Записки Ленинградского ордена Ленина, ордена Октябрьской Революции
и ордена Трудового Красного Знамени горного института им. Г.В.Плеханова,
т. XCII, 1982 г.

УДК 550.834

ПРОСЛЕЖИВАНИЕ КРУТОПАДАЮЩИХ ОТРАЖАЮЩИХ ГРАНИЦ В ПЛАТОБАЗАЛЬТАХ СЕВЕРНОЙ ИСЛАНДИИ

ВИДЖЕРАТНЕ МАКЕВИТА

Исландия – остров вулканического происхождения, и видимая часть земной коры в Исландии почти полностью сложена вулканическими породами. Свыше 90 % из них - базальты, остальное – андезиты, дациты, риолиты и трахиты. Лавы сопровождаются пирокластическими породами того же состава. Осадочные породы в разрезе Исландии встречаются очень редко и представлены линзами речных и озерных отложений и тиллитов, иногда – прибрежными морскими осадками [I].

Геологическое строение Исландии изучалось многими исследователями. Результаты этих работ обобщены в монографии [6]. В соответствии с существующими представлениями, видимый разрез в Исландии начинается с миоценового базальтового комплекса мощностью до 8–I0 км, который по особенностям петрохимии и условиям залегания напоминает траповые формации. Этот комплекс встречается на большей части площади острова и его шельфе. Комплекс миоценовых платобазальтов обнажается в восточной и северо-западной частях острова, а также на центральном участке Северной Исландии. В окраинных районах он залегает в целом моноклинально, полого погружаясь в направлении внутренних районов. В центральной части Северной Исландии миоценовый комплекс полого падает в южных румбах. Возраст комплекса от I3–I6 до 5–6 млн.лет.

Миоценовый комплекс расчленен многочисленными крутопадающими маломощными (до I–I5 м) дайками преимущественно базальтового и реже кислого состава, на некоторых участках Восточной Исландии обнаружен также комплекс пластообразных интрузий того же состава, прорывающих видимые нижние горизонты миоценового вулканического комплекса. Интрузивные тела залегают несколько круче (от I0 до 45°), чем вмещающие породы.

Комплекс миоценовых платобазальтов перекрывается вулканическими и осадочными плиоценовыми и эоплейстоценовыми образованиями с абсолютным возрастом от 5 до I млн.лет. Эти образования более разнообразны по составу, чем миоценовый комплекс: платобазальты чередуются с фациально измен-

чивыми толщами, включающими постройки древних центральных вулканов, которые сложены как основными, так и кислыми лавами, туфами, экструзивными телами и т.д. В состав плиоценового комплекса входят также силлы долеритов мощностью до нескольких сотен метров.

Более молодые плейстоценовые и голоценовые вулканические образования приурочены к осевым частям так называемых неовулканических, или рифтово-вулканических, зон. Накопление этих образований связано с деятельностью вулканов трещинного и центрального типа. Длина трещин, из которых почти на всем протяжении одновременно изливались лавы, достигает иногда 20-25 км.

Сейсмические исследования Исландии, начатые методом преломленных волн в 50-60 гг. XX в. [8], позднее были продолжены по ряду международных проектов, в которых приняли участие советские специалисты. В 1976-1978 гг. ими были выполнены исследования верхней части (до 10-15 км) земной коры комбинированным методом отраженных и преломленных волн. Один из профилей наблюдений был расположен в Северной Исландии. Этот профиль пересек основные геологические структуры: миоценовые платобазальты, внешнюю и внутреннюю части центральной неовулканической зоны [9]. В настоящей работе рассматриваются материалы наблюдений в западной части профиля - в пределах платобазальтов.

Волновое поле, полученное на сейсмических записях, характеризуется большой сложностью. В первых вступлениях прослеживаются волны, кажущаяся скорость которых в целом плавно возрастает при удалении от источника. Такие волны могут быть отнесены к рефрагированным. Они свидетельствуют об увеличении скорости упругих волн с глубиной и могут быть использованы для расчета этой зависимости.

В зоне последующих вступлений основными чертами волнового поля являются слабая регулярность и низкая интенсивность колебаний, а также различное направление осей синфазности, характеризующихся широким диапазоном значений кажущейся скорости. Такое поле в целом свидетельствует как о сложном строении среды, так и о слабой ее дифференциации по скорости упругих волн. Среди ряда волн, связанных с верхней частью разреза (прямых поперечных, поверхностных, звуковых, а также дифрагированных) есть иногда доминирующие волны, имеющие близкую к бесконечности или отрицательную кажущуюся скорость и примыкающие к первым волнам на одних и тех же участках профиля на нагоняющих, а в ряде случаев и на встречных годографах. Часть таких волн имеет почти постоянные значения кажущейся скорости и соответственно прямолинейные годографы, другая - годографы гиперболического вида. По мере удаления от точки смыкания с первыми волнами годографы этих волн приобретают асимптотическую кажущуюся скорость первых волн.

Область смыкания с первыми волнами характеризуется резким осложнением их записи, выражающемся в затухании первых фаз, увеличении интенсивности последующих экстремумов и появлении во вторых вступлениях записи сейсмических волн регулярного характера. Эти волны, как правило, сохраняют отмеченные выше особенности записи на нагоняющих системах. Кинематические и динамические характеристики волн в области, близкой к пер-

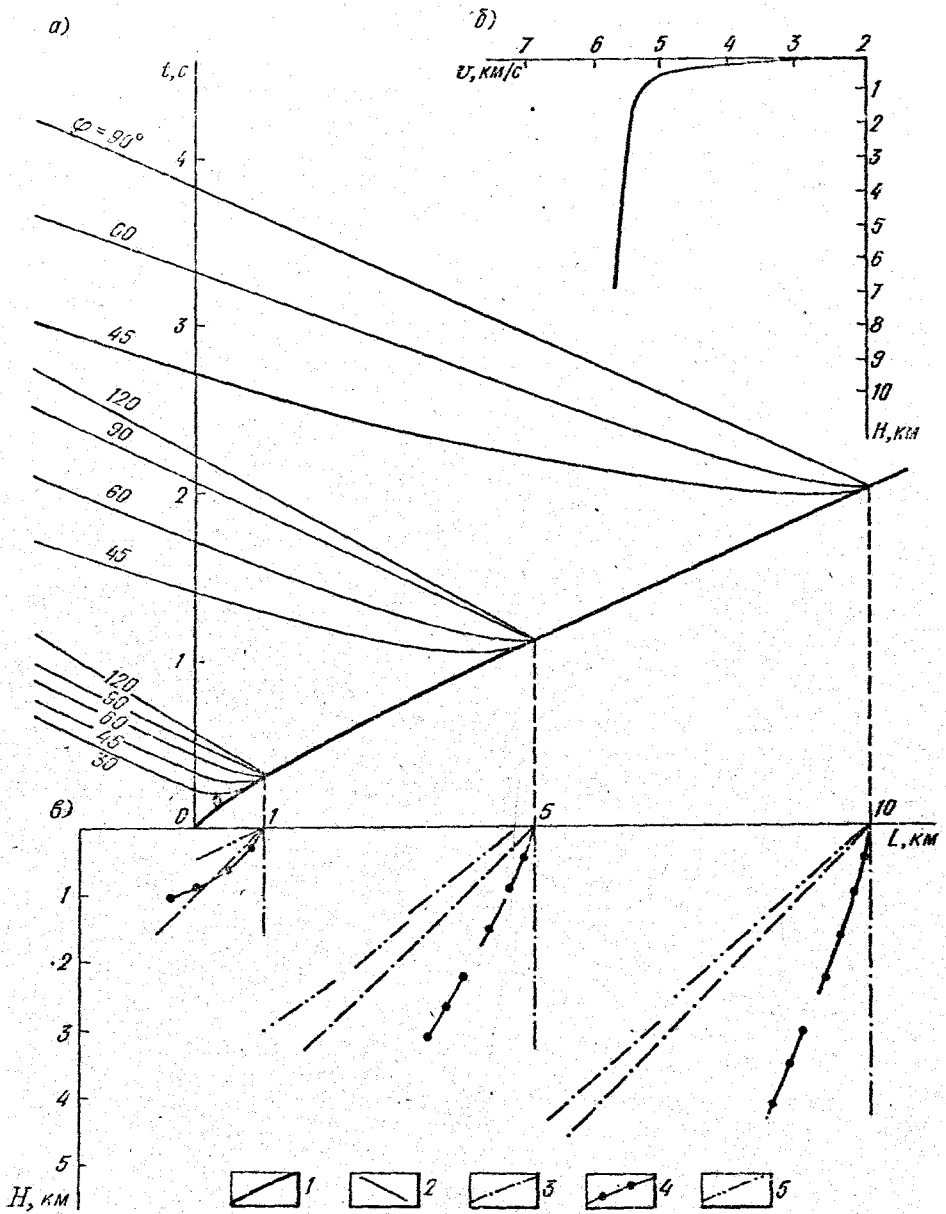


Рис.1. Решение прямой и обратной задачи для скоростной модели плато-базальтов: а – теоретические годографы рефрагированных и отраженных волн; б – скоростной разрез; в – отражающие границы

1 и 2 – годографы рефрагированных и отраженных волн соответственно; 3–5 – отражающие границы: исходные (3), построенные с постоянной скоростью по годографам, соответствующим контактам с наклоном $\varphi = 90^{\circ}$ (4) и 45° (5)

вым вступлениям, дают основание отнести их к отраженным от сейсмических границ, пересекаемых профилем вблизи дневной поверхности под различными углами.

Как показывает практика сейсморазведочных работ в градиентных средах других регионов [2, 4, 7], образование этих волн обусловлено наличием в разрезе скоростных неоднородностей, соответствующих границам пород разного состава, зонам тектонических и гидротермальных изменений и др. Крутопадающими границами в исследуемом районе являются зоны тектонических и гидротермальных изменений, а также наклонные контакты интрузий, даек и т.п.

Для построения отражающих границ в разрезе изучалась скоростная модель платобазальтов по годографам рефрагированных волн. С этой целью годографы были приведены к общему пункту взрыва. Сопоставление показало, что они не имеют систематических различий. Следовательно, по осредненному годографу рефрагированных волн можно построить единую скоростную модель верхней части разреза платобазальтов. Такая модель была построена по способу С.В.Чибисова и уточнена с помощью программы Н.Н.Матвеевой [5]. На основе полученной зависимости скорости от глубины была рассчитана лучевая диаграмма до глубины 6 км.

Скоростной разрез и лучевая диаграмма были использованы для решения вопроса о том, в какой мере приемлем простой способ построения отражающих площадок - по лучевой скорости рефрагированной волны до точки выхода крутопадающего контакта на поверхность наблюдений [3]. С этой целью для полученного скоростного разреза решена прямая задача для отражающих границ с наклоном 45^0 и 90^0, удаленных от источника на 1,5 и 10 км (рис.1). Затем по теоретическим годографам отраженных волн были построены отражающие площадки с использованием лучевой скорости рефрагированной волны.

Построенные отражающие площадки более пологие, чем исходные, причем с глубиной угол их падения уменьшается. Расхождение построенных и исходных площадок увеличивается на малых расстояниях от источника. В исследованном интервале глубин и расстояний от источника расхождения углов достигают десятков градусов.

Таким образом, использование упрощенного способа построения отражающих площадок в условиях изученного скоростного разреза приводит к существенному искажению разреза. По этой причине указанный способ может применяться лишь для предварительной оценки наклона отражающих границ, причем для построения целесообразно использовать только участки годографов отражений вблизи точки смыкания с годографом рефрагированных волн.

Практическое использование лучевой диаграммы для изучения структуры платобазальтов (рис.2) показывает, что крутопадающие отражающие границы, прослеженные по системе нагоняющих годографов, хорошо согласуются друг с другом.

Очевидно, что лучевые диаграммы, характеризующие градиентный скоростной разрез, могут быть эффективно использованы для построения отражающих границ, прослеженных в вертикальной плоскости. Положение отражающих элементов, расположенных вне плоскости профиля, в условиях градиент-

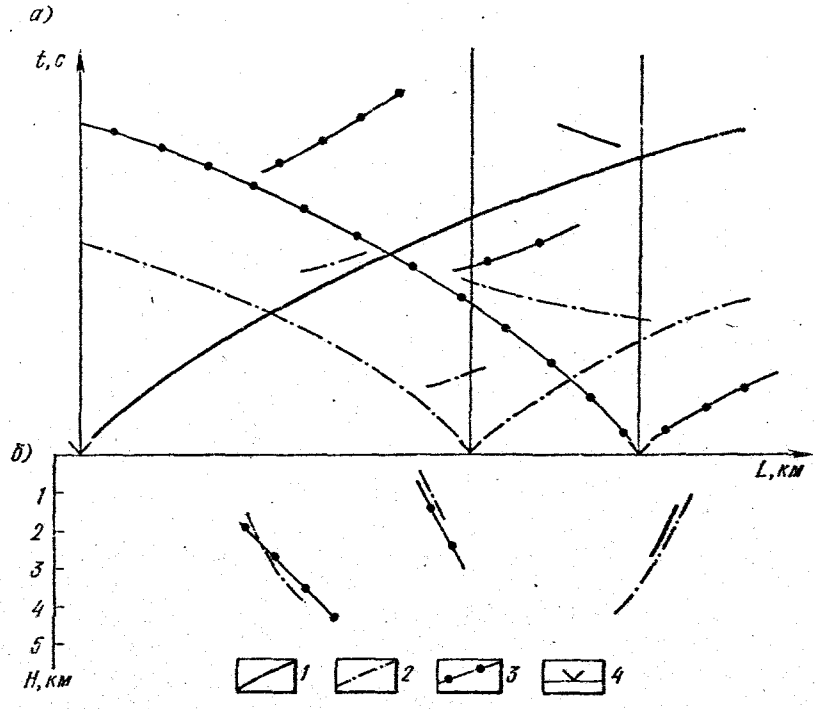


Рис.2. Результаты построения отражающих границ для градиентного скоростного разреза: а – годографы прослеженных рефрагированных и отраженных волн; б – сейсмический разрез
1-3 – годографы и отражающие площадки для соответствующих пунктов взрыва

ного скоростного разреза может быть определено только с помощью решения трехмерных прямых задач, доступного с применением ЭВМ.

Если детальность наблюдений недостаточна для определения «боковых» отраженных волн на сейсмическом разрезе в условиях заметного вертикального градиента скорости, такие отражения строятся в виде разрозненных границ даже в том случае, когда они прослежены неоднократно. Линейные системы наблюдений, преимущественно использованные для изучения платобазальтов, позволяют в отдельных случаях дать приближенную оценку элементов залегания отражающих границ. Если отражения регистрируются только на прямых, но не на встречных годографах, то можно сказать, что граница падает в сторону пункта взрыва. Если отражения прослеживаются на встречных системах и имеют общую точку смыкания с первыми вступлениями, то можно предполагать вертикальное или близкое к нему падение контакта.

Выводы

1. Скоростной разрез миоценовых платобазальтов Северной Исландии, изученный до глубины 6 км, характеризуется существенным вертикальным градиентом.

2. Крутопадающие отражающие элементы в условиях такого скоростного разреза следует строить с помощью лучевых диаграмм; построения с использованием постоянной скорости дают большие погрешности.

3. Лучевые диаграммы эффективны только для границ, прослеживаемых в плоскости сейсмического профиля. Трехмерную обратную задачу можно решать с помощью моделирования на ЭВМ.

4. Если системы наблюдений не имеют развитых пространственных элементов, то с помощью продольного профилирования МОВ с нагоняющими и встречными годографами в отдельных случаях можно давать приближенную оценку элементов залегания отражающих границ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В.В., Милановский Е.Е. О тектонике и тектоническом положении Исландии. – Бюл. МОИП, Сер. геолог., 1975, т. 50, вып. 3.

2. Зверев С.М., Литвиненко И.В. Сопоставление сейсмических данных о верхней части земной коры Исландии и Балтийского щита. – Зап. ЛГИ, 1981, т. 89.

3. Кокорина Л.К., Лизинский М.Д. О выборе скорости для построения отражающих границ в разрезах Печенгского района. – Зап. ЛГИ, 1976, т. 68, вып. 2.

4. Литвиненко И.В. Методика изучения сейсморазведкой сложных структур верхней части консолидированной коры материков. – Зап. ЛГИ, 1971, т. 61, вып. 2.

5. Матвеева Н.Н. Программа решения прямой и обратной кинематической задачи сейсмологии. – В кн.: Программы для интерпретации сейсмических наблюдений / Под ред. Н.Н. Матвеевой. Л., Наука, 1972. Т. 1.

6. Милановский Е.Е., Трифонов В.Г., Горячев А.В., Ломизе М.Г. Исландия и Срединно-океанический хребет. Геоморфология. Тектоника. М., Наука, 1979.

7. Мирошникова О.В., Шопин Ю.Г., Марцинковская Н.Г., Мири-Заде С.А. О возможности сейсмических исследований наклонных границ в градиентных средах. – Геология и геофизика, 1969, № 6.

8. Palmason G. Crustal structure of Iceland from explosion seismology. Reykjavik, 1971. Rit 40.

9. Zverev S.K., Litvinenko I.V., Palmason G., Yaroshevskaya G.A., Osokin N.N., Akhmetjev M.A. – Journal of Geophysics. 1980, vol. 47, N 1-3.