



北京大学

## 本科生学位论文

题目： 华南地区中部接收函数

莫霍面深度与泊松比研究

姓 名： 闵靖涛

学 号： 1600012601

院 系： 地球与空间科学学院

专 业： 固体地球物理学

研究方向： 地震学

导 师： 盖增喜 副教授

二〇二〇年六月



## 北京大学本科毕业论文导师评阅表

|  |   |      |      |        |     |
|--|---|------|------|--------|-----|
| 学 号  | 1600012601  | 学生姓名 | 闵靖涛  | 论文成绩   | 93  |
| 学院(系)  | 地球与空间科学学院地球物理系  |      | 专业   | 固体地球物理 |     |
| 导师姓名   | 盖增喜   | 导师单位 | 北京大学 | 职称     | 副教授 |
| 论文题目   | 华南地区中部接收函数莫霍面深度与泊松比研究   |      |      |        |     |
| 英文论文题目                                       | Moho depth and Poisson's ratio in middle South China from teleseismic receiver functions  |      |      |        |     |
| 导师评语<br>(包含对论文的性质、难度、分量、综合训练等是否符合培养目标的目的等评价) | <p>论文利用布设在华南的77个宽频带流动地震台记录到的远震P波数据，通过接收函数H-K叠加方法研究了华南地区的Moho面深度和泊松比分布，选题具有科学意义。</p> <p>论文从数据收集，处理，程序编写，数据处理，结果整理和解释对学生所学的地球物理知识进行了全面的训练，分量对于本科生来说有较大难度，学生阅读了大量文献，对所得结果进行了很好的解释。论文写作规范，结果清晰，达到了本科生培养目标的目的，是一篇优秀的本科生论文。</p> |      |      |        |     |
| 导师签名: 盖增喜                                    |   |      |      |        |     |

(此表格供院系参考用，各院系可根据实际情况制定和使用原有本单位的论文评阅表)



## 版权声明

任何收存和保管本论文各种版本的单位和个人，未经本论文作者同意，不得将本论文转借他人，亦不得随意复制、抄录、拍照或以任何方式传播。否则一旦引起有碍作者著作权之问题，将可能承担法律责任。



## 摘要

华南大陆由华夏块体与扬子块体在元古代拼合形成，并在此后经历了复杂的构造变动。以往研究较清楚地表明古生代缝合带东缘在浙江绍兴-江山、江西萍乡一带，其西缘在广西境内以断裂的形式到达钦州附近，故称钦杭结合带。但或由于显生宙以来域内的多期构造变形，钦杭结合带在华南中部赣西、湖南一带后缺乏翔实的岩石学、年代学、构造学证据，因此其在华南中部的具体形态和位置不明确。我们利用广东、湖南及邻近的江西、湖北境内的台阵地震数据，使用接收函数与  $H - \kappa$  叠加搜索的方法对华南中部片区进行了地壳下界莫霍面深度与地壳平均泊松比的成像，显示出莫霍面总体向西变深、泊松比在雪峰山-南岭间区域较低的趋势。将雪峰山东西两侧的莫霍面起伏与泊松比变化加以分析，佐以往的地质与地球物理研究结果，我们指出钦杭结合带北缘、扬子地块南缘在域内的分布在雪峰山一线，结合带南缘、华夏地块北缘在域内大致位于衡阳-南岭一带附近。

**关键词：**华南大陆，接收函数， $H - \kappa$  叠加，泊松比，莫霍面，板块结合带



# Moho depth and Poisson's ratio in middle South China with teleseismic receiver functions

Jingtao Min (Geophysics)

Directed by Prof. Zengxi Ge

## ABSTRACT

South China was constructed from the welding of Cathaysia Block and Yangtze Block in Proterozoic, and has been subject to complicated tectonics later on. The Proterozoic suture belt, also referred to as Qin-Hang suture belt, has been shown by previous studies to extend along Jiangshan-Shaoxing-Pingxiang in the east, to the fault zone near Qingzhou in the west. The multiple tectonic movements in the region since Phanerozoic, however, may have altered or even wiped out some imprints of the earlier events, leading to a deficiency of petrological, chronological and tectonic evidence of the Proterozoic suturing in middle South China. We use teleseismic data from seismic arrays in Guangdong, Hunan, and adjacent Jiangxi, Hubei. Utilizing the receiver function techniques and  $H - \kappa$  stacking, imaging of Moho is obtained, together with crustal Poisson's ratio in the region. The results show a general deepening of Moho towards the west, and a low level of Poisson's ratio between Xuefeng Mountain and Nanling Mountains. Combining the shape of Moho and the change of Poisson's ratio around Xuefeng Mountain with the previous geological and geophysical researches, we show that the northern front of the suture belt is located along Xuefeng Mountain, and the southern most part is approximately located around Hengyang and Nanling Mountains.

**KEYWORDS:** South China, Receiver Function,  $H - \kappa$  stacking, Poisson's ratio, Moho, suture belt



# 目录

|                                |           |
|--------------------------------|-----------|
| <b>第一章 引言</b>                  | <b>1</b>  |
| 1.1 研究区域背景 . . . . .           | 1         |
| 1.2 钦杭结合带研究现状 . . . . .        | 2         |
| 1.3 接收函数方法研究现状 . . . . .       | 2         |
| 1.4 本文研究目的及架构 . . . . .        | 3         |
| <b>第二章 接收函数方法</b>              | <b>5</b>  |
| 2.1 接收函数 . . . . .             | 5         |
| 2.1.1 频率域水准值除法反卷积 . . . . .    | 7         |
| 2.1.2 时间域互相关迭代反卷积 . . . . .    | 7         |
| 2.2 $H - \kappa$ 叠加 . . . . .  | 8         |
| <b>第三章 方法、数据与结果</b>            | <b>11</b> |
| 3.1 数据 . . . . .               | 11        |
| 3.2 方法 . . . . .               | 12        |
| 3.3 结果 . . . . .               | 14        |
| 3.3.1 粤-赣-湘地区 . . . . .        | 14        |
| 3.3.2 湘-渝-鄂地区 . . . . .        | 20        |
| 3.3.3 粤-湘过渡区 . . . . .         | 25        |
| <b>第四章 分析与讨论</b>               | <b>29</b> |
| 4.1 华南大陆中部的莫霍面深度及泊松比 . . . . . | 29        |
| 4.1.1 广东地区 . . . . .           | 30        |
| 4.1.2 沅麻盆地 . . . . .           | 31        |
| 4.1.3 鄂西莫霍面隆起 . . . . .        | 31        |
| 4.2 钦杭结合带在区域内位置与形态 . . . . .   | 31        |
| <b>第五章 结论与展望</b>               | <b>35</b> |
| <b>致谢</b>                      | <b>37</b> |
| <b>参考文献</b>                    | <b>39</b> |



# 第一章 引言

## 1.1 研究区域背景

华南大陆是居于中国南部、太平洋西部的大型地块。它北接秦岭-大别造山带，与华北板块相望；西抵横断山脉与龙门山断裂，与青藏高原相接；南西向大致以昌宁-马江断裂为界，与东南亚块体相合；南东向则邻洋而望，为西太平洋构造带所围。在地理上，华南大陆南至海南，东至台湾，涵盖了中国东南的陆地和大型岛屿；西至川滇一带，并一般将四川盆地划归在内；向北，沿秦岭-大别造山带由西向东依次经过陕南、湖北、江西，并大致沿郯庐断裂北上，抵达苏北-鲁南一带。区别于地理上狭义的华南范围，地质学范畴内的华南大陆包括秦岭以南、青藏高原及横断山脉以东中国的大部分区域。

与华南板块的一带之隔的华北板块自古元古代的拼合之后长期有相对稳定的板内环境，缺乏大规模的构造变动和火山活动，故也称华北克拉通。与之相比，华南大陆的拼合更为晚近，且后续发生多期陆内褶皱变动、大规模岩浆活动，板内构造及岩浆活动更为活跃。且进入古生代和中生代后又分别经历了两期大规模的陆内褶皱变动和岩浆活动，演化较为复杂，并有特征典型的成矿作用，在板内不同区域发育有品种丰富的矿床。在几次构造事件中，新元古代的俯冲-碰撞-造山事件是最主要的一次大型构造事件。

据已有资料，华南大陆进入中元古代仍是多块体分离的格局（张国伟等 2013），一般认为分为扬子块体 (Yangtze Plate) 和华夏块体 (Cathaysia Plate)，并可能有更小的微块体（舒良树（2012）认为可进一步拆分出分离的江南地体、怀玉地体等）。扬子地块位于今华南大陆范围的西北部分，大致包含今川、渝、滇、贵、鄂、苏、桂西北、湘西北一带；华夏地块位于华南大陆的东南部分，大致包含今闽、粤、浙南、赣南一带。二者间以一条构造带划分，形迹由北向南大略沿 NEE 向江山-绍兴（简称江绍）断裂，自杭州-绍兴一带经江山至江西萍乡；进入湖南后南折，并连接广西的博白-岑溪断裂，自梧州岑溪一带南抵钦州湾附近。该构造带是指示华南大陆板块拼合的最重要证据，并为拼合过程留存了多种形迹。火成岩石学上，构造带内浙、赣一带双溪坞群产出钙碱系列中-基性火成岩系列，指示现代岛弧/陆弧岩浆活动环境（Shui 等 1986）。变质岩石学上，江绍-赣东北所见两条蛇绿岩混杂岩带，并伴有韧性变形的动力学特征；德兴西湾一带蓝闪石片岩指示高压低温的变质环境，这些都是指示板块碰撞的特征标志之一（舒良树 2012）。火山岩定年和锆石 U-Pb 等同位素证据表明，扬子块体和华夏块体在晋宁运动（距今约 1.0Ga-820Ma）分两期拼合（张国伟等 2013, Shui 等 1986），从而构成了当今华南大陆的主体。这些地质学证据相结合，表明扬子块体与华夏块体在中元古代时为相隔古大洋的两个独立的板块，在古大洋闭合过程中，在扬子地块或江南

地体一侧发生俯冲，并可能同时产生了活动性大陆边缘的岛弧构造。随后，在距今约 1.0Ga 至 820Ma 前，扬子地块、华夏板块及一些小板块分两期发生碰撞拼合，形成了当前华南大陆的雏形。而贯穿华南大陆，绵延逾一千五百公里、宽百余公里的这条拼合带，也成为了新古生代板块碰撞结合的遗留证据。

对于这条构造带，在部分文献中称为江南结合带，也称华南复合陆内造山区。在本文中，遵循近年来文献的惯例，使用钦杭结合带指称这一构造带。

## 1.2 钦杭结合带研究现状

至迟在上世纪 70 年代，学者已经确证华南大陆可主要分为扬子板块和华夏板块 (J. Huang 1978)。而作为横贯华南大陆的大型构造单元，钦杭结合带至迟在上世纪 80 年代已经引起了地球工作者的研究兴趣。

江-绍断裂的构造形迹最早引起注意，故早期工作主要集中于钦杭结合带的东北缘，即浙江-徽南-赣北区域，并以地球化学及大地构造方面研究为主。水涛 (1986) 通过岩石学和地球化学证据认为在江绍断裂区域存在元古代火山弧岩浆活动历史及碰撞历史及，并较早提出江南古地块与华夏古地块由于洋壳闭合碰撞拼合。90 年代初期，在赣东北区域对元古代地层的调研 (舒良树、周国庆 1988) 获得了一批重要的发现；该区域的复理石沉积进一步支持了洋壳闭合的观点；包括蛇绿混杂岩及蓝闪石片岩在内的一系列特征变质岩指示出板块碰撞及洋壳残余的形迹。舒良树 (1988) 基于此提出了怀玉地块的缝合。在同时期，一批蛇绿岩残余的年代学证据也接连涌现，结合岩石学与地球化学资料，基本可以确证新元古代发生洋壳俯冲和板块缝合事件 (Charvet 等 1996)。

相比之下，钦杭结合带的中部至西部，主要涵盖赣西南、粤北、湘南、桂东地区，则相对缺少翔实确凿的调研。尽管通过博白-岑溪断裂附近的年代学数据，及湘西南越城岭花岗岩及桂北超镁铁岩的岩石学及年代学资料，基本确证了其与江绍-萍水属同期、同类构造，因而确定了钦杭结合带的西南边界，但总体地质资料欠丰富，对相应构造形态和范围的约束欠准确。近年来，一些地球物理手段被引入该构造带的研究，为这些区域提供了更有力的构造约束。饶家荣等 (2012) 结合过往的面波频散资料、反射地震学资料、重力、电磁资料，对湖南区域的深部构造做了相应解释，并由此约束了钦杭结合带在湖南的展布位置。

## 1.3 接收函数方法研究现状

接收函数方法是最早由 Langston (1979) 提出的一种从观测远震地震信号中恢复地球介质转换波响应函数的方法。远震地震波到达接收台站附近时具有复杂的等效震源时间函数，经过接收台下地球介质的作用和仪器响应后呈现为观测波形。Langston (1979) 指出，由于远震地震波具有接近竖直方向的射线路径，水平层状介质对其 P 波分量响应接近单一脉冲响应，从而远震地震波的竖直分量基本可以归结于等效震源时

间函数经仪器响应滤波的结果。因此，在线性系统中，将地震波竖直分量视为反卷积因子，对水平分量求反卷积可以恢复接收端介质对 P 波转化为 S 波的脉冲响应，称为接收函数（Receiver Function, RF）。

早期的接收函数提取方法采用频率域除法反卷积的方法（Langston 1979, Owens 等 1984, Langston 1989），该方法计算简洁、快速，但效果依赖于水准值的选取、起伏不平滑，且常在无信号段产生噪音。此后，多种反卷积方法均被用来产生接收函数。受反卷积思想启发，Gurrola (1995) 设计了时间域线性反卷积方法，基于求线性方程最优解提取接收函数；Kosarev (1984) 采用时间域相关方法获得了 SH 分量接收函数；Ligorria 和 Ammon (1999) 设计了时间域迭代相关反卷积方法，并通过对模拟数据和真实数据的实验表明该方法能够有效恢复介质响应，并同时减小不必要的起伏和非信号区的噪音。近年来，多数使用接收函数方法的工作均使用频率域水准值除法反卷积方法（Kosarev、Kind 等 1999, Zhu 2000, Zhu、Kanamori 2000, Kao 等 2001）或时间域迭代相关反卷积方法（Zor 等 2003, Paul 等 2006, S. Wei、Chen 2016）。此外，由于数据的增长，还可以将同一事件不同台站的竖直分量叠加获取等效震源作为反卷积因子（Ammon 1991, Zhu、Kanamori 2000），获取质量更好的接收函数。

由于 RF 能排除震源时间函数干扰、简洁地反映介质信息，一经提出就广泛被引用于地震资料的处理与解释中，尤其是对于具有高波阻抗差异的界面有较好的分辨能力。早期工作采用单台-单事件接收函数讨论转换界面深度和角度（Langston 1979），或使用叠加后的单台平均接收函数反演速度结构（Owens 等 1984）。近年来，更多的接收函数方法被应用于界面的成像与识别，如通过速度模型对深部界面成像的共转换点叠加（Common Conversion Point Staking, CCP）方法（Zhu 2000），被应用于深部不连续面（如 410km, 660km 等界面）的成像与识别（Kosarev、Kind 等 1999, Zheng 等 2009）；提取莫霍面深度与泊松比的  $H - \kappa$  叠加方法（Zhu、Kanamori 2000），也被特别地用于莫霍面的成像中（R. He 等 2014）。

## 1.4 本文研究目的及架构

本文主要将使用接收函数方法，用于研究华南大陆中西部地区，尤其是鄂、湘、粤地区的莫霍面深度和地壳泊松比。2014 年，中国地质调查局启动了“华南深部结构探测项目”；由地科院地质所牵头，北京大学、南京大学、地震局预测所与力学所参与的宽频带地震阵列观测也在此项目统筹下开展。宽频带地震阵列布设在  $26^{\circ}\text{-}32^{\circ}\text{N}$ ,  $112^{\circ}\text{-}121^{\circ}\text{E}$  的大区域内，遍布鄂、湘、粤、桂、赣、浙、闽等省份，尤其在华南大陆的中西部区域也首次有了较好的地震阵列分布，并于 2017-2018 年间获得了较多远震数据，可用于接收函数方法的研究工作。此前，在相关研究区域缺乏较大范围的相关数据支撑，本文将力图通过新数据，采用接收函数的  $H - \kappa$  叠加搜索等方法，获取对华南大陆中西部区域较大范围内的地壳结构的信息，主要为莫霍面深度与地壳平均泊松比，并试图

通过这一系列工作对以往研究有限的钦杭结合带的中部区段形成地球物理约束。

本文第一章为引言，简要介绍本文所研究的华南大陆的总体地质背景，并介绍本文研究的目的缘起、内容等；第二章介绍本文研究所采用的接收函数相关方法；第三章阐述将该方法应用于华南大陆中西部宽频带地震阵列数据集的具体操作，并展示相应结果；第四章对结果作进一步讨论，并力图基于该结果形成对华南大陆构造的整体概念与对钦杭结合带位置与形态的新约束；第五章展示本文的结论，并对未来研究作出展望。

## 第二章 接收函数方法

### 2.1 接收函数

实际地震观测的远震波形一般含有复杂的震源函数信息。当试图直接使用地震波对层状介质进行分辨时，复杂的震源函数会掩盖震相，影响解译。诚然，若使用震源函数近似短脉冲的远震事件，能相对较好地辨别层状介质，但该条件对于事件的要求过高，且仍不能完全去除干扰。接收函数（Receiver Function，或 RF）方法则能有效地从观测波形中去除震源函数（Langston 1979），一般由水平分量观测信号对竖直分量观测信号做反卷积得到。

考虑水平层状/小倾角地球介质对下方入射的响应  $E$ ，仪器响应  $I$ 。真实观测信号为几个线性系统相继作用的结果，即：

$$\begin{aligned} D_V(t) &= S(t) * E_V(t) * I(t) & D_V(\omega) &= S(\omega) \cdot E_V(\omega) \cdot I(\omega) \\ D_R(t) &= S(t) * E_R(t) * I(t) & D_R(\omega) &= S(\omega) \cdot E_R(\omega) \cdot I(\omega) \\ D_T(t) &= S(t) * E_T(t) * I(t) & D_T(\omega) &= S(\omega) \cdot E_T(\omega) \cdot I(\omega) \end{aligned} \quad (2.1)$$

其中，下标  $V$ 、 $R$ 、 $T$  分别代表响应和记录的竖直分量、径向分量和切向分量；竖直分量与径向分量决定于理想一维模型下地震射线运动的平面，即大圆面，切向分量与该面垂直。我们试图在震源函数 ( $S$ ) 未知的情况下，从观测波形 ( $D$ ) 中恢复接收端附近的地球介质响应 ( $E$ )。对于任意的地震射线来说，这通常是困难的，因为这涉及到用仪器响应和未知的震源函数对观测波形进行反卷积。但对于远震事件，由于地震射线的入射角一般很小，对 P 波的竖直分量的介质响应近似为单一脉冲响应，即：

$$E_V(t) \approx \delta(t), \implies D_V(t) \approx S(t) * I(t) \quad (2.2)$$

这一点通过近垂直地震波在界面处的反透射公式可以很容易地看出。由于远震事件竖直方向观测到的体波以 P 波占绝对主导，对下方近垂直入射的 P 波，各界面透射系数很大且相移可略，因此总体响应接近脉冲。若入射 P 波为一脉冲，则应只有射线到达表面的单一震相。这一性质在实际观测中也得到了印证 (Burdick, Helmberger 1974)。基于此假设，使用仪器相应与震源函数对波形进行反卷积就化归为使用竖直分量波形对其余分量波形进行反卷积，即：

$$\begin{aligned} E_R(\omega) &= \frac{D_R(\omega)}{S(\omega)I(\omega)} \approx \frac{D_R(\omega)}{D_V(\omega)} \\ E_T(\omega) &= \frac{D_T(\omega)}{S(\omega)I(\omega)} \approx \frac{D_T(\omega)}{D_V(\omega)} \end{aligned} \quad (2.3)$$

若考虑式 (2.2) 的假设引入的误差，姑且将式 (2.3) 改写为如下由真实量和近似量

共同构成的形式。

$$\begin{aligned}\hat{E}_R(\omega) &= \frac{D_R(\omega)}{D_V(\omega)} = \frac{E_R(\omega)}{E_V(\omega)}, \quad \hat{E}_R(t) = E_R(t) * E_V^{-1}(t) \\ \hat{E}_T(\omega) &= \frac{D_T(\omega)}{D_V(\omega)} = \frac{E_T(\omega)}{E_V(\omega)}, \quad \hat{E}_T(t) = E_T(t) * E_V^{-1}(t)\end{aligned}\quad (2.4)$$

Langston (1979) 同时指出式 (2.2) 的近似误差可以通过在  $E_V$  中引入后续小脉冲估计。比如，假设考虑竖直方向介质响应存在多个较小的脉冲，运用 Fourier 变换可以推导出：

$$\begin{aligned}E_V(t) &= \alpha_0\delta(t - t_0) + \sum_{i=1}^k \alpha_i\delta(t - t_i) \quad \doteq \quad E_V(\omega) = \alpha_0e^{-i\omega t_0} + \sum_{i=1}^k \alpha_i e^{-i\omega t_i} \\ (E_V(\omega))^{-1} &= \left( \alpha_0e^{-i\omega t_0} + \sum_{i=1}^k \alpha_i e^{-i\omega t_i} \right)^{-1} = \frac{1}{\alpha_0e^{-i\omega t_0}} \left[ 1 + \sum_{i=1}^k \frac{\alpha_i}{\alpha_0} e^{i\omega(t_0-t_i)} \right]^{-1} \\ &\approx \frac{1}{\alpha_0} e^{i\omega t_0} \left[ 1 - \sum_{i=1}^k \frac{\alpha_i}{\alpha_0} e^{i\omega(t_0-t_i)} \right] = \frac{1}{\alpha_0} e^{i\omega t_0} - \sum_{i=1}^k \frac{\alpha_i}{\alpha_0^2} e^{i\omega(2t_0-t_i)} + O\left(\frac{\alpha_i^2}{\alpha_0^2}\right)\end{aligned}$$

其中， $t_i$  为第  $i$  个脉冲的到时；第二步利用了  $\alpha_i \ll \alpha_0$  ( $i \geq 1$ )，这是因为此处假设的次级脉冲相对直达脉冲都更小，这些脉冲可能是 P 波的多次波 (Langston 1979)，或者由于非严格垂直入射造成 S 波转换波在竖直方向的小分量。反变换回时间域：

$$(E_V(\omega))^{-1} \quad \doteq \quad E_V^{-1}(t) \approx \frac{1}{\alpha_0} \delta(t + t_0) - \sum_{i=1}^k \frac{\alpha_i}{\alpha_0^2} \delta(t + 2t_0 - t_i) + O\left(\frac{\alpha_i}{\alpha_0^2}\right) \quad (2.5)$$

由式 (2.4) 和式 (2.5)，以径向分量为例，考察引入误差脉冲下的反卷积结果：

$$\begin{aligned}\hat{E}_R(t) &= E_R(t) * E_V(t) = \int_{\mathbb{R}} E_R(\tau) E_V(t - \tau) d\tau \\ &\approx \frac{1}{\alpha_0} E_R(t + t_0) - \sum_{i=1}^k \frac{\alpha_i}{\alpha_0^2} E_R(t + t_0 - (t_i - t_0)) \\ \hat{E}_R(t) &= \frac{1}{\alpha_0} E_R(t^*) - \sum_{i=1}^k \frac{\alpha_i}{\alpha_0^2} E_R(t^* - (t_i - t_0))\end{aligned}\quad (2.6)$$

其中， $t^* = t + t_0$ 。可以看到，反卷积的领头项效果相当于将  $E_R(t)$  的时间序列作时域平移，整体前移  $t_0$ 。若原本  $t_0$  位置存在一个脉冲，则该脉冲将被移至 0 时刻。自平移后零时刻起算，引入误差后的误差项的贡献相当于将  $E_R(t)$  时间序列以与  $E_V$  中误差脉冲相同的脉冲延迟堆叠在计算结果的尾部。当小脉冲充分小时，其影响可略；当小脉冲对应时间延迟较大时，在一定时间内截取的  $\hat{E}_R$  就不含有误差脉冲贡献。因此，在如上误差可控的范围内， $\hat{E}_R(t)$  理论上可以真实地反映  $E_R(t)$ ，即接收端地球介质响应。

由上论述，接收函数的提取归结为了水平分量与竖直分量之间的反卷积操作。反

卷积算法形式多样，在此简要介绍两种在接收函数的提取过程中最常用的方法。

### 2.1.1 频率域水准值除法反卷积

在上述接收函数的推导与证明过程中，多处变换到 Fourier 像空间处理，因此反卷积在频率域进行是自然而然的。根据 Fourier 变换的卷积定理，卷积之频谱等于频谱之乘积；反之，反卷积之频谱等于频谱之商。如上所述，Langston (1979) 在引入接收函数时同时也给出了频率域反卷积的方法。原则上，接收函数的频谱可由 (2.3) 式给出。但是，实际处理时，除法的不稳定性常常带来问题，如信号原本只有较小的频带宽度，但在像空间的高频区域可出现接近零的频谱幅值，此时将使得反卷积结果产生很大的高频能量。压制接近零的除数的一种途径是使用水准值 (water level)，使用水准值的频率域反卷积由下式给出：

$$\hat{E}_R(\omega) = \frac{D_R(\omega)\bar{D}_V(\omega)}{\max\{D_V(\omega)\bar{D}_V(\omega), c \cdot \max[D_V(\omega)\bar{D}_V(\omega)]\}} \cdot G(\omega), \quad \hat{E}_R(\omega) \doteq \hat{E}_R(t) \quad (2.7)$$

其中， $G(\omega)$  为一高斯滤波器，可用来限制接收函数的频带范围不超过原信号的频带范围。通过分母水准值与高斯滤波器的共同作用，可以确保除法的稳定性，同时保持理想的频带范围。

### 2.1.2 时间域互相关迭代反卷积

频率域水准值除法速度快、实现异常简便，但其缺点在于不易于控制噪声水平，在反卷积得到的接收函数中，有大量与有效震相无关的起伏。此外，从物理上，当使用等长的两段信号作反卷积时，我们期望的结果是反卷积后的时间序列天然地具有随时间推移衰减的特性，这是因为有限长信号只能包含有限的信息，而响应函数时间序列在尾部的特性并不包含在原信号中。以长为  $N + 1$  的信号为例，设一响应函数  $f_n$ ，一信号  $x_n$ ，二者卷积之结果：

$$y_n = \sum_{m=0}^n x_m f_{n-m}$$

设响应函数  $f_n = \delta_{nN}$ ，即在尾部出现脉冲，则由该响应滤波的输出信号： $y_n = x_0 \delta_{nN}$  也仅有尾部受到该响应的影响。事实上，若以连续无限长信号来看，由该响应造成的波列主要进入了输出信号  $N$  长度之后的部分，故在有限信号范围之外。换言之，两个离散有限信号反卷积，对反卷积结果的前部约束良好；对尾部则约束很弱。为要求约束弱的部分不能对主要趋势形成干扰，理应要求反卷积结果具有自然衰减的特点。而频率域反卷积得到的响应函数并不天然具有随时间推移衰减的性质，因为它仅仅是将信号视为周期信号的周期部分加以变换。

对于以上两个问题，时间域互相关迭代反卷积 (Ligorria、Ammon 1999) 能够有效地加以解决。这一算法的思路是每次迭代时将当前反卷积结果的贡献（即当前接收函

数与竖直分量的卷积)从原函数(径向分量)中扣除,并将剩余原函数与反卷积因子作时域相关,将相关函数峰(谷)值点作为反卷积结果的一个脉冲新增到反卷积结果中。其迭代格式如下:

$$\begin{aligned}
 0: \quad & \hat{E}_R^0(n) \equiv 0 \quad (n = 0, \dots, N), \quad D_R^0(n) = D_R(n) \\
 k: \quad & C(n) = D_V(n) * D_R^k(-n), \\
 & n_k = \arg \max_n \{|C(n)|\}, \\
 & \hat{E}_R^{k+1} = \hat{E}_R^k + C(n_k) \delta_{nn_k} \\
 & D_R^{k+1}(n) = D_R(n) - D_V(n) * \hat{E}_R^{k+1}(n) * G(n) \\
 & \varepsilon_k = |D_R^{k+1} - D_R^k| / (D_V \bar{D}_V)
 \end{aligned} \tag{2.8}$$

其中,  $G(n)$  为一高斯滤波器, 用于限制反卷积函数的频带范围; 不经过高斯滤波的反卷积函数仅由多个单脉冲组成, 无法模拟真实的地球介质;  $\varepsilon_k$  衡量第  $k$  步迭代向接收函数添加的新脉冲的相对贡献, 若小于一定阈值则视为接近收敛, 迭代终止。

在实际操作中, (2.8) 式每次迭代求互相关的过程的具体实现可以使用时间域互相关算法, 将完整结果取正半轴; 也可以变换到频率域, 将函数与另一函数的复共轭相乘。原则上, 频率域算法所计算的为循环相关, 但在适当补零的情况下一般对结果的影响较小, 且在保持基本性质不变的情况下, 能够显著加速计算。

本节最后, 结合接收函数实际应用场景作具体讨论。接收函数反映了接收端地球介质对某种入射波的响应在某分量的体现。直达 P 波接收函数是最早使用, 也是最常用的一种接收函数。其对应入射波为直达 P 波; 由于 R 分量以 SV 波占主导且 SV 波理应集中在 R 分量, 故此时径向接收函数反映了对入射 P 波转换为 SV 波的响应, 对界面处的转换系数敏感, 能反映出介质中波阻抗的变化。在 Pg 波的径向接收函数中, 最显著的分量为 Ps 震相分量, 它代表了在莫霍面 P-SV 的转换波; 同样对应莫霍面的转换震相还有多次波 PpPs, PsPs+PpSs 等, 后者是以上几个莫霍面转换震相中到时最晚的, 根据地壳厚度与平均速度的差异, 到时可能在直达 P 波后 20 秒左右至 30 多秒不等。使用远震 P 波接收函数时, 设介质均为水平层, 则 S 转换波在竖直分量上体现很小, 一般均可以忽略; P 波多次波到时大约在 10 秒左右, 可能会引入一定误差。

## 2.2 $H - \kappa$ 叠加

由于莫霍面是接收端附近最显著的波阻抗不连续面, 莫霍面上的 P-S 转换震相 Ps 一般是接收函数中在直达 P 波之后最显著的震相, 可以用来反映莫霍面的深度及波速比信息。然而, 单纯使用接收函数中的 Ps 震相到时计算地壳厚度难以区分波速效应和深度效应。同样的震相到时既可以解释为较浅的莫霍面与较慢波速的组合, 又可解释为较深的莫霍面与较快波速的组合, 故莫霍面深度与波速存在互易的误差。若同时使

用界面转换波的多次波，则可以大幅减小由波速与界面深度互易性导致的误差。 $H - \kappa$  叠加 (Zhu、Kanamori 2000) 就是基于这种思想的一种成像方法，它使用一个先验的 P 波速度结构，根据不同的界面深度与波速比计算 Ps 震相、PpPs 震相及 PpSs+PsPs 震相的到时相对直达 P 波的延迟，并将接收函数上相应时间点以一定权重叠加。搜索一定界面深度与波速比范围内的叠加结果，其峰值点即被作为地壳厚度与波速比的计算值。

考虑一个均匀的地壳模型，其 P 波速度为  $V_P$ 。各震相相对直达 P 波的延迟与界面转换深度有关系：

$$\begin{aligned} H &= \frac{t_{Ps}}{\sqrt{\frac{1}{V_S^2} - p^2} - \sqrt{\frac{1}{V_P^2} - p^2}}, & t_{Ps} &= \left( \sqrt{\kappa^2 \gamma^2 - p^2} - \sqrt{\gamma^2 - p^2} \right) H \\ H &= \frac{t_{PpPs}}{\sqrt{\frac{1}{V_S^2} - p^2} + \sqrt{\frac{1}{V_P^2} - p^2}}, & t_{PpPs} &= \left( \sqrt{\kappa^2 \gamma^2 - p^2} + \sqrt{\gamma^2 - p^2} \right) H \\ H &= \frac{t_{PpSs+PsPs}}{2\sqrt{\frac{1}{V_S^2} - p^2}}, & t_{PpSs+PsPs} &= 2\sqrt{\kappa^2 \gamma^2 - p^2} H \end{aligned} \quad (2.9)$$

其中， $t_{Ps}$ 、 $t_{PpPs}$ 、 $t_{PpSs+PsPs}$  分别为 Ps 震相、PpPs 震相、PpSs+PsPs 震相到时相对直达 P 波的到时延迟； $p$  为射线参数； $\gamma = 1/V_P$  为 P 波慢度； $H$  为界面深度； $\kappa = V_P/V_S$  为介质波速比。公式 (2.9) 很容易推广到多层水平介质中，设转换界面上方介质划分为 N 个水平层，P 波慢度、层厚、波速比分别为  $\gamma_i$ 、 $H_i$ 、 $\kappa_i$  ( $i = 1, 2, \dots, N$ )，则转换震相及多次波时延：

$$\begin{aligned} t_{Ps} &= \sum_{i=1}^N \left( \sqrt{\kappa_i^2 \gamma_i^2 - p^2} - \sqrt{\gamma_i^2 - p^2} \right) H_i \\ t_{PpPs} &= \sum_{i=1}^N \left( \sqrt{\kappa_i^2 \gamma_i^2 - p^2} + \sqrt{\gamma_i^2 - p^2} \right) H_i \\ t_{PpSs+PsPs} &= 2 \sum_{i=1}^N \sqrt{\kappa_i^2 \gamma_i^2 - p^2} H_i \end{aligned} \quad (2.10)$$

取接收函数中各震相时延对应点的值，以一定权重叠加。权重的选取原则一般考虑震相的相干性、稳定性等因素，较稳定、相干的震相赋予较高权重。由于一般 Ps 及其多次波震相发育程度递减，权重也相应递减。具体权重在不同研究中略有差异，Zhu、Kanamori (2000) 选取的权重为  $w = (0.7, 0.2, 0.1)$ ；赵延娜等 (2017) 选取  $w = (0.6, 0.3, 0.1)$ ；He 等 (2014) 选取  $w = (0.4, 0.4, 0.2)$ 。对于给定的界面波阻抗差异，Ps 转换波与 PpPs 转换波一般同相位，而 PpSs+PsPs 震相存在  $\pi$  相位差，故权重反号。给定任意界面深度  $H$ 、多层水平介质的波速比  $\kappa$ ，一般的  $H - \kappa$  叠加即表述为：

$$S(H, \kappa) = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m \left( w_1 \hat{E}_R(t_{Ps}^j) + w_2 \hat{E}_R(t_{PpPs}^j) - w_3 \hat{E}_R(t_{PpSs+PsPs}^j) \right) \quad (2.11)$$

其中,  $j$  表示同一台站的不同接收函数序号, 一般具有不同的射线参数, 对应时延:

$$t^j = t(H, \kappa; p_j)$$

与变量  $H$ 、 $\kappa$  及参数  $p$  的依赖关系由式 (2.10) 具体给出。

最后, 叠加结果的误差可以用极大值附近的 Taylor 级数展开加以估计 (Zhu, Kanamori 2000)。利用一阶极值条件, 叠加函数  $S(H, \kappa)$  在极大值附近可展开为:

$$S(H_0 + dH, \kappa_0 + d\kappa) = \frac{1}{2} \frac{\partial^2 S}{\partial H^2} dH^2 + \frac{1}{2} \frac{\partial^2 S}{\partial \kappa^2} d\kappa^2 + \frac{\partial^2 S}{\partial H \partial \kappa} dH d\kappa + O(dH^l d\kappa^{3-l}) \quad (2.12)$$

从而叠加函数在  $H$  与  $\kappa$  上的不确定度就有估计式:

$$\begin{aligned} \sigma_S &\sim \frac{1}{2} \frac{\partial^2 S}{\partial H^2} \sigma_H^2 & \sigma_H &\sim \sqrt{2\sigma_S / \left| \frac{\partial^2 S}{\partial H^2} \right|} \\ \sigma_S &\sim \frac{1}{2} \frac{\partial^2 S}{\partial \kappa^2} \sigma_\kappa^2 & \sigma_\kappa &\sim \sqrt{2\sigma_S / \left| \frac{\partial^2 S}{\partial \kappa^2} \right|} \end{aligned} \quad (2.13)$$

通过估计叠加函数对  $H$  与  $\kappa$  的二阶偏导数及叠加函数的不确定性, 即可得  $H$  与  $\kappa$  的不确定性。一般在处理时, 会进一步将波速比转化为具有更直观物理意义的泊松比, 二者的转换公式为:

$$\nu = \frac{1}{2} \left( 1 - \frac{1}{\kappa^2 - 1} \right) = \frac{1}{2} \frac{\kappa^2 - 2}{\kappa^2 - 1} \quad (2.14)$$

从而由误差传递公式, 得到泊松比不确定度和波速比不确定度的转换公式:

$$\frac{\sigma_\nu}{\nu} = \frac{2\kappa^2}{(\kappa^2 - 2)(\kappa^2 - 1)} \frac{\sigma_\kappa}{\kappa} \quad (2.15)$$

## 第三章 方法, 数据与结果

### 3.1 数据

本文使用的数据来自“华南深部结构探测”项目的宽频带流动地震台站, 所用台站总计 77 个, 分布于华南地区粤、湘、鄂、渝一带, 纬度分布范围为  $24^{\circ}\text{N} \sim 32^{\circ}\text{N}$ , 经度分布范围为  $109^{\circ}\text{E} \sim 117^{\circ}\text{E}$ , 跨越钦杭结合带的中西段。数据来源的台站阵列大致呈 L 形分布, 由一横一纵的两个矩形阵列构成。横向矩形由 35 个台站组成, 阵列覆盖广东、湘南、赣西南区域, 纬度范围  $24^{\circ}\text{N} \sim 27^{\circ}\text{N}$ , 经度范围  $112^{\circ}\text{E} \sim 117^{\circ}\text{E}$ , 大致覆盖南岭及武夷山脉南支, 处于钦杭结合带的东南侧、华南大陆中的华夏地块部分; 纵向阵列包含 42 个台站, 涵盖湖南、湖北及渝东的部分地区, 纬度范围  $26^{\circ}\text{N} \sim 32^{\circ}\text{N}$ , 经度范围  $109^{\circ}\text{E} \sim 112^{\circ}\text{E}$ , 大致南起雪峰山, 北至巫山, 处于钦杭结合带的西北侧、华南大陆中的扬子地块部分。一横一纵两个区域的阵列大致相交于钦杭结合带附近, 能对钦杭结合带中段作出较好的约束, 并对由南至北从华夏地块穿过结合带中段进入扬子地块的地壳变化有较好刻画。

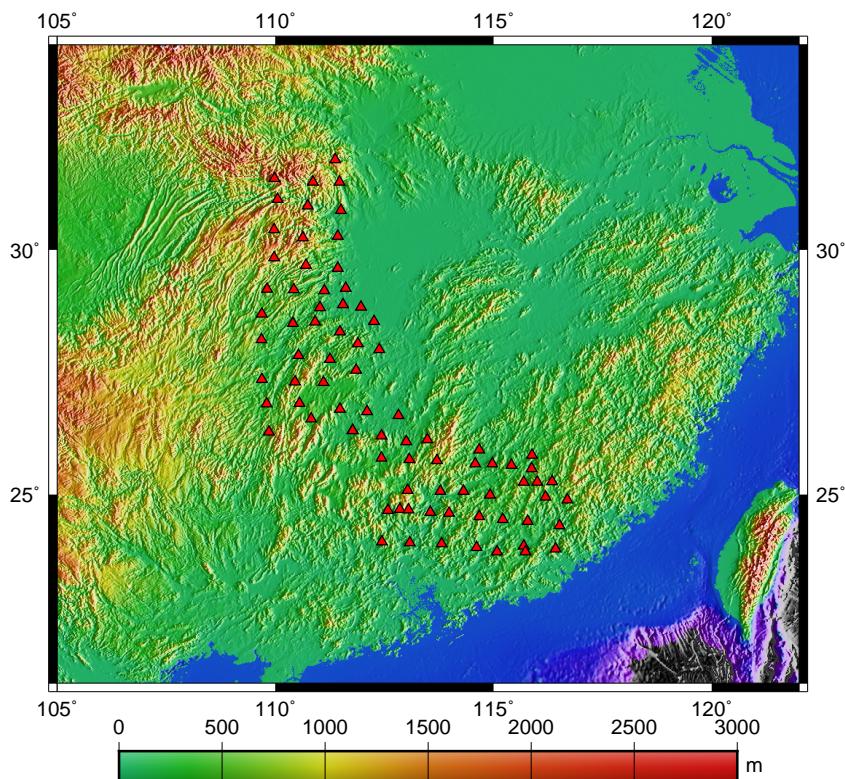


图 3.1: 宽频带流动地震台站分布

接收函数计算使用的事件来自以上宽频带流动地震台站于 2017 年至 2018 年记录的远震事件。为确保接近垂直入射的射线路径, 筛选了震中距在  $20^{\circ} \sim 90^{\circ}$  之间的远震

记录；为提高信号的质量，进一步筛选了 5.5 级以上的地震事件，并将其中竖直 (Z) 分量信噪比低于 5.0 的记录连同对应的水平分量筛去。经历以上挑选后，我们得到 449 个远震事件，对应 77 个台站的 18252 条有效的地震记录。横向阵列中平均每台站 146 条有效记录，纵向阵列平均每台站 266 条有效记录，所有台站的有效记录数不少于 100 条。针对提取的接收函数，筛选了具有较显著直达 P 波与 Ps 转换波的记录，筛选标准为直达 P 波到时（0 时刻）接收函数幅值不小于最大幅值的 60%，Ps 到时附近（3 秒-7 秒内）幅值不小于最大幅值的 20%。由此准则筛选出 77 个台站的 8694 条有效接收函数，平均每台站 122 条，多数台站的接收函数数量不少于 80 条。

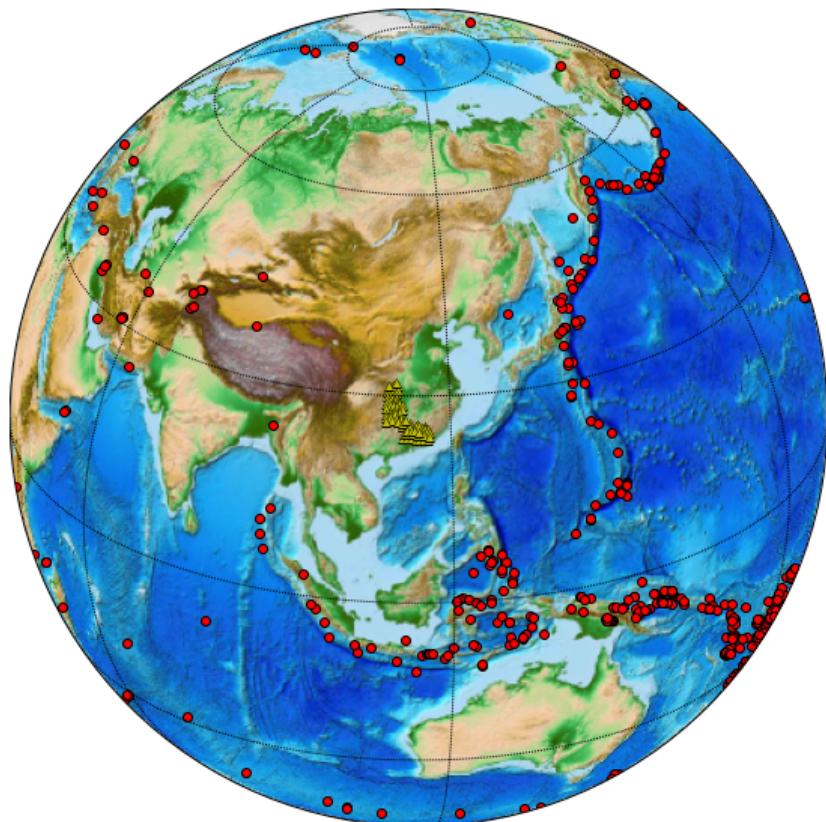


图 3.2: 事件与台站分布

## 3.2 方法

预处理流程使用了多种常见的接收函数预处理的方法。首先，根据求算的反方位角，将各记录的北 (N)、东 (E) 分量转换到径向 (R)、切向 (T) 分量；在本次研究中，仅使用 R 分量数据。然后，对于每个事件，采用 IASP91 模型作为全球速度参考模型，并使用 taup 程序计算理论 P 波到时；截取不同台站三分量记录的 P 波理论到时前 10 秒-后 60s，这是为了在防止后续震相进入的前提下，确保能对 40s 以内的接收函数产生较好约束，而后续的  $H - \kappa$  叠加所使用的多次波一般位于 40 秒以内。所有记录在

作偏移与反卷积前, 已经去除了仪器相应, 并做了去线性趋势、两端渐弱操作。为使得结果主要包含远震信息, 且对地壳中界面有较好约束, 采用了 0.1Hz-2Hz 带通滤波。经过预处理后, Z 分量信噪比不足 5.0 的记录连同其 R 分量被筛去。

我们采用了等效震源的方法作为反卷积因子, 叠加获得等效震源事件函数的目的是为了提高反卷积因子的信噪比。由于该操作中, 对齐的结果同时用来对台站记录的相应径向分量做偏移, 必须谨慎限制对齐操作允许的偏移量, 避免出现相位错动、失相关的情况。我们首先选取所有 Z 分量数据, 做初步叠加。对预叠加结果, 采用最强能量时窗搜索, 获取了预叠加信号中能量最强的 5 秒时窗; 此后, 取各 Z 分量中对应时窗与预叠加结果时窗作互相关, 并取 1.0 秒偏移量以内的互相关绝对值最大值点作为最佳偏移位置, 按照该偏移叠加同事件的各台站记录, 即得等效震源时间函数。相应台站的 R 分量也按照相应最优偏移量进行截取。与此同时, 相应记录的最大幅值与对齐点的互相关系数符号也被记录下来, 作为相应台站 R 分量记录的幅值缩放因子。即:

$$D'_R(t) = \frac{D_R(t)}{\text{sign}(X(\tau)) \cdot \max(D_Z(t))}$$

其中,  $X$  表示短时窗的相关函数,  $\tau$  为最优偏移量。幅值缩放可以确保 R 分量与 Z 分量振幅比例大致不变, 从而不影响接收函数的幅值; 此外, 符号信息是为确保处理后 R 分量与等效震源函数具有相同极性。

叠加得到的等效震源时间函数即作为各台站记录的反卷积因子。我们采用了时间域迭代相关反卷积方法 (Ligorria、Ammon 1999), 因为该方法相对频率域反卷积方法具有更稳定与平滑的结果。迭代条件设为相邻两次新增脉冲对还原 R 分量信号的能量贡献在原信号能量的 0.01% 以下, 次数上限为 200 次; 为提高速度, 迭代中的相关在频率域进行。为匹配先前的滤波频段, 采用  $a = 2.5$  的高斯滤波器限制频段。

对于提取得到的接收函数, 我们使用  $H - \kappa$  叠加搜索方法从中获取最优匹配界面深度及波速比 (见2.2)。 $H - \kappa$  叠加依赖于一个初始 P 波速度模型, 在此研究中, 我们尝试了两种略微不同的模型执行这一算法。第一种模型为水平分层介质模型 (R. He 等 2014), 模型根据 CRUST1.0 (Laske 等 2012) 数据建立, 其中各界面深度从地表起算, 即将地形海拔加入深度中; 第二种模型为视为速度恒定的均匀半空间 (Zhu、Kanamori 2000, 黄海波 等 2014, 赵延娜 等 2017), 该速度参考 CRUST1.0, 按照地区的地壳加权平均 P 波慢度给出。水平多层模型计算的时间复杂度稍大, 每百条记录叠加在 3-5 秒; 单一速度模型计算更快, 每百条记录叠加在 1 秒左右。在本数据集上的数值实验表明, 水平多层模型与单一速度模型的  $H - \kappa$  叠加产生的叠加函数  $S(H, \kappa)$  差异较显著, 后者较前者在深度上更为集中, 但当数据质量较好时, 二者的极大值搜索结果一般吻合度很高。完成  $H - \kappa$  叠加后, 台站高度将从叠加结果的地壳厚度值中扣除, 以得到莫霍面的深度信息。此后的所有展示结果中,  $H$  只表示莫霍面深度。

$H - \kappa$  搜索结果的不确定度估计参考公式 (2.13)。其中, 叠加函数  $S(H, \kappa)$  的不确定度  $\sigma_S(H, \kappa)$  由式 (2.11) 求平均时各元素的标准差给出。由于叠加函数不是天然地由

连续映射形成，可能出现一定的不平滑，此时局部值差分对微分的估计可能具有不稳定性。针对此问题，我们在估计二阶偏微分时采用了两种方法。一种是采用二阶有限差分算子：

$$\begin{aligned}\frac{\partial^2 S}{\partial H^2} &\cong \frac{1}{\Delta H^2} [S(H + \Delta H, \kappa) - 2S(H, \kappa) + S(H - \Delta H, \kappa)] \\ \frac{\partial^2 S}{\partial \kappa^2} &\cong \frac{1}{\Delta \kappa^2} [S(H, \kappa + \Delta \kappa) - 2S(H, \kappa) + S(H, \kappa - \Delta \kappa)]\end{aligned}\quad (3.1)$$

另一种采用 Fourier 谱微分算子：

$$\begin{aligned}\frac{\partial^2 S}{\partial H^2} &\cong \mathcal{F}_\omega^{-1} [-\omega^2 \mathcal{F}_H (S(H, \kappa) - \phi_\kappa(H))] \\ \frac{\partial^2 S}{\partial \kappa^2} &\cong \mathcal{F}_\omega^{-1} [-\omega^2 \mathcal{F}_\kappa (S(H, \kappa) - \phi_H(\kappa))]\end{aligned}\quad (3.2)$$

其中， $\mathcal{F}$  和  $\mathcal{F}^{-1}$  表示 Fourier 变换与反变换，下标表示积分变换的积分变量； $\phi$  表示相应叠加函数向量中的线性趋势，以  $\phi_\kappa(H)$  为例，即：

$$\phi_\kappa(H) = \frac{H_b - H}{H_b - H_a} S(H_a, \kappa) + \frac{H - H_a}{H_b - H_a} S(H_b, \kappa)$$

Fourier 谱微分算子一般要求信号的两端平缓趋于零，这在叠加函数  $S$  中一般是不成立的，有鉴于此在做 Fourier 变换前首先去除线性趋势，使得函数两端为零，保证谱微分算子能够产生有效估计。Fourier 谱微分算子的优势在于能够利用全局信息，充分反映函数的整体状况，因此对二阶偏导的估计不容易受局部不平滑点的影响。然而，理想的 Fourier 谱微分算子在求  $k$  阶微商时一般还要求函数在两端节点有吻合的  $k-1$  阶导，但叠加函数一般并不满足这一条件，故求得二阶偏导在边缘处仍有假象。针对此，我们在靠近叠加函数边缘的  $(H, \kappa)$  点应用局域性的二阶有限差分 (3.1) 估计二阶偏微分，在中间区域则较安全地采用全局性的 Fourier 谱微分 (3.2)。

### 3.3 结果

#### 3.3.1 粤-赣-湘地区

由 35 个台站组成的横向阵列涵盖广东中北部、湖南东南部、广西西南部（图3.3），该地区主要地形单元为南岭中段-东段，多山地丘陵，域内起伏与规模最大的地形单元为片区北部的罗霄山脉，为南岭东北支，其东北部即为井冈山；其次为片区内南部的九连山-青云山一带，西南的大东山-瑶山一带，及东部的武夷山南支。海拔起伏在 1000 米以内，少数山峰达到 1500-2000 米。

由于流动台站的安装地理条件的差异，不同的台站的数据质量差异较大，从而获取接收函数的差异较大。尽管如此，该片区内所有台站的接收函数均有显著发育、相干的 Ps 震相，稳定在直达 P 波之后 3.5-4.5 秒左右，这表明该片区具有相对稳定、一致的地壳结构，且莫霍面的波阻抗差异显著，而地壳内部的波阻抗较为平滑。部分台站

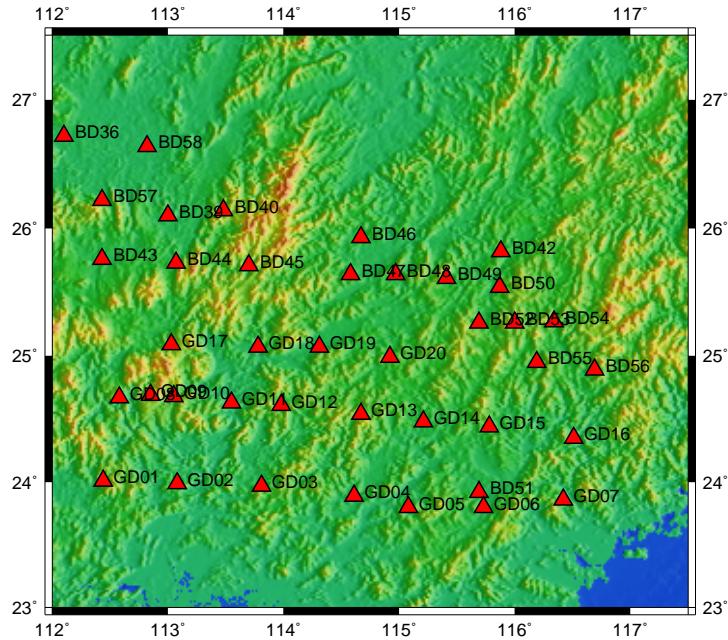


图 3.3: 粤-赣-湘地区台站分布图

在  $Ps$  震相之外缺乏清晰可见或在不同接收函数间稳定相干的  $PpPs$  震相和  $PpSs+PsPs$  震相 (图3.4); 另外部分台站除了  $Ps$  震相外, 还能从射线参数剖面上观察到相干的后续震相 (图3.4)。由于未找到明显的地区相关性, 推测这种差异可能和台站设置、局部安装位置和地质条件等因素有关。总体而言, 从粤-赣-湘片区的台站接收函数的射线参数剖面上,  $Ps$  波震相清晰、相干稳定, 没有显著的干扰震相。

我们对每个台站的接收函数进行了  $H - \kappa$  叠加, 深度搜索范围  $25km \sim 50km$ , 波速比搜索范围  $1.65 \sim 1.95$ , 对应泊松比  $\nu = 0.21 \sim 0.32$ , 并采用上述方法计算了不确定度; 最后使用的搜索结果为分层  $P$  波速度模型所得。结果显示, 粤-赣-湘片区的大多数台站均具有良好的单峰性, 在叠加函数图上表现为叠加值在 0.8 倍-1.0 倍叠加函数最大值的点所构成的集合基本形成单个凸的单连通域。部分台站虽然形成了两个单连通域, 但是两个峰值的差异是显著的, 一般不会引起混淆。这和此前单独就射线参数剖面的分析结果一致, 表明该片区地壳中很可能缺乏波阻抗差异与莫霍面相当的其他界面, 从而没有其他混淆厚度叠加的震相。不过, 注意到少数台站的叠加结果迫近或达到了  $\kappa$  的搜索下限, 这表明叠加极大值可能出现在搜索范围之外。这一结论是不寻常的, 因为  $\kappa < 1.65$  的波速比 ( $\nu < 0.21$ ) 在地壳中并不常见, 以往对该片区的泊松比研究 (沈玉松等 2013) 也不支持这一泊松比。对此, 我们提出两种可能:

1. 迫近或达到搜索下限的波速比为假象, 造成这种情况的原因可能是使用了不合理的局部  $P$  波速度模型, 比如当地  $P$  波真实速度与 CRUST1.0 提供的一弧分内的  $P$  波速度模型有显著出入时, 可能会造成叠加结果的假象;
2. 迫近或达到搜索下限的波速比为真实物理模型所造成, 说明了局部偏低的泊松

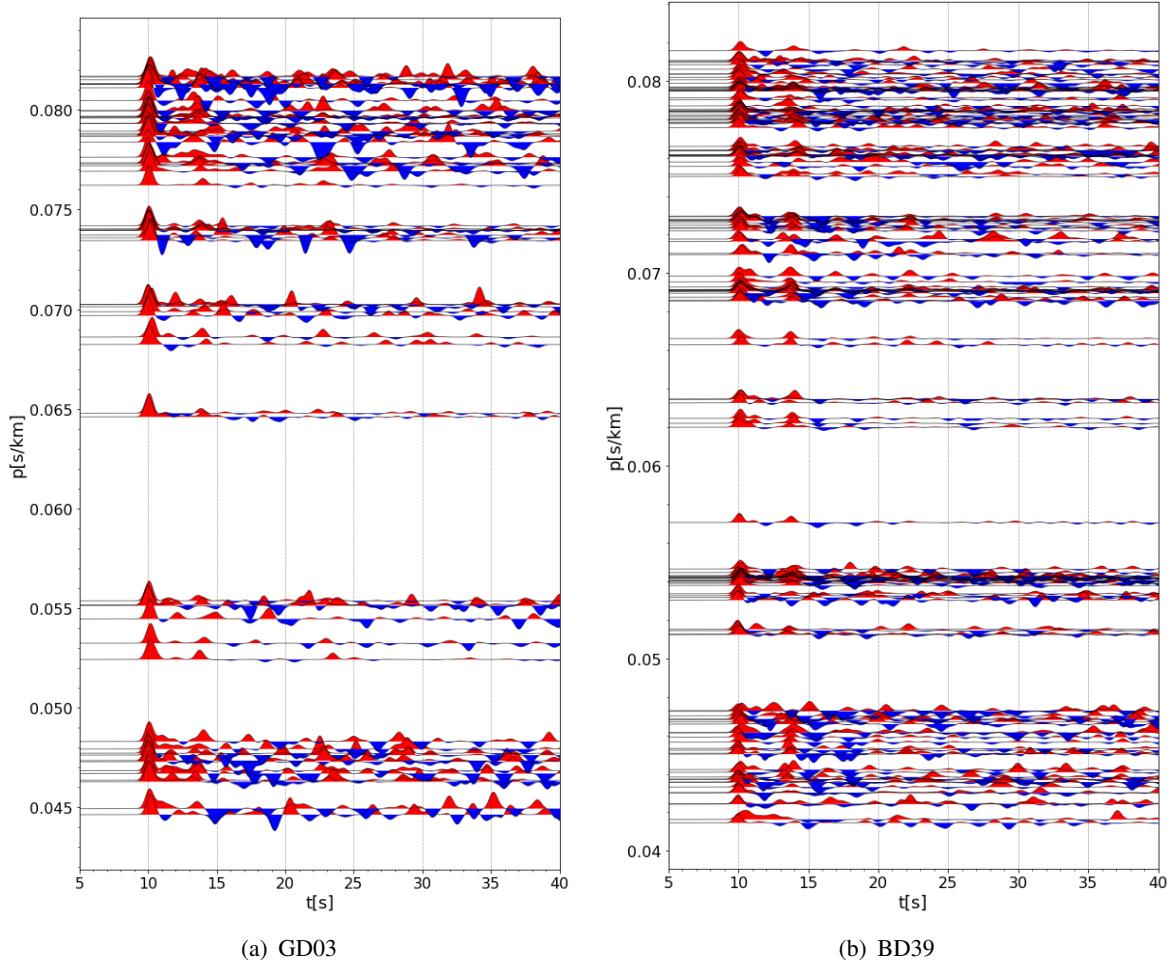
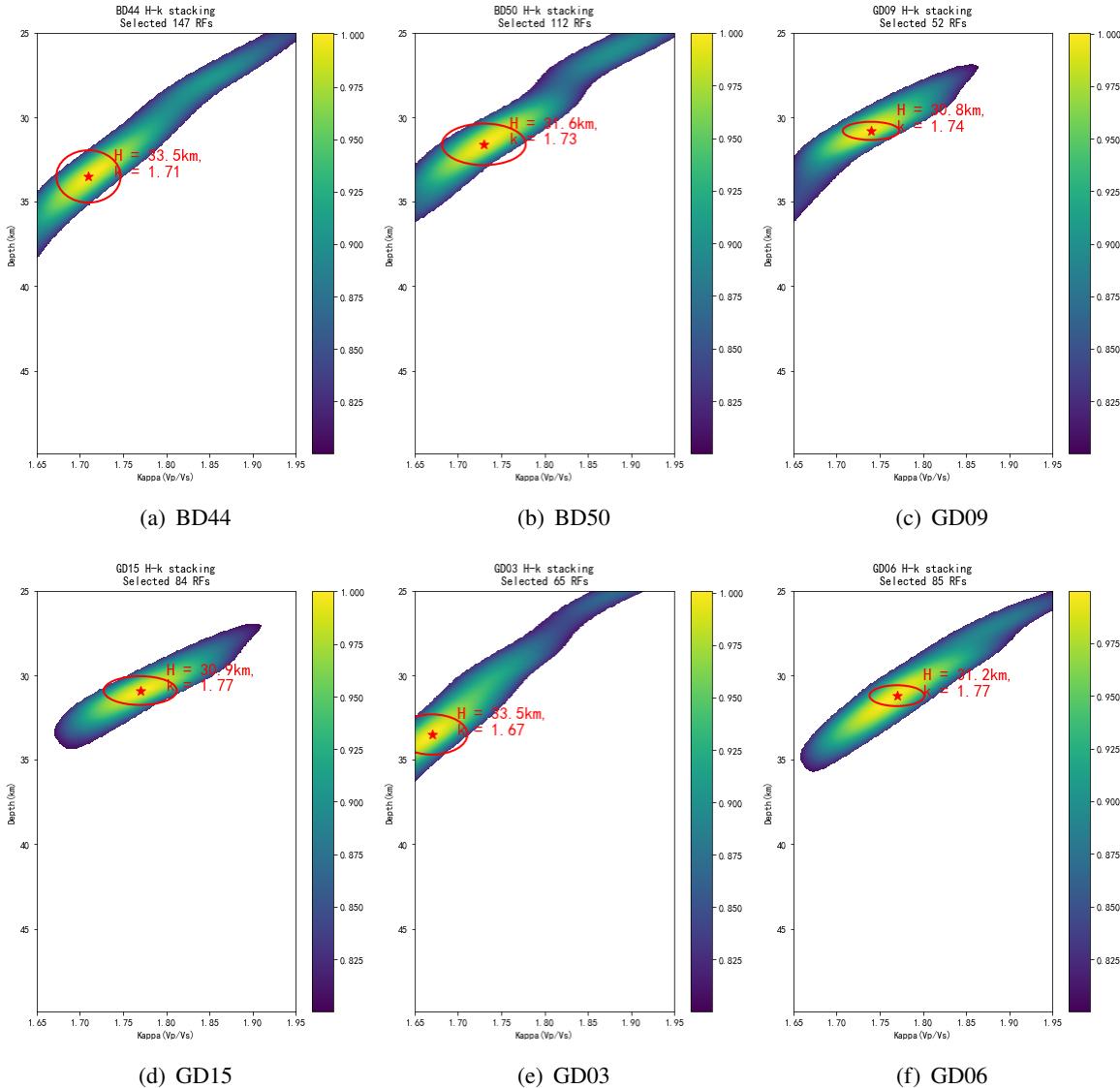


图 3.4: 部分台站射线参数剖面

比。低波速比的局部相关性支持这一可能，如 BD36 及相邻的 BD38、BD57 搜索结果达到  $\kappa = 1.65$ ，而接近的 BD58 台站搜索结果也为偏低的 1.68；与之类似的还有 GD01、GD03 台站较低的波速比等。

综合以上两种可能性考量，决定将所有搜索结果予以采信并纳入后续考察，但对相关边缘数据作特殊说明。我们对片区内所有台站的  $H - \kappa$  叠加所得莫霍面深度和泊松比结果作 Kriging 插值，取半差函数为高斯函数。半差函数参数的选取试叠加结果的不确定度量级而定，对于莫霍面深度，取变程为  $1.5^\circ$ ，基台值为 10 千米，块金值取  $H$  不确定度的平均量级，为 0.8 千米；对于泊松比， $H - \kappa$  叠加结果显示对波速比的约束比较差，不确定度达到 0.05，根据误差传递公式 (2.15)，传递给泊松比的不确定度为 0.023，故取变程为  $1.5^\circ$ ，基台值 0.04，块金值取为 0.03。莫霍面深度的插值结果如图3.5所示。片区内莫霍面深度整体起伏平稳，极差约 9 千米，莫霍面较浅处的深度约 28 千米，较深处约 33-34 千米，总体趋势上在  $25^\circ\text{N}$  纬线以南为 30.5 千米以下的较薄地壳，以北则呈现较厚地壳 ( $H > 30.5\text{km}$ ) 与较薄地壳 ( $H < 30.5\text{km}$ ) 犬牙差互的形



态, 如在  $115^{\circ}\text{E}$  附近, 薄地壳延伸到大陆较北部区域 ( $26^{\circ}\text{N}$ ), 而在该区域东西则分别为莫霍面较深的区域所包围, 这一趋势与以往研究 (沈玉松 等 2013) 相仿。

高深度值 ( $\geq 32\text{km}$ ) 大致分布三个区域, 分别为 BD40-BD45 附近,  $H - \kappa$  搜索最大深度达全区最深的 36.8 千米 (BD40), Kriging 预测莫霍面较深区域大致为 ( $25.4^{\circ}\text{N} - 27^{\circ}\text{N}, 113.4^{\circ}\text{E} - 114.4^{\circ}\text{E}$ ), 恰吻合全区规模最大、高程最大正地形罗霄山脉区域; BD42-BD52-BD55-BD54 区域,  $H - \kappa$  搜索最大深度为 33.6 千米 (BD54), Kriging 预测莫霍面较深区域轮廓大致为 ( $25^{\circ}\text{N} - 26.5^{\circ}\text{N}, 116^{\circ}\text{E} - 117^{\circ}\text{E}$ ), 吻合片区东部的武夷山脉南支; 以及 GD03 所在区域,  $H - \kappa$  搜索深度为 33.5 千米, Kriging 预测莫霍面较深区域轮廓大致为 ( $23.5^{\circ}\text{N} - 24.1^{\circ}\text{N}, 113.5^{\circ}\text{E} - 114.1^{\circ}\text{E}$ ), 吻合片区南部的九连山南段。通过莫霍面深度 (图3.5) 与地形 (图3.6) 的对比, 可以发现莫霍面较深的三个区域均与区内较大正地形的范围吻合, 因而莫霍面的起伏可能为地壳均衡的结果。以 BD40-BD45 区域为例, 取区域内平均莫霍面深度  $\bar{H} \approx 30.0\text{km}$  作为背景值, 罗霄山脉在该区域内的

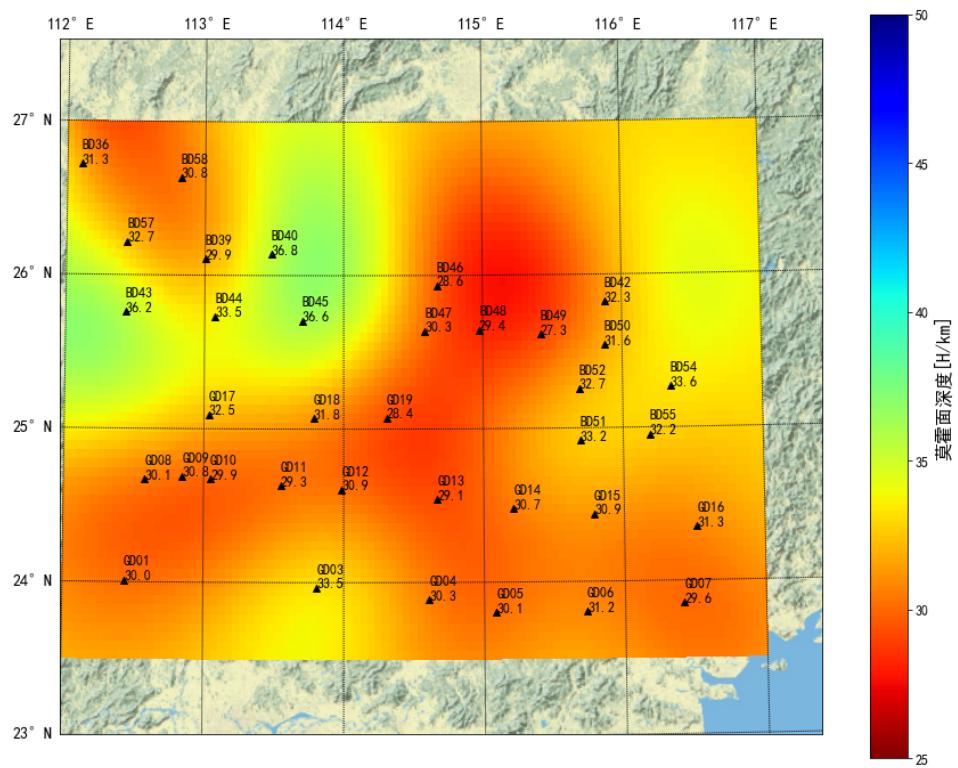


图 3.5: 粤-赣-湘地区莫霍面深度分布

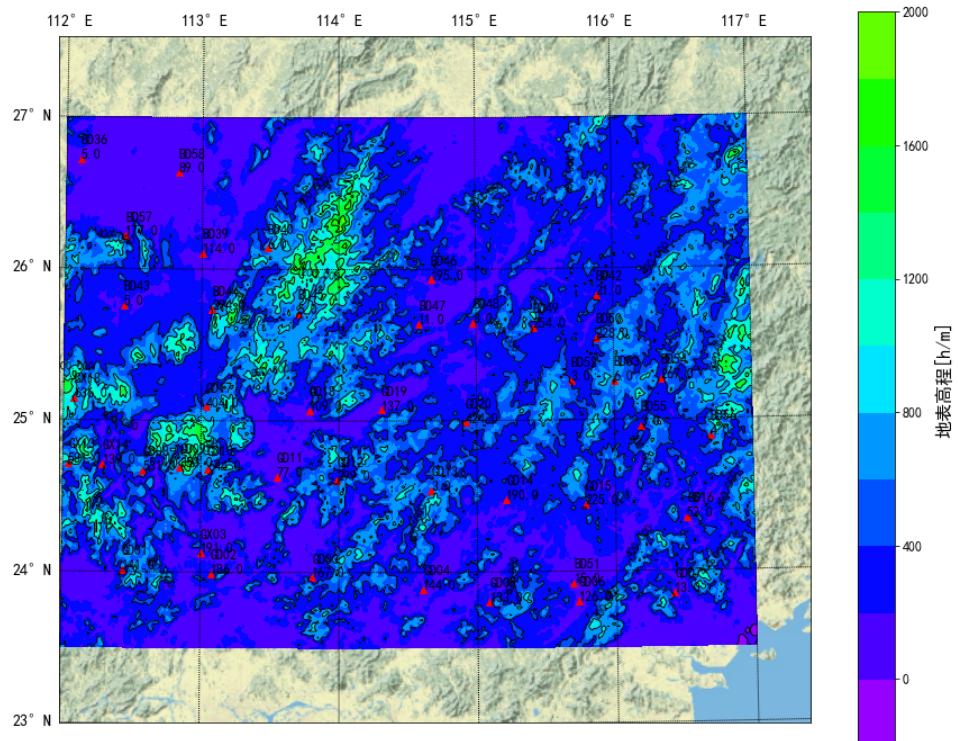


图 3.6: 粤-赣-湘地区莫霍面高程分布

高程取为  $h \approx 1000m$ , 根据 CRUST1.0 参考模型,  $(26.5^{\circ}\text{N}, 113.5^{\circ}\text{E})$  中心网格内的第一层基岩密度  $\rho_t = 2.72 \times 10^3 \text{kg/m}^3$ ; 地壳底部密度  $\rho_b = 3.00 \times 10^3 \text{kg/m}^3$ ; 地幔顶部密度  $\rho_m = 3.30 \times 10^3 \text{kg/m}^3$ 。根据 Airy 均衡模型计算得:

$$\Delta \hat{H} = \frac{\rho_t}{\rho_m - \rho_b} \Delta h \approx 9 \text{km} \approx 1.5 \Delta H \quad (3.3)$$

根据 Airy 均衡模型预测的莫霍面起伏与  $H - \kappa$  给出结果接近, 但略大。莫霍面起伏与正地形的吻合表明, 部分莫霍面的起伏与地表地形或具有相关性; 而使用简单均衡模型预测的结果表明地壳均衡是对于粤-赣-湘地区莫霍面凹陷的一种可能的解释。

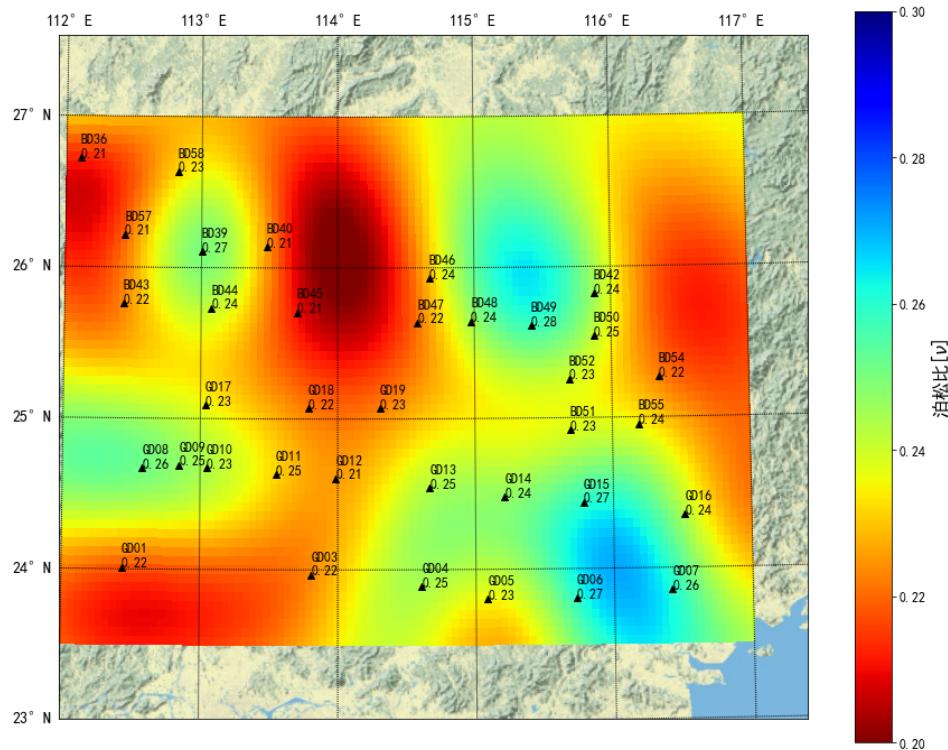


图 3.7: 粤-赣-湘地区地壳泊松比分布

泊松比的插值结果如图3.7所示。片区内泊松比起伏较大, 极差约 0.07, 峰值在 0.27-0.28 附近, 谷值在 0.21-0.22 附近, 总体趋势上呈经度方向上高、低泊松比区域相隔的形态。前文所述具有片区内较深莫霍面的罗霄山脉区域、武夷山脉南部区域、九连山区域均显示出偏低的泊松比 (低值在 0.21-0.22 附近)。片区内高泊松比区域大致分为四片区域, 首当其冲为片区东南部分, 持续出现 0.26-0.27 的  $H - \kappa$  测量泊松比值 (GD06, GD07, GD15), Kriging 插值预测的高泊松比区域轮廓大致从九连山东麓的东源-和平一带向东延伸到莲花山西麓的梅州-五华一带, 主盆地地形, 期间有新丰江水库与枫树坝水库两大水库。其次为片区东北部赣州-于都一带高区, 域内  $H - \kappa$  实测泊松比最高值达到全片区峰值  $\nu = 0.28$  (BD49, 赣州市于都县), 这一区域为赣南夹在罗霄山脉与武夷山脉之间的部分。在片区西北部的高泊松比区域主要约束为 BD39-BD44 台站

$H - \kappa$  搜索所得，其东西两侧均为低泊松比区域所包围，故 Kriging 预测的高泊松比范围较小，位于郴州-衡阳一带的盆地的范围内。最后，在片区西南部存在一小的高泊松比区域，域内台站的数据吻合度较好，表明该区域泊松比峰值在 0.25-0.26；该区域为瑶山-大东山正地形所在区域。

综上所述，除最后的瑶山-大东山区域以外，无论是莫霍面深度或是泊松比均和片区内地形有较好的相关性：在正地形区域（罗霄山脉、武夷山脉、九连山）呈现深莫霍面（33-37 千米）和低地壳泊松比（0.21-0.22）的组合，而在盆地区域，尤其是由正地形包围的盆地区（粤东北灯塔盆地-兴宁盆地、赣南盆地、郴州附近），则呈现浅莫霍面（28-30 千米）和高地壳泊松比（0.25-0.28）的组合。瑶山-大东山区域则是一个例外，该区域有显著的正地形，山区高程可达 1500 米以上，但接收函数  $H - \kappa$  搜索结果较一致地显示出较浅的莫霍面（ $30 \pm 1\text{km}$ ）与高泊松比（0.25-0.26）的组合，并没有山根的迹象，与其他正地形不同。

### 3.3.2 湘-渝-鄂地区

从粤-赣-湘地区向西北方向移动，由 42 个台站组成的纵向阵列覆盖了湖南大部地区、湖北西部及重庆东部（图3.8）。该地区在地形地貌上处于中国第二、三级阶梯交界处，东部区域地势相对平缓，有零星山地丘陵散布，由南至北大致囊括湘中盆地群、江汉平原等地形单元，绝大部分海拔在 300 米以下。西部地势起伏较大，多大规模正地形分布，西南方向为雪峰山，西北方向为鄂西山地，大巴山、巫山扼守长江水道；片区西部山地平均高程达到 1000-1500 米以上，大巴山区域最高可达近 3000 米。

与粤-赣-湘地区相比，湘-渝-鄂地区的台站接收函数有三个显著的特征。在部分地区，清晰的 Ps 震相到时在直达 P 波之后 4.5-5.5 秒才到达（图3.9-BD04），而在另外一些台站则仍然在直达 P 波后 3.5 秒-4 秒（图3.9-BD28）；此外，部分台站的接收函数在多次波震相之前的窗口内出现了多个显著的震相，并伴有稳定相干（图3.9-BD04），这表明该片区的地壳至上地幔内部存在多个界面的可能，这些界面的波阻抗差异较大甚至与莫霍面波阻抗差异可比，从而形成了 Ps 震相前后的复杂震相；类似地，Ps 转换波的多次震相也容易被相邻震相干扰或混淆，这给接收函数的直接解译造成了困难。 $H - \kappa$  方法使用多次波进行叠加，能够将时间序列转化为几个离散的峰值点，然而对于相干性与振幅均相近的界面转换震相并没有额外的分辨。因此，这一片区的  $H - \kappa$  叠加搜索呈现出多峰性的特征（图3.10）。此外，湘-渝-鄂片区内许多台站信号信噪比偏低或具有复杂的波形，即使在反卷积后各波形的相干性仍然较差。以上的三个特征说明湘-渝-鄂片区莫霍面起伏大，局部地壳或上地幔结构复杂，并且在局部台站安装位置地质条件不理想，具有不可忽略的场地效应等，总体数据质量不如粤-赣-湘地区。

$H - \kappa$  的叠加搜索结果支持前述对于地壳复杂性的推测。该片区的搜索结果多峰性较明显，部分台站有多个分离的可疑峰（图3.10-BD06），表明该地区或存在地壳中的次级界面；部分台站有多个接续成线的可疑峰（图3.10-BD12），这一般是由于多次

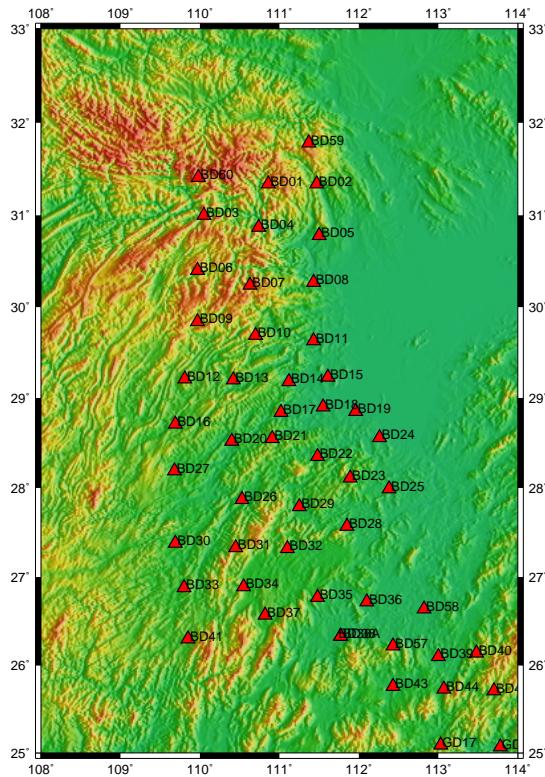


图 3.8: 湘-渝-鄂地区台站分布图

波不发育或不稳定相干，导致后续震相对初至转换震相 Ps 波的压制不良，从而不能良好地控制深度-波速比的互易性误差。这些台站的  $H - \kappa$  搜索因此存在不稳定性，接收函数的筛选和震相权重的选取就可能导致较为显著的差异。在湘西雪峰山以北、武陵山之南的部分台站就较显著地遭受这种不稳定性影响，在解译讨论时将谨慎使用。

湘-渝-鄂片区莫霍面深度插值结果如图所示。片区内莫霍面起伏较大且复杂，极差接近 20 千米，莫霍面较浅处深度在 28-31 千米，较深处达到 40-45 千米，总体呈现东部莫霍面较浅，向西迅速加深的趋势。在片区西部，湘西-鄂西地区总体呈深莫霍面，其中存在几处较显著的深度异常，呈莫霍面异常隆起的特征。最显著的一处位于片区西南的莫霍面隆起，域内  $H - \kappa$  搜索结果显示莫霍面深度普遍小于 30 千米，最低谷值不足 26 千米（图3.11-BD33），与领域 35-40 千米的深度（雪峰山区：BD41、BD37、BD35，武陵山区：BD16、BD27、BD20）形成鲜明对比；这一区域处于雪峰山西麓谷地中的怀化-芷江-麻阳一带，大部分为高程不足 600 米的山地丘陵或谷地。另一处在北侧的莫霍面隆起区在 29-30°N 附近， $H - \kappa$  的实际搜索值基本在 28-30 千米间；结合南部和北部相邻地区的深莫霍面特征及同纬度间歇出现的中等深度测量点，Kriging 模型的预测结果显示一条在东西方向上呈串珠状延伸的莫霍面隆起区，由东向西从江汉平原-云梦平原地区跨越武陵山延伸到鄂西山地南部的宣恩-龙山一带。该浅莫霍面区域西段的地表高程普遍在 1000-1500 米范围内，然而并没有呈现出均衡的山根。与之类似，大巴山脉东段神农架地区的莫霍面也显示出较浅的特征。除此之外的雪峰山脉、巫山区域均

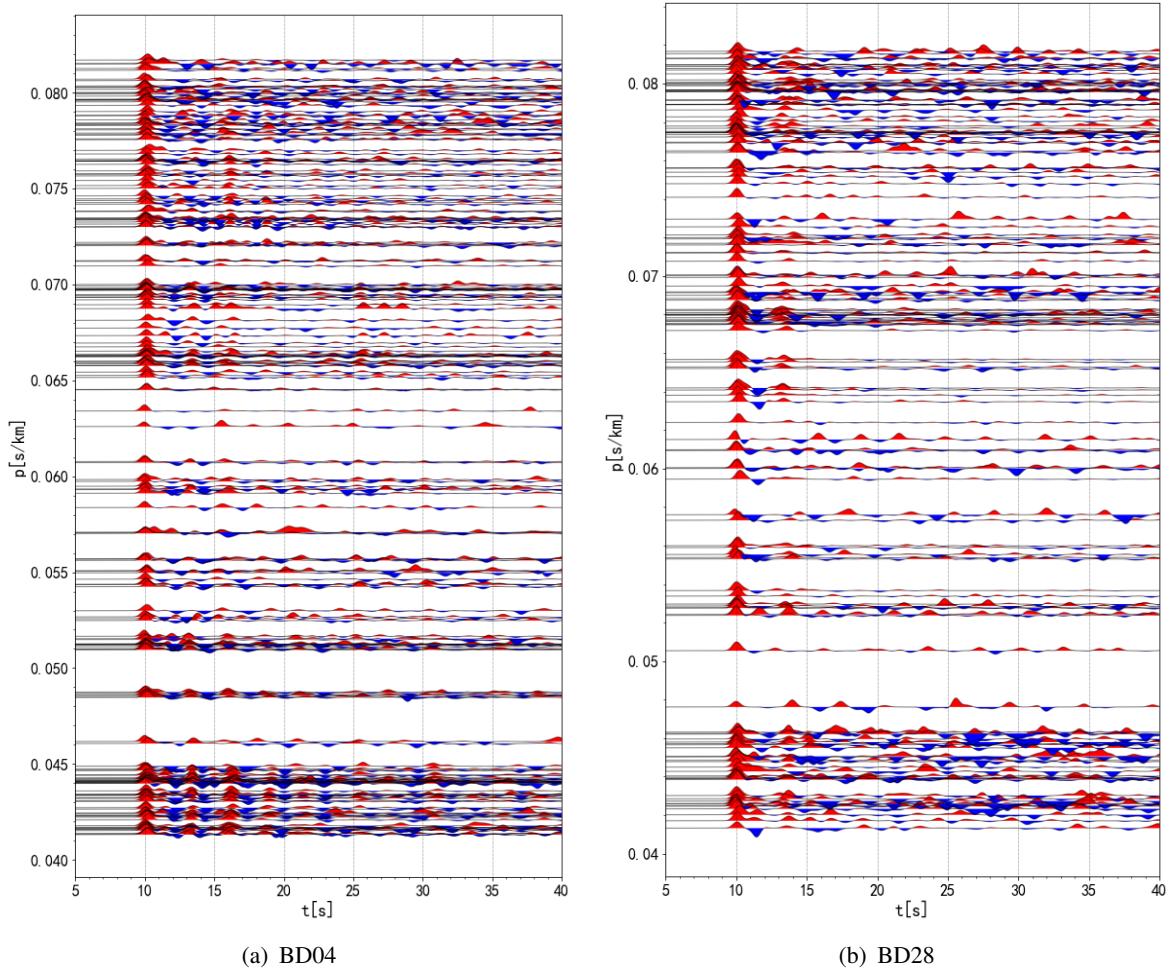
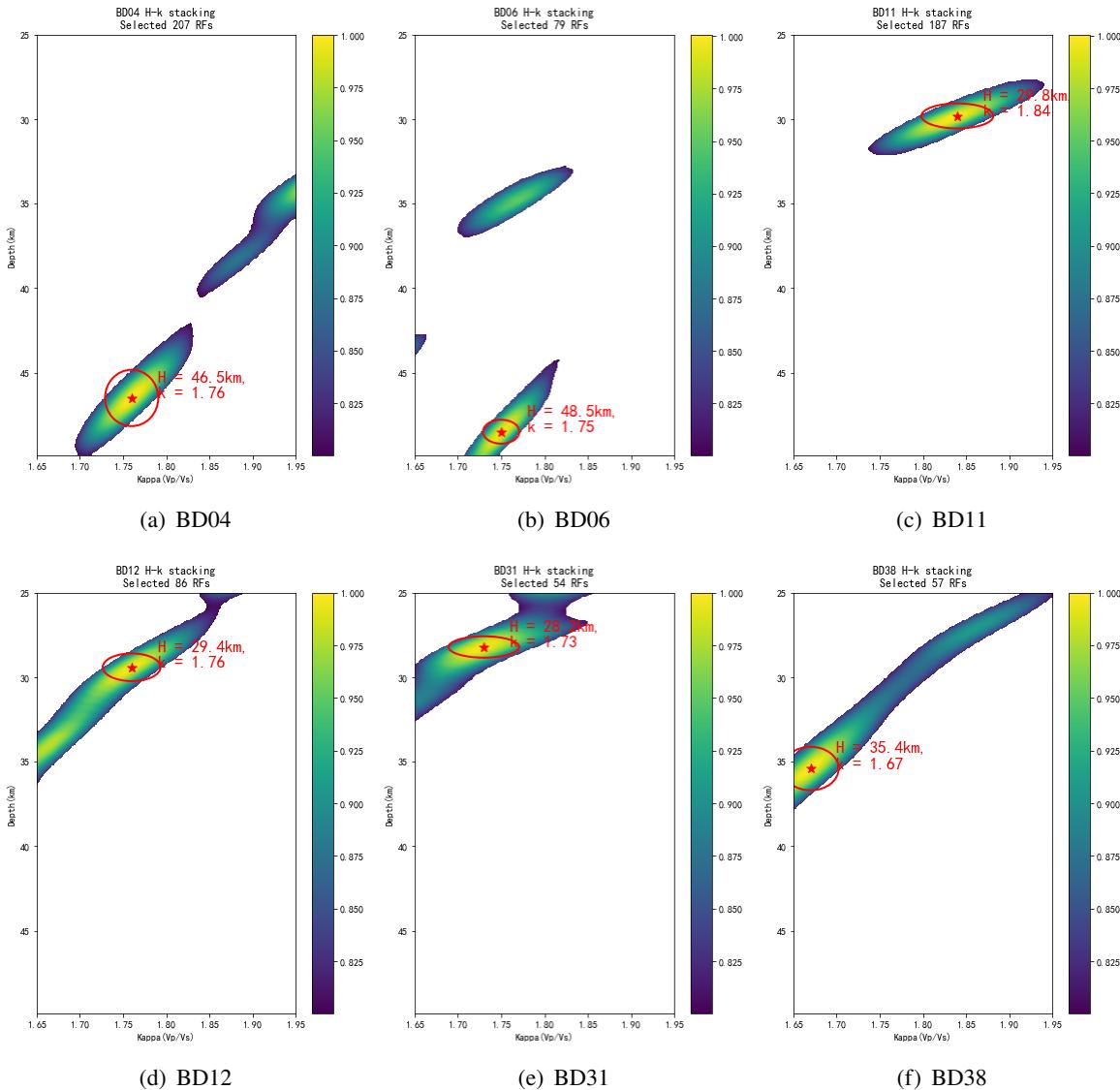


图 3.9: 部分台站射线参数剖面

显示出莫霍面显著加深的特征，与地形（图3.12）趋势相符。

在片区东部，Kriging 预测的莫霍面起伏表明在 (27-28.5°N, 112-113°E) 和 (28.5-29.5°N, 112.2-113.2°E) 区域分别有两个莫霍面较浅的区域轮廓。前者大致位于衡阳盆地，后者大致位于洞庭湖区域，这与以往研究通过重力异常推断湖南地区莫霍面在衡阳与洞庭的隆起非常吻合（谢湘雄、顾剑虹 1990）。但是，尽管 Kriging 模型给出了以上结论，在片区东部由于台站的匮乏，莫霍面深度缺乏充分约束，仅作参考。

片区泊松比的插值结果如图3.13所示。片区内泊松比总体较粤-赣-湘地区大，极差达到 0.10，高值可达 0.30，分布在雪峰山西麓怀化-芷江-麻阳一带（片区西南）及大巴山脉神农架一带（片区最北部）；此外，武陵山-巫山区域总体也呈较高的泊松比（片区西北），多个台站的  $H - \kappa$  结果较一致地显示巫山区域泊松比在 0.26 以上（BD03、04、06、07、08、11）。与之相反，在片区南部雪峰山东南-南岭及盆地区域较大范围内泊松比低，除少数台站（BD28、BD39） $H - \kappa$  结果在 0.24 以上外，其余所有台站的接收函数叠加结果均支持一个  $\nu < 0.23$  的地壳泊松比。注意到上文所述位于江汉平原-鄂西山


 图 3.10: 湘-渝-鄂地区部分台站  $H - \kappa$  搜索结果

地的串珠状莫霍面隆起在泊松比分布中并没有显示出一致清晰的图像，这一系列台站中部分结果支持较低的泊松比，而另一些台站结果与南北两翼的武陵山脉-巫山呈现一致的高泊松比。总体而言，在片区西部，自雪峰山北侧怀化一带向北经武陵山-巫山至大巴山脉，呈现较高的泊松比，沿线连续的高值可达 0.28-0.30，间或有零星的低泊松比窄区散布；在片区南部及东部，雪峰山东南一翼呈现较低的泊松比，域内泊松比搜索值普遍在 0.21-0.23，间或有零星的高泊松比点散布。

综上所述，湘-渝-鄂地区的莫霍面深度及泊松比有较多样化的组合关系。在湘南，雪峰山东侧-南岭区域呈现出较深的莫霍面（35-40 千米）与低泊松比（0.21-0.22）组合；向北，怀化-芷江-麻阳区域出现莫霍面隆起（26-30 千米）与高泊松比（0.27-0.30）组合；湘西北-鄂西区域总体有较高泊松比（0.27-0.30），但莫霍面起伏显示一莫霍面隆起

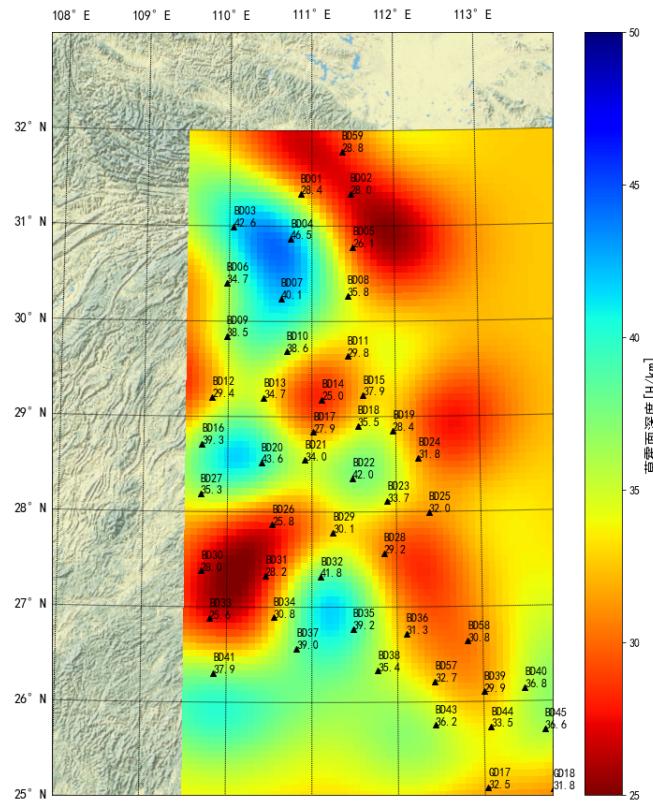


图 3.11: 湘-渝-鄂地区莫霍面深度分布

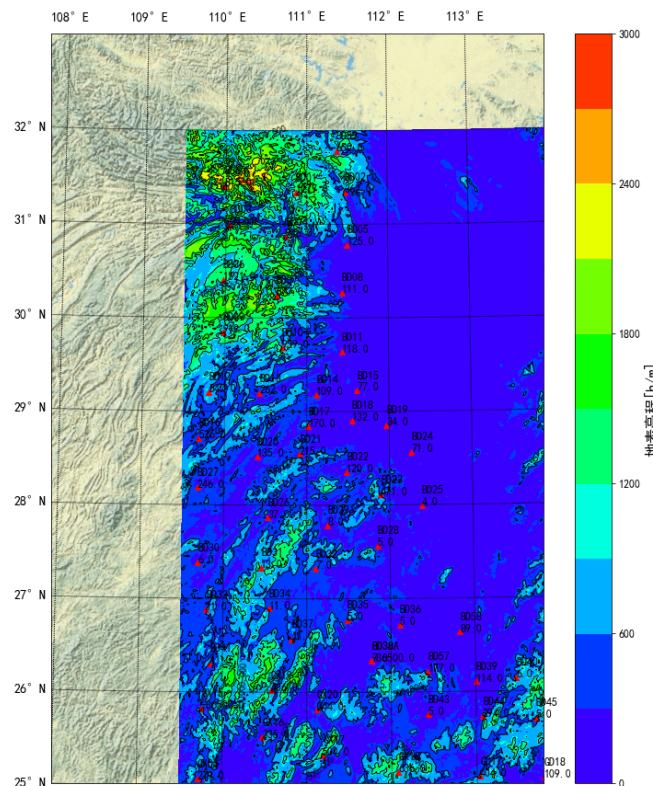


图 3.12: 湘-渝-鄂地区地形分布图

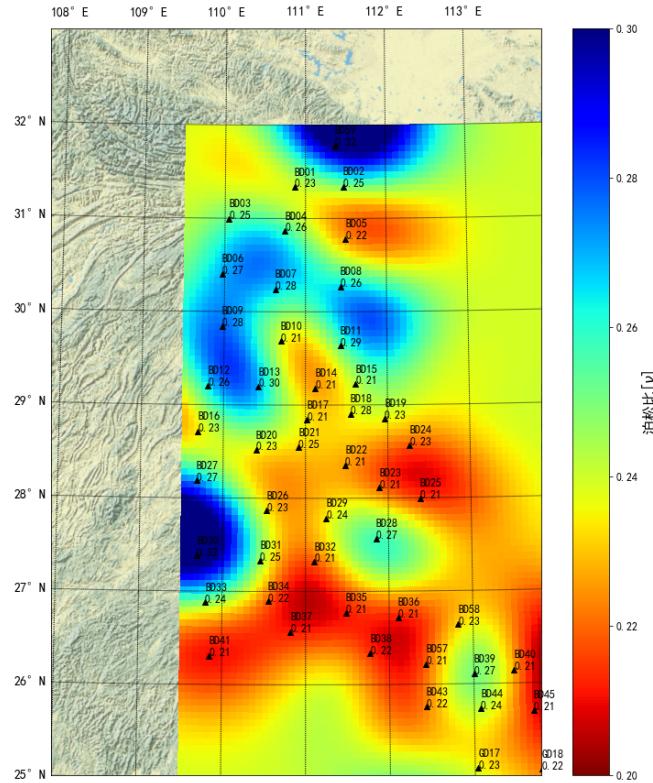


图 3.13: 湘-渝-鄂地区地壳泊松比分布

带从江汉平原一直延伸到武陵山下，而巫山则有与地形匹配的较厚地壳。

### 3.3.3 粤-湘过渡区

粤北至湘南的区域处于两个台阵的交界区，该区域的台站覆盖有限，但从莫霍面的形态分布来看，粤北、湘西的莫霍面存在较大深度差异，有必要单独考察由湘西经湘南到粤北的地壳过渡特征。为此，我们在两个矩形台阵交叉地带设计了两条 SEE-NWW 向剖面（图3.14），均由雪峰山西麓向东南方向穿越南岭山地到达粤东的梅州-五华地区。南侧剖面（AA'）的中段主要位于南岭山区，并在中段偏西进入永州一带的祁零盆地，而北侧剖面（BB'）的中段偏东掠过南岭后进入衡阳盆地。距离剖面 50 千米以内的台站的  $H - \kappa$  搜索所得莫霍面深度（黑色方框）与泊松比（黑色圆圈）连同不确定度（莫霍面深度-蓝色；泊松比-红色）被投影到剖面上（图3.15，图3.16），并同时绘制了沿剖面地形。沿剖面距离从剖面的西北起点（A、B）起算。

在各自区域内部对比中，部分莫霍面起伏特征与泊松比变化特征与局部地形存在相关性。比如，在粤-湘-赣区域，我们看到正地形往往与较深的莫霍面与较低的泊松比相联系，如罗霄山脉区域、九连山脉区域等；反之亦然，如赣南盆地区域、兴宁盆地区域等（第3.3.1节）。类似的相关性也散见于湘西南的部分地区，这些相关性或许掩盖了区域之间的差异。粤-湘过渡区域剖面里或可以显示一些不一样的特征。在莫霍面深度上，剖面自粤北跨越南岭之后就经历了莫霍面的迅速加深（图3.16：沿剖面距离 150-300 千

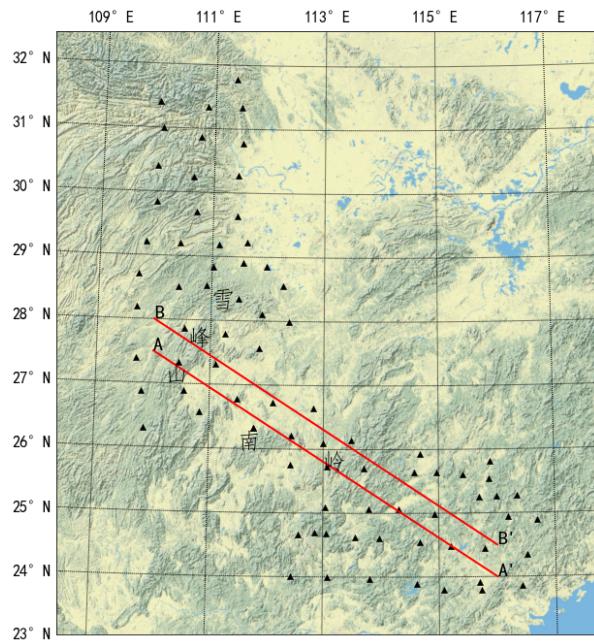


图 3.14: 剖面位置

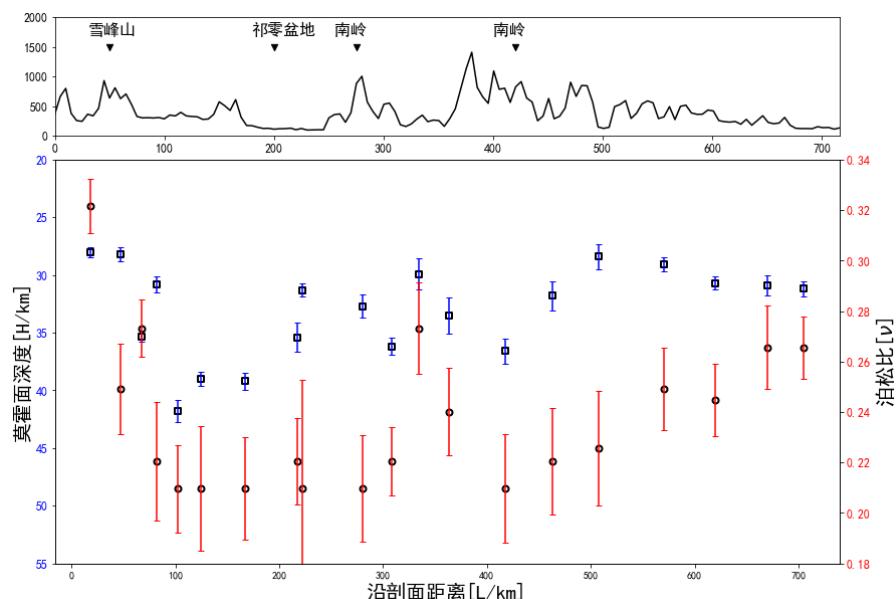


图 3.15: AA' 剖面地形及区域台站的莫霍面深度及泊松比

黑色方框及蓝色误差棒表示莫霍面深度及不确定度；黑色圆圈及红色误差棒表示泊松比及不确定度。

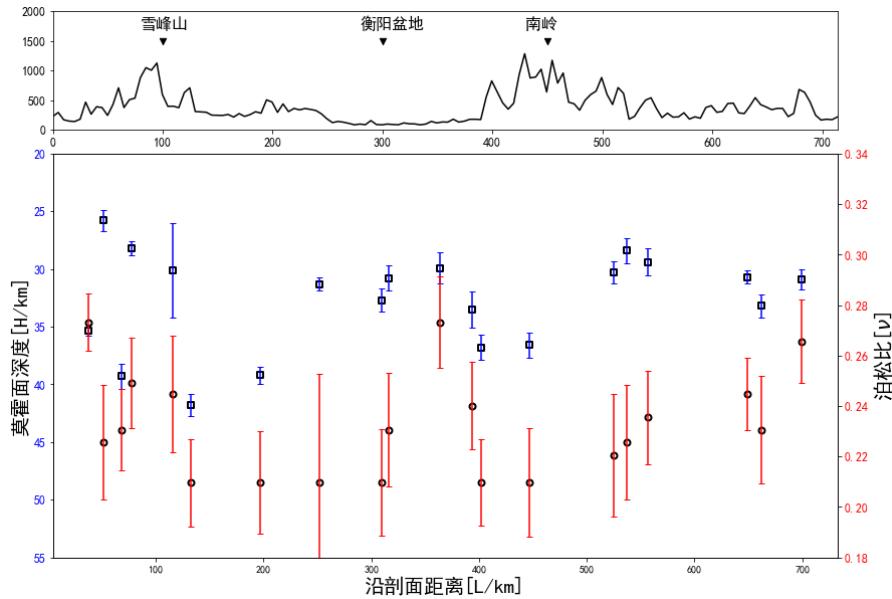


图 3.16: BB' 剖面地形及区域台站的莫霍面深度及泊松比

黑色方框及蓝色误差棒表示莫霍面深度及不确定度；黑色圆圈及红色误差棒表示泊松比及不确定度。

米区域；图3.15：沿剖面距离 100-250 千米区域），莫霍面从东南方向的 32 千米左右加深到 40 千米左右；对应区域的地表高程一般在 300 米以下，多数区域不足 200 米，主要为盆地地形，起伏相对平缓，因此地表地形与地壳厚度均衡无法解释莫霍面的迅速加深。另一方面，莫霍面自雪峰山东向西又经历迅速变浅，在雪峰山下与西侧呈现出 30 千米左右的深度，即为一莫霍面隆起。地壳泊松比也呈现出显著的沿着剖面变化的特征。在粤北区域，沿剖面向西北方向，地壳泊松比由一个较高值（0.26-0.27）下降到南岭下的低值（0.21-0.22），并在越过南岭的狭小盆地区域短暂回升（BB'）。然而，尽管地形在南岭与雪峰山较大范围内保持了相对稳定，无论是在衡阳盆地（BB'）或祁零盆地（AA'），地壳泊松比都迅速回落到低位（0.21-0.22）并在整个长 300 千米的片区内一致维持在该水平，这与粤-湘-赣区域泊松比与地形的关系完全相反。该低泊松比区域一致延伸至雪峰山东麓，并沿雪峰山东南坡爬升，多个台站的数据表明在雪峰山下地壳泊松比回升至 0.25 左右的高位。这些莫霍面起伏与泊松比表明，以往采用的地形相关性解释不适用于粤北至湘西南片区，指示这一区域的地壳特征或受到非地壳均衡的因素影响。



## 第四章 分析与讨论

### 4.1 华南大陆中部的莫霍面深度及泊松比

根据本文所作接收函数提取与  $H - \kappa$  叠加搜索的结果，华南大陆中的粤北-湖南-鄂西及相邻的赣南、闽西南地区的莫霍面深度总体呈现西北深、东南浅的特征，由东南方向的广东、江西南部的 28-30 千米向西加深到湘西-鄂西武陵山-巫山一带的 40-45 千米（图4.1）。泊松比呈带状分布，西北翼、东南翼较高，其中研究区域东南的赣南盆地、灯塔-兴宁盆地泊松比可达 0.25-0.27，西北的怀化-芷江-麻阳谷地、武陵山脉、巫山山脉区域泊松比可达 0.27-0.30；研究区域中间的广东东北部、江西西南、湖南南部区域则泊松比较低，峰值在 0.25 以下，多数集中在 0.21-0.23 范围（图4.2）。这些结果大致范围和变化趋势与以往较大范围内莫霍面深度与泊松比的研究结果相一致（R. He 等 2014, Song 等 2017）。以往文献均支持。图4.1与图4.2同时列出了研究区域内主要构造带的分布。我们注意到这些构造带的名称和地理位置在不同文献中有所出入，赣江断裂与绍兴-江山-萍乡断裂根据 Song 等（2017）厘定，四堡-益阳-九岭-伏川碰撞带根据张国伟等（2013）厘定。

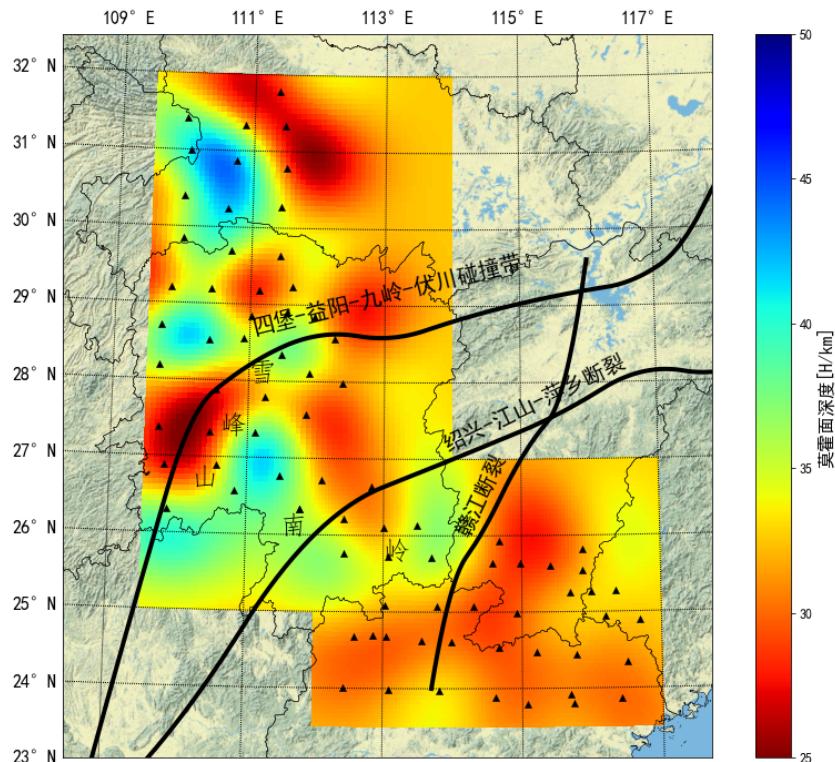


图 4.1: 研究区域莫霍面深度分布

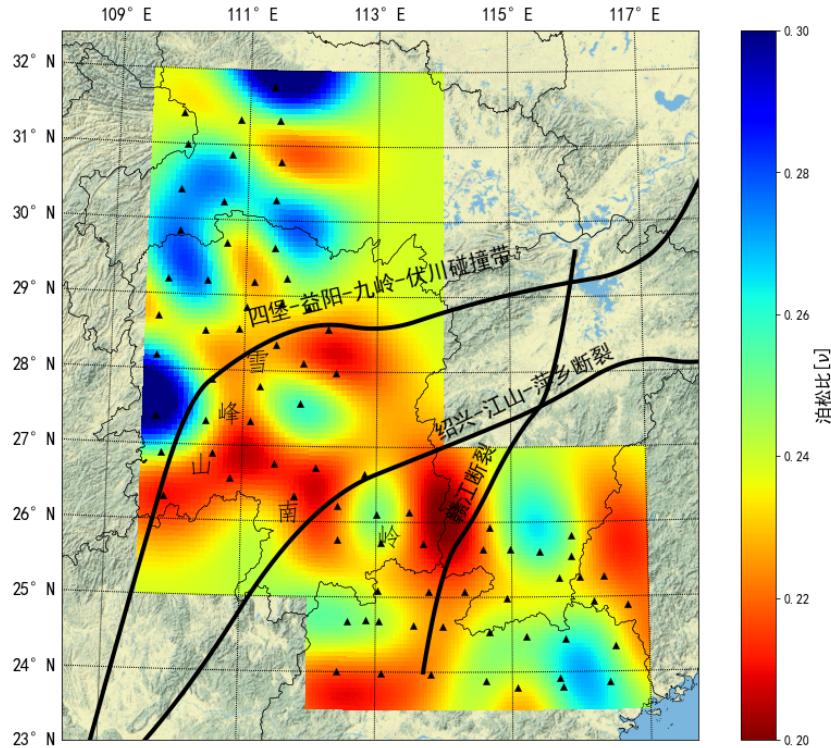


图 4.2: 研究区域泊松比分布

#### 4.1.1 广东地区

在局部结构上，前述粤-赣-湘区域的莫霍面起伏与泊松比变化与以往接收函数的研究基本一致（沈玉松等 2013），但莫霍面起伏量与高低深度区域的具体轮廓有所出入，这部分是由于数据集的差异导致的。沈玉松等（2013）采用的台站在广东以北分布稀疏，在罗霄山脉区域无分布，最近的台站位于江西南部赣州与湖南南部郴州，因此未显示出二者之间山区的莫霍面起伏与泊松比变化，从而在该区域显示出 29-30 千米的平均莫霍面深度与 0.25-0.26 的较高泊松比。本文数据集中罗霄山脉附近的台站显示莫霍面凹陷与低泊松比的组合，这一结果表明罗霄山脉存在山根。正如前述，在广东地区多处存在正地形与深莫霍面、低泊松比的组合；与此相反，赣南盆地地区、灯塔-兴宁盆地地区则有较浅的莫霍面、高泊松比的组合。我们认为莫霍面深度与地形的关联性表明了在地壳均衡下正地形产生莫霍面凹陷，而泊松比与沉积层与基岩性质有关。据表面出露岩性推测，罗霄山脉山体主要为酸性侵入的二长花岗岩、花岗闪长岩等，一般具有较低的泊松比（Christensen 1996）；盆地区域的表面露头表明这些区域主要覆盖有古生代-中生代的碎屑岩沉积或侏罗-白垩系的富含黑云母的花岗岩。黑云母的平均泊松比达到 0.288（Christensen 1996），这或可以解释部分火成岩区域的高泊松比。

### 4.1.2 沅麻盆地

在湖南地区，雪峰山西侧的沅麻盆地、东南的衡阳-郴州盆地及东部方向的益阳-洞庭一带均存在莫霍面隆起，在雪峰山东翼则有莫霍面凹陷（4.1），这与以往由重力异常、反射地震学推断的莫霍面隆起与凹陷出奇一致（谢湘雄、顾剑虹 1990，饶家荣等 2012）。但在细节上注意到，本文展示的益阳-洞庭隆起仅是 Kriging 外插预测的结果，缺乏台站覆盖；沅麻盆地的莫霍面隆起深度与反射地震学结果有出入，反射地震学测深表明该区域的莫霍面抬升在 3 千米左右（谢湘雄、顾剑虹 1990），显著小于本文数据显示的接近 10 千米的抬升。

### 4.1.3 鄂西莫霍面隆起

在鄂西-湘西北地区，本文发现的东西向串珠状莫霍面隆起与以往研究（Song 等 2017, R. Huang 等 2014）一致；Song 等（2017）进一步通过接收函数远震波场重建的方法得出结论，指出该东西向莫霍面隆起可能为一连续的隆起而非串珠状隆起，并认为这代表着东部的“V”形浅莫霍面带由江汉平原向西部的延伸；Huang 等（2014）将这一结构解释为由地幔边缘流造成的向西延伸的“热手指”，即地幔沿较浅的莫面向西迁移，从而在较长区域内莫霍面保持较浅。此外，注意到与此隆起的相邻地区，巫山地区台站存在复杂接收函数，指示次级地壳结构存在的可能，这或反映了该地区具有复杂地壳结构，有待进一步研究。

## 4.2 钦杭结合带在区域内位置与形态

根据以往研究（舒良树 2012, Song 等 2017, 张国伟等 2013, 饶家荣等 2012），华夏板块和扬子板块的结合带，即钦杭结合带在中段的位置大致位于粤北-湖南片区，这已经由图4.1的推断层位置近似表示。如前所述，该区域段的结合带位置和构造带位置一样具有不确定性，精确的厘定尚未获得共识，这主要是由于：1) 缺少如江绍断裂清晰显著的构造运动形迹；2) 相比结合带东段缺乏连续的岩石学与年代学证据。

本文获得的泊松比数据表明，在研究区域的中间存在一个相对的低泊松比区域，大致范围从雪峰山东到罗霄山脉西，向北不超过湘中盆地，向南不超过南岭山脉（图4.2），这一范围内仅有三个台站的泊松比测量值达到 0.23；地壳厚度分布并不具有这样可以识别的分带性，但是我们选取的剖面表明同样在研究区域的中段存在不受地形控制的莫霍面加深，这一趋势的起点不甚明朗，可能在南岭山脉的阳明山，或在南岭-罗霄山脉的相交处；泊松比的低区与莫霍面增厚区范围基本吻合，并同样表现出在郴州盆地附近有短暂的跃变。从起点开始向西北方向到达雪峰山东翼，在较短的水平距离（若选阳明山为起点则为 200 千米，若选取后者则为 400 千米）内，莫霍面加深了超过 10 千米。这一趋势与以往研究相吻合。Wei 等（2016）使用接收函数  $H - \kappa$  叠加表明在过雪峰山的剖面上，自约 113°E 至 111°E 存在约 10 千米的莫霍面加深；张耀明等（2018）

使用接收函数共转换点叠加方法 (CCP) 对相应片区岩石圈底界 (LAB) 开展研究结果, 表明 LAB 在同样的区段存在 20-30 千米量级的加深。这一加深趋势到雪峰山底即终止, 为怀化-芷江-麻阳一带的莫霍面隆起所阻断 (图3.15、图3.15)。

综合上述莫霍面起伏与泊松比分布的形态, 我们认为自南岭山脉 (阳明山或罗霄山脉) 至雪峰山东侧之间存在的莫霍面与泊松比异常是华夏块体与扬子块体之间钦杭结合带的形迹。莫霍面加深方向显示华夏块体向西北方向扬子块体下部俯冲, 俯冲下插到今雪峰山以东一翼下部 (图4.3)。同时, 我们认为俯冲区域的低泊松比指示岩石圈中具有增厚的壳源部分或较多的上地壳组分, 这是由于长英质上地壳的泊松比一般要低于玄武质的下地壳与镁铁质的上地幔物质 (Christensen 1996), 而壳源部分与上地壳组分较高的占比可能是与块体碰撞相关的一个形迹 (嵇少丞等 2009)。同时, 较低的泊松比表明构成基底部分的下插岩石圈较大可能为大陆岩石圈, 因为玄武质的海洋岩石圈一般也具有较高的泊松比 (Fang 等 2019), 这意味着扬子地块与华夏地块的最终缝合可能是产生在陆-陆碰撞环境下。碰撞的破碎带内理应伴有较高的泊松比 (Fang 等 2019), 在本文研究中未见, 我们认为这是由于在华南大陆新元古代拼合后经历了丰富的后期构造运动改造, 致使前期的碰撞破碎已经弥合或其他构造形迹掩盖, 如雪峰山地区在中生代经历了与新元古代俯冲相反方向的推覆构造 (汪昌亮等 2011), 这些运动早已完全覆盖了浅部的碰撞特征。这与该地区缺乏如江绍断裂一带留存至今的新元古代构造形迹相吻合。

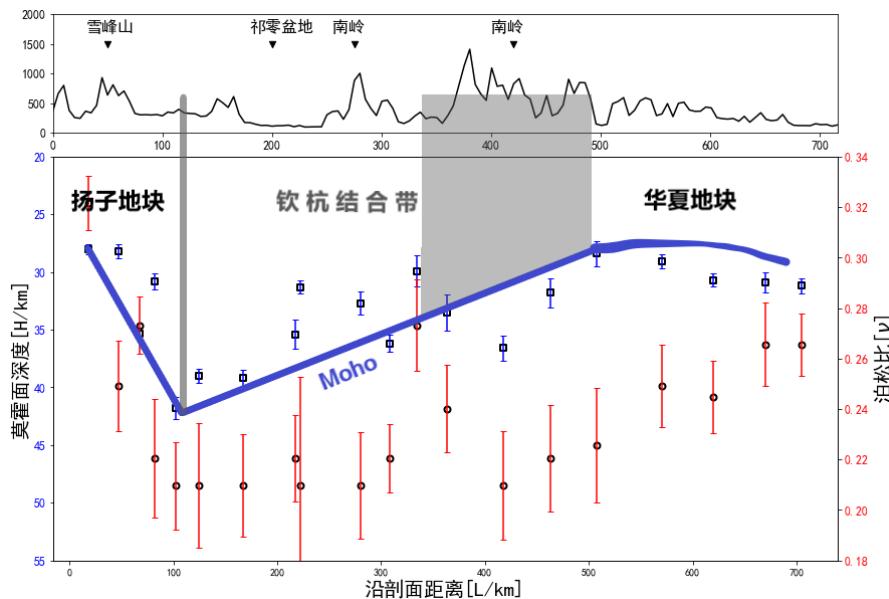


图 4.3: AA' 剖面莫霍面与泊松比及莫霍面示意图

我们上述所厘定结合带区域与以往研究厘定区域基本吻合 (张耀阳等 2018, 舒良树 2012, Song 等 2017, 饶家荣等 2012, 张国伟等 2013)。在年代学上, 益阳沧水铺高镁安山岩定年为 825Ma (张国伟等 2013), 同区域玄武岩的锆石 U-Pb 定年结果相近

(饶家荣等 2012), 雪峰山隘口辉长岩定年为 832Ma, 均处于结合带范围内, 并与新元古代晋宁 II 期的东段定年结果吻合较高。在岩石学上, 雪峰山北东向分布有古元古代的火成岩具有亚碱性岩石特征, 指示岛弧岩浆活动环境; 此外, 饶家荣等 (2012) 根据重力异常与航磁数据推断湖南境内麻阳-益阳-衡阳环线上存在多个古火山锥的形迹, 结合火成岩岩石学与年代学结果, 这些形迹可能代表了华夏地块俯冲前期的岛弧环境或弧后裂谷的岩浆环境, 支持本文对结合带区域的论断。在细节上, 部分观点认为所谓九江-石台隐伏断裂所处位置在雪峰山以西北 (Song 等 2017, C. He 等 2013), 并认为该断裂为扬子地块与华夏地块分界的断裂, 该观点将雪峰山西侧的沅麻盆地区域也归入了结合带的范围; 本文的结果表明若采取块体俯冲的模型, 莫霍面加深恰好到达雪峰山下终止, 因而支持结合带北缘基本与雪峰山重合, 沅麻盆地区域则大致位于钦杭结合带之外、扬子地块的范围内。此外, 注意到前述九江-石台隐伏断裂与舒良树 (2012) 所述江南中生代隐伏断裂基本重合, 认为九江-石台隐伏断裂或是中生代华南全区构造运动的一个结果。

就结合带东南缘或华夏块体西北缘在域内分布, 饶家荣等 (2012) 所厘定的界线在域内紧贴衡阳水口山-文家市以南一线; 舒良树 (2012) 承认了厘定这一界线的困难, 但根据特征沉积所持有的观点接近, 认为结合带东南缘大致在衡阳祁东附近。本文认为已有的本区域岩石学、年代学与地球物理证据尚不充分, 泊松比和莫霍面变化尚不能清晰地表明界线位置, 可能也同样支持厘定到偏东南的南岭-罗霄山脉一带 (图4.3), 仍需更多资料加以说明。



## 第五章 结论与展望

本文基于华南广东、江西、湖南、湖北的 77 个台站观测资料使用接收函数  $H - \kappa$  叠加方法开展了地壳结构研究，获得了莫霍面深度与泊松比数据。我们的研究：

1. 观察到广东地区多数台站下方的莫霍面深度、泊松比均与地表地形地表存在较好的相关性，并指出这一相关性可能主要是地壳均衡的结果。其中，包括罗霄山脉、武夷山脉南段、九连山脉地区的正地形单元具有深莫霍面与低泊松比的组合；包括赣南盆地、灯塔-兴宁盆地的盆地单元具有浅莫霍面与较高泊松比的组合。我们认为该地区的正地形与莫霍面凹陷平衡，并可能同时由于缺乏沉积层的缘故具有较低的泊松比。地表的岩石露头表明低泊松比山区具有典型的长英质花岗岩，因此泊松比也可能反映出地形与地壳成分的关系；
2. 考察到雪峰山以东地壳存在向西迅速加厚、泊松比保持低位，以及雪峰山以西沅麻盆地存在莫霍面隆起、泊松比保持高位。在雪峰山以东、南岭西北 200-400 千米以内莫霍面由 30 千米加厚超过 10 千米，同时泊松比在较大区域内呈低值（0.21-0.23）；但在西部沅麻盆地则呈现显著莫霍面隆起（<30 千米）和高泊松比（>0.27）；
3. 结合本研究中雪峰山东西莫霍面与泊松比的趋势及差异，并考虑到以往岩石圈底界成像、地壳成像结果、年代学与岩石学研究结果及重力分布，认为在雪峰山东侧的莫霍面加深可能是华夏板块向扬子板块俯冲的残余形迹，从而厘定钦杭结合带的西北边缘应位于雪峰山一带，并根据泊松比的结果认为碰撞缝合时期可能为陆-陆碰撞；

与此同时，本研究中仍有许多未能作出解释的现象，有待未来进一步研究与解释。

其中：

1. 观察到瑶山-大东山区域的正地形显示较浅莫霍面与较高泊松比的组合，在广东区域成像中较为例外。我们没有对这一现象给出解释，但认为未来的研究可以对该例外区域开展进一步研究以确定瑶山-大东山是否有根及其地壳结构；
2. 观察到鄂西巫山区域的部分台站的接收函数在 Ps 转换波之前具有多个相干稳定、振幅显著的震相。我们没有对此给出解释与成像结果，但认为这些震相反映了地壳中的次级不连续面，值得进一步研究；
3. 确认在鄂西区域东西向延伸的串珠状隆起，并注意到尽管具体形态略有差异，该区域的西延的莫霍面隆起已在多个过往文献中存在一定共识，但目前尚缺乏对该隆起区的充分解释。本文没有对这一现象给出，但认为未来的研究可以在鄂西区域作进一步地壳结构与岩石圈结构的研究，若该特征确实存在，可考虑其具体物理解释。

4. 根据本研究的莫霍面与泊松比趋势以及以往研究，无法清晰地厘定钦杭结合带东南缘所在位置。我们认为结合带东南缘大致在南岭西北或南岭范围内，但认为未来需要更多地壳成像或局部岩石学的证据，并可能需要考虑显生宙以来构造事件的改造，以确定结合带位置。

## 致谢

本文数据来源受中国地质调查局地质调查项目（DD20160082）资助。同时，数据获取需要感谢北京大学的蔡振宇、梁作奎、刘威、罗毅、吕杰、马宇岩、曲平、宋超、王冠之、于勇师兄和冯永革老师，他们在台阵的布设过程中付出许多精力。

本文的数据处理主要使用基于 Python 平台的 ObsPy 库（Krischer 等 2015）。在地图绘制方面，少数图片使用了 Generic Mapping Tools (GMT, Wessel 等 2013)，多数图片使用了基于 Python 平台的 Matplotlib-Basemap 库绘制。数据的 Kriging 插值使用了基于 Python 平台的 PyKriging 库。在接收函数的提取中，尽管必须声明自行设计了代码，但最终使用的版本为基于 Python 平台的 SeisPy 库中的反卷积代码。由于这些程序与软件包的开发人员众多，只能在此一并致谢。此外，还要感谢 ObsPy 作者团队的 Tobias Mergies，惠灵顿维多利亚大学的 Calum Chamberlain，比利时皇家天文台的 Thomas Lecocq，以及北京大学的罗毅师兄，他们在过程中给予的有关 ObsPy 或 GMT 程序的技术支持帮助我顺利地完成了代码设计。

本文在写作过程中，另外收到了北京大学张思源师兄的专业指导，他提供了波速比的地质解释的材料。指导老师盖增喜老师在此过程中做了最多的指导，付出了大量精力，每当我认定自己所作出结果没有希望时他总能让我意识到结果的有效性。最后，感谢家人在这一特殊时期的陪伴，以及香港科技大学唐天宸同学与北京大学陶韵竹同学，他们在此过程中给予了不可或缺的精神支持。



## 参考文献

- [1] 沈玉松, 康英, 徐果明。“广东及其邻域的地壳厚度和泊松比分布” [J]。中国地震, **2013**, 29(2)。
- [2] 黄海波, 郭兴伟, 夏少红 等。“华南沿海地区地壳厚度与泊松比研究” [J]。地球物理学报, **2014**, 57(12)。
- [3] 嵇少丞, 王茜, 杨文采。“华北克拉通泊松比与地壳厚度的关系及其大地构造意义” [J]。地质学报, **2009**, 83(3)。
- [4] 饶家荣, 肖海云, 刘耀荣 等。“扬子、华夏古板块会聚带在湖南的位置” [J]。地球物理学报, **2012**, 55(2)。
- [5] 舒良树。“华南构造演化的基本特征” [J]。地质通报, **2012**, 31(7)。
- [6] 舒良树, 周国庆。“赣北元古代地体拆贴带中高压变质矿物的发现及其构造意义” [J]。南京大学学报, **1988**, 24(3)。
- [7] 汪昌亮, 颜丹平, 张冰 等。“雪峰山西部中生代厚皮逆冲推覆构造样式与变形特征研究” [J]。现代地质, **2011**, 25(6)。
- [8] 谢湘雄, 顾剑虹。“试论湖南省莫霍面形态及地壳厚度特征” [J]。湖南地质, **1990**, 9(2)。
- [9] 张国伟, 郭安林, 王岳军 等。“中国华南大陆构造与问题” [J]。中国科学: 地球科学, **2013**, 43(10)。
- [10] 张耀阳, 陈凌, 艾印双 等。“利用 S 波接收函数研究华南块体的岩石圈结构” [J]。地球物理学报, **2018**, 61(1)。
- [11] 赵延娜, 段永红, 魏运浩 等。“华南大陆东部赣闽地区地壳厚度与泊松比研究” [J]。大地测量与地球动力学, **2017**, 37(3)。
- [12] Ammon, C.J. “The Isolation of Receiver Effects from Teleseismic P-waveforms” [J]. *B. Seismo. Soc. Am.* **1991**, 81(6).
- [13] Burdick, L.J. and Helmberger, D.V. “Time functions appropriate for deep earthquake” [J]. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **1974**, 64(1419-1428).
- [14] Charvet, J., Shu, L., Shi, Y. et al. “The building of south China: collision of Yangzi and Cathaysia blocks, problems and tentative answers” [J]. *J. SE Asian Earth Sci.* **1996**, 13(3-5).
- [15] Christensen, N.I. “Poisson’s ratio and crustal seismology” [J]. *J. Geophys. Res.* **1996**, 101(B2).
- [16] Fang, H., Yao, H., Thurber, C. et al. “Vp/Vs tomography in the southern California plate boundary region using body and surface wave traveltimes” [J]. *Geophys. J. Int.* **2019**, 216(609-620).
- [17] Gurrola, H., Baker, G.E. and Minster, J.B. “Simultaneous Time-Domain Deconvolution with Application to the Computation of Receiver Functions” [J]. *Geophys. J. Int.* **1995**, 120(3).
- [18] He, C., Dong, S., Santosh, M. et al. “Seismic Evidence for a Geosuture between the Yangtze and Cathaysia Blocks, South China” [J]. *Scientific Reports*, **2013**, 145(9-24).
- [19] He, R., Shang, X., Yu, C. et al. “A unified map of Moho depth and Vp/Vs ratio of continental China by receiver function analysis” [J]. *Geophys. J. Int.* **2014**, 199(1910-1918).

- [20] Huang, J.Q. “An outline of the tectonic characteristics of China” [J]. *Ecl. Geol. Helv.* **1978**, 71(3).
- [21] Huang, R., Xu, Y. and Zhu, L. “Crustal structure of Hubei Province of China from teleseismic receiver functions: evidence for lower crust delamination” [J]. *Tectonophysics*, **2014**, 636(286-292).
- [22] Kao, H., Gao, R., Rau, R-J et al. “Seismic image of the Tarim basin and its collision with Tibet” [J]. *Geology*, **2001**, 29(7(575-578)).
- [23] Kosarev, G.L., Kind, R., Sobolev, S.V. et al. “Seismic Evidence for a Detached Indian Lithospheric Mantle Beneath Tibet” [J]. *Science*, **1999**, 283(1306-1309).
- [24] Kosarev, G.L., Makeyeva, L.I. and Vinnik, L.P. “Anisotropy of the mantle inferred from observations of P to S converted waves” [J]. *Geophys. J. R. astr. Soc.* **1984**, 76(209-220).
- [25] Krischer, L., Megies, T., Barsch, R. et al. “ObsPy: a bridge for seismology into the scientific Python ecosystem” [J]. *Computational Science and Discovery*, **2015**, 8(1).
- [26] Langston, C.A. “Structure Under Mount Rainier, Washington, Inferred From Teleseismic Body Waves” [J]. *J. Geophys. Res.* **1979**, 84(89(4749-4762)).
- [27] Langston, C.A. “Scattering of Teleseismic Body Waves Under Pasadena, California” [J]. *J. Geophys. Res.* **1989**, 94(B2(1935-1951)).
- [28] Laske, G., Masters, G., Ma, Z. et al. “CRUST1.0: An Updated Global Model of Earth’s Crust” [C]. In: *EGU General Assembly Conference Abstracts*. **2012**: 3743.
- [29] Ligorria, J.P. and Ammon, C.J. “Iterative Deconvolution and Receiver-Function Estimation” [J]. *B. Seismol. Soc. Am.* **1999**, 89(5(1395-1400)).
- [30] Owens, T.J., Zandt, G. and Taylor, S.R. “Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee; a detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms” [J]. *J. Geophys. Res.* **1984**, 89(7783-7795).
- [31] Paul, A., Kaviani, A., Hatzfeld, D. et al. “Seismological evidence for crustal-scale thrusting in the Zagros mountain belt (Iran)” [J]. *Geophys. J. Int.* **2006**, 166(227-237).
- [32] Shui, T., Xu, B., Liang, R. et al. “Shaoxing-Jiangshan Deep-Seated Fault Zone, Zhejiang Province” [J]. *Chinese Science Bulletin*, **1986**, 31(18).
- [33] Song, P., Zhang, X., Liu, Y. et al. “Moho imaging based on receiver function analysis with teleseismic wavefield reconstruction: Application to South China” [J]. *Tectonophysics*, **2017**, 718(118-131).
- [34] Wei, S.Shawn and Chen, Y.John. “Seismic Evidence of the Hainan Mantle Plume by Receiver Function Analysis in Southern China” [J]. *Geophys. Res. Lett.* **2016**, 43(17).
- [35] Wei, Z., Chen, L. and Li, Z. “Regional variation in Moho depth and Poisson’s ratio beneath eastern China and its tectonic implications” [J]. *J. Asian Earth Sci.* **2016**, 115(308-320).
- [36] Wessel, P., Smith, W. H. F., Scharroo, R. et al. “Generic Mapping Tools: Improved Version Released” [J]. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, **2013**, 94(45): 409–410.
- [37] Zheng, T., Zhao, L. and Zhu, R. “New evidence from seismic imaging for subduction during assembly of the North China craton” [J]. *Geology*, **2009**, 37(5(395-398)).
- [38] Zhu, L. “New evidence from seismic imaging for subduction during assembly of the North China craton” [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.* **2000**, 179(183-190).

- [39] Zhu, L. and Kanamori, H. “Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions” [J]. *J. Geophys. Res.* **2000**, *105*(2969-2980).
- [40] Zor, E., E., Sandvol, C., Gurbuz *et al.* “The crustal structure of the East Anatolian plateau (Turkey) from receiver functions” [J]. *Geophys. Res. Lett.* **2003**, *30*(24).



## 北京大学学位论文原创性声明和使用授权说明

### 原创性声明

本人郑重声明：所呈交的学位论文，是本人在导师的指导下，独立进行研究工作所取得的成果。除文中已经注明引用的内容外，本论文不含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的作品或成果。对本文的研究做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。本声明的法律结果由本人承担。

论文作者签名：闵靖涛 日期：2020年 6月 11日

### 学位论文使用授权说明

(必须装订在提交学校图书馆的印刷本)

本人完全了解北京大学关于收集、保存、使用学位论文的规定，即：

- 按照学校要求提交学位论文的印刷本和电子版本；
- 学校有权保存学位论文的印刷本和电子版，并提供目录检索与阅览服务，在校园网上提供服务；
- 学校可以采用影印、缩印、数字化或其它复制手段保存论文；
- 因某种特殊原因须要延迟发布学位论文电子版，授权学校在  一年 /  两年 /  三年以后在校园网上全文发布。

(保密论文在解密后遵守此规定)

论文作者签名：闵靖涛 导师签名：盖增喜 日期：2020年 6月 11日