осадочная пачка сокращается до 1—2 м, но базальты эпизода Гилса еще присутствуют. Далее на восток (рис. 4, разрез 2) неовулканическая серия начинается уже с обратно намагниченных слоев эоплейстоцена. В западной части Мелраккаслетты (рис. 5, разрез 10) мощность нижнеплейстоценовых базальтов (20—30 м) существенно меньше, чем в центральной части этого полуострова. Подобные изменения мощности отдельных базальтовых пачек отмечает также Х. Венсинк (Wensink, 1964) в районе Йокулсдалура. В более крупном масштабе они повторяются в северо-восточной части зоны, где на крайнем востоке (рис. 5, разрез 20) в основании неовулканической серии залегает верхнеплиоценовая толща мощностью 120—130 м, которая западнее (рис. 5, разрез 12) полностью выклинивается, и неовулканическая серия начинается с обратно намагниченных пород эоплейстоцена. Следовательно, уменьшение мощностей отдельных лавовых пачек происходит не только от осевой части неовулканической зоны, но и по мере приближения к ней. Иначе говоря, отдельные базальтовые пачки имеют форму линз, вытянутых по про-

стиранию неовулканической зоны, но сокращающихся в мощности и выклинивающихся в обе стороны вкrest ее простираия. В этом отношении залегание субаэральных базальтов сходно с залеганием вулканитов формации Моберг, хотя в последней такая линзовидность выражена гораздо более резко.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Морфология голоценовых и позднелайстоценовых тектонических нарушений показывает, что в северной части Срединно-Исландской неовулканической зоны сейчас происходят характерные процессы рифтогенеза. Здесь имеет место горизонтальное растяжение коры, проявляющееся в образовании открытых трещин и сбросо-раздвигов, частично используемых магматическим материалом, извергающимся на поверхность. Правая кулидность в расположении отдельных структурных элементов и правосдвиговая составляющая перемещений вдоль некоторых продольных разрывов указывают, что растяжение ориентировано не строго поперек зоны, а несколько наискось — в запад-северо-западном направлении. Средняя скорость растяжения, грубо подсчитанная путем суммирования раздвигания по отдельным разрывам, как служившим каналом извержений, так и амагматичным, близка для голоцена к 1 см/год . Голоценовое и позднелайстоценовое растяжение было рассредоточено в широкой полосе (30—40 км для голоцена), но в пределах полосы реализовалось преимущественно в сравнительно узких зонах продольных линейных деформаций. Такие зоны служили и основными подводящими каналами магмы. В них и вблизи от них концентрируется большая часть извергнутого вулканического материала.

В плиоцен-четвертичной структуре Срединно-Исландской зоны наблюдаются те же структурные элементы, что и среди голоцен-позднелайстоценовых образований. Преобладающим типом разрывных нарушений являются раздвиги, выраженные дайками, и сбросы. Сходны с позднелайстоценовыми, хотя и подверглись большей эрозии, древние вулканические постройки формации Моберг. Сложенные ими вулканические хребты и цепи столовых гор, очевидно, фиксируют положение пучков древних трещин растяжения, служивших магмоподводящими каналами. Как и в позднем лайстоцене, между такими пучками находились вулканы, сформировавшие изолированные столовые горы.

К сожалению, лишь изредка удается обнаружить центры извержений доверхнелайстоценовых субаэральных базальтов. Большая их часть относится к концу среднего лайстоцена. Это главным образом реликты щитовых вулканов, реже — проблематичные остатки зон трещинных извержений. По ним нельзя воссоздать полную картину расположения древних вулканов. Однако залегание в виде линз, удлиненных вдоль неовулканической зоны, роднит позднелайстоценовые и лайстоценовые базальты с голоценовыми. В голоцене наиболее утолщенные части линз, как правило, отвечают пучкам магмоподводящих трещин и разрывов. Вероятно, и в прошлом их структурное положение было таким же. Как и в позднем лайстоцене — голоцене, в каждую более древнюю эпоху чаще всего существовало одновременно несколько таких пучков.

Таким образом, есть все основания экстраполировать результаты изучения голоцен-позднелайстоценовых образований на более древние этапы развития неовулканической зоны и считать ее наземным продолжением срединно-океанической рифтовой системы. Развитие зоны в прошлом, как и сейчас, по-видимому, происходило в условиях горизонтального растяжения. Характерно в связи с этим, что среди структурных образований позднего плиоцена и лайстоцена (разрывы, флексуры, вулканические хребты) также обнаруживаются проявления правой кулидности, которые свидетельствуют о постоянстве направления рас-

тягивающихся усилий. Дополнительным проявлением раздвигания было образование серии анатетических сбросов, утонявших и растягивавших охваченные ими горизонты земной коры западной части зоны, подобно тому, как это описано В. Г. Казьминым (1974) для Афарского рифта.

Представляется невозможным определить истинную амплитуду раздвигания неовулканической зоны с момента ее заложения поныне. Можно предложить, однако, сугубо гипотетическую оценку, допустив, что при всех изменениях ширины зоны активного вулканизма от эпохи к эпохе, в среднем ее ширина оставалась такой же, как сейчас. И если сейчас расстояние между крайними линзовидными утолщениями древних горизонтов неовулканической серии на западе и востоке зоны близко к 70 км, то при современной ширине зоны в 30—40 км суммарное растяжение могло достигать той же величины. Рассчитанная отсюда средняя скорость растяжения за 3 млн. лет близка к скорости в голоцене. Такая оценка является, разумеется, весьма неточной, а может быть, и неверной, поскольку в истории неовулканической зоны, вероятно, существовали эпохи существенного ускорения и замедления этого процесса, что можно предполагать исходя из разного количества вулканического материала, извергнутого на разных стадиях развития зоны в единицу времени.

ВЫВОДЫ

1. Срединно-Исландская неовулканическая зона относится к числу типичных рифтовых образований и может рассматриваться как современное наземное продолжение срединно-океанической рифтовой системы.

2. Развитие неовулканической зоны протекало в условиях горизонтального растяжения в ЗСЗ-ВЮВ направлении. Средняя скорость голоценового растяжения близка к 1 см/год.

3. Растяжение зоны выражалось прежде всего в образовании и открывании трещин, которые заполнялись магматическим материалом, нередко извергавшимся на поверхность. При раздвигании формировались нормальные сбросы, односторонние и двусторонние грабены.

4. Образование трещин растяжения, сбросов и сопровождавший их вулканизм охватывали широкую полосу, размеры которой несколько изменялись от эпохи к эпохе. Внутри этой полосы растяжение не реализовалось равномерно, а концентрировалось в сравнительно узких пучках интенсивных линейных нарушений. Между такими пучками могли, по-видимому, длительно сохраняться на месте блоки древних вулканических пород и древней коры. Если подобный процесс имел место в прошлом при рифтогенном зарождении океанических впадин среди континентов, где строение коры было иным, то он может объяснить наличие реликтов гранитной коры (микроконтинентов) среди океанических образований.

* *
*

При выполнении полевых исследований и обработке материала автор пользовался помощью и поддержкой членов Исландской экспедиции АН СССР. Оформительскую работу проделала Г. И. Волчкова. Большое значение имели консультации и обсуждение материала с В. В. Белоусовым, Е. Е. Милановским, Н. А. Штрейсом, Ю. Б. Гладенковым, М. А. Ахметьевым, Н. А. Логачевым, С. М. Зверевым, В. И. Кононовым, Б. Г. Поляком, А. С. Перфильевым, исландскими учеными К. Саймундссоном и Тр. Эйнарссоном, а также Г. Палмасоном, С. Тораринссоном, Тор. Эйнарссоном. Особенно полезными были рекомендации и помощь акад. А. В. Пейве. Всем названным лицам автор выражает глубокую признательность.

Литература

- Баскина В. А. К тектонической позиции Исландии.— Геотектоника, 1972, № 2.
- Гладенков Ю. Б. Палеонтологическая характеристика плио-плейстоцена Северной Атлантики (Исландия).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 7.
- Казьмин В. Г. О некоторых особенностях рифтогенеза (на примере развития Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов).— Геотектоника, 1974, № 6.
- Муратов М. В. О тектоническом строении и положении Исландии.— Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, 1961, № 12.
- Тораринссон С. Срединная зона Исландии.— В кн.: Система рифтов Земли. «Мир», М., 1970.
- Эйнарсон Тор., Гладенков Ю. Б. Верхний кайнозой Исландии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 5.
- Bardarsson G. G. A stratigraphical survey of the Pliocene deposits at Tjörnes in Northern Iceland.— Kgl. Danske Vid. Selskab. Meddous. Ser. Biol., vol. 4, No. 5, 1925.
- Bemmelen R. W., Rutten M. G. Tablemountains of Northern Iceland.— E. J. Brill, Leiden, 1955.
- Bodvarsson G., Walker G. P. L. Crustal drift in Iceland.— Roy. Astron. Soc. Geophys. J., 1964, v. 8, No. 3.
- Cox A. Geomagnetic reversals.— Science, 1969, v. 163, No. 3864.
- Einarsson Th. Jarðfraedi.— Mál. og menning. Reykjavík, 1968.
- Einarsson Tr. Upper Tertiary and Pleistocene rocks in Iceland.— Soc. Sci. Islandica, Reykjavík, 1962, Rit 36.
- Einarsson Tr. Submarine volcanic breccia in the area south of Tjörnes.— Greinar (Reykjavík), 1965, IV, 1.
- Einarsson Tr. Icelandic fracture system and the inferred causal stress field.— Iceland and Mid-Ocean Ridges, Reykjavík, 1967.
- Einarsson Tr. A survey of the geology of the area Tjörnes-Bárdardalur in Northern Iceland, including paleomagnetic studies.— Visindafelag Islandica, XXXIII, Reykjavík, 1968.
- Einarsson Tr. Magnetic polarity groups in the Fljótsdalsheidi area, including Gilsa.— Jökull (Reykjavík), 1971, 21.
- Gibson I. L., Piper J. D. A. Structure of the Icelandic basalt plateau and the process of drift.— Philos. Trans. Roy. Soc. London, 1972, A, 271.
- Gudmundsson G., Palmason G., Grönvold K., Ragnars K., Saemundsson K., Arnórsson S. Namafjall — Krafla. Afangasyrsla um rannsókn, jarðhitasvaedanna.— Orkusstofnur, Jarðhitadeild, Reykjavík, 1971.
- Mc. Dougall I., Wensink H. Paleomagnetism and geochronology of the Pliocene — Pleistocene lavas in Iceland.— Earth Planet. Sci. Letters, 1966, v. 1.
- Nielsen N. Islands tektonik og Wegener-Theorien.— Det. 18 Skand. Naturforskermøde, 1929.
- Palmason G. Seismic refraction of the basalt lavas in northern and eastern Iceland.— Jökull (Reykjavík), 1963, v. 13.
- Palmason G. Crustal structure of Iceland from explosion seismology.— Soc. Sci. Islandica, Reykjavík, 1971, Rit 40.
- Palmason G., Saemundsson K. Iceland in relation to the Mid-Atlantic ridge.— Annual Rev. Earth and Planet. Sci., 1974, v. 2.
- Rutten M. G. Iceland and Mid-Oceanic Ridges.— Marine Geophys. Res., 1971, v. 1.
- Saemundsson K. Relation between geological structure of Iceland and some geophysical anomalies (Abstract).— I European Earth and Planetary Physics Colloquim, England, 1971.
- Saemundsson K. Evolution of the axial rifting zone in Northern Iceland and the Tjörnes fracture zone.— Bull. Geol. Soc. America, 1974, v. 85, No. 4.
- Sigvaldason G. E. Some geochemical and hydrothermal aspects of the 1961 Askja eruption.— Beitr. Mineral. und Petrogr., 1964, Bd 10.
- Sigvaldason G. E. Structure and products of subaquatic volcanoes in Iceland.— Contr. Mineral. and Petrol., 1968, v. 18.
- Thorarinsson S. The postglacial history of the Myvatn area and the area between Myvatn and Jökulsá-a-Fjöllum.— On the geology and geophysics of Iceland. Iceland's governing organizing Committee for the Intern. Geol. Congress, Reykjavík, 1960.
- Walker G. P. L. Geology of the Reydarfjörður area, eastern Iceland.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1959, v. 114.
- Walker G. P. L. Zeolite zones and dyke distribution in relation to the structure of the basalts in eastern Iceland.— J. Geol., 1960, v. 68.
- Walker G. P. L. Geological investigations in eastern Iceland.— Bull. volcanol., 1964, t. 27.
- Walker G. P. L. Evidence of crustal drift from Icelandic geology.— Philos. Trans. Royal. Soc. London, 1965, v. 258.
- Ward P. L. New Interpretation of the Geology of Iceland.— Bull., Geol. Soc. America, 1971, v. 82, No. 11.
- Wensink H. Paleomagnetic stratigraphy of younger basalts and intercalated plio-pleistocene tillites in Iceland.— Geol. Rundschau, 1964, Bd 54.

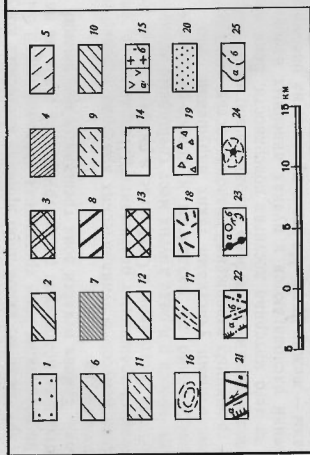




Рис. 2. Геологическая карта северной части Срединно-Исландской неовулканической зоны. Составил В. Г. Трифонов при участии Ю. Б. Гладенкова по литературным материалам (Th. Einarsson, 1962, 1966, 1968, 1971; Th. Einarsson, 1968; Thorarinnsson, 1960; Wensink, 1964; Gudmundsson, et al., 1971; Saemundsson, 1974), данным М. А. Ахматова и личным наблюдениям.

1—13 — стратиграфические обозначения: 1 — голоцен и верхний плейстоцен, нерасчлененные, 2 — средний плейстоцен, 3 — нижний и средний плейстоцен, нерасчлененные, 4 — нижний плейстоцен, 5 — нижний плейстоцен и эоплейстоцен, нерасчлененные, 6 — эоплейстоцен, 7 — образования палеомангитной эпохи Магуама, 8 — эоплейстоцен и верхний плиоцен, нерасчлененные, 9 — верхний плиоцен, образования палеомангитной эпохи Магуама, 10 — верхний плиоцен, образования палеомангитной эпохи Магуама, 11 — верхний плиоцен, образования палеомангитной эпохи Магуама, 12 — нижний плиоцен, 13 — миоцен, 14—20 — литологические обозначения: 14 — базальты, 15 — вулканические породы смешанного состава (а) и кислые эвострузы (б), 16—18 — формация Моберг: 16 — головные горы, 17 — вулканические хребты, 18 — постройки неопределенной или сложной формы, 19 — тиллиты, 20 — пролитые породы, 21—23 — структурные обозначения: 21 — голоценовые разрывы: а — сбросы, б — сдвиги, в — трещины растяжения, 22 — плейстоценовые разрывы: а — сбросы, б — сдвиги, в — трещины растяжения, 23 — магматогидротермальные разрывы (пунктир с точкой — достоверные разрывы, пунктир с двумя точками — предполагаемые), 24 — магматогидротермальные разрывы (пунктир с точкой — достоверные разрывы, пунктир с двумя точками — предполагаемые), 25 — магматогидротермальные разрывы (пунктир с точкой — достоверные разрывы, пунктир с двумя точками — предполагаемые). Геотектонические границы: а — достоверные, б — Вегьябунга, 5 — Бурафоссар, 6 — Вегьябунга, 7 — Виндбелгьярфалль, 8 — Далмьял, 9 — Делтифосс, 10 — Келли, 11 — Делтифосс, 12 — Делтифосс, 13 — Делтифосс, 14 — Делтифосс, 15 — Делтифосс, 16 — Намефьялль, 17 — Рейкьяк, 18 — Сандхьялль, 19 — Сандхьялль, 20 — Сандхьялль, 21 — Сандхьялль, 22 — Сандхьялль, 23 — Сандхьялль, 24 — Сандхьялль, 25 — Сандхьялль.

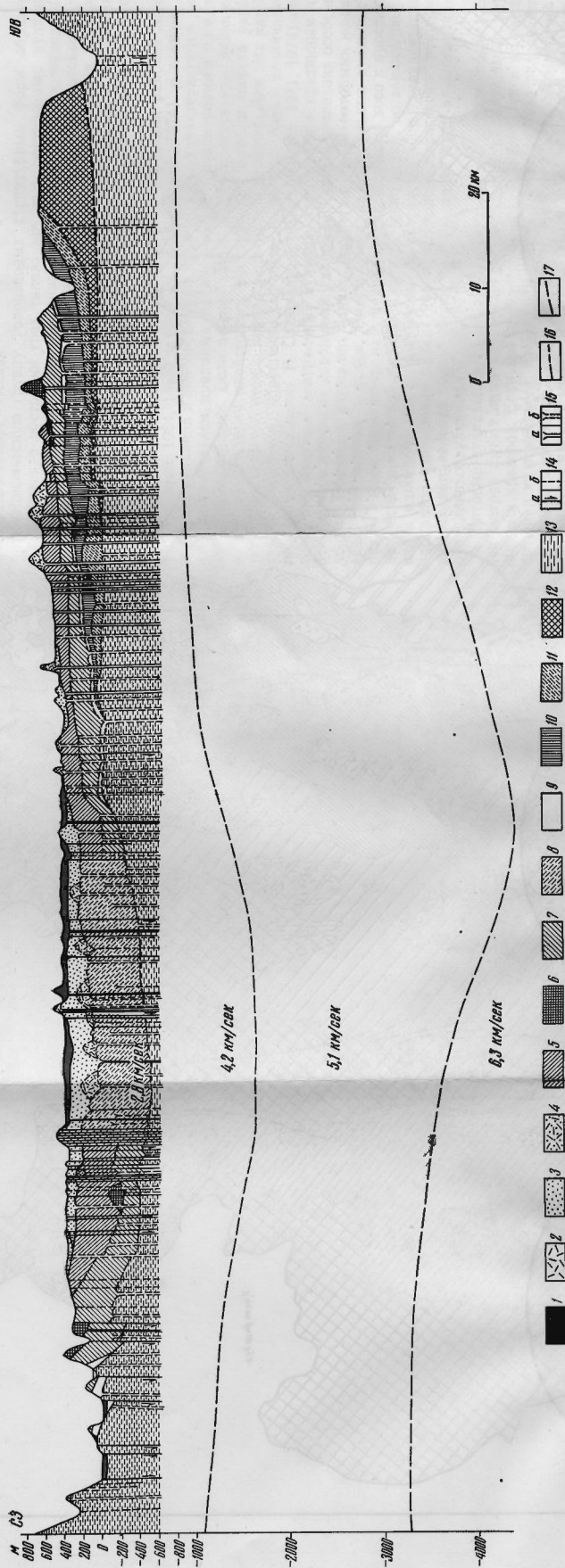


Рис. 3. Геолого-геофизический профиль северной части Средне-Исландской неогеновой зоны

1 — голоцен, 2 — верхний плейстоцен, 3 — верхняя часть среднего плейстоцена, 4 — нижняя часть среднего плейстоцена, 5 — верхняя часть нижнего плейстоцена, 6 — нижняя часть нижнего плейстоцена, 7 — солейстоцен и эолейстоцен, 8 — нижний плейстоцен, 9 — образование палеомангитного эпизода Гидса, 10 — верхний плейстоцен, верхняя часть (палеомангитный эпизод «Матушка»), 11 — верхний плейстоцен, нижняя часть (палеомангитный эпизод «Русса»), 12 — нижний плейстоцен, 13 — миоцен, 14 — разрывы, 15 — предполагаемые, 16 — предполагаемые, 17 — стратиграфические границы, 18 — границы сейсмических горизонтов, 19 — указаны средние скорости сейсмических горизонтов, нижняя граница верхнего слоя (со скоростью 2,8 км/сек) совпадает с нижней границей неогеновой серии (верхний плейстоцен и четвертичные отложения)