

О. Д. КОРСАКОВ

О ТЕКТЕНИКЕ ФАРЕРО-ШЕТЛАНДСКОГО ЖЕЛОБА

(Представлено академиком А. В. Пейве 16 XI 1972)

Фареро-Шетландский желоб, крупный геоморфологический элемент Норвежского моря, находится на границе двух разновозрастных регионов — каледонских структур Шетландских островов и третичных базальтовых плато Фарер. Для северной части желоба характерна широкая корытообразная форма и максимальные глубины моря, достигающие 1700 м. По мере движения к югу ширина и глубина желоба уменьшаются. Между 61 и 60° с.ш. простираение желоба меняется от субмеридионального до широтного.

Расположенные к западу от желоба Фарерские острова и Фарерское подводное плато являются крайней восточной частью поперечной структуры — Фареро-Исландского порога и северным окончанием субмеридиональной цепи банок и возвышенностей, на юге оканчивающихся плато Роккол. Острова сложены почти исключительно базальтами и их туфами. Видимая мощность лавовых покровов составляет 3000 м ⁽¹⁾. Возраст нижней серии А определен как палеогеновый (возможно эоценовый) ⁽²⁾. В структурном отношении Фарерские острова представляют собой присводовую часть крупной антиклинальной структуры субмеридионального простираения, свод которой, как показали наши исследования, лежит несколько западнее островов. Углы наклона пород на островах незначительны и изменяются от 1,5 до 5,5°. Начало формирования островов связывается с эпохой интенсивного вулканизма в меловой период. На начальном этапе рост островов шел за счет подводного вулканизма. После некоторого перерыва, в начале палеогена по крупным вулканам трещинного типа началось излияние и формирование плато-базальтов.

Шетландские острова и примыкающий к ним с запада шельф в структурном отношении являются северным продолжением британского каледонского пояса. Острова в основном сложены метаморфизованными осадочными породами докембрия. На западе самых южных островов отмечаются девонские, карбоновые и пермские отложения. Геофизические работы, выполненные на шельфе между желобом и Шетландскими островами, показали, что основные тектонические линии при подходе к желобу срезаются континентальным склоном и практически не прослеживаются под дном желоба. На внешней части шельфа предполагается наличие нескольких крупных осадочных бассейнов, выполненных неметаморфизованными мезозойскими осадками, мощность которых может составлять 3—7 км ⁽³⁾.

Из приведенного выше краткого описания областей, примыкающих к Фареро-Шетландскому желобу, видно, что последний разделяет совершенно различные в геологическом отношении структуры. Характер их взаимоотношений не совсем ясен. Однако вполне возможно, что система плато Роккол — Фарерские острова является крайней западной частью европейского континента. Для обеих структур установлено, что земная кора под ними близка к континентальному типу ^(4, 5). В этом случае меридиональные впадины, отделяющие плато Роккол и Фареры от континента, — трог Роккол и Фареро-Шетландский желоб — следует считать крупными грабенообразными структурами с утоненной земной корой. В пользу этой гипотезы говорят гравиметрические данные об уменьшении мощности земной коры под желобом. Нашими сейсмическими и гидромагнитными исследованиями под-



Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Фареро-Шетландского района. Фарерские острова: 1 — оси простирации вулканических серий А, В, С плато-базальтов; 2 — ось главной антиклинали островов; 3 — направление падений пластов на подводном плато по сейсмическим данным; 4 — развитие плато-базальтов непосредственно под дном моря; 5 — развитие плато-базальтов, перекрытых малоомощным чехлом осадков; 6 — наложенные впадины, заполненные осадками; 7 — северный аккумулятивно-разломный склон островов. Шетландские острова: 8 — участки выходов под дно докембрийских и нижнепалеозойских отложений; 9 — участки развития каледонид, перекрытых мезозойскими отложениями; 10 — положительные структурные формы (антиклинальные перегибы, поднятия) в низах осадочного чехла и в фундаменте. Фареро-Шетландский желоб: 11 — развитие осадочной толщи в пределах желоба; 12 — изопахиты осадочной толщи в км; 13 — ось желоба; 14 — разломы в осадочном чехле и разломы, выходящие на поверхность; 15 — разломы в фундаменте; 16 — предполагаемое трассирование разлома Грейт-Глен

тверждено, что подводное плато Фарер и Шетландский шельф сочленяются с ложем желоба по крупным разломам, затрагивающим даже самые верхние части разреза. На это же указывают и интенсивные магнитные аномалии, приуроченные к бортам желоба.

Сейсмический материал, полученный при пересечении желоба пятью профилями, свидетельствует о развитии в его пределах довольно мощной осадочной толщи. Наличие немагнитных пород в ложе отчетливо отражается в магнитном поле, которое от «пилообразного» на шельфе переходит в плавное малоамплитудное над желобом.

Для ложа желоба характерно развитие в самой верхней части толщи «вложенных» мульд, заполненных низкоскоростными (1600 м/сек по (δ) и 1800 м/сек по нашим данным) молодыми осадками, которые могут быть продуктами эрозионной деятельности, имевшей место на Фарерских островах в эпоху последнего понижения уровня Мирового океана. Оси мульд тяготеют в большей части к подножью склонов подводного Фарерского плато. Развитие двух или нескольких мульд, вложенных одна в другую, как в южной половине желоба, может свидетельствовать о существовании в третичное время нескольких эпох интенсивного размыва, что, в частности,

подтверждается наличием толщи осадочных пород и базальных конгломератов в подошве серии В на Фарерских островах. Характерной чертой верхней части разреза в северной половине дна желоба является присутствие, наряду с общей слоистостью, субпараллельной поверхности дна, комплекса косослоистых осадков.

В западной части желоба, на глубине 2—3,5 км прослеживается мощное многофазное отражение, названное нами горизонтом Ф. Этот горизонт связан с окраинными частями подводного плато Фарер. Горизонт Ф может либо являться подошвой толщи платобазальтов, ниже которой залегают глубоко переработанные породы докембрия со скоростями продольных волн 6,4 км/сек⁽¹⁾ (часть гипотетической платформы Эриа), либо быть одной из поверхностей раздела в плагиобазальтах. Расчеты верхних кромок магнитовозмущающих масс показали, что в большинстве случаев верхние кромки залегают на глубинах, близких к глубине залегания горизонта Ф. Возраст осадочных пород, слагающих желоб, по-видимому, кайнозойский. Не исключено, что в низах разреза присутствуют отложения мезозоя, так как в конце этого периода в регионе происходили крупные тектонические движения и именно в это время началось «раскрытие» желоба. В центральной части желоба горизонт Ф описывает главный антиклинальный перегиб, который особенно хорошо прослеживается в южной половине меридиональной части желоба. Вполне возможно, что этот перегиб ограничивает с запада продолжение в пределы склона одного из крупных осадочных бассейнов Шетландского шельфа (региональный минимум силы тяжести Е, выделенный⁽³⁾).

В северном конце желоба горизонт Ф отчетливо прослеживается только у западного борта; при подходе к восточному краю он исчезает и не имеет себе аналогов на Шетландском склоне. Однако южнее, после резкой смены простирания желоба с субмеридионального на субширотное, между Фарерским подводным плато и порогом Уайвилла Томпсона, этот горизонт четко выражен на обоих бортах желоба. На севере сочленение восточно-

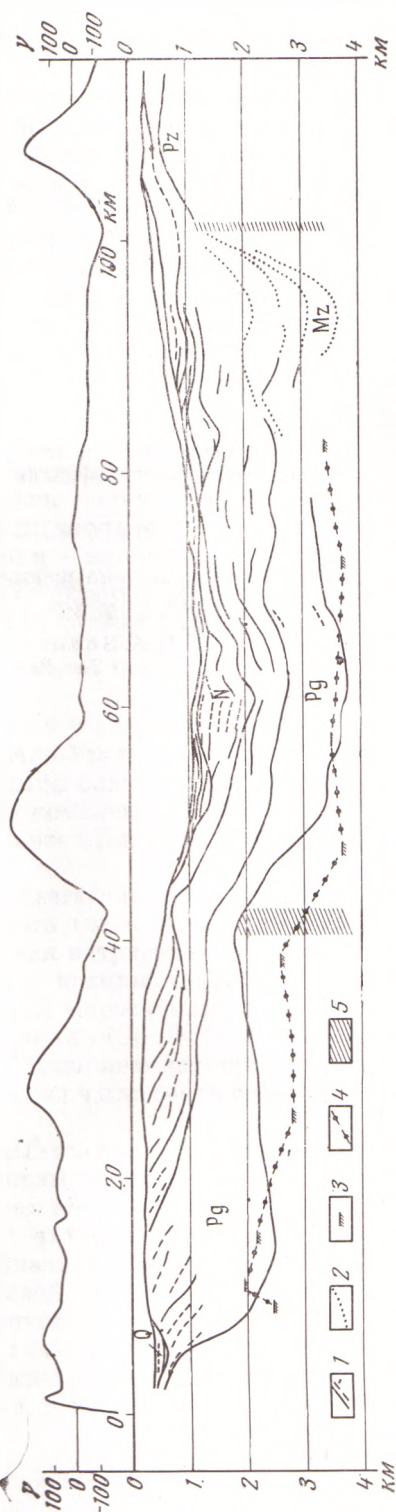


Рис. 2. Геолого-геофизический разрез по профилю 528. 1 — геологические границы, построенные по данным МОВ; 2 — гипотетические геологические границы; 3 — расчетная верхняя кромка магнитовозмущающих масс; 4 — граница, построенная по верхним кромкам; 5 — предполагаемые тектонические нарушения

го борта желоба с его горизонтальным дном происходит по крупному разлому субмеридионального простирания, который в верхней части разреза характеризуется резким сокращением мощности отдельных толщ у подножья склона и антиклинальным перегибом. Не исключено, однако, что этот антиклинальный перегиб может являться северо-западным продолжением пояса метаморфических пород (максимум силы тяжести А по ⁽³⁾), выходящих на шельфе на дно моря, который в пределах континентально-го склона перекрывается маломощной толщей молодых осадков.

Развитие крупного разлома в низах осадочной толщи и в «фундаменте» фиксируется вдоль всего западного борта желоба. Явно дизъюнктивный характер сочленения дна и бортов желоба имеет участок между юго-западной окраиной подводного плато Фарер и банкой Феро.

Южная, субширотная половина желоба моложе северной, и ее образование, видимо, связано с более поздними тектоническими движениями по так называемым Фарерским направлениям ⁽⁷⁾, происходившими в третичное время.

Геленджикское отделение
Всесоюзного научно-исследовательского
института морской геологии и геофизики

Поступило
14 XI 1972

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

¹ С. Тораринсон, Система рифтов Земли, М., 1970. ² L. Sven, Geol. fören. Stockholm förhandl., 87, № 2 (1965). ³ M. H. P. Bott, A. B. Watts, Nature, 225, № 2 (1970). ⁴ M. H. P. Bott, A. Ingles, A. P. Stacey, Trans. Am. Geophys. Union, 52, № 4 (1971). ⁵ R. A. Scrutton, Nature, 227, 826 (1970). ⁶ A. N. Stride, R. H. Belderson et al., Deep Sea Res., 14 (1967). ⁷ T. Einarsson, J. Geophys. Res., 73, № 24 (1968).