

分类号 \_\_\_\_\_  
U D C \_\_\_\_\_

密 级 \_\_\_\_\_  
编 号 \_\_\_\_\_ 10486

武汉大学  
硕士学位论文

波形拟合反演震源机制的定权研究及误差评定

研 究 生 姓 名: 邓东平

学 号: 2013202140004

指导教师姓名、职称: 朱良保 教授

专 业 名 称: 固体地球物理学

研 究 方 向: 地震学

二〇一六年四月

# Weighting improvement and error estimation for inversion of mechanism from waveform

Candidate: DENG DONGPING

Student Number: 2013202140004

Supervisor: PROF. ZHU LIANGBAO

Major: Solid Geophysics

Speciality: Seismology



School of Geodesy and Geomatics

WUHAN UNIVERSITY

April, 2016

## 郑 重 声 明

本人的学位论文是在导师指导下独立撰写并完成的, 学位论文没有剽窃、抄袭、造假等违反学术道德、学术规范和侵权行为, 否则, 本人愿意承担由此而产生的法律责任和法律后果, 特此郑重声明.

学位论文作者 (签名):

年       月       日

## 摘要

近年来，利用地震波形数据拟合反演震源机制的方法在震源研究中获得了广泛应用。由于震源机制反演问题具有解空间较小，反演公式复杂等特点，一个比较合适的反演算法是格点搜索反演。在实际应用波形拟合研究震源机制的工作中，也证实了格点搜索反演在该问题的适用性。格点搜索算法是指将解空间按一定精度划分为大量网格，并将一个网格范围内无数连续的解当成同一个解，因而实现了解空间的数值离散化。解算时依次遍历所有格点，试探性利用格点值计算相应观测量的理论值，并比较理论值与观测值匹配度，求最优解的过程便是寻求具有最高匹配度的格点值。

格点搜索算法仅需要计算待求模型到观测量的正演公式，因而有效避免了推导相对复杂的震源机制与观测波形间反算公式的过程。然而，在获得便利的同时，也伴随着一个很大缺陷——无法直接评价误差。正是由于格点搜索不需要求算观测数据到估计解的反推公式，因而也无法得到误差传播矩阵，导致不能在搜索到最优解的同时获得对解的误差评价。误差评价的重要性不言而喻，但在实际工作中可以发现绝大部分震源机制的反演研究中均没有提及对震源机制的误差评估。为了获得一定的误差信息，本文基于概率统计原理提出了一种方法。该方法通过利用观测数据的噪声信息重新随机生成噪声，并利用生成的噪声模拟大量的“观测”数据样本，然后对大量模拟数据样本进行多次独立反演，便得到了误差范围内的解集。通过对该解集进行统计分析，不仅可以得到震源机制各参数的误差大小信息，还能得到参数间的相关性信息。为了检验方法的有效性，文中设计了相关实验考查其误差范围的准确性。多次实验均发现本文所提方法较准确地估计了波形数据的随机噪声“传播”给震源机制的误差。

震源机制是关于震源的基本参数，在相关研究应用中经常需要参考该参数。为避免重复工作，一些研究者将基于自己反演方案和算法完成的反演程序进行公开，供其它人使用，于是便有了各种开源的反演程序。在这些开源程序中，CAP(Cut And Paste) 和 CPS(Computer Programs in Seismology) 两个程序都是受到广泛应用，且较为成熟的利用格点搜索算法反演震源机制的程序。两个程序分别体现了其作者的在反演中的观点，在 CAP 程序的相关文献中，详细介绍了反演时所使用的加权基于不同波形间

振幅大小的差异，而从 CPS 的源码中发现其加权主要考虑到不同波形数据信噪比优劣的不同。由于二者的权重均通过震中距估计，进一步分析发现其信赖震中距的权重数值相对大小相互冲突。为了解决该矛盾并吸收两种加权方案中的有益观点，本文提出了综合考虑信噪比和振幅调节两方面的联合加权方案。此外，通过实例计算分析发现震中距难以简单描述信噪比或振幅的真实情况，并因此尝试了用各波形数据信息直接计算信噪比或振幅，以精化权重的数值。经理论实验和实例应用检验，联合定权确实能在一定程度上优化反演结果的稳定性和可靠性。

本文第一章简要介绍了震源的研究意义和相关背景、震源机制反演的发展历程和现状。其中着重强调了当前利用波形拟合反演震源机制方法中常见的误差缺失问题，并探讨了 CAP 和 CPS 中出现的加权差异和可优化性。之后宏观计划了本文的工作目标和实现方法。第二章对波形拟合反演震源机制的相关理论以及格点搜索算法进行了详尽地推导，并介绍了本文加权优化和误差评价工作的理论基础和具体方案。第三章设计了一系列理论实验，通过实际计算来证明本文所提方法和观点的正确性。第四章则是以 2013 年芦山地震为例，展示了将本文方法进行真实应用的效果，并对反演结果进行了大量分析，确保结果可靠性的同时对芦山地震给出了相关讨论。第五章是对全文工作和相关思想的总结，并指出了本文方法的不足和改进方向，期望对之后的相关研究起到一点参考作用。

**关键词:** 波形反演, 震源机制, 格点搜索, 误差评价

## ABSTRACT

Recently, It's getting more and more common to inverse waveform for source mechanism. Grid search technique turn out to be a good fit for this inversion problem; as the possible source mechanisms are limited and to deduce the inversion equation seems quite difficult. This technique is approved to be effective on application to waveform inversion by experience. Grid search technique is a way to get the best solution from possible solutions: Firstly, we divide the solution space into grids with specified step-length for treating a unit grid with this step-length as a single point, by which we have discretized the solution space. Secondly, we iterate on every single grid to test how it fit to the inversion problem based on a chosen evaluation standard(least squared criterion, etc.). Finally, after iteration, we certainly get a best solution with the highest fit level among the solution space.

By application of grid search technique, we avoid the process of deducing equation to the form of solution; however, it comes with a inherent disadvantage that error estimation isn't provided directly any more. Due to this disadvantage, most of research about getting mechanism by inversion of waveform just ignore the error estimation, although it's so essential to evaluate your solution from observed data; as observed data always comes along with unpredictable noise. To fix this problem,we come up with a new method based on probability theory: Firstly, we modeling the noise and learn how to produce similar noises as many as we need. Secondly, by adding up the new noises and original observed data, we synthesize the simulated data with reasonable noise. Thirdly, we inverse the synthesis dependantly to get a possible mechanism. Then by repeating synthesis and inversion, we get enough mount of possible mechanisms. By analysis of this solution set, we definitely get the error estimation of mechanism. In the end, to testify the validity of the error estimation method provided by this thesis, we run some tests and analyze the result carefully.

Source mechanism is a basic model for other research; so researchers need to get them from time to time. To avoid repeating work, some brilliant programs are provided by their owner to everyone freely, so that one can focus more on his own research. CAP(Cut And Paste) and CPS(Computer Programs in Seismology) turn out to be two very popular programs Among all the open source software for getting mechanism. They both use grid search technique to fulfill the task, while there are some difference in weighting. CAP cares about the influence from amplitude difference in waveforms and apply higher weighting to data with lower amplitude; CPS focus on the viewpoint that data with better SNR(Signal-to-Noise Ratio) should have priority. Furthermore, as CAP and CPS both calculate weighting by source-station distance, the outcome of relative weighting seems contradiction from the two programs. By analysis, we realize the two different weighting method are both reasonable. To fix the contradiction and take advantage of each, we manage to unite them in a way. Besides, we find the amplitude and SNR evaluated from source-station distance are rough and we refine them by estimation from the very waveform information instead of source-station distance. In the end, we certify the improvement of united weighting by some experiments.

In the first chapter we introduce the background of source mechanism, the history of mechanism research and it's current state. Especially the lack of error estimation and the possibility to improve weighting by combination of CAP and CPS are discussed. In the end, the purpose and main work in this thesis is mentioned briefly. In chapter two, we present the deduction theorem of getting mechanism by inverting waveform, grid search technique and the method developed in this thesis to estimate error and improve weighting. In the third chapter, a series of experiments are designed to test the new method. Then in the forth chapter, we formally apply the whole theory to a real earthquake, which happened in 20th April, 2013, in Lushan county. After inversion, a discussion is given to verify the result. Finally, in the last chapter, we give a conclusion of our works and some experiences.

**Key words:** waveform inversion, source mechanism, grid search technique, error estimation

# 目 录

|                           |     |
|---------------------------|-----|
| <b>摘要</b>                 | I   |
| <b>ABSTRACT</b>           | III |
| <b>第一章 引言</b>             | 1   |
| 1.1 研究意义 . . . . .        | 1   |
| 1.2 研究发展历程 . . . . .      | 2   |
| 1.2.1 方法分类 . . . . .      | 2   |
| 1.2.2 P 波初动极性反演 . . . . . | 2   |
| 1.2.3 振幅比反演 . . . . .     | 3   |
| 1.2.4 波形拟合反演 . . . . .    | 3   |
| 1.3 研究现状及问题 . . . . .     | 4   |
| 1.4 本文设定目标及方案 . . . . .   | 5   |
| <b>第二章 原理分析</b>           | 7   |
| 2.1 震源基础概念 . . . . .      | 7   |
| 2.2 波形拟合反演 . . . . .      | 8   |
| 2.2.1 波形分解 . . . . .      | 8   |
| 2.2.2 格林函数库 . . . . .     | 10  |
| 2.2.3 格点搜索 . . . . .      | 11  |
| 2.3 数据质量影响 . . . . .      | 13  |
| 2.3.1 数据质量简介 . . . . .    | 13  |
| 2.3.2 数据信噪比 . . . . .     | 13  |
| 2.3.3 数据结构 . . . . .      | 14  |
| 2.3.4 小结 . . . . .        | 14  |
| 2.4 定权优化方案 . . . . .      | 15  |

|            |                      |           |
|------------|----------------------|-----------|
| 2.5        | 误差评定方法 . . . . .     | 17        |
| 2.5.1      | 理论依据 . . . . .       | 17        |
| 2.5.2      | 方法步骤 . . . . .       | 18        |
| <b>第三章</b> | <b>理论实验</b>          | <b>21</b> |
| 3.1        | 实验设定说明 . . . . .     | 21        |
| 3.1.1      | 实验目标 . . . . .       | 21        |
| 3.1.2      | 参数设定 . . . . .       | 21        |
| 3.1.3      | 实验条件检验 . . . . .     | 23        |
| 3.2        | 权重优化检验 . . . . .     | 23        |
| 3.2.1      | 实验条件 . . . . .       | 23        |
| 3.2.2      | 结果分析 . . . . .       | 23        |
| 3.2.3      | 结论 . . . . .         | 26        |
| 3.3        | 误差评定方法检验 . . . . .   | 27        |
| 3.3.1      | 理论实验误差评价过程 . . . . . | 27        |
| 3.3.2      | 检验目标 . . . . .       | 28        |
| 3.3.3      | 对照组设定 . . . . .      | 28        |
| 3.3.4      | 结果及讨论 . . . . .      | 29        |
| 3.3.5      | 结论 . . . . .         | 31        |
| 3.4        | 误差评定反演次数测试 . . . . . | 32        |
| 3.4.1      | 实验目的 . . . . .       | 32        |
| 3.4.2      | 实验方法 . . . . .       | 33        |
| 3.4.3      | 结果及讨论 . . . . .      | 33        |
| 3.4.4      | 结论 . . . . .         | 34        |
| <b>第四章</b> | <b>实例应用</b>          | <b>35</b> |
| 4.1        | 案例选取 . . . . .       | 35        |
| 4.2        | 反演方案 . . . . .       | 35        |
| 4.3        | 数据处理 . . . . .       | 36        |
| 4.4        | 反演结果 . . . . .       | 37        |

|                        |           |
|------------------------|-----------|
| 4.5 分析讨论 . . . . .     | 38        |
| 4.5.1 结果分析 . . . . .   | 38        |
| 4.5.2 其它震源研究 . . . . . | 43        |
| 4.5.3 相关地质背景 . . . . . | 44        |
| 4.6 结论 . . . . .       | 46        |
| <b>第五章 总结和展望</b>       | <b>47</b> |
| 5.1 主要创新点 . . . . .    | 47        |
| 5.2 工作总结 . . . . .     | 47        |
| 5.3 展望 . . . . .       | 48        |
| <b>参考文献</b>            | <b>50</b> |
| <b>致谢</b>              | <b>57</b> |

# 第一章 引言

## 1.1 研究意义

众所周知地震灾害是关系到国计民生的重大自然灾害，虽然极具破坏的大地震发生频率很低，但是一次地震所爆发的能量却是与吨级核爆相当 (Stein and Wysession, 2003)，其破坏性不言而喻。如 2008 年 5 月 12 号的汶川地震是自唐山地震以来在我国发生的导致直接死亡人数最多，经济损失最大的重大地震，其影响震惊海内外。然而，另一方面，地震的高能量所激发的高穿透力的地震波却是地震学家研究地球结构的福音，是人类目前研究地球内部结构的最有力工具。所以，无论从人民生活安全，经济保障，还是从科学探索的角度看，地震学研究都是很有意义的。

地震学研究的主要内容包括震源以及地下结构研究，震源机制是震源最基本的参数之一，其结果可进一步应用于理论震动图计算 (Wald, 2005)、海啸模拟 (Satake, 2007)、库仑应力转移估计 (King and Devès, 2007)、区域的应力分析和震源破裂过程反演中 (Kilb, 2001)。此外，利用已知震源机制计算得到面波震动图，用于在介质结构研究中代替到时或面波频散数据，以获得更多约束信息，直接拟合实际波形反演地下结构的方法也得到了广泛应用 (Cao et al., 2001; Friederich, 2003; Lee and Nolet, 1997; Manaman et al., 2011; Nolet, 1990; Zielhuis and Nolet, 1994)。因而在地震发生后，获得可靠的震源机制是有益且必要的。

由于真实情况下，获得的观测数据质量都不是完美的，为了得到更为准确和可靠的震源机制，需要在反演过程中尽可能优化结果。理论上，在给定观测数据和目标函数情况下，对于结果的最直接调控来自于反演的权重。合理的权重能使得对现有数据中有用信息更充分的应用，并压制无效噪声对反演的干扰影响。不同的加权得到的结果往往有差异，为了反演得到更“真实”的震源机制，必须谨慎考虑，合理地为数据加权。

另一方面，因为数据中的噪声具有随机性，使得反演结果相对真值有不可准确预料的偏差。事实上，反演结果与真实值的偏差还来源于所需参考模型的误差，数值计算舍入误差，理论的近似引起的偏差等等系统性误差。在此仅关注研究数据噪声引起的误差，为了方便，本文之后所提的误差除非特别指出，否则均指数据随机噪声导致的震源机制误差。由于由噪声导致的误差不可精确预料，为了使结果具有科学参考价

值，要求对可能的误差范围进行评估。排除数据噪声影响的“理想”结果则包含在反演结果的误差范围内，虽然无法直接求出该“理想”结果，但至少能在一定置信区间内给出可靠的结果范围，对于借鉴以及进一步深入研究均具有重要意义。此外，对于某些算法而言（如本文反演所用的格点搜索算法），无论结果是否可信反演后均会得到一个“最优解”，但当涉及病态反演问题时，该震源机制很可能与真实情况有非常大偏差，未经过误差评定，结果可能对之后研究者具有误导作用。

## 1.2 研究发展历程

### 1.2.1 方法分类

利用地震波信息反演震源机制根据反演数据源差异主要可以分为三大类方法。第一类是 P 波极性反演，利用了初至波第一次起跳方向信息约束震源，但对台站分布要求高，且结果不太稳定；第二类是用振幅定量信息反演，利用各震相振幅的差异或方位特性等定量信息进行反演，但续至波的振幅测量通常比较困难；第三类是波形拟合反演，直接利用整个波形数据的所有可用信息计算震源机制，约束效果相对更好。

### 1.2.2 P 波初动极性反演

震源机制反演研究早期，主要根据 P 波辐射花样在四象限的分布规律，利用初动极性符号对震源进行约束 (Balakina et al., 1961)。这种方法首先起源于 Reid (1910) 在 1906 年旧金山地震研究 (Milne, 1910) 基础上提出了弹性回跳理论——认为地震是由于地壳中岩石积累了过多应变能，超过其承受能力后，发生弹性断裂，势能随之释放。之后，人们发现了 P 波初动符号的分布规律 (Nakano, 1923)，并提出了地震节面的概念。并开始利用地震台站记录到的地震波初动极性信息在被地震节面分隔的四象限空间的分布，对震源节面进行约束，进而得到震源机制。然而由于该方法仅使用了 P 波初动极性这一少量信息，并且初动极性的明显性与初动 P 波振幅相关。理论上 P 波初动极性及振幅大小所形成的辐射花样在节面分隔的四象限中分布如图 1.1，可以发现，在节面上 P 波理论振幅为零。因此在节面附近，振幅微弱的 P 波信号可能受噪声影响，难以识别正确的初动符号。以上原因导致该方法适用性受限，且结果不太稳定，为了得到稳定结果该方法对台站的数量和分布要求很苛刻。

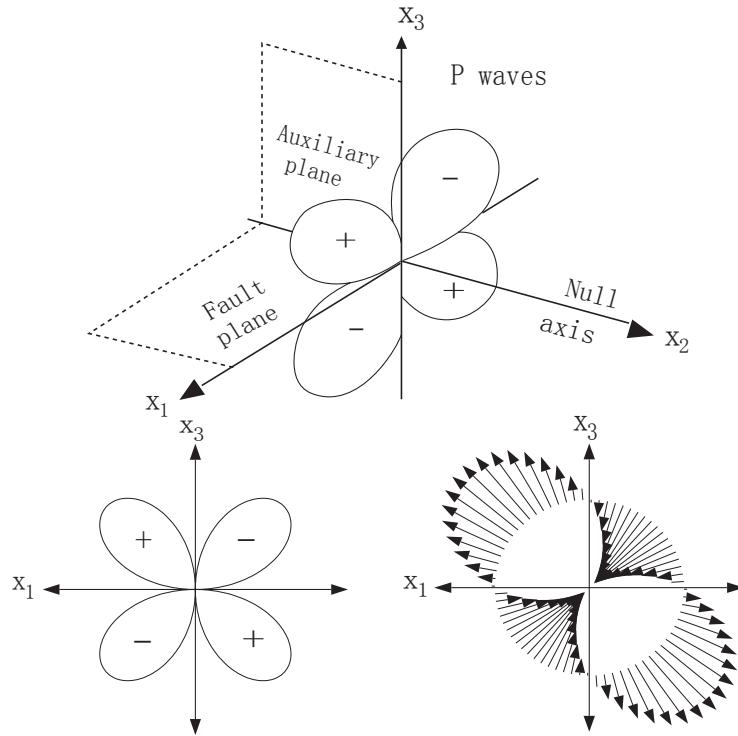


图 1.1: 断层面 ( $x_1$ ) 和辅助面 ( $x_3$ ) 所分隔的四象限中  $P$  波辐射花样 (Stein and Wysession, 2003)

### 1.2.3 振幅比反演

第二类方法是利用各震相的振幅信息，使用波形振幅的定量数值信息，相对  $P$  波初动极性反演方法增加了反演数据的可用约束信息。这类方法包括利用  $P$ ,  $S$  波的振幅比信息，通过同一台站不同分量震相信息比值规律，可一定程度避免来自介质模型不准确的系统性误差影响。其中利用  $P$  震相与  $SV$  震相的震幅比 (Kisslinger, 1980; Kisslinger et al., 1982) 是一种行之有效的方案，并为了最大程度削弱介质模型对反演的影响，选择了直达上行地球表面的  $Z$  分量波。此外，在 Kisslinger 的研究基础上，吴大铭等 (1989) 发现当有较高质量  $SH$  波时，通过  $P$  震相与  $SH$  震相的振幅比值反演可能得到相比  $P$ ,  $SV$  振幅比反演更可靠的震源机制。另外，也有利用面波的振幅花样 (Stein and Wysession, 2003) 反演震源机制等可行方案。虽然利用振幅信息有效增强了对震源的约束，但是仍然对台站分布有较高要求，而且对近震波形  $S$  波初至振幅的测量，尤其是  $SV$  波的测量显得较为困难 (祁玉萍等, 2013)，稍有不慎便可能得到较大偏差。

### 1.2.4 波形拟合反演

波形拟合反演直接利用了整个波形数据的所有信息进行反演，随着理论地震波的研究取得巨大成功 (Haskell, 1964; Herrmann, 1979; Wang and Herrmann, 1980)。在给

定介质模型和震源机制情况下可以比较精确地计算出理论波形，使得直接使用观测波形数据与理论数据匹配反演震源机制的想法得以实现。通常波形中的体波数据由于穿透深，受浅层不均匀地壳结构影响较小，但考虑到体波衰减快，通常利用远震体波反演较大地震的震源机制，这能够减小地下介质模型横向非均匀性影响。而面波对介质结构较敏感，则较常用于具有较为精确介质参考模型的区域地震震源研究，或结合震源机制研究其较为敏感的地下结构 (Nolet, 1990)。由于波形数据相比初动极性或振幅，包含了更多有效信息，使得对台站数量及分布的要求有所降低，且结果更稳定、可靠，于是波形拟合反演的方法得到了快速发展和应用 (Nábělek and Xia, 1995; Ritsema and Lay, 1993; Walter, 1993; Zhao and Helmberger, 1994)。

用地震波形拟合反演震源机制时，由于待求参数少、解空间有限且观测方程直接求解比较复杂，所以该问题非常适合用非线性反演中的全局搜索算法。在实践中，得到广泛应用的 CAP(Cut and Paste 的简称)(Tan et al., 2006; Zhao and Helmberger, 1994; Zhu and Helmberger, 1996) 和 CPS(Computer Programs in Seismology 的简称)(Herrmann, 1989) 等波形拟合反演程序充分说明了全局搜索在震源机制反演问题中的有效性。

### 1.3 研究现状及问题

Herrmann 开发的 CPS 软件包中用于震源机制反演的子程序和 CAP 均利用格点搜索方法反演震源机制，由于二者的实用性和开源性，被广泛应用于震源机制研究中。然而 CAP 和 CPS 加权方法的侧重点不同，前者考虑几何扩散导致波形振幅的衰减，给较低振幅的波形加大权重，以平衡不同振幅波形在反演中的影响力；后者则关注传播过程中信噪比的降低，赋予高信噪比数据较大权重。进一步考虑到波形振幅及信噪比与震中距间的关系，Zhu and Helmberger (1996) 在 CAP 中将权重设置为关于震中距递增的幂函数，而 CPS 方法中使用震中距的反比例函数作为权重值。幂函数和反比例函数的单调性恰巧相反，导致从数值上看，两种方法对同一套数据波形所定权重大小相互矛盾——CPS 定权震中距较近台站权重较高，而 CAP 定权中则震中距较远台站相对权重较大。此外，通过实例计算及理论分析发现，实际观测波形的振幅及信噪比与震中距的关系较为复杂，难以用简单的初等函数进行描述，因此利用幂函数或反比例函数估算的振幅和信噪比均较粗糙。且由于函数中包含的某些辅助参数赋值因人而异，故无法准确体现数据的真实性和客观性。

另一方面，随着 CAP、CPS 等用波形非线性反演震源机制的算法得到广泛应用 (D' Amico et al., 2014; Luo et al., 2015)，其非线性反演中误差缺失的问题逐渐受到关注。考虑到误差评价的重要性，国内外学者均对震源机制反演的误差估计问题进行

了研究, Duputel et al. (2012) 从误差的来源入手, 对震源机制进行误差评价, 但其方法只适用于线性反演的震源机制误差估计。考虑到目前应用广泛的全局搜索反演, 本文旨在探究能应用于非线性反演算法的误差评估方法。对于非线性反演, 最常见的方法是对目标函数的极值人为给定一个阈值, 满足该条件的所有解构成误差范围内解集, 该方法简洁直观, 能快速发现不同模型参数的误差相对大小关系, 但是阈值的给定有主观性, 导致定量结果难以让人信服。郑建常等 (2015) 借鉴 Bootstrap(Efron1979) 的思想, 对数据集随机多次选取子集进行独立反演并对解集样本用一定方法分析, 以评估其整体误差及解。但是为使样本能反映整体, 统计分析不仅要求样本抽取的随机性, 还对原始样本大小有一定要求, 当可用的地震记录数量不是很大时, 可随机选择的子样本以及子样本总量难以满足统计要求, 基于重抽样的该方法便不适用了。

## 1.4 本文设定目标及方案

针对以上分析, 为了解决 CPS 和 CAP 反演定权方法出现的矛盾以及误差缺失问题, 本文分别尝试进行权重优化以及误差评定。对于定权, 结合 CPS 与 CAP, 综合考虑振幅衰减和信噪比差异影响, 将二者统一计算权重, 从而解决上述的权重数值矛盾问题。其次, 计算时摈弃了用震中距简单函数估算振幅或信噪比方案, 而是基于每道波形数据自身的信息, 准确评估振幅和噪声。由于没有人工干预, 在提高精确度的同时有效保证了客观性。

针对反演震源机制时欠缺误差估计的问题, 本文借鉴了 Hardebeck and Shearer (2002) 对 P 波初动极性反演方法稳定性改进的思路——首先估计离源角等观测数据的误差大小, 据此模拟随机误差, 并将其加入原始数据生成多组模拟数据集, 最终反演得到一系列误差范围内的解集。该方法不仅估计了误差, 且使得反演结果更稳定 (Hardebeck and Shearer, 2002)。将该思想应用到波形反演震源机制的问题中, 通过评估噪声随机模拟多套波形数据集, 并用每套数据分别独立进行反演, 得到包含多个反演结果的解集, 最后对解集统计分析得到解的误差。本文方法与郑建常等 (2015) 的重采样类方法不同的是每次反演的数据并非原始数据集的子集, 而是与数据集等价的模拟数据集, 保留了原数据集的样本大小, 更重要的是每套数据均具有一致的数据分布结构。对观测数据的数量要求相对降低, 理论上能比重采样类方法更好应用于台站记录较少的地震事件。

为了验证本文提出权重优化方案和误差评价方法的有效性, 基于 CPS 反演程序进行了一系列理论试验, 分别检验权重优化效果和误差估计与理论预测是否吻合。对同一个设定条件下的模拟地震进行了三次试验, 分别测试权重优化的效果, 误差评定方法对噪声的反应情况, 误差评价时重复反演次数的设定值。第一次试验分别设定了

单独信噪比加权，单独振幅调节加权，信噪比和振幅调节联合定权三组对照组。三组反演组结果相差不大，但联合反演组的综合偏差更小，体现了联合定权的优越性。第二次试验测试结果误差对数据噪声的反应是否合理，以证明误差估计方法的有效性，对理论事件加噪时分别加了低、中、高及超高强度噪声，反演结果确实体现了误差由低到高的趋势，而且增长率符合理论预测。理论真值均在各次反演的误差范围内，表明了本文误差估计结果的真实性。第三次试验研究误差评价时反演的重复次数对最终结果的影响，用以为该方法在应用时选择合适的反演次数。试验分别尝试了重复 10 次，50 次，100 次和 200 次，结果发现该方法在次数达到 50 次-200 次之间对反演次数不是特别敏感，结果基本一致且可信。为同时保证样本量充足并节省计算时间，选定 100 次为默认反演次数。

为了检验本文误差估计方法和权重优化的实应性，以 2013 年 4 月 20 日的芦山地震为例，分别采取单独振幅调节加权、单独信噪比加权以及振幅调节和信噪比调节联合加权的策略进行三次反演，并对三次反演的结果进行误差估计。通过对结果的合理可靠性及稳定性两方面进行综合讨论比较，以真实案例证实本文联合加权策略反演结果最优，最终振幅调节和信噪比调节联合加权对应的震源机制解为 (走向  $211^\circ \pm 5^\circ$ ，倾角  $41^\circ \pm 1^\circ$ ，滑动角  $94^\circ \pm 2^\circ$ )，震源深度 17km，与其它研究者的研究成果有很好的一致性，且与震源区的应力及地质构造情况均相互吻合。

## 第二章 原理分析

### 2.1 震源基础概念

1906 年发生的旧金山地震在震源研究历史上具有重大意义，地震前后对圣安德烈亚斯断层的研究结果 (Milne, 1910) 使人们普遍认为发生地震的原因是震源处的断层发生了滑移错动，巨大的势能转化为了热能及地震波等能量。这种错动可由位错理论进行解释，位错理论认为地震的发生是因为应力长期缓慢的大量积累，最终达到了断层锁定的极限，引发断层面 (原有断层或地震新生断层) 两侧发生突然的位错，导致了应力释放并形成地震。如果断层在地表有出露，则相应会在地表看到走向线分隔的两盘沿着滑动方向的相互错动，如图 2.1 所示。

自此以后，对于地震震源的研究就开始集中到断层面的研究上。通常认为断层面两侧的应力在地震发生前后都是连续的，只有位移在断层面两侧突然间断，所以研究清楚断面上的所有运动学信息是研究整个震源过程的主要内容。如果进一步简化，将地震发生时断层的位错视为纯剪切的点源位错 (事实证明该简化很多情况下是合理的，且本文只讨论该情况)，则利用三个描述断层的参数便可完整描述震源的物理过程 (不考虑时间函数)，并称该三参数为震源机制。求解震源机制的过程便是求解该三个参数的过程，该三参数具体定义如图 2.2 所示。

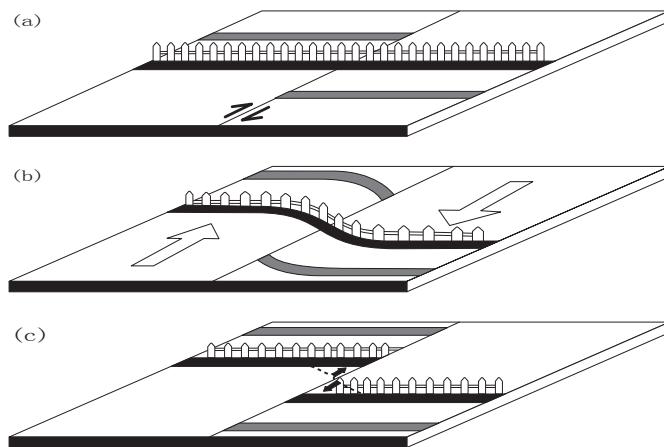


图 2.1: 断层错动在地表的显现,(a) 为震前,(b) 为发震时,(c) 为震后 (Stein and Wysession, 2003)

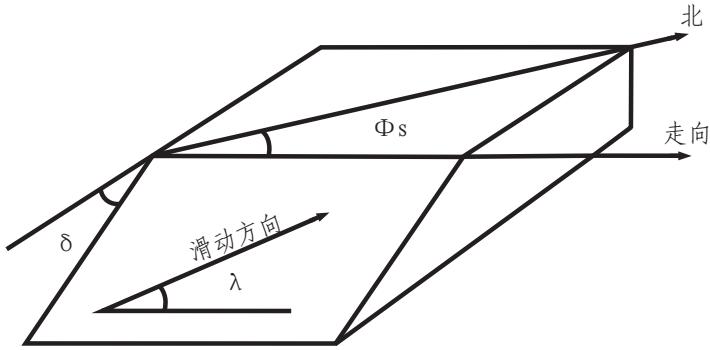


图 2.2: 震源机制三个参数的具体意义,  $\phi_s$ 、 $\delta$ 、 $\lambda$  分别为走向、倾角和滑动角 (程万正等, 2006)

## 2.2 波形拟合反演

### 2.2.1 波形分解

理论研究表明, 同步地震点源 (Silver and Jordan, 1982) 所激发的地震波场如式 (2.1)(Jost and Herrmann, 1989)。

$$d_n(x, t) = M_{ki}[G_{nk,i} * s(t)] \quad (2.1)$$

其中  $s(t)$  为震源时间函数,  $M_{ki}$  为地震矩张量,  $G_{nk,i}$  为格林函数, 从上式可知理论波形  $d_n$  与地震矩张量  $M_{ki}$  为线性关系。根据Kikuchi and Kanamori (1991) 的分解方法, 任意地震矩张量均可由 6 个简单地震矩张量通过线性组合而成, 如式 (2.2)。

$$M = \sum_{k=1}^6 a_k M_k \quad (2.2)$$

式 (2.2) 中等式右边的  $M_k$  如式 (2.3) 所示。

$$\begin{aligned} M_1 &= \begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} & M_2 &= \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} & M_3 &= \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 1 & 0 \end{bmatrix} \\ M_4 &= \begin{bmatrix} 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \end{bmatrix} & M_5 &= \begin{bmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} & M_6 &= \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \end{aligned} \quad (2.3)$$

$M_1-M_6$  为 6 个简单的地震源, 其中  $M_6$  代表爆炸源, 其余 5 个均为剪切位错源, 根据式 (2.2) 和式 (2.3) 推导可得到系数  $a$  与  $M$  各分量间的对应关系如式 (2.4) 和式

(2.5)所示。

$$M = \begin{bmatrix} a_2 - a_5 + a_6 & a_1 & a_4 \\ a_1 & -a_2 + a_6 & a_3 \\ a_4 & a_3 & a_5 + a_6 \end{bmatrix} \quad (2.4)$$

$$\begin{bmatrix} a_1 \\ a_2 \\ a_3 \\ a_4 \\ a_5 \\ a_6 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} M_{12} \\ (M_{11} + M_{33} - 2M_{22})/3 \\ M_{23} \\ M_{13} \\ (2M_{33} - M_{11} - M_{22})/3 \\ (M_{11} + M_{22} + M_{33})/3 \end{bmatrix} \quad (2.5)$$

将式(2.2)代入式(2.1), 并省略波形分量指标  $n$  可得到式(2.6)。

$$d = \sum_{k=1}^6 a_k d_k \quad (2.6)$$

再将式(2.5)所示的  $a$  与  $M$  关系代入式(2.6)可得到  $d$  关于  $M$  与  $d_k$  关系的式(2.7)。

$$\begin{aligned} d = & M_{11}(1/3d_2 - 1/3d_5 + 1/3d_6) + M_{12}d_1 + M_{13}d_4 \\ & + M_{22}(-2/3d_2 - 1/3d_5 + 1/3d_6) + M_{23}d_3 \\ & + M_{33}(1/3d_2 + 2/3d_5 + 1/3d_6) \end{aligned} \quad (2.7)$$

为简化, 将式(2.7)中  $M$  矩阵的 6 个独立分量依次记为  $M_1, M_2, M_3, M_4, M_5, M_6$ , 并将与  $M_i (i = 1, 2, \dots, 6)$  相乘的关于  $d_k$  的多项式简记为  $G_i (i = 1, 2, \dots, 6)$ , 于是得到了简洁的 6 项求和的理论波形式(2.8)。在此我们按照 Stein and Wysession (2003) 专著中关于地震矩反演章节中对格林函数的推广定义, 将式(2.8)中的  $G_i$  也称为格林函数, 此格林函数即是我们之后在 CPS 程序反演中需要用到的。

$$d = G_i M_i (i = 1, 2, \dots, 6) \quad (2.8)$$

于是任意震源产生的地震波形, 均可由其对应的地震矩张量和 6 个格林函数通过线性组合得到, 而格林函数又可由 6 个已知基本地震矩激发的波形  $d_k (k = 1, 2, \dots, 6)$  叠加得到。由于以上运算均是线性运算, 在  $d_k$  已知的情况下, 在计算机中经几次迭加得到任意理论波形  $d$  速度非常快。

至此，我们已经将任意剪切位错源的波形分解为 6 个基本震源波形的线性叠加，而叠加的系数可由该位错源的震源机制唯一确定。现在的关键问题转化为计算 6 个基本震源对应的理论波形  $d_k$ ，这可通过之后要介绍的格林函数库快速实现。

### 2.2.2 格林函数库

通常情况下天然地震由断层间错动造成，震源均近似纯剪切位错源。习惯上人们用破裂断层的三个角度参数——走向，倾角和滑动角来更直观地描述震源机制，对于纯剪切位错源，它们和地震矩张量是等价的，相互间的转换关系如式 (2.9) 所示 (Aki and Richards, 1980)。

$$\left\{ \begin{array}{l} M_{11} = -M_0(\sin\delta\cos\lambda\sin 2\phi_s + \sin 2\delta\sin\lambda\sin^2\phi_s) \\ M_{12} = M_0(\sin\delta\cos\lambda\cos 2\phi_s + 1/2\sin 2\delta\sin\lambda\sin 2\phi_s) \\ M_{13} = -M_0(\cos\delta\cos\lambda\cos\phi_s + \cos 2\delta\sin\lambda\sin\phi_s) \\ M_{22} = M_0(\sin\delta\cos\lambda\cos 2\phi_s - \sin 2\delta\sin\lambda\cos^2\phi_s) \\ M_{23} = -M_0(\cos\delta\cos\lambda\sin\phi_s - \cos 2\delta\sin\lambda\cos^2\phi_s) \\ M_{33} = M_0\sin 2\delta\sin\lambda \end{array} \right. \quad (2.9)$$

其中， $\phi_s$  是走向， $\delta$  是倾角， $\lambda$  是滑动角。 $M_0$  是最早由 Aki (1966) 提出的用来度量震源长周期辐射的强度，最初称为地震矩。由于是一个标量，现在又叫作标量地震矩，代表了地震的能量强度。将式 (2.9) 代入式 (2.8) 即可将公式进一步转化为理论波形关于震源机制三参数的形式。

现在我们研究 6 个基本地震对应的理论波形  $d_k(k = 1, 2, ..6)$  如何计算，在均匀介质 (Ben-Menahem, 1963) 和层状介质 (Haskell, 1964) 模型的面波波场辐射理论基础上，Wang and Herrmann (1980) 进一步研究了剪切位错源在层状速度模型中所激发的地震波场，其在柱坐标频域下如式 (2.10) 所示。

$$\left\{ \begin{array}{l} U_z(r, \phi, 0, \omega) = Z_{SS} \cdot s_2 + Z_{DS} \cdot s_3 + Z_{DD} \cdot s_1 \\ U_r(r, \phi, 0, \omega) = R_{SS} \cdot s_2 + R_{DS} \cdot s_3 + R_{DD} \cdot s_1 \\ U_\phi(r, \phi, 0, \omega) = T_{SS} \cdot t_2 + T_{DS} \cdot t_1 \end{array} \right. \quad (2.10)$$

式 (2.10) 中  $s_1, s_2$  等 8 个系数和震源相关，经推导 (马淑田等, 1999) 与震源机制三参数关系如式 (2.11) 所示，式 (2.11) 中  $\phi$  是地震观测台站相对震源的方位角， $\lambda, \delta, \phi_s$  分别代表断层滑动角，倾角，走向。式 (2.10) 中的  $Z_{SS}, R_{SS}, T_{SS}$  分别对应于  $\phi_s = 0^\circ, \delta = 90^\circ, \lambda = 0^\circ$  的纯左旋走滑型断裂的理论地震图的垂向、径向、切向分量； $Z_{DS},$

$R_{DS}$ ,  $T_{DS}$  分别代表  $\phi_s = 0^\circ$ ,  $\lambda = 90^\circ$ ,  $\delta = 90^\circ$  的纯倾滑型逆冲断层激发的地震波的垂向、径向、切向分量;  $Z_{DD}$  和  $R_{DD}$  分别对应于走向  $\phi_s = 0^\circ$ , 倾角  $\delta = 45^\circ$ , 滑动角  $\lambda = 90^\circ$  的逆冲断层激发的理论地震波的垂向、径向分量。它们 8 个是合成任意剪切位错源理论地震图所需要的全部基本函数, 函数形式是对波数  $K$  的积分表达 (Wang and Herrmann, 1980)。格林函数库即由大量的不同震中距, 不同震源深度对应的这 8 个基本函数组成。

$$\left\{ \begin{array}{l} s_1 = 1/2 \sin \lambda \sin 2\delta \\ s_2 = \cos \lambda \sin \delta \sin 2(\phi - \phi_s) + 1/2 \sin \lambda \sin 2\delta \cos 2(\phi - \phi_s) \\ s_3 = -\cos \lambda \cos \delta \cos(\phi - \phi_s) + \sin \lambda \cos 2\delta \sin(\phi - \phi_s) \\ t_1 = \cos \lambda \cos \delta \sin(\phi - \phi_s) + \sin \lambda \cos 2\delta \cos(\phi - \phi_s) \\ t_2 = \cos \lambda \sin \delta \cos 2(\phi - \phi_s) - 1/2 \sin \lambda \sin 2\delta \sin 2(\phi - \phi_s) \end{array} \right. \quad (2.11)$$

利用式 (2.9) 可推算出式 (2.3) 中所示 6 个基本地震所对应的震源机制, 即各地震的 3 个角度参数, 将其代入式 (2.10), 并积分变换到时间域, 便得到了  $d_k$ , 进而得到  $d$ 。而根据式 (2.11) 知  $s_1$ 、 $s_2$ 、 $s_3$ 、 $t_1$ 、 $t_2$  等量均与  $\omega$  无关, 结合式 (2.10) 可推得时间域的  $Z_{SS}$ ,  $R_{DD}$  等量与  $d_k$  的关系也是线性的, 可通过快速线性叠加得到。

综上分析知, 快速计算  $d$  的关键在于事先得到该速度模型下, 对应震中距和震源深度的  $Z_{SS}$ ,  $R_{DD}$  等 8 个基本函数。计算该函数由于要经过大量积分运算, 计算速度非常慢, 在迭代或搜索反演过程中实时计算一系列该基本函数是不可取的。在实际工作中通过将研究区域按一定精度格点划分, 并事先计算好各格点的基本函数, 并将大量的各点所对应的基本函数归档存储为格林函数库。之后理论波形数值计算需要时, 直接在格林函数库中调用对应震中距和震源深度的基本函数即可, 这样便实现了  $d$  的快速计算。经检验, 这样叠加计算理论波形的速度非常快, 能满足格点搜索时大量理论波形图计算的需要。

### 2.2.3 格点搜索

理论地震图可用多种方法计算, 本文通过之前章节所述的用格林函数库快速合成理论波形, 而格林函数库则用 CPS 软件包中的 hprep96,hspec96,hpulse96 子程序计算得到, 该子程序的基本原理是波数积分法。反演时考虑到震源机制解的全空间——走向 ( $0^\circ, 360^\circ$ ), 倾角 ( $0^\circ, 90^\circ$ ), 滑动角 ( $-180^\circ, 180^\circ$ ) 较小, 通常采用全空间格点搜索法。格点搜索法将全空间划分为一定精度间隔的格点, 并依次遍历全部格点找寻目标函数最值点, 最值处对应格点即为最优解。

CAP 与 CPS 方法计算理论波形与实测波形匹配程度时使用了不同的目标函数。

CAP 方法先将理论波形与实测波形通过互相关运算进行时差调整，再计算调整后的波形间残差范数 (L1 或 L2)(Zhao and Helmberger, 1994)，该残差范数定为最终的目标函数。CPS 方法则直接将理论与实测波形的互相关函数作为目标函数。为了单独分析权重因素对反演的影响，对比 CPS 与 CAP 不同定权的差异，后文反演试验及讨论均统一基于 CPS 的目标函数方案。CPS 方法中的互相关目标函数 Fit 如式 (2.12) 定义。

$$Fit = \left( \int_{Tb}^{Te} Y(t)G(t)dt \right)^2 / \left( \int_{Tb}^{Te} Y(t)Y(t)dt \cdot \int_{Tb}^{Te} G(t)G(t)dt \right) \quad (2.12)$$

在计算机中进行数值计算时使用式 (2.13) 所示离散形式。

$$Fit = \left[ \sum_{j=1}^N \sum_{m=1}^6 yg(j, m, k) M_m \right]^2 / \left[ \sum_{j=1}^N yy(j) \right] \left[ \sum_{j=1}^N \sum_{m=1}^6 \sum_{n=1}^6 gg(j, m, n) M_m M_n \right] \quad (2.13)$$

式 (2.13) 中各符号表示的含义如式 (2.14) 和式 (2.15) 所示。

$$\begin{cases} yy(j) = \sum_{h=1}^{H(j)} y(j, h)y(j, h)WT(j) \\ gg(j, m, n) = \sum_{h=1}^{H(j)} g_m(j, h)g_n(j, h)WT(j) \\ yg(j, m, k) = \sum_{h=1}^{H(j)-|k|} y'(j, h)g'_m(j, h)WT(j) \end{cases} \quad (2.14)$$

$$\begin{cases} y'(j, h) = y(j, h+k) & k \geq 0 \\ g'(j, h) = g(j, h) & k \geq 0 \\ y'(j, h) = y(j, h) & k < 0 \\ g'(j, h) = g(j, h-k) & k < 0 \end{cases} \quad (2.15)$$

$N$  为参与反演的观测波形总道数， $H(j), WT(j)$  分别为第  $j$  ( $j = 1, 2, \dots, N$ ) 道波形的总采样点数及权重因子， $y(j, h), g(j, h)$  分别为式 (2.8) 中，第  $j$  道观测波形  $d(j)$  及其对应的格林函数  $Gi(j)$  经过相同的数据处理 (去噪等)，可直接用于反演的波形的第  $h$  ( $h = 1, H$ ) 个采样点， $k$  为使  $yg(j, m, k)$  取得最大值的整数，它是 Tan et al. (2006) 提出的到时差平移参数，可以有效减小如介质横向非均匀等引起的系统性误差影响。本文计算的矩震级  $M_w$  是由波形振幅比值计算得到的标量矩转换的，采用如式 (2.16) 所示 2005 年被 CoSOI (Commission on Seismological Observation and Interpretation) 采纳的 IASPEI 标准，其中  $M_0$  的单位为 dyne-cm。

$$M_w = 2/3(\log M_0 - 16.1) \quad (2.16)$$

本文采用如式(2.12)所示目标函数Fit的具体计算过程如下,将遍历到的格点震源机制转换为等价地震矩张量 $M$ (Jost and Herrmann, 1989),同时用格林函数库快速求出式(2.8)中对应的格林函数 $G_i$ ,将格林函数 $G_i$ ,观测波形 $d$ 进行必要且相同的滤波、截取时窗处理,并将处理后的格林函数 $g$ ,观测波形 $y$ 和地震矩张量 $M$ 代入式(2.13),计算即可求得该格点处的拟合度Fit。

## 2.3 数据质量影响

### 2.3.1 数据质量简介

一般反演的概念是指在给定观测数据情况下,选定一个反演标准,即目标函数,如误差最小二乘标准(简称最小二乘标准),模型最小二范数标准等,然后依赖待反演模型与观测数据的理论关联公式,按选定的目标函数寻找最优的模型。具体寻找最优模型的方法称为反演方法,如牛顿法,共轭梯度法,遗传算法,以及本文使用的格点搜索方法等。需要注意,在理想情况下(即不考虑计算过程中产生的各种数值舍入误差,各算法的复杂度和可行性,理论公式的近似性,结构性系统误差等),待求模型的最终结果与反演算法是无关的,而是由反演标准和输入观测数据两者唯一决定,不同反演算法差异只是体现在寻找该最优解时的效率和准确度上。

因此,当反演标准确定的情况下(例如本文反演所使用的波形互相关拟合标准),对反演结果具有决定性作用的就是原始的观测数据。不同的观测数据决定了不同的反演结果,良好的观测数据对应着与真值接近的反演结果,且结果较稳定。当然,数据的好坏是针对特定的反演问题而言的,某个问题中有用的信号,在另一问题中有可能变成无用的噪声,其数据好坏的程度也会相应变化。

通常我们用数据质量来描述观测数据的好坏,数据质量又可分为数据信噪比和数据结构两方面。它们分别描述了数据质量优劣的两个方面,是相互独立的。其中数据信噪比与反演结果的稳定性密切相关;而数据结构则直接影响反演结果的可靠性。

### 2.3.2 数据信噪比

顾名思义,数据信噪比代表在观测数据中,难以分离的有用信号与无用噪声的比值,是对数据中真实信号含量的一个评价。信噪比越差,代表该数据包含的有用信息越少,而随机噪声含量越高。

随机噪声通常会对反演产生干扰,使反演结果相对真值具有随机偏差,因此使用信噪比较低的观测数据反演得到的结果的不确定性偏差也较大。如果噪声大小超过了

合理强度，此时反演结果的随机偏差将可能很大，即使准确地估计了误差范围，其研究结果也会因为误差范围大得难以接受，而失去参考价值，盲目参考引用甚至产生严重的误导效果。

实际进行震源机制波形反演时，会采用一系列办法尽量争取高信噪比输入，以保证结果的稳定性。常用的手段如高噪声数据剔除、滤波压制噪声、合理分配权重抑制强噪声数据影响等。

### 2.3.3 数据结构

数据结构在本文中指代数据对待求模型的约束力度，同时包括数据容量和分布状况。在反演过程中体现为观测方程对待解模型参数能否唯一确定，较差的数据结构对应着反演问题中的模型欠定情况。实际反演中，观测数据的数据结构越差，对待求模型的约束效果就越弱，也越可能在同一反演标准下出现多解的情况，并且各解在当前反演系统下等价，无法区分，导致解的可靠性变差。

解的可靠性与前文描述的与噪声相关的稳定性是不同的。以震源机制反演为例，设想给定完全无噪的真实数据，但是数据量太少致使约束不足，或分布不合理导致信息的约束作用重复浪费，那么某些参数可能无法唯一确定，而出现多个震源机制解。由于没有数据噪声，每个震源机制对应的数据拟合度都将非常完美，无法区分。这种情况下，解的期望值有多个，与真值是有偏差的，也可描述为估计模型无法完全分辨真实的待求模型。本文将此情况简称为解的可靠性差，代表反演的震源机制不能反映其真值，但是此时解的稳定性很好，完全没有误差干扰。另一种情况是，具有足够多分布合理的观测数据，待求解的各参数均能唯一确定。但是数据中包含了很强的噪声，由于在反演过程中无法区分噪声和信号，对结果产生的不确定干扰可能很大。这时震源机制的误差范围将很大，本文为描述方便，将其称为稳定性很差。但是由于噪声的期望为零，因此解的期望值等于真值，其解的可靠性很好。

在震源机制波形反演中，为了改良数据结构，可以选用方位分布良好的台站数据作为反演输入，或通过合理权重配比调整各数据在反演中的影响，相当于间接增加参与反演的数据容量，以对震源机制参数有更强约束，增强解的可靠性。

### 2.3.4 小结

数据信噪比和数据结构是决定数据质量的两个相对独立的方面。单纯高信噪比并不代表好的数据质量，虽然由于噪声干扰低，可以找到较完美符合反演标准的解，其结果稳定性很好，但若数据结构太差，可能导致反演时找到一系列较完美的解，且无法分辨其中哪个解才是真实的。相反，即使数据信噪比稍低，但若具有良好的数据结

构，通过反演解算即使无法找到达到完美反演标准的解，但最优解却与其它解差别比较明显，保证了解唯一可靠。当然数据结构好，其数据质量差也是不行的，容易导致误差范围太大而失去参考价值。

反演时，需要同时兼顾数据质量的两方面，通过数据预处理或合理的权重配比能一定程度改善数据结构和信噪比。

## 2.4 定权优化方案

反演通常采用大量波形数据，而各数据在反演中所占权重会直接影响到最终结果，因此合理设置  $WT$  值非常重要。CPS 方法从数据的信噪比着手定权，考虑到信噪比随震中距增加而下降的趋势，将权重设为震中距的反比例函数，台站震中距越远的数据权重越小。CAP 方法 (Zhu and Helmberger, 1996) 则注意到波形间振幅的差异，高振幅的波形数据对反演结果起主导作用，导致低振幅波形的数据信息得不到充分利用。考虑到几何扩散是导致振幅衰减的重要原因，CAP 令  $WT$  为震中距的幂函数，使得震中距远的台站权重相对较大，以补偿振幅的衰减。综上可知 CAP 和 CPS 方法的权重分别侧重考虑调节波形振幅和信噪比的差异。振幅调节的作用是当有振幅差异较大的多道波形参与反演时，防止强振幅的波形主导反演结果，使不同振幅的波形对反演具有相当的贡献。所以当有大量有振幅差异的波形数据参与反演时，为充分利用各道波形的信息约束反演结果必须设置振幅调节权重因子。但另一方面，振幅调节权重会进一步放大低振幅波形数据中的噪声，所以还应合理考虑信噪比定权，使高信噪比数据在反演中具有相对较大的影响力。基于上述分析，本文联合 CPS 与 CAP 的加权方案，将信噪比权重项  $W1$  与振幅调节权重因子  $W2$  的乘积设为最终的权重因子  $WT$ 。

CPS 和 CAP 的权重均用震中距的函数进行计算定值，这主要考虑到地震波有衰减和几何扩散效应，随着震中距增大波形的振幅会减小，从而数据信噪比也降低。但实例计算发现简单的函数难以精确描述波形振幅或信噪比与震中距的关系，本文以 2013 年芦山地震未经滤波处理的远场地震波数据为例，计算各道波形信噪比和振幅，并分析其随震中距变化的情况。首先假设 P 波之前的噪声数据为该台站观测数据的噪声平均样本，并设其为高斯白噪声，我们分别用观测波形的标准差 ( $WaveStd$ ) 和噪声的标准差 ( $NoiseStd$ ) 来衡量其振幅强度，并用它们的比值  $NoiseStd/WaveStd$  评估数据的相对误差。计算得到波形相对误差随震中距变化的关系如图2.3(a) 所示，可以看到相对误差随震中距变化比较散乱。为了使图像更直观展示相对误差随震中距的变化趋势，图2.3(c) 对图2.3(a) 中数据点进行最小二乘线性回归分析，将数据点进行连线并用虚线表示其回归直线，可以发现相对误差随着震中距增大而明显增加，表明信噪比确实随着震中距增大而降低。另一方面，如图2.3(d) 所示，地震波传播的几何扩散效

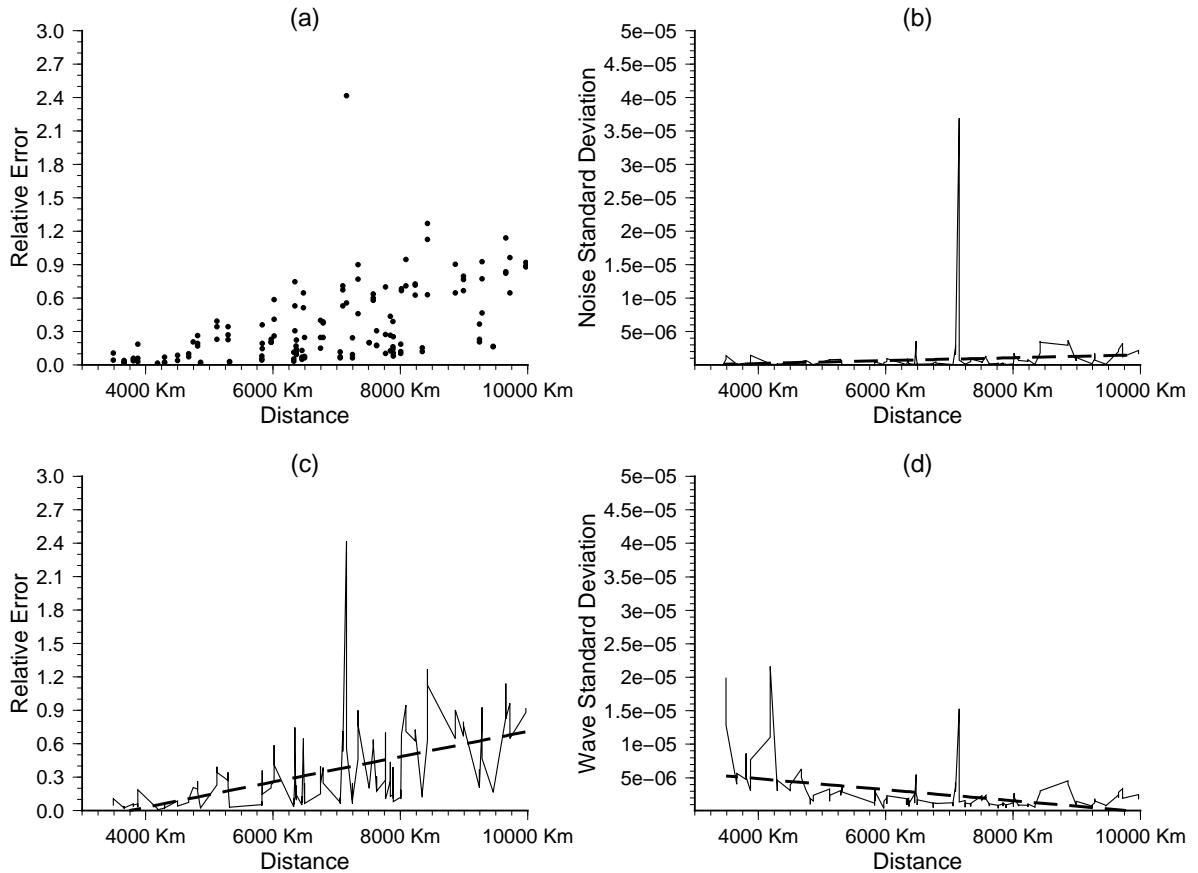


图 2.3: (a) 不同震中距相对误差的分布, (b)(c)(d) 分别为噪声、相对误差及波形振幅与震中距关系及统计回归线 (虚线)

应导致波形振幅强度随着震中距增大逐渐降低。

虽然上述的线性回归分析表明震中距与波形的信噪比或者振幅存在一定负相关性, 但从图2.3(c) 和 (d) 中也明显看到相对误差和波形振幅强度随着震中距单调趋势变化过程中均有着不可忽视的波动性, 导致它们与震中距的关系难以用简单的初等函数进行描述。这主要是因为波形振幅不仅仅由震中距完全决定, 地下浅层结构的复杂性等因素也会对振幅造成难以估计的影响, 所以尽管图2.3(b) 所示的随机噪声强度随震中距变化一直较平稳, 但是作为波形噪声与振幅比值的相对误差却如图2.3(c) 所示有很大的波动性。综上分析, 通过震中距的函数计算得到的信噪比或振幅调节权重因子是粗糙的。此外参考函数的具体确定也有较强主观性, 如Zhu and Helmberger (1996) 通过震中距估计振幅变化幅度时, 使用的估计公式中  $r_0, p$  参数经常通过经验进行赋值, 其具体数值就可能因人而异。鉴于以上两个原因, 本文舍弃用震中距表示权重的方法, 而利用每道波形本身的数据信息直接进行针对性定权, 对数据处理后的每道波形, 用前文标准差比值的方法评估相对误差  $RelativeError$ , 并设  $|1 - RelaitveError|$  为信噪比权重因子  $W1$ , 用波形的  $L2$  范数  $L2norm$  估计平均振幅, 并构造表达式  $1/L2norm$

作为振幅调节权重因子  $W2$ , 最终权重  $WT$  即定为  $(1 - NoiseStd/WaveStd)/L2norm$ 。

## 2.5 误差评定方法

### 2.5.1 理论依据

由于本文主要研究观测数据噪声导致的反演结果误差, 首先分析观测数据噪声与反演结果的关系。为简单描述, 以离散的线性反演问题为例, 该案例引用自课程讲义(朱良保, 2016), 详细推导证明可参考相关资料。设待求解矢量  $m$  与观测数据矢量  $d$  的关系为式 (2.17), 其中  $A$  为参数矩阵,  $\epsilon$  为观测数据的随机噪声矢量。

$$Am + \epsilon = d \quad (2.17)$$

对式 (2.17)求解得  $m$  的估计量  $\tilde{m}$ , 并进一步推得  $\tilde{m}$  的误差为式 (2.18), 其中  $\Delta d$  与  $\Delta\tilde{m}$  表示相应量与期望的偏差。

$$\Delta\tilde{m} = A^{-g}\Delta d \quad (2.18)$$

假设对以上离散线性反演问题进行多次独立重复观测并反演的实验, 则式 (2.18)变换可得到式 (2.19), 其中“ $\langle \rangle$ ”表示大量重复实验并统计。

$$\langle \Delta\tilde{m}(\Delta\tilde{m})^T \rangle = A^{-g} \langle \Delta d(\Delta d)^T \rangle (A^{-g})^T \quad (2.19)$$

接下来利用概率论和统计学原理, 当重复独立实验的次数足够多, 且在局部线性近似则关于  $m$  的协方差矩阵  $\delta m(\delta m)^T$  可近似表示为式 (2.20)所示。

$$\delta m(\delta m)^T \approx \langle \Delta\tilde{m}(\Delta\tilde{m})^T \rangle \quad (2.20)$$

根据式 (2.19)可知, 概率统计意义上, 关于待求解量  $m$  的协方差信息完全可由多次观测数据的噪声  $\Delta d$  计算得到。本文震源机制反演采用全局格点搜索方法, 属于非线性反演。但是只要将式 (2.17)描述的问题一般化, 仍然可以推得非线性反演中对应式 (2.19)的类似公式, 待求解量  $m$  的协方差矩阵仍然可由大量具有不同偏差  $\Delta d$  的  $d$  对应的解经统计得到。

基于以上原理, 尝试在震源机制格点搜索反演中提出具体方案, 对震源机制的误差进行评价。通过上面分析可知对应于一个包含数据噪声  $\epsilon$  的观测数据  $d$  可格点搜索计算出一个  $\tilde{m}$ , 因此多个包含不同数据噪声  $\epsilon$  的样本  $d$  即对应了大量  $\tilde{m}$ , 对其进行统计分析即可得到  $m$  协方差矩阵的估计值。

上述方案的关键点在于如何得到大量不同但合理的数据噪声  $\epsilon$ , 然后计算大量对应的  $\tilde{m}$  用于估计  $\Delta\tilde{m}$ 。在现实观测中, 通常  $\epsilon$  都近似符合高斯分布, 因此只要得到随机噪声  $\epsilon$  的概率分布函数, 便可人工生成任意多的随机噪声  $\epsilon$ 。在本文将每一个新生成的波形噪声  $\epsilon$  叠加上原始观测波形  $d$ , 便得到了新的具有不同  $\Delta d$  的  $d$ , 将其独立用于格点搜索反演便能计算得到对应的一个新的  $\tilde{m}$ 。大量重复该过程便依次得到了许多的  $\tilde{m}$ , 然后利用式 (2.20) 可估计其误差信息。

### 2.5.2 方法步骤

在实际震源机制格点搜索反演时, 得到震源机制误差评价的过程主要分为三大步, 具体可参考如图2.4所示的流程图。

**STEP1** 数据噪声评估: 估计出 DATA0 随机噪声分布, 供之后完成数据模拟使用。

1. 提取原始观测数据 DATA0 中的纯噪声数据, 首先假定在台站接收特定地震事件所激发波形的那段时间, 台站附近的噪声是相对稳定的 (接收特定事件波形很短, 一般噪声不会突发变化), 这样可以截取地震波首波到达前的一段数据作为该期间的纯噪声样本。
2. 估计噪声概率分布函数, 将仪器接收到的噪声序列视为高斯白噪声 (大量随机因素导致的误差总和常可做此近似), 通过对地震波到达该台站前所记录的噪声序列样本进行参数估计, 获得高斯分布的期望和方差, 便得到了各台站数据噪声对应的概率分布函数  $F(x)$ 。

**STEP2** 模拟数据: 利用噪声分布函数  $F(x)$  以及原始数据 DATA0 生成模拟数据。

1. 生成模拟噪声, 根据  $F(x)$  函数随机生成噪声, 对应 DATA0 中各道波形的时窗长度和采样间隔分别生成同样采样点数的随机噪声, 将包含各台站波形等时窗长度的噪声集合记为 NOISE1, 独立重复该噪声生成过程, 可依次得到 N 个随机噪声集合的样本 NOISE1、NOISE2...NOISEN, 任一个噪声样本 NOISEi( $i=1,2,3..N$ ) 中均包含有对应于全部观测台站的随机噪声。
2. 进行模拟数据生成, 以 DATA1 为例, 将 NOISE1 中的噪声数据和 DATA0 中对应台站分量的原始观测数据相互叠加, 便合成了对应于各台站的一套新波形数据, 将其记为模拟数据 DATA1, 一般化以上过程, 依次将 NOISEi( $i=1,2,3..N$ ) 分别加回到原始数据样本 DATA0, 便生成了包含合理随机噪声的 N 套数据样本 DATA1、DATA2...DATAN。这 N 套模拟数据加上原始数据 DATA0 一起够成反演数据集。

**STEP3** 震源机制误差估计: 计算大量震源机制并用概率统计评估。

1. 将每个数据样本 DATAi( $i=0,1,2,3..N$ ) 作为原始“观测”数据, 分别独立通过

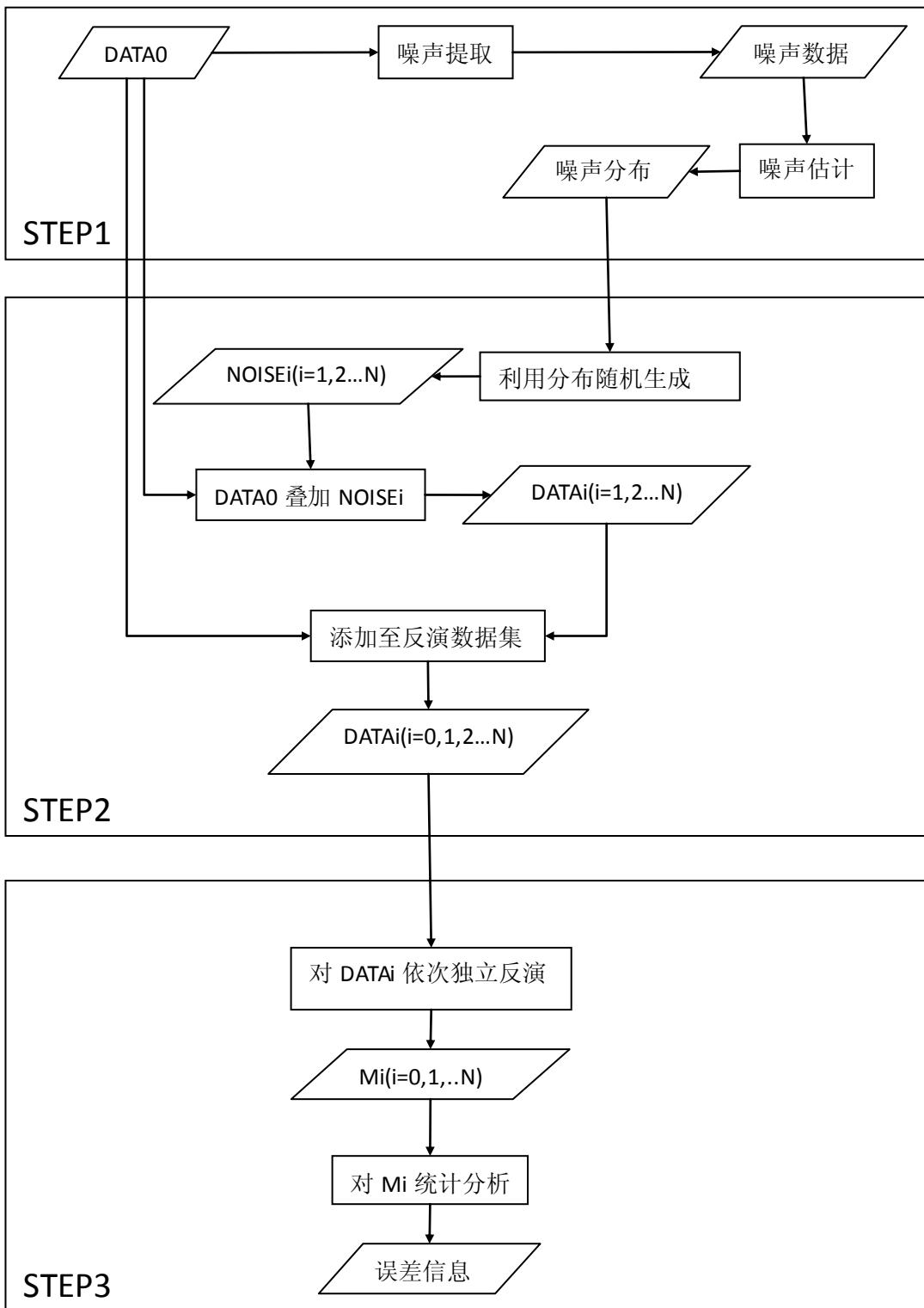


图 2.4: 本文误差评定方法详细流程

格点搜索算法反演震源机制，得到误差范围内随机分布的震源机制  $M_0$ 、 $M_1$ 、 $M_2 \dots M_N$ ，所有  $M_i (i=0,1,2,3\dots N)$  组成了一个解集样本，样本容量即为总反演次数  $N+1$ 。

2. 由统计学原理，当  $N$  足够大，且该解集样本包含的震源机制随机性足够好时，则解集样本的分布情况可以描述原问题中震源机制的误差情况。计算该样本的协方差即得到了震源机制的协方差估值。

## 第三章 理论实验

### 3.1 实验设定说明

#### 3.1.1 实验目标

检验本文提出的误差估计方法的有效性，关键是要看“真实”的震源机制是否包含在反演的震源机制估计值的误差范围内。而对权重优化方案的评估，则是以联合加权相比于独立加权，其反演结果的稳定性和可靠性是否被更全面地考虑为评判标准。

检验误差估计方法有效性时，需要事先知道“真实”的震源机制，用于评判反演结果是否真实可靠。为此，设计了一个已知震源机制的理论实验，本实验假定震源的相关参数为  $M_w$  震级 6.5，震源深度 17km，其震源机制为走向 250°，倾角 40°，滑动角 82°。该参数设置仿照了之后应用实例的相关参数，便于与之后的类似结果进行相互印证。

为了考察联合定权相对单独定权的优化性，需要评价结果的可靠性和稳定性，以比较三种加权方案的可靠性和稳定性的差异。可靠性的评价理论上以结果的期望与真值的一致性为准，在实际计算中则以反演所给的最优震源机制与真值间的偏差大小为依据。而稳定性则是讨论数据噪声对反演结果的影响，通常影响越大，观测数据与理论预测值的匹配程度也会越低，在本文的反演方法中体现为拟合度 Fit 越低。

#### 3.1.2 参数设定

由于计算的是远震事件波形，选择了 ak135 全球结构速度模型 (Kennett et al., 1995)，它是横向均匀的一维速度模型。理论地震图和相应格林函数库的计算均使用波数积分法完成，计算了震中距为 4500km 的 8 个台站的理论波形。为了确保数据分布满足约束要求，给反演提供足够优良的数据结构，得以将关注点集中在其它需要对照的条件上，选定的 8 个台站方位角分别设置为 0°、45°、90°、135°、180°、225°、270°、315°。为方便表述，将这 8 个方位角从小到大的台站依次称为 STA1、STA2、STA3、STA4、STA5、STA6、STA7、STA8，其分布如图 3.1 所示。各台站理论计算的原始无噪波形如图 3.2 所示。

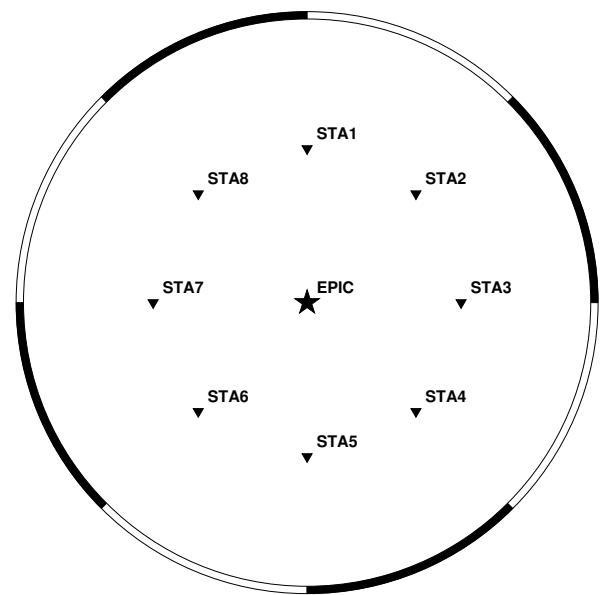


图 3.1: 理论实验的台站分布, 其中五角星表示震中, 倒三角表示台站

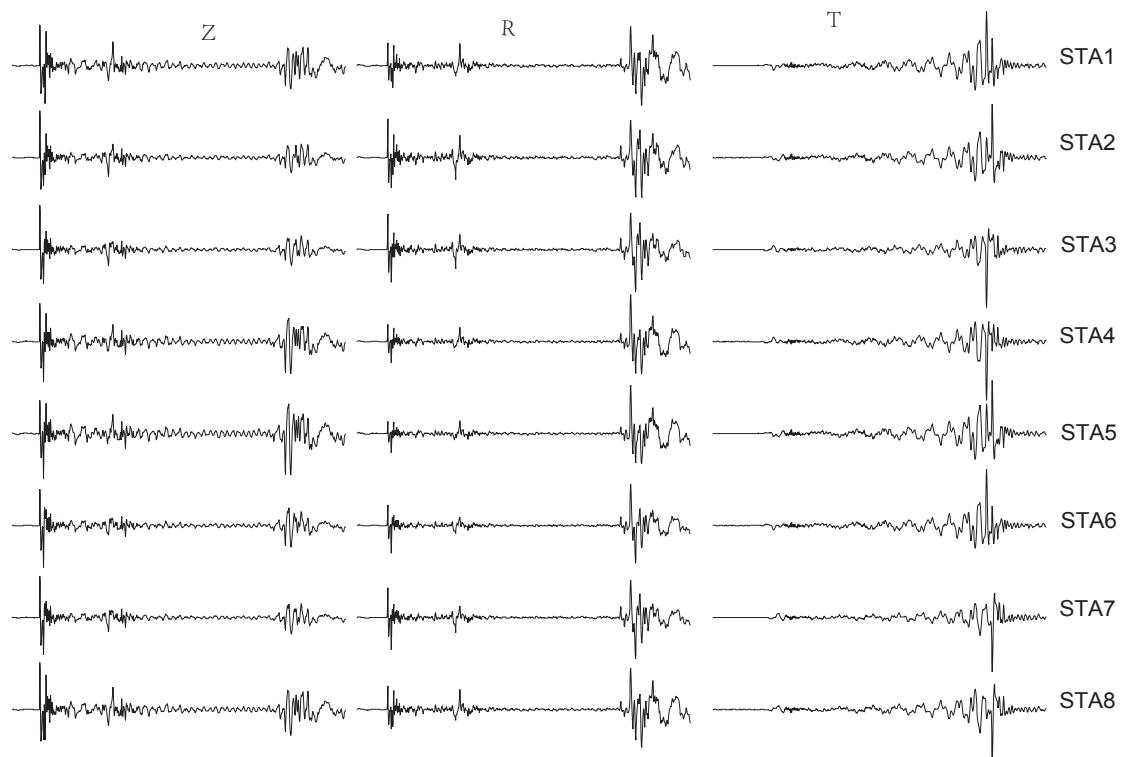


图 3.2: 理论实验中通过波数积分法计算的各台站理论波形

### 3.1.3 实验条件检验

为了保证实验条件设定合理，满足原始数据对反演的约束力度，便于后续实验的结果分析。我们首先检验了利用理论计算的无噪数据反演的情况，在该情况下，信噪比已经最大化，加权以及滤波等处理并不会有影响。基于 Fit 互相关拟合标准，利用格点搜索反演算法对该理论波形进行反演。发现反演结果与设定的震源参数完全一致，结果很可靠，说明对于该反演，所提供的各台站数据有很好的分布结构。反演结果对应的拟合度 Fit 值为 1(最高值，代表完全拟合)，由于数据无噪声，结果的误差范围为 0，十分稳定。高信噪比数据对应稳定的反演结果，证明了拟合度 Fit 的高低确实能表征结果稳定性。同时，拟合度为 1 也表明了在反演过程中计算机内数值计算的舍入、截断误差影响可忽略不计。

## 3.2 权重优化检验

### 3.2.1 实验条件

本文提出的权重优化方案是基于前人单独考虑振幅比加权或信噪比加权的方案，进行了联合定权。为了实际检验联合加权是否如理论分析一般，有效综合了两种单独加权的益处，对反演结果有优化作用，设置了三组对照实验组用于检验。对照组对比加权的影响，因此除加权外三组的其它条件均相同。基于 CPS 的 Fit 拟合函数进行格点搜索反演，采用前文章节的理论事件设定和台站波形数据。第一组对照组在反演时采用 W1 单独加权，第二组对照组则改为 W2 单独加权，第三组为了试验本文加权方案效果采用 W1 和 W2 联合之后的 WT 加权方案。

为了体现信噪比权重 W1 的作用，对理论波形添加了噪声。加噪时参考了实际数据中的噪声平均强度为  $10^{-6}m$  量级，并稍微提高了噪声振幅值，以增强三组对照组反演结果由 W1 加权影响导致的差异明显性。将中误差为  $5 \cdot 10^{-6}m$  的高斯白噪声作为原始噪声加入理论波形中。W2 加权的作用在于合理调节不同振幅的波形数据在反演中的影响力，由于所设定的 8 个台站均处于同一震中距，震中距引起的衰减作用相同。为了使数据有明显振幅差异，反演时将 P 波震相和 S 波震相分别从波形中截取出来，并用 P 波和 S 波联合反演，以尽可能体现振幅比调节权重 W2 在反演中的作用。

### 3.2.2 结果分析

三组对照组反演得到的结果如表 3.1 所示，可以发现即使在数据结构较好的情况下，使用完全一样的反演数据，以及同一反演程序，三组反演的结果还是有可见差异

的。经过不同加权反演后，虽然结果均离真值偏差不大，但明显可以看到，W1 加权反演组拟合度最高，因为它尽可能抑制噪声影响，降低高噪声数据权重，以追求整体数据的最大拟合度，其震源机制也与真值较接近，但震源深度却与真实深度偏差了 1km。而 W2 加权对照组虽然没有经过信噪比加权，拟合度在三组中最差，可震源深度却没有明显偏差，不过震源机制比 W1 略差。对于 WT 联合加权反演组，由于同时考虑了数据信噪比以及数据不同振幅权重，其拟合度情况不致于太低，而且综合来看震源深度和震源机制更接近真值（虽然差异不大，但考虑到毕竟是完全一样的反演数据）。

表 3.1: 三种加权方案得到的解

|    | 走向/° | 倾角/° | 滑动角/° | 深度/km | 拟合度 (Fit) | 震级 ( $M_w$ ) |
|----|------|------|-------|-------|-----------|--------------|
| 真值 | 250  | 40   | 82    | 17    | 1         | 6.50         |
| W1 | 252  | 40   | 82    | 18    | 0.91      | 6.52         |
| W2 | 245  | 39   | 78    | 17    | 0.75      | 6.47         |
| WT | 250  | 40   | 81    | 17    | 0.84      | 6.50         |

以下分别从数据源差异，拟合度意义和加权的直接影响针对反演结果进行分析。

反演数据源主要包括 P 波和 S 波数据，在纯剪切位错源情况下，所激发的 S 波震相的振幅要明显高于 P 波振幅。但这两震相数据所加的噪声强度是相同的，因而两种数据中，S 波的信噪比相对较高。

另一方面，与 P 震相接近的远震 pP 及 sP 震相对震源深度具有较好的约束作用。因为 pP 或 sP 的传播路径和 P 波的传播路径非常相似，如图 3.3 所示仅在震源处有不可忽略差异。这种特性能很好地消除它们在远震传播情况下，走时差受中间长距离传播过程中所受介质模型误差的影响。在合理的近似下，它们的到时差仅来源于震源处初始传播路径的差异 (Stein and Wysession, 2003)。以 pP 波和 P 波的差异为例，如图 3.4 所示，假设该小区域速度均匀无变化，则两者的到时差可以近似为式 (3.1)，其中  $\alpha$  为该区域 P 波的速度。同理可推得 sP 震相与 P 震相的到时差为式 (3.2)，可以看到到时差  $\delta t_{pP}$  和  $\delta t_{sP}$  只依赖于震源深度、入射角和震源区域速度，和台站方位角、地震波传播路径中速度以及震源机制均无关，所以反演结果可能出现震源机制好，但震源深度差的情况 (W1 加权反演组)。在本文理论实验的速度模型、震中距和 P 时窗截取长度条件下，pP 震相和 sP 震相已经包含在截取的 P 波时窗中，这意味着该实验中 P 波数据相较于 S 波对震源深度的约束更强。

$$\delta t_{pP} = (2hc\cos i)/\alpha \quad (3.1)$$

$$\delta t_{sP} = (h/\alpha)(\cos i + (3 - \sin^2 i)^{1/2}) \quad (3.2)$$

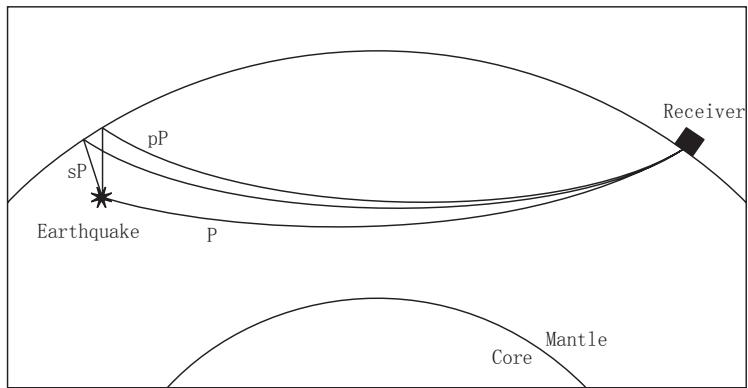


图 3.3: 远震情况下  $P, sP, pP$  震相的传播路径 (Stein and Wysession, 2003)

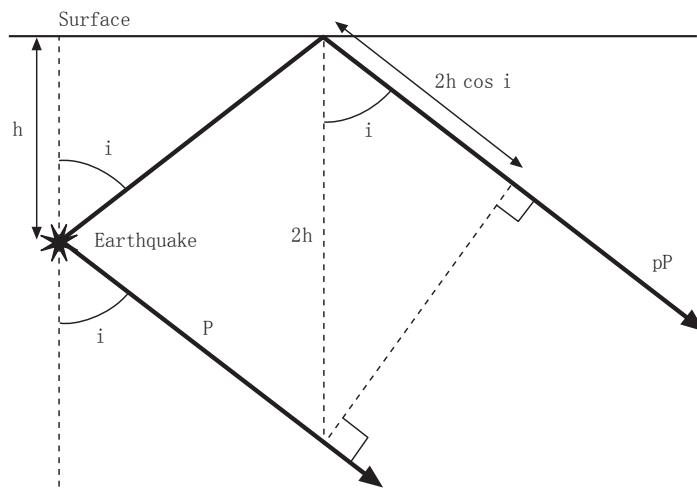


图 3.4: 远震情况下  $P, pP$  震相的走时差分析 (Stein and Wysession, 2003)

在格点搜索过程中通过各格点计算的拟合度高低来直接选定最优解。考虑到波形中所加的噪声是随机白噪声，具有高度随机性，决定了它基本不可能被理论波形完全拟合。所以噪声在干扰反演结果的同时，也伴随着数据拟合度降低，反演受随机噪声的影响越大，其拟合度通常相应会越低。因此拟合度 Fit 暗示了噪声对结果的干扰程度，代表了结果稳定性优劣。

W1 信噪比加权反演组对高信噪比的 S 波赋予了较大权重，加之 S 波本身的高振幅更使得反演中 S 波数据对反演结果占主导作用，最终导致其结果拟合度在三组对照组中最高。但正因为 P 波的贡献被减弱，因而 P 波的深度约束能力没能很好体现，导致该组反演的震源深度在三组对照组中有唯一可见偏差（超过了 1km 格点搜索精度）。对于 W2 加权对照组，由于进行了振幅调节加权，振幅大的 S 波权重相对削弱，而 P 波的作用加强，使低振幅的 P 波在反演中能有同等影响力，所以深度得到了较好约束。然而在放大 P 波信号权重的同时也放大了 P 波中噪声的权重，考虑到 P 波信噪比较低，在 P 波中占比较大的噪声也在反演中对结果起到了更严重的干扰作用，理所应当的拟合度会降低，较低的拟合度象征着结果较差的稳定性。最后，联合信噪比和振幅调节的 WT 加权反演组，一方面通过振幅调节权重 W2 对具有振幅差异的不同波形合理分配了权重，使得具有不同振幅的 P 波和 S 波信息均在反演中有相对平等的贡献，另一方面同时施加的 W1 权重在一定程度上压制了高噪声对震源反演的干扰。最终反演结果的拟合度处于 W1 单独加权对照组和 W2 单独加权对照组之间，反演结果具有可接受的稳定性，并且更多的有用信息使得对震源机制和震源深度的整体约束作用更强，结果更为可靠。

### 3.2.3 结论

以上分析说明，信噪比权重 W1 针对数据信噪比进行优化，有效地压制了噪声在反演中的影响，保证了预测数据和观测数据间较高的吻合程度，提高了结果的稳定性。振幅调节加权 W2 则从数据结构着手，通过对不同振幅的波形数据合理分配权重，间接增加了数据总体的信息，对待求参数约束更全面，使反演结果更为真实、可靠。本文结合了 W1 和 W2 的联合加权方案 WT，同时吸收了两种单独加权的优点，反演时综合考虑了数据信噪比和数据结构两方面，在一定程度上优化了反演，得到的解从整体看更稳定、可靠，WT 联合加权确实有优化效果。

### 3.3 误差评定方法检验

#### 3.3.1 理论实验误差评价过程

虽然前面章节已经完整描述了将误差评价方法应用于实际案例的流程，并将其分为了三大步。但在理论实验中应用上述方法还有一点点不同，因为实际应用时已经从观测台站获取了天然地震激发的地震波 DATA0，在理论事件中需要人工合成 DATA0。因此，我们需要在第一步之前加上一步——合成恰当的原始“观测波形”。由于原始观测波形的信噪比对反演结果的误差有很大影响，为了使理论实验有参考意义，需要谨慎、合理地添加噪声。本文采用高斯白噪声给理论波形加噪，以模拟最原始的“观测”数据。随机噪声的期望必定为零，分布函数中只有一个标准差参数需要设定，它代表了噪声的强度。

由于获得误差评价的过程较繁琐，此处将之前各大步骤中的细分小步统一进行描述，以清晰地描述在理论实验中反演并获得误差评价的详细过程。

利用本文的误差估计方法，对理论实验中震源机制进行反演并估计误差的完整步骤如下：1. 生成原始观测数据 DATA0，该步是理论实验特有的，设置原始噪声强度（即高斯分布标准差），并生成该强度下随机高斯白噪声，将白噪声加至理论波形中，视为台站处接收到的“观测波形” DATA0；2. 首先估计原始噪声，用参数估计方法对 DATA0 中每道数据波形分别估计其噪声的强度，估计时选取 P 波到达前的空白震相期波形作为该道波形的噪声数据样本，并将其视为符合高斯分布的序列，从而可利用参数估计得到该噪声分布的标准差；3. 而后模拟等价噪声，利用上一步得到的 DATA0 中各道波形噪声的标准差分别生成与原波形时窗长度相等的高斯白噪声序列；4. 生成模拟带噪数据，将上步生成的高斯白噪声与 DATA0 中各道波形对应相加，便得到了第一套模拟带噪数据 DATA1；5. 生成多套模拟数据，重复步骤 2、3、4，每重复一次可得到一套新的模拟带噪数据 DATAi，假设一共重复 N 次，便得到 DATA1, DATA2, ..., DATAN，总共 N 套模拟数据；6. 重复反演得到解集，对原始观测数据和模拟数据中的每套数据 DATAi ( $i=0,1,2..N$ )，采用同样的数据处理方式和权重方案，基于 CPS 进行独立反演，总共重复反演  $N+1$  次，得到的对应的震源机制解  $M_i (i=0,1,2,...N)$ ；7. 统计解集得到误差信息，利用统计方法对  $M_i (i=0,1,2..N)$  样本进行估算得到协方差及相关系数信息。至此便在用“观测”数据反演得到最优震源机制  $M_0$  的同时得到了震源机制参数的协方差等误差信息。

在理论实验的每次独立反演过程中，均采用同样的数据处理方式，并用震相中的 P 波与 S 波 (SV,SH) 进行联合反演。为了尽可能模拟真实情况，数据进行了时窗截取，噪声滤波等处理。P 波数据截取了相对 P 波到时 (-10s,30s) 的时窗，并进行

(0.01Hz,0.1Hz) 带通滤波；SH 波滤波频率为 (0.05Hz,0.1Hz)，时窗选为相对其震相到时 (-20s,40s) 的范围；SV 波的波形与其它震相交叠延续，时窗设定较长，为相对到时 (-30s,150s) 范围。需要注意，在实际应用中，由于 SPL(shear coupled wave，远震 SV 的后续波) 存在，导致 SV 波形受地壳上地幔结构影响较大，一般不能用于震源参数反演 (Aki and Richards, 1980)，但在理论实验中没有结构误差影响，因此可以使用。在格点搜索过程中为保证效率和精度分步进行，第一步全空间快速搜索，步长为  $10^\circ$ ，大步长确保搜索效率，第二步在上一步搜索的最优点附近进行局部精搜索，步长为  $1^\circ$ ，小步长确保了搜索精度。由于误差评价方法需要重复搜索，若将深度也加入搜索范围会导致巨量的计算时间，因此只在计算 M0 时加入了震源深度搜索，之后为误差评定进行的搜索仅针对震源机制的走向、倾角和滑动角三个参数，而深度设定为第一次计算 M0 搜索到的最优深度。

### 3.3.2 检验目标

由于波形拟合反演公式复杂，而且反演数据量大，推演得到数据噪声到震源机制误差的传播矩阵非常困难。因此在该理论模拟实验中，给定数据误差的情况下，依然无法直接得到震源机制的误差期望用于检验。

在对本文误差评价方法有效性的理论检验实验中，我们将设置了两个检验目标。一是检验误差是否具体其应有的作用——确保理论真值在反演结果的误差范围内，这是对误差评价最基本也最重要的要求；二是检验结果的误差大小是否满足其应有的特性——与原始噪声强度有正相关关系，根据误差传播规律，最终的震源机制误差为误差传播矩阵与原始数据噪声的乘积。

### 3.3.3 对照组设定

为检验该两目标，设置多组对照组进行反演，每组对照组仅有数据原始噪声强度大小不同，其余条件均一致。每一组实验的反演结果均可与设定的理论事件震源参数真值直接比较，而检验真值是否在结果误差范围内，误差评价是否准确。而通过进行各组间误差大小的差异对比，可以分析误差与数据噪声的相互关系是否合理，以检验误差的性质。

对照组共分为 4 组，各组噪声均为高斯白噪声，考虑到波形的振幅强度基本为  $10^{-5}\text{m}$  量级，而实际噪声强度则在  $10^{-6}\text{m}$  左右，将噪声标准差大小分别设置为低噪声组  $1.0 \cdot 10^{-6}\text{m}$ ，中噪声组  $2.5 \cdot 10^{-6}\text{m}$ ，高噪声组  $5.0 \cdot 10^{-6}\text{m}$ ，超高噪声组  $1.0 \cdot 10^{-5}\text{m}$ ，并将误差评价方法中重复反演总次数 N+1 定为 100。

### 3.3.4 结果及讨论

通过向四组对照组的理论波形加入不同强度的高斯白噪声，相应生成了四组信噪比不同的“观测波形” DATA0，分别独立用于各组的反演及误差评定中。经搜索反演和本文误差估计，得到了各组震源机制最优值，相应的误差协方差和震源机制间各参数的相关性。其中低强度噪声组、中等强度噪声组、高强度噪声组和超高强度噪声组的误差协方差和相关性分别如表 3.2、表 3.3、表 3.4 和表 3.5 所示。

表 3.2：低强度噪声组误差协方差和相关性

| 协方差   | 走向/°  | 倾角/°  | 滑动角/° | 相关系数  | 走向/°  | 倾角/°  | 滑动角/° |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 走向/°  | 1.06  | -0.04 | 0.53  | 走向/°  | 1     | -0.10 | 0.61  |
| 倾角/°  | -0.04 | 0.13  | 0.02  | 倾角/°  | -0.10 | 1     | 0.06  |
| 滑动角/° | 0.53  | 0.02  | 0.71  | 滑动角/° | 0.61  | 0.06  | 1     |

表 3.3：中强度噪声组误差协方差和相关性

| 协方差   | 走向/°  | 倾角/°  | 滑动角/° | 相关系数  | 走向/°  | 倾角/°  | 滑动角/° |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 走向/°  | 5.78  | -0.30 | 3.77  | 走向/°  | 1     | -0.16 | 0.70  |
| 倾角/°  | -0.30 | 0.57  | 0.36  | 倾角/°  | -0.16 | 1     | 0.21  |
| 滑动角/° | 3.77  | 0.36  | 4.99  | 滑动角/° | 0.70  | 0.21  | 1     |

表 3.4：高强度噪声组误差协方差和相关性

| 协方差   | 走向/°  | 倾角/°  | 滑动角/° | 相关系数  | 走向/°  | 倾角/°  | 滑动角/° |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 走向/°  | 34.85 | -5.30 | 25.80 | 走向/°  | 1     | -0.50 | 0.76  |
| 倾角/°  | -5.30 | 3.27  | -4.70 | 倾角/°  | -0.50 | 1     | -0.45 |
| 滑动角/° | 25.80 | -4.70 | 32.76 | 滑动角/° | 0.76  | -0.45 | 1     |

假设震源机制各参数的可能误差范围为其误差分布标准差大小的 3 倍，进一步考虑到在格点搜索反演时的搜索精度为 1°，可得到 4 组对照组反演的最终震源机制和其可能误差范围如表 3.6 所示。

从表 3.6 可以发现在四组对照组中震源机制的真值均包含在其估计的误差范围内，即使在超高噪声情况下，最优震源机制相对真值出现了较明显偏差，其偏差仍然远小

表 3.5: 超高强度噪声组误差协方差和相关性

| 协方差   | 走向/°   | 倾角/°  | 滑动角/°  | 相关系数  | 走向/°  | 倾角/°  | 滑动角/° |
|-------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|
| 走向/°  | 101.05 | -1.05 | 101.85 | 走向/°  | 1     | -0.02 | 0.85  |
| 倾角/°  | -1.05  | 20.11 | 5.61   | 倾角/°  | -0.02 | 1     | 0.11  |
| 滑动角/° | 101.85 | 5.61  | 141.26 | 滑动角/° | 0.85  | 0.11  | 1     |

表 3.6: 加不同强度原始噪声得到的解及误差范围

| 加噪强度 | 走向/°   | 倾角/°  | 滑动角/° | 最高拟合度 |
|------|--------|-------|-------|-------|
| 无噪声  | 250    | 40    | 82    | 1     |
| 低噪声  | 250±3  | 40±3  | 82±3  | 0.99  |
| 中等噪声 | 250±8  | 40±3  | 83±7  | 0.94  |
| 高噪声  | 246±18 | 40±6  | 78±17 | 0.87  |
| 超高噪声 | 245±30 | 42±14 | 84±36 | 0.65  |

于误差范围，说明估计的误差是可信的。原始数据由于包含一定强度随机噪声，会使结果出现一定程度内的随机偏差，本文误差估计的本质在于准确估计了噪声强度，并通过多次模拟该强度噪声数据并重复反演，统计出了该强度噪声影响下对结果影响的程度，从而通过附加该程序的误差范围使有偏差的解得以“纠正”回真值。

此外，从表 3.6还可以看出随着噪声强度的增强，各组震源机制对应参数的误差范围也相应增大，因为噪声越大，对结果的随机干扰越强，误差范围要相应变大以满足将随机干扰包含在其内部。数据的拟合度 Fit 有效地反映了噪声的干扰程度，也即结果的稳定性。通过表 3.6可以发现，各对照组的噪声越大，误差范围越大，拟合度越低，而结果的稳定性也越差。此外，在同一参照组中，走向、倾角和滑动角的误差大小不同，稳定性也不同。总的看来对该震源机制反演，倾角的稳定性最好，对噪声最不敏感。

进一步对误差进行定量对比，根据式 (2.19)，可以发现若我们将所有观测数据噪声  $\Delta d$  的标准差均同时增大  $n$  倍，通过线性性质推导，其反演结果误差协方差矩阵的各项元素，在理论上其期望应同时增大  $n^2$  倍。这种线性传导性质将得到两个结论，第一个是由于误差协方差增大  $n^2$  倍，则震源机制三个参数误差的标准差在理论上其期望也应增为原来的  $n$  倍。第二个是误差协方差各元素同时增大同一倍数，并不会影响其元素比值计算得到的相关系数矩阵，相关系数矩阵的期望不变。

接下来对以上两个关于误差信息定量变化的性质进行验证。在对照组的噪声设定中，每个台站及每个分量的噪声强度均设置为相同。从低噪声组到高噪声组，噪声的标准差分别为  $1.0 \cdot 10^{-6}$ m,  $2.5 \cdot 10^{-6}$ m,  $5.0 \cdot 10^{-6}$ m,  $1.0 \cdot 10^{-5}$ m，后组噪声强度分别恰好增强为之前组的 2 倍。从表 3.6 可以发现，除了中等强度噪声组的倾角误差不是低强度噪声组的 2 倍，对其它参数，稍强噪声组的误差范围 (3 倍标准差) 均近似为稍弱噪声组的误差范围两倍。之所以只满足近似性相等，一方面是 2 倍的定量关系是针对期望而言，样本统计不可能正好等于期望，另一方面式 (2.19) 是针对线性问题推导，本文震源机制波形反演是非线性的，在解附近误差的线性分析也是利用了局部近似原理，依然会有少量偏差。综上，在概率统计意义上，各对照组对应震源机制参数的误差大小比值恰好等于其原始数据噪声强度的比值。对比各对照组震源参数的相关系数矩阵，可以发现各参数间的相关系数在不同噪声组中基本一致 (差异不大，可以用统计偏差进行解释)，不随噪声强度变化而明显改变，符合对于相关系数矩阵性质的推论。

此外，综合考虑表 3.2、表 3.3、表 3.4 和表 3.5 中三个参数间相关系数矩阵，从统计意义上发现在此反演中走向和滑动角有较强正相关性，走向和倾角则只有微弱的负相关性，而倾角和滑动角间具有较弱的正相关性。两个参数相关系数的符号暗示了受到噪声影响时，两参数偏差的变化趋势关系。相关系数为正，表示两个参数与真值的偏差可能同号——同时偏大或同时偏小，而相关系数的绝对值则表明了这种可能性大小。相关系数矩阵预测了震源机制各参数受扰动时的变化模式，是反演结果误差的相关性信息，表明各参数偏差在概率上并非是杂乱无章的。

### 3.3.5 结论

从反演结果可以看出，在不同噪声强度的对照组中，所给出的最终结果的误差范围内均包含真值——走向  $250^\circ$ , 倾角  $40^\circ$ , 滑动角  $82^\circ$ ，验证了本实验的第一个目标——误差范围的准确性。本次不同噪声强度的对照实验表明本文误差估计方法可靠，其有效地反映了不同数据随机噪声对反演结果造成的误差。从随机性角度分析，一次反演的结果可能在误差范围内取任意不可预料值。各组实验均有不同程度的误差，表明即使使用信噪比较高的，数据结构分布很好的优质数据作为输入数据，反演时得到的结果仍然可能与真值有一定偏差。因此，在格点搜索反演震源机制时，即使数据随机噪声强度较低，其影响也超过了搜索精度，仍然不可忽略，表明了误差分析的必要性。

另一方面，随着原始数据噪声逐渐增强，其反演结果的误差范围也会伴随着增长，以保证真值在误差范围内。误差大小与数据噪声强度基本保持正比例关系，符合关于误差性质检验的第二个目标以及理论推论。且误差相关系数矩阵基本不受噪声强度影响，与理由预测相符合。相关系数预示了震源机制各参数的误差间关系，是误差的附

加信息。

随着反演结果的误差逐渐变大，稳定性变差，其数据拟合度也相应降低，其参考性和科学意义也随之降低。如在本实验中，噪声强度和有效波形振幅相当的超高噪声情况下，震源机制误差已经高于  $30^\circ$ ，基本超出了某些需要精确结果以参考的应用的可接受范围，科学价值较低。该结果体现了原始数据对于反演结果的重要性，原始数据质量决定了最终结果的优劣。由于原始数据质量从根本上决定了最终结果好坏，及包含的科学意义，在实际工作中应该筛选优质观测数据，及时剔除不可靠或劣质数据。为了模拟真实观测数据的信噪比，后续理论反演中将噪声强度设置为中等强度，即  $2.5 \cdot 10^{-6} \text{m}$ 。

## 3.4 误差评定反演次数测试

### 3.4.1 实验目的

在本文的误差评价方法中，主要利用随机统计原理，需要进行多次重复反演。从统计学理论可知，为了满足样本对全体估计的可靠度，要求样本具有良好随机性，且样本容量不能过小。

为了保证统计样本的随机性，在本文的误差评价方法中，每一次重复反演时，均对数据的每一道波形中每一个采样点的噪声进行了随机生成。并且生成时按照独立同高斯分布函数进行，保证了统计要求的随机性。而每一道波形包含了大量的采样点，数据全体有不同台站不同分量的多道波形，因此总采样点数很大，大量采样点噪声的随机生成足以满足噪声统计时，原始噪声的随机性和样本容量大小要求。

此外，在本文提出的误差评价方法中还有一个关于模拟数据的反演次数参数  $N$ ， $N$  需要人为设定。 $N$  代表了对噪声随机影响估计的总次数，也直接决定了最后分析评估震源机制误差协方差矩阵和相关系数信息所用的样本容量大小。从理论上讲， $N$  应该尽量设置大，以保证足够多的样本采样量。但是随着  $N$  的增长，由重复反演带来的计算量也在同步线性增长。为了减少重复反演中的计算负担，已经将对模拟数据反演时的深度搜索去掉，但总计算量仍然不容小看。事实上，由于样本容量无法达到无穷大，估计总是会出现偏差。虽然容量越大偏差越小，但这种变化并不是线性关系，在样本容量较小时，容量的增大对偏差的减小很明显，容量达到一定大小后，样本数量的增加对估计偏差的影响已经不那么显著。所以从计算效率和准确性两方面综合考虑，需要在方法应用中选择一个合理的  $N$  值。

### 3.4.2 实验方法

为了确保重复反演次数设置合理，使误差统计方法有效的同时计算速度不至于太慢，需要确定较合理的 N 值。在此设置了一个对照实验，各对照组除 N 值外，其它条件均相同，用以对比寻找出比较适宜的 N 值。总共设置了 4 组对照组，按从小到大的顺序，分别将重复反演总次数  $N+1$  设置为 10, 50, 100, 200。

由于使用相同的数据，理论上误差也应一致，各参照组所估计的是同一目标误差。但是如前所述，随着 N 增大，估计量的更准确的概率也越来越大，误差估计值逐渐趋于稳定。所以我们要选择的最优参照组，需要同时保证误差范围有效，即包含真值，且在该样本容量之后，N 值的增加对误差的影响相对较小。

本实验是理论事件的震源机制反演和误差估计，详细的反演过程与前文对误差估计方法有效性的估计是一样的，具体操作可参考之前章节。台站数据、滤波和加权均按之前所述方案，并且同样使用了 P 波和 S 波联合反演。唯一要注意的是在本实验反演过程中，参考之前噪声强度对比实验和实际数据噪声，将理论生成的原始观测数据噪声强度设置为中等强度—— $2.5 \cdot 10^{-6} \text{m}$ 。

### 3.4.3 结果及讨论

为了方便对比不同参照组的反演结果，将各对组结果统一列入表 3.7 中。以下分析不同 N 对反演的影响，找寻合适的 N 参数。

表 3.7: 不同重复反演总次数对应的震源机制及误差标准差

| 重复次数 | 走向/° | 标准差/° | 倾角/° | 标准差/° | 滑动角/° | 标准差/° |
|------|------|-------|------|-------|-------|-------|
| 真值   | 250  | 0.00  | 40   | 0.00  | 82    | 0.00  |
| 10   | 250  | 1.85  | 40   | 0.87  | 83    | 1.74  |
| 50   | 250  | 2.20  | 40   | 0.68  | 83    | 1.99  |
| 100  | 250  | 2.39  | 40   | 0.71  | 83    | 2.00  |
| 200  | 250  | 2.46  | 40   | 0.87  | 83    | 2.04  |

因为各参考组使用相同的原始观测数据，且所加噪声为中等强度，为节省数据生成的计算时间，直接采用了之前不同噪声强度对比实验中生成的中等强度噪声观测数据。由于原始数据相同，反演加权方法也一致，故各组得到的最优反演结果也相同，均为(走向 250°, 倾角 40°, 滑动角 83°)。估计值与真值非常接近，若以误差标准差的 3 倍作为误差范围，在各参照组的误差范围内居严格包含震源机制真值。说明在几组试

验组中，误差都是有效的。

反演结果及统计误差均有一定随机性，对各参照组估计的误差进行对比，找寻误差关于  $N$  相对较稳定的点。发现总反演次数  $N+1=10$  的时候，其结果与总反演次数为 50 的参照组相比，走向标准差差异高达-0.35，倾角标准差差异为 0.19，滑动角标准差差异为-0.25。这是因为样本容量 10 较小，估计的稳定性较差，估计结果出现较大偏差的概率也大，当容量增到 50 时，样本容量由为 10 的欠缺情况下增加，其结果的改善会较为明显。继续分析总重复反演次数从 50 次增长到 100 次的结果差异，其走向、倾角和滑动角的标准差差异分别为 0.19、0.03 和 0.01，相比于上一次的显著差异，变化开始平缓了。而总重复反演次数继续增加到 200 次，相比于 100 次的结果，其标准差差异对应于走向、倾角和滑动角分别为 0.07、0.16 和 0.04，依旧较为平缓。这说明对该实验中随机性较好的统计样本，当样本容量大小在 50-200 的范围，容量大小对于随机统计而言已经相对充足，故容量大小的改变对估计结果的影响并不大。但在容量比较大的情况下，样本容量扩大一倍带来的计算时间会相应增加很长。因此在估计量变化较为平缓的情况下，不应以大幅降低计算效率为代价，为了结果少量的可能优化而继续增加样本容量，在折衷考虑下，认为各参照组中最优的选择方案是重复反演总次数为 100 的参照组。

### 3.4.4 结论

各参照组反演结果的误差范围内均包含理论真值，表明各反演对照组的结果均较可靠。在大量采样点噪声随机生成的高度随机性保证下，当重复反演总次数达到 100 左右，统计的误差结果对参数  $N$  不是很敏感，表明此时样本容量较充足。随着  $N$  的继续增加，误差估计的变化越来越微小，但重复反演带来的计算压力却仍增长显著。应用中可根据实际情况和硬件能力考虑  $N$  的取值，本文根据对比实验结果认为误差评价方法的重复反演总次数以 100 次为宜，也即将  $N$  设定为 99。

## 第四章 实例应用

### 4.1 案例选取

为了验证本文联合定权方案和误差评定方法的实用性，将其应用到芦山地震中实际反演其震源机制和误差信息。芦山地震发生于 2013 年 4 月 20 日，震级超过  $M_w$ 6 级，震源中心在四川省雅安市芦山县附近，是继 2008 年汶川特大地震以来龙门山断裂带发生的又一强震。地震发生后造成几百人死亡，上万人受伤，受灾人口超过 200 余万 (崔鹏等, 2013)，引起了社会各界关注。

从科学的角度看，选取该地震进行方法应用，反演其震源机制有以下两方面优势：首先，芦山地震  $M_w$  震级在 6-7 级之间，既可以保证足够的远场地震波能量，同时又可避免过大震级的震源复杂性对波场影响；其次该地震发生后，引起了大量学者的关注，并对该地震做了许多研究，有大量结果可用于与本文方法反演的震源机制进行参考对比，检验结果的可靠性。

### 4.2 反演方案

反演基于 CPS 程序的 Fit 互相关拟合目标函数，利用格点搜索算法进行全空间搜索寻找最优解。为了排除参考震源深度的误差影响，在反演过程中将震源深度也设为可变量，同时加入反演范围。在格点搜索反演中，将震源深度的搜索步长设为 1km。而震源机制的搜索则细分为两步，第一步进行全空间快速搜索，将走向、倾角、滑动角的搜索步长均定为  $10^\circ$ ，保证求解收敛过程不会陷入局部最优的同时还保证了较高的搜索速度，第二步则进行区域内精搜索，将走向、倾角、滑动角的搜索步长均定为  $1^\circ$ ，通过局部范围的少量搜索计算，将最优震源机制的精度提升至  $1^\circ$ 。

应用本文误差估计方法评价震源机制误差时，直接将下载的去除仪器响应后的台站数据视为 DATA0，然后按照估计方法的流程图进行操作。由于真实地震的震源机制是未知的，不可能像理论实验中比较真值与误差范围的关系一样检验误差是否准确。在此，我们将本地震的误差结果与理论实验的估计误差进行比较、相互印证。之所以可以相互印证是因为刻意设置使得两地震的震源机制相似，虽然使用的观测数据不同，其误差绝对大小也会不同，但是同类型地震各参数间的相关性，以及不同参数的稳定

性大小应该是相近的。

为了检验本文提出的 WT 联合权重在实际应用中的优化效果，设置了三组对照组，分别尝试用 WT 联合加权、单独 W1 信噪比加权和单独振幅调节加权 W2 三种定权方案，对芦山地震的震源机制独立进行反演，并将结果比较分析。对三种加权方案对照组的反演结果评比时综合考虑其结果的稳定性和可靠性。稳定性主要比较反演结果的拟合度高低和震源机制的误差大小。而评价可靠性时，由于无法得知芦山地震震源机制的真值，转而间接考虑可靠性的反面——多解性。如果反演中最优解与其它解差异明显，则表示该解较显著，且有唯一性，较可靠。相反，如果反演过程中搜索到多个极值或性质相近的点，说明具有多解的可能性较大，解不可靠。

### 4.3 数据处理

在本案例反演过程中，考虑到远震 SV 波受到其后续波 SPL(shear couple wave) 的影响，而 SPL 对地壳上地幔结构敏感，不利于震源反演。因此在反演时放弃了 SV 波，仅选用远场台站波形中 P 波和 SH 波数据。

我们仅使用了远场体波数据，一方面是因为近场波形反演对震源区局部的浅层结构误差敏感，根据郑勇等 (2013) 和高原等 (2013) 的相关研究，发现芦山地震恰巧位于地壳厚度和波速结构横向变化剧烈之处。谢祖军等 (2013) 的研究更直接表明同一维模型对芦山地震近震反演的震源参数影响高达到  $10^\circ$ ，而远场波形则对地壳及上地幔的横向非均匀性和震源破裂细节的复杂性不敏感，因而远场数据相对于近场数据更合适于该地震的震源机制反演中。另一方面，在前文中提到体波相位的系统性误差理论上可通过平移因子 K 来抵消，但面波具有频散效应，使得 K 因子无法很好地补偿结构误差对其相位的影响，且面波易受浅层结构横向非均匀性影响，基于以上考虑，反演时舍弃了面波数据。

在远震情况下，随着震中距增加，地震波的穿透深度越来越深。当震中距接近  $98^\circ$  时，地震波传播路径到达核幔边界，这时将产生绕射波  $P_d$ ，其影响范围如图 4.1 所示非常广 (Stein and Wysession, 2003)，但基本在震中距大于  $98^\circ$  的区域。此外，由于核幔边界处的折射作用，在震中距为  $98^\circ$ - $145^\circ$  的范围内，没有直接穿透的地震波能量到达，该范围内主要受绕射波影响比较大。绕射波在核幔边界的临界条件下产生，对地下结构非常敏感，不适用于震源机制反演。另一方面，为了能将较大地震的破裂面当作点源处理，震中距也不宜太近。

据上分析，本文选取了 IRIS 提供的 54 个震中距在  $30^\circ$ - $90^\circ$  之间且方位分布较均匀的地震台站 (如图 4.2 所示)，利用这些台站记录的宽频带 P 波及 SH 波数据，以 ak135 模型 (Kennett et al., 1995) 作为地球参考模型通过波形拟合反演震源机制。反演

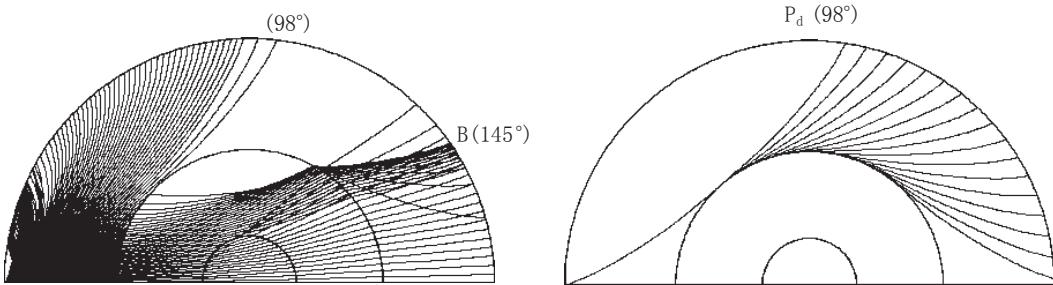


图 4.1: 随着震中距增大, 远震情况下绕射波的产生 (*Stein and Wysession, 2003*)

过程中经过多次数据挑选进行除错以提高数据信噪比, 最终选取了信噪比较高的 102 道 P 震相波形数据和 38 道 SH 波波形数据。首先对下载的台站数据进行诸如去除仪器响应、方位旋转等预处理。然后对 P 波截取了相对 P 波理论到时 (-10s,30s) 的时窗, 并进行 (0.01Hz,0.1Hz) 频率范围的带通滤波 (该滤波范围基于频谱分析以及多次滤波试验选定)。对 38 道挑选的 SH 波数据进行数据处理时, 带通滤波频率范围为 (0.005Hz,0.06Hz), 时窗则选为相对 SH 波理论到时 (-30s,100s) 的时间段。

## 4.4 反演结果

三组不同加权对照组反演的震源机制及深度等结果如表 4.1 所示, 总的来说三次反演结果均较一致, 说明该数据分布较理想, 结果较稳定, 加权起到对反演结果的一种微调作用。

表 4.1: 三种加权方案反演芦山地震的结果

| 加权方案 | 深度/km | 走向/° | 倾角/° | 滑动角/° | 震级 ( $M_w$ ) | 拟合度 (Fit) |
|------|-------|------|------|-------|--------------|-----------|
| W1   | 16    | 202  | 47   | 96    | 6.49         | 0.78      |
| W2   | 18    | 213  | 41   | 95    | 6.41         | 0.58      |
| WT   | 17    | 211  | 41   | 94    | 6.41         | 0.61      |

简单来看, 三组对照组中, W1 加权组拟合度最高, WT 联合加权组次之, 而 W2 加权组拟合度最低。同样的, WT 加权组的震源深度结果 17km 居于另两组震源深度之间, W1 加权组和 W2 加权组的震源深度分别为 16km 和 18km, 均只与之相差 1km(深度搜索精度为 1km)。三组对照组反演的震源机制的三个参数中, 走向的差异最大, 倾角次之, 而滑动角最相近, 而从参照组整体来看, W2 加权参照组与 WT 加权参照组的震源机制非常接近, 而与 W1 加权反演组有较明显区别。



图 4.2: 波形反演所用数据的台站分布, 其中五角星表示震中, 倒三角表示台站

## 4.5 分析讨论

### 4.5.1 结果分析

首先分析三次反演的拟合度大小以体现 W1 的作用, 从反演理论可知适当增加高质量数据的权重可以减小反演结果的误差, 使结果更稳定, 并使理论数据与观测值吻合得更好, 提升最终的拟合度 Fit。从图 4.3所示三组对照组拟合度随深度变化的曲线图, 可以发现 WT 联合加权反演与 W2 单独加权反演的拟合度曲线非常接近, 不过后者的拟合度始终略高于前者。这是因为 WT 加权反演时对数据信噪比进行了考虑, 使得信噪比较低的波形数据在反演中的权重有适当下降, 减弱了低信噪比数据中比重较大的随机噪声对反演结果的干扰, 同时也使得预测数据与观测数据间的拟合度有所提升。同理, W1 单独加权参照组的反演拟合度应是三个参照组中最高的, 在图 4.3也能看到 W1 加权组的拟合度曲线明显高于其它两组。这也是因为 W1 加权反演组是基于数据随机噪声强度调节权重, 为单纯追求反演的拟合度最高, 压制了信噪比较低的数据在反演中的作用, 而提高了高信噪比数据的贡献, 使结果侧重于尽可能满足与高信噪比数据的吻合, 最终拟合度也随之提升。此外, 对于低振幅的震相, 信噪比相对较低, 进行 W2 振幅比调节放大低振幅震相的作用时, 也进一步放大了其中的噪声影响, 因此数据的整体信噪比会有所下降。因此包含振幅调节加权的两个对照组的拟合

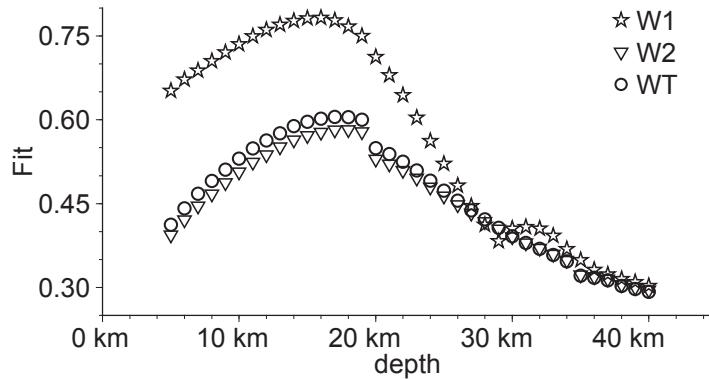


图 4.3: 三种反演方案拟合度随震源深度的变化曲线

度会比 W1 加权组有较明显的降低，而 WT 联合加权组的拟合度会比 W2 加权反演组有所提高。三组反演对照组的拟合度相对大小情况，恰好符合三种加权方案的理论预期效果。

前文理论分析中说明了拟合度高低代表了反演结果的稳定性优劣，W1 信噪比加权调整了具有信噪比差异的数据在反演中的相对权重，提高了拟合度，抑制了噪声的干扰并增强了结果稳定性。将本文的误差评价方法分别应用于三组参照组，以获得各组震源机制的误差信息，进一步深入对比。为了避免过多的计算量，误差分析过程中重复反演时将震源深度定为第一次用原始观测数据反演的最优深度，因此只需搜索最优走向、倾角和滑动角。三组不同加权对照组的震源机制各参数误差方差如表 4.2 所示，可以发现，对于拟合度最高的 W1 加权组，其震源机制误差也是三个对照组中最低的，而拟合度最低的 W2 加权反演组震源机制三个参数的误差都相对其它组大，WT 加权组误差大小居中。说明三组对照组反演的震源机制稳定性从优到劣分别为 W1 加权反演组、WT 加权反演组、W2 加权反演组，与理论推测完全相符。

表 4.2: 三组加权对照组对应的芦山地震震源机制误差信息

| 加权方案 | 走向标准差/° | 倾角标准差/° | 滑动角标准差/° |
|------|---------|---------|----------|
| W1   | 1.03    | 0.00    | 0.61     |
| W2   | 2.25    | 0.14    | 0.83     |
| WT   | 1.66    | 0.00    | 0.59     |

但是使拟合度最高的信噪比 W1 单独加权反演组的震源机制却不见得是三组反演中结果最好的，虽然它具有最好的稳定性，但是对结果的好坏评判还有另一项重要因素——可靠性。以下从震源深度和震源机制的约束效果方面，详细讨论 W2 振幅调节

权重对可靠性的影响。从如图 4.3 所示的震源深度格点搜索过程中，可以发现三次反演的全局最值均在 18km 附近。其中 WT 反演与 W2 反演均只有这一个极值，而 W1 加权反演则在 33km 附近还出现了另一局部极值，使得解的唯一性不如前两组显著。这说明在同样的反演数据和反演方法情况下，单独进行 W1 加权的反演对该地震的震源深度约束较差，而包含了振幅调节加权的另两组反演组则对震源深度有较强约束。如前所述，pP 及 sP 震相在远震震相中对深度约束作用最好，在芦山地震波形进行低频滤波数据处理情况下，pP 及 sP 深度震相与 P 震相交叠在一起，pP 和 sP 的信息包含在 P 波时窗中，故“P 波”数据对震源深度约束较好。而对于接近剪切位错源的大多数天然地震，S 波振幅通常显著高于 P 波振幅，未经 W2 振幅调节会导致 P 波的信息在反演中得不到充分体现，反演结果侧重于关注 S 波的拟合。因而导致三组不同加权反演对照组中，单独 W1 信噪比加权反演组对震源深度的约束效果相较于另两次反演最差。

另一方面，从图 4.4 可以看到，W1 单独加权组与 WT 联合加权对照组在第一次对原始观测数据 DATA0 进行包含震源深度搜索的震源机制反演过程中，不同深度对应的最佳震源机制情况。很明显 WT 联合加权组在深度搜索过程中不同深度对应的最佳震源机制一直较为稳定，而 W1 单独加权反演中不同深度对应的最佳震源机制差异较大，甚至在震源深度全局最值附近，各深度对应最优走向的变化也较为显著。这表明 WT 联合加权反演的震源机制，其解的唯一性比 W1 单独加权反演要好，结果更可靠。这是因为 W2 权重更好地平衡了不同振幅波形在反演中的影响，使得各种震相信息在反演中得到合理的充分利用，相当于间接改善反演数据的数据结构，从而能更有力、更全面地约束待反演的所有参数。

综上分析，W1 信噪比加权通过压制高噪数据，提高反演数据的整体信噪比，能有效减弱随机噪声对反演结果的影响，增强了结果稳定性；W2 振幅调节加权合理分配权重给具有振幅差异的震相波形，使反演充分利用各种震相信息，间接改善了数据结构，更好约束了反演结果，提升了结果的可靠性。

在反演时若仅考虑信噪比加权，虽然能提高结果稳定性，但是可靠性偏低，甚至出现多解情况；相反，单独考虑振幅调节加权则会降低结果稳定性。WT 联合加权的效果相对更全面地考虑了结果稳定性和可靠性，在保证结果可靠性的同时，获得了较优良的稳定性，表明 WT 加权组的反演结果应该是三组反演组中综合效果最优的。将 WT 联合加权反演组的反演结果视为本文芦山地震反演的最终结果，假设误差不超过其三倍标准差大小，并结合搜索步长为  $1^\circ$  的精度，根据表 4.2 得到最终包含误差估计的震源机制为（走向  $211^\circ \pm 5^\circ$ ，倾角  $41^\circ \pm 1^\circ$ ，滑动角  $94^\circ \pm 2^\circ$ ）。

WT 联合加权反演的最优震源机制所对应的所有台站理论与观测波形拟合情况如图 4.5 所示。可以看到 P 波及 SH 波拟合得都不错，相位及其振幅均匹配得非常好。值

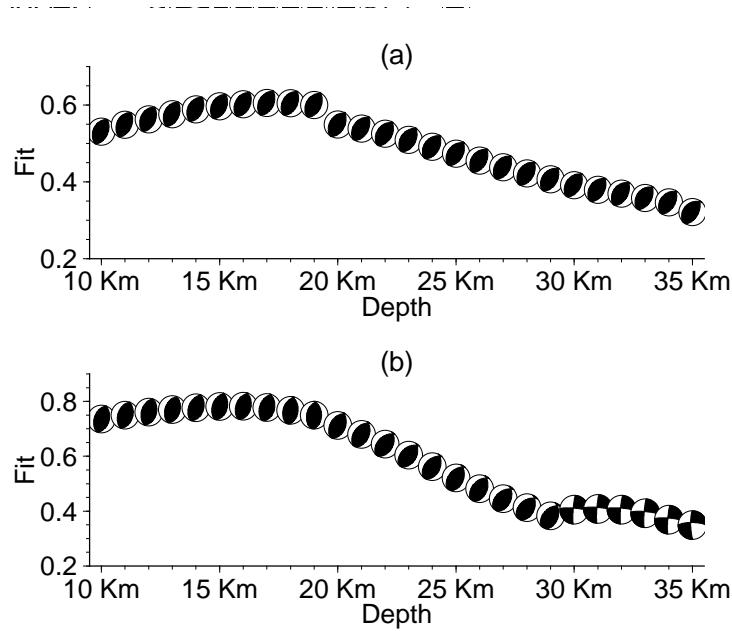


图 4.4: (a)(b) 分别为  $wt(WT)$  加权  $W1$  加权反演各震源深度对应最佳解

得注意的是，同一台站的 P 波 Z 与 R 分量的时间平移参数非常一致，这是因为平移因子是由地震定位，发震时刻及地球速度结构等系统性误差引起的，且理论上其误差影响对于同一台站的同一震相是相同的。此外，对于不同震中距台站的波形，拟合情况均相当，表明反演综合考虑了所有波形的信息。

通过本文的误差评价方法，可以得到最终震源机制的三参数间相关系数，将其列于表 4.3 中。从之前的理论实验中，已经发现对于相同的震源机制，即使反演数据源有差异，其各参数间的相关系数仍较为相近，具有可比性。本文理论实验中所用的震源机制与反演所得的芦山地震震源机制较为相近，因此理论上其震源机制参数的相关系数也应相似。对比表 4.3 与之前理论实验中不同噪声数据反演组对应的震源机制相关系数，可以发现芦山地震震源机制的走向和滑动角也与之前理论实验一样，体现了较强的正相关性，而倾角和另两参数的相关性相对较为不明显，基本情况近似吻合。

表 4.3: 芦山地震震源机制各参数间相关性

| 相关系数  | 走向/° | 倾角/° | 滑动角/° |
|-------|------|------|-------|
| 走向/°  | 1    | 0    | 0.91  |
| 倾角/°  | 0    | 1    | 0     |
| 滑动角/° | 0.91 | 0    | 1     |

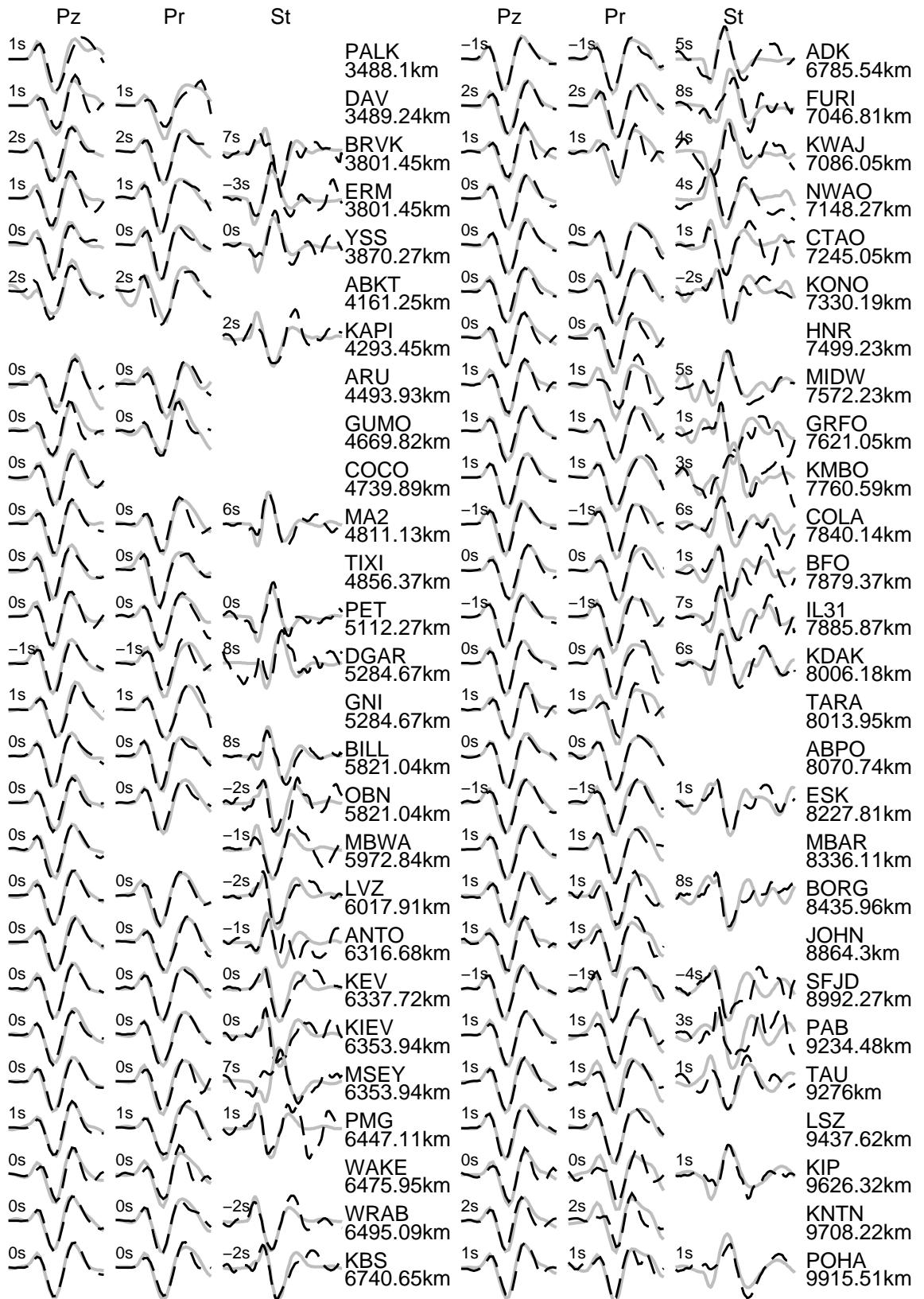


图 4.5: *wt* 加权反演波形对比图, 虚线为观测波形, 实线为理论波形, 波形右侧分别为台站名、震中距 (km)。各道波形的左上方为到时差, 正值表示理论到时相比实测波提前, 负值相反

另一方面，对于三参数中各自误差的相对大小，也可以发现，理论实验和芦山案例中震源机制倾角的误差均是最小的，走向的误差均较大。说明走向、倾角和滑动角误差的相对大小是和震源机制类型密切相关的。

芦山地震案例反演中，震源机制相关系数，和各参数误差相对大小的情况，与理论实验均有较高相似性，从侧面反映了对芦山地震估计的震源机制误差信息是较准确的。

#### 4.5.2 其它震源研究

芦山地震后，各研究者分别对该地震震源机制进行了详细研究。曾祥方等 (2013) 利用 Hardebeck and Shearer (2002) 改进的 P 波初动极性反演方法及近远震波形反演方法得到了较一致的震源机制解，且借助误差曲线利用阈值类方法分析了倾角和深度的可靠性；刘杰等 (2013)、吕坚等 (2013) 利用 CAP 方法对近震波形反演得到了芦山地震震源机制解，其中吕坚在波形反演基础上利用余震分布进一步约束了发震断层面；谢祖军等 (2013) 利用 CAP 方法分别对近震、远震及近远震联合反演进行对比以得到最佳震源机制。

相关研究所反演得到的震源机制均列于表 4.4 中，可发现不同研究者所得到的结果分布情况，震源深度范围为 (12km-22km)，震源机制走向范围 ( $200^{\circ}$ - $220^{\circ}$ )，倾角范围 ( $33^{\circ}$ - $50^{\circ}$ )，滑动角范围 ( $90^{\circ}$ - $110^{\circ}$ )， $M_w$  震级 (6.4-6.7)。本文反演的最终结果 (震源深度 17km, 走向  $211^{\circ} \pm 5^{\circ}$ , 倾角  $41^{\circ} \pm 1^{\circ}$ , 滑动角  $94^{\circ} \pm 2^{\circ}$ ,  $M_w$  震级 6.41) 基本在此分布范围内，仅  $M_w$  震级略小。这一方面可能是由于本文的 Fit 函数的特性，为了降低系统性误差对震源机制的影响，将振幅误差归并到了震级评估中；另一方面因为各学者所用的数据及参考模型不尽相同，并且除了速度结构、地震定位以及发震时刻的不精确，理论波形的计算方法也可能导致系统性误差，相关研究表明不同程序算得的理论波形相位一致性较好，但振幅则会有一定可见差异 (Herrmann and Wang, 1985)。

各研究者所得的震源深度跨度较大，高原等 (2013) 对地震重定位得到主震震源深度 17.8km，房立华等 (2013) 用三维速度模型进行双差重定位给出的震源深度为 17.2km 和 17.6km，其中房立华使用了接近震中附近的三维速度模型，并用流动观测台站对早期发生的地震进行校正，结果是较为可信的。各研究者的震源矩中心深度相对重地位的破裂点深度差异绝对值不超过 5km，考虑到超过  $M_w$  6 级的地震强度，破裂面延展可能较大，故差异相对可以接受，而本文反演的震源深度 17km 也是较为合理的。

表 4.4: 不同研究者得到的芦山地震震源机制, 参考自吕坚等 (2013)

| 研究者   | 美国<br>地调<br>局 | Global | 刘超  | 韩立  | 中国地<br>震局预<br>测所 | 刘杰  | 曾祥  | 谢祖  | 吕坚  | 本文  |
|-------|---------------|--------|-----|-----|------------------|-----|-----|-----|-----|-----|
|       |               | CMT    | 等   | 波等  | 等                | 方等  | 军等  | 等   | 结果  |     |
| 深度/km | 12            | 22     | 15  | 12  | 15               | 19  | 12  | 16  | 14  | 17  |
| 走向/°  | 198           | 210    | 220 | 220 | 210              | 214 | 212 | 210 | 209 | 211 |
| 倾角/°  | 33            | 38     | 35  | 50  | 47               | 39  | 47  | 44  | 46  | 41  |
| 滑动角/° | 71            | 96     | 95  | 107 | 90               | 100 | 93  | 91  | 94  | 94  |
| $M_w$ | 6.6           | 6.6    | 6.7 | 6.6 | 6.5              | 6.4 | 6.7 | 6.7 | 6.6 | 6.4 |

#### 4.5.3 相关地质背景

芦山地震震源位于龙门山断裂带，在该区域由于同时受到西北部青藏块体向东的挤压作用，以及东南部四川盆地坚硬地壳的阻挡，使得青藏块体东缘下方的地壳物质东流，进而导致下地壳中较软的物质被逆冲向上挤出，最终形成逆冲型东南走向的龙门山断裂带 (Zhang et al., 2013)。该断裂带主要由 4 条大断裂构成 (邓起东等, 1994; 李智武等, 2008)，其整体走向为 SW 向。可是从整体来看，该断裂带南北段走向具有明显的差异性 (邓康龄, 2007; 郭正吾等, 1996; Arne et al., 1997; Jia et al., 2006)，芦山地震震源区所处的南段走向相较于北段而言，有更南偏倾向。龙门山断裂带南段因受喜马拉雅期印-亚碰撞事件的重大影响，显示与松潘-甘孜褶皱带有密切关系，推断其为晚白垩世古近纪沉降中心，南段的断裂活动性延续时间较晚，直到喜马拉雅期才基本定型，但现今仍然在缓慢发育 (李智武等, 2008)。

龙门山断裂带区域的构造及地下结构一直是大家研究的热点，相关研究成果 (雷建设等, 2009; 张忠杰等, 2009; Wang et al., 2010; Zhang et al., 2011, 2013) 表明，龙门山地区的地壳速度结构处于横向变化剧烈处，存在明显的不均匀性，而芦山地震的震源恰巧在 P 波速度变化较大的区域。芦山地震震中与龙门山断裂带南段断层分布 (断层数据来自邓起东等 (2002)) 如图 4.6 所示，由图可知震中位于南段前山断裂和山前隐伏断裂之间。地质调查结果 (徐锡伟等, 2013a) 显示芦山地震的发震断层为一条现今尚未出露地表、其上断点仍埋藏在地下地壳中的一条盲逆断层，无法直接从地表露头来观测震源断裂处走向情况 (徐锡伟等, 2013b)，但是本文反演得到的震源机制显示的走向 211° 与震源区域断层整体走向基本吻合，表明反演得到的走向具有合理性。此外，相关研究 (陈国光等, 2007; 李勇, 2006; 唐荣昌等, 1991; Densmore et al., 2007) 表明龙门山断裂带总体运行表现为由北西向南东的逆冲，并且同时兼具有右旋走滑的特

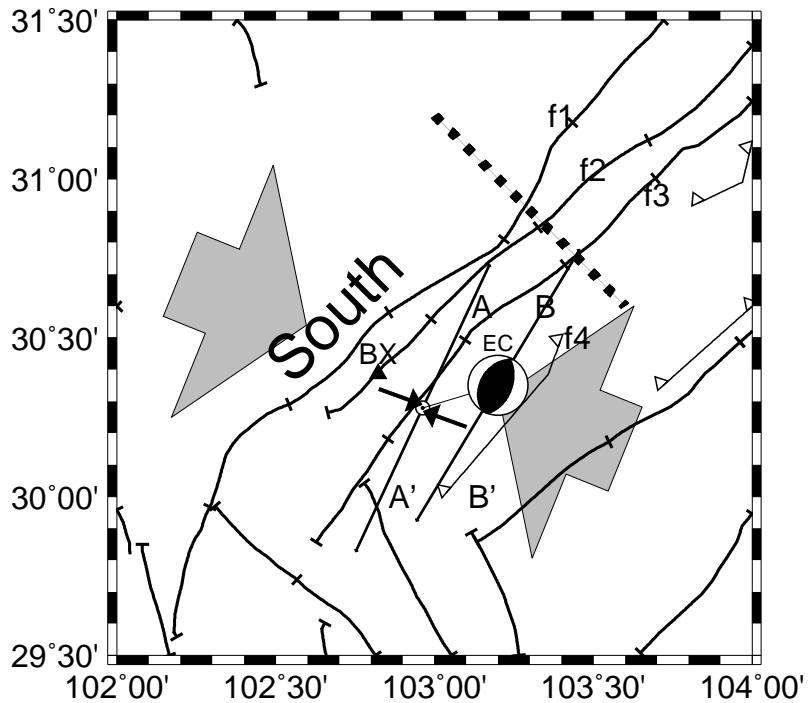


图 4.6: 震源区域断层与应力分布,  $f_1, f_2, f_3, f_4$  为龙门山断裂带的主要四大断裂, 灰色大箭头为区域平均应力, 黑色小箭头为本文震源机制对应的主压应力

性, 整条断裂带的冲断运动由北西向南东扩展, 但由于受到后山、中央、前山三条断裂带的阻碍作用, 断裂带的北段和中段的山前断裂并没有明显地显示出逆冲的特征, 可是芦山地震所处的南段区域却不同, 其山前断裂带明显受到了冲断运动的影响, 发生了较为强烈的冲断和褶皱变形, 为震源所处的盲逆断层孕震提供了有利条件, 与本文反演得到的滑动角所代表的逆冲型断裂发震的运动背景一致。

由于芦山地震发震断裂为盲断裂, 难以直接观测发震断裂的空间构造, 但通过余震分布可以一定程度重现发震断裂的结构信息, 张广伟等 (2013) 通过双差重定位发现余震在主震西南方向分布较为集中, 且主要向西南方向扩展 (图 4.6 中 AA' 剖面), 其剖面方向与本文震源机制的走向线 BB' 近乎平行, 说明余震基本沿主震断层面破裂分布。

断层构造活动通常与该区域的应力分布有着密切关系, 孟文等 (2013) 实地钻孔测量研究结果表明龙门山断裂带的水平应力占主导作用, 且南段的优势方向为 NWW 向。根据青藏高原内部存在下地壳通道流的观点 (楼海等, 2010; Burchfiel et al., 1995; Clark and Royden, 2000; Harris, 2007; Meng et al., 2005; Royden et al., 1997), 松潘-甘孜地体极有可能俯冲到四川盆地之下, 从而使得龙门山断裂带南段与青藏高原东部具有较好的连接性, 是青藏高原东缘的活动边界, 因此龙门山断裂带南段最大主压应力

方向与区域应力场方向一致，为 NW-NWW 向，孟文等的钻井数据显示距震中较近的宝兴钻井点主应力方向为 N80°W 至 N74°W，另一钻井结果表明宝兴主应力方向为 N60°W(秦向辉等, 2013)，上述区域应力方向以及实际钻井测得的主应力方向均与本文反演所得的震源机制主应力方向一致。

研究表明，快剪切波偏振的优势方向与该地区主压应力方向有较好的一致性 (Gao et al., 2011, 2012)，高原等 (2013) 用剪切波分裂的方法计算发现位于芦山地震震中东北方向的龙门山断裂带中南段的台站快剪切波偏振的优势方向近似为 NW 向，与断裂带走向近似垂直；而在芦山地震震中西南方向的龙门山断裂带南段靠近鲜水河断裂处，快剪切波偏振方向表现得比较离散，但平均方向为近 EW 方向，所以地理位置位于其中间的震中区的偏振优势方向极有可能在 NW 与 EW 之间。此外赵博等 (2013) 利用力轴张量法计算得到的芦山地震余震分布区的平均压应力方向约为 112°，如图 4.6 中灰色大箭头所示。本文震源机制 (走向 211°，倾角 41°，滑动角 94°) 对应的 P 轴近水平，与各向异性分析及力轴张量计算法得到的应力结果有很好的一致性。上述钻井实测资料，应力计算资料结果相互吻合，均与本文震源机制表现出一致性，表明芦山地震主要为区域 NWW 向水平应力长年积累的一次应力释放。

## 4.6 结论

芦山地震实例反演中，震源机制误差大小与不同加权稳定性的预测一致，且该案例中三参数误差的相对大小和它们之间的相关性，与相近地震类型的理论事件情况相似，均表明对芦山地震震源机制的误差估计较可靠，证明了本文误差估计方法在真实地震案例中的实用性。

根据不同加权的三组反演对照组的对比结果，W1 信噪比加权抑制了噪声干扰，明显提高了拟合度，并且减小了结果误差，增强了稳定性。W2 振幅调节加权合理为振幅不同的震相分配权重，间接优化了数据结构，防止了 33km 震源深度附近极值点的出现，减弱了结果的多解性，增强了结果的可靠性。WT 联合反演吸收了 W1 和 W2 的优点，全面考虑了数据信噪比和数据结构，综合提升了结果的稳定性和可靠性。

本文反演芦山地震的最终结果——震源深度 17km，震源机制 (走向  $211^\circ \pm 5^\circ$ ，倾角  $41^\circ \pm 1^\circ$ ，滑动角  $94^\circ \pm 2^\circ$ )，与其它研究者的结果有良好一致性，且与震源区域的地质构造背景和应力情况相符合，表明本文反演结果较为可信。根据应力分布、地震定位及构造情况，推断本次地震震源为由区域水平向应力长期积累下的势能释放，导致的高倾角近纯逆冲型滑动断裂。

## 第五章 总结和展望

### 5.1 主要创新点

本文最主要的创新性工作是提出了一种评估震源机制误差信息的方法。鉴于目前国内外利用地震波反演震源机制时，普遍缺少误差评定的现状，并考虑到误差评定对科学研究的重要意义，针对利用地震波拟合反演震源机制中应用较广泛的格点搜索法程序——CPS 和 CAP，探讨了给予反演误差的思路。首先根据误差信息的相关理论，从其定义出发严谨推导，并得到了相应的理论基础。进而大胆提出了适用于震源机制反演的误差评价方法，评估其可行性并快速实现了方法所需程序。其后慎重考虑了执行中的可能变数，通过理论实验严格检验了该方法的成效。相比郑建常等 (2015) 随机重采样的误差统计方法，本文方法没有改变原始数据分布，并且保留了所有可用观测数据，因此理论上对观测数据总量要求相对较宽松，适用范围更广。

另一项主要工作是基于 CPS 和 CAP 的加权方案，通过权重精化和联合进行了优化。针对 CPS 和 CAP 的加权计算方法，比较之下发现其计算的权重数值相对大小存在的矛盾点。随后，考虑了各自加权的主要原因，并深入探讨各方案加权的本质以及对反演的影响，从理论上分析了权重联合的可能性以及预期优化效果。之后对联合加权和单独加权方案进行对比检验，分别从理论实验和实例反演两方面进行了对照组反演，结合结果评价了联合定权的优势。

### 5.2 工作总结

理论实验和实例应用中对误差的估计和讨论，充分说明了本文所提出针对震源机制误差评价方法的有效性，其准确反映了数据随机噪声的存在对于反演得到的震源机制的影响，明确给出了误差范围。并且还揭示了震源机制各参数间的相关性，对于进一步推测误差的情况起到了一定指导作用。在理论实验中，对于高信噪比数据反演参照组，发现即使在数据噪声含量比较低的情况下，误差仍然不可忽略，证明了在实际工作中反演震源机制时评估数据随机噪声影响的重要性和必要性，肯定了本文工作的意义。事实上，由于本文误差估计方法基于误差定义的理论基础，因此不仅限于格点搜索反演，也不仅针对震源机制反演，对所有已知数据噪声信息，但未能评价结果误

差的反演问题均是一种可行方案。

权重优化的对比实验表明了本文联合加权方案在一定程度上对反演结果进行了优化。但是需要注意，对反演结果有根本决定作用的是原始观测数据质量，包括数据信噪比和数据结构。数据信噪比表征了数据信息的真实程度，因为随机噪声相当于虚假信号，对结果具有干扰作用。数据结构则表征了数据信息总量的约束强度，即使数据没有任何误差，当结构分布很差，数据不足时也无法得到唯一真实解，这相当于欠定反演问题。只有当数据质量达到反演满足的最低要求时，合理地加权才能显示出优化结果的作用。本文联合加权中的信噪比权重  $W_1$  针对数据信噪比，降低了低信噪比数据的影响，并最终提高了代表反演结果稳定性的拟合度。而振幅调节权重  $W_2$  则是从数据结构着手，通过合理平衡不同数据在反演中的影响力，相当于间接“增加”了参与反演的数据数量，增强了反演的约束力度，使结果更可靠。

对芦山地震的反演展示了本文误差估计方法的实用性以及权重优化在实际工作中的效果，对本文震源机制（走向  $211^\circ \pm 5^\circ$ ，倾角  $41^\circ \pm 1^\circ$ ，滑动角  $94^\circ \pm 2^\circ$ ）和他人成果的对比分析表明，余震基本沿主震断层面破裂分布，延展趋势与本文走向匹配；芦山地震所处的南段区域，其山前断裂带明显受到了冲断运动的影响，发生了较为强烈的冲断和褶皱变形，为震源所处的盲逆断层孕震提供了有利条件，与本文所得到的逆冲型断裂发震的运动背景一致；震源区钻井实测资料，快剪切波应力计算资料结果相互吻合，均与本文震源机制的滑动角、倾角所暗示的应力情况表现出一致性，表明芦山地震主要为区域 NWW 向水平应力长年积累的一次应力释放。

通过多次实验结果对比，以及相关理论公式，推测震源机制各参数的误差绝对大小不仅与原始观测数据噪声相关，还和具体的震源机制类型有密切联系。相比之下，各参数误差的相对大小、以及各参数间的两两相关性则主要和地震的震源机制相关，观测数据的噪声对其影响很小。

### 5.3 展望

本文最核心的工作是针对震源机制反演过程中误差评定缺失问题，给出了一个解决方案——通过模拟噪声和数据进行重复反演，并利用统计手段估计得到误差信息。虽然该方法经过推导、理论实验均证明可靠有效，但是仍然有许多不足及有待改进的地方。

首先，本文明确指出所研究的误差信息仅包括来源于观测数据随机噪声的部分，这并不是表示其它诸如地下速度结构偏差导致的系统性误差在震源研究中不重要。恰巧相反，本文的相关实验暗示了系统性误差的影响不仅并非微不足道，而且可能比随机噪声的影响还大。因为基于本文的误差估计，发现在理论实验和真实反演案例中，即

使原始数据的噪声强度相近，理论实验的数据拟合度仍显著高于实际地震反演的拟合度。这说明其中还有除数据噪声以外不可忽视的干扰，合理推断应该是来源于真实地下结构与参考模型的差异、以及对真实地震过程进行模型简化后的影响。

从理论上分析，本文的误差估计方法基于数据噪声的随机分布，利用噪声期望与分布的特点，通过重复试验统计分析随机噪声的影响。然而系统性误差不具备这样的特性，无法通过多次重复反演进行消除或评估其影响。因此，从原理上讲，本方法不适用于对系统性误差的研究。如果强行尝试，一种考虑方案是利用随机噪声的方式对待系统性误差，将其随机化，如将参考模型像数据噪声一样给出一定的误差范围，并在反演中考虑其可能偏差的影响。但是每次模型的不同偏差必然需要重新计算格林函数库，格林函数库计算是震源机制反演中最耗时的步骤，这在重复的大量反演中将带来不可接受的计算量，因此不具备实际可行性。因此对系统误差的考虑，仍旧需要进一步研究，寻找其它解决方案。

介于以上原因，在本文工作中由于模型偏差等系统性偏差的研究欠缺，便直接忽略了系统误差，事实上该误差的影响有可能比随机误差更大，值得在之后的研究中关注。

其次，对误差统计分析的关键在于制造解的随机集合，尽可能使误差估计接近真实情况。从概率统计角度考虑，这要求进行大量的重复反演，才能保证误差范围具有相对较高的可信度。但是大量的重复反演，直接倍增了总的计算时间，降低了反演效率。因此本文的误差估计方法不适合应用于对实时性要求较高的自动化系统中，而是相对更适合于对速度要求相对宽松的后期精化研究中。

考虑到上述本文误差评价方法的两点不足，除了进一步优化本文方法，另一种可选方案是直接从其它思路考虑。如Duputel et al. (2012) 关注了震源机制反演过程中普遍缺少误差评价的问题，意识到误差估计的重要性，并就此较为系统地讨论了震源机制反演中的各种误差。不过他的研究是基于另一种较新颖的线性化的震源机制反演方法，解决方案对于国内应用更普遍的 CAP 类搜索方法并不适用。不过以后更多的反演方法可能被广泛接受，因此更完备的误差评价方法也可能受到更多关注。因此从根本的反演算法角度考虑，解决误差评价问题也值得将来进一步思考。

## 参考文献

- 陈国光, 计凤桔, 周荣军, 等. 2007. 龙门山断裂带晚第四纪活动性分段的初步研究 [J]. 地震地质, 29(3):657-673.
- 程万正, 阮祥, 张永久. 2006. 川滇次级地块震源机制解类型与一致性参数 [J]. 地震学报, 28(6):561-573.
- 崔鹏, 陈晓清, 张建强, 等. 2013. “4·20”芦山7.0级地震次生山地灾害活动特征与趋势 [J]. 山地学报, 31(3):257-265.
- 邓康龄, 2007. 龙门山构造带印支期构造递进变形与变形时序 [J]. 石油与天然气地质, 28(4):485-490.
- 邓起东, 陈社发, 赵小麟, 等. 1994. 龙门山及其邻区的构造和地震活动及动力学 [J]. 地震地质, 16(4):389-403.
- 邓起东, 张培震, 冉勇康, 等. 2002. 中国活动构造基本特征 [J]. 中国科学: D辑, 32(12):1020-1030.
- 房立华, 吴建平, 王未来, 等. 2013. 四川芦山Ms7.0级地震及其余震序列重定位 [J]. 科学通报, 20:004.
- 高原, 王琼, 赵博, 等. 2013. 龙门山断裂带中南段的一个破裂空段-芦山地震的震后效应 [J]. 中国科学: D辑, 43(6):1038-1046.
- 郭正吾, 邓康龄, 韩永辉, 等. 1996. 四川盆地形成与演化 [M]. 北京: 地质出版社.
- 雷建设, 赵大鹏, 苏金蓉, 等. 2009. 龙门山断裂带地壳精细结构与汶川地震发震机理 [J]. 地球物理学报, 52(2):339-345.
- 李勇. 2006. 青藏高原东缘大陆动力学过程与地质响应 [M]. 2006, 北京: 地质出版社.
- 李智武, 刘树根, 陈洪德, 等. 2008. 龙门山冲断带分段-分带性构造格局及其差异变形特征 [J]. 成都理工大学学报: 自然科学版, 35(4):440-454.

- 刘杰, 易桂喜, 张致伟, 等. 2013. 2013 年 4 月 20 日四川芦山 M7.0 级地震介绍 [J]. 地球物理学报, 56(4):1404-1407.
- 楼海, 王椿镛, 姚志祥, 等. 2010. 龙门山断裂带深部构造和物性分布的分段特征 [J]. 地学前缘, 17(5):128-141.
- 吕坚, 王晓山, 苏金蓉, 等. 2013. 芦山 7.0 级地震序列的震源位置与震源机制解特征 [J]. 地球物理学报, 56(5):1753-1763.
- 马淑田, 姚振兴, 纪晨, 等. 1999. 用长周期面波波形拟合及 P 波初动方向估计中等地震的震源机制 [J]. 地球物理学报, 42(6):785-799.
- 孟文, 陈群策, 吴满路, 等. 2013. 龙门山断裂带现今构造应力场特征及分段性研究 [J]. 地球物理学进展, 28(3):1150-1160.
- 祁玉萍, 李闽峰, 李圣强, 等. 2013. 地震震源机制波形自动反演系统的研究现状与展望 [J]. 地震, 33(1):74-85.
- 秦向辉, 陈群策, 谭成轩, 等. 2013. 龙门山断裂带西南段现今地应力状态与地震危险性分析 [J]. 岩石力学与工程学报, 1:2870-2876.
- 唐荣昌, 文德华, 黄祖智, 等. 1991. 松潘-龙门山地区主要活动断裂带第四纪活动特征 [J]. 中国地震, 7(3):64-71.
- 吴大铭, 王培德, 陈运泰. 1989. 用 SH 波和 P 波振幅比确定震源机制解 [J]. 地震学报, 11(3):275-281.
- 谢祖军, 金笔凯, 郑勇, 等. 2013. 近远震波形反演 2013 年芦山地震震源参数 [J]. 中国科学: 地球科学, 43(6):1010.
- 徐锡伟, 陈桂华, 于贵华, 等. 2013. 芦山地震发震构造及其与汶川地震关系讨论 [J]. 地学前缘, 20(3):11-20.
- 徐锡伟, 闻学泽, 韩竹军, 等. 2013. 四川芦山 7.0 级强震: 一次典型的盲逆断层型地震 [J]. 科学通报, 58(20):1887-1893.
- 曾祥方, 罗艳, 韩立波, 等. 2013. 2013 年 4 月 20 日四川芦山 M\_S7.0 地震: 一个高角度逆冲地震 [J]. 地球物理学报, 56(4):1418-1424.
- 张广伟, 雷建设. 2013. 四川芦山 7.0 级强震及其余震序列重定位 [J]. 地球物理学报, 56(5):1764-1771.

张忠杰, 陈赟, 田小波. 2009. 青藏高原东缘地壳上地幔结构及其动力学意义 [J]. 地质科学, 44(4):1136-1150.

赵博, 高原, 黄志斌, 等. 2013. 四川芦山 Ms7.0 地震余震序列双差定位, 震源机制及应力场反演 [J]. 地球物理学报, 56(10):3385-3395.

郑建常, 林眉, 王鹏, 等. 2015. CAP 方法反演震源机制的误差分析: 以胶东半岛两次显著中等地震为例 [J]. 地球物理学报, 58:453-462.

郑勇, 葛粲, 谢祖军, 等. 2013. 芦山与汶川地震震区地壳上地幔结构及深部孕震环境 [J]. 中国科学: 地球科学, 43(006):1027-1037.

朱良保. 2016. 地球物理反演算法讲义 [Z]. 武汉大学地球物理系授课用, 仍在更新中.

Aki K. 1966. Generation and Propagation of G Waves from the Niigata Earthquake of June 16, 1964. : Part 2. Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the G wave spectrum[J]. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 44:73-88.

Aki K, Richards P G. 1980. Quantitative Seismology, Theory and Methods[M]. San Francisco: Freeman.

Arne D, Worley B, Wilson C, et al. 1997. Differential exhumation in response to episodic thrusting along the eastern margin of the Tibetan Plateau[J]. Tectonophysics, 280(3):239-256.

Balakina L, Savarensky E, Vvedenskaya A. 1961. On determination of earthquake mechanism[J]. Physics and Chemistry of the Earth, 4:211-238.

Ben-Menahem A. 1963. Radiation Pattern of Rayleigh Waves from a Fault of Arbitrary Dip and Direction of Motion in a Homogeneous Medium[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 53(3):125-148.

Burchfiel B, Zhiliang C, Yupinc L, et al. 1995. Tectonics of the Longmen Shan and adjacent regions, central China[J]. International Geology Review, 37(8):661-735.

Cao X L, Zhu J S, Zhao L F, et al. 2001. Three dimensional shear wave velocity structure of crust and upper mantle in South China Sea and its adjacent regions by surface waveform inversion[J]. Acta Seismologica Sinica, 14(2):117-128.

- Clark M K, Royden L H. 2000. Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow[J]. *Geology*, 28(8):703-706.
- Densmore A L, Ellis M A, Li Y, et al. 2007. Active tectonics of the Beichuan and Peng-guan faults at the eastern margin of the Tibetan Plateau[J]. *Tectonics*, 26(4):TC4005.
- Duputel Z, Rivera L, Fukahata Y, et al. 2012. Uncertainty estimations for seismic source inversions[J]. *Geophysical Journal International*, 190(2):1243-1256.
- D' Amico S, Cammarata L, Cangemi M, et al. 2014. Seismic moment tensors and regional stress in the area of the December 2013-January 2014, Matese earthquake sequence (Italy)[J]. *Journal of Geodynamics*, 82:118-124.
- Friederich W. 2003. The S-velocity structure of the East Asian mantle from inversion of shear and surface waveforms[J]. *Geophysical Journal International*, 153(1):88-102.
- Gao Y, Wu J, Fukao Y, et al. 2011. Shear wave splitting in the crust in North China: stress, faults and tectonic implications[J]. *Geophysical Journal International*, 187(2):642-654.
- Gao Y, Shi Y, Wu J, et al. 2012. Shear-wave splitting in the crust: Regional compressive stress from polarizations of fast shear-waves[J]. *Earthquake Science*, 25(1):35-45.
- Hardebeck J L, Shearer P M. 2002. A new method for determining first-motion focal mechanisms[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(6):2264-2276.
- Harris N. 2007. Channel flow and the Himalayan-Tibetan orogen: a critical review[J]. *Journal of the Geological Society*, 164(3):511-523.
- Haskell N. 1964. Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 54(6A):1811-1841.
- Herrmann R, Wang C. 1985. A comparison of synthetic seismograms[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(1):41-56.
- Herrmann R B. 1979. SH-wave generation by dislocation sources—a numerical study[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 69(1):1-15.
- Herrmann R B. 1989. Computer programs in seismology[M]. Missouri: Saint Louis University.

- Jia D, Wei G, Chen Z, et al. 2006. Longmen Shan fold-thrust belt and its relation to the western Sichuan Basin in central China: New insights from hydrocarbon exploration[J]. Aapg Bulletin, 90(9):1425-1447.
- Jost M u, Herrmann R. 1989. A student's guide to and review of moment tensors[J]. Seismological Research Letters, 60(2):37-57.
- Kennett B, Engdahl E, Buland R. 1995. Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes[J]. Geophysical Journal International, 122(1):108-124.
- Kikuchi M, Kanamori H. 1991. Inversion of complex body waves—III[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 81:2335-2350.
- Kilb D. 2001. Fault Parameter Constraints Using Relocated Earthquakes: Implications for Stress Change Calculations[C]. In: AGU Fall Meeting Abstracts.
- King G, Devès M. 2007. Fault interaction, earthquake stress changes, and the evolution of seismicity[J]. Treatise on geophysics, 4:225-256.
- Kisslinger C. 1980. Evaluation of S to P amplitude ratios for determining focal mechanisms from regional network observations[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 70(4):999-1014.
- Kisslinger C, Bowman J R, Koch K. 1982. Determination of focal mechanism from SV/P amplitude ratios at small distances[J]. Physics of the Earth & Planetary Interiors, 30(2-3):172–176.
- Lee S v d, Nolet G. 1997. Upper mantle S velocity structure of North America[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 102(B10):22815-22838.
- Luo Y, Zhao L, Zeng X, et al. 2015. Focal mechanisms of the Lushan earthquake sequence and spatial variation of the stress field[J]. Science China Earth Sciences, 58(7):1148-1158.
- Manaman N S, Shomali H, Koyi H. 2011. New constraints on upper-mantle S -velocity structure and crustal thickness of the Iranian plateau using partitioned waveform inversion[J]. Geophysical Journal International, 184(1):247-267.

- Meng Q R, Wang E, Hu J M. 2005. Mesozoic sedimentary evolution of the north-west Sichuan basin: Implication for continued clockwise rotation of the South China block[J]. Geological Society of America Bulletin, 117(3-4):396-410.
- Milne J. 1910. The California Earthquake of April 18, 1906[J]. Nature, 84(2128):165-166.
- Nábělek J, Xia G. 1995. Moment-tensor analysis using regional data: Application to the 25 March, 1993, Scotts Mills, Oregon, Earthquake[J]. Geophysical research letters, 22(1):13-16.
- Nakano H. 1923. Notes on the nature of the forces which give rise to the earthquake motions[J]. Seismol. Bull, 1:92-120.
- Nolet G. 1990. Partitioned waveform inversion and two-dimensional structure under the network of autonomously recording seismographs[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978-2012), 95(B6):8499-8512.
- Reid H. 1910. The mechanics of the earthquake, In: The California Earthquake of April 18, 1906[C]. In: Report of the State Earthquake Investigation Commission, Carnegie Institution. 2:192.
- Ritsema J, Lay T. 1993. Rapid source mechanism determination of large ( $M_w$  5) earthquakes in the western United States[J]. Geophysical research letters, 20(15):1611-1614.
- Royden L H, Burchfiel B C, King R W, et al. 1997. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet[J]. science, 276(5313):788-790.
- Satake K. 2007. Tsunamis[J]. Treatise on geophysics, 4:483–511.
- Silver P G, Jordan T H. 1982. Optimal estimation of scalar seismic moment[J]. Geophysical Journal International, 70(3):755-787.
- Stein S, Wysession M. 2003. An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure[M]. Malden: Blackwell Publishing.
- Tan Y, Zhu L, Helmberger D V, et al. 2006. Locating and modeling regional earthquakes with two stations[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978-2012), 111(B1):B01306.

- Wald D J. 2005. ShakeMap manual: technical manual, user's guide, and software guide[M]. US: US Geological Survey.
- Walter W R. 1993. Source parameters of the June 29, 1992 Little Skull Mountain earthquake from complete regional waveforms at a single station[J]. Geophysical research letters, 20(5):403-406.
- Wang C, Herrmann R. 1980. A numerical study of P-, SV-, and SH-wave generation in a plane layered medium[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 70(4):1015-1036.
- Wang Z, Zhao D, Wang J. 2010. Deep structure and seismogenesis of the north-south seismic zone in southwest China[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978-2012), 115(B12):B12334.
- Zhang Z, Deng Y, Teng J, et al. 2011. An overview of the crustal structure of the Tibetan plateau after 35 years of deep seismic soundings[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 40(4):977-989.
- Zhang Z, Deng Y, Chen L, et al. 2013. Seismic structure and rheology of the crust under mainland China[J]. Gondwana Research, 23(4):1455-1483.
- Zhao L S, Helmberger D V. 1994. Source estimation from broadband regional seismograms[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 84(1):91-104.
- Zhu L, Helmberger D V. 1996. Advancement in source estimation techniques using broadband regional seismograms[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 86(5):1634-1641.
- Zielhuis A, Nolet G. 1994. Shear-wave velocity variations in the upper mantle beneath central Europe[J]. Geophysical Journal International, 117(3):695-715.

## 致 谢

历经多年，一步步走到硕士研究生，并至现在完成硕士毕业论文，我最想感谢的是我的家人。这一切离不开父母和其它家人的支持和无私付出。我的父母并没有受过太多教育，我也一家人中唯一进入过大学校园学习的。从小，父母便对我的教育格外重视，虽然为了家里孩子的生计，长年在外奔波，一年到头只有过年才能相聚，但每次打电话必然会考察我的学习情况。虽然随着所受教育越来越高，父母已经不能完全明白大学已来的教育方式和主旨，但在学习上我所需要的，他们从来没有质疑或犹豫，一直尽他们所有默默支持着我的选择。姐姐和兄长在出去工作后，也用自己的辛劳帮助渐渐年迈的父母，支持起这个家，资助我的学业。在此，对他们的无私付出由内心表示感谢，也会鞭策自己继续努力，不负他们的期望。

在整个研究生生涯，导师承担了老师和长辈的负责。一方面，用他在理论方面的造诣对我的研究和疑惑进行指导，对导师在地震学理论方面的知识背景由衷佩服，其课程和讨论对我的毕业课题研究带来了灵感。另一方面，他作为长辈，在生活中，对我体现了莫大关怀、包容。在研究生期间遇到挫折时，他没有给我压力，反而是给了我足够的时间和理解。让我得以重新恢复、振作。在此，由衷感谢

我研究生所在的师们，师兄弟不算很多，但是我们很团结。师兄们就像兄长一样，对我进行指引，给予我帮助。当然，还少不了各种各样的聚餐和活动。大师兄王清东为人和善，对所有问题都非常乐观。陈浩朋做事细致，努力，常常帮我仔细地修改论文问题至一句一词。杨颖航在读硕期间连发两篇高质量文章，是优秀的榜样。张攀在我的研究中提供了不少帮助，这篇毕业论文的 L<sup>A</sup>T<sub>E</sub>X 版就是在他帮助下完成的。王光明和我从大学起就是同学，常常能够和我讨论一些生活，学习中的问题，在我颓废时给了我很大的鼓励。黄杰基础好，求知心强，能给出不错的见解和建议。

最后，要感谢在本文工作中所使用的 CPS、Taup 和 GMT 绘图软件的作者，将这样优秀软件无私提供给他人使用。尤其特别感谢 Doc Herrmann 对本文反演研究给予中给予的相关指导和解惑。反演数据来自 IRIS，在此一并感谢。

# 武汉大学学位论文使用授权协议书

本学位论文作者愿意遵守武汉大学关于保存、使用学位论文的管理办法及规定，即：学校有权保存学位论文的印刷本和电子版，并提供文献检索与阅览服务；学校可以采用影印、缩印、数字化或其它复制手段保存论文；在以教学与科研服务为目的前提下，学校可以在校园网内公布部分及全部内容。

- 1、 在本论文提交当年，同意在校园网内以及中国高等教育文献保障系统（CALIS）高校学位论文系统提供查询及前十六页浏览服务。
- 2、 在本论文提交  当年 /  一年 /  两年 /  三年 /  五年以后，同意在校园网内允许读者在线浏览并下载全文，学校可以为存在馆际合作关系的兄弟高校用户提供文献传递服务和交换服务。（保密论文解密后遵守此规定）

论文作者（签名）：\_\_\_\_\_

学号：\_\_\_\_\_

学院：\_\_\_\_\_

日期： 年 月 日