

### III. ГЕОМОРФОЛОГИЯ МОРЯ

551.462:551.352(261.1)

#### ГЕОМОРФОЛОГИЯ ХРЕБТА РЕЙКЬЯНЕС

Б. Н. Котенев, В. В. Назимов, В. Д. Рвачев

Одним из важнейших районов при решении многих научных проблем, связанных с изучением Северной Атлантики, является хребт Рейкьянес.

В настоящее время наиболее изучены рельеф дна (Литвин, 1966; Ульрих, 1964, Ulrich, 1960, 1962) и строение земной коры и мантии в северной части хребта (Хейрцлер, 1972; Talwani et al., 1971; Kayıran, 1971; Ulrich, 1969; Vogt, 1971), тогда как южная часть исследована слабо (Богоров, 1969; Ильин, 1971; Профили рельефа дна, 1961, 1965; Фогт и др., 1972; Johnson et al., 1971). Располагая некоторыми дополнительными данными по рельефу всего хребта, полученными в ходе эхолотного промера с исследовательских судов ПИНО, авторы попытались рассмотреть строение дна хребта в целом с целью его районирования, обсуждения генезиса рельефа.

Хребт Рейкьянес является частью Срединно-океанического хребта Мирового океана. Он представляет собой подводное горное образование, размеры которого позволили И. Ульриху (1964) сравнить его с Альпами. Его относительная высота над дном прилегающих глубоководных котловин изменяется от 1500 м на севере до 2000 м на юге. На долю хребта Рейкьянес приходится 2% (720 миль) общей длины системы Срединно-океанического хребта (36 тыс. миль). Площадь хребта Рейкьянес около 840 тыс. км<sup>2</sup>.

Хребт имеет четкие геотектонические и геоморфологические границы на севере и юге (рис. 1, 2): на севере — о-в Исландия, формирование которого связано с Исландской зоной субширотных разломов (Котенев, 1971), на юге — субширотные глубоководные (до 4000 м) ложбины и гребни (рис. 3, профили IV, V), отражающие в рельефе дна зону разлома Джибса (Johnson, 1969). Эта зона является не только южной границей хребта Рейкьянес, вдоль которого ось его сдвинута к западу относительно оси Срединно-Атлантического хребта почти на 200 миль, но и обособляет в Северной Атлантике довольно своеобразную в структурном отношении часть океанического ложа. Наиболее характерными особенностями ее строения является асимметричное строение рельефа к западу и востоку от хребта Рейкьянес, а также наличие узла виргации Срединно-Атлантического хребта, от которого на северо-запад отходит ныне неактивная ветвь — Срединно-Лабрадорский хребт. Асимметрия океанического ложа связана с обширной подводной Фарерской возвышенностью с глубоководными плато Хаттон и Роколл с корой материкового типа (Laughton et al., 1970). На западе и востоке хребт отделен от материкового подножия Юго-Западной Гренландии и Фарерской подводной возвышенности полосою абиссальных равнин. На западе граница хребта находится на

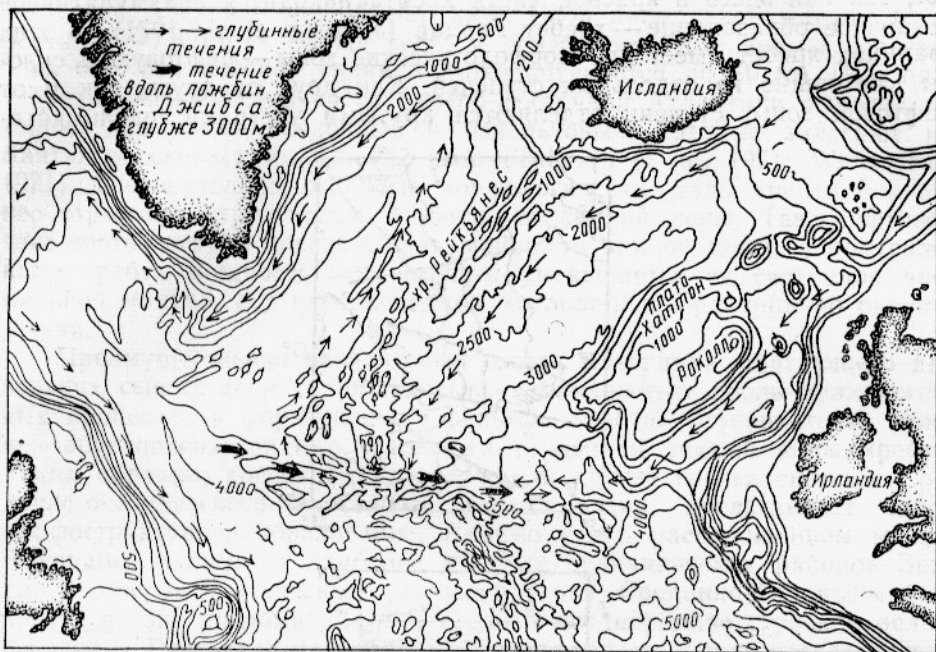


Рис. 1. Батиметрическая схема Северной Атлантики с глубинными течениями.

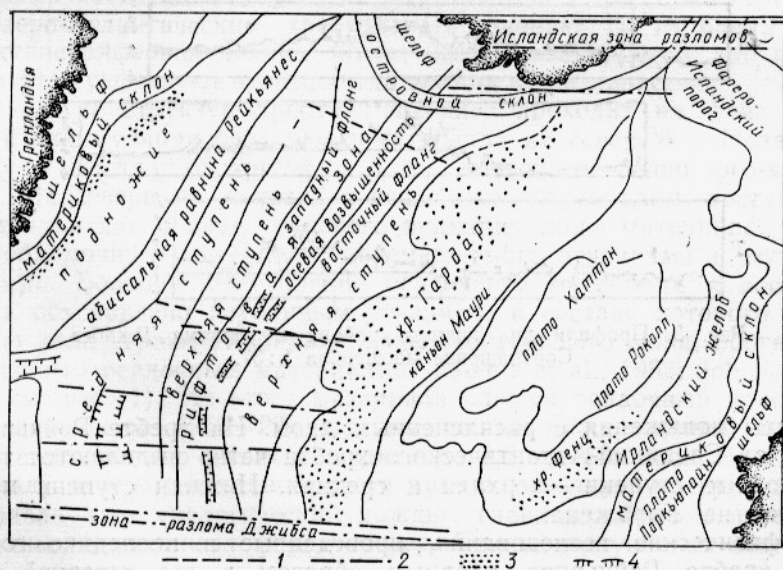


Рис. 2. Морфологическая схема хребта Рейкьянес:  
 1 — границы районов; 2 — разломы (по литературным данным); 3 — аккумулятивные образования (по Г. Л. Джонсону и др., 1971); 4 — рифтовая долина и долины на склоне.

глубинах 3100 м на севере и 3400 м на юге, на востоке соответственно 2000 и 3400 м. Однако на востоке четкой морфологической границы нет, так как здесь в краевой части хребта находится аккумулятивное осадочное образование — хребет Гардар (Johnson et al., 1971). В этих границах хребет имеет две морфологические зоны — рифтовую и склоны, состоящие из отдельных ступеней. Как друг от друга, так и от рифтовой зоны, ступени отделяются крутыми уступами, вдоль кото-

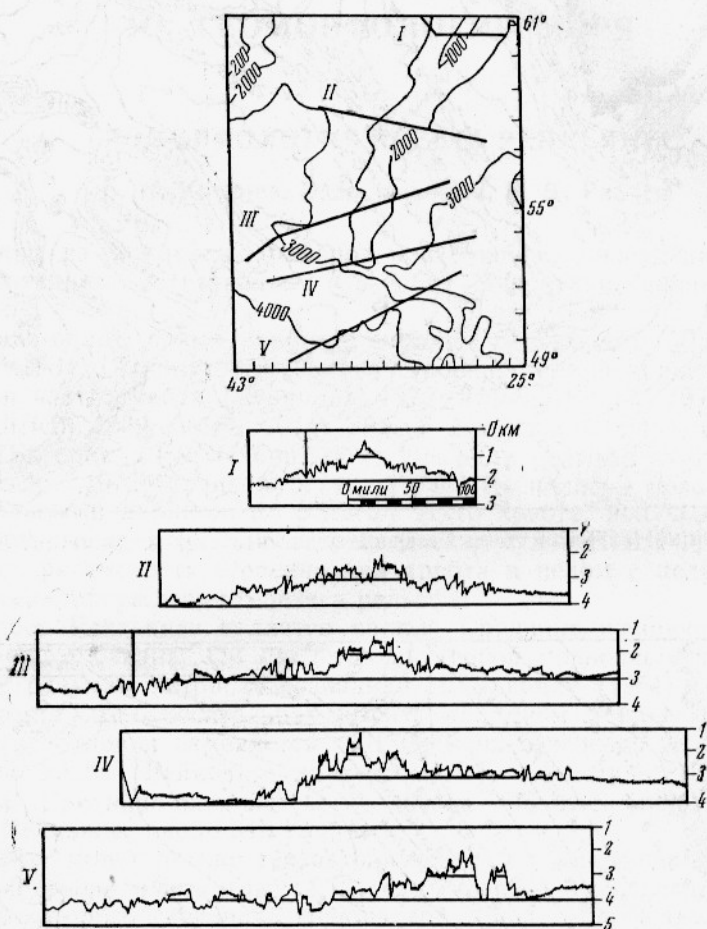


Рис. 3. Профили дна южного района и разлома Джибса. Соотношение масштабов 1:37.

рых части понижения с расчлененным дном. На хребте Рейкьянес в отличие от Срединно-Атлантического хребта четко выделяются только две основные ступени — верхняя и средняя. Нижняя ступень морфологически не выражена.

Геофизические исследования, проведенные в последние годы в районе хребта Рейкьянес, главным образом в его северной части (G. Ewing and M. Ewing, 1959; Talwani et al., 1971; Kayınan, 1971; Ulrich, 1969), позволили выявить структуру земной коры хребта и прилегающих котловин.

Так, в осевой части хребта ниже маломощного осадочного чехла был обнаружен сейсмический слой с низкоскоростным материалом (около 3 км/с) мощностью от 0,6 до 1,1 км. Этот материал сопоставляется с высоковязкими базальтовыми лавами типа пиллоу (высокона-

магнитный слой). На флангах рифтовой зоны скорости этого материала 4—5 км/с. Подстиается этот слой материалом со скоростями 5—6 км/с, а в ряде мест 6—6,7 км/с. Слой аномальной мантии (скорость 7,4—7,8 км/с) ближе всего к поверхности дна океана залегает близ оси, под которой граница Мохо опускается до 40 км (Кауран, 1971). В океанической части Северо-Восточной Атлантики выделяются только два слоя — осадочный и базальтовый, которые залегают на мантии со скоростями 8,1—8,2 км/с (Talwani et al. 1971; Whitmarsh, 1971). Следовательно, основные морфологические зоны хребта Рейкьянес отражают структурные особенности земной коры. Так, рифтовой зоне соответствует максимальная мощность земной коры, а под склонами хребта мощность земной коры уменьшается за счет слоя аномальной мантии, и в глубоководных котловинах кора типично океаническая.

Преимущественно базальтовый состав материала, слагающего два верхних сейсмических слоя, указывает на важную роль вулканогенных процессов в формировании рельефа хребта. Ступенчатость склонов обусловлена, видимо, блоковым строением земной коры хребта. Таким образом, хребет Рейкьянес, как и другие звенья системы Срединно-океанического хребта Мирового океана, представляет собой морфоструктурное образование. Видимо с его расположением между Исландией, одним из наиболее мощных вулканических районов Земли, и североатлантическим узлом виргации Срединно-Атлантического хребта в зоне разлома Джибса связано неоднородное строение рельефа хребта Рейкьянес на севере и юге. Предшествующие исследователи уже отмечали эту особенность. Так, И. Ульрих (Ulrich, 1960, 1962) показал, что северная часть хребта Рейкьянес до 58° с. ш. лишена рифтовой долины и ее сейсмичность минимальна. Южная же часть и по сейсмичности и по строению рифтовой зоны имеет много сходства с Северо-Атлантическим хребтом. По мнению П. Р. Фогта (1971), отсутствие рифтовой долины может быть связано с тем, что в развитии рифта существуют этапы, когда долина не развивается.

Развитие структур хребта Рейкьянес проходит на фоне неоднородной аккумуляции осадочного материала на севере — у Исландии, к западу и востоку от хребта и в его южной, особенно юго-западной части. На севере это связано с осадочным материалом, поступающим с Исландии как в виде золотого вулканического материала, так и в виде обломочного материала, перемещаемого течениями и мутьевыми потоками. Большое поступление осадочного материала к востоку от хребта обусловлено глубинным течением, в составе которого существенную роль играют глубинные воды Норвежского моря, обогащенные взвешенным осадочным материалом (Steele et al., 1962; Johnson et al., 1971; см. рис. 1). Из этого материала сложен осадочный хребет Гардар — небольшое (250—270 м) повышение дна, шириной около 30 миль, с мощностью рыхлых осадков до 1,5 км (Johnson et al., 1971). К западу и в юго-западной части хребта основную массу осадочного материала дает «пелагический дождь», главным образом известковые раковины планктонных фораминифер. Темпы поступления этого материала невелики.

Эта асимметрия в строении осадочного чехла в районе хребта Рейкьянес хорошо видна на схеме В. В. Орленка (1971). Неоднородность структурного строения хребта и развитие его отдельных районов в условиях неодинаковых темпов осадконакопления привели к тому, что рельеф рифтовой зоны и ступеней хребта характеризуется существенными особенностями в северной, центральной и южной частях региона.

В северном районе специфика строения хребта состоит в том, что здесь на рифтовую зону приходится более половины ширины хребта — около 100—120 миль, причем большая часть ее поверхности, за исключением осевой, находится под мощным (200—250 м) чехлом осадочных пород (рис. 4, профиль I). Глубины над рифтовой зоной меняются от 400—800 до 1000—1500 м. Осевая часть зоны занята горстооб-

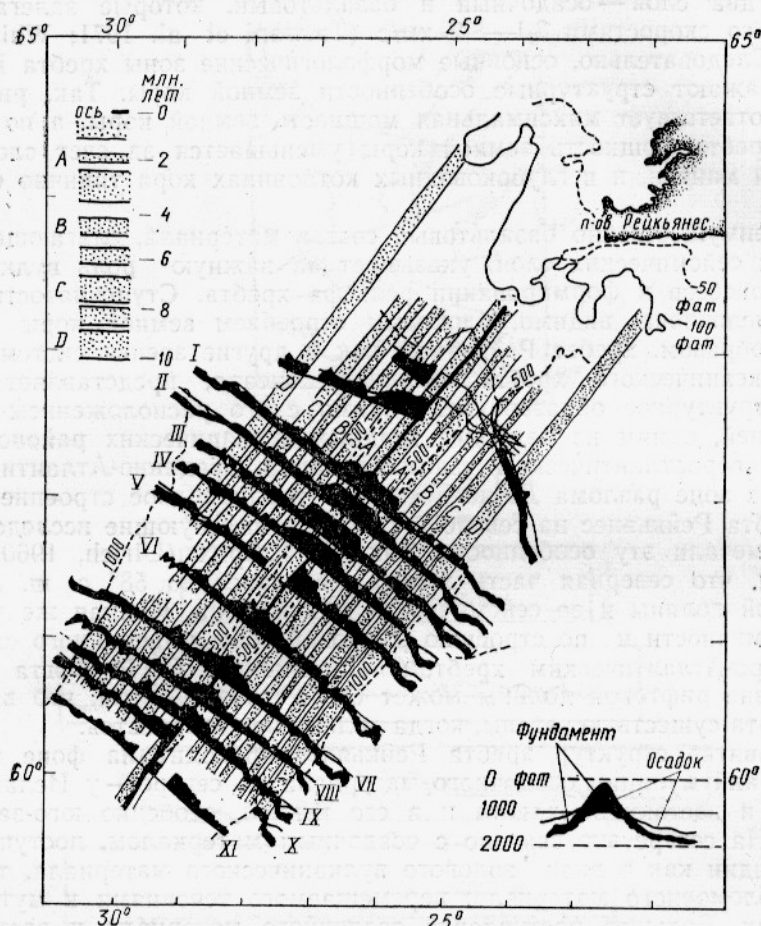


Рис. 4. Геофизическое строение северной части хребта Рейкьянес (Talwani et al., 1971):

A — D — профили дна и рельеф «фундамента» — коренных пород по данным сейсмопрофилирования; I—XI — магнитные изохроны. Глубины в фатом: для воды 1 фатом — 1,83 м; для осадков 1 фатом — 2,49 м (при скорости волн 2 км/с).

разной возвышенностью (рис. 5, профили I, II; рис. 4, профиль I), ширина основания которой около 30 миль. Гребни, характерные для ее вершинной поверхности, а также уступы, ограничивающие возвышенность, лишены осадков в силу высокой подвижности вод над ними, а также сравнительно молодого возраста этой возвышенности — 2,5 млн. лет (Talwani et al., 1971). Участки выровненного рельефа, с глубинами 700—800 м, ширина которых менее 5—8 миль, приурочены к крайним частям этой возвышенности (см. рис. 5, профиль II).

Поверхность флангов рифтовой зоны с глубинами 1000—1500 м, располагаясь вдоль островного склона Исландии, одновременно является подножием последнего. Поэтому глубины на флангах рифтовой

зоны в северном районе изменяются по мере удаления от Исландии, причем это изменение происходит на уступах 1200—1300 м на востоке и 1300—1600 м на западе. Рельеф флангов неоднороден. К западу от оси поверхность дна ровная и ее нарушают отдельные небольшие гря-

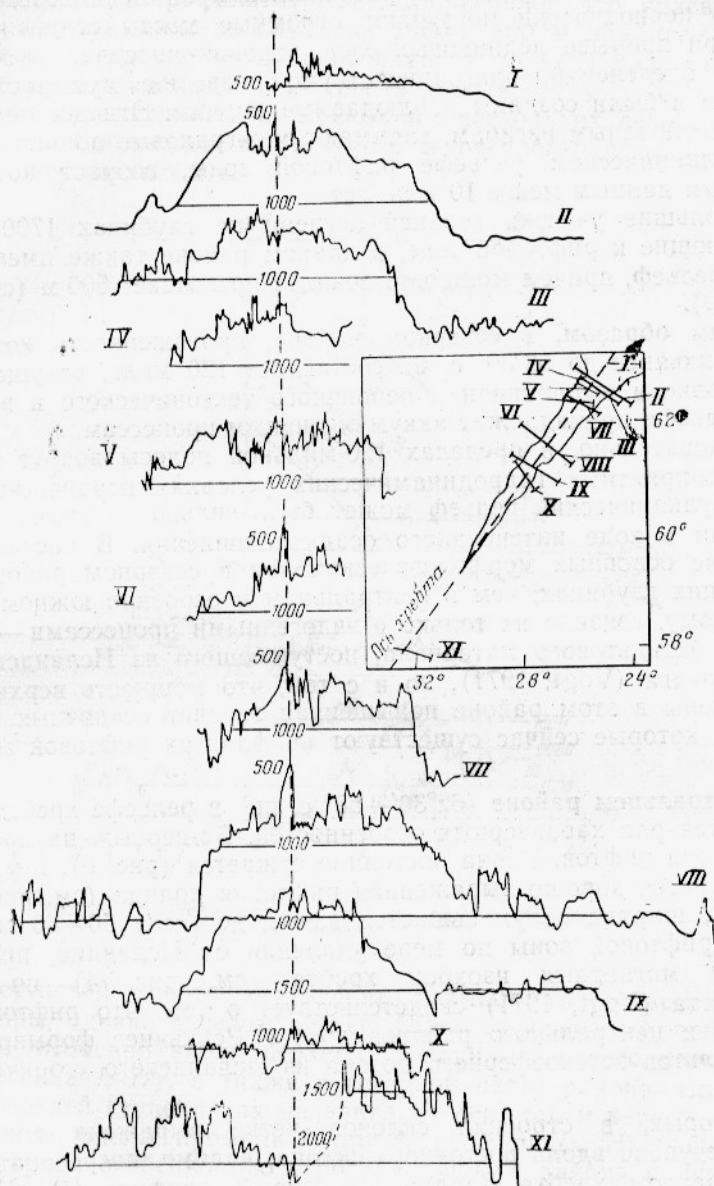


Рис. 5. Профили дна через осевую возвышенность рифтовой зоны северного и центрального районов хребта Рейкьянес. Соотношение масштабов 1 : 37.

ды и холмы близ осевой возвышенности. К востоку от последней поверхность рифтовой зоны расчленена глубокими (до 200—400 м) крутосклонными ( $5-6^\circ$ ) широкими (10—15 миль) долинами на отдельные плосковершинные, слегка всхолмленные возвышенности, вытянутые в субдолготном направлении, наиболее крупной из которых является возвышенность Элизабет с глубинами 500—1100 м.

Эта неоднородность строения обусловлена тем, что если к юго-западу от Исландии, где шельф широк и глубоководен, условия для развития на островном склоне и подножии мутьевых потоков неблагоприятны, то у Южной Исландии, где существует узкий мелководный шельф и где близко у берега расположен край ледникового щита, с которого периодически поступают огромные массы осадочного материала при прорыве ледниковых озер, условия и сейчас, и особенно в периоды оледенений, благоприятствуют развитию мутьевых потоков, которыми и были созданы наблюдаемые долины. Эти долины, судя по их коленообразным изгибам, занимают межгрядовые понижения в первично-вулканическом рельефе рифтовой зоны, возраст которого по магнитным данным менее 10 млн. лет.

Небольшие участки верхней ступени на глубинах 1700—2000 м, примыкающие к рифтовой зоне, в данном районе также имеют выровненный рельеф, причем мощность осадков превышает 500 м (см. рис. 4, профиль I).

Таким образом, в северном районе, протяженность которого от п-ова Рейкьянес до  $62^{\circ}30'$  с. ш. составляет 120 миль, ведущая роль в моделировке и выравнивании первичного тектонического и вулканического рельефа принадлежит аккумулятивным процессам.

Следовательно, в пределах 120-мильной полосы вокруг Исландии при благоприятных гидродинамических условиях первично-тектонический и вулканический рельеф может быть сильно видоизменен и снивелирован в ходе интенсивного осадконакопления. В частности, расположение основных морфологических зон в северном районе хребта на меньших глубинах, чем в центральном и особенно южном районах, по-видимому, связано не только с эндогенными процессами — большим объемом базальтового материала, поступающего из Исландского мантийного очага (Vogt, 1971), но и с тем, что мощность верхних слоев земной коры в этом районе повышенная за счет осадочных прослоев, типа тех, которые сейчас существуют на флангах рифтовой зоны и на склонах.

**В центральном районе** ( $62^{\circ}30'$ — $58^{\circ}$  с. ш.) в рельефе хребта Рейкьянес имеется ряд характерных особенностей. Во-первых, на протяжении всего района рифтовая зона постоянно сужается (рис. 6), и у  $58^{\circ}$  с. ш., где появляется хорошо выраженная рифтовая долина (см. рис. 5, профиль XI), ширина ее уменьшается вдвое, достигая 50—60 миль. Это сужение рифтовой зоны по мере удаления от Исландии, при параллельности магнитных изохрон хребта (см. рис. 4) по мнению П. Р. Фогта (Vogt, 1971) свидетельствует о том, что рифтовая зона северного и центрального районов хребта Рейкьянес формируется за счет базальтов астеносферного потока из Исландского «горячего» очага мантии.

Во-вторых, в строении склонов четко выражена асимметрия. Средняя ступень вдоль восточного склона, видимо, погребена под осадочным чехлом хребта Гардар (см. рис. 3, профиль II). Напротив, вдоль западного склона и верхняя и средняя ступени хорошо выражены на глубинах 2200—2600 м и 3000—3200 м и границы их, особенно с абиссальной равниной Рейкьянес, довольно четки и прямолинейны (см. рис. 1).

В-третьих, как рифтовая зона, так и ступени расположены на больших глубинных уровнях и расчлененность их значительно выше, чем в северном районе. Так, осевая возвышенность рифтовой зоны с глубинами 700—1100 м на всем протяжении (см. рис. 5 профили III—X) имеет холмисто-грядовый (300—600 м) рельеф и выровненные участки в ее пределах крайне редки и ограничены по площади (см.

рис. 5, профили III, IV, IX). Фланги рифтовой зоны с глубинами 1500—1800 м также имеют холмистый (300—400 м) рельеф, причем склоны холмов крутые (5—6°), а вершинные поверхности отдельных холмов с неровным рельефом (см. рис. 5, профили III, VIII, IX; рис. 3, профиль I; рис. 6, профили II, III). Характерно, что краевые части флангов рифтовой зоны на глубинах 1600—1800 м наиболее выровнены. Мощность осадочного чехла на флангах по мере удаления от Исландии и приближения к оси хребта снижается и у 60° с. ш. она близ осевой возвышенности не превышает нескольких десятков метров (см. рис. 4). Соответственно резкость и расчлененность рельефа на флангах к югу возрастают.

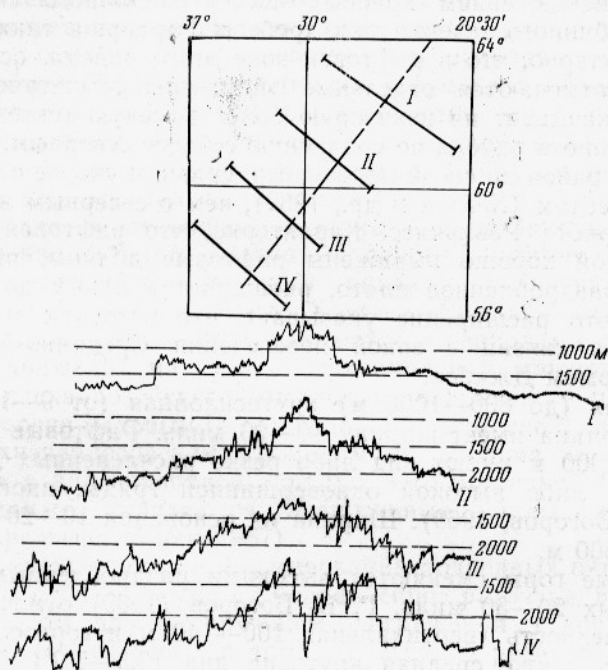


Рис. 6. Профили рельефа дна по данным И. Ульриха (1960).

Для ступеней хребта характерна холмистость, встречаются отдельные горы, однако в целом рельеф более выровненный, чем в рифтовой зоне, особенно вдоль верхней ступени восточного склона (см. рис. 6, профили I, II), а также в северной части района, где выровненность верхней ступени как на запад от оси, так и к востоку почти одинакова (см. рис. 3, профиль I; рис. 6, профиль I). Наконец, наиболее характерной особенностью строения данного района являются цепи подводных гор и холмов на склонах, ориентированные не параллельно оси хребта, а в субдолготном направлении (12°). По данным Г. Л. Джонсона и других (Johnson et al., 1971), эти цепи разделены субширотными разломами, причем последние не продолжают в рифтовой зоне.

Этот факт заслуживает самого пристального внимания, так как он показывает, что развитие современной рифтовой зоны в пределах центрального района происходит в тех участках земной коры, которые были сформированы при ином расположении более древней рифтовой зоны (субдолготном). Таким образом, рифтовая зона хребта Рейкьянес в центральном районе является наложенной структурой.



Эта наложенность показывает, что при использовании магнитных аномалий в качестве возрастных реперов следует учитывать, что магнитное поле, существовавшее до развития наложенной, более молодой структуры, могло быть либо уничтожено, либо сильно видоизменено, вследствие чего не всегда магнитные изохроны отражают действительный возраст той или иной части дна океана. По-видимому, иногда этот возраст для структур земной коры, особенно в рифтовой зоне, будет заниженным по данным магнитных съемок.

Таким образом, в пределах рассмотренного района роль аккумулятивного фактора в нивелировке первично-вулканического и тектонического рельефа резко снижается на всем пространстве хребта Рейкьянес, за исключением краевых частей восточного склона в зоне влияния глубинного течения над хребтом Гардар, а также в северной части. Характерно, что в рифтовой зоне этого района, особенно в южной части, отмечаются отдельные эпицентры землетрясений (Хизен, 1966), что указывает на некоторую более высокую тектоническую подвижность данного района по сравнению с более северным.

**Южный район** по своей морфологии сравним скорее с Северо-Атлантическим хребтом (Хейзен и др., 1962), чем с северным и центральным районами хребта Рейкьянес. Характерно, что рифтовая зона, в пределах которой хорошо выражены рифтовые долины, рифтовые горы и высокое раздробленное плато, расширяется к югу до 80—90 миль. Возможно, это расширение указывает, что источник материала этой части хребта связан с зоной пересечения Срединно-Атлантического хребта разломом Джибса.

Глубокая (до 800—1000 м) крутосклонная (от 9—10 до 20—30°) рифтовая долина имеет ширину 10—20 миль. Рифтовые горы с глубинами 800—2000 м имеют вид либо резко расчлененных двух-трехгребневых гряд, либо высокой одновершинной гряды, иногда с плоской вершиной (Богоров, 1969). Ширина их основания 10—20 миль при высоте 750—1500 м.

Рифтовые горы сменяются высокими раздробленными плато, ширина которых 20—30 миль. Г. В. Богоров (1969) отмечает, что средняя расчлененность (вертикальная 100—140 м и горизонтальная 0,5—0,6 миль), а также средняя крутизна дна (3,3—5,3°) одинаковы как к востоку, так и к западу от рифтовой долины.

По рельефу дна ступени склонов этого района асимметричны, особенно средняя с глубинами более 3100—3200 м. Вдоль восточного склона она выровнена благодаря осадочному чехлу хребта Гардар, вдоль западного расчленена (см. рис. 3, профиль II) на отдельные холмы высотой 300—400 м при ширине основания 10—20 миль в северной части района.

Южнее 56° с. ш. за счет резкого расширения этой ступени к западу от хребта до 200—220 миль ширина хребта Рейкьянес увеличивается до 450 миль, причем по расчлененности рельефа эта часть мало отличается от рифтовой зоны. Ясно, что столь высокую расчлененность нельзя объяснить только низкими темпами осадконакопления.

Обширность этой ступени, наличие в ее пределах широких и глубоких (до 1100—1200 м) расчлененных долин (см. рис. 1) указывает на то, что в геотектоническом плане данная часть южного района является какой-то обособленной структурой, возможно связанной с виргацией Срединно-Атлантического хребта на Рейкьянес и Срединно-Лабрадорский. В частности, наличие в пределах этой ступени субширотной долины, направленной в сторону Лабрадорского моря, отчасти подтверждает такое предположение.

Таким образом, по рельефу в пределах хребта Рейкьянес выделяется три района, в которых горизонтальная и вертикальная расчленен-

ность рельефа в рифтовой зоне увеличивается с севера на юг, в этом же направлении увеличивается сейсмичность хребта. Все это указывает на то, что активность тектонических движений нарастает с приближением к месту стыка Срединно-Атлантического хребта с разломом Джибса. Это, возможно, связано с тем, что южный район хребта Рейкьянес располагается в пределах блоков земной коры и мантии, которые по строению и развитию существенно отличаются от тех, что располагаются между северо-западной Европой и Гренландией. Блоковость земной коры хорошо проявляется в наличии субширотных разломов (см. рис. 1), а также в уступах, ограничивающих морфологические элементы хребта Рейкьянес. Образование продольных уступов связано скорее всего с погружением прилегающих глубоководных котловин. Об этом, в частности, свидетельствует история развития подводных окраин.

Подводные окраины, окаймляющие глубоководные котловины, смежные с хребтом Рейкьянес, находятся в пределах областей докайнозойской складчатости. Хотя они располагаются на подводном продолжении докембрийских образований Гренландского щита и гипотетической платформы Эриа (Тектоника Евразии, 1966), их морфологический облик, как уже отмечалось, различен (см. рис. 1).

История развития подводной окраины Северо-Западной Европы, по данным бурения на плато Хаттон — Роколл (Laughton et al., 1970), тесно связана с геоморфологическими циклами развития суши. Так, этапы погружения в районе плато Хаттон — Роколл — палеоценовый, олигоценый, миоценовый — сопоставляются с периодами активизации тектонических движений на суше — верхнемелового-эоценового, олигоценного и верхнекайнозойского, которые последовали за циклами выравнивания — юрско-меловым (с обширной трансгрессией), нижнекайнозойским и верхнекайнозойским. По-видимому, сходная история развития характерна и для подводной окраины Юго-Восточной Гренландии, где на суше также выделяются аналогичные циклы выравнивания и расчленения рельефа (Кинг, 1967).

Вероятная синхронность в формировании подводных окраин прилегающих районов суши, а также их направленное развитие, выразившееся в неравномерном, прогрессирующем погружении с конца мезозоя, свидетельствует, скорее всего, о том, что сходное развитие — неравномерное, прогрессирующее погружение — имеет место и в океанической части дна Северо-Восточной Атлантики, возможно связанное с развитием рифта хребта Рейкьянес.

Наличие в пределах подводной окраины Северо-Западной Европы ряда рифтовых образований типа грабена Осло, Рейнского, Ирландского желоба и, наконец, океанической части Северо-Восточной Атлантики, по-видимому, указывает, что процессу рифтогенеза с пермского периода подвергались отдельные участки западной части Европейской платформы и Эриа, а возможно и район между Гренландией и Северо-Западной Европой.

## Выводы

1. По особенностям рельефа дна и геофизическому строению хребет Рейкьянес может быть разделен на три района: северный, центральный и южный. Это связано с неодинаковым тектоническим строением и развитием, а также разницей в темпах осадконакопления.

2. Склоны хребта во всех районах асимметричны. Благодаря более высоким темпам осадконакопления вдоль восточного склона его рельеф более пологий, чем к западу от оси хребта. Однако в пределах южного района эта асимметрия вероятно обусловлена и неоднородным тектони-

ческим строением блоков земной коры к западу и к востоку от оси хребта.

Предполагается, что морфология склонов хребта, в частности формирование продольных уступов, тесно связана с углублением прилегающих впадин, которое было прерывистым.

#### СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- Богоров Г. В. Морфометрия северной части Срединного Атлантического хребта. — «Океанология», 1969, вып. 6, с. 1038—1048.
- Богоров Г. В., Воловов В. И., Ильин А. В. Микрорельеф дна Атлантического океана. — «Океанологические исследования», 1971, № 21, с. 247—270.
- Дитц Р. С. Эволюция океанов как следствие разрастания площади их дна. — В кн.: Дрейф континентов. М., 1956, с. 209—216.
- Ильин А. В. Основные черты геоморфологии дна Атлантического океана. — «Океанологические исследования», 1971, № 21, с. 107—246.
- Кинг Л. Морфология земли. М., «Прогресс», 1967, 559 с.
- Котенев Б. Н. О происхождении исландского подводного плато. — «Природа и хозяйство севера», 1971, вып. 2, ч. 2, с. 98—103.
- Литвин В. М. Новые данные по строению шельфа и островного склона в районе Юго-Западной Исландии. — В кн.: Материалы сессии Ученого совета ПИНРО (итоги 1964 г.). Мурманск, 1966, с. 97—107.
- Орленок В. В. Строение и мощность осадков Атлантического океана по сейсмическим данным. — «Океанологические исследования», 1971, № 21, с. 95—296.
- Профили рельефа дна Атлантического океана. 1-й, 2-й, 4-й рейсы НИС «Михаил Ломоносов» М., Из-во АН СССР, 1961.
- Профили рельефа дна Атлантического океана. 2-й рейс НИС «Петр Лебедев» М., Изд-во АН СССР, 1965.
- Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966, 487 с.
- Ульрих И. Богатство форм морского дна. — В кн.: Рельеф и геология дна океанов. М., 1964, с. 240—253.
- Фогт П. Р., Шнейдер Э. Д., Джонсон Г. Л. Кора и верхняя мантия под океанами. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972, с. 481—550.
- Хейзен Б., Тарп М., Юинг М. Дно Атлантического океана. М., ИЛ, 1962, 145 с.
- Хизен Б. К. Ложе океанов. — В кн.: Дрейф континентов. М., 1966, с. 114—158.
- Хейрцлер Дж. Геоманнитные исследования в Атлантическом океане. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972, с. 359—365.
- Ewing J. and Ewing M. Seismic refraction measurements in the Atlantic Ocean basins, in the Mediterranean Sea, on the Mid-Atlantic ridge, and in the Norwegian Sea, Bull. Geol. Soc. Am., v. 70, N 3, 1959.
- Johnson G. L. North Atlantic fracture zones near 53°, Earth Planet. Sci. Letters, v. 2, N 2, 1969.
- Johnson G. L., Vogt P. R., Schneider E. D. Morphology of the Northeastern Atlantic and Labrador Sea. Deutsch. Hydrol. Zeitschrift, 24, Heft, 2, 1971.
- Kayinan A. Der Krustenaufbau und die Tiefenstruktur des Reykjanes-Rückens, südwestlich von Island nach reflexiossei Messungen. Ergänzungsheft zur Deutsch Hydrol. Zeitschrift Ruhe (8°), N 211, Hamburg, 1971.
- Laughton A. S. et al. Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, Leg 12, 1970.
- Le Pichon X., Eittreim S., Ewing J. I. A sedimentary channel along Gibbs fracture zone. Journ. Geophys. Res., v. 76, N 12, 1971.
- Steele J. H., Barrett J. R. and Worthington Z. V. Deep currents south of Iceland. Deep Sea Res., v. 9, N 6, 1962.
- Talwani M., Windisch C. C. and Langseth Jr. M. G. Reykjanes Ridge Crest: A Detailed Geophysical Study. Journal of Geophysical Res., v. 76, N 2, 1971.
- Ulrich J. Zur Topographie des Reykjaness — Rückens, Kieler Meeresforschungen, Bd. XVI, N 2, 1960.
- Ulrich J. Echolotprofile der Forschungsfahrten von F. F. S. "Anton Dorn" und V. F. S. "Gauss" in Internationalen Geophysikalischen Jahr 1957—1958. Deutsch. Hydrographische Zeitschrift, Ergänzungsheft Reihe, N 6, 1962.
- Ulrich F. Investigations of rifts by shipboard magnetic and gravity surveys: Gulf of Agaba, Red Sea and Reykjanes ridge. Dt. Hydrogr. Z., Bd. 22, N 5, 1969.
- Vogt P. R. Asthenosphere motion recorded by the ocean floor south of Iceland, Earth and Planet. Sci. Letter, 13, N 1, 1971.
- Whitmarsh R. B. Seismic anisotropy of uppermost mantle absent beneath the east flank of the Reykjanes Ridge. Bull. Seismol. Soc. Amer., v. 61, N 5, 1971.

## Geomorphology of the Reykjanes Ridge

B. N. Kotenev, V. V. Nazimov, V. D. Rvachev

### SUMMARY

A total of three morphologic areas are noted within the Reykjanes Ridge: the northern (to  $62^{\circ}30' N$ ), the central ( $62^{\circ}30' - 58^{\circ} N$ ) and the southern area ( $58^{\circ} - 53^{\circ} N$ ). The peculiarities of the relief in the rift zone and steps of the ridge as well as the data obtained in the geophysical investigations indicate that the development of heterogeneous volcanic and tectonic structures occurs on the background of different rates of sedimentation. So the morphologic isolation of the northern area is due to high rates of discharge of sedimentary material from Iceland. Asymmetry of the slopes of the Reykjanes Ridge is caused by accumulation of sediments transported with deep-sea currents moving along the east slope. Prospects for the development of fisheries over the Reykjanes Ridge are discussed.