

УДК 550.34 (491.1)

С. М. ЗВЕРЬЕВ, С. А. ВДЛЫГРЕВ, В. Ю. БУРМАН,  
В. И. МИРОНОВА

### МИКРОЗЕМЛЕТРСЕЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ИСЛАНДИИ

Приводятся результаты работ по изучению сейсмичности Северной Исландии, выполненных экспедицией АН СССР летом 1972 и 1973 гг. Объем зарегистрированной реписрации землетрясений 2,5 месяца. Всего было зарегистрировано около 900 землетрясений с магнитудой  $m_{\text{лн}}$  от -1,5 до 2,0, для 208 землетрясений определены координаты и изучены механизмы очагов. Показано, что эпицентры распределяются на три группы. Первая образует компактное скопление очагов на побережье залива Ахар-фьорд ( $N=3-13$  км), вторая вытянута вдоль Хусавикского залива ( $N=2-8$  км), третья составляет рассеянные очаги в море ( $N < 20$  км). На большей части рифтовой зоны землетрясения не зарегистрированы. Сейсмические не активны верхние 2 км разреза, содержащие многочисленные структуры растяжения. Механизмы очагов показывают устойчивый характер действующих напряжений, с преобладанием сдвиговых реформаций в плоскости, близкой к вертикальной.

В целом распределение очагов и энергетических характеристик землетрясений достаточно устойчиво. Оно связано с общими чертами геоморфологии и тектоники района и не согласуется с существующими представлениями о Северной Исландии, развиваемыми с позиции тектоники плит.

Исландия и Северная Атлантика за последние годы стали огромным геодинамическим полигоном, на котором решаются коренные вопросы современной геологической науки. Первоначальное предположение, что Исландия представляет собой просто приподнятую часть Срединно-Атлантического хребта, не подтвердилось, и в настоящее время общепринятым является представление об аномальном строении острова и прилегающих районов. Наряду с разработкой вопросов приложении к Исландии теории тектоники плит во все усложняющихся вариантах и деталях (это было основным предметом междисциплинарного геодинамического совещания в Исландии летом прошлого года [1]) все более очевидным для ученых разных стран становится необходимость рассмотреть и других типовых. Большой вклад в этом отношении сделала экспедиция АН СССР, работавшая в Исландии и на окружающих акваториях в 1971—1973 гг. [2].

Настоящая статья рассматривает основные результаты сейсмологических исследований, проведенных этой экспедицией. Выбор Северной Исландии в качестве основного объекта определялся ее малой изученностью. Ранее сейсмологические исследования проводились исландскими и американскими учеными в южной и юго-западной части острова. Их результаты, частично опубликованные [3], следует рассматривать совместно с нашими для получения определенных представлений о деталях сейсмичности Исландии. Однако в отличие от наших коллег мы старались получить более широкие и разносторонние результаты, не прикрываясь апробированными предположениями о тектонике Исландии.

#### ОБЗОР СЕЙСМИЧНОСТИ ИСЛАНДИИ

Сводки данных по сейсмичности Исландии опубликованы в работах [4—8]. Географическое распределение очагов землетрясений и отклонение их от генерального простирания Срединно-Атлантического хребта явилось важнейшим основанием для предположения наличия на юге

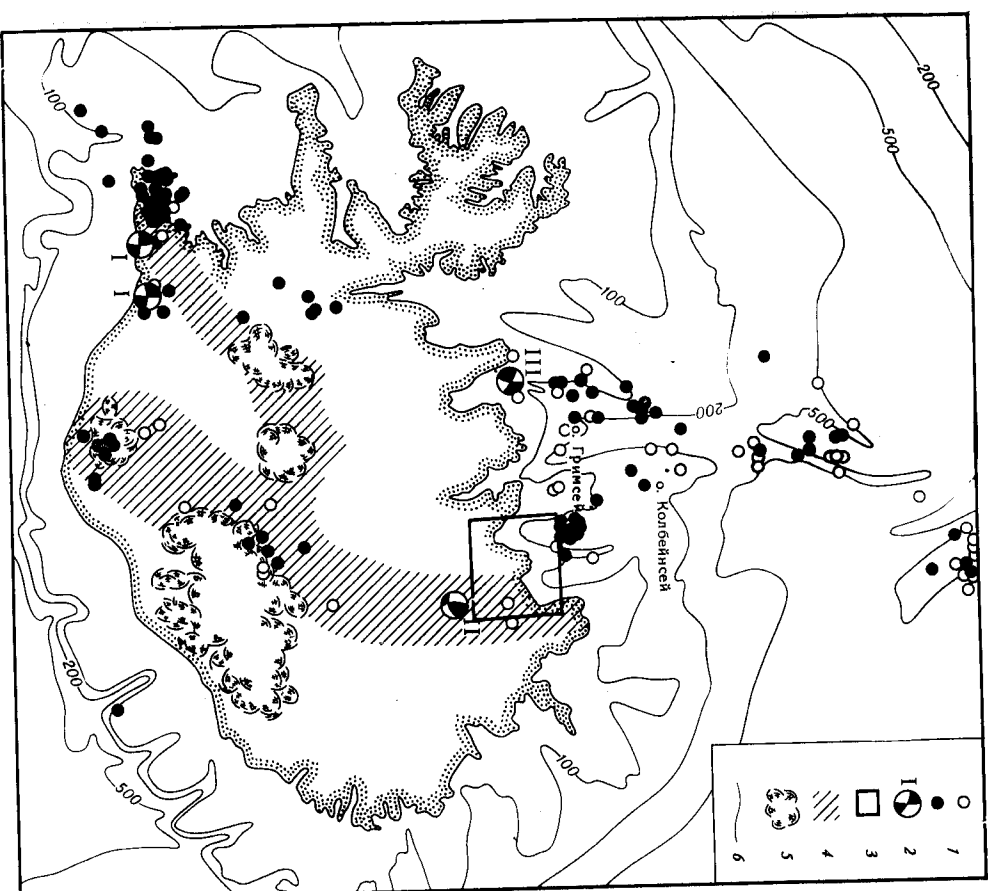


Рис. 1. Карта сейсмичности Исландии

1 — эпицентры зарегистрированных землетрясений мировой сетью станций в 1954—1963 гг. (неактивные кружки) [10] и в 1964—1974 гг. (запиркованные кружки), данные ISC и NEIS, 2 — фоновый механизм землетрясений: I — по [6], II — по [4], III — по [9], 3 — район работ советской экспедиции 1972—1973 гг., 4 — неовулканическая зона, 5 — ледники, 6 — изобаты

Исландии и вдоль северного побережья двух поперечных (трансформных) разломов [6, 9].

На рис. 1 приведена карта эпицентров землетрясений с  $m_{\text{лн}} \geq 4$ , определенных по данным мировой сети станций. Незакрашенными кружками показано положение очагов землетрясений 1954—1963 гг. [10], заштрихованными кружками — данные ISC и NEIS за 1964—1974 гг. На раскопанных картах эпицентров можно видеть, что поперечные разломы на юго-западе острова и вдоль северного побережья (предполагаемые трансформные разломы [9]) выражены не отчетливо. Скорее можно говорить о существовании на острове двух сейсмоактивных зон, примерно соответствующих двум ветвям современного рифтообразования. Данные более чем за 20 лет свидетельствуют, что сейсмоактивные зоны с юга острова до северного побережья прослеживаются с перерывами. Активность увеличивается в районе о. Колбейсей и продолжается далее на север вдоль одноименного подводного хребта.

Штреховкой на карте показано положение зоны современного вулканизма и рифтообразования, хорошо определенное по геологическим данным [7]. Специальное изучение микроземлетрясений позволило исследовать и американским ученым установить, что в отдельных местах рифтовой зоны существуют локальные очаги микроземлетрясений. Имми было установлено 13 таких зон [4]. Эти данные можно сравнить с результатами наблюдений донными сейсмическими станциями непосредственно в рифтовых долинах подводных срединно-океанических хребтов. Такие наблюдения были проведены в 1971 г. у берегов Исландии на подводных хребтах Рейкьянес и Колбейнсей участками исландской экспедиции на н.и.с. «Академик Курчатов», на хр. Карлсберг в Индийском океане [11] и в двух районах Срединно-Атлантического хребта [12, 13]. В результате этих исследований было установлено, что микроземлетрясения на подводных срединных хребтах распределены несомненно, а не локально, как в Исландии. Это говорит о более слабом проявлении сейсмической активности на острове по сравнению с подводными хребтами и подчеркивает своеобразие Исландии сравнительно с подводными рифтами.

На рис. 1 приведены существующие до последнего времени результаты определения механизма для некоторых исландских землетрясений. Данные показывают, что на севере Исландии основные «сжимающие» напряжения действуют в плоскости, близкой к горизонтальной. Для землетрясений в заливе Скапа-фьорд ( $M=6,2$ ), происшедшего в западной ветви сейсмоактивной зоны (III), одна из nodальных линий совпадает с направлением этой ветви. Для двух микроземлетрясений Крйабла (II) простирается одной из nodальных линий также совпадает с направлением той ветви (в данном случае — восточной), на продолжении которой находится изучаемые землетрясения. Во всех трех случаях представляется о преобладающих горизонтальных субпрототных напряжениях растяжения, существующие по глобальному обобщению результатов [14], не оправдываются.

#### РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ, ЗАДАЧИ И СИСТЕМА НАБЛЮДЕНИЙ

**Район исследований.** В 1971 г. экспедицией были проведены реконструктивные обследования сейсмичности Северной Исландии, в результате чего был выделен район с высокой сейсмической активностью около п-ова Тьеднес, где и была развернута сеть станций для экспедиционных наблюдений (рис. 2).

**Цель наблюдений** — установление характера проявления сейсмической активности в пространстве и времени, т. е. определение координат очагов землетрясений, их энергетических характеристик, механизмов очагов и в конечном итоге определение взаимосвязи современной сейсмичности с тектоническим строением и построение модели распределения упругих напряжений в изучаемом районе.

Главным объектом сейсмологических исследований был п-ов Тьеднес и его окрестности. Как уже говорилось выше, этот район расположен на восточной ветви сейсмоактивной зоны (см. рис. 1), связанной со Срединно-Атлантическим хребтом.

По геологическим данным п-ов Тьеднес представляет собой блок третичных и четвертичных базальтов, примыкающий к западному краю рифтовой зоны Исландии и ограниченный с юга крупным Хусавикским разломом [15], простираение которого приблизительно соответствует направлению АВ на рис. 2. На п-ве Тьеднес, у его западного побережья, обнаружена морская фауна верхнеплиоценового возраста, свидетельствующая о недавнем подъеме полуострова. Структура полуострова, а также примыкающих с запада и востока заливов Скьялуфвалли и Аксарфьорд прослеживаются в северном направлении под дном моря и затем обрезаются континентальным склоном.

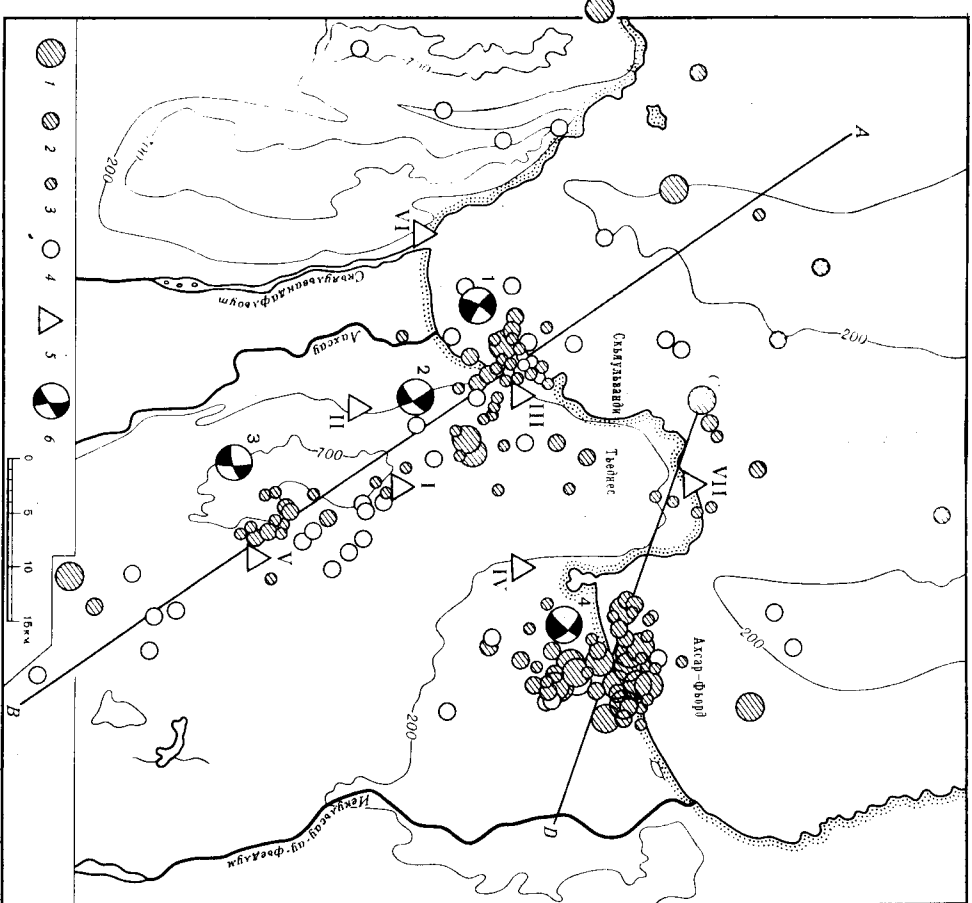


Рис. 2. Карта эпицентров землетрясений, зарегистрированных экспедиционными станциями в 1972—1973 гг.

1 — эпицентры землетрясений 1971 г. с  $msh \geq 0,5$ ; 2 — то же с  $-0,5 \leq msh < 0,5$ ; 3 — то же с  $msh \leq -0,5$ ; 4 — эпицентры землетрясений 1972 г.; 5 — экспедиционные станции 1973 г.; 6 — преобладающие механизмы очагов для разных групп землетрясений

При реконструктивных наблюдениях 1971 г. основная часть эпицентров определена в районе Хусавикского разлома, поэтому в 1972 г. сеть станций была расположена так, чтобы наилучшим образом определять координаты этих землетрясений. В 1973 г. район исследований был расширен, и сеть станций размещена в виде треугольника со сторонами 30—40 км. Кроме наших станций при определении эпицентров в 1972 г. использовались данные американской экспедиции Геологической обсерватории Ламонт-Дюверти, предоставленные доктором Ф. Клейном.

**Аппаратура.** Сейсмические наблюдения выполнялись посредством автономных сейсмических станций, разработанных в Институте физики Земли АН СССР [16]. Трехкомпонентные станции были оснащены идентичной аппаратурой. В качестве датчика использовался сейсмограф НСП-3 с  $T_0=0,7$  сек. Сигналы записывались на магнитную пленку в автономном режиме длительностью до 5—7 суток. При скорости дефокусирования механизма  $0,47$  мм/сек полоса пропускания регистрирующего кана-

ла составляла 5–13 *гц*. В этой полосе нижний предел чувствительности ограничивался фоном микросейсм, который в среднем составлял ~1 *мкк*, верхний предел некаждого канала и составил ~80 *мкк* для  $f=10$  *гц*. На магнитную ленту кроме трех сейсмических каналов записывались кодированные сигналы кварцевых часов, которые позволили при воспроизведении установить абсолютное время вступления волны от землетрясений с точностью до сотых долей секунды. Контроль чувствительности осуществлялся по калибровочным сигналам МП1А, подаваемого на вход усилительной записи, а контроль времени — по сигналам английской радиостанции «Рейби». Контроль производился при запуске и остановке автономных станций. Воспроизведение с магнитной ленты сигналы записывались на светочувствительной бумаге. При этом путем подбора частотной фильтрации, уровня усиления и скорости магнитной ленты выбирались наилучшие условия для обработки землетрясений.

**Общая характеристика материалов наблюдений.** Условия установки и фон микросейсм позволяли регистрировать большое количество толчков. Наилучшие условия регистрации были на станциях I и II, которые записывали до 80 землетрясений в сутки. Всего за 1,5 месяца наблюдений этими станциями записано более 300 землетрясений. Наименее благоприятные условия были на станции VI, которая записала только 20 событий. Для основной массы землетрясений время запаздывания поперечной волны  $S$  относительно продольной  $P$  ( $t_{s-p}$ ) составляло 0,7–5,0 *сек*. Поскольку для большинства станций распределение числа землетрясений от  $t_{s-p}$  примерно одинаково, можно считать, что сеть станций была расположена достаточно удачно. Всего за 1,5 месяца наблюдений 1973 г. было зарегистрировано около 900 землетрясений.

Для большинства землетрясений удалось определить времена вступления, максимальные амплитуды и преобладающие периоды колебаний для продольных и поперечных волн, а также знаки первых вступлений волн  $P$ . Однако координаты очагов были определены только в 208 случаях, так как большая часть землетрясений, принадлежавшая к очень слабым событиям, была зарегистрирована менее чем тремя станциями.

**Способы обработки материалов наблюдений.** Координаты очагов землетрясений, записанных тремя и более станциями, определялись на ЭВМ по временам  $t_{s-p}$ . При этом использовался скоростной разрез, полученный для прилегающих районов по данным взрывной сейсмологии исландскими геофизиками [17]. Этот разрез был

$H$ , км	$V_p$ , км/сек	$V_{s-p}$ , км/сек
0–10	2,5	3,5
1,0–3,5	4,6	6,4
3,5	6,4	8,9

пересчитан в значения фактивной скорости  $V_{s-p} = V_p / (V_p / V_s) - 1$  (таблица). Отношение  $V_p / V_s$  определено по совокупности записей многих землетрясений с высокой степенью точности:  $V_p / V_s = 1,72 \pm 0,02$ . Среднеквадратичная погрешность определения ратичан погрешность определения

гипоцентра внутри периметра сети станций составляет до 1–3 *км*. Удаленных землетрясений увеличиваются до 1–3 *км*. Магнитуда землетрясений определялась по общему волнам  $SH$  по формуле  $m_{SH} = \lg(A/T)_{\max} + \sigma(R)$ . Калибровочная функция  $\sigma(R)$ , взятая нами для расчетов, была построена Л. Христосковым [18] по европейским землетрясениям для малых эпицентральных расстояний. Зависимость  $\sigma(R)$ , которая в работе [18] дана в табличном виде, аппроксимировалась логарифмической кривой

$$\sigma(R) = 1,981 \lg R - 1,05,$$

причем зависимость от  $\Delta$  была заменена зависимостью от  $R$  — длины пути пробега сейсмических волн в километрах. Стандартное отклонение экспе-

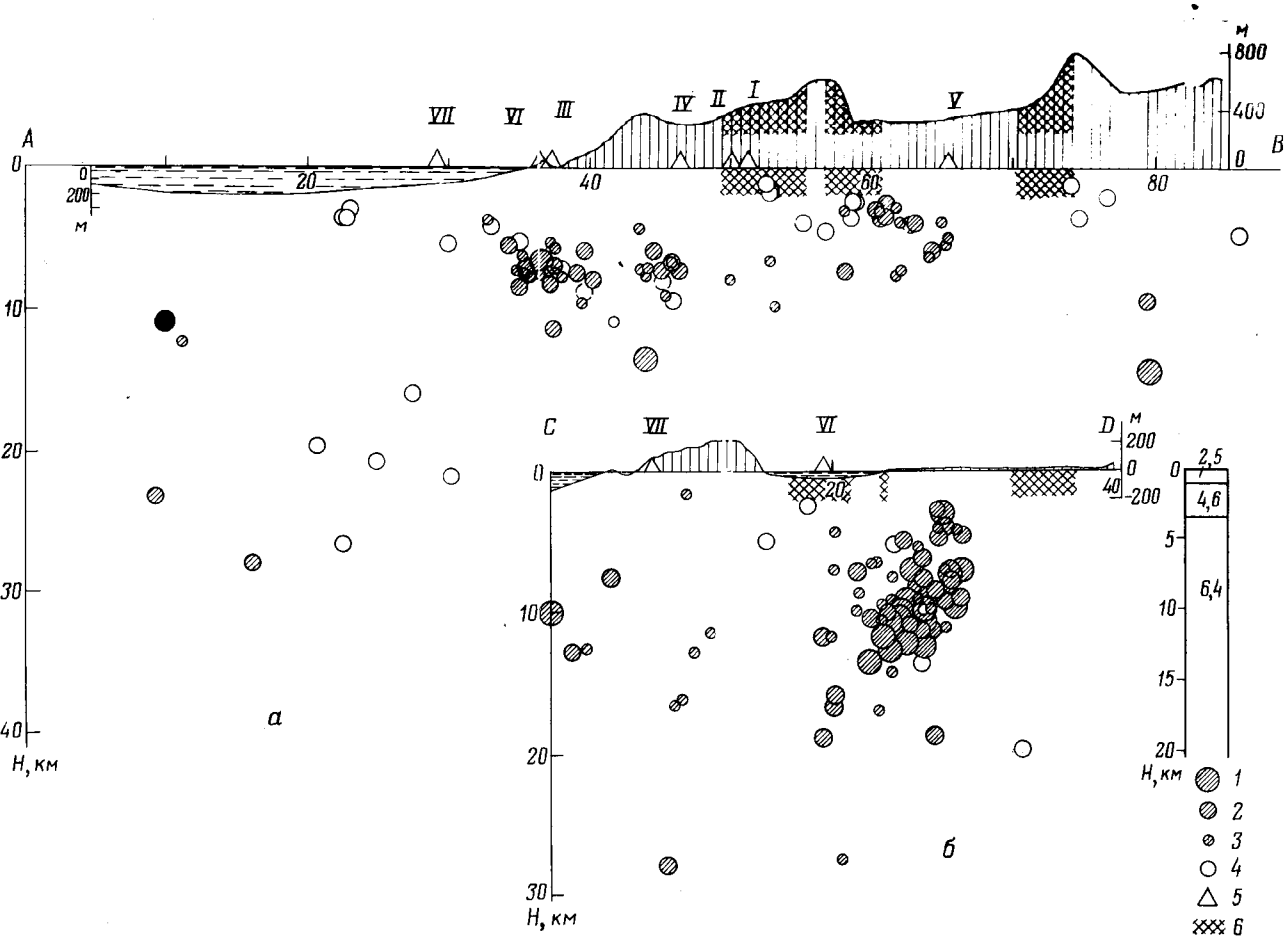


Рис. 3. Сейсмические разрезы и колонка скоростей, принятая для определения координат очагов землетрясений  
а — разрез по линии АВ (рис. 2); б — по линии CD; 1–5 — см. рис. 2, 6 — зоны трещин

риментальных точек от аширокимплекции кривой не превышает 0,1. Точность определения магнитуд землетрясений составляет примерно 0,3. Одновременно с магнитудами определялись энергетический класс землетрясений по номограммам С. А. Федотова [19].

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

**Карта эпицентров и разрывы.** Положением очагов землетрясений показано на карте (рис. 2) и двух разрезах (рис. 3, а, б). Из рис. 2 видны две основные группы эпицентров. Одна из них приурочена к Хусавикскому разлому и его продолжению в рифтоную зону. Здесь отмечено наиболее стабильное проявление сейсмичности на протяжении обоих сезонов наблюдений 1972—1973 гг. В пределах полосы наиболее густое случение эпицентров отмечается в районе станции III. Вторая группа эпицентров расположена на берегу залива Ахсар-фьорд. Эта группа расположена на продолжении северной ветви рифтовой зоны. Активность здесь сильно меняется во времени: летом 1972 г. отмечены только единичные очаги, а в период наблюдений 1973 г. получена плотная группа эпицентров. Отдельные эпицентры отмечены на п-ве Тведнес, на суше западнее залива Скъядувьанди и в море.

Глубины очагов землетрясений, расположенных вдоль Хусавикского разлома, лежат в пределах от 2—3 до 10—12 км (рис. 3, а). Землетрясения образуют как бы фокальную зону, падающую в сторону моря. Подводные землетрясения в заливе Скъядувьанди имеют заметно большие глубины — 15—30 км и более. Их глубина явно возрастает в северо-западном направлении. В районе залива Ахсар-фьорд (рис. 3, б) землетрясения происходят преимущественно на глубине от 3—5 до 15—20 км, т. е. глубже, чем в зоне Хусавикских разломов. На рис. 3, а и б видно, что верхние 2 км разреза во всем районе практически асейсмичны. Очаги землетрясений приурочены, как правило, к сейсмическому слою со скоростью продольных волн  $6,4 \text{ км/сек}$ .

**Механизм очагов землетрясений.** По знакам вступления  $P$ -волн был определен механизм, действующий в очагах различных групп землетрясений. По устойчивости знаков первых вступлений все эпицентральная зона была разбита на четыре области. Три из них расположены вдоль профиля  $AB$  (рис. 2), четвертая на профиле  $CD$ . Для каждой такой области определены единый механизм групп очагов. Распределение знаков вступления  $P$ -волн представлено на рис. 4. Наиболее уверенно ноодальные линии проведены для первых трех областей, расположенных в полосе Хусавикского разлома. Для четвертой области, соответствующей группе очагов у залива Ахсар-фьорд, одностороннее расположение станций не позволяет уверенно провести одну из ноодальных линий.

Хорошее согласование данных для первых трех групп землетрясений говорит об устойчивом характере механизма очагов, расположенных в зоне Хусавикского разлома. В этом регионе направления сжатия действуют в плоскости, близкой к горизонтальной, и ориентированы преимущественно в субширотном направлении. Схематические данные о механизме, перенесенные на рис. 2, показывают, что вдоль Хусавикского разлома происходит постепенное изменение ориентации осей сжимающих напряжений от восток-северо-восточной на севере почти до юго-восточной на юге.

Для зоны Хусавикского разлома такая ориентация напряжений может вызывать горизонтальные смещения вдоль разлома (плоскость II на рис. 4) типа левостороннего сдвига. При землетрясениях в заливе Ахсар-фьорд смещение в плоскости северо-западного простирания (плоскость III) также имеет характер левостороннего сдвига, однако в отличие от землетрясений Хусавикского разлома компонента по падению здесь, более значительна.

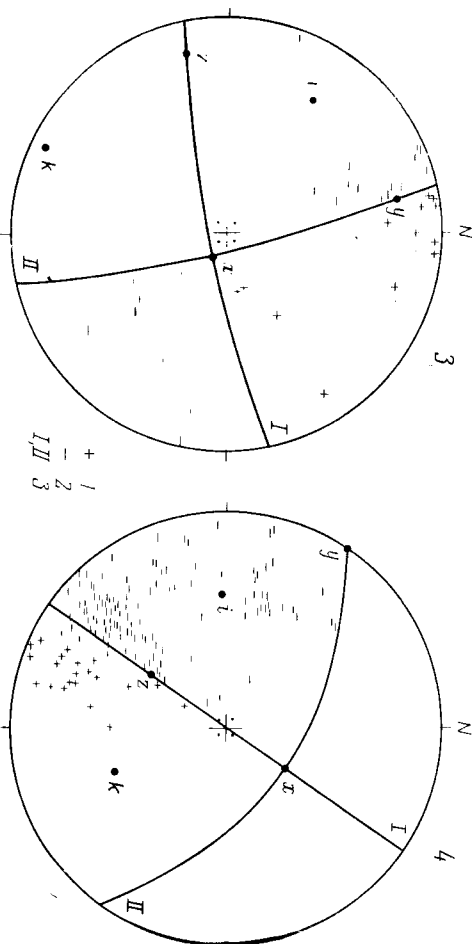
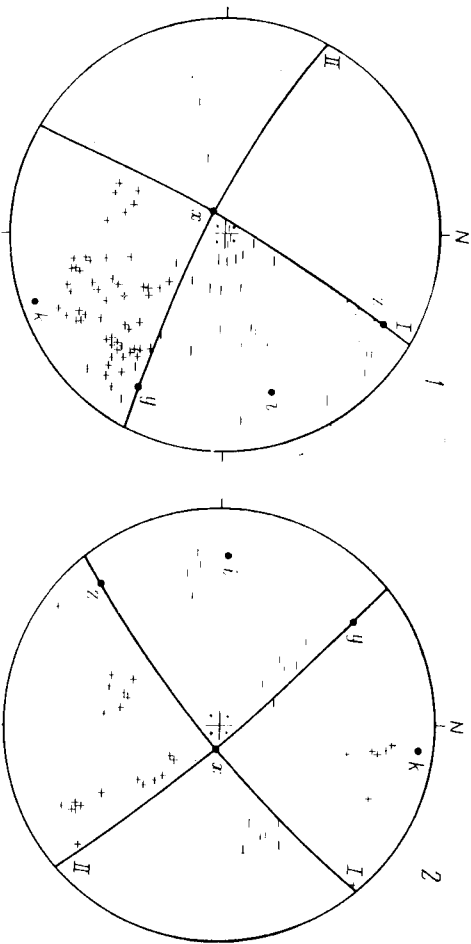


Рис. 4. Распределение знаков первых вступлений волн  $P$  на сетке Вулфа (верхняя полушара) для пяти эпицентральных зон (см. рис. 2)  
1 — волны сжатия, 2 — волны разрывания, 3 — ноодальные линии волн  $P$

**Сейсмичность района.** Когезивные характеристики сейсмичности определялись по графикам повторяемости землетрясений различных магнитуд  $\lg N = a - b m_{sn}$ , где  $N$  — число землетрясений магнитуды  $m_{sn}$  и более. Графики повторяемости были построены по материалам экспедиции 1973 г. для двух наиболее активных участков исследуемого региона: Хусавикского разлома и залива Ахсар-фьорд (рис. 5). Зависимость  $\lg N$  от  $m_{sn}$  для Хусавикского разлома имеет вид  $-\lg N = 1,71 - 0,74 m_{sn}$  и для залива Ахсар-фьорд —  $\lg N = 2,14 - 0,70 m_{sn}$ .

Как видно из этих соотношений для обеих районов получены близкие значения величин наклона графиков повторяемости  $b \approx 0,72$ . В то же время значения величин  $a$  для Хусавикского разлома меньше, чем для залива Ахсар-фьорд, что говорит о меньшем уровне активности в районе Хусавикского разлома в период наблюдений.

Рассмотрение хода активности в изучаемом районе во времени указывает на то, что число зарегистрированных землетрясений с  $m_{sn} \geq 0,5$  в отдельные дни меняется от 0 до 10 и более. Еще более эта изменчивость заметна для слабых ( $m_{sn} \geq -0,5$ ) землетрясений.

Провяление сейсмической активности и изучаемом районе весьма неравномерно как по площади, так и во времени. На рис. 6 приводятся графики накопления выделеннейшей энергии (точнее,  $\Sigma K_{сн}$ ) за счет землетрясений с  $K_{сн} \geq 4.0$ . Видно, что уровень сейсмической активности в трех выделенных нами районах различен. В то же время в двух наиболее

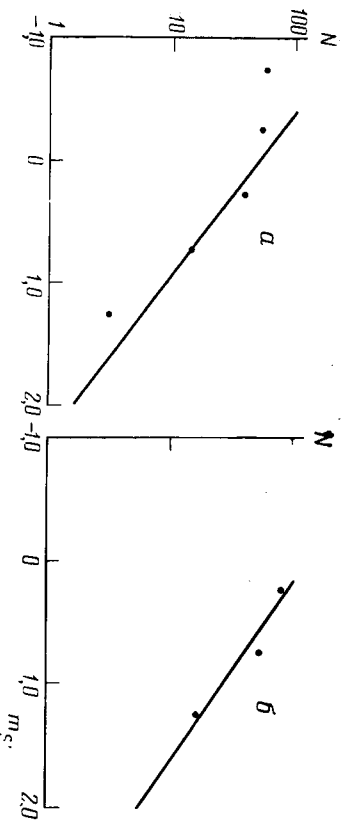


Рис. 5. Графики повторяемости землетрясений 1973 г. для двух наиболее активных участков  
а — Хусавикский район; б — залив Аксур-фьорд

активных участках — в районе Аксур-фьорда (1) и в зоне Хусавикских разломов (2) — периоды резкого возрастания сейсмической активности совпадают с точностью до 1—3 дней. Для группы подводных землетрясений (3), где вероятность пропуска очень высока, кривая накопления  $\Sigma K_{сн}$  хуже коррелируется с изменением режима первых двух участков. По-видимому, землетрясения обоих активных участков, где произошло до 90% всех толчков, в значительной мере связаны между собой, и сейсмические процессы, начавшись в одной части региона, сопровождаются увеличением активности в других местах.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Проведенный анализ сейсмичности за 20 лет (1954—1974 гг.) показал, что сейсмическая деятельность в Исландии заметно отличается от большинства подводных участков срединно-океанических хребтов. В районе Исландии регистрируется существенно меньше землетрясений, чем на хребте к югу и к северу от острова, а сами землетрясения гораздо слабее. Микроразломы также отмечаются только в небольших локальных зонах. Основная часть землетрясений как сильных, так и слабых возникает в результате накопления близгоризонтальных напряжений сжатия, причем в отличие от землетрясений, расположенных в срединном хребте, напряжения сжатия имеют значительную субширотную составляющую.

Анализ распределения эпицентров у северного побережья Исландии в сопоставлении с данными триангуляции, магнитными полями и геоморфологией дна и берегов не позволяет нам присоединиться к предположению о существовании здесь единой сейсмоактивной зоны субширотного простирания типа трансформного разлома, модель которого предложена Л. Сайксом [9]. Скорее здесь мы имеем дело с двумя ветвями сейсмичности, продолжающимися древнюю и современную рифтовые зоны [2]. Эти ветви, проявляющиеся на рис. 1 двумя сейсмоактивными зонами, сходятся вместе в районе о. Колдбейсей.

Юго-восточная ветвь сейсмоактивной зоны от о. Колдбейсей проходит к побережью Исландии в районе п-ва Тведнес. Именно здесь слабые землетрясения происходят наиболее часто. Разрезы очагов образуют как бы сложную фокальную зону, падающую в сторону моря. При этом глу-

бина очагов на п-вах Тведнес и Рейкьянес [3] составляет 3—10 км, а у побережья залива Аксур-фьорд и особенно под морскими участками заметно увеличивается. Напомним, что глубины 20—30 км были получены для очагов землетрясений в районе о. Вестманнейер перед извержением вулкана Хеймаей [8]. Эти факты в сочетании с предположением о нали-

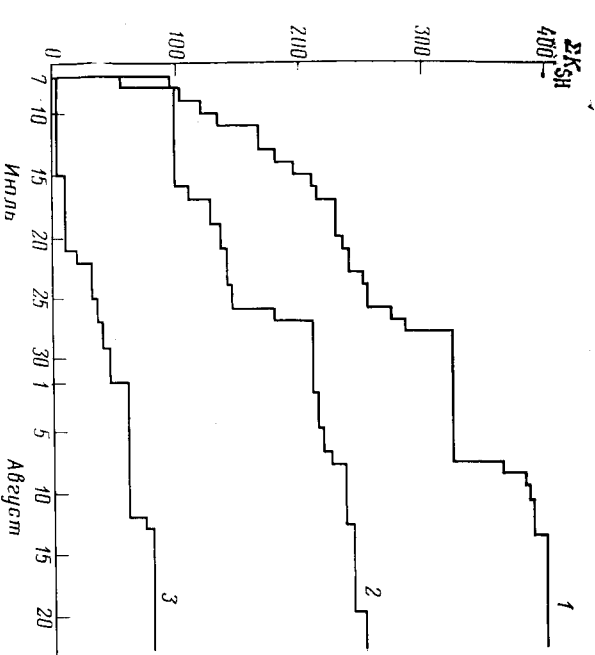


Рис. 6. Графики накопления  $\Sigma K_{сн}$  для землетрясений с  $K_{сн} \geq 4.0$  для трех участков  
1 — залив Аксур-фьорд, 2 — Хусавикский район, 3 — северо-западный район

чия толстой земной коры под Исландией [20] подтверждают предположение о приближении к поверхности зоны пластичных деформаций, образующей тело внутри коры.

Механизмы очагов в районе п-ва Тведнес показали устойчивость характера землетрясений во времени. Преобладающие напряжения сжатия оказались ориентированными в субширотном направлении, а одна из возможных плоскостей разрыва совпала с простиранием Хусавикского разлома. В этом случае возможное смещение — левосторонний сдвиг. Сейсмический режим оказался взаимосвязанным для всего района полуострова, однако заметно меняющимся на разных его участках.

Многие из отмеченных здесь результатов достаточно новы для Исландии (ясная связь сейсмичности с тектоническими элементами, большие, до  $H=30$  км, глубины очагов в море и фактальная зона, протружющаяся на северо-запад) и не укладываются в принятую сейчас схему К. Сэмундсона [15] с трансформным разломом Тведнес — Хусавик. С другой стороны, субгоризонтальные и субширотные напряжения сжатия в районе Скага, определенные Л. Сайксом для землетрясения с  $M=6.2$  [9], и п-ва Тведнес, т. е. на концах предполагаемого разлома, должны вызывать обратные движения по этому разлому. По-видимому, разлом вдоль северного побережья Исландии не является трансформным в широком понимании этого термина.

Нам представляется, что полученные нами сейсмологические материалы в сочетании с данными о рельефе и морфологии дна, триангуляционных и магнитных полях [21], мощности осадочного покрова и т. д. позволяют выдвинуть для обсуждения альтернативное объяснение ситуации на севере Исландии. В качестве основного положения предполагается наличие

активно развязывающегося сейчас большого откосительного прогиба земной коры, расположенного на шельфе Исландии между побережьями и о. Кюлбейнсей и с основанием у Исландии. Его очертания прослеживаются эпицентрами землетрясений (см. рис. 1). Наибольшую амплитуду прогиб имеет у берегов Исландии, где он обрывается с севера обширный овалный массив тригичных платобазальтов Северной Исландии. Наиболее активна сейчас юго-восточная часть прогиба, которая вытекает в свое движение северную часть рифтовой зоны Исландии.

Предположение о наличии указанного прогиба как будто сможет объяснить ряд накопленных фактов (например, наличие фокальной зоны очагов землетрясений, притягательный и левосторонний характер движений в очагах землетрясений на западном и восточном бортах прогиба и др.). Детальный анализ всей совокупности фактов заслуживает специального обсуждения.

Академия наук СССР  
Институт физики Земли  
им. О. Ю. Шмидта

Поступила  
28 VII 1975

#### Литература

1. *Kristjánsson I.* (ed). Geodynamics of Iceland and the North Atlantic area. D. Reidel Publ. Company, Dordrecht — Holland, 1974.
2. *Белоусов В. В., Милановский Е. Е.* О тектоническом положении Исландии. Бюл. МОИП, отд. геол., № 3, 1975.
3. *Klein F. W., Einarsson P., Wynn M.* Microearthquakes on the Mid-Atlantic plate boundary on the Reykjanes peninsula, Iceland. J. Geophys. Res., 78, No. 23, 1973.
4. *Ward P. L., Palmason G., Drake C.* Microearthquake survey and the Mid-Atlantic ridge in Iceland. J. Geophys. Res., 74, No. 2, 1969.
5. *Ward P. L., Björnsson S.* Microearthquakes, swarms and the geothermal area of Iceland. J. Geophys. Res., 76, No. 17, 1971.
6. *Ward P. L.* A new interpretation of the geology of Iceland (a detailed study of a boundary between lithospheric plates). Bull. Geol. Soc. Amer., 82, No. 11, 1971.
7. *Palmason G., Saemundsson K.* Iceland in relation to the Mid-Atlantic ridge. Annual Review of earth and planetary sciences. Palo Alto, 2, 1974.
8. *Björnsson S., Einarsson P.* Seismicity of Iceland. Geodynamics of Iceland and North Atlantic Area. D. Reidel Publ. Company Dordrecht — Holland, 1974.
9. *Sykes L. R.* Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the Mid-Oceanic ridges. J. Geophys. Res., 72, No. 8, 1967.
10. *Sykes L. R.* The seismicity of the Arctic. Bull. Seismol. Soc. Amer., 55, No. 2, 1965.
11. *Неврочное Ю. П. и др.* Глубинное сейсмическое зондирование в Индийском океане в совместной экспедиции исследователей судов «Академик Курчатов» и «Витязь». Докл. АН СССР, 185, № 4, 1969.
12. *Francis T. G. G., Porter J. T.* Microearthquake survey of the Mid-Atlantic Ridge. Nature, 240, No. 5383, 1972.
13. *Sprindel R. C.* a. o. Microearthquake survey of median valley of the Mid-Atlantic ridge at 36°30' N. Nature, 248, No. 5449, 1974.
14. *Блажкня Д. М. и др.* Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М., «Наука», 1972.
15. *Saemundsson K.* Evolution of the axial rifting zone in Northern Iceland and Tjornes Fracture zone. Bull. Geol. Soc. Amer., 85, No. 4, 1974.
16. *Зверев С. М. и др.* Автономная буквеная сейсмическая станция. Изв. АН СССР. Физика Земли, № 5, 1971.
17. *Palmason G.* Spustal structure of Iceland from explosion seismology. Soc. Sci. Islan-dica, Nr. 40, 1971.
18. *Charistoskov L.* On the standardization (equalization) of magnitude determinations of small epicentric distances. Bull. Intern. Inst. Seism. Earth. Engin., 6, 1969.
19. *Федотов С. А.* Энергетическая классификация курдильо-кампатских землетрясений и проблема магнитуд. М., «Наука», 1972.
20. *Зверев С. М., Косминская И. П., Красильникова Г. А., Милова Г. Г.* Глубинное строение Исландии и Исландско-Фарерско-Шотландского региона по результатам сейсмических исследований (НАСП-72). Бюл. МОИП, отд. геол., № 3, 1975.
21. *Johnson G. L.* Morphology of the mid-oceanic ridge between Iceland and Arctic. «Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area». D. Reidel Publ. Company, Dordrecht — Holland, 1974.