

Анализ данных широкоугольных исследований на обменных поперечных волнах вулканической рифовой континентальной окраины Атлантики: ограничения, связанные с литологией под базальтами. Wide angle converted shear wave analysis of a North Atlantic volcanic rifted continental margin: constraint on sub-basalt lithology

Jennifer D. Eccles,^{1,2} Robert S. White,¹ Alan W. Robert,¹ Philip A.F. Christie,² и команда iSIMM

Введение

Континентальный раздел между Гренландией и Европой в начале третичного периода сопровождался извержением > 1 миллиона км³ базальтовых потоков, генерируемых декомпрессионным расплавлением подстилающей, аномально горячей мантийной прото-Исландской струи (White and McKenzie, 1989). Извержение происходило крайне быстро в две фазы, раннюю фазу до разделения между 62-58 Ma и главную фазу одновременную с разделением с 56 по ~54 Ma (Saunders et al., 1997) с большой долей магматизма, который имеет место в Исландии до настоящего времени. Лава, образовавшаяся во время континентального разделения, вытекла на расстояние до 150 км от рифта поперек осадочных бассейнов, тогда как извержение больших объемов расплава внутри нижней коры вызвало утолщение коры и ее подъем на участке переходной зоны от континента к океану (White et al., 1987). Профиль через вулканическую северо-западную европейскую рифтовую окраину вблизи Фарерских островов изучался в рамках совместного проекта, финансируемого научным советом Великобритании и промышленности: комплексное построение сейсмических изображений и моделирование окраин (iSIMM, White et al., 2002).

Излившиеся базальтовые потоки оказались полу-непроницаемыми для сейсморазведки традиционным методом отраженных волн из-за циклической структуры скорости с высоко скоростными жилами, переслаивающимися с низкоскоростными трещиноватыми или ячеистыми краями и переслаиваниями осадочных пород. Цикличность, и часто шероховатые поверхности потока, вызывают существенное рассеяние и образование кратных (Rutledge and Winkler, 1989; Maresch et al., 2006), что приводит к тому, что эффективный коэффициент добротности Q равен ~35 (Christie et al., 2006; Maresch et al., 2006). При том, что массивные базальты имеют свойственный им коэффициент добротности Q > 100. Поскольку высокие частоты поглощаются сильнее, проникновение энергии под базальтовые покровы наилучшим образом достигается путем использования низкочастотного источника сейсмических волн (например, Lunnon et al., 2003; Ziolkowski et al., 2003).

Ранее проводимые эксперименты показали, что большие удаления также важны для разрешения структур под базальтами (например, Richardson et al., 1999) и поэтому были развернуты океанические донные сейсмометры (OBS). Четырехкомпонентные OBS также позволили получить данные по обменным поперечным (S-) волнам, поскольку комбинация скоростей продольных (P-) волн и соотношения скоростей P- к S-волн (Vp/Vs), или эквивалентно, коэффициент Пуассона, являются более важными для диагностики литологии, чем скорость одних P-волн. Это оказалось полезным дополнением к изучению данной окраины, где несколько скважин разбурили и проникли под базальт.

Характеристики толщи под базальтом, такие как низкоскоростные свойства материала, залегающего под толщей мощностью 2-7 км, и распространенные на большую территорию слоистые базальтовые потоки, представляют собой существенный интерес для нефтяной промышленности, поскольку потенциально являются продолжением перспективных осадочных комплексов, найденных в Фарерско-Шетландском прогибе. Однако низкие значения скоростей P-волн под основанием базальтов могут также объясняться наличием изверженных гиалокластических пород, схожих с теми, что были разбурены в нижней части скважины Lopra-1/1A на Фарерских о-вах (Christie et al., 2006), поэтому дальнейший анализ подбазальтовой низкоскоростной зоны крайне важен.

Сбор данных

Вдоль профиля длиной 375 км было развернуто 85 четырех-компонентных GeoPro OBS на карданном подвесе (www.geopgo.com) (рисунок 1), от континентальной к океанической коре, на расстоянии 2-6 км при глубинах воды до 3 км. Также был отстрелян совпадающий с данным профилем профиль многоканального МОВ, длиной 12 км, с косой с одиночным датчиком (White et al., 2002). Низкочастотная энергия, используемая в этих съемках, с максимумом на частоте 9 Гц, генерировалась с помощью настройки на максимальную мощность или пульсацию пузыря (Avedik et al., 1996; Lunnon et al., 2003) большой группы 14-пушек, 6300 дюймов³ (103 л) и буксирования источника на глубине 18-22 м. Глубина буксировки оказалась более важной для генерирования низких частот, чем то, на что она была настроена: на максимальную мощность или пульсацию пузыря (Lunnon et al., 2003).

Широкоугольные данные OBS

Гидрофон и три ортогональных геофона OBS позволяют записывать широкоугольные скалярные и векторные волновые поля. В традиционных морских многоканальных сейсмических работах МОВ возможность идентифицировать и использовать обменные S-волны затрудняется неустойчивой зависимостью от двух-модового обмена, который затрудняет ее распознавание и приращения времени пробега относительно прихода P-волн.

Для данной съемки было отстрелено 180 км профилей OBS. Таким образом, записаны на отражения больших углах падения, и преломленные волны в коре. Обменные S-волны, большая часть которых распространяется в восходящем направлении к OBS в качестве S-волн, можно отделить от прихода P-волн на основе более поздних времен прихода, для них характерен более медленные линейные приращения времени, и движения частиц (Рисунок 2). В связи с низкой скоростью волн в осадках вблизи с морским дном, между P- и S-волнами наблюдается естественное

¹ Bullard Laboratories, University of Cambridge, Madingley Rise, Cambridge CB3 0EZ.

² Schlumberger Cambridge Research, High Cross, Madingley Road, Cambridge CB3 0EL.

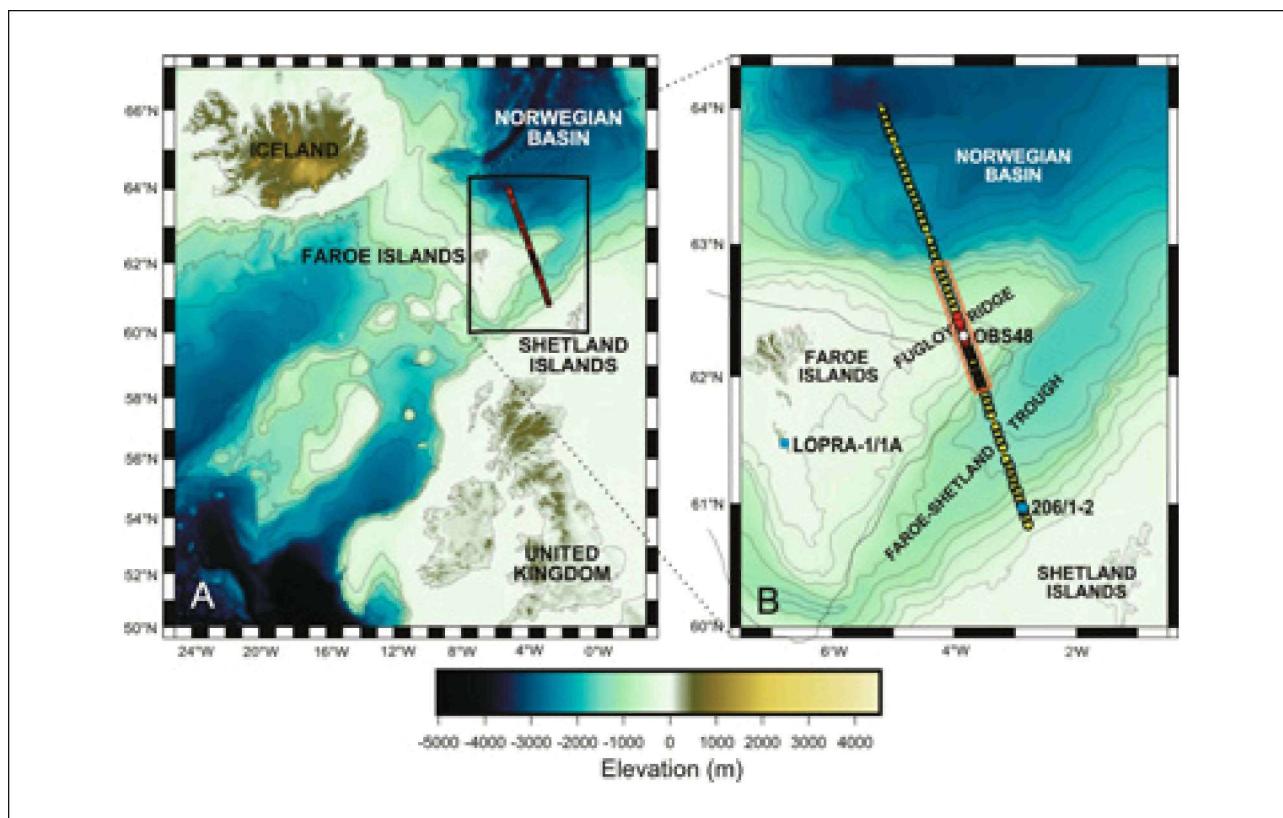


Рисунок 1 (A) Карта профилей iSIMM OBS на континентальной окраине Фарерских островов. **(B)** Продолжение Фарерского профиля. Желтая линия представляет собой многоканальный сейсмический профиль, а кружки – положения OBS. OBS48, показанные на Рисунке 2, выделены белым цветом. OBS (которые также включают в себя OBS48), используемые в детальном анализе зоны низких скоростей, выделены красным. Оранжевый прямоугольник обозначает подраздел профиля через хребет Fugloy, который рассматривается в данной статье. Положения скважин 206/1-2 и Lopra-1/A показаны синими квадратами.

Разделение на компонентах вертикальных и горизонтальных геофонов, соответственно.

Четкие вступления обменных S-волн (например, Рисунок 2) наблюдаются на удалениях до 150 км на компонентах обращенных радиальных геофонов OBS. Эти вступления идентифицируются как базальты и преломленные волны в нижней части коры, а при больших удалениях, как отражения от Мохо. На этих данных также наблюдаются некоторые обменные преломленные S-волны в мантии, что характерно также для эквивалентов P-волн. Анализ движения частиц и кинематическое моделирование показывают, что преобладающая фаза, как и ожидалось (White and Stephen, 1980), является волной, образовавшейся при обмене нисходящей P-волны на S-волну на границе между осадками и базальтом в верхней части базальтовых потоков (PSS, Рисунок 3). Данные отличаются высоким качеством в северо-западной части района, тогда как утолщающиеся осадки в прогибе Фаррера-Шетланд к юго-востоку существенно ослабляют вступления S-волн. Поперек хребта Fugloy 'отступание' (например, Flidner and White, 2001) преломленных P- и обменных S-волн (Рисунок 4) указывает на то, что как P- так и S-волны наталкиваются на зону пониженных скоростей под базальтами.

Томографическое моделирование

Моделирование вступлений обменных S-волн говорит о схожей структуре коры, как это было определено

в ранее выполненном анализе P-волн. Эта модель для P-волн длиной 375 км была получена путем обращения преломленных P-волн в коре для получения структуры скоростей верхней части коры. Прекращение прослеживания преломленных волн на границе базальта и магнитуда наблюденных времен 'отступания' между преломленными волнами на базальте и преломленными волнами, которые проходят под зоной низких скоростей (рисунок 4А), были использованы для прямого моделирования протяженности, мощности и скорости зоны низких скоростей (Zelt and Smith 1992), которая может наблюдаться на крае базальта в прогибе Фаррера-Шетланд до ее выклинивания в переходной зоне между континентом и океаном. Глубина до кровли низкоскоростной зоны была проконтролирована прекращением прослеживания преломленных волн на базальте. Однако ввиду постепенного уменьшения амплитуды, были важны уверенные пикировки. При рассмотрении кинематики низкоскоростных зон, им присуща неоднозначность скорости и мощности из-за того, что лучи не поворачивают в низкоскоростной зоне и времена пробега для глубоких вступлений могут быть подобраны, используя наборы различных пар скорости и мощности. Таким образом, неоднозначность в определении глубин до границы и скоростей больше вблизи низкоскоростной зоны, чем где бы то ни было в модели, хотя были получены некоторые дополнительные ограничения путем рассмотрения отражений от основания зоны низких скоростей. Обращение с целью получения глубинной структуры коры используя отражения от Мохо и преломленные волны, луч которых достигает вершины на глубине, дополнили модель

(Zelt and Smith, 1992), при этом устойчивость модели глубины Мохо была определена с помощью анализа Монте Карло.

Модель скорости S-волн на интервале длиной 250 км вдоль профиля iSIMM была получена путем инвертирования свыше 35,000 времен пробега S-волны, используя аппарат Rayinvr (Zelt and Smith, 1992). Вступления времен пробега для обменных PSS волн на кровле базальта (Рисунок 3), используемые в процессе инверсии, были скорректированы за вступления волны, которая явно претерпела обмен на поверхности дна, и таким образом обладает симметричным лучом в коре, для инверсии с использованием модели Vp/Vs, полученной по данным точек OBS для осадков, расположенных вне профиля и более точных данных по скоростям P-волн в осадках, определенных путем анализа меры когерентности отражений с профилем MOB (любезно предоставлено WesternGeco). Модель Vp/Vs осадков была получена: путем корреляции отражений PP и PS (Рисунок 3) по хорошо прослеживаемому региональному несогласию и поверхности кровли базальтов на данных OBS; путем моделирования вступлений PPS (преломленные волны, которые доходят до точки поворота в виде P-волны, далее происходит их обмен на S-волну на кровле базальта для восходящих волн в осадочном слое, Рисунок 3); и путем сравнения вступлений PSS и волн, претерпевающих двойной обмен PSP (Рисунок 3). Анализ взаимности подтвердил, что скорректированные вступления согласуются в

пределах погрешности, связанной с пикированием этих последующих вступлений. Эта ошибка пикировки вступлений S-волн по своей природе выше, чем ошибка эквивалента P-волн, проходящих по той же траектории ввиду меньшего отношения сигнал-шум и в особенности трудностей при определении того, является ли четкое непрерывно прослеживаемое вступление, которое обычно пикируется первым вступлением обменной S-волны.

Томографические инверсии, с использованием диапазона различных стартовых моделей Vp/Vs дали схожие финальные модели скоростей S-волн (например, Рисунок 5А). «Шахматный» тест разрешения показал, что за исключением низкоскоростной зоны под базальтами, где лучи не претерпевают поворота, разрешение модели через хребет Fugloy хорошее там, где имеется хорошее покрытие лучами (Рисунок 5В). В соответствующей точке инверсии, постоянное соотношение Vp/Vs в зоне низких скоростей устанавливалось на 1.65-2.0 с инкрементом 0.05 и инверсии продолжались до полного завершения; окончательные результаты, в особенности для преломленных волн, которые меняют направление под зоной низких скоростей, сравнивались и были обнаружены небольшие статистические различия в соотношениях Vp/Vs в зоне низких скоростей в интервале 1.75 и 1.95. На рисунке 5 показан подраздел полученной модели скоростей S-волн,

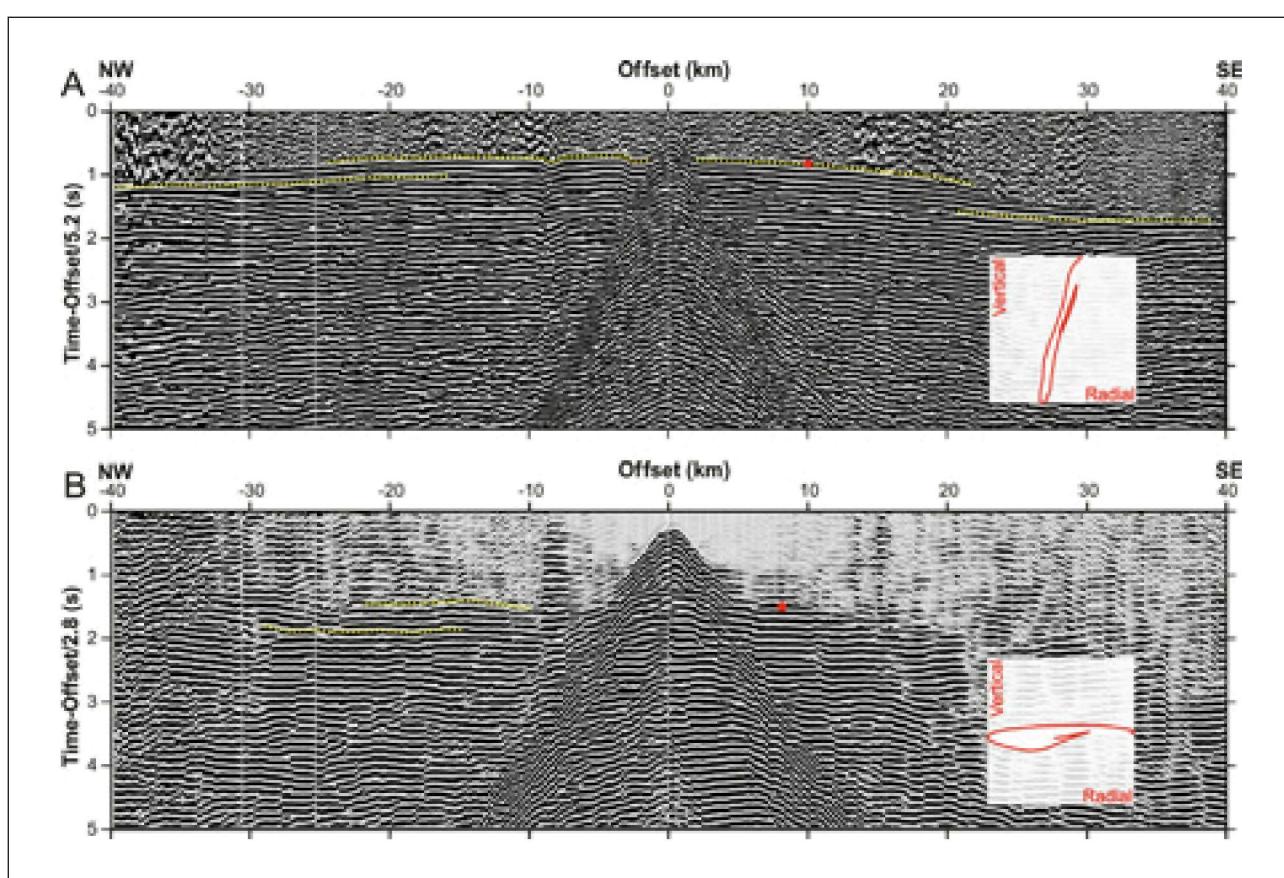


Рисунок 2 OBS48 сейсмические данные с фильтрацией с пропусканием 4-20 Гц. (A) Компонента вертикального геофона приведена с линейным уменьшением скорости, равным 5.2 км/с. «Отступания» времен пробега выделены желтым. Вступление обменных S-волн имеют крутой подъем с 5-15 км и 2-5 с. Во врезке показано движение частиц для вступления P-волн для положения красной точки, что говорит о преобладании энергии на вертикальной компоненте. (B) Радиальная компонента геофона показана с уменьшением скорости 2.8 км/с. Для подавления интерферирующей P-волны был применен $f\delta$ -фильтр с параметром 3.2 км/с. «Отступание» времен пробега выделено желтым. На вставке показано смещение частиц за один цикл для вступления обменной S-волны для положения красной точки, что говорит о преобладании энергии на радиальной компоненте.

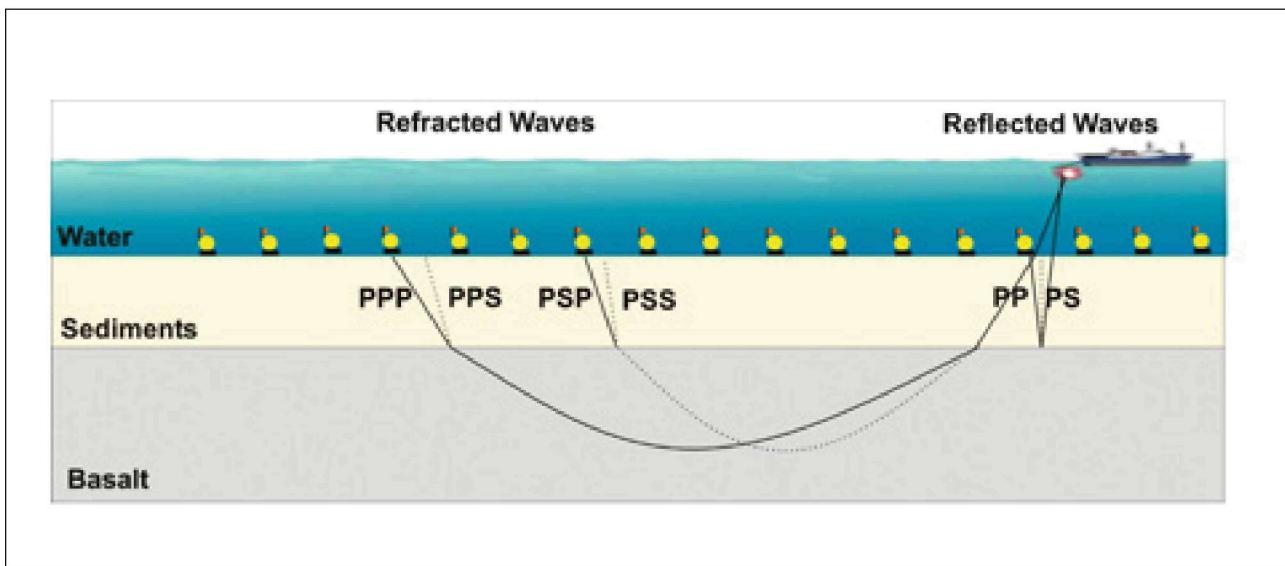


Рисунок 3 Схематическая диаграмма главных фаз обменных отраженных и преломленных волн. Граница между осадками и кровлей базальта – основная граница обмена. Пунктирные линии представляют собой распространение поперечных волн.

лучевое покрытие, и упрощенное изображение закона Vp/Vs . Серия субаэрально излившегося базальта на хребте Fugloy была обнаружена путем обратного моделирования и получения значений Vp/Vs равных 1.8-1.9, которые согласуются с опубликованными значениями для базальтов (Christensen, 1996; Christie et al., 2006). Соотношение Vp/Vs достигает максимума

на вершине хребта Fugloy, там, где наблюдается излившийся на поверхность базальт во времена ранней истории, при климате, который был теплее современного (Holmes, 1998), что ведет к более интенсивному выветриванию по сравнению с базальтами, которые остались погруженными и быстро захороненными под осадками. Основные продукты изменения базальта – глинистые минералы, в первую очередь смектит (Holmes, 1998), которые в общем имеют высокие значения Vp/Vs (Tatham and McCormack, 1991). Низкие скорости P- и S-волн для базальта и более высокие соотношения Vp/Vs в верхней части хребта Fugloy могут быть также связаны с уменьшением плотности потока дистально от рифта, что оказывает большее влияние на скорости для высокопористых, измененных окраин потока и переслаивающихся осадков.

Значения Vp/Vs , равные 1.80-1.85 и скорости P-волн 5.5-6.0 км/с наблюдаются под зоной низких скоростей, которая интерпретируется как хорошо консолидированная осадочная порода, а не кристаллический континентальный фундамент, который имел бы соотношение $Vp/Vs < 1.76$ (Assumpcao and Bamford, 1978; Christensen, 1996) и скорость P-волн в котором превышала бы 6 км/с (Bamford et al., 1978). Крупномасштабное многофазовое рифтообразование на Фарреро-Шетландском прогибе началось в пермском возрасте и эти осадочные породы под зоной низких скоростей, скорее всего, датируются пермским – меловым возрастом. Вне зоны выклинивания базальта в Фарреро-Шетландском прогибе, в общем, осадки данного возраста обычно хорошо консолидированы и/или сцементированные глубоководные морские глины и тонкозернистые песчаники и распространение слоев Пермско-Триасового возраста и Юры надежно выделяются только в широкоразведенных областях (Stoker et al., 1993). Морские аргиллиты и тонкозернистые песчаники мелового возраста картируются в бассейне Kangerlussuaq Восточной Гренландии, которые перед открытием Северной Атлантики располагались бы только в ~100 км от современного положения Фарерских о-вов (Peate et al. 2003). Обнаружение включений флюидов углеводородов в цемент трещин в пределах скважины Lopra (Konnerup-Madsen, 2006) согласуется с

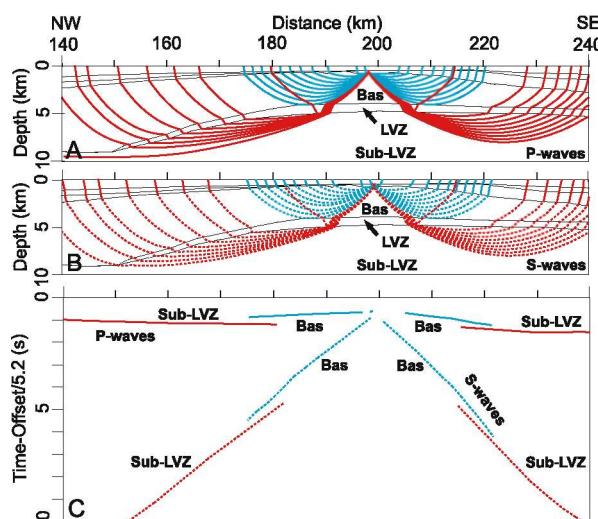


Рисунок 4 Построение кинематического «отступания». (A) Трассирование лучей преломленных волн для модели скоростей P-волн. (B) Трассирование лучей S-волн, обмен которых произошел на верхней границе базальтов, с использованием упрощенной модели скоростей S-волн. (C) Рассчитанные времена пробега для трассированных лучей A и B, включая «отступание», связанное с зоной низких скоростей. Преломленные волны в базальтах (Bas) оканчиваются, когда лучи рефрактированных волн достигают основания слоя базальта, тогда как преломленные волны от зоны низких скоростей (Sub-LVZ) запаздывают и приурочены к большим величинам удалений.

интерпретацией для Пермо-триасовых, Юрских или меловых глин под зоной низких скоростей. Хребет Fugloy был проинтерпретирован как олигоценово-миоценовая складчатая структура и, таким образом, область, покрытая базальтом, может представлять собой самую глубокую часть палеозойско-мезозойского бассейна, осадки в который поступали как с Востока Гренландии, так и Шотландии и Шетландских о-вов (Sorensen, 2003). Скорости P-волн под зоной низких скоростей выше, чем можно было ожидать только для осадочных пород подобного типа и поэтому вероятны интрузии базальтовых силлов в эти осадки, которые также имеют значения Vp/Vs , равные 1.85 (Christensen, 1996). В качестве альтернативного пояснения для наблюденных скоростей P- и S-волн и высокого соотношения Vp/Vs возможно предположить, что период длительного обнажения льюисского основания до палеоцена, которое способствовало существенному выветриванию и гидратации минералов, как на обнажениях в северной Шотландии (Hall and Simmons, 1979). В любом случае, зафиксированные S-волны не отмечаются высоким проникновением под хребтом Fugloy (рисунок 5B) и не могут дать много сведений о более глубоком подстилающем фундаменте предположительно льюисской гнейсовой коры.

Анализ «отступания» для Vp/Vs зоны низких скоростей под базальтами

Принципы решения обратной кинематической задачи слабо разрешают неоднозначность скорость-глубина для зон низких скоростей (Flecha et al., 2004). Поэтому был выбран более детальный анализ зон низких скоростей, чем тот, который получается при глобальном моделировании. Определение отношения Vp/Vs в зоне низких скоростей менее чувствительно к неоднозначности скорость-мощность, чем определение одной только скорости, из-за того, что амплитуда «отступания» (Рисунок 4) зависит только от мощности и скорости промежуточной зоны низких скоростей (Fliedner and White, 2001). Таким образом, как мы показываем ниже, эффект от мощности зоны низких скоростей может быть перечеркнут при рассмотрении «отступания» обеих P- и S-волн.

Мы рассматриваем относительные «отступания» P- и S- волн в критической точке преломления под зоной низких скоростей, учитывая задержку по фазе на 90°. Как показано в уравнении 1, зависимость между отношением Vp/Vs зоны низких скоростей и временами «отступания» является функцией от

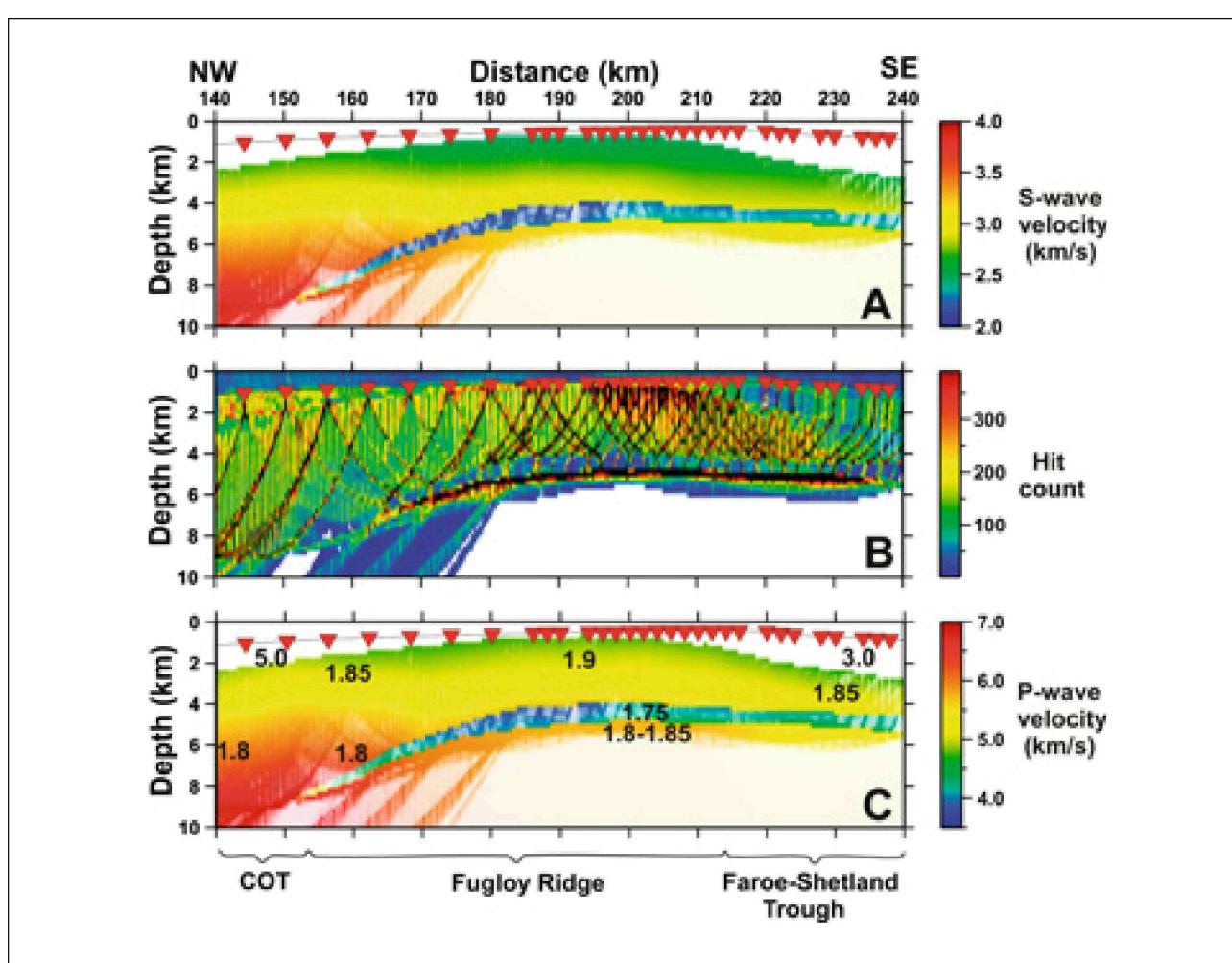


Рисунок 5 Результаты томографии, полученные по разрезу на профиле с Фарерских о-вов (оранжевый прямоугольник, Рисунок 1В). (A) Скоростная модель S-скоростей, с указанием на зону проникновения лучей. (B) Проникновение лучей, зона низких скоростей выделяется своим исключительно низким покрытием лучей. (C) Значения Vp/Vs (жирным), наложенные на модель скорости P-волн с обозначением покрытия лучей S-волн. COT = Зона перехода от континента к океану.

зависимости скоростей P- и S-волн между зоной низких скоростей и подстилающими породами; в нашем случае скорости под зоной низких скоростей хорошо дискретизированы и имеют высокое разрешение как для P-так и S-волн. Критическая точка для преломленных волн от базальта для которой измерялась магнитуда «отступания», определялась путем трассирования лучей через модель среды, при оценочном значении для Vp/Vs зоны низких скоростей. Для увеличения надежности предположения о том, что зона низких скоростей латерально однородная, анализ ограничивался областью зоны низких скоростей с наилучшей дискретизацией с расстоянием между профилями 180-200 км, там, где скорость P-волны или там, где зона низких скоростей имеет минимальную мощность.

$$\frac{Vp_{LVZ}}{Vs_{LVZ}} = \frac{\Delta t_s \sqrt{1 - \frac{Vs_{LVZ}^2}{Vs_{Sub-LVZ}^2}}}{\Delta t_p \sqrt{1 - \frac{Vp_{LVZ}^2}{Vp_{Sub-LVZ}^2}}} \quad (\text{Уравнение 1})$$

или для упрощения

$$\frac{Vp_{LVZ}}{Vs_{LVZ}} = A \frac{\Delta t_s}{\Delta t_p} \quad (\text{Уравнение 2})$$

Vp_{LVZ} и Vs_{LVZ} являются значениями скоростей P- и S-волн для зоны низких скоростей, $Vp_{Sub-LVZ}$ и $Vs_{Sub-LVZ}$ – значения скоростей P- и S-волн под зоной низких скоростей, а t_p и t_s – временами «отступания» P- и S-волн соответственно в критических точках для преломленных волн, луч которых проникает на максимальную глубину под зоной малых скоростей.

Как можно видеть из Уравнения 2, отношение Vp/Vs для зоны низких скоростей нельзя рассчитать независимо используя только относительные значения времен «отступания». При погрешности ± 0.03 км/с в $Vp_{Sub-LVZ}$ и ± 0.1 км/с в $Vs_{Sub-LVZ}$ и ± 0.4 км/с в Vp_{LVZ} допустимый диапазон для Vp/Vs можно численно определить совместно с диапазоном для объемного множителя, А, который корректирует траектории лучей P- и S-волн через зону низких скоростей. Объемный множитель, А, устойчивый и может определяться с точностью 4%. Расчетная латеральная вариация А меньше, чем оценочная погрешность и таким образом, А принимается за константу по латерали. Ошибки, связанные с определением времен «отступания» приводят к дополнительному рассеянию в расчетах отношения Vp/Vs. «Отступания» S-волны включает в себя относительное запаздывание фазы на 90 градусов для преломленных волн, идущих снизу зоны малых скоростей. Ошибки времени «отступания» объясняются неточностью пикирования времен пробега каждой фазы и ошибками, связанными с использованием глобальной скоростной модели (с ее неотъемлемой неоднозначностью скорость-глубина) для расчета критического расстояния, при котором измеряется магнитуда кинематического «отступания». Погрешности в 100 м и 500 м при критическом расстоянии для P- и S-волн, соответственно, приводят к неточностям определения времени «отступания», равным 10 мс и 15 мс. Оценочная ошибка в Vp/Vs таким образом, равна 8-17%. Однако, поскольку никакая систематическая неоднородность в Vp/Vs не наблюдается в низкоскоростной зоне на интервале профиля в 180-200 км, отношение Vp/Vs предполагается постоянным. Отношение Vp/Vs, рассчитанное учитывая отдельно рассчитанные

значения Vp/Vs в качестве примерной оценки, оказалось устойчивым, несмотря на то, что отношение Vp/Vs использовалось в расчете глобальной модели. В качестве стартовых моделей для зоны низких скоростей были использованы различные глобальные модели с различными отношениями Vp/Vs, до тех пор, пока входные и выходные отношения Vp/Vs имели смысл. Анализ «отступания» был выполнен с использованием глобальных моделей с отношением Vp/Vs для зоны малых скоростей, равным 1.9, 1.8 и 1.75, а соотношения Vp/Vs 1.79 ± 0.12 , 1.72 ± 0.06 , и 1.76 ± 0.09 , соответственно, были рассчитаны по «отступанию» для семи пикетов, развернутых над вершиной хребта Fugloy (Рисунок 1В).

Объемное отношение Vp/Vs, равное 1.76 ± 0.09 (Рисунок 5), в комбинации с оценкой скорости P-волны, полученные по совместному моделированию «отступания» базальтов и отражений от основания базальтов при больших углах и равные 4.3 ± 0.4 км/с, приводятся для соответствующих осадочных пород и гиалокластита (Рисунок 6). Показаны палеоценовые гиалокластиты, находящиеся на глубине 2.4-3.5 км вблизи скважины Lopra-1/1 A на Фарерских островах (Christie et al., 2006). Гиалокластиты Lopra близки к тем, которые мы ожидаем обнаружить под базальтами на хребте Fugloy и схожего возраста. Различия в глубинах залегания и степени литификации малы из-за высокого всестороннего давления как для Lopra, так и для зоны низких скоростей под базальтами на профиле iSIMM. Акустические скорости для скважины Lopra только на 3% выше скоростей по данным сейсмических измерений (Christie et al., 2006). Как измеренное отношение Vp/Vs, так и скорости P-волн соответствуют в пределах ошибки измерений интерпретации зоны низких скоростей как зоны распространения гиалокластитов, подобных найденным в скважине Lopra-1/1A на Фарерских островах.

Рассчитанные свойства вещества зоны низких скоростей также попадают в переделы свойств для осадочных кварцево-полевошпатовых пород (Domenico, 1984; Tatham and McCormack, 1991) и средние физические свойства, особенно для скоростей P-волн, отвечают данной интерпретации. Это говорит о том, что несмотря на то, что зона низких скоростей может содержать долю гиалокластитов, она также может содержать кварцево-полевошпатовые осадочные породы. В бассейне Kangerlussuaq, Восточная Гренландия морские осадочные породы мелового и ранне-палеоценового возраста перекрываются более грубозернистыми мелководными и речными осадочными породами среднего-позднего палеоцена (Peate et al., 2003). Эта смена в седиментации между ранним и поздним палеоценом была вызвана существенным подъемом температуры в регионе в ответ на приход мантийной струиproto-Исландии (Peate et al., 2003). Хотя центр Фарерско-Шетландского прогиба оставался крупнейшим глубоководным депоцентром на протяжении палеоцена (Stoker et al., 1993) северо-западный борт, теперь покрытый палеоценовыми базальтовыми потоками, вероятно испытал осаждение более мелководных осадков как продолжение современных ему речных систем, наблюдавшихся в Гренландии. Эти осадочные породы и перекрывающие их/переслаивающие первичные или переработанные пирокластические отложения, образовавшиеся в результате последней фазы вулканизма (например, Peate et al., 2003), скорее всего, имеют более высокую пористость, и таким образом более низкую скорость, чем подстилающие глубоководные морские осадки. Таким образом

при наличии подходящей стратиграфической или структурной карты, комплекс, обозначенный с точки зрения сейсмических характеристик как зона низких скоростей, может потенциально быть коллектором. Свойства материала в осадочном разрезе палеоцена в скважине 206/1-2, расположенной в 600 м от воды на юго-восточном борту Фарреро-Шетландского прогиба (Рисунок 1) также приведены на рисунке 6. Подбазальтовые осадочные породы, залегающие на глубине 4-6 км, скорее всего более консолидированные, и таким образом, имеют более высокую скорость и низкое соотношение V_p/V_s , чем те, которые наблюдаются в пределах Фарреро-Шетландского прогиба на глубине 3.2-4.5 км. Любые базальтовые или, что менее вероятно из-за расстояния от рифта, долеритовые интрузии-дайки в подбазальтовый палеоценовый разрез также вызовут наблюдаемое уменьшение скорости P-волны при этом уменьшающее отношение V_p/V_s .

Внимательный анализ P-волны в данных сейсмических исследований МОВ iSIMM при использовании кинематической поправки для удалений до 12 км, предполагает, что имеется двойная инверсия скорости под более тонкими излившимися базальтами Фарреро-Шетландского прогиба, которые были проинтерпретированы как

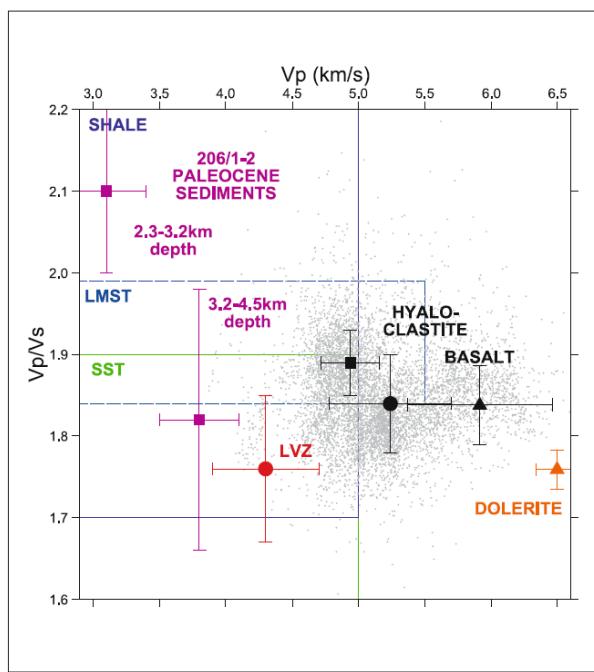


Рисунок 6 Средний результат детального анализа зоны пониженных скоростей (LVZ) показан красным кружком. Серые точки соответствуют скважинным каротажным измерениям гиалокластитов из скважины Faroes Lopra-1/1A; черный квадрат соответствует средним гиалокластитам Lopra-1/1A без переслаивания с потоками базальтов, черный кружок включает комплексы с некоторыми переслаивающимися потоками (Christie et al. 2006) и черный треугольник – базальт при давлении 200 MPa (Christensen, 1996). Долерит (который представлен в интрузиях скважины Lopra-1/1A, Christie et al. 2006) показан оранжевым треугольником (Christensen, 1996). Участки, определяющиеся как чистый песчаник, известняк и глина (Domenico 1984; Tatham 1982; Tatham and McCormack 1991) показаны зеленым, синим и фиолетовым, соответственно и свойства палеоценового осадочного разреза, поделенного на два интервала по глубинам, по скважине 206/1-2, показаны розовым.

осадочные породы, подстилающие мощный слой гиалокластитов (Spitzer et al., 2005). Этот анализ отражений разрешает едва определимую инверсию скорости между базальтом на ~5.8 км/с, которая была проинтерпретирована как гиалокластиты со скоростями ~5.2 км/с. По сравнению с комплексами, которые были разбурены в скважине Lopra-1/1A, эта скорость, вероятно указывает на переслаивание гиалокластитов и базальтовых потоков, чье латеральное продолжение вероятно включено в базальтовый слой, откартированный с помощью широкогабаритной кинематической томографии. Таким образом, возможно, что низкоскоростная зона, проанализированная здесь, представляет собой слой палеоценовых осадочных пород.

Заключение

Структура вулканической рифтовой континентальной окраины была изучена с помощью высококачественных широкогабаритных сейсмических данных с источником низкой частоты, который помог проникнуть под мощные базальтовые комплексы. Океанические донные сейсмометры позволили собрать данные по обменным S-волнам, которые использовались для построения скоростной модели для S-волн и таким образом, при объединении с моделью для P-волн, определили вариацию отношения V_p/V_s вдоль профиля. «Отступания» волн, преломленных на базальтах и рефрагированных волнами, лучи которых преломлялись под зоной малых скоростей, как для P- так и S-волн, указывают на инверсию скорости под базальтами (зона низких скоростей). Неоднозначность скорость-мощность присуща анализу кинематики для зоны малых скоростей под базальтами, но прямое определение отношения V_p/V_s в этой зоне не так сильно зависит от смоделированной мощности зоны малых скоростей как от абсолютных значений скоростей P- или S-волн. В этой окрестности отношение V_p/V_s и скорость P-волн для зоны малых скоростей указывает на наличие палеоценовых осадочных пород, хотя нельзя упускать из виду долю гиалокоаститов.

Результаты соответствуют результатам экстраполяции, полученной под менее мощными базальтами к юго-востоку, которая говорит о наличии кварцево-половинчатых осадочных пород. Стратиграфически гиалокластиты будут перекрывать палеоценовые осадки и если переслаиваются с базальтовыми потоками, то некоторые комплексы гиалокластитов могли бы быть включены в главный базальтовый слой в нашей глобальной модели. Физические свойства комплексов, подстилающих зону низких скоростей, на всем континентальном хребте Fugloy говорят о более консолидированных, древних породах, возможно богатых глинами, в которые внедрились интрузии базальтовых силлов. Вероятно, они являются продолжением регионального мезозойского бассейна, как это видно в обоих бассейнах Kangerlussaq, в восточной Гренландии и Фарреро-Шетландском прогибе, где меловые глины преобладают в осадочном допалеоценском разрезе.

Благодарности

Команда iSIMM: R.S. White, P.A.F. Christie, N.J. Kusznir, A.M. Roberts, D. Healy, R. Spitzer, A. Chappell, J.D. Eccles, R. Fletcher, N. Hurst, H. Lau, Z. Lunnon, C.J. Parkin, A.W. Roberts, L.K. Smith, и V.J. Tymms. Проект iSIMM финансировался университетами Ливерпуля и Кембриджа, Schlumberger Cambridge Research, Badley Geoscience,

WesternGeco, Amerada Hess, Anadarko, BP, ConocoPhillips, ENI UK, Statoil, Shell, Советом по Исследованию Окружающей среды и департаментом торговли и Промышленности. Однако мнения, выраженные здесь – являются мнением авторов, которые полностью несут ответственность за свои ошибки. Отдел наук о Земле, Номер публикации в Кембридже ES.8866.

Литература

- Assumpcao, M. and Bamford, D. [1978] LISPB - V. Studies of crustal shear waves. *Geophysical Journal of the Royal Society*, **54**, 61-73.
- Avedik, F., Hirn, A., Renard, V., Nicolich, R., Olivet, J.L., and Sachpazi, M. [1996] "Single-bubble" marine source offers new perspectives for lithospheric exploration. *Tectonophysics*, **267**, 57-71.
- Bamford, D., Nunn, K., Prodehl, C and Jacob, B. [1978] LISPB - IV. Crustal structure of Northern Britain. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **54**, 43-60.
- Christensen, N.I. [1996] Poisson's ratio and crustal seismology. *Journal of Geophysical Research*, B101, 3139-3156.
- Christie, P., Gollifer, I. and Cowper, D. [2006] Borehole seismic studies of a volcanic succession from the Lopra-1/1A borehole in the Faroe Islands, NE Atlantic. *Geology of Denmark Survey*, **9**, 23-40.
- Domenico, S.N. [1984] Rock lithology and porosity determination from shear and compressional wave velocity. *Geophysics*, **49**, 1188-1195.
- Flecha, I., Marti, D., Carbonell, R., Escuder-Viruete, J., and Perez-Estaun, A. [2004] Imaging low-velocity anomalies with the aid of seismic tomography. *Tectonophysics*, **388**, 225-238.
- Fliedner, M.M. and White, R.S. [2001] Seismic structure of basalt flows from surface seismic data, borehole measurements, and synthetic seismogram modelling. *Geophysics* **66**, 1925-1936.
- Hall, J. and Simmons, G. [1979] Seismic velocities of Lewisian metamorphic rocks at pressures to 8 kbar: relationship to crustal layering in North Britain. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **58**, 337-347.
- Holmes, M.A. [1998] Alteration of Uppermost Lavas and Volcaniclastics Recovered During Leg 152 to the East Greenland Margin. In Saunders, A.D., Larsen, H.C., and Wise, S.W., Jr (Eds) *Proceeding of the Ocean Drilling Project, Scientific Results*, **152**, 115-128.
- Konnerup-Madsen, J. [2006] A reconnaissance study of fluid inclusions in fracture-filling quartz and calcite from the Lopra-1/1A well, Faroes Islands. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*, **9**, 119-122. Lunnon, Z.C., Christie, P.A.F., and White, R.S. [2003] An evaluation of peak and bubble tuning in sub-basalt seismology: modelling and results from OBS data. *First Break*, **21**, 51-56.
- Maresh, J., White, R. S. Hobbs, R.W., and Smallwood, J.R. [2006] Seismic attenuation of Atlantic margin basalts: observations and modeling. *Geophysics*, **71**, 211-221.
- Peate, I.U., Larsen, M., and Lesher, C.E. [2003] The transition from sedimentation to flood volcanism in the Kangerlussuaq Basin, East Greenland: basaltic pyroclastic volcanism during initial Palaeogene continental break-up. *Journal of the Geological Society, London*, **160**, 759-772.
- Richardson, K.R., White, R.S., England, R.W., and Fruehn, J. [1999] Crustal structure east of the Faroe Islands: mapping sub-basalt sediments using wide-angle seismic data. *Petroleum Geoscience*, **5**, 161-172.
- Rutledge, J.T. and Winkler, H. [1989] Attenuation measurements from vertical seismic profile data: Leg 104, site 462. In Eldholm, O., Thiede, J., and Taylor, E. (Eds) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **104**, 965-972. Saunders, A.D., Fitton, J.G., Kerr, A.C., Norry, M.J., and Kent, R.W. [1997] The North Atlantic Igneous Province. In Coffin, M.F., and Mahoney, J.J. (Eds) Large Igneous Provinces; Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism. *American Geophysical Union Geophysical Monograph*, **100**, 45-93.
- Sorensen, A.B. [2003] Cenozoic basin development and stratigraphy of the Faroes area. *Petroleum Geoscience*, **9**, 189-207.
- Spitzer, R., White, R.S., and iSIMM Team. [2005] Advances in seismic imaging through basalts: a case study from the Faroe-Shetland Basin. *Petroleum Geoscience*, **11**, 147-156.
- Stoker, M.S., Hitchen, K., and Graham, C.C. [1993] The geology of the Hebrides and West Shetland shelves, and adjacent deep-water areas. *British Geological Survey United Kingdom Offshore Regional Report*, 149 pp. Tatham, R.H. [1982] Vp/Vs and lithology. *Geophysics*, **47**, 336-344.
- Tatham, R.H. and McCormack, M.D. [1991] Rock physics measurements. In Multicomponent Seismology in Petroleum Exploration. *Investigations in Geophysics*, **6**, SEG, 43-91.
- White, R. and McKenzie, D. [1989] Magmatism at rift zones: generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, **94** (B6), 7685-7729.
- White, R.S. and Stephen, R.S. [1980] Compressional to shear wave conversion in oceanic crust. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **63**, 547-566. White, R.S., Spence, G.D., Fowler, S.R., McKenzie, D.P., Westbrook, G.K. and Bowne, A.N. [1987] Magmatism at rifted continental margins. *Nature*, **33**, 439-444. White, R.S., Christie, P.A.F., Kusznir, N.J., Roberts, A., Davies, A., Hurst, N., Lunnon, Z., Parkin, C.J., Roberts, A.W., Smith, L.K., Spitzer, R., Surendra, A., and Tymms, V. [2002] iSIMM pushes frontiers of marine seismic acquisition. *First Break*, **20**, 782-786.
- Zelt, C.A. and Smith, R.B. [1992] Seismic traveltimes inversion for 2D crustal velocity structure. *Geophysical Journal International*, **108**, 16-34.
- Ziolkowski, A., Hanssen, P., Gatlift, R., Jakubowicz, H., Dobson, A., Hampson, G., Li, X., and Liu, E. [2003] Use of low frequencies for sub-basalt imaging. *Geophysical Prospecting*, **51**, 169-182.