

# **Wave-equation based velocity inversion and migration of multiples**

Yikang Zheng

**A Dissertation Submitted to**

**The University of Chinese Academy of Sciences In partial fulfillment of  
the requirement**

**For the degree of**

**Doctor of Solid Geophysics**

**Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences**

**May, 2016**

密级:\_\_\_\_\_



**中国科学院大学**  
University of Chinese Academy of Sciences

# 博士学位论文

基于波动方程的速度反演与多次波偏移

作者姓名: 郑忆康

指导教师: 王一博 研究员

中国科学院地质与地球物理研究所

学位类别: 理学博士

学科专业: 固体地球物理学

研究所: 中国科学院地质与地球物理研究所

2016 年 5 月

# 中国科学院地质与地球物理研究所

## 研究生学位论文独创性声明

本人声明所呈交的学位论文是本人在王一博导师指导下进行的研究工作及取得的研究成果。除了文中特别加以标注和致谢的内容外，论文中不包含其他人已经发表或撰写过的研究成果，也不包含为获得中国科学院地质与地球物理研究所或其他教育机构的学位或证书而使用过的材料。与我一同工作的同志对本研究所做的任何贡献均已在论文中做了明确的说明并表示谢意。

论文与资料若有不实之处，本人承担一切相关责任。

学位论文作者签名：\_\_\_\_\_ 签字日期：\_\_\_\_\_ 年 月 日

## 学位论文版权使用授权书

本学位论文作者完全了解中国科学院地质与地球物理研究所有关知识产权的规定，研究所有权保留并向国家有关部门或机构送交本论文及论文的复印件和电子文档，允许论文被查阅和借阅；中国科学院地质与地球物理研究所可以将学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索和传播，可以采用影印、缩印或扫描等复制手段保存、汇编学位论文（保密的学位论文在解密后适用本授权书）。

保密论文注释：本学位论文属于保密范畴，保密期限    年，解密后适用本授权书。

学位论文作者签名：\_\_\_\_\_ 导师签名：\_\_\_\_\_

签字日期：\_\_\_\_\_ 年 月 日 签字日期：\_\_\_\_\_ 年 月 日

## 摘 要

随着油气勘探的不断深入，复杂地质构造地区的成像问题愈发重要，需要不断发展高精度的成像方法。近年来，基于波动方程的叠前深度偏移技术作为地震资料处理中的高精度成像方法得到了深入研究和广泛应用，但仍然存在一些问题。首先，基于波动方程的成像方法需要高精度的偏移速度模型来正确成像，但如何有效建立地下高精度速度模型一直是学术界和工业界的难点问题，需要不断研究 Hessian 矩阵的近似方法，尽可能减少波形振幅对波动方程走时反演的影响，提高波动方程全波形反演的计算效率；其次，在对复杂构造成像时，常规偏移方法只考虑利用一次波成像，但是地震数据中的多次波同样包含地下介质信息，也应当加以利用来提高成像质量。本论文针对上述问题，对波动方程旅行时反演、波形反演、多次波偏移及去除偏移噪音等方面进行了研究，取得了以下成果：

1. 本文介绍了波动方程旅行时反演方法，通过对比不同反演优化算法对反演结果的影响，认为有限存储的 BFGS (Limited-memory BFGS, 简称 L-BFGS) 算法可以更好地近似 Hessian 矩阵，基于 L-BFGS 的波动方程旅行时反演方法，可以有效提高计算效率与反演精度。通过对旅行时差的分析，发现基于波形互相关获得的旅行时差受振幅影响较大，且随数据主频变化而不断改变。由此提出了频率依赖波动方程旅行时反演方法，该方法可以有效减少振幅对旅行时反演的影响，减少局部极值并提高反演精度，为后续的波形反演提供高质量的初始模型。
2. 本文介绍了时间域的波形反演方法，提出了一种 Hessian 矩阵的时间域近似方法，采用该方法对梯度进行预处理，可以提高波形反演的收敛速度。陆上实际资料算例验证了该方法的有效性。
3. 本文提出了基于数据自相关的多次波偏移方法，该方法不需要预测多次波，也不需要预测地震子波就可以得到较高精度的成像剖面，但结果中存在偏移噪音。在数值实现上，本文分别采用了单程波傅里叶有限差分偏移算子和双程波逆时偏移算子。针对偏移噪音问题，对基于单程波算子的数据自相关多次波偏移，提出了三种去除方法：1) 采用宽方位角采集数据，进行三维多次

波偏移, 可以去除偏移噪音; 2) 在数据域内利用最小二乘迭代过程去除偏移噪音; 3) 在成像域内对角度域共成像点道集采用高精度 Radon 变换去除偏移噪音。还提出对基于双程波算子的数据自相关多次波逆时偏移, 利用波场分离成像条件可以部分去除偏移噪音。本文采用海上实际资料验证了数据自相关偏移与偏移噪音去除方法的有效性。

4. 本文发现采用多次波偏移方法可以快速高精度地计算全波形反演的梯度, 由此提出了多次波全波形反演方法, 该方法使用少量数据就可以获得高精度速度模型。

**关键词:** 波动方程; 旅行时速度反演; 波形速度反演; 多次波偏移; 去除偏移假象

---

# Wave-equation based velocity inversion and migration of multiples

**Yikang Zheng** (Solid Geophysics)

Directed by **Yibo Wang**

## Abstract

In recent years, oil and gas exploration is encountering the seismic imaging problems in the area with complex geological structures, thus in seismic data processing wave-equation based prestack depth migration methods with high accuracy have been widely used and intensively studied. However, there are still some problems to be solved in the methods. Firstly, these migration methods require high-resolution migration velocity model to generate correct subsurface images, but how to construct an appropriate velocity model efficiently is a difficult issue in academia and industry. We need to find a better solution to approximate the Hessian matrix, reduce the influence of amplitude information on wave-equation traveltimes inversion and improve the computational efficiency of wave-equation full waveform inversion. Secondly, the conventional migration methods only take primaries into imaging process; however, the multiples also contain information of the subsurface, which can also be utilized to improve the imaging quality. Migration of multiples is significant complements for imaging the complex geological structures, and deserves further study. The dissertation focuses on wave-equation velocity inversion and migration of multiples; it involves wave-equation traveltimes inversion, full waveform inversion, migration of multiples, and the elimination of migration artifacts. The main research progresses are as following:

1. This dissertation introduces wave-equation traveltimes inversion. By comparing the effects of different numerical algorithms to the inversion result, limited-memory Broyden-Fletcher-Goldfarb-Shanno algorithm (L-BFGS) shows it gives the best approximation of the Hessian matrix. L-BFGS bases wave-equation traveltimes

inversion can improve the resolution of inversion results and computational efficiency effectively. The analysis of traveltime difference gives that traveltime difference based on the cross-correlation of waveform is strongly influenced by the amplitude and varies with the frequency of the observed data. Frequency-dependent wave-equation traveltime inversion is proposed to relieve the influence of amplitude information, reduce local minima in the inversion result and offer an initial model with high quality for subsequent full waveform inversion.

2. The second part of the dissertation introduces the time domain waveform inversion in detail. Based on multiscale early arrival waveform inversion, a pseudo Hessian matrix in time domain is proposed to precondition the gradient and accelerate the convergence rate. The real land data application shows the efficiency of the proposed method.

3. In migration of multiples, the dissertation proposes data to data migration. The approach avoids multiples prediction and wavelet estimation and it's quite effective for migration of multiples. The defect is the noises in the final image. One-way Fourier finite-difference migration and two-way reverse time migration are used to implement data to data migration. To eliminate the noises in the image generated by one-way wave-equation operator, we propose three methods: 1) using wide azimuth data and 3D data to data migration to generate high-resolution, noise-free imaging results; 2) in data domain use least squares migration to eliminate artifacts in iterative process; 3) in image domain apply Radon transform to angle domain common image gathers and eliminate the energy of noises. To improve the resolution of the image generated by two-way wave-equation operator, we generate the reverse time migration images by employing the imaging condition with wavefield separation. The real marine data application shows the efficiency of data to data migration and the approach to eliminate migration noises.

4. The dissertation combines the two research area and proposes a natural blended full waveform inversion. It use multiples in the waveform inversion process of marine data and reconstruct highly resolved velocity model with less data.

**Keywords:** wave-equation; travelttime velocity inversion; waveform velocity inversion; migration of multiples; the elimination of migration artifacts



# 目录

摘 要 .....	I
ABSTRACT .....	III
第一章 引言 .....	1
1.1 研究意义和目的 .....	1
1.2 研究现状 .....	2
1.2.1 速度反演研究现状 .....	2
1.2.2 多次波偏移研究现状 .....	4
1.3 论文主要研究成果 .....	6
1.4 各章节内容简介 .....	7
第二章 波动方程旅行时反演的优化 .....	9
2.1 引言 .....	9
2.2 基于 L-BFGS 的波动方程旅行时反演 .....	10
2.2.1 原理 .....	10
2.2.2 数值算例 .....	13
2.3 频率依赖波动方程旅行时反演 .....	22
2.3.1 原理 .....	22
2.3.2 数值算例 .....	22
2.4 本章小结 .....	27
第三章 基于拟 HESSIAN 矩阵的波动方程全波形反演 .....	28
3.1 引言 .....	28
3.2 原理 .....	29
3.2.1 频率域全波形反演中的拟 Hessian 矩阵 .....	29
3.2.2 时间域全波形反演中的拟 Hessian 矩阵 .....	30

3.2.3 梯度的数值验证 .....	35
3.3 陆地资料实际数据应用 .....	35
3.4 本章小结 .....	40
<b>第四章 多次波偏移与偏移噪音去除 .....</b>	<b>42</b>
4.1 数据自相关多次波偏移 .....	42
4.1.1 引言 .....	42
4.1.2 原理 .....	43
4.1.3 二维数值算例 .....	47
4.1.4 三维数值算例 .....	50
4.1.5 本节小结 .....	52
4.2 最小二乘数据自相关多次波偏移 .....	57
4.2.1 引言 .....	57
4.2.2 原理 .....	57
4.2.3 数值算例 .....	58
4.2.4 本节小结 .....	62
4.3 角度域共成像点道集内压制多次波偏移假象 .....	63
4.3.1 引言 .....	63
4.3.2 原理 .....	64
4.3.3 数值算例 .....	67
4.3.4 海上资料实际数据应用 .....	73
4.3.5 本节小结 .....	76
4.4 波场分离的数据自相关多次波逆时偏移 .....	78
4.4.1 引言 .....	78
4.4.2 原理 .....	80
4.4.3 数值算例 .....	89
4.4.4 本节小结 .....	89
4.5 本章小结 .....	90
<b>第五章 多次波全波形反演 .....</b>	<b>92</b>

5.1 引言 .....	92
5.2 原理 .....	92
5.3 数值算例 .....	94
5.4 本章小结 .....	101
第六章 结论与建议 .....	103
6.1 认识与结论 .....	103
6.2 下一步研究内容 .....	104
参考文献 .....	107
攻读博士学位期间已发表及待发表的论文 .....	117
攻读博士学位期间参加的科研项目 .....	119
致谢 .....	121

## 第一章 引言

### 1.1 研究意义和目的

油气资源是国家的紧缺战略资源，而地震勘探作为油气勘探过程中的重要技术手段，对于油气资源的开发有着重要意义。随着油气藏开发的逐步深入，地震勘探越来越多地面临复杂构造地区的高精度成像问题。在这种背景下，地震资料处理中的高精度地震成像方法得到了快速发展，成为了地震勘探数据处理中的关键手段。偏移方法从原始的叠后时间偏移到叠前深度偏移，从 Kirchhoff 偏移到单程波偏移，再到双程波偏移，计算能力和数据采集技术的进步使得用波动方程模拟实际的波场延拓成为可能，基于波动方程的成像方法得到了深入的研究。

波动方程类的成像方法尽管有着完善的理论支持，成像结果也有极高精度，但是成像质量却严重依赖于偏移速度模型。传统的走时反演与偏移速度分析方法只利用了地震数据的部分信息来建立速度模型，其速度建模结果分辨率较低。近年来，充分利用地震数据相位和振幅信息的全波形反演技术得到了广泛关注。这种方法可以建立高精度的速度模型，提供地下介质的更多细节信息。但是这种方法需要一个足够好的初始模型，否则反演不能正确收敛，会陷入局部极值，走时反演结果在很多时候仍然不足以满足要求。而波动方程旅行时反演对初始模型的要求不高，反演结果更适合作为波形反演的初始模型，此方法的进一步优化值得深入探讨。波形反演中的另一个问题是计算消耗量很大，需要多次迭代，有必要对梯度进行预处理以加快收敛速度。利用地震数据中的走时、相位与振幅信息来反演地下介质参数，是解决当前油气勘探界复杂地表、复杂构造地区成像问题的重要手段，因此研究波动方程旅行时反演的优化问题和波形反演梯度的预处理问题对于速度反演的实际应用具有重要意义。

复杂地质构造地区的油气资源是油气勘探领域的重要研究方向，这类地区地震资料的采集，地震成像和油藏解释等都有着不同于以往常规油气藏的研究难点。地震成像是地震勘探的核心技术，但是复杂地区的地形和含油气构造极其复杂，传统的成像方法因其局限性，往往无法满足高精度成像需求。多次波成像作为传统成像方法的有效补充，将传统成像方法中视为噪音的多次波应用到成像过

程中来, 提供了额外的地下成像结果。以往的多次波成像方法需要复杂的多次波预测过程, 在实际应用中遇到了很多的难点。同时在多次波成像结果中, 会存在不同地震事件互相关产生的假象, 严重影响了成像质量。研究适合实际生产需要的多次波成像方法, 避免繁杂的多次波预测过程, 同时采用有效的技术手段压制成像结果中的假象, 是多次波成像中的热点问题, 对于提高复杂地区的成像精度有着重要的实际意义。

本论文的研究目的是从速度反演和多次波成像两个角度, 利用基于波动方程的理论, 解决复杂地区的成像问题。在波动方程旅行时反演上, 研究最优的数值计算方法, 同时探讨如何利用多尺度策略改善反演结果; 在波动方程波形反演上, 研究合适的梯度预处理方法, 加快收敛速度。在多次波成像上, 研究不需要多次波预测的成像方法和有效的假象压制方法, 同时将多次波成像理论结合到波形反演过程中, 解决含多次波的数据的速度反演问题。

## 1.2 研究现状

本论文主要研究数据域速度反演问题和多次波成像问题, 下面从这两个方面介绍国内外的研究现状。

### 1.2.1 速度反演研究现状

速度建模问题是勘探地震数据成像问题的基础, 随着计算能力的提高, 利用波动方程进行正演模拟, 通过拟合地震数据中的走时和振幅信息来反演速度模型的波动方程类反演方法成为了速度建模的重要手段。地震数据的初至走时反演方法最先由地球物理学家应用于天然地震数据反演地球深部结构, 后来逐步被勘探地球物理界用来建立地下介质速度模型 (Dines 和 Lytle, 1979; Bishop 等, 1985; Ivansson, 1985; Paulsson 等, 1985; Zelt 等, 1999; Pyun 等, 2005; Zelt 等, 2006)。这种反演方法的目标函数是初至走时差, 通常采用射线追踪的办法来求取走时表和走时差关于速度的导数。由于这种时差函数与速度模型的扰动之间的

关系是拟线性，所以即使所选择的初始速度模型与真实速度模型差异较大，走时反演也能够正确收敛。

走时反演由于采用了波动方程的高频近似解，这种射线类方法计算效率很高，能够进行快速的速度建模，在过去的射线类偏移方法中得到了广泛应用。但是其缺点是反演结果分辨率很低，无法满足高精度成像的需求，因此以求取记录数据和正演数据的最小二乘拟合的波形反演类方法得到了越来越多的关注。波形反演的基本思路在上个世纪 80 年代就已经被 Lailly 和 Tarantola 等人先后提出(Lailly, 1983; Tarantola, 1984)。这种反演方法的目标函数是正演和观测数据之间的波形残差的 L2 范数，该目标函数关于速度变化的导数可以通过源点正向传播的震源波场和检波器处反向传播的波形残差波场互相关得到。这种波场模拟过程可以通过直接用有限差分法求解波动方程得到，反演中的每一次迭代过程就相当于一次逆时偏移 (Baysal 等, 1983; Chang 和 McMechan, 1987)，不同的是逆时偏移过程中反向传播的是观测数据，波形反演中反向传播的是观测数据和正演数据的波形残差。波形反演方法由于每次迭代都需要正向与反向的波场模拟过程来获得梯度，需要极大的计算量。直到近年来计算能力的提高才使得这种反演方法可以应用到实际生产中。由于波形反演匹配的不再是简单的初至走时，而是地震数据中的相位和振幅信息，反演结果具有极高的分辨率，被视为高精度成像的重要手段。

波形反演其目标函数关于速度模型变化的导数是高度非线性的，这也就意味着反演结果严重依赖于初始模型。当初始模型与真实模型相差较大时，反演过程往往会陷入局部极小值之中，不能正确收敛。为了解决这个问题，Luo 和 Schuster 等人提出了基于波动方程的走时反演方法(Luo 和 Schuster, 1991; Zhou 等, 1995; Zhou 等, 1997)。这种方法中的目标函数仍然是传统走时反演中的走时差，不同之处在于其梯度通过类似于波形反演的共轭态法 (Plessix, 2006; Taillandier 等, 2009) 求解得到。每次迭代过程中的梯度是由正向传播的震源波场和反向传播的经过走时差加权之后的观测数据波场互相关得到。这种方法结合了走时反演和波形反演的优势，即使初始模型偏移真实模型也可以正确收敛，同时保证反演结果有一定的精度，其反演结果可以作为进一步波形反演的初始模型。但是这种反演方法的具体优化和反演结果的进一步改善还有待深入研究。

为了进一步解决波形反演由于目标函数的非线性使得反演陷入局部极值的问题, Bunks 等(1995)提出了多尺度波形反演方法。将波形反演从低频到高频逐步进行, 先反演速度场的低频长波长部分, 再反演高频短波长部分。由于低频大尺度下, 波形反演不易陷入局部极值, 将低频反演结果作为高频反演的初始模型, 就可以使得反演过程更为稳定。Sheng 等(2006)提出通过合适的时窗截取数据的初至部分进行波形反演, 然后在反演过程中逐步加大时窗可以使得反演过程避免陷入局部极值。这种方法还可以通过选择合适的低通滤波器, 和多尺度策略相结合起来, 形成多尺度的时间域初至波波形反演策略, 在海上数据应用中取得了很好的效果(Boonyasiriwat 等, 2009; 2010)。

波形反演中的另一个问题是计算量过大, 由于需要大量的波场正演模拟, 有必要对梯度进行优化处理, 加快收敛速度。根据最小二乘理论, 逆 Hessian 矩阵是一个很好地预处理算子, 但是求取完整的逆 Hessian 矩阵需要海量计算和存储空间。在频率域波形反演中, 许多学者选择采用逆 Hessian 矩阵中的对角分量作为其近似(Chavent 和 Plessix, 1999; Plessix 和 Mulder, 2004; Symes, 2008)。Shin 等(2001)根据炮点与检波点之间的互易原理, 提出了构造频率域内拟 Hessian 矩阵的算法, 并且在频率域全波形反演上取得了很好地效果(Shin 和 Min, 2006; Brossier 等, 2009; Chung 等, 2010)。在时间域内如何求解这种拟 Hessian 矩阵还需要做进一步的研究工作。

### 1.2.2 多次波偏移研究现状

基于波动方程的叠前深度偏移方法利用正演的震源波场和反向传播的检波器观测数据波场互相关成像, 在这种成像过程中只有一次波是数据中的有效成分, 数据中的多次波被视为无效的噪音, 应当加以去除, 以提高成像结果的信噪比。关于多次波的去除, 即 Surface-related Multiples Elimination (简称 SRME), Verschuur 和 Berkhout 等人提出了多个有效的办法, 在实际应用中也取得了比较好的效果(Verschuur 等, 1992; Van Dedem 和 Verschuur, 1998; Kelamis 和 Verschuur, 2000; Dragoset 等, 2010)。

随着深水地区和陆上复杂地区油气勘探的深入, 多次波的问题变得尤为突出。

越来越多的研究者考虑如何将多次波也利用到偏移过程中来。而事实上,多次波中也包含着地下结构信息,而且在某些情形下,由于其特殊的波路径,甚至会包含一次波中所没有的地质信息。许多学者已经探讨过如何利用多次波来提高常规偏移的成像效果。Verschuur 和 Berkhout (2005) 提出可以将表面相关多次波转化为一次波,然后加入到常规偏移过程中来。利用地震干涉法 (Wapenaar 等, 2008; Schuster, 2009; Wang 等, 2009; Wang 等, 2010; Wapenaar 等, 2010), 不同阶数的多次波的互相关和褶积可以得到等价于一次波的成分,然后这种一次波可以加入到常规偏移过程中,并应用于 VSP (Vertical Seismic Profile, 垂直地震剖面) 数据的处理中 (Yu 和 Schuster, 2002; Schuster 等, 2004; Jiang 等, 2005; He 等, 2007; Jiang 等, 2007)。另一类更为直观的办法则是直接当多次波当做面积震源然后加入到偏移过程中来 (Guitton, 2002; Shan, 2003; Muijs 等, 2005; Artman, 2006; Verschuur 和 Berkhout, 2015)。Liu 等 (2011) 用地震记录和预测出的多次波实现多次波逆时偏移成像,在此基础上有学者进行了广义炮偏移、在波场延拓中使用单程波算子,南海实际数据应用等研究工作 (郭书娟等, 2011; 叶月明等, 2014; 刘伊克等, 2015; 宋鹏等, 2015)。值得注意的是这里的多次波成像方法大部分需要预测多次波,而预测多次波是一个繁杂耗时的过程,并且会在数据中加入额外的噪音,在实际应用中会遇到种种问题。为此 Wang 等 (2014) 提出了不需要多次波预测的数据自相关逆时偏移方法,对于实际数据更为适用。

多次波成像的另外一个问题则是成像结果的信噪比和假象的去除。有研究者在数据域内,通过迭代过程,以数据残差为目标函数来提高成像结果的分辨率,例如最小二乘偏移,根据偏移结果进行 Born 正演模拟,得到含多次波的数据后根据残差修正成像结果 (Zhang 和 Schuster, 2013; Wong 等, 2015); Verschuur 等人又进一步地提出了一套完整循环的数据驱动的全波场偏移方法 (Kamei 和 Lumley,; Krebs 等, 2009; Soni 和 Verschuur, 2014; Davydenko 和 Verschuur, 2016)。这种假象压制是否可以在成像域内进行也值得我们深入研究。而在成像方法上, Lu 等 (2014) 在用单程波算子分离上下行波,以提高多次波成像结果的分辨率。逆时偏移 (Baysal 等, 1983) 是一种高精度成像方法,使用的双程波算子可以处理数据中的回折波、反射波、棱柱波等多种成分,但是也有大量成像



噪音。在对实际数据进行多次波成像时，需要对其进行上下行波的分离，先后有学者研究了波场分离的逆时偏移成像条件（Liu 等，2011；Fei 等，2015），他们的方法也可以用到多次波逆时偏移过程中，改善成像结果信噪比。随着计算能力的飞速发展，对宽方位角数据进行三维逆时偏移，压制假象，提高成像结果分辨率，也是值得关注的研究方向（Chang 和 McMechan，1989；Yoon 等，2003；Dai 等，2010）。

### 1.3 论文主要研究成果

论文的主要研究成果如下：

1.研究了不同数值算法对波动方程旅行时反演结果的影响。通过数值算例的比较，提出有限存储的 BFGS 算法能够加快反演的收敛速度，相比于最速下降法和共轭梯度法反演结果的分辨率更高。

2.研究了旅行时差和频率之间的变化关系，提出了旅行时差是随频率变化的。在波动方程旅行时反演过程中，应当采用多尺度策略，从低频到高频逐步反演。这种多尺度波动方程旅行时反演的结果可以作为下一步波形反演的初始模型。

3.从频率域波形反演的拟 Hessian 矩阵出发，推导了时间域波形反演的拟 Hessian 矩阵，并将其应用到实际数据的波形反演过程中，取得了较好的效果。

4.对于多次波成像问题，提出了不需要多次波的数据自相关偏移方法，直接将含有多次波的观测数据应用到成像过程中。避免了复杂的多次波预测过程。同时在逆时偏移的成像过程中，应用波场分离的成像条件，提高成像结果的信噪比。

5.对于多次波成像中假象问题，对于基于单程波算子的数据自相关偏移，提出在数据域内，利用最小二乘偏移，在迭代过程中去除假象；在成像域内，对角度域共成像点道集中应用 Radon 变化压制假象能量。对于基于双程波算子的数据自相关逆时偏移，可以利用波场分离的成像条件提高成像结果的分辨率；或者宽方位角采集数据，进行三维多次波偏移获得高分辨率、低噪音的成像结果。

6.将数据自相关成像原理和波形反演相结合，提出了多次波反演方法。数值算例表明，这种反演方法即使使用少量数据，就可以获得很好的速度反演结果。

## 1.4 各章节内容简介

本论文分为六章，各章节内容安排如下：

### 第一章：引言

本章叙述了博士期间研究工作的意义和研究目的，介绍了研究方向上的发展现状，列出了主要的工作成果和论文的各章节内容。

### 第二章：波动方程旅行时反演优化

本章首先介绍了波动方程旅行时反演方法。通过不同数值算法的对比，提出有限存储的 **BFGS** 算法能够获得旅行时反演的最优解。通过对旅行时差的比较，在波动方程旅行时反演上应用了多尺度的策略，提高了反演结果的分辨率，反演结果可以用来作为波形反演的初始模型。

### 第三章：基于拟 **Hessian** 矩阵的波动方程全波形反演

本章首先介绍了时间域波形反演方法，根据频率域内的拟 **Hessian** 矩阵的具体形式，推导了时间域内拟 **Hessian** 矩阵的求解步骤。将拟 **Hessian** 矩阵用来对多尺度初至波波形反演的梯度进行预处理，并应用到实际数据上，取得了比较好的效果。

### 第四章：多次波成像与偏移噪音去除

本章首先提出了不需要多次波预测的多次波成像方法，数据自相关偏移。对于单程波的多次波成像中的噪音问题，分别提出了数据域和成像域内压制假象的策略：利用宽方位角采集数据，用三维多次波偏移获得高信噪比的多次波成像结果；在数据域内利用最小二乘偏移，用 **Born** 算子由成像结果正演含多次波的数据，求得偏移更新量，在迭代过程中去除成像噪音；在角度域共成像点道集内通过 **Radon** 变换去除噪音能量，然后通过共轭 **Radon** 变化获得不含假象的成像结果。通过海上实际资料的应用，验证了数据自相关偏移和去除偏移噪音方法的有效性。对于基于双程波算子的多次波偏移，为了提高成像效果，提出了在逆时偏移过程中应用波场分离的成像条件，提高成像结果的信噪比。

### 第五章：多次波全波形反演

将数据自相关成像原理和波形反演相结合，提出了多次波反演方法。这种波形反演的梯度同样也是数据自相关得到的。数值算例表明，这种反演方法即使使用少量数据，也可以获得很好地速度反演结果。

## 第六章：结论和建议

本章对各章研究内容进行了总结，指出了研究成果的优势和不足之处，提出了下一步的研究方向。

## 第二章 波动方程旅行时反演的优化

### 2.1 引言

地震勘探中的速度反演方法可以粗略地分为两大类：旅行时反演（Dines 和 Lytle, 1979; 颜其中, 1982; 丁韞玉, 1983; Bishop 等, 1985; Ivansson, 1985; Paulsson 等, 1985; 赵成斌等, 1995; 吕庆田等, 1996; Zelt 等, 1999; Pyun 等, 2005; Zelt 等, 2006; 潘艳梅等, 2006）和波形反演（Lailly, 1983; Tarantola, 1984; Pratt, 1999; Shin 和 Min, 2006; Shin 和 Cha, 2008; 刘国峰等, 2012; 董良国等, 2013; 王薇等, 2013; 杨午阳等, 2013; 魏哲枫等, 2014）。这两类反演方法有各自的优势和缺陷。

传统的旅行时反演的目标函数是模拟数据和观测数据的旅行时差，这个旅行时差与速度变化的关系是拟线性的。即使初始模型和真实速度相差很大，反演过程也可以稳定收敛（Luo 和 Schuster, 1991; Zhou 等, 1995）。旅行时反演中计算走时时采用的是波动方程的高频近似解，计算效率高，但是其反演结果分辨率较低。全波形反演充分利用了地震数据中的相位和振幅信息，以模拟数据和观测数据的波形残差的 L2 范数为目标函数。但是这个目标函数和速度模型之间的关系是高度非线性的（Gauthier 等, 1986; Luo 和 Schuster, 1991），在初始模型和真实模型相差较大时，反演会陷入局部极值，无法正确收敛。为了结合二者的优点，Luo 和 Schuster（1991）提出了波动方程旅行时反演。用波动方程的有限差分分解来获得旅行时差和速度更新的梯度。这种反演方法在初始模型与真实速度相差较大时也能正确收敛同时反演结果分辨率较高，适合于作为进一步波形反演的初始模型。

波动方程旅行时反演本质上也是一个数值最优化过程，因而有必要研究最好的数值优化算法来加快收敛速度。Luo 和 Schuster（1991）选择的最速下降法实现简单，但是效率也比较低。对于这类迭代最优化方法，一阶和二阶优化算法求解过程的差异在于更新方向的计算过程中是否包含有 Hessian 矩阵。梯度更新公式中含二阶导数的优化算法，如 Newton 法，一次迭代中所需要的计算量级是  $N^2$ ，而对于只有一阶导数的优化算法，如最速下降法，一次迭代中所需要的计算量级

仅为  $N$ 。但是二阶导数类的优化算法收敛速度更快，所需要的迭代次数也就更少。对于地震勘探中的速度反演问题，计算复杂度是十分巨大的，拟 Newton 算法是个更好的选择，而有限存储的 BFGS 算法（Limited-memory BFGS，简称 L-BFGS）算法是拟 Newton 算法中计算效率比较高的一种。通过波动方程旅行时反演中最速下降法、共轭梯度法和 L-BFGS 算法的比较，我们试图找到最适合数值算法。

在波形反演中，Bunks 等（1995）提出反演应该从低频开始，先反演速度场的长波长部分，以避免反演陷入局部极值。Boonyasiriwat 等（2009）提出采用 Wiener 滤波器作为分频时的低通滤波器能够最大程度地避免频谱泄露。这种多尺度反演策略是否适用于波动方程旅行时反演过程中同样值得深入探讨。

## 2.2 基于 L-BFGS 的波动方程旅行时反演

### 2.2.1 原理

二维声波方程可以表示为

$$\frac{1}{c^2(x)} \frac{\partial^2 p(x, t; x_s)}{\partial t^2} - \rho(x) \nabla \cdot \left[ \frac{1}{\rho(x)} \nabla p(x, t; x_s) \right] = s(t; x), \quad (2.1)$$

这里  $p(x, t; x_s)$  表示波场， $x$  表示空间位置， $t$  是时间， $x_s$  是震源位置， $\rho(x)$  是密度场， $c(x)$  是速度场， $s(t; x)$  是震源函数，而  $\nabla$  代表拉普拉斯算子。通过有限差分法，我们可以求解这个波动方程，当速度场与真实地下介质相同时，理论正演得到的数据即是观测数据  $p(x_r, t; x_s)_{obs}$ ，这里的  $x_r$  表示检波器位置。用某一速度场正演，即可得到模拟地震数据  $p(x_r, t; x_s)_{cal}$ 。勘探地球物理中的正演问题即是如何在给定的边界条件、震源函数和初始速度场的条件下获得正确的模拟数据。而反演问题即是根据观测数据，找到目标函数最小化条件下的速度场。

旅行时反演中所定义的目标函数是

$$S = \frac{1}{2} \sum_s \sum_r \Delta \tau(x_r, x_s)^2, \quad (2.2)$$

这里的  $\Delta\tau(x_r, x_s) = \tau_{obs}(x_r, x_s) - \tau_{cal}(x_r, x_s)$ ，即是单炮中单道的初至旅行时差。如果我们选择最简单的最速下降法来更新速度模型，第  $k$  次迭代过程中的速度更新公式可以表示为

$$c_{k+1}(x) = c_k(x) + \alpha_k \cdot \gamma_k(x), \quad (2.3)$$

这里的  $\gamma_k(x)$  表示速度更新的最速下降法方向，即负梯度方向， $\alpha_k$  是步长，一般通过线性搜索得到。

那么目标函数  $S$  关于速度场  $c(x)$  的 Fréchet 导数即为 (Luo 和 Schuster, 1991; Zheng 等, 2013),

$$\gamma(x) = -\frac{\partial S}{\partial c(x)} = -\sum_s \sum_r \frac{\partial(\Delta\tau)}{\partial c(x)} \Delta\tau(x_r, x_s), \quad (2.4)$$

进一步展开可以得到

$$\gamma(x) = \frac{1}{c^3(x)} \sum_s \int dt \dot{p}(x, t; x_s)_{cal} \dot{p}'(x, t; x_s), \quad (2.5)$$

$$\dot{p}'(x, t; x_s) = \sum_r g(x, -t; x_r, 0) * \delta\tau(x_r, t; x_s), \quad (2.6)$$

这里的符号  $*$  表示褶积算子， $\dot{p}$  表示  $p$  的时间导数， $g(x, -t; x_r, 0)$  是对应于方程 2.1 的格林函数。 $\delta\tau$  是定义的拟旅行时差，其计算公式为

$$\delta\tau(x_r, t; x_s) = -\frac{2}{E} \dot{p}(x_r, t + \Delta\tau; x_s)_{obs} \Delta\tau(x_r, x_s), \quad (2.7)$$

这里的  $E$  定义为  $E = \int dt \dot{p}(x_r, t + \Delta\tau; x_s)_{obs} \dot{p}(x_r, t; x_s)_{cal}$ ，是一个归一化因子。

对于单炮数据，方程 2.5 的物理意义就是时间上正向传播的震源波场  $\dot{p}(x, t; x_s)_{cal}$  和反向传播的波场  $\dot{p}'(x, t; x_s)$  互相关之后可以得到速度更新的负梯度方向。 $\dot{p}'(x, t; x_s)$  是用旅行时差  $\Delta\tau(x_r, x_s)$  和归一化因子  $E$  对观测数据  $\dot{p}(x_r, t + \Delta\tau; x_s)_{obs}$  做加权之后，反向传播得到的。

我们在求解速度场的更新方向时，用的是迭代解法，更一般的最优化公式可以表示为

$$x_{k+1} = x_k + \alpha_k d_k = x_k - \alpha_k H_k g_k, \quad (2.8)$$

这里的  $d_k$  是速度更新方向,  $g_k$  是目标函数  $f(x_k)$  关于  $x_k$  的梯度,  $H_k$  是 Hessian 矩阵, 即  $f(x_k)$  关于  $x_k$  的二阶导数。在波动方程旅行时反演过程中,  $x_k$  等价于速度场,  $f(x_k)$  等价于旅行时差  $S$ 。

根据方程 2.5, 我们可以得到旅行时差关于速度场的梯度, 即  $g_k$ 。下面我们分别给出最速下降法、共轭梯度法和 L-BFGS 算法的优化解法。

最速下降法 (Fletcher 和 Powell, 1963) 来源于最直观的观察, 当一个多变量函数在某一点的邻域内可导时, 函数最小化最快的方向就是其负梯度方向, 即

$$g_k = -\nabla f(x_k), \quad (2.9)$$

$H_k$  可以视为一个单位矩阵, 迭代公式简化为

$$x_{k+1} = x_k - \alpha_k \nabla f(x_k). \quad (2.10)$$

共轭梯度法 (Nocedal 和 Wright, 2006) 是最速下降法的优化, 是梯度类方法效率最好的一种, 也不需要矩阵存储和计算 Hessian 矩阵。每次的速度更新方向当前梯度方向和上一次迭代更新方向的组合, 即

$$g_k = -\nabla f(x_k) + \beta_{k-1} g_{k-1}, \quad (2.11)$$

这里  $H_k$  仍然被视为一个单位矩阵, 迭代公式为

$$x_{k+1} = x_k - \alpha_k (\nabla f(x_k) - \beta_{k-1} g_{k-1}), \quad (2.12)$$

对于无约束的最优化问题, 系数  $\beta_k$  可以由 Polak-Ribiere-Polyak 公式 (Polyak, 1969) 求得

$$\beta_k = \frac{\nabla f(x_{k+1})^T [\nabla f(x_{k+1}) - \nabla f(x_k)]}{\nabla f(x_k)^T \nabla f(x_k)}, \quad (2.13)$$

拟牛顿法是用一系列的速度更新方向来近似逆 Hessian 矩阵, 在拟牛顿方法中, 公式 2.8 中的  $g_k$  就是负梯度方向,  $H_k$  是逆 Hessian 矩阵的近似, 相当于  $g_k$  的预处理算子。最为有效的拟牛顿算法是 Broyden-Fletcher-Goldfarb-Shanno 算法 (Broyden, 1970; Fletcher, 1970; Goldfarb, 1970; Shanno, 1970), 由四人在上个世纪 70 年代分别提出, 具体公式为

$$H_{k+1} = (1 - \rho_k s_k (y_k)^T) H_k (1 - \rho_k y_k (s_k)^T) + \rho_k s_k (s_k)^T, \quad (2.14)$$

$$s_k = x_{k+1} - x_k, y_k = \nabla f(x_{k+1}) - \nabla f(x_k), \rho_k = \frac{1}{(y_k)^T s_k}, \quad (2.15)$$

这里的初始矩阵  $H_0$  一般取为单位矩阵。但是这种算法需要大量的矩阵存储，计算量也十分大。BFGS 算法中的矩阵更新公式可以表示为

$$H_{k+1} = V_k^T H_k V_k + \rho_k s_k (s_k)^T, \quad (2.16)$$

这里的  $V_k = 1 - \rho_k y_k (s_k)^T$ 。根据公式 2.16, Nocedal (1980) 提出了有限存储的 BFGS 算法 (Limited-memory BFGS, 简称 L-BFGS), 在这种算法中, 不再显式地存储矩阵  $H_k$ , 其有效信息通过之前  $m$  次迭代的储存的结果组合得到, 具体公式为

$$\begin{aligned} H_{k+1} = & (V_{k-1}^T \cdots V_{k-m}^T) H_{k_0} (V_{k-m} \cdots V_{k-1}) \\ & + \rho_{k-m} (V_{k-1}^T \cdots V_{k-m+1}^T) s_{k-m} s_{k-m}^T (V_{k-m+1} \cdots V_{k-1}) \\ & + \rho_{k-m+1} (V_{k-1}^T \cdots V_{k-m+2}^T) s_{k-m} s_{k-m}^T (V_{k-m+2} \cdots V_{k-1}), \\ & + \cdots \\ & + \rho_{k-1} s_{k-1} s_{k-1}^T \end{aligned} \quad (2.17)$$

这里的 Hessian 矩阵的初始估计  $H_{k_0}$  为

$$H_{k_0} = r_k * I, \quad r_k = \frac{(s_{k-1}^T y_{k-1})}{(y_{k-1}^T y_{k-1})}, \quad (2.18)$$

这种迭代可以通过递归算法实现, 在计算过程中, 是通过对矢量的计算转置得到拟 Hessian 矩阵, 只需要存储之前  $m$  次迭代中的  $s_k, y_k$ , 在大规模计算问题中体现了很高的计算效率。

## 2.2.2 数值算例

### 2.2.2.1 含高速体的简单模型

我们首先在一个简单的含高速体的井间速度模型上测试三种算法的计算效率。图 2.1 就是我们用来进行数值测试的井间速度模型, 通过有限差分正演模拟,



获得数值测试中的观测数据。这是一个  $62 \times 142$  大小的速度模型，横向与纵向网格间距均为 1.5 m。18 个震源等间距地布置在左侧震源井中，36 个检波器等间距地

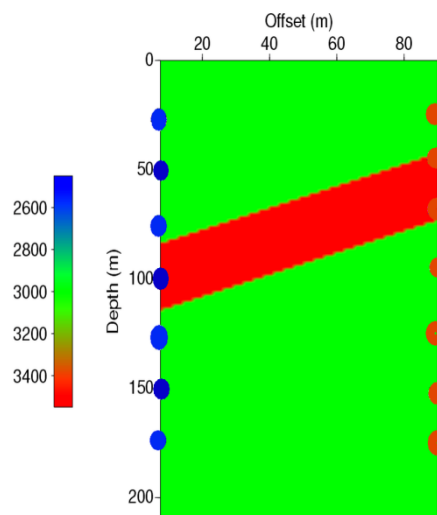


图 2.1 含有高速体的简单速度模型，左侧震源井中的蓝色圆点表示震源，右侧观测井中的红色圆点表示检波器（这里并没有画出所有的震源和检波器）

Figure 2.1 A fault model with a dipping layer, the blue dots along the left well represent the sources and the red dots along the right well represent the receivers (not all the sources and receivers are marked).

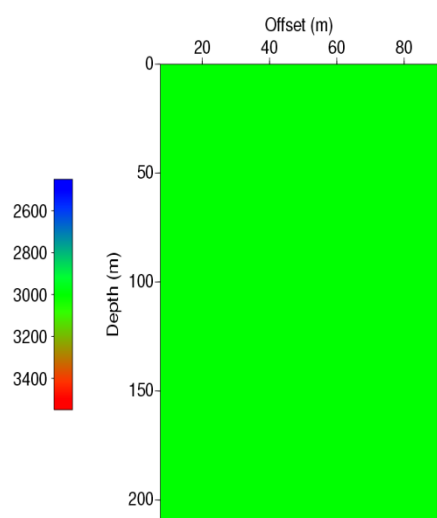


图 2.2 初始速度模型，一个均匀速度模型

Figure 2.2 The starting model, it is a constant-velocity model

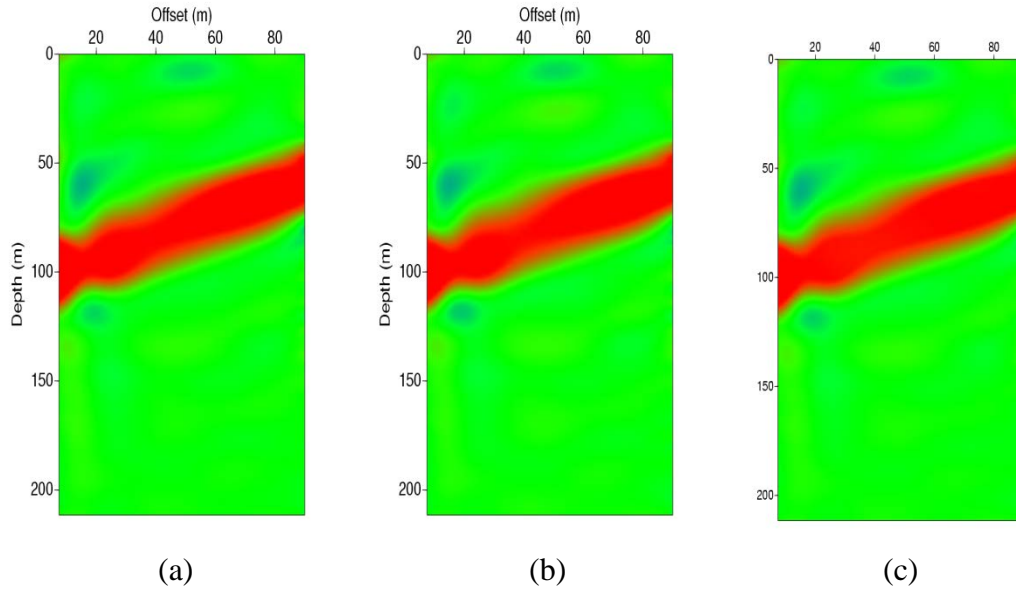


图 2.3 波动方程旅行时反演 6 次迭代之后的反演结果; a) 最速下降法结果 b) 共轭梯度法结果 c) L-BFGS 算法结果

Figure 2.3 The results after 6 iterations; a) is the result of the steepest descent b) is the result of conjugate gradient c) is the result of L-BFGS

地布置在右侧观测井中。所使用的震源函数是 60 Hz 的 Ricker 子波。图 2.2 是我们使用的初始模型，这是一个 3000 m/s 的均匀速度模型。

图2.3中所示的是反演结果，显然在简单模型情况下三种数值算法都能正确收敛，反演效果较好。

#### 2.2.2.2 复杂井间速度模型

图 2.4 所示的是一个更为复杂的井间速度模型，除了速度值的不同之外，此算例中的网格大小、网格间距、观测系统和使用的子波都和算例 2.2.2.1 中的一致。为了对比效果，我们选择了两个不同的初始模型进行比较。

所用的初始速度模型是与图 2.2 相同的一个均匀速度模型。采用最速下降法、共轭梯度法和 L-BFGS 算法的波动方程旅行时反演经过 21 次迭代之后结果如图 2.5 所示。图 2.6 给出的是三种算法迭代过程中旅行时差的收敛曲线。通过对比可以看到，在初始模型与真实模型差异较大的情况下，L-BFGS 的收敛速度明显优于两种梯度算法。图 2.7 给出了最速下降法，共轭梯度法和 L-BFGS 算法反演结果和真实模型相同位置的速度值对比，可以看到在迭代次数足够多的条件下，最速下降法和共轭梯度法结果相近，而 L-BFGS 算法结果与真是结果更为接近。

这意味着使用 L-BFGS 算法能够使得反演更为稳定，在相同迭代次数下得到更好的反演效果。

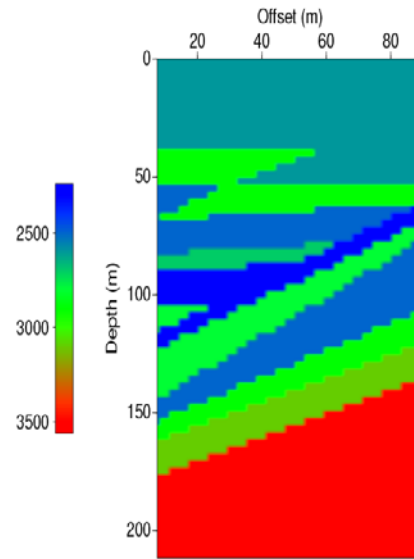


图 2.4 复杂井间速度模型

Figure 2.4 The crosswell velocity model used to compute the synthetic seismograms and traveltimes

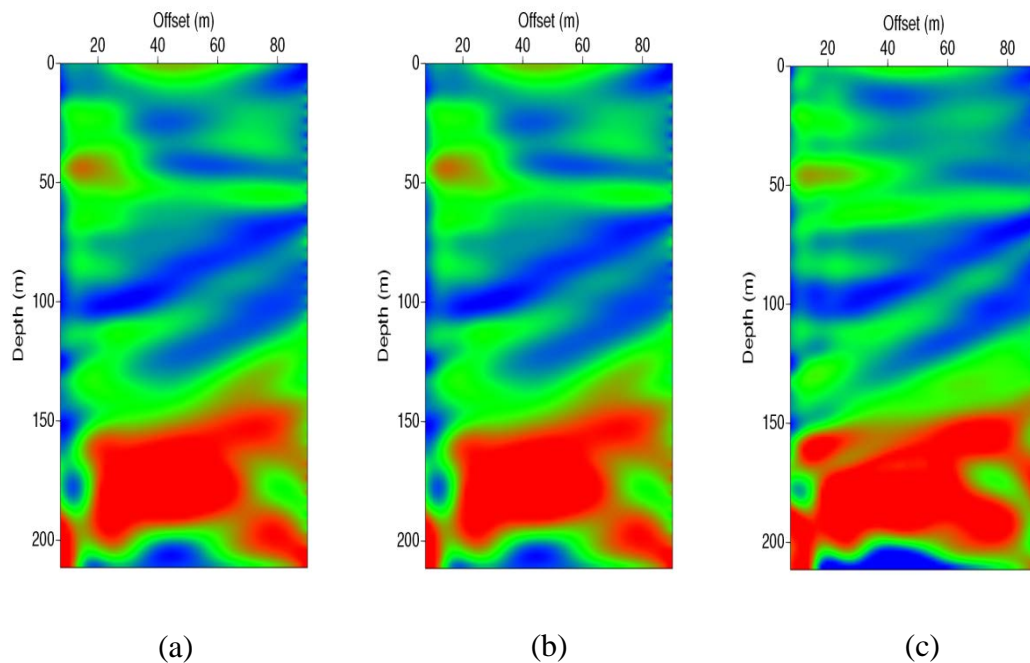


图 2.5 波动方程旅行时反演 18 次迭代之后的反演结果; a) 最速下降法结果 b) 共轭梯度法结果 c) L-BFGS 算法结果

Figure 2.5 The results after 18 iterations; a) is the result of the steepest descent, b) is the result of conjugate gradient, c) is the result of L-BFGS

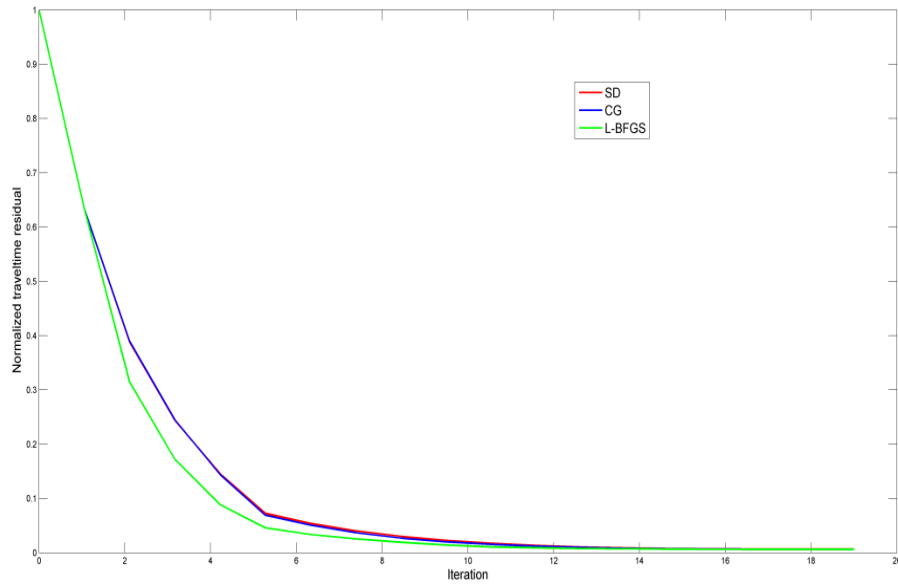


图 2.6 三种数值算法的波动方程旅行时反演中旅行时残差的变化曲线，这里旅行时残差已经被归一化

Figure 2.6 The convergence rate of the steepest descent, conjugate gradient and L-BFGS, the travelltime residuals defined by equation 2.2 are already normalized

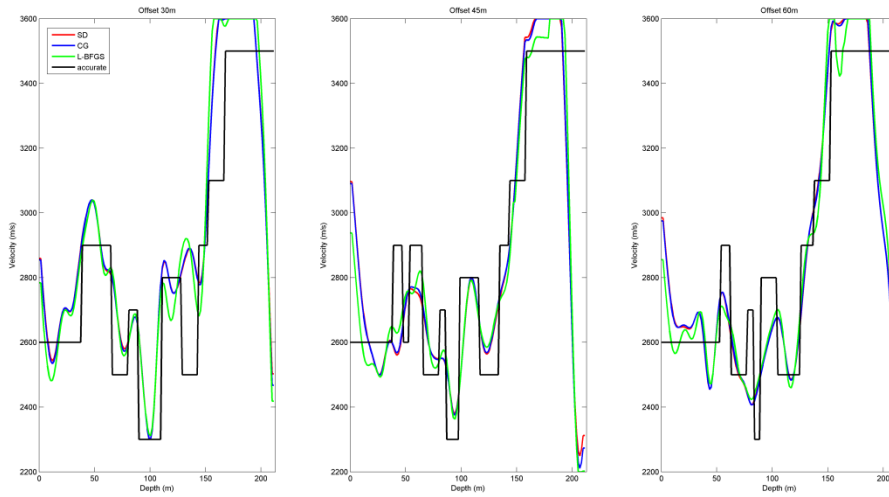


图 2.7 相同位置处三种反演结果以及真实模型的速度值随深度的变化曲线，红色曲线是最速下降法，蓝色曲线是共轭梯度法，绿色曲线是 L-BFGS 算法，黑色曲线是真实速度。左侧位置是水平偏移距 30 m 处，中间位置是 45 m 处，右侧是 60 m 处

Figure 2.7 The velocity-depth curve of the vertical line picked form the results of the steepest descent(red), the conjugate gradient(blue), the L-BFGS(green) and the accurate model(black); the left is on offset 30m, the middle on offset 45m, the right is on offset 60m

### 2.2.2.3 棋盘模型测试

为了更好地分析三种数值算法对反演结果分辨率的影响，我们在一个棋盘模型上进行了数值算法的比较。这个棋盘模型如图 2.8 所示，模型大小为  $60 \times 160$ ，网格间距仍为 1.5 m。左侧井设置 30 个震源，右侧井 60 个检波器等间距分布，震源子波仍为 60 Hz 的 Ricker 子波。初始速度是 3000 m/s 的均匀速度模型，图 2.9 是真实速度模型与初始速度模型的差异部分。图 2.10，图 2.11 和图 2.12 分别给出了反演结果，残差收敛曲线和相同位置速度值的对比。可以看到 L-BFGS 算法在旅行时残差前几次迭代中收敛较慢，然后迅速收敛，这可能是前几次迭代中对 Hessian 矩阵的估计不准造成的（Gill 和 Leonard, 2001）。从反演结果上看，L-BFGS 反演结果分辨率有着最高的分辨率，速度值与真实模型也更为接近。

### 2.2.2.4 计算时间的对比

表 2.1 给出的是三个数值测试中三种数值算法计算时间的对比。这里每个测试中三种算法的迭代次数都是一致的。计算设备都是两个计算节点，每个节点都是 8 核 CPU。

	Steepest Descent(s)	Conjugate Gradient(s)	Limited-memory BFGS(s)
Test 2.2.2.1	144.3	144.5	145.4
Test 2.2.2.2	218.9	218.2	219.8
Test 2.2.2.3	337.1	337.9	338.9

表 2.1 三种数值算法计算时间的对比

Table 2.1 The comparison of computing time in the four tests.

从计算时间上看，由于 L-BFGS 将每次迭代中的矩阵运算简化为  $4mn$  的向量计算，计算复杂度相应地降为  $O(mn)$ 。在算法程序中， $m$  被设为 5。波动方程旅

行时反演中  $m \ll n$ ，因此其计算复杂度相比于最速下降法和共轭梯度法的  $O(n)$  差异并不大，而且存储量在大多数情况下也是可以接受的。也就是说 L-BFGS 在相同计算效率下，可以显著改善反演结果。

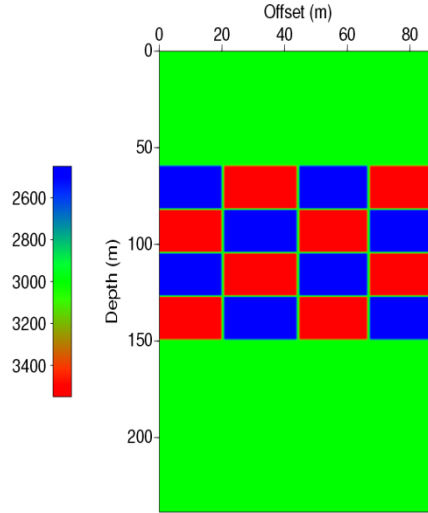


图 2.8 棋盘测试所用的速度模型，初始模型是一个均匀速度模型  
Figure 2.8 velocity model used in the checkboard test, the top and bottom is a uniform medium with a velocity of 3000 m/s

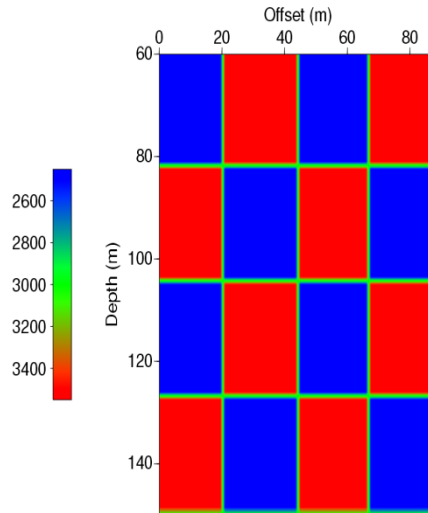


图 2.9 棋盘模型中的速度差异部分  
Figure 2.9 checkboard area of Figure 2.12

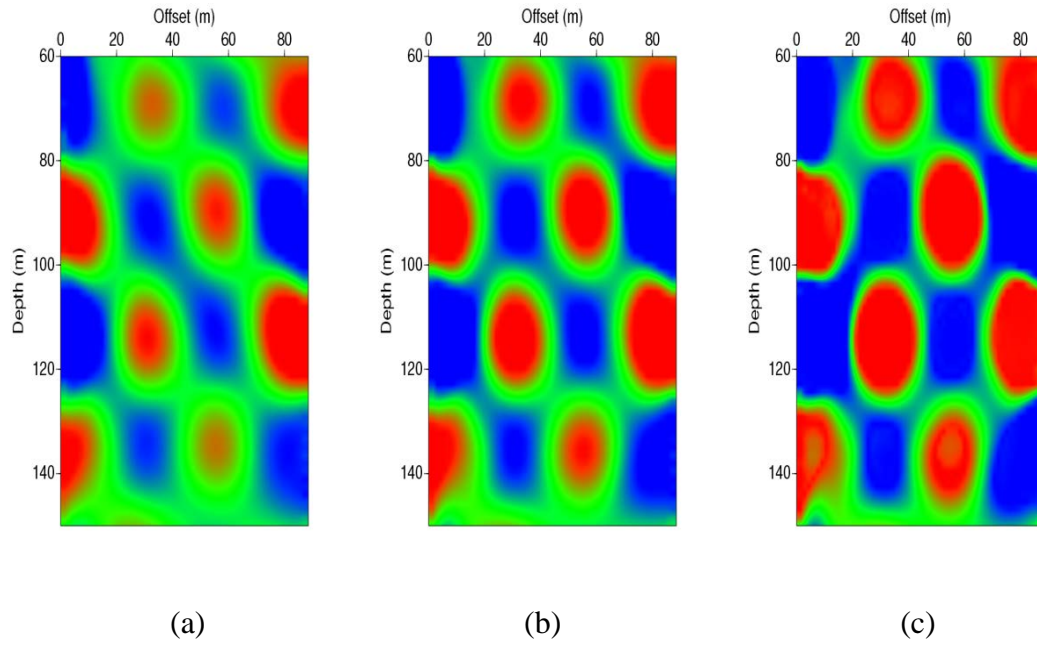


图 2.10 波动方程旅行时反演 26 次迭代之后的反演结果；a) 最速下降法结果 b) 共轭梯度法结果 c) L-BFGS 算法结果

Figure 2.10 The results after 26 iterations; a) is the result of the steepest descent, b) is the result of conjugate gradient, c) is the result of L-BFGS

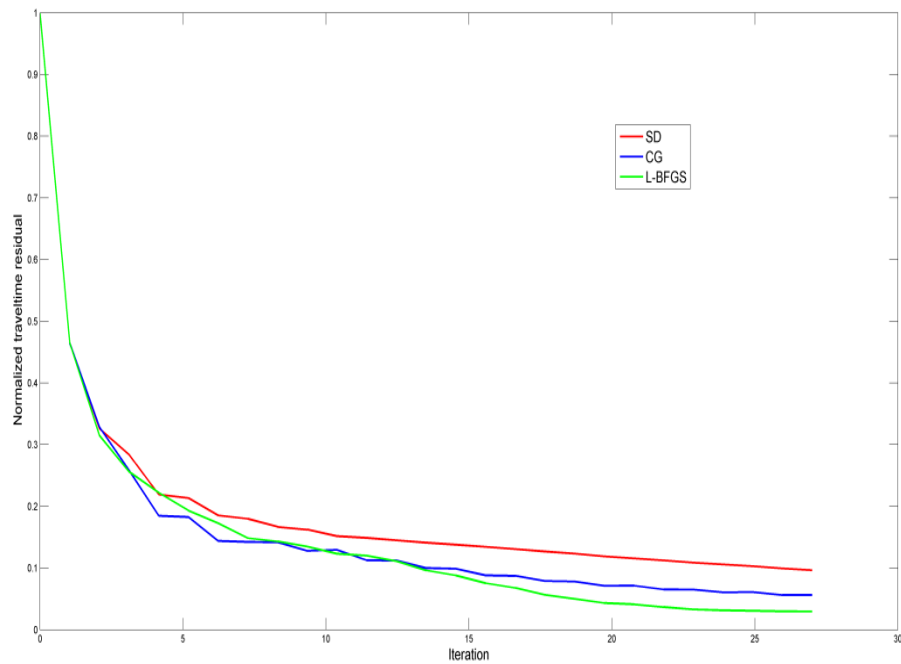


图 2.11 三种数值算法的波动方程旅行时反演中旅行时残差的变化曲线，这里旅行时残差已经被归一化

Figure 2.11 The convergence rate of the steepest descent, conjugate gradient and L-BFGS, the traveltimes residuals defined by equation 2.2 are already normalized

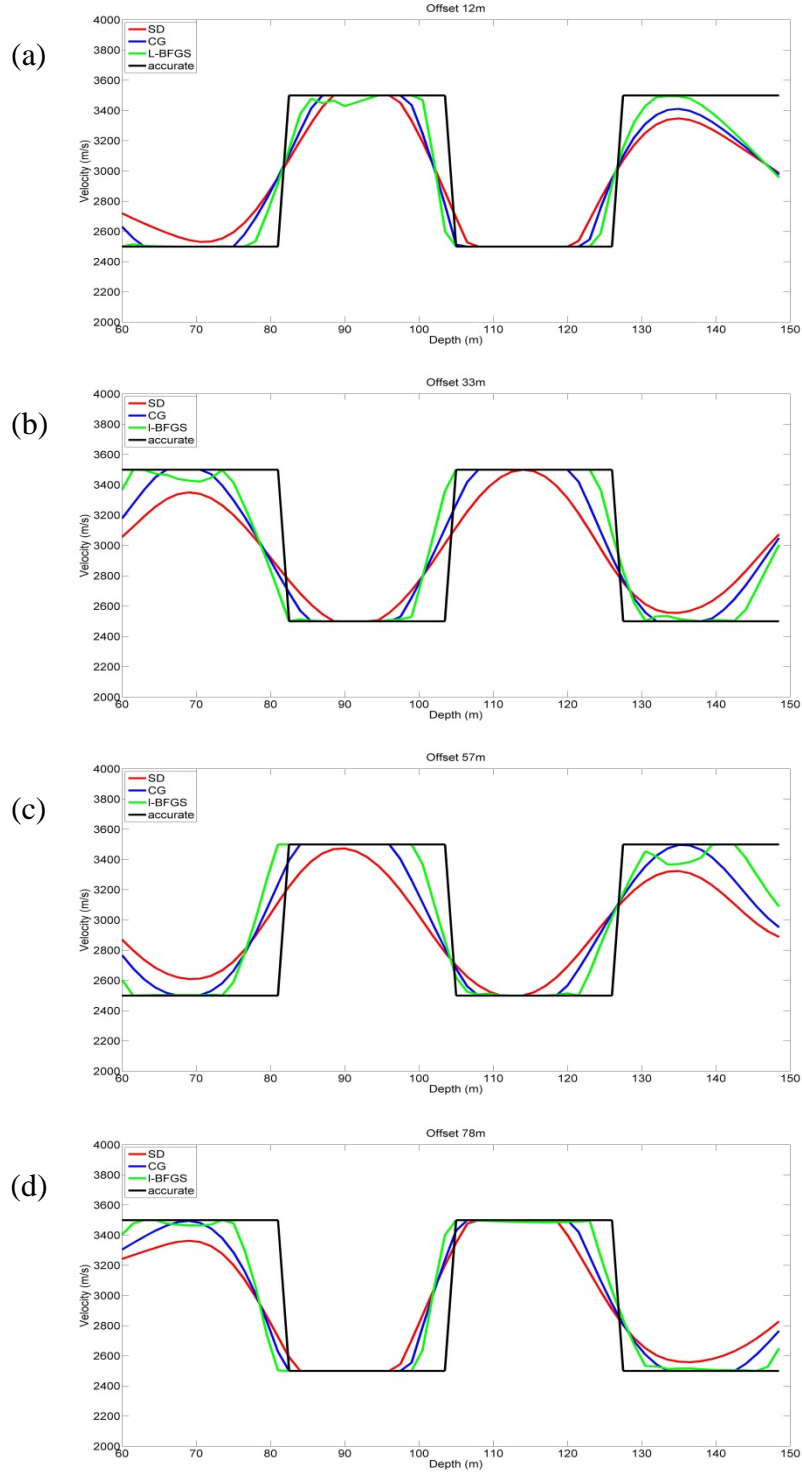


图 2.12 相同位置处三种反演结果以及真实模型的速度值随深度的变化曲线，红色曲线是最速下降法，蓝色曲线是共轭梯度法，绿色曲线是 L-BFGS 算法，黑色曲线是真实速度。(a)(b)(c)(d)分别是水平偏移距 12 m 处， 33 m 处， 57 m 处， 78 m 处

Figure 2.12 The velocity-depth curve of the vertical line picked from the results of the steepest descent(red), the conjugate gradient(blue), the L-BFGS(green) and the accurate model(black); the four lines (a)(b)(c)(d) are on offset 12m, 33m, 57m and 78m respectively



## 2.3 频率依赖波动方程旅行时反演

### 2.3.1 原理

波动方程旅行时反演中的梯度迭代公式 2.5 可以改写为

$$\gamma_k(\mathbf{r}) = -\frac{2}{Ec^3(\mathbf{r})} \sum_s \sum_g K \Delta \tau(\mathbf{r}_g | \mathbf{r}_s), \quad (2.19)$$

这里的  $K$  所表示的即为反演中的敏感核，其定义为

$$K = \dot{P}_{cal}(\mathbf{r}, t | \mathbf{r}_s) \left( g(\mathbf{r}, -t | \mathbf{r}_s, 0) * \dot{P}_{obs}(\mathbf{r}_g, t + \Delta \tau | \mathbf{r}_s) \right), \quad (2.20)$$

这里的  $\dot{P}_{cal}$  和  $\dot{P}_{obs}$  分别表示震源波场和检波器波场的时间导数。下面我们将探讨旅行时差  $\Delta \tau$  和速度更新敏感核  $K$  和频率之间的关系。图 2.13(a) 是所使用的速度模型，(b) 是图(a)光滑之后得到的。模型水平向和深度向分别有 142 个和 62 个网格点，网格大小为 1.5m。图 2.14 是不同频率子波生成的正演数据，一共使用了 15Hz, 30Hz 和 60Hz 三个不同的频率。这里的震源位于模型左侧中间，单道接收，检波器位置位于模型右侧中间，地震记录一共有 1200 个采样点，采样间隔 0.2 ms。

图 2.15 给出的图 2.14 中对应频率数据的旅行时差，142 个检波器等间距布置于模型右侧，数据共有 142 道，横轴是道号，纵轴表示时差大小。绿色曲线是图 2.14(a)(b)的时差，红色曲线是图 2.14(d)(e)的时差，蓝色曲线是图 2.14(g)(h)的时差。由于速度模型的差异，不同频率对应地震波的波前面会有所不同，所得旅行时差也会不同。

图 2.15 给出的是 30Hz 和 60Hz 下波动方程旅行时反演的单炮单道梯度敏感核。炮点和检波点深度均为 60m。显然 60Hz 的敏感核明显小于 30Hz，这也就意味着敏感核也是随频率逐渐变化的。

### 2.3.2 数值算例

在数值算例中我们将图 2.13(a)视为真实速度，将图 2.17(a)所示的一个均为模型视为初始速度模型。图 2.17(b)给出了波动方程旅行时反演(wave-equation

traveltime inversion, 简称 WT)的结果, 这里使用的 Ricker 子波主频为 60 Hz。这个反演结果很好地恢复了速度模型的断层结构, 但是在其中也有很多的局部极值, 需要在下一步反演中加以改善。

由于旅行时差和反演敏感核均与频率有关, 我们采用由低频到高频逐步反演的策略。首先将正演和观测地震数据用低通滤波器得到主频为 15Hz 的成分, 进行波动方程旅行时反演, 再将反演结果用于主频为 30Hz 数据反演的初始模型, 然后进行全频带数据的反演, 这是一种频率依赖的波动方程旅行时反演方法 (frequency dependent wave-equation traveltime inversion, 简称 FWT)。图 2.17(c)给出的是这种方法得到的反演结果, 其结果比 WT 更好, 对于断层的刻画更为清晰, 分辨率更高。

为了进一步改善反演结果, 在旅行时反演的基础上, 我们进一步进行了波形反演。图 2.18(a) 是以图 2.17(b)即 WT 反演结果作为初始模型的全波形反演结果, 图 2.18(b)是以图 2.17(c) 即 FWT 反演结果作为初始模型的全波形反演结果。图 2.18(b)与真实模型更为接近, 也就是以 FWT 反演结果作为全波形反演的初始模型更为合适。

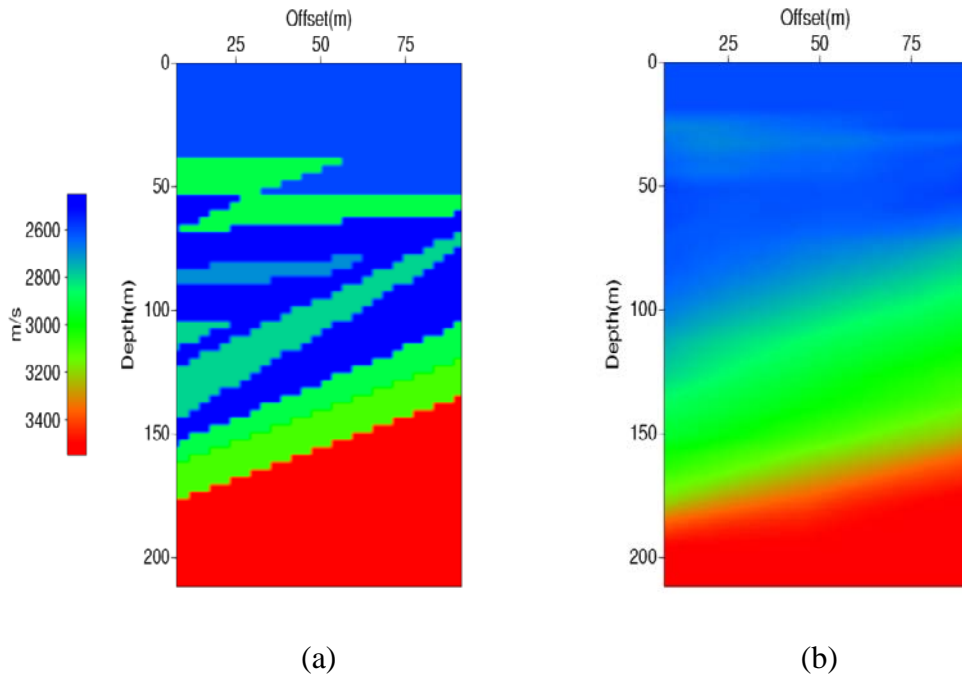


图 2.13 (a)为真实速度模型(b)为光滑速度模型

Figure 2.13 (a) is a true velocity model with a fault inside, and (b) is the smoothed version of (a).

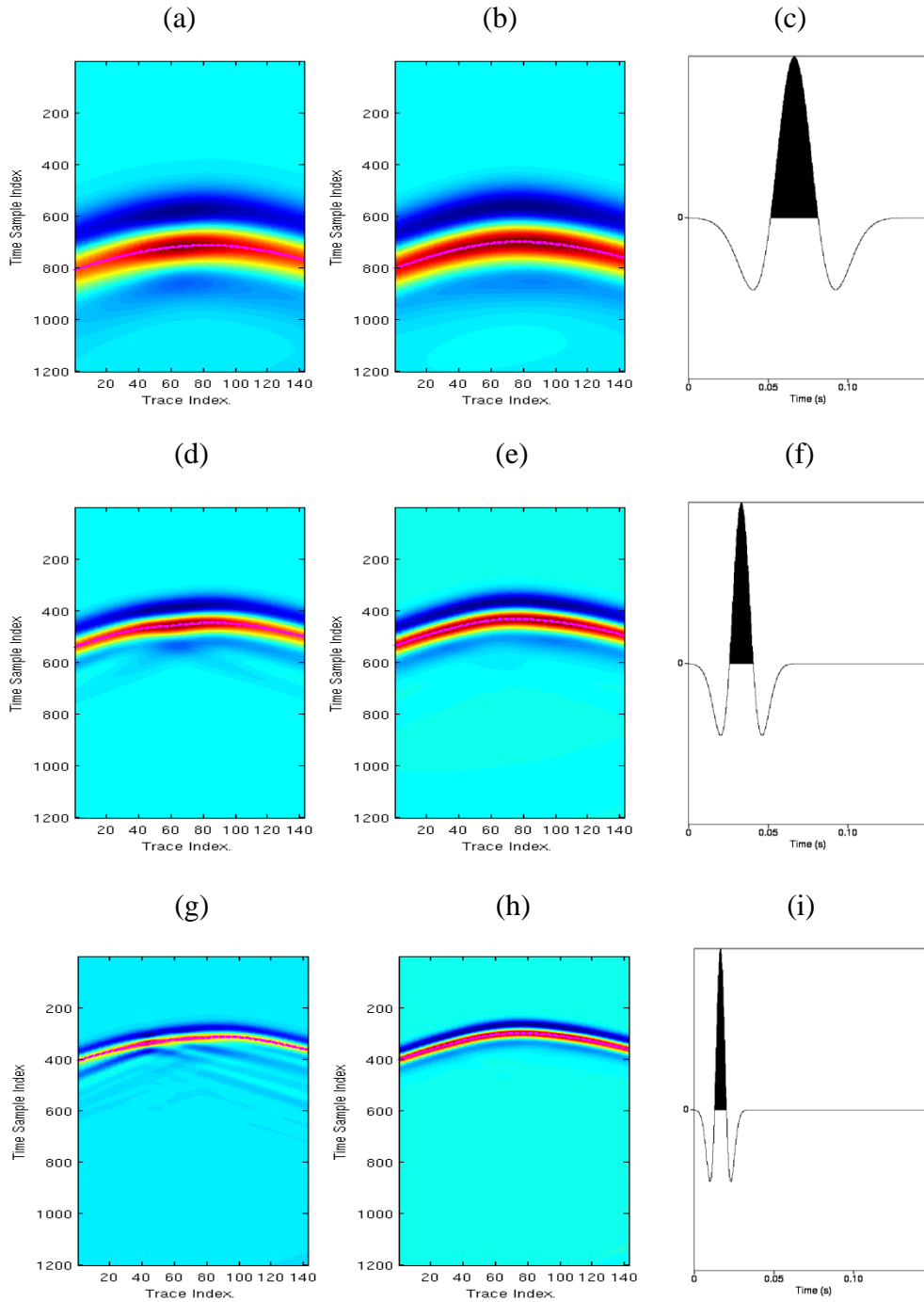


图 2.14 数据(a)(d)(h)由模型 2.17(a)正演得到, (b)(e)(i)由模型 2.17(b)正演得到。(a)(b)所用的震源子波是图(c)主频为 15 Hz 的 Ricker 子波, (d)(e) 所用的震源子波是图(f)主频为 30 Hz 的 Ricker 子波, (g)(h) 所用的震源子波是图(i)主频为 60 Hz 的 Ricker 子波

Figure 2.14 Shot (a)(d)(h) are generated using the true velocity model shown in 2.17(a). Shot (b)(d) (f) are generated using the smoothed velocity model shown in 2.17(b). The source wavelets of shot (a) and (b) are 15 Hz Ricker wavelets. The 30 Hz Ricker wavelets are used for generating (d)(e), and the 60 Hz Ricker wavelets are used for shot (e)(f).

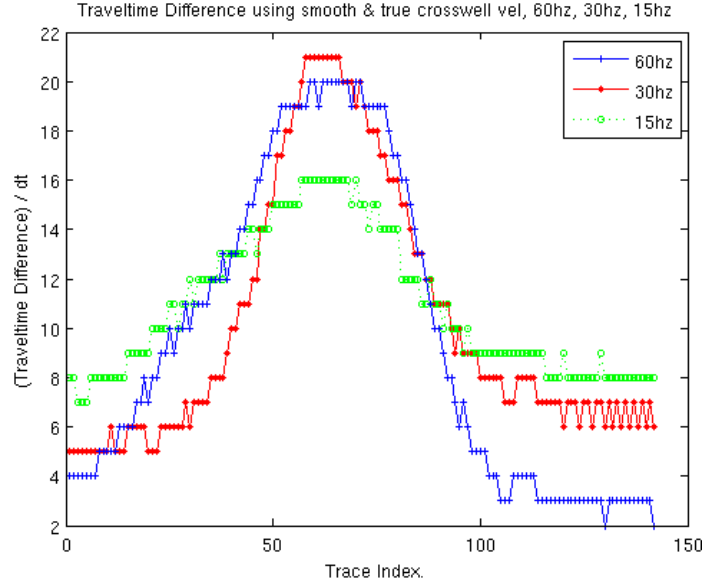


图 2.15 由互相关推得的数据旅行时差, 红色表示图 2.14(a)(b)旅行时差, 绿色表示图 2.14(d)(e)旅行时差, 黑色表示图 2.14(g)(h)旅行时差。横轴表示道号, 纵轴表示时差

Figure 2.15 The cross-correlation based traveltime difference of 2.14(a) and 2.14(b) is depicted in green. The traveltime difference of 2.14(d) and 2.14(e) is in red, and the blue shows the traveltime difference of 2.14(g) and 2.14(h). The horizontal axis represents the trace index and the vertical axis represents time lag index.

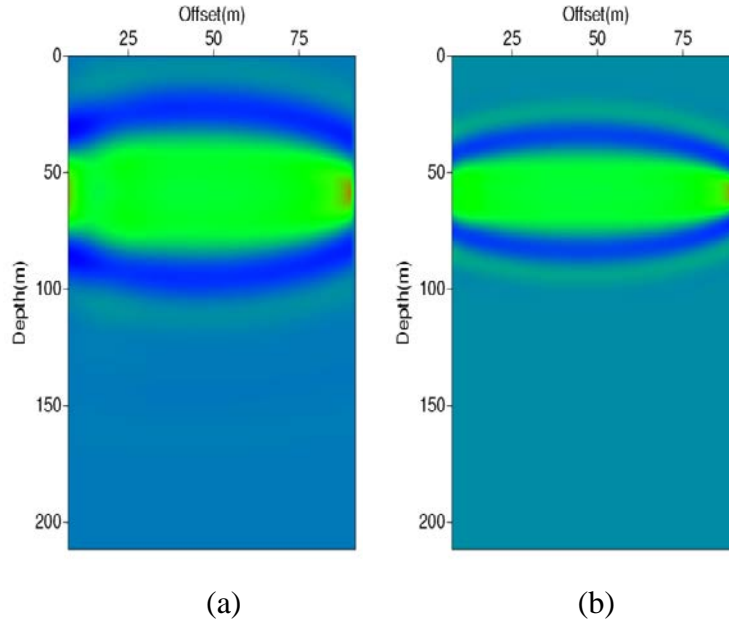


图 2.16 使用常速度模型得到的速度更新敏感核, (a)是 30Hz Ricker 子波生成数据得到的, (b) 是 60Hz Ricker 子波生成数据得到的。网格大小为纵向 142 个网格点, 纵向 62 个网格点, 网格间距均为 1.5m

Figure 2.16 Sensitivity kernels using a constant velocity model. (a) is generated by using 30 Hz Ricker wavelet and (b) is generated by using 60 Hz Ricker wavelet. Both (a) and (b) contain 142 grid points vertically and 62 grid points horizontally. The grid interval is 1.5 m in both horizontal and vertical directions.

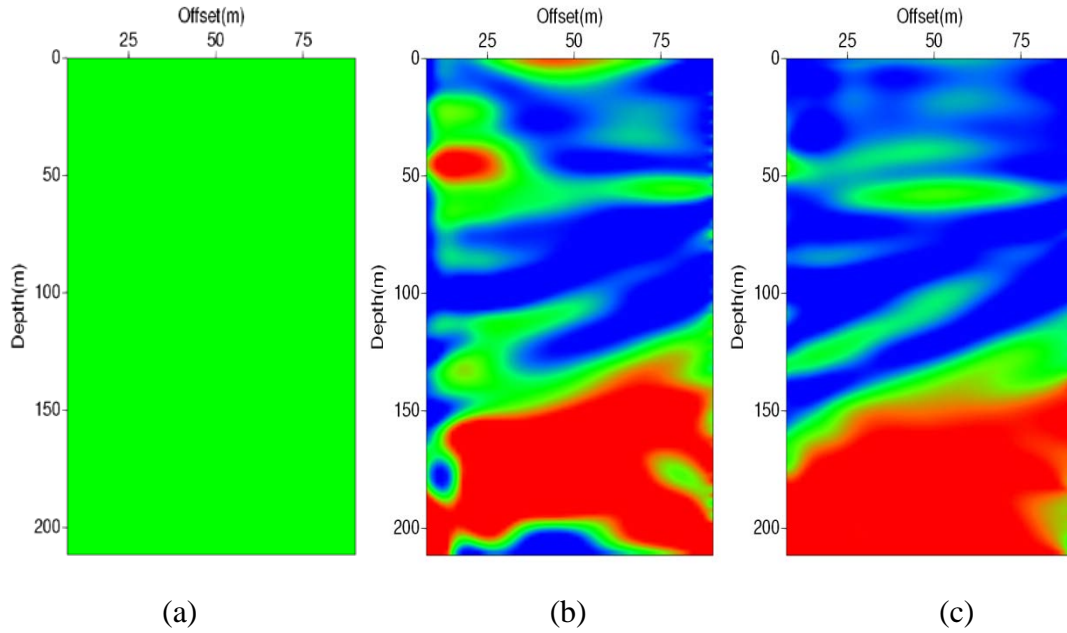


图 2.17 (a) 初始速度模型，网格间距为 1.5 m (b) 60Hz 数据的 WT 反演结果 (c) 以 15 Hz, 30 Hz 和 60 Hz 数据 FWT 的反演结果

Figure 2.17 (a) the initial constant 3000 m/s velocity model, the grid interval is 1.5 m in both horizontal and vertical directions. (b) is the WT result using 60 Hz data and (c) is the FWT result using 15 Hz, 30 Hz and 60 Hz data.

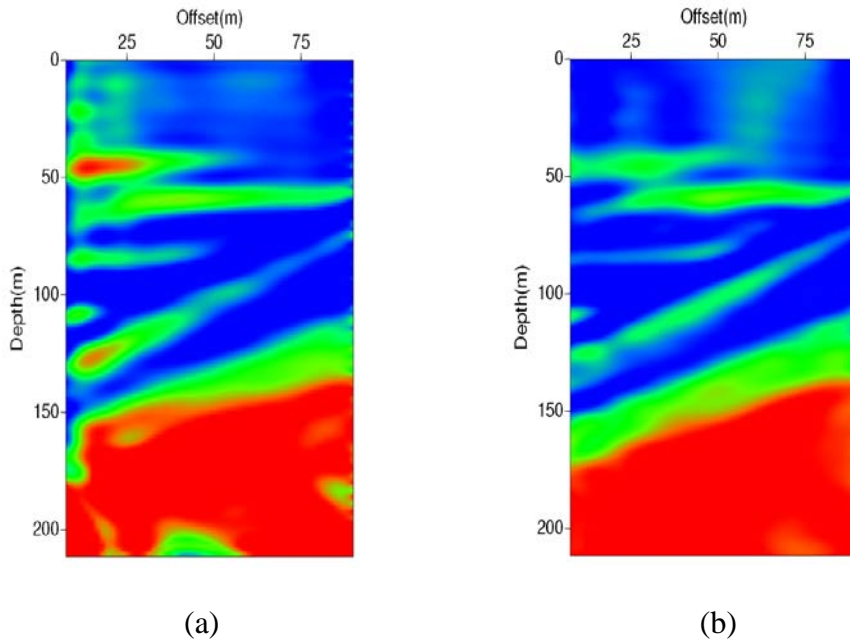


图 2.18 (a)以 WT 反演结果(图 2.21(b))作为初始模型得到的全波形反演结果 ; (b) 以 FWT 反演结果 (图 2.21(c)) 作为初始模型得到的全波形反演结果

Figure 2.18 (a) waveform inversion result obtained by using the WT result (as shown in Figure 2.17(b)) as initial velocity model; (b) waveform inversion result obtained by using the FWT result (as shown in Figure 2.17(c)) as initial velocity model.

## 2.4 本章小结

波动方程旅行时反演可以得到分辨率较高的速度模型，即是初始模型和真实速度差异较大，反演也可以稳定收敛。在数值算法的对比中，L-BFGS 算法反演结果分辨率更高，收敛速度更快。

为了进一步优化波动方程旅行时反演的结果，我们提出了频率依赖的波动方程旅行时反演方法。这种方法可以很大程度地减少旅行时反演结果中的局部极值，提高反演结果的分辨率，所得到速度模型更适合作为下一步波形反演的初始模型。

### 第三章 基于拟 Hessian 矩阵的波动方程全波形反演

#### 3.1 引言

速度建模无论是在时间域或者深度域成像方法中都是决定成像质量的关键因素,尤其是在复杂地质结构、复杂地表条件下成像时,高精度的速度建模是能够正确成像的前提条件。传统的走时反演类方法 (Ivansson, 1985; Zhu 和 McMechan, 1989; Luo 和 Schuster, 1991; Pratt 和 Goulty, 1991; Nemeth 等, 1999; Min 和 Shin, 2006) 收敛稳定, 计算速度快, 但是走时计算中大部分采用的是高频近似, 与地震数据的有限带宽并不匹配。在走时反演中, 只有地震数据中的走时被利用到目标函数中, 约束条件不足, 导致反演结果经常是光滑、低分辨率的速度模型。为了将相位和振幅信息加入反演过程中, 建立高精度的速度模型, 以适应高精度成像的需要, Lailly 和 Tarantola 等先后提出了全波形反演 (full waveform inversion, 简称 FWI) 的理论, 以地震数据和正演数据残差的 L2 范数为目标函数进行速度反演 (Lailly, 1983; Tarantola, 1984)。全波形反演是勘探地球物理中的热点问题, 根据波动方程求解域的不同, 可以分为时间域的波动方程波形反演 (Zhou 等, 1995; Zhou 等, 1997; Boonyasiriwat 等, 2009; Boonyasiriwat 等, 2010; Yu 和 Hanafy, 2014) 和频率域的波动方程波形反演 (Pratt, 1999; Ben-Hadj-Ali 等, 2008; Plessix, 2009) 两大类。

由于 FWI 中的目标函数与速度模型扰动之间的关系是高度非线性的, 反演过程非常容易陷入局部极值。为此, Sheng 等 (2006) 提出了时间域早至波波形反演, 通过合适的时窗截取数据中的早至部分, 而不是全部数据, 进行波形反演, 有效地减少了局部极值。Boonyasiriwat 等 (2009) 在此基础上, 提出了多尺度的早至波波形反演方法。采用与 Bunks 等 (1995) 类似的多尺度策略, 并提出用 Wiener 滤波器对数据滤波以减少频谱泄露, 同时用动态的时窗截取提高结果的分辨率。低频下反演过程可以有效避免波形反演中的周期跳跃现象 (Cycle Skipping), 获得速度场的长波长部分, 以做为高频下波形反演的初始模型。这种时间域内的多尺度早至波波形反演在陆地和海上数据的实际应用上都取得了比较好的效果 (Boonyasiriwat 等, 2010; Yu 和 Hanafy, 2014)。

波形反演中每次迭代的速度更新方向是由共轭态法给出的, 本质上是由时间

上正向传播的震源波场和反向传播的检波器波场零延迟互相关得到的 (Plessix, 2006)。这种求解过程需要大量计算和内存存储, 因而有必要对更新方向进行预处理以加快收敛速度, 提高计算效率。目标函数的逆 Hessian 矩阵是一个比较好的选择, 但是在实际应用中这个矩阵的求解需要大量计算和内存, 难以直接计算。有研究者选择用其对角元素来作为逆 Hessian 矩阵的近似, 对梯度进行预处理 (Chavent 和 Plessix, 1999; Plessix 和 Mulder, 2004; Symes, 2008)。Shin 等 (2001) 根据炮点和检波点的互易原理, 提出了拟 Hessian 矩阵来对梯度进行优化的方法, 在频率域内的 FWI 上取得了比较好的效果 (Shin 和 Min, 2006; Brossier 等, 2009; Chung 等, 2010)。

对于时间域的 FWI, 其实现过程更为简明, 但是逆 Hessian 矩阵的需要计算每个震源和每个检波器源的格林函数, 计算量很大, 在实际中难以应用 (Valenciano 等, 2006; Tang, 2009)。我们认为 Shin 等提出的拟 Hessian 矩阵也可以加入到时间域的 FWI 中, 提高计算效率。

## 3.2 原理

### 3.2.1 频率域全波形反演中的拟 Hessian 矩阵

频率域中的常密度声波方程可以表示为 (Plessix 和 Mulder, 2004)

$$(-\omega^2 \sigma^2 - \Delta)p(\mathbf{x}, \omega, \mathbf{x}_s, \sigma) = f(\mathbf{x}, \omega, \mathbf{x}_s), \quad (3.1)$$

这里的  $\Delta$  是 Laplace 算子,  $\sigma$  是慢度场,  $p(\mathbf{x}, \omega, \mathbf{x}_s, \sigma)$  表示由震源位置  $\mathbf{x}_s$  处激发, 在  $\mathbf{x}$  处的波场,  $f(\mathbf{x}, \omega, \mathbf{x}_s)$  是震源函数,  $\omega$  是圆频率。

频率域内, 波形反演的目标函数可以表示为

$$F = \frac{1}{2} \sum_{\omega} \sum_{\mathbf{x}_s} \sum_{\mathbf{x}_r} |u(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s, \omega) - d(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s, \omega)|^2, \quad (3.2)$$

这里的  $u(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s, \omega)$  表示震源位置  $\mathbf{x}_s$  处激发, 检波器  $\mathbf{x}_r$  处接收到的观测数据,  $d(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s, \omega)$  表示正演得到的地震数据。

求取目标函数关于模型参数的导数, 就可以得到 (Tang, 2009)

$$\frac{\partial F}{\partial m(\mathbf{x})} = \text{Re}[\sum_{\omega} \omega^2 \sum_{\mathbf{x}_s} \sum_{\mathbf{x}_r} f_s(\omega) G(\mathbf{x}, \mathbf{x}_s, \omega) G(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}, \omega) (u(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s, \omega) - d(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s, \omega))], \quad (3.3)$$



这里的  $Re$  表示求复数项的实数部分,  $G(\mathbf{x}, \mathbf{x}', \omega)$  表示对应于方程 3.1 的格林函数,  $f_s(\omega)$  表示的是震源项。

目标函数关于模型参数的二阶导数也就是我们所说的 Hessian 矩阵, 可以写为 (Plessix 和 Mulder, 2004)

$$H(\mathbf{x}, \mathbf{y}) = Re[\sum_{\omega} \omega^4 \sum_{\mathbf{x}_s} |f_s(\omega)|^2 G(\mathbf{x}, \mathbf{x}_s, \omega) G(\mathbf{y}, \mathbf{x}_s, \omega) \times \sum_{\mathbf{x}_r} G(\mathbf{x}, \mathbf{x}_r, \omega) G(\mathbf{y}, \mathbf{x}_r, \omega)], \quad (3.4)$$

这里的  $\mathbf{y}$  表示位置  $\mathbf{x}$  邻域内的任意一点。如果  $\mathbf{x} = \mathbf{y}$ , 方程 3.4 给出的就是 Hessian 矩阵的对角成分。Shin 等(2001)提出用炮点和检波点的互易原理, 来减少 Hessian 矩阵的计算量。首先将方程 3.1 改写为矩阵形式如下

$$\mathbf{S}\tilde{\mathbf{u}} = \tilde{\mathbf{f}}, \quad (3.5)$$

这里的  $\tilde{\mathbf{u}}$  表示波场矢量,  $\tilde{\mathbf{f}}$  表示震源矢量,  $\mathbf{S}$  表示阻抗矩阵。那么 Hessian 矩阵的对角元素可以表示为 (Jun 等, 2014)

$$\left(\frac{\partial \tilde{\mathbf{u}}}{\partial m}\right)^* \left(\frac{\partial \tilde{\mathbf{u}}}{\partial m}\right) = Re[\mathbf{v}^T (\mathbf{S}^{-1})^T (\mathbf{S}^{-1})^* \mathbf{v}^*], \quad (3.6)$$

这里的  $*$  表示复共轭,  $\mathbf{S}^{-1}$  是阻抗矩阵,  $\frac{\partial \tilde{\mathbf{u}}}{\partial m}$  表示的是偏导数波场,  $\mathbf{v}$  表示拟震源矢量, 其定义是

$$\mathbf{v}_i^* = -\frac{\partial \mathbf{S}}{\partial m_i} \tilde{\mathbf{u}}. \quad (3.7)$$

Shin 等(2001)利用互易原理, 假定虚震源生成的波场为  $\mathbf{F}$ , 即  $\mathbf{S}^{-1}\mathbf{v} = \mathbf{F}$ , 方程 3.6 即可简化为拟 Hessian 矩阵

$$\mathbf{H}_p = Re[\mathbf{F}^T \mathbf{F}^*]. \quad (3.8)$$

相比于近似 Hessian 矩阵, 拟 Hessian 矩阵在计算上更为简洁。对于各向同性介质, 虚震源矢量就是  $-\frac{\omega^2}{v^3} \tilde{\mathbf{u}}$ 。首先对某一道数据以  $\omega^2 u_i$  作为震源项进行频率域的正演, 得到  $m$  中的响应, 然后对所有道数据重复进行, 叠加之后得到拟 Hessian 矩阵。由于在频率域正演中, 阻抗矩阵对于所有检波点都是一样的, 因而只需要较少的额外计算量就可以得到拟 Hessian 矩阵。

### 3.2.2 时间域全波形反演中的拟 Hessian 矩阵

在时间域中, 常密度条件下的声波方程为

$$\left[ \nabla^2 - \frac{1}{v_x^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} \right] \mathcal{U}(\mathbf{x}, \mathbf{x}_s, t) = F(\mathbf{x}, \mathbf{x}_s, t), \quad (3.9)$$

这里  $\nabla^2$  是 Laplace 算子,  $\mathcal{U}(\mathbf{x}, \mathbf{x}_s, t)$  是时间域内的波场,  $F(\mathbf{x}, \mathbf{x}_s, t)$  是震源函数。

Sheng 等 (2006) 提出用时窗截取数据的早至部分进行波形反演, 以避免反演陷入局部极值, 这时的目标函数为

$$F = \frac{1}{2} \sum_{\mathbf{x}_s} \sum_{\mathbf{x}_r} \int_0^T dt \left| (u(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s, t) - d(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s, t)) W(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s) \right|^2, \quad (3.10)$$

这里的  $T$  是数据的记录长度,  $W(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s)$  是早至波截取的时窗函数, 一般选为初至到时之后的几个子波长, 此时对应的梯度公式为 (Yu 和 Hanafy, 2014)

$$g(\mathbf{x}) = \frac{1}{c^3(\mathbf{x})} \sum_{\mathbf{x}_s} \int dt \dot{p}_{cal}(\mathbf{x}, t; \mathbf{x}_s) \dot{p}_{back}(\mathbf{x}, t; \mathbf{x}_s), \quad (3.11)$$

这里  $\dot{p}$  表示  $p$  的时间导数,  $p_{cal}$  是正演波场, 计算公式为

$$p_{cal}(\mathbf{x}, t; \mathbf{x}_s) = \int d\mathbf{x}' g(\mathbf{x}, t; \mathbf{x}') * s(\mathbf{x}', t; \mathbf{x}_s) d\mathbf{x}', \quad (3.12)$$

这里的  $g(\mathbf{x}, t; \mathbf{x}')$  是时间域内对应与波动方程的 Green 函数。  $p_{back}$  是反传的残差波场, 计算公式为

$$p_{back}(\mathbf{x}, t; \mathbf{x}_s) = \int d\mathbf{x}' g(\mathbf{x}, -t; \mathbf{x}') * \sum_{\mathbf{x}_r} (u(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s, t) - d(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s, t)) W(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s) \delta(\mathbf{x}' - \mathbf{x}_r) d\mathbf{x}', \quad (3.13)$$

这里的  $-t$  表示时间上的反向传播,  $\delta(\mathbf{x}' - \mathbf{x})$  表示 Dirac 函数。求得梯度方向后, 可以用最速下降法或者共轭梯度法来更新速度模型。由于波形反演过程中包括了多次波场模拟过程, 有必要通过梯度的预处理来加快计算速度。这里我们考虑如何将频率域内的拟 Hessian 矩阵应用到时间域的 FWI 中来。

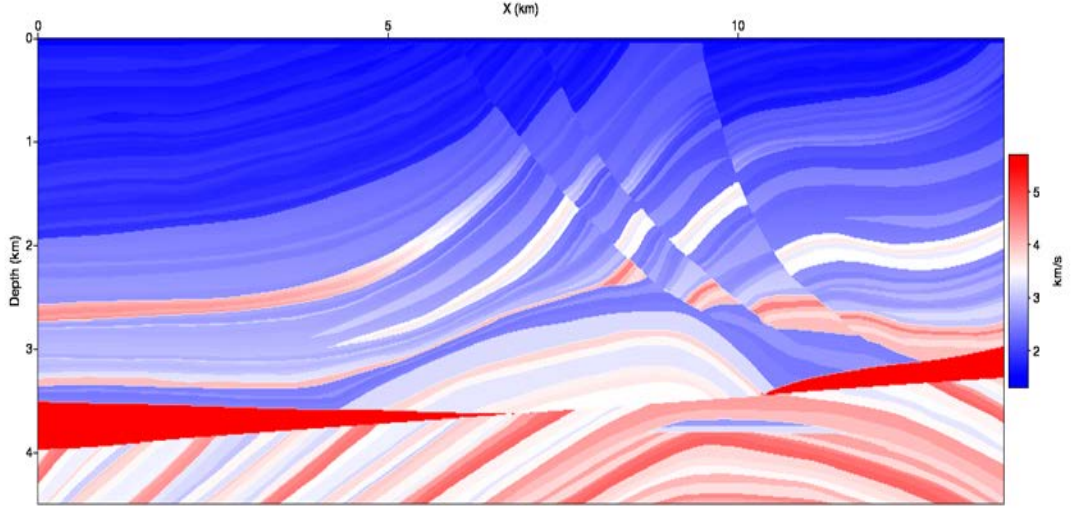
实际上, 复共轭阻抗矩阵的逆矩阵的每一列就代表一个 Green 函数, 如果在公式 3.1 的正演中, 用有限长度的真实观测系统来近似无限长的  $\mathbf{x}_s$  和  $\mathbf{x}_r$ , 那么公式 3.8 与公式 3.4 就是等价的。由于频率域的乘积等价于时间域的褶积, 采用炮点与检波点之间的互易原理, Hessian 矩阵中的对角向量可以表示为

$$\mathbf{H}_p = \sum_{\mathbf{x}_s} \sum_{\mathbf{x}_r} \int dt \ddot{u}(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s, t) * g(\mathbf{x}, \mathbf{x}_s, t) \times \ddot{u}(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s, t) * g(\mathbf{x}, \mathbf{x}_r, t), \quad (3.14)$$

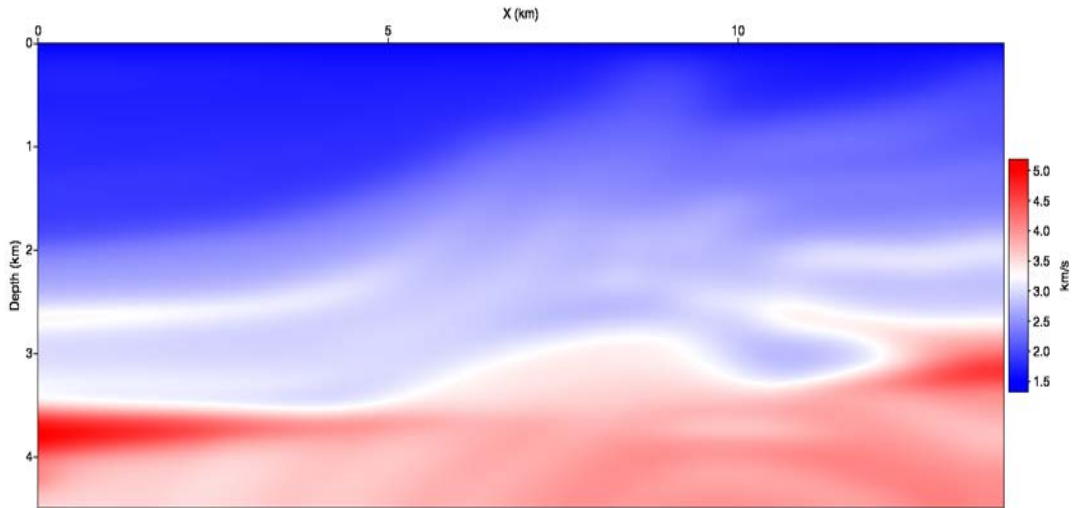
这里的  $\ddot{u}(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s, t)$  表示  $u(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s, t)$  的二阶时间导数, Green 函数中的  $t$  表示正向传播。求解这个拟 Hessian 矩阵需要从炮点和检波点的大量正演计算。实际数据中, 所有炮的数据检波点位置是相同的, 炮点位置在检波点线上移动, 那么我们就可以用这些检波点位置插值后得到炮点位置的虚震源项。并用炮点的 Green

函数来代替虚震源的 Green 函数。拟 Hessian 矩阵就变为所有炮点位置的虚震源项照明度之和。由于拟 Hessian 矩阵是个对角矩阵，求逆也就非常容易了。在求梯度时，我们已经计算过从震源点，以子波为震源项的波场，这个波场如果乘以一个系数因子就可以视为虚检波项的 Green 函数，这个系数因子为

$$Factor(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s) = \frac{\int dt |\ddot{u}(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s, t)|^2}{\int dt |f(\mathbf{x}_r, t)|^2}, \quad (3.15)$$



(a)

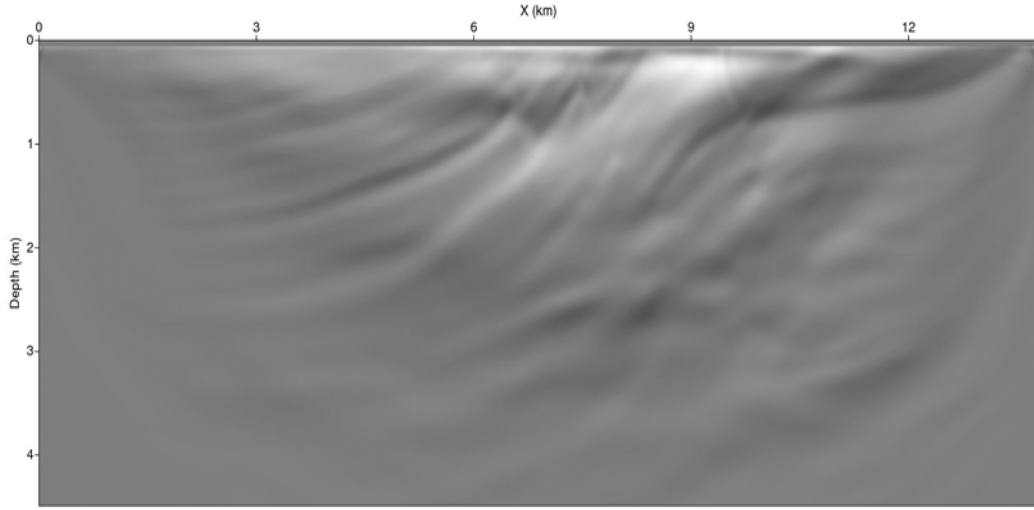


(b)

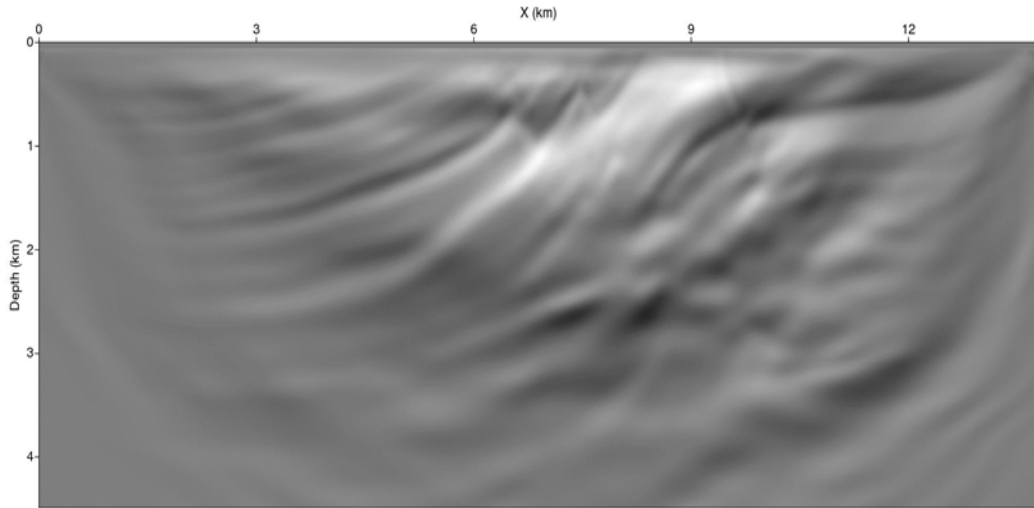
图 3.1 数值测试中所使用的 Marmousi 速度模型，(a)真实速度模型，(b)将(a)光滑之后得到，作为波形反演的初始模型

Figure 3.1 The velocity model used in the synthetic test, a) is the true velocity model and b) is the initial model.

这里的 $f(\mathbf{x}_r, t)$ 是当 $\mathbf{x}_r$ 为震源位置时的震源子波。理论上我们需要求得震源在 $\mathbf{x}_s$ 激发，在 $\mathbf{x}_r$ 处接收得到的数据。而根据炮点、检波点的互易原理， $u(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s, t) = u(\mathbf{x}_s, \mathbf{x}_r, t)$ ，我们只需要记录震源在 $\mathbf{x}_r$ 激发，在 $\mathbf{x}_s$ 处接收得到的数据，由于这些炮点都在检波点线上，即使位置不重合，虚震源项也可以通过插值得到，只需要增加一些内存存储。



(a)



(b)

图 3.2 数值测试中所得到的梯度, (a)为常规波形反演的梯度, (b)为经过拟 Hessian 矩阵预处理之后得到的梯度。显然图(b)有更好的照明度和分辨率, 有利于波形反演的快速收敛

Figure 3.2 The gradient in the synthetic test, a) is the conventional gradient and b) is the preconditioned gradient with the pseudo Hessian. Apparently b) has better illumination and resolution, which can acceleration the convergence rate in FWI.

此时当前检波点的照明度在整个拟 Hessian 矩阵中的权重就是所有对应炮点位置数据的系数因子之和。叠加所有位置的照明度乘以权重，就可以构建时间域内拟 Hessian 矩阵的一个良好估计。速度模型的更新公式可以写为

$$c_{k+1} = c_k - \alpha_k H_p^{-1} g_k, \quad (3.16)$$

这里  $g_k$  表示梯度， $\alpha_k$  是线性搜索得到的更新步长。

这种计算方法的成立条件是：

- (a) 虚震源的照明度可以用公式 3.15 中的系数乘以炮点照明度作为近似；
- (b) 所有虚震源的照明度之和可以用所有将炮点视为检波点位置的虚震源项照明度之和来近似。

对于检波点线固定不变，炮点位置在检波点线上移动的观测系统，这两个条件是可以近似满足的，方程 3.14 中的拟 Hessian 矩阵就可以当做一个预处理算子，来加快反演的收敛速度。

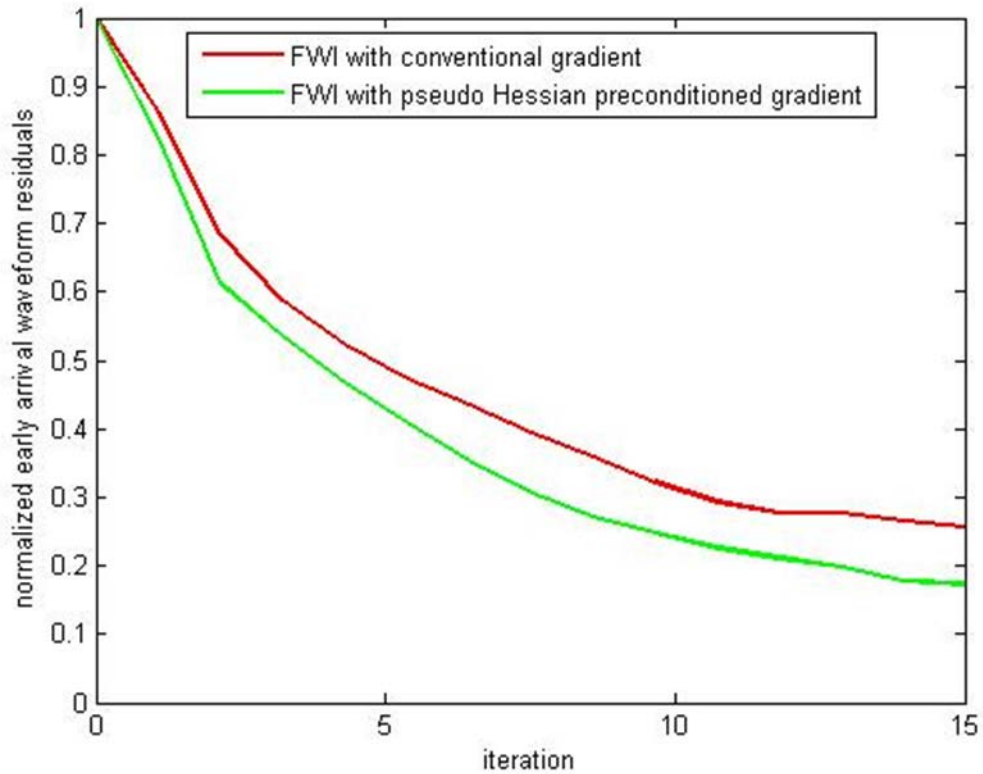


图 3.3 数值测试中波形残差的变化曲线

Figure 3.3 How the early arrival waveform residual evolves in the numerical example

### 3.2.3 梯度的数值验证

我们用 Marmousi 模型来进行数值测试。模型大小为深度方向 375 个网格点，水平方向 1150 个网格点，网格间距均为 12 m。震源子波是 15 Hz 的 Ricker 子波，1150 个检波点沿地表等间距布置，同时 230 个炮点以间隔 60 m 等间距排列。

图 3.1a 和图 3.1b 分别是真实速度模型和我们使用的初始速度模型，图 3.2a 和图 3.2b 分别是梯度和经过拟 Hessian 算子预处理之后的梯度，显然图 3.2b 有更好的照明度。图 3.3 是波形残差收敛曲线，可以看到拟 Hessian 矩阵在相同迭代次数下得到的反演结果更好，在实际数据中会取得更好的效果。

### 3.3 陆地资料实际数据应用

这套实际数据是在陆地采集得到，总共有 400 炮。图 3.4 显示的是其中一炮数据。该套数据的最大偏移距是 5 km，频带宽度是 5~80 Hz。检波点线由 2000 个检波点组成，炮点沿检波点等间距分布。检波点间距为 5 m，炮点间距为 25 m，炮集的记录长度为 12 s，采样间隔为 4 ms。从图 3.4 中我们可以看到炮集数据受到强能量的面波和随机噪音干扰。我们采用早至波时窗截取窗口来避免波形反演陷入局部极值，同时应用多尺度的反演策略来减少反演中的周期跳跃现象。先反演速度场的低频长波长部分，再将低频结果作为高频反演的初始模型，由低频到高频逐步进行。我们可以用拟 Hessian 矩阵来加速我们的波形反演收敛速度。

对于这套数据我们首先拾取了数据的初至到时，初至到时可以用于之后的旅行时反演和早至波时窗截取。图 3.6(a)是由射线追踪得到的旅行时反演结果，这个一个比较光滑，粗略的速度模型，缺少地下地质结构的细节信息。为了进行下一步的波形反演，我们首先将这个速度模型重新采样为 2100×600 的网格，网格间距均为 5 m，然后使用有限差分法来在这个网格上进行波场的正演模拟。

由于我们是对一套在三维弹性介质中采集的数据用二维声波方程进行模拟，因而在进行波形反演之前，需要对数据进行一定的处理。首先的处理步骤就是对数据的 5-80 Hz 的带通滤波并且切除一些无效的道数据。接下来进行如下的处理：

(1) 切除一部分受到了强面波能量的干扰的近偏移距数据，切除一部分信噪比

很低的远偏移距数据；(2) 在频率域内用 $\sqrt{i/\omega}$ 对数据进行滤波，然后乘以 $\sqrt{t}$ 的归一化因子，来实现从三维数据到二维的转换 (Barton, 1989; Boonyasiriwat 等, 2010; Yu 和 Hanafy, 2014)；(3) 对每道数据进行归一化处理，以减少由于衰减带来的误差；(4) 用时窗截取数据中的早至波部分，时窗长度是 3~5 个子波长，时窗截取可以减少面波和之后的反射波带来影响；(5) 选择 3 个不同的频率成分，用低通 Wiener 滤波器对数据和震源子波进行滤波。3 个频带的主频分别为 5Hz, 7.5Hz 和 12Hz。网格间距在低频下可以变得更大以加快计算速度；(6) 根据近偏移距数据的叠加来得到每炮数据的震源子波，用经验公式来估计地下的密度场。图 3.5(a)是图 3.4 中的数据经过上述处理流程之后的结果，这里只显示了左侧部分的数据。经过波形反演之后得到的速度模型如图 3.6b 所示，这个速度模型相

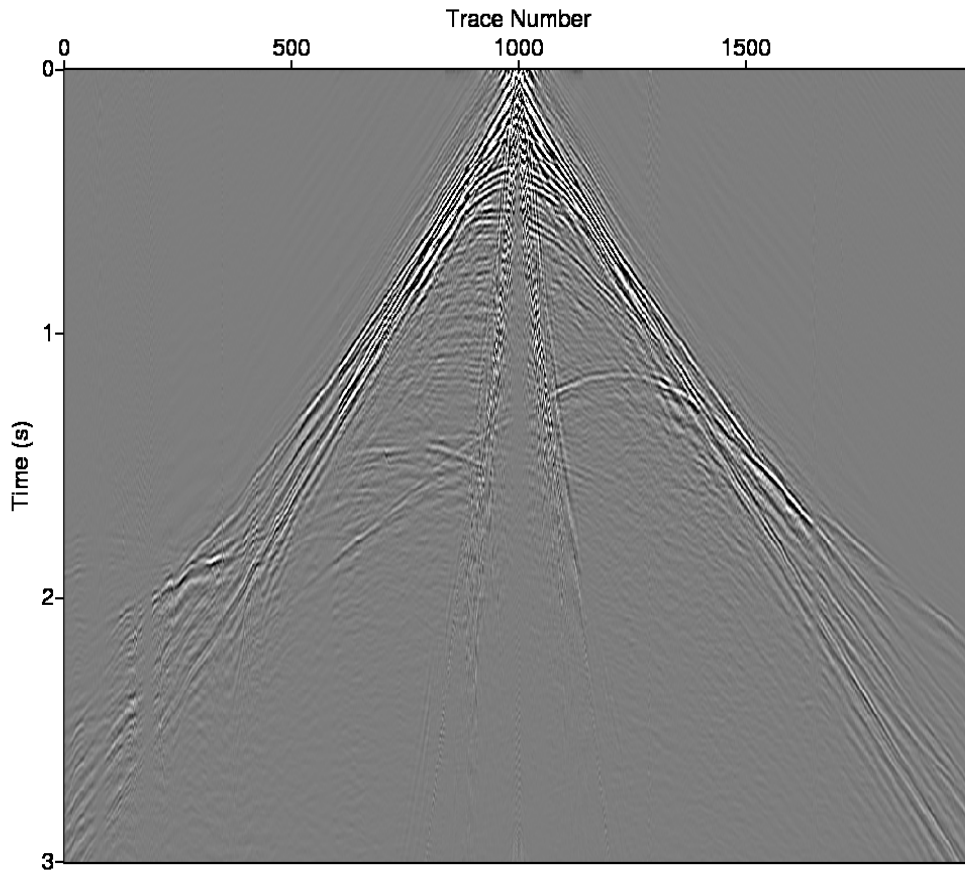
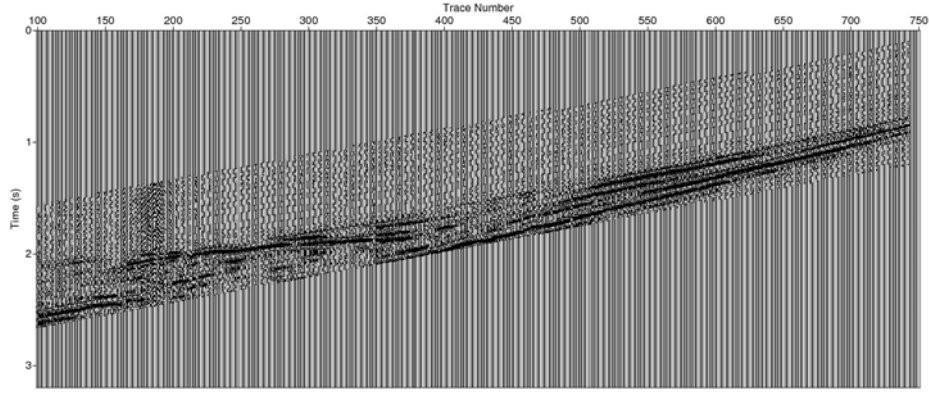
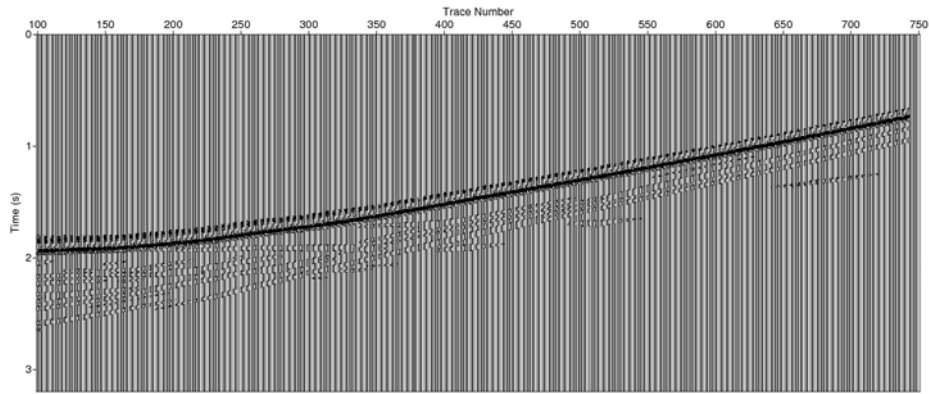


图 3.4 单炮数据，可以看到数据中含有大量面波和随机噪音

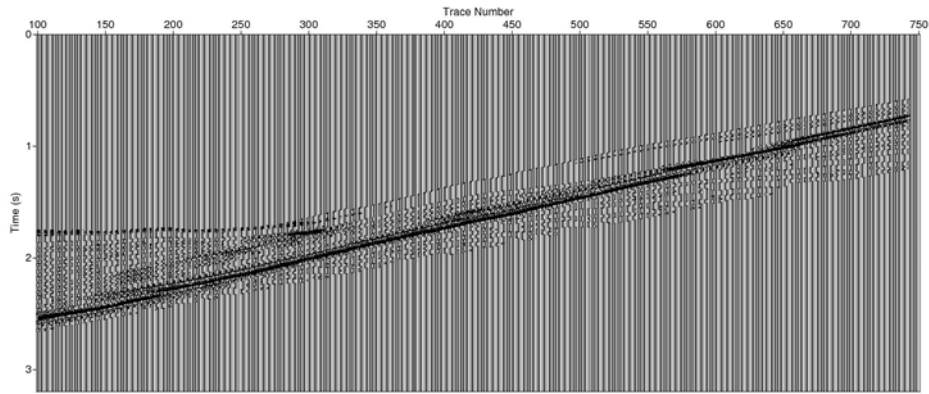
Figure 3.4 shows one shot gathers. The gathers are corrupted by surface waves and random noise.



(a)



(b)



(c)

图 3.5 (a) 是对应于图 3.4 的处理之后数据, 这里我们只画出了左侧部分的数据, 而且近偏移距和远偏移距的部分数据被切除了。(b)和(c)分别是由初始模型和反演结果正演得到的数据, 可以看到图(c)和观测数据在走时和振幅上匹配得更好。Figure 3.5 (a) is the processed data corresponding to Figure 3.4, only the left part is shown here and some near offset and far offset traces are muted. (b) and (c) are the synthetic data obtained from the initial model and the inversion result respectively. (c) has better match in traveltimes and waveform with (a).



比于图 3.6(a)，在浅层有更好的分辨率和细节信息。图 3.5(b)和(c)分别是由初始模型和反演结果正演得到的数据，显然 3.5(c)尽管有部分误差，但是总体上走时和振幅与真实记录数据匹配得更好。为了验证我们的反演结果是否是更好的反映了地下的真实速度场，我们比较了由初始模型和反演结果得到的偏移结果和角度域共成像点道集(angle domain common image gathers, 简称 ADCIGs)。图 3.7(a)和(b)分别是由初始模型和反演结果得到的偏移结果。可以看到图 3.7(b)在浅层分辨率更高，地下地质结构成像更清晰。图 3.8(a)和(b)分别是由初始模型和反演结

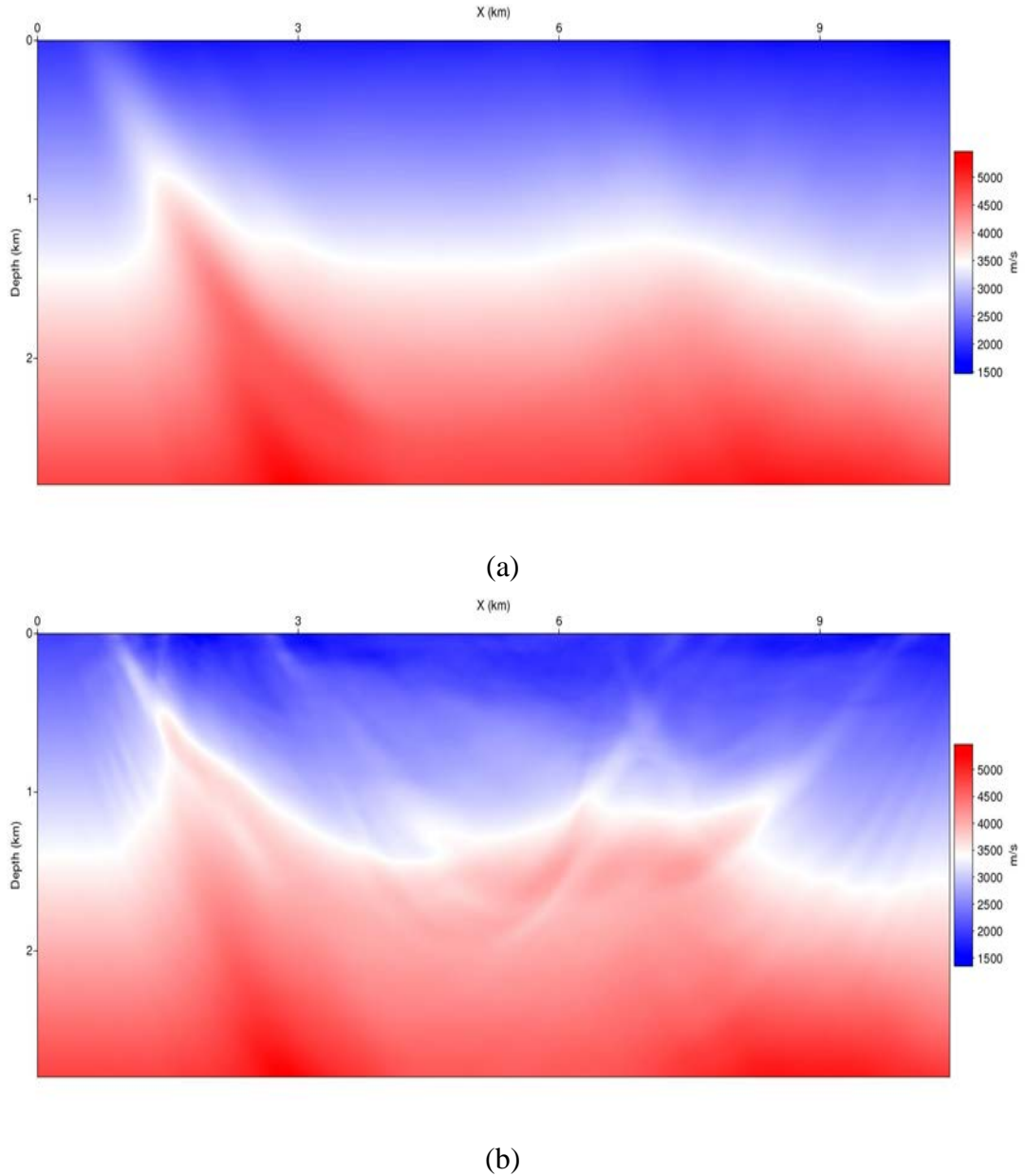
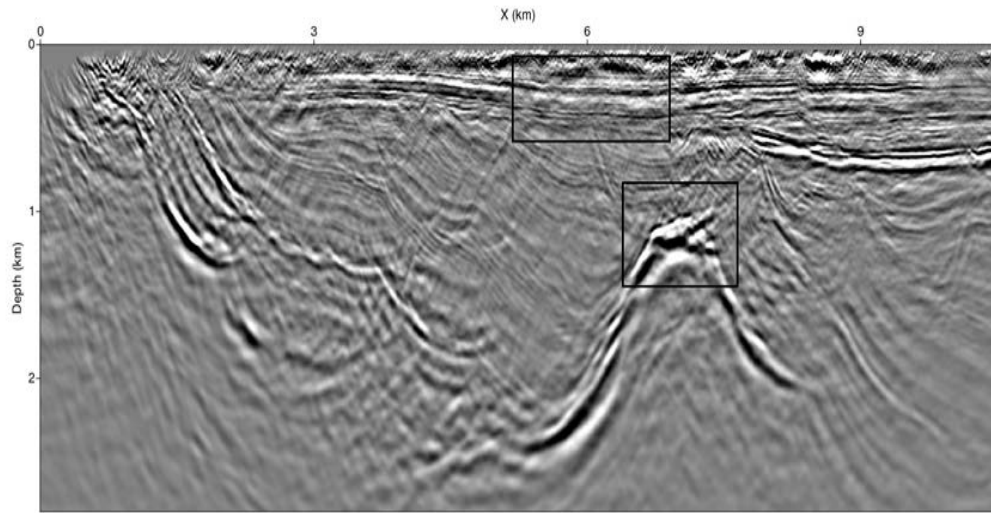
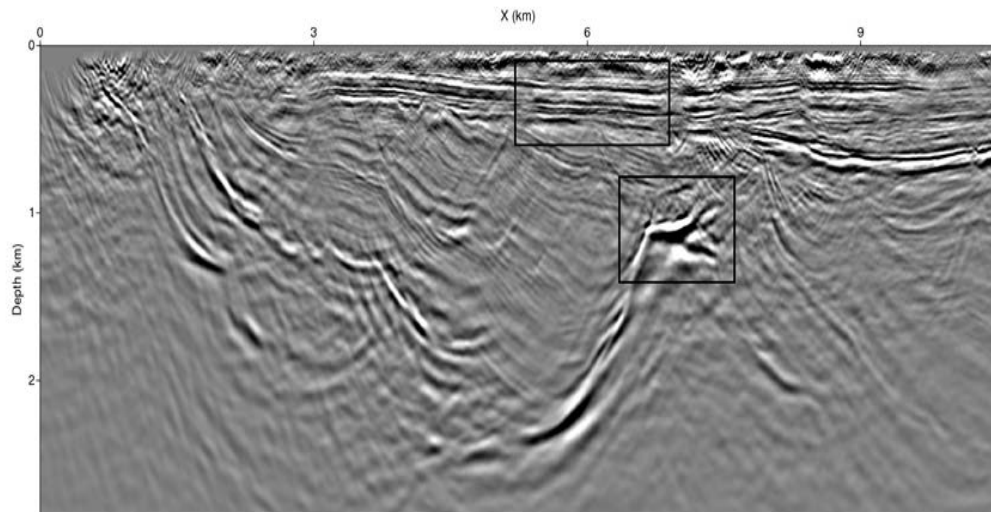


图 3.6 (a)和(b)分别是初始速度模型和反演结果，图(b)在浅层有更多的细节信息  
Figure 3.6 (a) and (b) are the initial velocity model and inversion result respectively,  
(b) shows more detailed information in the shallow zone.

果得到的角度域共成像点道集。可以看到图 3.8(b)中的道集更为平直，清晰，这意味着反演结果是一个更为准确的偏移速度模型，与地下真实速度更为接近，更适合用于地震解释。需要注意的是，尽管浅层的成像结果，成像点道集改善了，深层部分成像结果却变差了。由于在反演过程中，只把早至波部分加入到反演过程中，大部分是折射波能量，所以对深层部分更新不足。



(a)



(b)

图 3.7 (a)和(b)分别是由初始模型和反演速度模型得到的高斯束成像结果。从图中黑色方框的对比可以看到，(b)在浅层有着更高的分辨率，对地下地质结构的成像更为清晰。

Figure 3.7 (a) and (b) are the image obtained from the initial and inverted model. b) has better resolution in the shallow zone and more focused structures (the differences are shown in the black box).

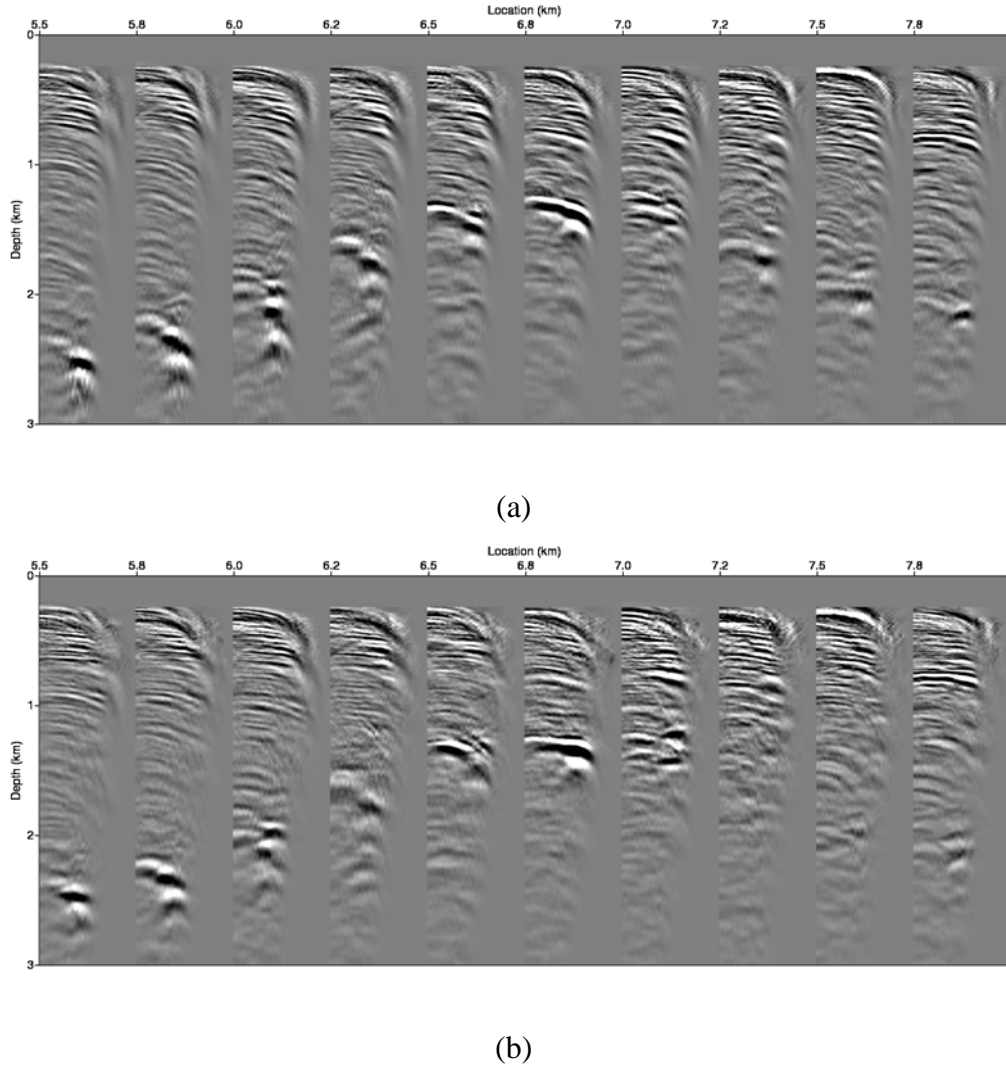


图 3.8 (a)和(b)分别是由初始模型和反演速度模型得到的角度域共成像点道集, 角度变化范围是从  $0^\circ$  到  $80^\circ$ 。图(b)中的道集更为平直, 这也就意味着反演的速度模型更接近地下的真实速度场

Figure 3.8 (a) and (b) are the ADCIGs obtained from the initial and inverted model, the angles range from  $0^\circ$  to  $80^\circ$ . The events in b) are flatter, which indicates the inversion result is a more accurate migration velocity model.

### 3.4 本章小结

时间域的波形反演的梯度是由时间上正向传播的震源波场和反向传播的检波器波场互相关得到的, 需要大量的计算时间。为了加快收敛速度, 我们推导了频率域的拟 Hessian 矩阵在时间域的计算公式, 用于对波形反演的梯度进行预处理。在时间域波形反演中, 这种拟 Hessian 矩阵是很容易求得的, 数值算例验证了它在加快收敛上的有效性。

在对实际数据应用波形反演时，我们选择的是时间域的多尺度早至波波形反演。为了更好的匹配，我们对数据提前进行了一些处理。通过成像和共成像点道集的对比，可以看到波形反演结果相比于旅行时反演结果，是一个更准确的地下速度模型。利用波形反演结果进行成像可以得到地下结构的更多细节信息。目前只将折射波部分加入反演过程中，为了反演深层速度，下一步需要将反射波能量加入到反演中来。

## 第五章 多次波全波形反演

### 5.1 引言

在第三章中我们论述了波形反演是一种高精度的速度建模方法，它的一个缺陷在于需要极大地计算量。为了减少计算量，研究者们提出了基于相位编码的波形反演技术（Ben-Hadj-Ali 等，2009；Krebs 等，2009；Boonyasirawat 和 Schuster，2010；Ben-Hadj-Ali 等，2011；Schuster 和 Huang，2013）。这种方法将不同炮的数据根据特定的规则组合成数量较少的超级炮集，通过对这些超级炮集进行反演，达到减少计算量的目的。但是这种编码在计算时也会引入额外的噪音，所以选择合适的编码方法就尤为重要。

在第四章中，我们提出了数据自相关偏移方法。这种方法将所有检波器视为虚拟震源，将含有多次波的数据同时正传和反传，采用互相关成像条件之后得到偏移剖面。实际上，波形反演中每一次求梯度就相当于进行一次逆时偏移，将数据自相关偏移方法应用于波形反演的梯度计算中，就可以得到针对含多次波数据的波形反演方法，我们称这种方位为自然混合震源的全波形反演方法（natural blended sources full waveform inversion, NBFWI）。

### 5.2 原理

NBFWI 的目标函数定义为

$$E = \frac{1}{2} \sum_s \sum_r [\delta(P+M)_{rs}]^2, \quad (5.1)$$

这里的数据残差  $\delta(P+M)_{rs}$  中既包含一次波残差，又包含多次波残差，可以表示为

$$\delta(P+M) = P(r|s)_{obs} + M(r|s)_{obs} - P(r|s)_{cal} - M(r|s)_{cal}, \quad (5.2)$$

这里的  $P(r|s)_{obs}$  和  $P(r|s)_{cal}$  分别表示观测数据和正演数据中的一次波， $r$  是检波器位置， $s$  是震源位置。 $M(r|s)_{obs}$  和  $M(r|s)_{cal}$  分别表示观测数据和正演数据中的

自由地表相关多次波。这里的数据是通过自由地表边界条件，有限差分正演得到的。

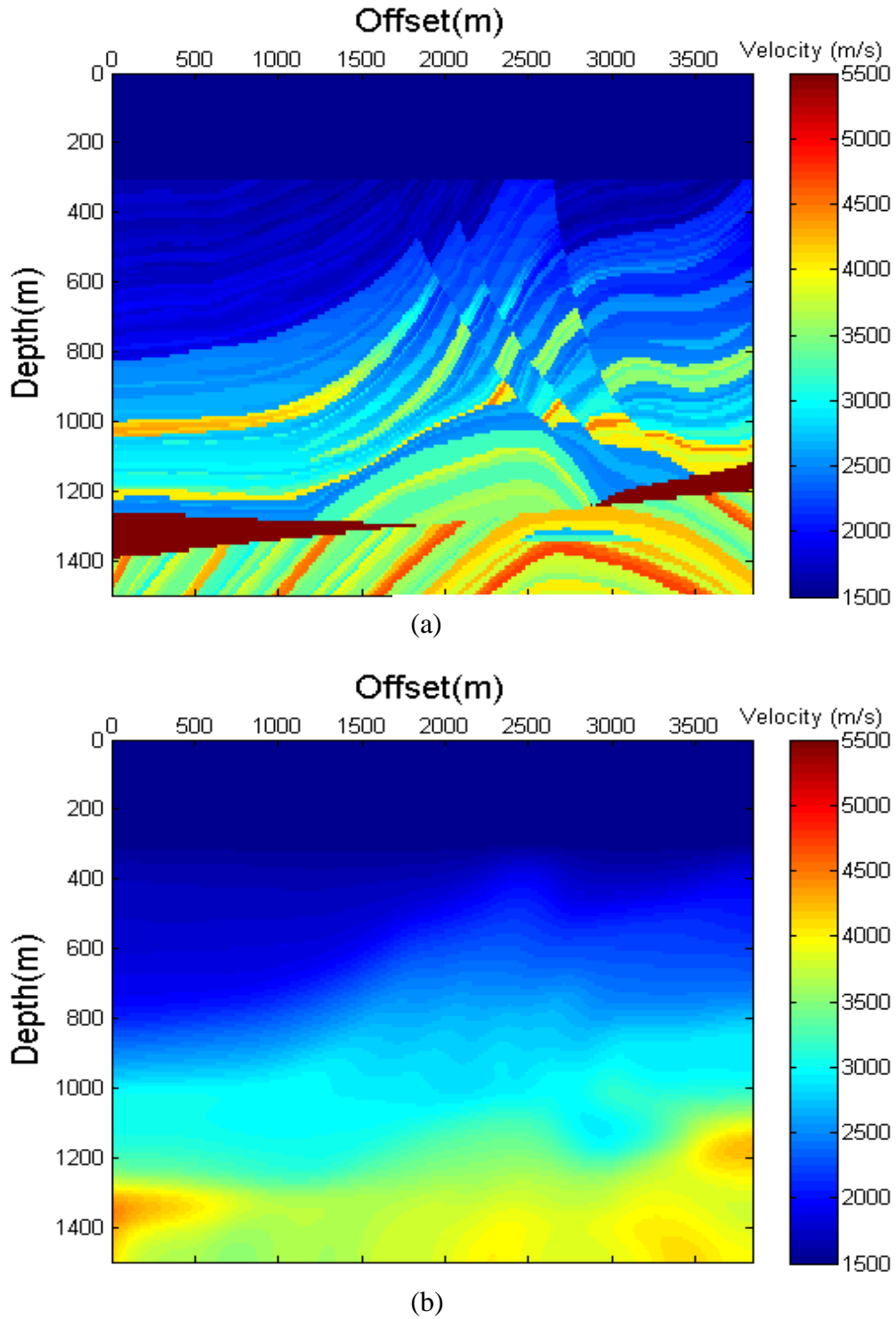


图 5.1 (a)添加了水层的 Marmousi 速度模型； (b)初始速度模型，是对(a)光滑之后得到的。

Figure 5.1 (a) is Marmousi velocity model added with a water layer on top and (b) is the initial velocity model, which is a smoothed version of (a).

NBFWI 的速度更新梯度是由正传的记录数据和反传的数据残差互相关得到的, 即为

$$\gamma_k(\mathbf{x}) = \frac{1}{c^3(\mathbf{x})} \sum_s \sum_r \sum_{r'} \dot{p}_f(\mathbf{x} | \mathbf{r}') \dot{p}_b(\mathbf{x} | \mathbf{r}), \quad (5.3)$$

这里的  $\dot{p}$  表示  $p$  的时间导数,  $c(\mathbf{x})$  表示速度场。在频率域内, 正传波场  $p_f$  和反传波场  $p_b$  可以分别表示为

$$p_f(\mathbf{x} | \mathbf{r}') = (P + M)_{r's} G(\mathbf{x} | \mathbf{r}'), \quad (5.4)$$

$$p_b(\mathbf{x} | \mathbf{r}) = \delta(P + M)_{rs} G(\mathbf{x} | \mathbf{r})^*, \quad (5.5)$$

这里的  $G(\mathbf{x} | \mathbf{r}')$  和  $G(\mathbf{x} | \mathbf{r})$  表示对应背景速度场声波方程的 Green 函数,  $*$  表示复共轭运算。求得梯度之后, 多次波波形反演的流程就与常规波形反演方法一样, 先有最速下降法、共轭梯度法等数值优化算法得到速度更新方向, 然后由线性搜索得到步长, 更新速度模型。在梯度中, 当然也会存在假象带来的错误更新量, 但是由于假象带来的正演数据在观测数据中并没有对应波形, 通过匹配相减以及迭代过程, 这种错误的速度更新量会被逐步消除。我们可以重复这种速度更新过程, 知道速度模型满足我们的终止条件。同时由于多次波覆盖范围大, 在计算梯度时可以视为为面积震源的特点, 使得这种波形反演方法只需要少量数据就可以得到较好的速度建模结果。

### 5.3 数值算例

我们在一个带水层的 Marmousi 模型上进行算法的数值测试。图 5.1a 是所使用的 Marmousi 速度模型, 图 5.1b 是对应的初始速度模型, 它是对真实速度模型光滑之后得到的。模型大小为水平方向 384 个网格点, 深度方向 150 个网格点, 网格间距均为 5 m。由有限差分正演得到含多次波的数据, 采样间隔为 0.5 ms。我们首先对常规波形反演和多次波波形反演的梯度进行了对比, 如图 5.2 所示。

这里的检波器是地表全覆盖的, 可以看到多次波波形反演中的梯度要比常规

## 第六章 结论与建议

### 6.1 认识与结论

本文主要的研究认识与结论如下：

(1) 为了加快波动方程旅行时反演的收敛速度，提高反演精度，我们提出采用 L-BFGS 算法对 Hessian 矩阵进行拟合。数值算例表明所提供方法与最速下降法、共轭梯度法相比，反演结果分辨率更高，收敛速度更快。

(2) 为了减少波形振幅对波动方程旅行时反演结果的影响，我们提出了频率依赖波动方程旅行时反演方法。这种方法可以显著减少旅行时反演结果的局部极值，提高反演结果的分辨率，所得到速度模型更适合作为下一步波形反演的初始模型。

(3) 为了加快时间域波动方程波形反演的收敛速度，提高反演精度，我们推导了频率域的拟 Hessian 矩阵在时间域的计算公式，并用于对波形反演的梯度进行预处理，合成数据和陆上实际资料算例验证了所提方法的有效性。

(4) 数据自相关多次波偏移不需要多次波预测，成像结果是常规偏移的重要补充。数值试验证实了这种数据自相关偏移的有效性。我们提出的方法有 4 个主要优点：1、相比于常规偏移方法，它对于地下介质有更宽的成像范围且能提高成像区域的照明度；2、它不需要预测多次波，而多次波预测是计算量大且容易产生误差；3、它不需要估计子波，实际数据震源子波的估计一直是一个难题，而数据自相关偏移方法则避免了繁琐的震源子波估计；4. 浅层反射层和散射点的成像结果比常规偏移方法分辨率更高。这种方法在实际地震资料处理中，对地下复杂构造成像中可能有着重要意义。

(5) 为了去除多次波偏移结果中的噪音，我们针对基于单程波算子的多次波偏移，提出了三种办法：1) 进行三维多次波偏移，利用宽方位角观测系统去除多次波偏移噪音；2) 利用最小二乘偏移算法，得到去除偏移噪音的多次波偏移结果；3) 通过角度域内高精度 Radon 变换压制偏移噪音。数值算例和海上实际资料应用证明了这三种方法的有效性，这三种方法也适用于基于双程波算子的多次波偏移。



(6) 为了去除多次波偏移结果中的部分噪音, 我们提出了基于波场分离成像条件的多次波逆时偏移, 使用基于 Hilbert 变换的分离算子来分离波场的上下行波。这种分离算法只需要增加一次波场模拟, 易于实现, 数值算例结果证明了这种方法的有效性。

(7) 为了加快波动方程波形反演的计算速度, 我们将两部分研究内容, 速度反演和多次波偏移相结合, 提出了多次波波形反演方法。数值算例表明这种方法能够利用少量数据建立质量较好的速度模型, 对于稀疏的观测系统是一种实用的快速速度建模方法。

## 6.2 下一步研究内容

下一步的研究内容主要包括如下方面:

(1) 波动方程旅行时反演方面目前只利用了数据中的初至到时, 下一步将考虑如何利用数据拾取多个到时, 同时将反射波加入到反演过程中来。

(2) 在波形反演上, 对于数据只是简单的时窗截取, 利用早至波能量反演。如何有效提取数据中的振幅信息, 构造更稳定的目标函数以及在迭代中如何反演速度场的低频成分, 是改进波形反演的关键问题。

(3) 目前的速度建模方法集中于数据域, 下一步将考虑如何将成像域的速度建模方法, 如偏移速度分析等利用到速度建模流程中来。

(4) 多次波偏移在波场模拟中是利用声波方程完成的, 下一阶段将把这一方法推广到弹性介质, 同时考虑对复杂地区成像时的各向异性因素, 以获得更好的实际资料成像结果。

(5) 目前偏移方法中主要利用的是自由地表相关多次波, 这种多次波主要存在于海上数据中, 对于陆地采集数据, 层间多次波能量更为明显。接下来我们将研究如何在成像过程中利用层间多次波信息。

(6) 在多次波偏移假象的去除方面, 需要进一步完善三维多次波偏移及其 GPU 加速技术, 同时考虑更好的成像条件, 来提高成像结果的分辨率。同时研究如何结合多种假象压制方法, 以及如何更好地融合多次波偏移与常规偏移成像结果, 以得到最优的地震成像剖面。

(7) 目前偏移和速度反演方法中的波场模拟都是在时间域内完成的，而频率域方法也有着自身的优势，下一阶段工作将考虑将研究内容推广到频率域中，寻找最优的实际数据高精度成像和速度建模策略。



## References

- Alvarez, G., B. Biondi, A. Guitton. 2007, Attenuation of specular and diffracted 2D multiples in image space. *Geophysics*, **72**, 5, V97-V109.
- Artman, B. 2006, Imaging passive seismic data. *Geophysics*, **71**, 4, SI177-SI187.
- Barton, G. 1989, Elements of Green's functions and propagation: potentials, diffusion, and waves: Oxford University Press.
- Baysal, E., D. D. Kosloff, J. W. Sherwood. 1983, Reverse time migration. *Geophysics*, **48**, 11, 1514-1524.
- Baysal, E., D. D. Kosloff, J. Sherwood. 1984, A two-way nonreflecting wave equation. *Geophysics*, **49**, 2, 132-141.
- Ben-Hadj-Ali, H., S. Operto, J. Virieux. 2008, Velocity model building by 3D frequency-domain, full-waveform inversion of wide-aperture seismic data. *Geophysics*, **73**, 5, VE101-VE117.
- Ben-Hadj-Ali, H., S. Operto, J. Virieux. 2009, Three-dimensional frequency-domain full waveform inversion with phase encoding. 79<sup>th</sup> SEG Annual Meeting, 2288-2292.
- Ben-Hadj-Ali, H., S. Operto, J. Virieux. 2011, An efficient frequency-domain full waveform inversion method using simultaneous encoded sources. *Geophysics*, **76**, 4, R109-R124.
- Biondi, B., W. W. Symes. 2004, Angle-domain common-image gathers for migration velocity analysis by wavefield-continuation imaging. *Geophysics*, **69**, 5, 1283-1298.
- Bishop, T., K. Bube, R. Cutler, R. Langan, P. Love, J. Resnick, R. Shuey, D. Spindler, H. Wyld. 1985, Tomographic determination of velocity and depth in laterally varying media. *Geophysics*, **50**, 6, 903-923.
- Boonyasirawat, C., P. Valasek, P. Routh, W. Cao, G. T. Schuster, B. Macy. 2009, An efficient multiscale method for time-domain waveform tomography. *Geophysics*, **74**, 6, WCC59-WCC68.
- Boonyasirawat, C., G. T. Schuster. 2010, 3D multisource full-waveform inversion using dynamic random phase encoding. 80<sup>th</sup> SEG Annual Meeting, 1044-1049.
- Boonyasirawat, C., G. T. Schuster, P. Valasek, W. Cao. 2010, Applications of

- multiscale waveform inversion to marine data using a flooding technique and dynamic early-arrival windows. *Geophysics*, **75**, 6, R129-R136.
- Brossier, R., S. Operto, J. Virieux. 2009, Seismic imaging of complex onshore structures by 2D elastic frequency-domain full-waveform inversion. *Geophysics*, **74**, 6, WCC105-WCC118.
- Broyden, C. G. 1970, The convergence of a class of double-rank minimization algorithms 1. general considerations. *IMA Journal of Applied Mathematics*, **6**, 1, 76-90.
- Bunks, C., F. M. Saleck, S. Zaleski, G. Chavent. 1995, Multiscale seismic waveform inversion. *Geophysics*, **60**, 5, 1457-1473.
- Chang, W. F., G. A. McMechan. 1987, Elastic reverse-time migration. *Geophysics*, **52**, 10, 1365-1375.
- Chang, W. F., G. A. McMechan. 1989, 3D acoustic reverse-time migration. *Geophysical Prospecting*, **37**, 3, 243-256.
- Chavent, G., R.-E. Plessix. 1999, An optimal true-amplitude least-squares prestack depth-migration operator. *Geophysics*, **64**, 2, 508-515.
- Chung, W., C. Shin, S. Pyun. 2010, 2D elastic waveform inversion in the Laplace domain. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **100**, 6, 3239-3249.
- Claerbout, J. F. 1971, Toward a unified theory of reflector mapping. *Geophysics*, **36**, 3, 467-481.
- Curry, W., G. Shan. 2008, Interpolation of near offsets using multiples and prediction-error filters. 78<sup>th</sup> SEG Annual Meeting, 2421-2425.
- Dai, W., J. Schuster. 2009, Least-squares migration of simultaneous sources data with a deblurring filter. 79<sup>th</sup> SEG Annual Meeting, 2990-2994.
- Dai, W., C. Boonyasiriwat, G. T. Schuster. 2010, 3D multi-source least-squares reverse time migration. 80<sup>th</sup> SEG Annual Meeting, 3120-3124.
- Davydenko, M., D. Verschuur. 2016, Full - wavefield migration: using surface and internal multiples in imaging. *Geophysical Prospecting*.
- Dines, K. A., R. J. Lytle. 1979, Computerized geophysical tomography. *Proceedings of the IEEE*, **67**, 7, 1065-1073.
- Dragoset, B., E. Verschuur, I. Moore, R. Bisley. 2010, A perspective on 3D surface-related multiple elimination. *Geophysics*, **75**, 5, 75A245-75A261.
- Fei, T. W., Y. Luo, J. Yang, H. Liu, F. Qin. 2015, Removing false images in reverse

- time migration: The concept of de-primary. *Geophysics*, **80**, 6, S237-S244.
- Fletcher, R., M. J. Powell. 1963, A rapidly convergent descent method for minimization. *The Computer Journal*, **6**, 2, 163-168.
- Fletcher, R. 1970, A new approach to variable metric algorithms. *The computer journal*, **13**, 3, 317-322.
- Fletcher, R. F., P. Fowler, P. Kitchenside, U. Albertin. 2005, Suppressing artifacts in prestack reverse time migration. 75<sup>th</sup> SEG Annual Meeting, 2049-2051.
- Gauthier, O., J. Virieux, A. Tarantola. 1986, Two-dimensional nonlinear inversion of seismic waveforms: Numerical results. *Geophysics*, **51**, 7, 1387-1403.
- Gazdag, J. 1978, Wave equation migration with the phase-shift method. *Geophysics*, **43**, 7, 1342-1351.
- Gill, P. E., M. W. Leonard. 2001, Reduced-Hessian quasi-Newton methods for unconstrained optimization. *SIAM Journal on Optimization*, **12**, 1, 209-237.
- Goldfarb, D. 1970, A family of variable-metric methods derived by variational means. *Mathematics of computation*, **24**, 109, 23-26.
- Guan, H., Y. Kim, J. Ji, K. Yoon, B. Wang, W. Xu, Z. Li. 2009, Multistep reverse time migration. *The Leading Edge*, **28**, 4, 442-447.
- Guitton, A. 2002, Shot-profile migration of multiple reflections. 72<sup>th</sup> SEG Annual Meeting, 1296-1299.
- Guitton, A., B. Kaelin, B. Biondi. 2006, Least-square attenuation of reverse time migration artifacts. 76<sup>th</sup> SEG Annual Meeting, 2348-2352.
- He, R., B. Hornby, G. Schuster. 2007, 3D wave-equation interferometric migration of VSP free-surface multiples. *Geophysics*, **72**, 5, S195-S203.
- Higginbotham, J., M. Brown, C. Macesanu, O. Ramirez. 2010, Onshore wave-equation depth imaging and velocity model building. *The Leading Edge*, **29**, 11, 1386-1392.
- Ivansson, S. 1985, A study of methods for tomographic velocity estimation in the presence of low-velocity zones. *Geophysics*, **50**, 6, 969-988.
- Jiang, Z., J. Yu, G. T. Schuster, B. E. Hornby. 2005, Migration of multiples. *The Leading Edge*, **24**, 3, 315-318.
- Jiang, Z., J. Sheng, J. Yu, G. T. Schuster, B. E. Hornby. 2007, Migration methods for imaging different - order multiples. *Geophysical Prospecting*, **55**, 1, 1-19.
- Jun, H., J. Kim, C. Shin. 2014, Weighted Pseudo-Hessian Matrix for

- Frequency-Domain Elastic Full Waveform Inversion. 84<sup>th</sup> SEG Annual Meeting, 1211-1215.
- Kühl, H., M. D. Sacchi. 2003, Least-squares wave-equation migration for AVP/AVA inversion. *Geophysics*, **68**, 1, 262-273.
- Kamei, R., D. Lumley. Passive seismic imaging and velocity inversion using full wavefield methods. 84<sup>th</sup> SEG Annual Meeting, 2273-2277.
- Keho, T., W. Beydoun. 1988, Paraxial ray Kirchhoff migration. *Geophysics*, **53**, 12, 1540-1546.
- Kelamis, P. G., D. Verschuur. 2000, Surface-related multiple elimination on land seismic data-Strategies via case studies. *Geophysics*, **65**, 3, 719-734.
- Krebs, J. R., J. E. Anderson, D. Hinkley, R. Neelamani, S. Lee, A. Baumstein, M.-D. Lacasse. 2009, Fast full-wavefield seismic inversion using encoded sources. *Geophysics*, **74**, 6, WCC177-WCC188.
- Lailly, P. 1983, The seismic inverse problem as a sequence of before stack migrations. Conference on inverse scattering: theory and application, 206-220.
- Liu, F., G. Zhang, S. A. Morton, J. P. Leveille. 2011, An effective imaging condition for reverse-time migration using wavefield decomposition. *Geophysics*, **76**, 1, S29-S39.
- Liu, Y., X. Chang, D. Jin, R. He, H. Sun, Y. Zheng. 2011, Reverse time migration of multiples for subsalt imaging. *Geophysics*, **76**, 5, WB209-WB216.
- Loewenthal, D., P. L. Stoffa, E. L. Faria. 1987, Suppressing the unwanted reflections of the full wave equation. *Geophysics*, **52**, 7, 1007-1012.
- Lu, S., D. Whitmore, J. Kinkead, A. Valenciano, R. Martinez. 2014, High Resolution Imaging Using Sea Surface Related Multiples. Offshore Technology Conference.
- Luo, Y., G. T. Schuster. 1991, Wave-equation travelttime inversion. *Geophysics*, **56**, 5, 645-653.
- McMechan, G. A. 1983, Migration by extrapolation of time-dependent boundary values. *Geophysical Prospecting*, **31**, 3, 413-420.
- Min, D.-J., C. Shin. 2006, Refraction tomography using a waveform-inversion back-propagation technique. *Geophysics*, **71**, 3, R21-R30.
- Muijs, R., K. Holliger, J. O. Robertsson. 2005, Prestack depth migration of primary and surface-related multiple reflections. 75<sup>th</sup> SEG Annual Meeting,

- 2107-2110.
- Nemeth, T., C. Wu, G. T. Schuster. 1999, Least-squares migration of incomplete reflection data. *Geophysics*, **64**, 1, 208-221.
- Nocedal, J. 1980, Updating quasi-Newton matrices with limited storage. *Mathematics of computation*, **35**, 151, 773-782.
- Nocedal, J., S. J. Wright. 2006, Conjugate gradient methods. *Numerical Optimization*, 101-134.
- Paulsson, B. N., N. Cook, T. McEvilly. 1985, Elastic-wave velocities and attenuation in an underground granitic repository for nuclear waste. *Geophysics*, **50**, 4, 551-570.
- Plessix, R.-E., W. Mulder. 2004, Frequency-domain finite-difference amplitude-preserving migration. *Geophysical Journal International*, **157**, 3, 975-987.
- Plessix, R.-E. 2006, A review of the adjoint-state method for computing the gradient of a functional with geophysical applications. *Geophysical Journal International*, **167**, 2, 495-503.
- Plessix, R.-É. 2009, Three-dimensional frequency-domain full-waveform inversion with an iterative solver. *Geophysics*, **74**, 6, WCC149-WCC157.
- Polyak, B. T. 1969, The conjugate gradient method in extremal problems. *USSR Computational Mathematics and Mathematical Physics*, **9**, 4, 94-112.
- Pratt, R. G., N. R. Goult. 1991, Combining wave-equation imaging with traveltimes tomography to form high-resolution images from crosshole data. *Geophysics*, **56**, 2, 208-224.
- Pratt, R. G. 1999, Seismic waveform inversion in the frequency domain, Part 1: Theory and verification in a physical scale model. *Geophysics*, **64**, 3, 888-901.
- Pyun, S., C. Shin, D.-J. Min, T. Ha. 2005, Refraction traveltimes tomography using damped monochromatic wavefield. *Geophysics*, **70**, 2, U1-U7.
- Rickett, J. E., P. C. Sava. 2002, Offset and angle-domain common image-point gathers for shot-profile migration. *Geophysics*, **67**, 3, 883-889.
- Ristow, D., T. Rühl. 1994, Fourier finite-difference migration. *Geophysics*, **59**, 12, 1882-1893.
- Sacchi, M. D., T. J. Ulrych. 1995, High-resolution velocity gathers and offset space reconstruction. *Geophysics*, **60**, 4, 1169-1177.



- Sava, P. C., S. Fomel. 2003, Angle - domain common - image gathers by wavefield continuation methods. *Geophysics*, **68**, 3, 1065-1074.
- Sava, P. C., A. Guitton. 2005, Multiple attenuation in the image space. *Geophysics*, **70**, 1, V10-V20.
- Schuster, G., J. Yu, J. Sheng, J. Rickett. 2004, Interferometric/daylight seismic imaging. *Geophysical Journal International*, **157**, 2, 838-852.
- Schuster, G., Y. Huang. 2013, Multisource full waveform inversion of marine streamer data with frequency selection. 75<sup>th</sup> EAGE Conference & Exhibition.
- Schuster, G. T. 2009, Seismic interferometry. Vol. 1: Cambridge University Press Cambridge.
- Shan, G. 2003, Source-receiver migration of multiple reflections. 73<sup>rd</sup> SEG Annual Meeting, 1008-1011.
- Shanno, D. F. 1970, Conditioning of quasi-Newton methods for function minimization. *Mathematics of computation*, **24**, 111, 647-656.
- Sheng, J., A. Leeds, M. Buddensiek, G. T. Schuster. 2006, Early arrival waveform tomography on near-surface refraction data. *Geophysics*, **71**, 4, U47-U57.
- Shin, C., S. Jang, D. J. Min. 2001, Improved amplitude preservation for prestack depth migration by inverse scattering theory. *Geophysical prospecting*, **49**, 5, 592-606.
- Shin, C., D.-J. Min. 2006, Waveform inversion using a logarithmic wavefield. *Geophysics*, **71**, 3, R31-R42.
- Shin, C., Y. H. Cha. 2008, Waveform inversion in the Laplace domain. *Geophysical Journal International*, **173**, 3, 922-931.
- Soni, A., D. Verschuur. 2014, Full - wavefield migration of vertical seismic profiling data: using all multiples to extend the illumination area. *Geophysical Prospecting*, **62**, 4, 740-759.
- Stoffa, P., J. T. Fokkema, R. de Luna Freire, W. Kessinger. 1990, Split-step Fourier migration. *Geophysics*, **55**, 4, 410-421.
- Symes, W. W. 2008, Migration velocity analysis and waveform inversion. *Geophysical prospecting*, **56**, 6, 765-790.
- Taillandier, C., M. Noble, H. Chauris, H. Calandra. 2009, First-arrival traveltimes tomography based on the adjoint-state method. *Geophysics*, **74**, 6, WCB1-WCB10.

- Tang, Y. 2009, Target-oriented wave-equation least-squares migration/inversion with phase-encoded Hessian. *Geophysics*, **74**, 6, WCA95-WCA107.
- Tarantola, A. 1984, Inversion of seismic reflection data in the acoustic approximation. *Geophysics*, **49**, 8, 1259-1266.
- Valenciano, A. A., B. Biondi, A. Guitton. 2006, Target-oriented wave-equation inversion. *Geophysics*, **71**, 4, A35-A38.
- Van Dedem, E., D. Verschuur. 1998, 3D surface-related multiple elimination and interpolation. 68<sup>th</sup> SEG Annual Meeting, 1321-1324.
- Verschuur, D., A. Berkhout. 2005, Transforming multiples into primaries: Experience with field data. 75<sup>th</sup> SEG Annual Meeting, 2103-2106.
- Verschuur, D., A. Berkhout. 2015, From removing to using multiples in closed-loop imaging. *The Leading Edge*, **34**, 7, 744-759.
- Verschuur, D. J., A. Berkhout, C. Wapenaar. 1992, Adaptive surface-related multiple elimination. *Geophysics*, **57**, 9, 1166-1177.
- Wang, Y. 2003, Multiple subtraction using an expanded multichannel matching filter. *Geophysics*, **68**, 1, 346-354.
- Wang, Y., Y. Luo, G. T. Schuster. 2009, Interferometric interpolation of missing seismic data. *Geophysics*, **74**, 3, SI37-SI45.
- Wang, Y., S. Dong, Y. Luo. 2010, Model-based interferometric interpolation method. *Geophysics*, **75**, 6, WB211-WB217.
- Wang, Y., X. Chang, H. Hu. 2013, Simultaneous reverse time migration of primaries and free-surface related multiples without multiple prediction. *Geophysics*, **79**, 1, S1-S9.
- Wang, Y., Y. Zheng, L. Zhang, X. Chang, Z. Yao. 2014, Reverse time migration of multiples: Eliminating migration artifacts in angle domain common image gathers. *Geophysics*, **79**, 6, S263-S270.
- Wapenaar, C. P. A., D. Draganov, J. O. Robertsson. 2008, Seismic interferometry: history and present status. Vol. 26: Society of Exploration Geophysicists.
- Wapenaar, K., D. Draganov, R. Snieder, X. Campman, A. Verdel. 2010, Tutorial on seismic interferometry: Part 1-Basic principles and applications. *Geophysics*, **75**, 5, 75A195-175A209.
- Weglein, A. B., F. A. Gasparotto, P. M. Carvalho, R. H. Stolt. 1997, An inverse-scattering series method for attenuating multiples in seismic reflection

- data. *Geophysics*, **62**, 6, 1975-1989.
- Whitmore, N. 1983, Iterative depth migration by backward time propagation. 53<sup>rd</sup> SEG Annual Meeting, 382-385.
- Wiggins, J. 1984, Kirchhoff integral extrapolation and migration of nonplanar data. *Geophysics*, **49**, 8, 1239-1248.
- Wiggins, J. W. 1988, Attenuation of complex water-bottom multiples by wave-equation-based prediction and subtraction. *Geophysics*, **53**, 12, 1527-1539.
- Wong, M., B. L. Biondi, S. Ronen. 2015, Imaging with primaries and free-surface multiples by joint least-squares reverse time migration. *Geophysics*, **80**, 6, S223-S235.
- Xu, S., Y. Zhang, B. Tang. 2011, 3D angle gathers from reverse time migration. *Geophysics*, **76**, 2, S77-S92.
- Yoon, K., C. Shin, S. Suh, L. R. Lines, S. Hong. 2003, 3D reverse-time migration using the acoustic wave equation: An experience with the SEG/EAGE data set. *The Leading Edge*, **22**, 1, 38-41.
- Yoon, K., K. J. Marfurt, W. Starr. 2004, Challenges in reverse-time migration. 74<sup>th</sup> SEG Annual Meeting, 1057-1060.
- Yoon, K., K. J. Marfurt. 2006, Reverse-time migration using the Poynting vector. *Exploration Geophysics*, **37**, 1, 102-107.
- Yu, H., S. M. Hanafy. 2014, An application of multiscale early arrival waveform inversion to shallow seismic data. *Near Surface Geophysics*, **12**, 4, 549-557.
- Yu, J., G. Schuster. 2002, Joint migration of primary and multiple reflections in RVSP data. 72<sup>th</sup> SEG Annual Meeting, **72**, 2373-2376.
- Zelt, C. A., A. M. Højka, E. R. Flueh, K. D. McIntosh. 1999, 3D simultaneous seismic refraction and reflection tomography of wide - angle data from the Central Chilean Margin. *Geophysical Research Letters*, **26**, 16, 2577-2580.
- Zelt, C. A., A. Azaria, A. Levander. 2006, 3D seismic refraction traveltome tomography at a groundwater contamination site. *Geophysics*, **71**, 5, H67-H78.
- Zhang, D., G. T. Schuster. 2013, Least-squares reverse time migration of multiples. *Geophysics*, **79**, 1, S11-S21.
- Zhang, Y., J. Sun. 2008, Practical issues of reverse time migration-true-amplitude gathers, noise removal and harmonic-source encoding. 70<sup>th</sup> EAGE Conference

- & Exhibition.
- Zheng, Y., Y. Wang, X. Chang. 2013, Wave-equation travelttime inversion: Comparison of three numerical optimization methods. *Computers & Geosciences*, **60**, 88-97.
- Zhou, B., S. A. Greenhalgh. 1994, Linear and parabolic  $\tau$ -p transforms revisited. *Geophysics*, **59**, 7, 1133-1149.
- Zhou, C., W. Cai, Y. Luo, G. T. Schuster, S. Hassanzadeh. 1995, Acoustic wave-equation travelttime and waveform inversion of crosshole seismic data. *Geophysics*, **60**, 3, 765-773.
- Zhou, C., G. T. Schuster, S. Hassanzadeh, J. M. Harris. 1997, Elastic wave equation travelttime and waveform inversion of crosswell data. *Geophysics*, **62**, 3, 853-868.
- Zhu, X., G. A. McMechan. 1989, Estimation of a two - dimensional seismic compressional - wave velocity distribution by iterative tomographic imaging. *International Journal of Imaging Systems and Technology*, **1**, 1, 13-17.
- 丁韞玉. 1983, 用体波走时反演地壳结构. *地球物理学报*, 01, 48-57.
- 董良国, 迟本鑫, 陶纪霞, 刘玉柱. 2013, 声波全波形反演目标函数性态. *地球物理学报*, 10, 3445-3460.
- 郭书娟, 李振春, 仝兆岐, 马方正, 叶月明. 2011, 基于广义的炮偏移方法实现地表多次波和一次波联合成像. *地球物理学报*, 04, 1098-1105.
- 刘国峰, 刘洪, 孟小红, 闫浩飞. 2012, 频率域波形反演中与频率相关的影响因素分析. *地球物理学报*, 04, 1345-1353.
- 刘伊克, 朱伟林, 米立军, 周家雄, 胡昊. 2015, 南海深水多次波成像. *中国科学: 地球科学*, 02, 152-160.
- 吕庆田, 姜枚, 马开义, A.Hirn, A.Nercessian. 1996, 三维走时反演与青藏高原南部深部构造. *地震学报*, 04, 40-48.
- 潘艳梅, 董良国, 刘玉柱, 李美. 2006, 近地表速度结构层析反演方法综述. *勘探地球物理进展*, 04, 229-234.
- 宋鹏, 朱博, 李金山, 谭军. 2015, 多次波分阶逆时偏移成像. *地球物理学报*, 10, 3791-3803.
- 王保利, 高静怀, 陈文超, 张唤兰. 2013, 逆时偏移中用 Poynting 矢量高效地提取角道集. *地球物理学报*, 01, 262-268.
- 王薇, 韩波, 唐锦萍. 2013, 地震波形反演的稀疏约束正则化方法. *地球物理学报*,

01, 289-297.

魏哲枫, 高红伟, 张剑锋. 2014, 基于非规则网格声波正演的时间域全波形反演.

地球物理学报, 02, 586-594.

颜其中. 1982, 横向均匀介质中地震走时的正演和反演. 地震研究, 01, 88-98.

杨午阳, 王西文, 雍学善, 陈启燕. 2013, 地震全波形反演方法研究综述. 地球物

理学进展, 02, 766-776.

叶月明, 赵昌垒, 庄锡进, 郭书娟, 钱进. 2014, 基于单程波偏移算子的地表相关

多次波成像. 地球物理学报, 04, 1241-1250.

赵成斌, 许云, 乌达巴拉. 1995, 程函方程走时反演. 石油物探, 02, 89-93.

郑忆康, 王一博, 徐嘉亮, 常旭, 姚振兴. 2015, 数据自相关多次波偏移成像. 地

球物理学报, 03, 993-1001.

## 攻读博士学位期间已发表及待发表的论文

### 期刊文章

1. **Zheng Y**, Wang Y, Chang X, 2013, Wave-equation travelttime inversion: Comparison of three numerical optimization methods. *Computers & Geosciences*, 60: 88-97
2. Wang Y, **Zheng Y**, Chang X, Yao Z, 2014, Frequency-Dependent Wave Equation Travelttime Inversion. *Journal of Seismic Exploration*, 23: 367-378
3. Wang Y, **Zheng Y**, Chang X, Zhang L, Yao Z, 2014, Reverse time migration of multiples: Eliminating migration artifacts in angle domain common image gathers. *Geophysics*, 79(6): S263-S270
4. 郑忆康, 王一博, 徐嘉亮, 常旭, 姚振兴, 2015, 数据自相关多次波偏移成像. *地球物理学报*, 58(3): 993-1001
5. 郑忆康, 王一博, 常旭, 姚振兴, 2015, 单程波角度域内压制多次波偏移假象. *地球物理学报*, 复审中
6. **Zheng Y**, Wang Y, Chang X, Migration of multiples an application to marine data, Interpretation. moderate revision
7. **Zheng Y**, Zhang W, Wang Y, Xue Q, Chang X, An application of full waveform inversion to land data using the pseudo hessian matrix. Interpretation, moderate revision
8. Zhang L, Wang Y, **Zheng Y**, Chang X, 2015, Deblending using a high-resolution radon transform in a common midpoint domain. *Journal of Geophysics and Engineering*, 12(2): 167
9. Wu S, Wang Y, **Zheng Y**, Chang X, 2015, Limited-memory BFGS based least-squares pre-stack Kirchhoff depth migration. *Geophysical Journal International*, 202(2): 738-747

### 国际会议及已投稿文章

10. Wang Y, **Zheng Y**, Chang X, Yao Z, 2014, Full Waveform Inversion Using Free-Surface Related Multiples as Natural Blended Sources. 76<sup>th</sup> EAGE Conference

& Exhibition, We E106-16

11. Wang Y, **Zheng Y**, Chang X, Yao Z, 2014, Least-squares data to data migration. 84<sup>th</sup> SEG Annual Meeting, Society of Exploration Geophysicists, 3951-3955

12. **Zheng Y**, Wang Y, Wu S, Chang X, Yao Z, 2015, Passive Seismic Imaging Using Data to Data Migration and Angle Domain Filtering. 85<sup>th</sup> SEG Annual Meeting, Society of Exploration Geophysicists, 2630-2634

13. Wang Y, **Zheng Y**, Xue Q, Chang X, Luo Y, Reverse Time Migration of Multiples: Reducing Migration Artifacts using Wave-field Decomposition Imaging Condition, submitted

14. 王一博, **郑忆康**, 薛清峰, 常旭, 费同, 骆毅, 基于 Hilbert 变换的逆时偏移全波场分离成像方法, 已投稿

## 攻读博士学位期间参加的科研项目

1. “十二五”国家科技重大专项子课题，“大陆边缘盆地复杂构造精确成像技术研究”，子课题编号2011ZX05030-004-001
2. 国家重点基础发展研究项目（973计划）课题，“南海深水区复杂地质结构地震成像基础理论研究”，课题编号2009CB219404
3. 国家自然科学基金优秀青年基金项目，勘探地震学，批准号41422403





## 致谢

时光荏苒，岁月如梭，五年的博士生活一晃而过，在这即将毕业之际，我感触良多。回首这五年，体会过略有所得的喜悦，也曾在焦虑中彷徨，感谢身边诸多良师益友的深切鼓励与关怀，正是在他们的诚挚帮助下，我才能坚定自身信念，不忘初心，顺利走完这最重要的一段学生生涯。

首先，衷心感谢我的导师王一博研究员对我的谆谆教诲和悉心关怀。想起五年前的自己，刚刚离开大学校园，在勘探地球物理方面的专业知识极为匮乏，未来规划也处于迷茫之中。很幸运能与王老师相遇，五年来，导师在专业知识和学术研究上对我毫无保留地倾囊相授，在做人做事上也对我耐心教导，包容有加。五年来，科研工作中遇到的每一点问题，王老师都能给予及时的帮助，我所取得的每一点成果，都离不开王老师的心血与付出。王老师不仅培养了我的科研能力，也带我接触了国际学术前沿，扩大了科研视野，而导师执着追求的科研精神，敏锐活跃的学术思维，乐观豁达的处事态度，深深地影响了我，也给我继续从事科研工作的勇气和信心。能在人生最重要的五年得到王老师的指导是我最大的荣幸。

衷心感谢常旭研究员对我的指导和帮助。读博期间，常老师丰富的人生经历，严谨的学术态度和对科研的奉献精神深深地感染着我，激励着我。常老师优秀的领导才能，对科研前沿问题的准确把握，对科研工作认真负责的态度，对年轻后辈的帮助和扶持，让人敬佩而感动，在潜移默化中更让我明白了为人为学的道理，也激励着我继续努力，不断进取。

感谢姚振兴院士对我研究工作的指导和宝贵建议。姚先生严谨的治学态度和宽厚的胸怀是我们学习的榜样，引领我们在科研工作上锐意进取，勇于创新。

感谢赵波老师、章威老师和 Jeffrey Shragge 对我的指导与帮助。三位老师在我的出国交流过程中，在生活和科研工作上都给予了我无私的帮助和支持。与三位老师的交流合作极大地开拓了我的学术视野，完善了我的研究工作。

感谢地震波传播与成像学科组的师兄姐妹们，学科组融洽的办公室氛围，为我提供了舒适的科研环境，让我的博士生活更加丰富；而在彼此科研问题的交流中，我也获得了很多帮助和启迪。

感谢 11 级地球物理班的朋友与同学们，相互的扶持与鼓励让我获益良多，

很高兴能和你们共同度过博士期间的美好时光。

感谢教育处各位老师的辛勤工作。

感谢为我评阅论文以及出席我博士论文答辩的诸位专家、教授，非常感激您们能够在百忙之中抽出时间对我的论文给予悉心指导。

感谢我的父母和家人，你们对我无私的爱与关怀是我完成博士学业的最大动力，也鼓励着我继续奋斗。感谢女友对我的理解和支持，彼此的陪伴给了我莫大的快乐和幸福。

最后，向所有给予我关心和帮助的老师 and 朋友们，致以诚挚的谢意。