

УДК 551.4.004

А. Ф. ГРАЧЕВ

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ
ПРОЦЕССА РИФТОГЕНЕЗА¹

Рассматриваются геоморфологические признаки материковых и океанических рифтовых зон. Выявлены черты сходства и различия в рельефе тех и других и показано, что по особенностям рельефа (распределению глубин, расчлененности, наличию или отсутствию осевого рифта) образование срединно-океанических хребтов не может быть объяснено с позиции гипотезы разрастания океанического дна.

В последние годы своей жизни Юрий Александрович Мещеряков усиленно работал над проблемой связи рельефа с глубинным строением и физическими полями Земли. По его инициативе на VIII Пленуме Геоморфологической комиссии АН СССР этой проблеме было уделено особое внимание. И сейчас, 5 лет спустя, все более очевидным становится, что рельеф как сочетание высотных отметок является таким же сложным физическим полем Земли как, например, гравитационное. Естественно, что его можно изучать по-разному, в зависимости от цели исследования. Но если мы хотим понять, как образуются наиболее крупные элементы рельефа, то неизбежно приходим к необходимости заглянуть внутрь Земли. Последняя статья Ю. А. Мещерякова (Мещеряков, Бронгулеев, 1972) является как раз примером такого рода исследований.

Изучение рельефа рифтовых областей Земли показывает, что в зонах рифтогенеза поверхностные и глубинные процессы настолько взаимосвязаны, что в некоторых случаях (например, в океане) геоморфологический анализ является таким же мощным методом познания, как и геофизические методы.

Некоторые представления о процессе рифтогенеза, особенно в океане, являются дискуссионными. В задачу этой статьи входит выявление специфики геоморфологических процессов в зонах рифтогенеза и обсуждение некоторых широко распространенных представлений, которые, с нашей точки зрения, являются не совсем точными.

Мы начнем с областей материкового рифтогенеза, которые обычно рассматриваются как составная часть областей эпиплатформенного горообразования. В отличие от последних абсолютные высоты всех материковых рифтов не превышают 3500 м, не считая высоты отдельных вулканов, что свидетельствует о существовании предела величины поднятия (Грачев, 1972). Единственное исключение — горный массив Рувензори в Восточной Африке с высотой 5111 м.

Величина прогибания рифтовых впадин (например, в Байкальской рифтовой зоне) превосходит амплитуду поднятия в прилегающих хребтах в 2—3 раза, в некоторых случаях и более. Уже одно это делает невозможным образование рифтовых впадин за счет разрушения сводово-

¹ Данная статья является кратким изложением доклада, прочитанного 27 мая 1975 г. на заседании Ученого Совета Института географии АН СССР, посвященном памяти Ю. А. Мещерякова.

го поднятия. С другой стороны, анализ формаций, выполняющих впадины и имеющих двухчленное строение (Логачев, 1968) показывает, что они начали формироваться значительно ранее прилегающих хребтов, и иногда этот разрыв доходит до 10—15 млн. лет (Юго-Западное Прибайкалье). И, наконец, хребты, ограничивающие впадины, в некоторых случаях возникают в разное время.

Рифтовые зоны отличаются исключительной линейностью, выражающейся не столько в том, что их общая протяженность на порядок превышает ширину, сколько в характере рифтовых впадин или рифтов в узком значении этого слова, которые, разделяясь перемычками и образуя структуру *en echelon*, прослеживаются на расстояние первых тысяч км при постоянной средней ширине 45—50 км. Этим они принципиально отличаются от межгорных впадин областей эпиплатформенного орогенеза.

Закономерное положение в плане отдельных сегментов рифтовых областей и повторение очертаний рифтовых впадин по обе стороны от их оси — это старая проблема, которая имеет прямое отношение к сходству очертаний материков. Детальное изучение трещиноватости складчатого фундамента Байкальской и Момской рифтовых зон и сопоставление основных направлений ее с ориентировкой линейментов показало (Грачев, 1973а, в), что конфигурация рифтовых разломов, определяющая рисунок рифтовой области в целом обусловлена анизотропией фундамента, на котором закладывается рифт. При дальнейшем развитии рифтогенеза смещенные в плане относительно друг друга впадины явятся теми участками новообразованной океанической коры, которые располагаются по обе стороны от трансформных разломов.

Таким образом, наблюдаемое смещение осевой зоны срединно-океанических хребтов возникло не в процессе океанического рифтогенеза, а было предопределено еще на материковой стадии. В этом смысле трансформные разломы не являются новым классом разрывов; это обычные поперечные сдвиги, для определения характера перемещения которых (левый или правый сдвиг) нельзя использовать «смещенные» участки осевой зоны срединных хребтов.

Многие материковые рифты (Байкальский, Кенийский, Рио — Гранде и др.) имеют асимметричный поперечный профиль, что выражается в различной высоте и морфологии хребтов по обе стороны от рифтовой впадины, в частной асимметрии самой впадины. В случае Байкальского рифта этой асимметрии подчиняется и распределение вулканических полей. Учитывая, что асимметрия рельефа прослеживается на значительных расстояниях и не может быть связана с экзогенными процессами, было высказано предположение (Грачев, 1972), что она отражает асимметрию аномальной мантии или слоя коромантийной смеси. Проведенные недавно сейсмические исследования в Байкальском рифте (Пузырев и др., 1974) выявили асимметрию слоя со скоростями продольных волн 7,7—7,8 км/сек и, таким образом, природа поверхностной асимметрии получила реальное объяснение.

Главная черта рельефообразования в материковых рифтовых областях — это разрастание впадин за счет разрушения прилегающих хребтов, в то время как в областях эпиплатформенного горообразования происходит разрастание хребтов за счет впадин и прилегающих предгорий. Эта особенность была на примере Прибайкалья подчеркнута Н. А. Флоренсовым (1964), а затем В. П. Солоненко (1968), которые показали, что на склонах хребтов в обстановке растяжения земной коры развиваются эмбриональные впадины, которые в дальнейшем вместе со зрелой рифтовой впадиной составляют единую зону опускания. Эти геоморфологические данные находятся в соответствии с результатами изучения современных движений земной коры, фиксирующими два процесса в рифтовой впадине: растяжение и прогибание.

Приведенные выше геоморфологические признаки материковых рифтов показывают, что несмотря на внешнее сходство с областями эпиплатформенного орогенеза, выражающееся в образовании горного рельефа, не связанного с предшествующим тектоническим режимом, — это сходство есть не что иное, как конвергенция признаков. В этом отношении следует обратить внимание на материковые рифты щелевого типа (Милановский, 1970), развитие которых не сопровождается общим поднятием территории и образованием контрастного горного рельефа.

Перейдем к рассмотрению срединно-океанических хребтов, в изучении которых геоморфологические методы сыграли выдающуюся роль.

После появления в конце 50-х годов известных работ Б. Хизена и М. Юинга укрепилось мнение о том, что срединные хребты в океане — это аналоги материковых рифтов, отличительная черта которых — существование осевого рифта. Однако последующее изучение рельефа дна Мирового океана показало, что Восточно-Тихоокеанское поднятие лишено рифтовой долины, и возникло представление о рифтовых и нерифтовых срединно-океанических хребтах (Van Andel, 1968).

С развитием гипотез разрастания океанического дна и тектоники плит широко распространилась идея о связи морфологии срединных хребтов со скоростью разрастания. Предполагается, что появление рифта обусловлено скоростью разрастания $1-2 \text{ см/год}$, в то время как при скоростях более 3 см/год рифт не образуется. Однако оказалось, что медленно разрастающийся Срединно-Атлантический хребет в одних местах имеет рифтовую долину, а в других ее нет. К числу последних относятся весь хр. Рейкъянес, участки хребта на $10-19^\circ \text{ с. ш.}$, на $41-43^\circ \text{ с. ш.}$, $47-51^\circ \text{ с. ш.}$, на $6-8^\circ \text{ ю. ш.}$ (Collette et al., 1969; Van Andel, Heath, 1970; Johnson, Vogt, 1972). Аналогичная картина наблюдается, как показал Г. Б. Удинцев (1972), и на быстро разрастающемся Тихоокеанско-Антарктическом хребте.

Такое расхождение теоретических предпосылок с эмпирическими данными заставляет более детально рассмотреть некоторые черты морфологии срединных хребтов.

На рис. 1 приведены графики зависимости глубины рифтовой впадины от ее ширины для различных срединных хребтов; из них видно, что, во-первых, такая зависимость отсутствует и, во-вторых, значения как глубины, так и ширины испытывают значительные вариации. Если учесть, что ширина материковых хребтов — величина более или менее постоянная, то возникает мысль о том, что осевой рифт срединных хребтов и рифтовые впадины материков не являются аналогами.

В последние годы Дж. Слейтером с соавторами (Sclater et al., 1971; Sclater, Detrick, 1973; Sclater, McKenzie, 1973) была разработана концепция, получившая широкое распространение, согласно которой глубина хребта функционально связана с расстоянием от его оси. Поскольку расстояние от оси хребта пропорционально изменению возраста океанической коры (как это установлено бурением), то был сделан вывод, что фундамент срединных хребтов одного и того же возраста во всех случаях должен иметь одинаковую глубину. Согласно кривой Слейтера, теоретическая глубина осевой зоны гребня срединных хребтов во всех случаях должна быть одинаковой — 2700 м . Рассмотрим справедливость этих выводов.

На рис. 2 для нескольких участков зоны гребня Срединно-Атлантического хребта были построены гистограммы глубин, которые показывают не только существенные отклонения средних величин от теоретического значения 2700 м , но различия самих средних глубин на рассматриваемых участках. Сравнение наших данных с кривой осредненных глубин гребня (рис. 3), построенной вдоль всего Срединно-Атлантического хребта от 70° с. ш. до 60° ю. ш. , показывает их соответствие и говорит о реальности полученных величин, ибо рис. 2 и 3 составлялись независимо.

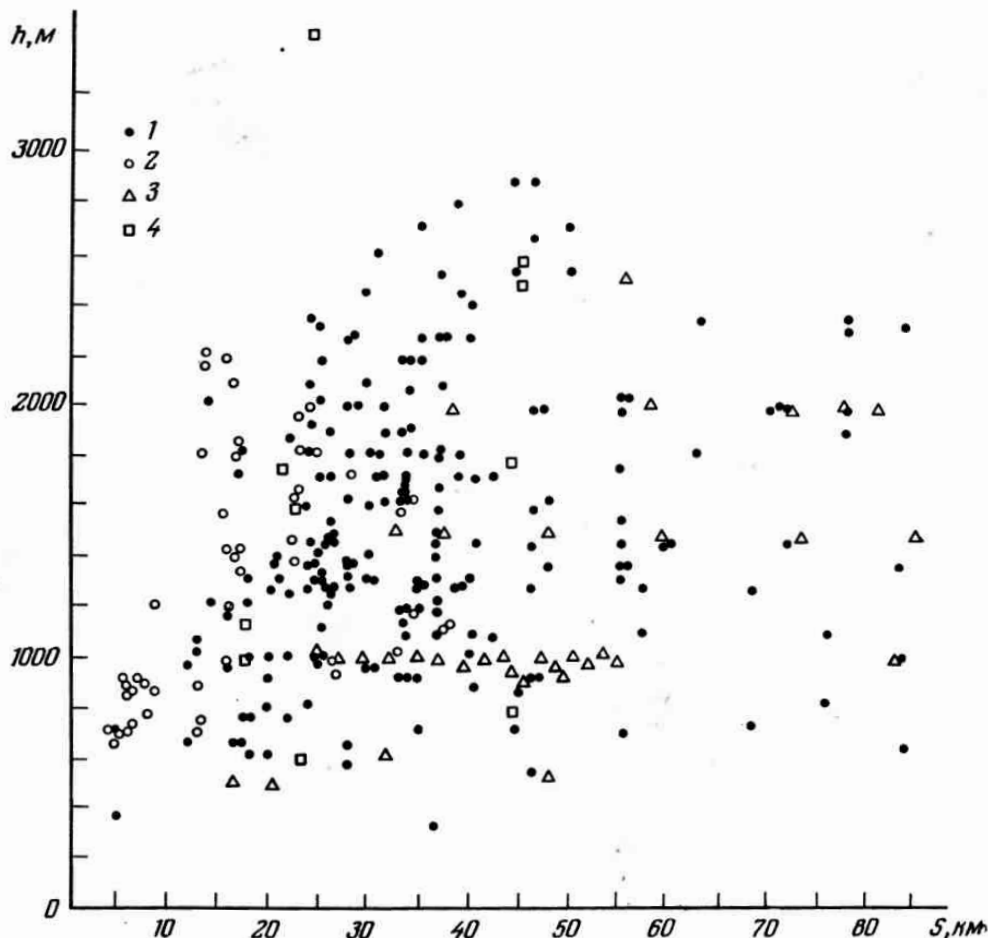


Рис. 1

Рис. 1. Соотношение глубины (h) и ширины (S) рифтовой впадины срединно-океанических хребтов:

1 — Атлантический океан; 2 — Индийский, 3 — Северный Ледовитый, 4 — Тихий (кр. Горда).

Рис. 2. Гистограммы распределения глубин гребня Срединно-Атлантического хребта

n — число наблюдений, $\bar{h}$ — средняя глубина гребня, м.

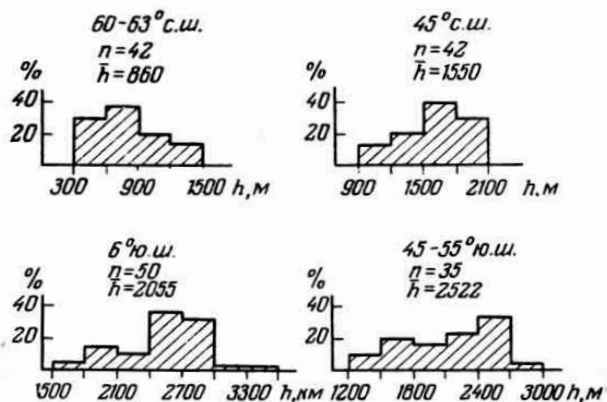


Рис. 2

Более того, рис. 3 подчеркивает случайный характер величины 2700 м, которая на всем протяжении Срединно-Атлантического хребта встречается лишь в нескольких местах.

Анализ скважин четырех рейсов глубоководного бурения в Тихом океане (Van Andel, Burgky, 1973) выявил существенные расхождения (до 1000 м) теоретической кривой Дж. Слейтера с наблюдаемой.

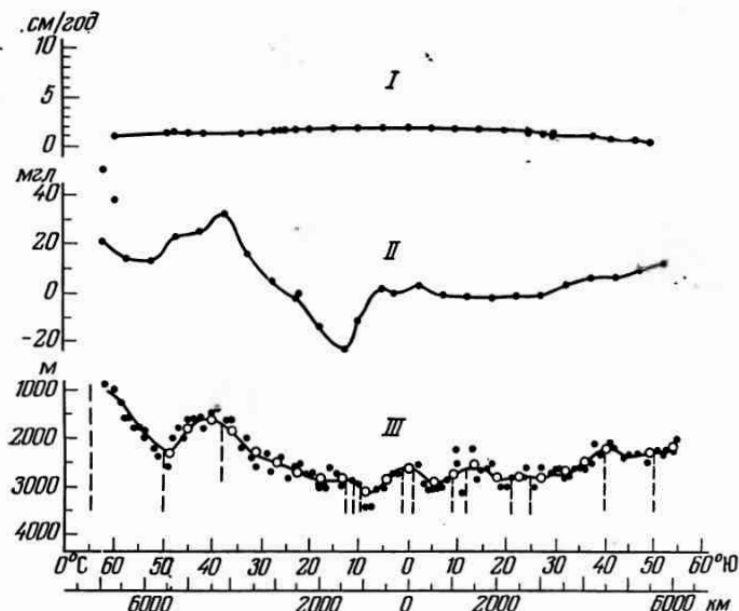


Рис. 3. Корреляция высоты гребня Срединно-Атлантического хребта со скоростью разрастания океанического дна (Anderson et al., 1973). На графике глубин незаполненными кружками отмечены усредненные значения глубин на каждые 500 км профиля
I — скорость разрастания; II — аномалии Фая; III — глубина

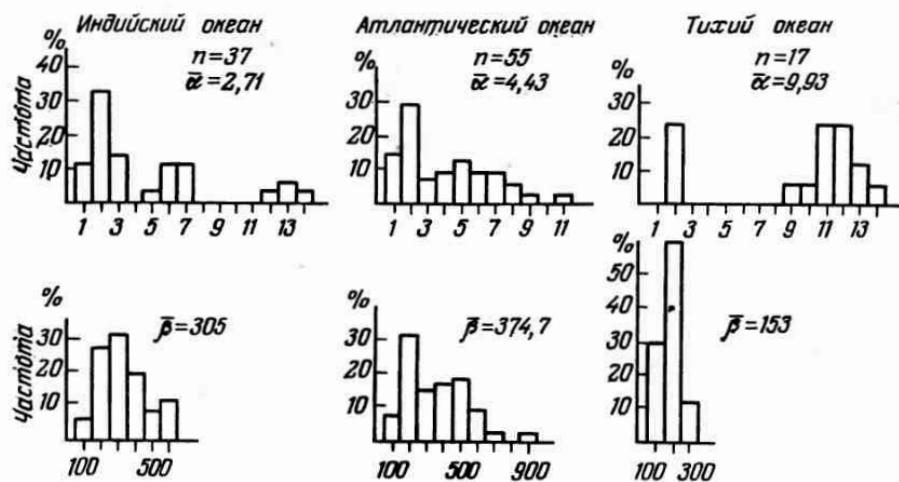


Рис. 4. Гистограммы густоты (α) и глубины (β) расчленения рельефа срединно-океанических хребтов

Г. Менард (Menard, 1967), а недавно В. М. Литвин с соавторами (1975) обратили внимание на связь расчлененности срединно-океанических хребтов со скоростью разрастания океанического дна. Предполагалось, что хребты, развивающиеся на океанической коре с большей скоростью разрастания, имеют более сглаженный рельеф в отличие от медленно разрастающихся срединных хребтов. С этой же причиной связывали, как уже говорилось, существование или отсутствие рифта. Действительно, из рис. 4 следует, что густота и глубина расчлененности срединных хребтов Тихого, Атлантического и Индийского океанов раз-

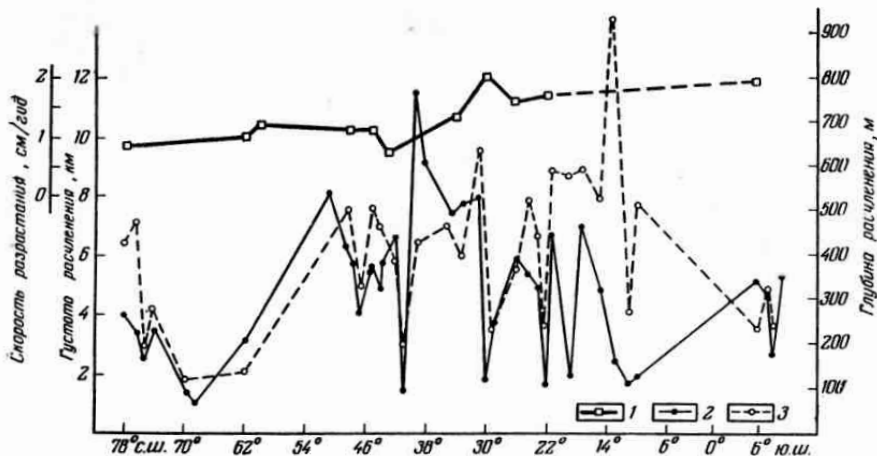


Рис. 5. Изменение скорости разрастания, густоты и глубины расчленения рельефа по простиранию Срединно-Атлантического хребта
1 — кривая скорости разрастания, 2 — кривая густоты расчленения рельефа, 3 — кривая глубины расчленения рельефа

личается, но густота расчленения в Тихом океане больше, а глубина расчленения меньше, чем в Атлантическом и Индийском океанах.

Однако средние значения не дают возможности проследить, как же от места к месту меняется расчленение рельефа хребтов в зависимости от скорости разрастания. Поэтому обратимся к рис. 5, из которого следует, что для Срединно-Атлантического хребта на значительном его протяжении густота и глубина расчленения не обнаруживают связи с вариациями скорости разрастания (от 1 до 2 см/год). Таким образом, морфология срединно-океанических хребтов (наличие или отсутствие рифта), их глубина, интенсивность расчленения не связаны с процессом разрастания океанического дна.

Данный вывод становится понятным, поскольку, как мы уже указывали (Грачев, 1973б), рост срединных хребтов и разрастание океанического дна — это два различных процесса, что доказывается следующими фактами.

1. Имеются несколько молодых океанических бассейнов, где срединный хребет отсутствует. К их числу относятся Галапагосская зона (возраст 10 млн. лет), Красное море и Калифорнийский залив (25 и 5 млн. лет соответственно) и южная часть Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. Последний пример наиболее нагляден, ибо здесь при одном и том же возрасте океана (около 60 млн. лет) мы наблюдаем постепенное исчезновение хребта, но в структуре фундамента растущий хребет прослеживается до шельфа моря Лаптевых.

2. Глубоководное бурение Срединно-Атлантического хребта в южной части Атлантики привело Дж. Максвелла (Maxwell et al., 1970) к выводу о том, что современное морфологическое выражение хребта получил за последние 6 млн. лет. В этой связи следует отметить, что последняя наиболее крупная эвстатическая трансгрессия, датируемая плиоценом, недавно получила новое подтверждение. По данным глубоководного бурения, превращение сухопутной впадины современного Средиземного моря в глубоководную произошло 6 млн. лет тому назад. В Европе и Северной Америке обнаружено большое число погребенных речных долин верхнего плиоцена, тальвеги которых находятся на отметках 250—350 м ниже уровня моря (Малаховский, 1972).

В этой связи приобретают особый интерес расчеты Г. Менарда. Он показал, что если бы поднятие мировой системы срединных хребтов

произошло одновременно, то уровень Мирового океана поднялся бы на 300 м. Поскольку плиоценовую трансгрессию невозможно объяснить увеличением количества ювенильной воды, поступающей более или менее равномерно, то единственная реальная причина, с нашей точки зрения, интенсивный рост срединных хребтов в указанный отрезок времени.

3. В большинстве теоретических работ указывается на локализованность процесса, вызывающего раздвижение океанической коры; обычно ширина этой зоны в осевой части срединных хребтов не превышает нескольких км. В этой связи следует обратить внимание на работу Л. Сайкса и М. Сбара (Sykes, Sbar, 1973), в которой показано, что в состоянии растяжения находится не только осевая зона, но и сами хребты. Смена полей растяжения и сжатия соответствует изохронам океанической коры от 10 до 20 млн. лет, что при скорости разрастания, например, в 1 см/год дает ширину по обе стороны от оси от 200 до 400 км. Понятно, что локализованный механизм разрастания осевой зоны не может вызвать растяжение большей части срединно-океанического хребта.

Таким образом, хотя гипотеза разрастания океанического дна в ее магнитной части и представляет достаточно хорошо разработанную концепцию, она все же не объясняет ни общих особенностей морфологии срединно-океанических хребтов, ни такого важного ее элемента как наличие или отсутствие осевого рифта, не говоря уже о геологических аспектах. В последней работе это вынужден был признать и К. Ле Пижон: «Действительно, важные изменения в морфологии отдельных частей срединно-океанического хребта, имеющего одинаковую скорость наращивания плит, как например, в северной части Атлантического океана, остаются полностью необъясненными» (Le Pichon et al., 1973, p. 195).

Признавая существенные различия в рельефе материковых рифтов и срединно-океанических хребтов, следует обратить внимание на одну общую черту. Она заключается в том, что как для материковых рифтов (об этом уже говорилось), так и для срединно-океанических хребтов имеется определенный предел поднятий. Для срединных хребтов это впервые было отмечено Г. Менардом (Menard, Smith, 1966), а затем А. В. Ильным (1971); реальность данного вывода была подтверждена морфометрическим изучением дна Мирового океана, проведенным в лаборатории картографического метода исследования ЛГУ. Оказалось, что превышение фундамента зоны гребня срединно-океанических хребтов относительно дна прилегающих абиссальных равнин имеет средние значения от 900 до 1000 м.

Итак, материковые и океанические рифтовые зоны имеют предел высоты, выше которого они не поднимаются. Эта общая черта рельефа как материковых, так и океанических рифтов, заставляет искать объяснение в их глубинном строении.

Как уже неоднократно отмечалось в литературе, в рифтовых областях Земли непосредственно под корой залегает слой с пониженными скоростями сейсмических волн 7,3—7,8 км/сек, получивший название слоя коромантийной смеси. Существенно важно то, что и на материке, и в океане латеральные границы этого слоя на глубине соответствуют латеральным границам морфологически выраженных рифтовых зон. Расчеты показывают, что разница в плотности слоя коромантийной смеси по сравнению с плотностью вмещающей мантии составляет 0,10—0,15 г/см³ (Грачев, 1972), что приводит к состоянию гравитационной неустойчивости и всплыванию более легкого слоя смеси. Эксперименты Х. Рамберга (1970) по моделированию куполовидных поднятий в обстановке инверсии плотностей показали, что если на пути подъема легкого материала имеется прочный непроницаемый слой, то происходит его боковое растекание. Таким жестким слоем в рассматриваемом случае является земная кора. Расползание слоя коромантийной смеси вызывает растяжение земной коры, ее утонение, причем, как показал Х. Рамберг, раздвижение

слоя, покрывающего поднимающийся купол, начинается раньше поднятия последнего. Это принципиально важно, ибо, как было сказано, заложение рифтовых впадин происходит ранее поднятия окружающих хребтов.

Однако, если образование материковых и океанических рифтов связывать со слоем коромантийной смеси, то особенности рельефа тех и других — наличие или отсутствие рифта в срединно-океанических хребтах и существование сводово-вулканических и щелевых материковых рифтов (Милановский, 1970) составляют другую проблему.

В отличие от материковых рифтовых зон, где рифтовая впадина есть результат растяжения земной коры, осевой рифт срединно-океанических хребтов является случайным элементом². Его образование можно объяснить, привлекая гипотезу Г. Клооса (Cloos, 1939), которая первоначально была предложена для материковых рифтов. Клоос связывал их формирование с обрушением земной коры в результате опустошения магматических очагов. Однако постоянство размеров материковых рифтовых впадин даже там, где не было проявлений вулканизма, заставляет отказаться от этой гипотезы в случае материковых рифтов. Но она хорошо объясняет случайный характер как размеров, так и встречаемости рифтовых долин в срединно-океанических хребтах, являющихся областями сплошной вулканической активности.

Образование двух морфологических типов рифтовых зон, возможно связано или с различной глубиной положения кровли слоя коромантийной смеси, или с различной мощностью этого слоя, или с обеими причинами вместе взятыми. В этом случае два типа материковых рифтов можно было бы рассматривать как разные стадии одного процесса, и тогда, например, восточная ветвь Африканской рифтовой системы с неглубоким положением кровли коромантийной смеси являлась бы более зрелой, чем западная ветвь.

В заключение я хочу подчеркнуть большое значение сравнительного геоморфологического анализа при изучении рифтовых областей Земли и вспомнить слова Ю. А. Мещерякова, что, сравнивая, надо обращать внимание не столько на сходство, сколько на различие природных процессов. Именно выявляя различие в рельефе, структуре, вулканизме и глубинном строении материковых и океанических рифтовых зон, удастся проследить их эволюцию.

ЛИТЕРАТУРА

- Грачев А. Ф. Асимметрия Байкальской рифтовой зоны (геофизическое решение геоморфологической проблемы). В кн. «Геоморфология и геофизика». Л., «Наука», 1972.
- Грачев А. Ф. Трешиноватость Байкальской рифтовой зоны. В сб. «Планетарная трешиноватость», изд. ЛГУ, 1973а.
- Грачев А. Ф. Некоторые проблемы разрастания океанического дна и тектоники плит. В кн. Ж. Кулон «Разрастание океанического дна и дрейф материков». «Недра», Л., 1973б.
- Грачев А. Ф. Момский материковый рифт. В сб. «Геофизические методы разведки в Арктике», Л., Ротапонт НИИГА, № 8; 1973в.
- Ильин А. В. Основные черты геоморфологии дна Атлантического океана. В сб. «Океанические исследования», № 21, М., «Наука», 1971.
- Литвин В. М., Марова Н. А., Мирлин Е. Г., Удинцев Г. Б. О неоднородности рифтовой зоны Атлантического океана. «Океанология», т. XV, вып. 1, 1975.
- Логачев Н. А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны. В сб. «Байкальский рифт», М., «Наука», 1968.
- Малаховский Д. Б. Геоморфология и история плейстоцена северо-запада РСФСР. Автореф. докт. дисс., М., 1972.
- Мещеряков Ю. А., Бронгулеев В. В. Морфоструктуры платформ и строение коры и мантии Земли. В кн. «Геоморфология и геофизика», Л., «Наука», 1972.
- Милановский Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков. «Вест. Моск. ун-та, геология», № 2, 1970.

² Осевую впадину срединно-океанических хребтов вообще нельзя называть рифтом в том смысле, в каком этот термин употребляется в структурной геологии.

- Пузырев Н. Н., Мандельбаум М. М., Крылов С. В., Мишенькин Б. И., Крупская Г. В., Петрик Г. В. Глубинное строение Байкальского рифта по данным взрывной сейсмологии. «Геология и геофизика», № 5, 1974.
- Рамберг Х. Моделирование в условиях инверсии плотностей с помощью центрифуги. М., «Мир», 1970.
- Солоненко В. П. Сейсмотектоника и современное структурное развитие Байкальской рифтовой зоны. В кн. «Байкальский рифт», М., «Наука», 1968.
- Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972.
- Флоренсов Н. А. Структура и геологическая история впадин Байкальского типа. «Доклады сов. геологов. XXII сессия Междунар. геол. конгресса. Проблема 4», М., «Наука», 1964.
- Anderson R. N., McKenzie D. P., and Sclater J. G. Gravity, bathymetry and convection in the earth. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 18, 1973.
- Collette B. J., Ewing I. T., Lagaay R. A., Truchan M. Sediment distribution in the oceans; the Atlantic between 10° and 19° N. *Marine Geol.*, 7, 1969.
- Cloos H. Hebung, Spaltung, Vulkanismus. *Geol. Rundsch.*, bd. 3, Hf. 4A, 1939.
- Johnson G. J., Vogt P. R. Morphology of the Mid-Atlantic Ridge. *Trans. Am. Geoph. Un.*, vol. 53, No. 4, 1972.
- Le Pichon X. J., Francheteau I., Bonin I. Plate tectonics, Amsterdam, 1973.
- Maxwell A. E., Herzen R. P. von, Hsü K. L. Deep sea drilling in the South Atlantic. *«Sciences»*, vol. 168, No. 3935, 1970.
- Menard H. W. and Smith S. M. Hypsometry of Ocean Basin provinces. *«Jour. Geoph. Res.»*, vol. 71, No. 18, 1966.
- Menard H. W. Sea-floor spreading, topography and the second layer. *Science*, vol. 157, No. 3791, 1967.
- Sclater J. G., Anderson R. N. and Bell M. L. Elevation of ridges and evolution of the Central Eastern Pacific. *«Jour. Geoph. Res.»*, vol. 76, No. 32, 1971.
- Sclater J. G., Detrick R. Elevation of Mid-oceanic Ridges and the basement age of JOIDES Deep Sea Drilling Sites. *«Geol. Soc. Am. Bull.»*, vol. 84, No. 5, 1973.
- Sclater J. G., McKenzie D. P. Paleobathymetry of the South Atlantic. *«Geol. Soc. Am. Bull.»*, vol. 84, No. 10, 1973.
- Sykes L. R., Sbar M. L. Intraplate earthquake, lithospheric stresses and the driving mechanism of plate tectonics. *«Nature»*, vol. 245, 1973.
- Van Andel T. H. The structure and development of rifted mid-oceanic rises. *«Journ. Geoph. Res.»*, vol. 73, No. 2, 1968.
- Van Andel T. H., Burck D. Basement age and basement depths in the eastern equatorial Pacific from Deep Sea Drilling Project legs 5, 8, 9, and 16. *«Geol. Soc. Am. Bull.»*, vol. 84, No. 7, 1973.
- Van Andel T. H. and Heath G. R. Tectonics of the Mid-Atlantic Ridge, 6—8° south latitude. *Mar. Geoph. Res.*, vol. 1, 1970.

Географический факультет
Ленинградского Университета

Поступила в редакцию
17.IX.1975

GEOMORPHOLOGICAL ASPECTS OF RIFTING PROCESS

A. F. GRACHEV

Summary

Geomorphological characters of continental and oceanic rift zones are discussed. Similar and different features in the topography of both are recognized and it is shown that peculiarities of topography (depth distribution, roughness, and presence or absence of axial rift) cannot account for the formation of mid-oceanic ridges in terms of the sea floor spreading hypothesis.