



利用地震波研究

三峡重庆地区及邻区地壳速度结构

王小龙 著



地震出版社

利用地震波研究三峡重庆地区 及邻区地壳速度结构

王小龙 著



地震出版社

图书在版编目 (CIP) 数据

利用地震波研究三峡重庆地区及邻区地壳速度结构/王小龙著.

—北京:地震出版社,2017.12

ISBN 978-7-5028-3735-8

I. ①利… II. ①王… III. ①地震波-应用-区域地质-

现代地壳构造运动-研究-重庆 IV. ①P548.271.9

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2017) 第 039673 号

地震版 XM3654

利用地震波研究三峡重庆地区及邻区地壳速度结构

王小龙 著

责任编辑:赵月华

责任校对:凌 樱

出版发行:地震出版社

北京市海淀区民族大学南路 9 号

发行部:68423031 68467993

门市部:68467991

总编室:68462709 68423029

专业部:68467971

<http://www.dzpress.com.cn>

E-mail: dz_press@163.com

邮编:100081

传真:88421706

传真:68467991

传真:68455221

经销:全国各地新华书店

印刷:北京地大彩印有限公司

版(印)次:2017 年 12 月第一版 2017 年 12 月第一次印刷

开本:787×1092 1/16

字数:170 千字

印张:7

书号:ISBN 978-7-5028-3735-8/P (4371)

定价:35.00 元

版权所有 翻印必究

(图书出现印装问题,本社负责调换)

目 录

第1章 绪 论	1
第2章 研究区域地质构造背景	5
2.1 大地构造环境	5
2.2 区域主要断裂及地震构造带	7
2.3 地震与构造的关系	11
第3章 接收函数方法	13
3.1 远震接收函数法	13
3.2 接收函数计算	13
3.3 地壳厚度和波速比计算	15
第4章 接收函数计算的地震数据选取及处理	19
4.1 重庆台网概况	19
4.2 重庆区域台网地震监测能力计算	23
4.3 选取及处理	24
第5章 利用 HK 法反演重庆地区地壳厚度	31
5.1 接收函数波形图接收函数及 HK 法叠加反演结果	31
5.2 结果分析	44
第6章 利用地震背景噪声成像技术反演三峡库区重庆段及邻近地区	
地壳剪切波速度结构	45
6.1 三峡库区地震地质概况	45
6.2 数据及相速度测量	46
6.3 相速度成像	49
6.4 剪切波速度结构	53
6.5 讨论	54
第7章 瑞利面波相速度频散测量	57
7.1 瑞利面波相速度频散测量方法的概述	57
7.2 瑞利面波相速度频散测量方法	58

7.3 资料选取·····	62
7.4 频散曲线测量·····	64
7.5 瑞利面波相速度层析成像与方位各向异性·····	66
7.6 结果分析与讨论·····	67
7.7 结论·····	72
第8章 接收函数与面波联合反演·····	73
8.1 面波频散及噪声互相关经验格林函数与接收函数联合反演结果·····	73
8.2 结果分析·····	75
8.3 讨论与结论·····	90
第9章 反演结果在重庆荣昌精定位中的应用·····	93
9.1 实例总概·····	93
9.2 地震波速模型的反演·····	95
9.3 地震序列精定位·····	97
9.4 精定位结果·····	98
9.5 讨论与结论·····	99
致 谢·····	100
参考文献·····	101

第1章 绪 论

公元 132 年,我国古代科学家张衡发明了世界上第一台观测地震的仪器——候风地动仪,该仪器在公元 138 年成功记录到了陇西大地震。然而,现代地震学观测到的第一张远震记录图却是在 1889 年 4 月 17 日,德国人冯·利皮尔—伯什维茨 (Von Rebeur-Padchwit) 在波茨坦,用水平摆倾斜仪记到了日本东京大地震。1906 年,俄国科学家伽利津 (Galitzin) 研制出了电磁地震仪,这种地震仪经过不断改进,沿用至今 (刘斌, 2009)。

俄国科学家伽利津说过“地震波就像 X 射线那样,是照亮地球内部的一盏明灯”。迄今为止,人类对地球内部结构的认识,主要来源于地表对地震波观测和研究 (陈颙等, 2005)。因为地震波能穿透地球的最深处,从而携带出地球深部的结构和物理信息,这就使得地震学具备高精度的探测地球内部结构的能力。特别是近年来数字观测技术及台网的迅速发展和普及,使更多地震学者有能力对震源过程进行更细致的观测分析,同时也能够对地球内部结构展开更高精度的探测和反演。

地震波分为体波和面波。体波 (P 波、S 波) 是地震学最早被认识 and 研究的,当体波经过地球介质时,会在介质的不连续间断面产生不同震相,这些震相给我们带来了许多结构信息。1906 年英国地震学家奥尔德姆 (Oldham, 1906) 从地震记录图识别出 P 波、S 波和面波这三种地震波震相,而且他也是人类第一个尝试用地震波的走时来推断地球内部的结构科学家。1909 年,莫霍洛维契奇 (Mohorovicic) 在研究南斯拉夫的近震波形时,发现地壳—地幔边界,随后欧洲其他地区以至全球范围也都发现了这一界面是普遍存在的间断面,该界面后来称为 Mohorovicic 界面 (简称 Moho 面或莫霍面)。1914 年,古登堡 (Gutenberg) 发现了影区,并由此推断地核与地幔之间存在一个不连续分界面,并计算出该分界面深度约为 2900 km,该界面后来称为古登堡面,古登堡面到莫霍面之间的地球部分被称为地幔。1936 年,丹麦女科学家英格·莱曼 (Inge Lehmann) 在研究太平洋地震的地震图时,依据地震波的震相推断出地球外核内部存在一个内核,后来杰弗瑞斯 (Jeffreys)、古登堡都从走时表深入研究工作中证明了英格·莱曼的假设,并证明出了地球内核的半径应该在 1200 km 左右。1996 年,宋晓东发现了地球内核自转,随后又提出地球内核呈层状分布的理论。

从 20 世纪 50 年代起,随着地震观测技术及监测台网的迅速发展,体波由于分辨能力高,资料多,利用体波研究地球内部结构的工作和文献也越来越多,如 Langston (1979) 就根据源等效的假定,提出用长周期远震 P 波波形提取观测站下方的接收函数。因为远震体波记录中包含了震源时间函数、通过地幔的传播路径和台站下方结构信息,而且接收函数在计算过程中已经移除了震源传播效应和地幔路径的影响,留下了人们所需要台站下方结构信息。所以,目前,远震体波接收函数技术经常用于获取台站下方地壳和上地幔详细速度结构。1984 年, Owens 等人把 Langston 这一方法拓展到了当时最新的宽频带数字地震学,并进

一步对接收函数的线性反演方法进行了发展 (Owens et al., 1984), 这也是目前广泛用于研究台站下地壳结构的最有效的方法之一。1995 年, Kind 等人用接收函数法对全球数字化地震台网 (GDSN) 台站下的地壳结构进行了研究 (Kind et al., 1995)。随着接收函数的偏移叠加方法的使用, 人们对地球结构成像的分辨率也在一定程度上得到了提高, 以致能够分辨出上地幔不连续面的横向变化。1997 年, Yuan 等用该方法成功获得了青藏高原和安第斯地区的地壳上地幔结构 (Yuan et al., 1997)。20 世纪 80、90 年代, 接收函数的线性反演方法在我国得到了发展和广泛应用, 并取得了一系列成果 (刘启元等, 1985; 邵学钟等, 1991; 雷兴林等, 1988; 吴庆举等, 1998, 2000; Zhu et al., 2000; 田小波等, 2001; 许卫卫等, 2002; 贺传松等, 2003; 张学民等, 2005; 李永华等, 2008; 罗艳等, 2008; 刘春等, 2009; 王小龙等, 2010)。在早期的研究中, 由于受模拟记录的限制, 主要通过 (计算机辅助) 人工识别方法识别来自远震在地壳上地幔主要界面产生的 PS 转换波, 反演这些界面的深度。后来, 随着数字地震仪的普及, 在确定转换界面深度方面, 人们利用接收函数越来越便利, 对天然地震的转换波方法也发展为近年来得到广泛应用的接收函数反演方法, 并成为在地壳和上地幔结构地质调查中比较可信、实用的方法。

另外, 地震面波在传播过程中发生频散, 其频散特性与层状介质的物理结构有关, 可以利用面波频散特性对地球深部介质的性质及结构进行研究 (朱介寿等, 2005)。从 20 世纪 50 年代起, 地震学家就开始利用地震面波研究地壳上地幔结构, 如曾融生等最早开始利用瑞利面波相速度频散研究我国地壳结构, 认为在研究不同地区地壳结构的相对变化时, 相速度方法比群速度方法更准确可靠 (曾融生等, 1963)。但在早期的研究中, 由于受台站和模拟记录的限制, 主要通过 (计算机辅助) 人工识别方法测量面波的频散曲线; 只能反演获得大范围的水平层状或一维圈层结构。由于面波频散曲线可以揭示介质的 S 波速度结构变化, 到 20 世纪 80 年代中期, 随着数字地震仪的普及以及计算方法的不断改进, 极大地拓展了面波研究地球结构的深度和精度, 并取得了一系列成果 (徐果明等, 2000; 何正勤等, 2000; 李永华等, 2009; 姚华建等, 2004; 朱介寿等, 2002; 易桂喜等, 2010)。这是因为天然地震免费提供了分布相当广泛、强度范围又极大的许多机械波辐射源, 只需在研究区架起地震仪, 就能以逸待劳, 通过接收穿过研究区台站下方的地震波, 获取相关地区的地球内部信息 (刘斌, 2009), 如中国地震科学环境观测与探索计划 (也称喜马拉雅计划) 中的中国大陆岩石圈精细结构地震科学台阵探测, 就是用宽频带流动台网记录地震数据来反演地球内部结构。地壳厚度以及泊松比与地震波动性有较密切的关系。例如, 已有的研究表明一些大地震发生在地壳厚度急剧变化带, 而泊松比则表明地壳的岩石成分和地热状态与地震构造环境相关。

面波资料携带着丰富的关于其路径所经过的介质信息, 显著的特征是存在频散现象。面波频散对介质的 S 波速度值变化较为敏感, 尤其单一振型的面波频散提供了不同深度的 S 波速度的平均值, 所以, 地震学家广泛地利用面波频散来反演地壳上地幔的 S 波速度结构; 远震 P 波接收函数对台站下方速度界面所产生的 PS 转换波特别敏感, 故我们可从接收函数的线性解释中得到转换界面的深度。虽然面波频散和接收函数均对介质的 S 波速度结构敏感, 但二者从不同的方面反映了介质特征, 故联合利用面波频散和接收函数资料可以获得比单一方法更为可靠的 S 波速度结构。另外, 由于两种数据是同时拟合的, 它可以有效地抑制解的

不唯一性。

三峡库区重庆段 ($28^{\circ}28' - 31^{\circ}44'N$, $105^{\circ}49'E - 110^{\circ}12'E$) 位于长江中上游, 东西长约 600 km, 南北宽约 80 km, 地形大致为东高西低, 西部多为低山丘陵地貌, 东北、东南部逐渐变为低、中山地貌, 并相对由北向南、由南向北地向长江河谷倾斜。该区毗邻我国南北地震带中段, 地处大陆岩石圈东西地壳差异较大的边缘过渡带内。隶属一级构造单元扬子准地台和秦岭地槽褶皱系, 二级构造单元为四川台坳、上扬子地台和北大巴山冒地槽 (赵军龙, 2007)。三峡库区重庆段所在的四川盆地北东缘由于受大巴山南缘推覆构造带的影响, 构造线方向偏转为北东东—东西向。考虑断裂的规模、性质、切割深度、演化历史以及展布部位等方面, 可将断裂分为发育在背斜核部的盖层断裂、基底断裂和与基底断裂相关的地表断裂三类。不同类别的断裂具有不同级别的发展能力。其中具有较强地震背景的是控制性基底断裂带。区内有华蓥山基底断裂带、七曜山—金佛山基底断裂带、长寿—遵义基底断裂、方斗山基底断裂带和彭水基底断裂带, 这些基底断裂带规模相对较大, 具有延伸长 (长度多在 200 km 以上), 切割深 (深度多在 20~40 km 之间), 多期次活动, 晚第四纪活动, 盖层有伴生次级构造发育的特点, 对重庆地区的地质构造、沉积建造、地震活动有着重要的控制作用 (丁仁杰等, 2004)。区内共发生 5 级以上地震 7 次, 最大为 1856 年黔江 6 $\frac{1}{4}$ 级地震, 强烈的地面破坏阻塞河流, 形成了长 1700 多米, 70 余米高的堆积坝、面积达 5.4 km² 的 (小南海) 地震堰塞湖。最近的是 1989 年的江北 5.2 级、5.4 级和 1997 年荣昌 5.2 级地震, 造成数十人伤亡, 重庆主城震感强烈。

20 世纪 80 年代, 中国地质科学院针对“黑水—昭阳”深地震测深剖面, 重新计算了位于重庆辖区的主测线 (潼南—秀山段), 得出了上地壳包括沉积盖层、结晶基底和上地壳底部低速层的厚度。丁仁杰等 (2005 年) 在《重庆地震研究》的专著中对重庆的大部分地区地壳厚度变化进行了研究。但他们都没有对整个重庆市地壳厚度变化进行系统的研究, 要么是侧重某个剖面的研究, 亦或研究范围没有涵盖全部地区。总之, 不同研究方法都有助于我们对该地区地壳结构更深入和全面的了解。本书利用面波频散曲线可以揭示介质的 S 波速度结构变化和接收函数在确定转换界面深度方面具有独特优势的特点, 开展联合反演。这样可以实现优势互补, 弥补单独用接收函数反演或单独用面波频散反演单一方法造成的缺陷, 综合利用面波和接收函数方法的各自优势, 利用两类资料联合反演研究区壳幔速度结构, 为地震精确定位提供速度模型。

本书将按以下大纲进行编写:

第 1 章, 绪论: 介绍接收函数方法和面波成像法的发展历史和本文研究的必要性。

第 2 章, 研究区域地质构造背景: 介绍三峡库区重庆段及邻近地区的地质和构造背景, 并简要描述该地区发生的中强地震与构造的关系。

第 3 章, 接收函数方法: 介绍用远震 P 波接收函数的方法和步骤。

第 4 章, 接收函数计算的地震数据选取及处理: 首先介绍重庆区域台和台网中心的概况, 然后介绍研究工作地震资料的选取与处理以及如何提取接收函数, 并计算出地壳厚度与波速比。

第 5 章, 利用 HK 法反演重庆地区地壳厚度: 介绍重庆地区地壳结构计算结果, 显示整个重庆区域台接收函数的计算结果波形, 同时展示 HK 法反演出的台下方地壳厚度和泊松比

的情况。

第6章, 利用地震背景噪声成像技术反演三峡库区重庆段及邻近地区地壳剪切波速度结构: 利用地震背景噪声成像技术反演三峡库区重庆段及邻近地区地壳剪切波速度结构, 利用三峡库区重庆遥测台网及邻近地区台网的流动及固定台站 2012 年连续地震背景噪声数据互相关, 提取瑞利面波相速度频散资料, 反演得到三峡库区重庆段 5~40 s 的高分辨率瑞利面波相速度分布模型及三维剪切波速度模型。

第7章, 瑞利面波相速度频散测量: 介绍用双台法测量瑞利面波相速度频散的理论方法以及在重庆及邻近地区的实际应用, 反演得到四川盆地 20~120 s 的高分辨率瑞利面波相速度及其各向异性空间分布。在丰富四川盆地及周边地区地球物理基础数据的同时, 结合已有研究成果, 对地壳上地幔变形耦合进行探讨。

第8章, 接收函数与面波联合反演: 将接收函数与面波相速度做研究区台站下方速度结构反演, 并做简单的讨论。

第9章, 反演结果在重庆荣昌精定位中的应用: 实例总概, 反演地震波速模型, 为研究区内的地震地震精定位提供速度模型。

第2章 研究区域地质构造背景

三峡库区重庆段 ($28^{\circ}28' \sim 31^{\circ}44' \text{N}$, $105^{\circ}49' \sim 110^{\circ}12' \text{E}$) 位于长江中游, 东西长约 600 km, 南北宽约 80 km。地形大致为东高西低, 西部多为低山丘陵地貌, 东北、东南部逐渐变为低、中山地貌, 并相对由北向南、由南向北地向长江河谷倾斜。该区毗邻我国南北地震带中段, 地处大陆岩石圈东西地壳差异较大的边缘过渡带内。区内主要有华蓥山基底断裂带、七曜山—金佛山基底断裂带、长寿—遵义基底断裂带、方斗山基底断裂带和彭水基底断裂带。这些基底断裂带对区内的地震活动具有明显的控制作用。

2.1 大地构造环境

根据《重庆地震研究》和《重庆及其邻区地震地质研究报告》的研究成果, 本次研究区域大地构造分区详见图 2-1。

三峡库区重庆段在大地构造上, 处于扬子准地台 (I_1) 内, 跨四川台坳 (II_1) 与上扬子台坳 (II_3) 两个二级构造单元。这两个二级构造单元的分界线是七曜山—金佛山基底断裂。

在四川台坳内, 以华蓥山基底断裂为界, 又可分为两个三级构造单元, 以西属川中台拱 (III_1), 以东属川东陷褶束 (III_2)。上扬子台褶带在区内仅包括川东南陷褶束 (III_3) 的一部分。

扬子准地台是晋宁运动时褶皱固结的相对稳定地台, 在晋宁运动以前, 就有着漫长的发展历史。一般认为地台结晶基底的年龄下限为 17 亿年, 上限则以晋宁运动结束为界 (8.5 亿年)。扬子准地台在古生代到中生代的三叠纪期间的构造环境基本上都是一个相对比较稳定的环境, 但从中生代末起到新生代初期, 不同地区在多次构造运动期间受构造环境影响也不尽相同, 导致不同地区的盖层变形的程度和形式出现了比较大的差异。扬子准地台具有典型的双层结构特征, 下部为结晶基底, 形成于晚太古代—早元古代; 上部为褶皱基底, 形成于中元古代—晚元古代。由于晋宁运动使得被褶皱地槽回返, 形成了扬子准地台。

三峡库区重庆段属四川台坳二级构造单元 (II_1) 的东缘部分, 结晶基底主要由太古界—早元古界的各种片麻岩及岩浆岩组成。以华蓥山基底断裂为界, 以西缺失了褶皱基底, 以东褶皱基底由板溪群砂岩、板岩组成。在古生代, 华蓥山以西为相对隆起区, 缺失泥盆系和石炭系; 以东为相对沉降区, 除缺失部分古生界, 其他地层发育齐全, 坳陷中心在地质年代上从早到晚大致有从北西向东南迁移的趋势。中生代早三叠世晚期, 该区逐渐发育成为半封闭的内海盆地, 晚三叠世晚期形成内陆盆地, 之后进入陆相沉积阶段, 在侏罗纪沉积了数千米的红色陆屑建造。进入新生代第三纪末四川运动时, 随着地壳运动增强, 表现为水平

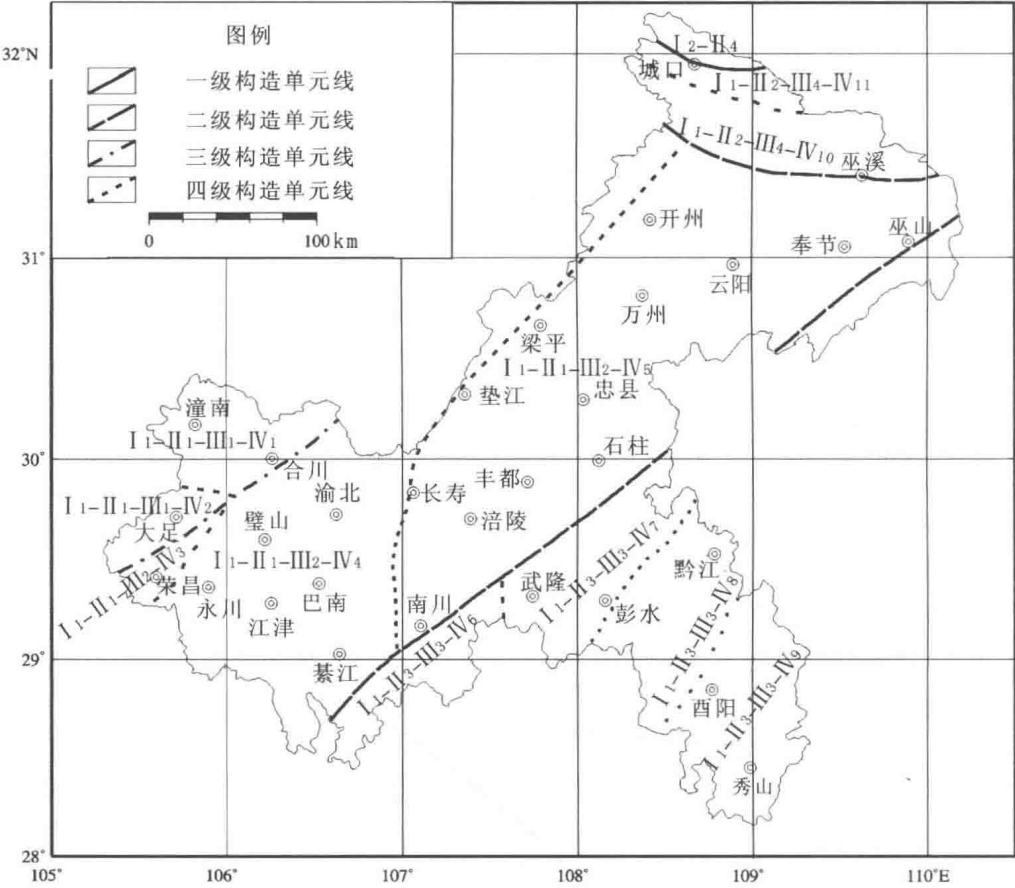


图 2-1 重庆市大地构造单元分区图 (丁仁杰等, 2004)

I₁ 扬子准地台; I₂ 秦岭地槽褶皱系; II₁ 四川台拗; II₂ 大巴山台缘拗陷; II₃ 上扬子台拗; II₄ 大巴山冒地槽褶皱带; III₁ 川中台拱; III₂ 川东陷褶束; III₃ 川东南陷褶束; III₄ 大巴山陷褶束; IV₁ 龙女寺台穹; IV₂ 自贡台穹; IV₃ 泸州穹褶束; IV₄ 华蓥山穹褶束; IV₅ 万州凹褶束; IV₆ 金佛山穹褶束; IV₇ 武隆凹褶束; IV₈ 黔江凹褶束; IV₉ 秀山穹褶束; IV₁₀ 大巴山凹褶束; IV₁₁ 城口凹褶断束

(造山) 运动。川中台拱区盖层褶皱多为穹隆、短轴背斜和鼻状构造, 川东陷褶束区盖层褶皱主要表现为北东向展布的狭窄背斜与开阔向斜相间排列, 组成典型的“隔挡式”褶皱, 在背斜轴部附近发育规模不大的地表压性或压扭性断裂构造, 以及核部发育底腹压性断裂。

三峡库区重庆段属上四川台拗 (II₁) 部分, 基底除石柱—涪陵—垫江地区这单层结构外。其他均为双层结构, 下为结晶岩石建造, 上层为变质岩石建造。川东南陷褶束 (III₃) 为上扬子台拗古生代拗陷中心, 地层发育比较齐全, 厚达万米。中生界不发育, 构造以北东向宽缓背斜与向斜组成的“城垛状”褶皱为主, 沿背斜轴部常发育长达数 10 km 的断层。

三峡库区重庆段属中强地震活动区, 从历史上中强地震的空间分布来看, 地震多发生于二、三级构造单元的边界断裂带附近及其北东向背斜褶皱的轴部附近。

2.2 区域主要断裂及地震构造带

三峡库区重庆段位于四川盆地的东缘,已有的资料表明四川盆地周边出露了两种性质不同的岩群,一类为上元代浅沉积岩,另一类是下元古代深变质岩系。上、下元古界面之间为不整合接触。三峡库区重庆段位于川东南块体内,西侧是川中块体。四川盆地菱形块体在下元古代末期曾经发生过断裂和岩浆活动,分化为北东展布的三大块体。川中块体上没有元古代沉积,是一条北东向的基岩隆起,一般称为川中隆起带,基底埋深约5 km。川东南地区上元古代为凹陷,接收沉积较厚,由于基底是凹陷的,一般称为川东南凹陷,基底埋深最深可达11 km。由于中生代的两次海陆交替,形成了覆盖整个盆地的菱形块体。在漫长的地质变迁过程中,这个菱形断块周边的剧烈活动导致断块内部断裂发育。按断裂的规模、深度和对区域的发展影响程度,重庆境内的断裂可分为深断裂、基底断裂和区域性断裂。断块构造学说认为深断裂是地壳断裂,切割深、规模大,甚至切透了玄武岩质层,到达莫霍面,有基性和超基性岩会沿着断裂带入侵,在地球物理勘查时可能表现为异常带。深断裂对盖层和区域构造有较明显的分割和控制作用。另外,基底断裂主要发育形成于断块内部,通常位于沉积盖层下面,不过有时也会向上连接地表,向下穿过花岗岩质地层到达康氏界面,在地磁测量时常表现为异常带。地腹断裂、区域性断裂和一般断裂通常都是切断沉积层到达结晶基底顶面的断裂。

三峡库区重庆段的沉积盖层比较发育,研究表明沉积盖层最厚的地方可达十来千米。根据盖层内不同构造层之间的分界,区内的盖层大致可以分上、中、下三个构造层,按地质演化历史由老到新依次为晋宁界面、海西界面和印支界面,构造层之间往往以平行不整合分界。若地震在盖层内发生,震源很可能就在三个分界面附近。上构造层层厚较薄,埋深较浅;中构造层由于褶皱运动剧烈,在地表经常可以看到断层和海西界面的出露,但有部分埋伏在地下2~3 km处;下构造层往往埋藏于地下5 km以下,但还是有部分出露于地表,如华蓥山。发育在背斜核部的盖层断裂主要分布在川东陷褶束内,如发育在观音峡背斜、重庆南温泉背斜、明月峡背斜上的地表断层,这些断层一般断续延伸,分段长度多在十至几十千米,破碎带宽度一般几米,切割深度多在5~6 km以上;地震地质调查表明,这些断层的最后活动多在20万年前,晚更新世以来活动减弱;沿这些断层分布的地震一般为本底地震。这些地表断层就单条规模而言,不能构成区域性断裂带,但它们与褶皱及其之下推测存在的底腹断层形成的构造统一体,使得地震活动情况复杂,在一些特殊的部位,如断层褶皱带的错节、转折或复合部位,靠近基底断裂或与其交汇部位,震级往往较大,如鸡冠石发生过几次 M_L 4.0级左右地震,统景发生过 M_L 5.2级和 M_L 5.4级地震。统景的 M_L 5.4级地震是有记载以来发生在这一类断层褶皱带上的最大地震。这是因为基底经过长期地质演化比较密集,岩石的刚性高、弹性大,而位于其上的盖层已经发生过褶皱并伴有相当多的张性和压性断裂,因此盖层的刚度与弹性都比不上基底。由上可知基底和盖层的性质不同,其分界面晋宁界面附近,往往是应力集中区,根据“弹性回跳理论”,此处都为地震孕育区。

四川盆地菱形块体内断裂由于构成基底的岩层性质不同,因此块内的重庆地区的断裂发育就有所差异。川中块体基底刚硬且岩石硬度大,脆性大,原因在于该块体由结晶杂岩组

成。川东南的重庆部分地区及周边地区具有双层基底岩块，岩石塑性较强，受力后易产生强烈的褶皱。重庆地区内以北东向的断裂构造为主导，且区内有几条基底断裂很重要，因为它们不但是基底断块的分界线，还控制着与本地区地震活动关系密切的构造的发育，详见图 2-2。这些断裂分别是华蓥山基底断裂带、方斗山基底断裂带、彭水基底断裂带、七曜山—金佛山基底断裂和长寿—遵义基底断裂带。这些基底断裂带规模大，具有延伸长、切割深、多期次活动且盖层有伴生次级构造发育的特点，是本地区的骨干断裂，对重庆地区的地质构造、沉积建造、地震活动有着重要的控制作用，因此有必要简述展布在区域内的基底断裂。

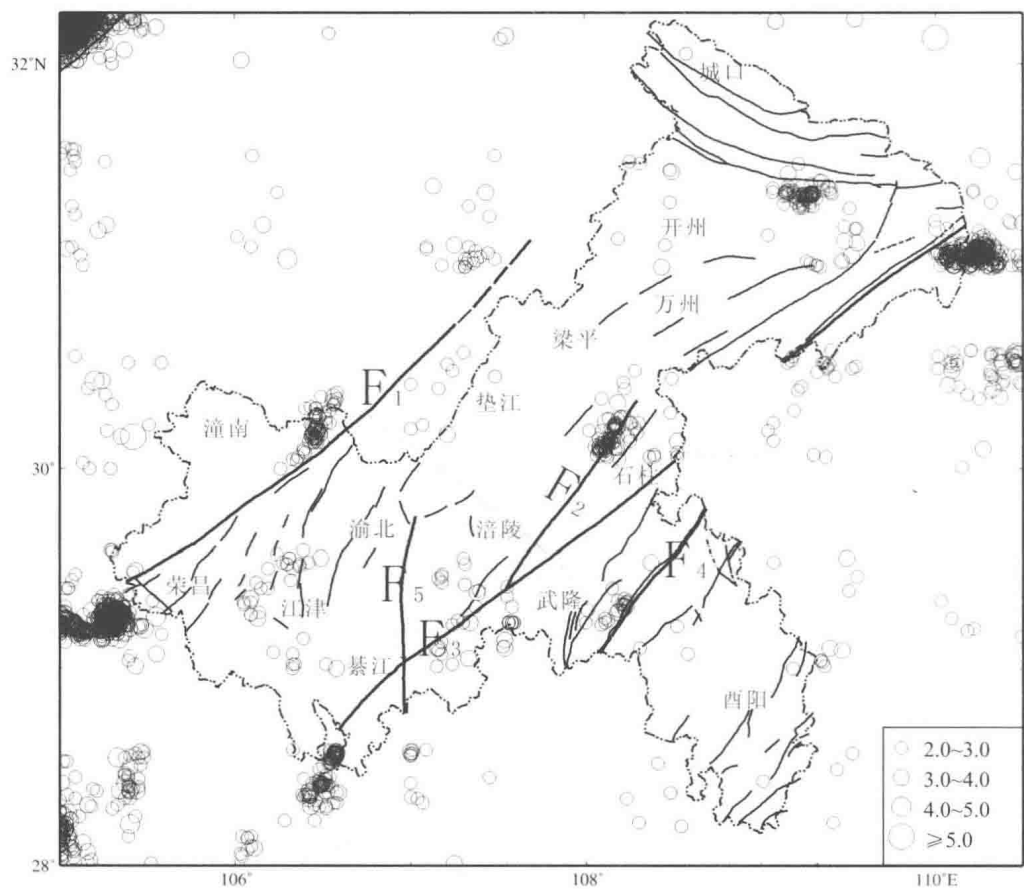


图 2-2 主要断裂及 1970 年以来 4 级以上地震分布图

(据中国地震台网 1970 年 1 月至 2014 年 12 月地震目录)

F₁ 华蓥山基底断裂带；F₂ 方斗山基底断裂带；F₃ 七曜山—金佛山基底断裂带；

F₄ 彭水基底断裂带；F₅ 长寿—遵义基底断裂带

1) 华蓥山基底断裂带

华蓥山基底断裂是一条切割深、规模大、北东向延伸的基底断裂带，是川中块体与川东南块体的分界线。北起达州，南至宜宾，全长约 500 km。已有的物探资料结果表明，在垂直磁力图上，断裂以线状负异常表现出来，断裂两侧的磁场特征显著不同，西侧是具磁性的

正异常, 东侧为无磁性的平静磁场背景。这种差异不仅说明华蓥山基底断裂确实存在, 还说明它在晋宁运动时期已经形成。此后, 从震旦纪末, 经加里东运动(海西期继承活动), 表现在断裂西侧川中块体显著上升, 东侧川东南凹陷下降。志留纪末, 加里东运动发生, 华蓥山断裂继续活动, 西侧川中块体强烈上升, 形成乐山—龙女寺古隆起带, 其轴向为 $NE45^\circ$, 在乐山和龙女寺形成两个高点, 后经侵蚀剥夷, 乐山为 300 m, 龙女寺只残留奥陶纪 39 m。但在断裂东侧的川东凹陷带则强烈下陷, 志留奥陶系地层完整, 华蓥山厚达 1000 m。泥盆石炭纪川中隆起继续侵蚀夷平, 故无泥盆石炭系沉积, 而在川东、滇东北一带有泥盆石炭系沉积。这都说明华蓥山断裂在加里东—海西期仍在继续活动, 并控制着断裂两侧隆起、凹陷带的形成和泥盆石炭系的分解。二、三叠纪断裂两侧隆起与凹陷继承发展, 东吴运动时期的岩浆活动, 在华蓥山和宜宾西南地区沿断裂带有玄武岩喷发, 说明华蓥山断裂活动已切到玄武岩质层。中三叠纪末期发生了划时代意义的印支运动, 在印支运动时期, 华蓥山断裂活动在错动方向上发生了变化, 表现在断裂带东升西降。燕山—喜山运动期活动加剧, 造成现今地表所见的断距大(2 km)、延伸远的华蓥山断裂带, 控制了断裂带两侧盖层不同构造类型的发育。新生代以来, 表现在地震活动上, 仍以大面积抬升运动为主。历史中强震活动主要集中于断裂带的中北段、中南段和南西段。此外, 断裂带北东段的温泉出露少于其他各段, 说明华蓥山基底断裂的活动性北东段弱于其他各段(重庆及其邻区地震地质研究报告, 1981)。

综上所述, 华蓥山基底断裂是一条古往今来继承性活动的基底断裂, 古生代阶段西升东降; 中生代相反, 东升西降; 新生代以来, 以大面积抬升运动为主, 在一些特殊部位, 地震活动强烈。在中晚更新世有过活动, 地震活动中南段和南西段比北东段和中北段相对强烈, 位于研究区内的三段都具有发生 6 级地震的背景。

2) 方斗山基底断裂带

方斗山基底断裂带总体走向呈北东东, 北起万州龙泉沟, 向南经方斗山, 在武隆区白马山附近与金佛山基底断裂带交汇, 是一条上穿盖层下达基底的块内断裂, 地表由 5~6 条断裂呈右阶雁行式排列组成的断裂带。地表出露的横梁子断层和楠木垭断层, 主要发育于二叠系至三叠系中, 最大断距达 700 m, 长度大于 130 km, 为压性逆冲断层。

方斗山断裂南段石柱县鱼池—丰都县神仙磴一带, 断裂规模宏大, 单条断裂长度均可达 50 km, 断面倾向北西, 可见二迭统乐平组砂页岩逆冲至下三迭统大冶组或嘉陵江组之上。在重庆石柱鱼池、石柱城关西侧麻坪一带采集断层方解石样, 地质专家经热释光(TL)法测定, 最新活动时代分别距今 100 万年、 48.83 ± 3.81 万年和 50.49 ± 4.6 万年, 这表明鱼池一带方斗山断裂的最新一次较大活动在早更新世, 麻坪一带方斗山断裂的最新一次活动在中更新世。

方斗山断裂为四川盆地弱活动断裂构造区的东边界, 具有明显的深部地球物理场特征。在重力平均异常图上, 方斗山断裂位于以大足为中心的重力高的南东侧宽缓下降的重力梯度带的背景上。在航磁 ΔT 异常向上延拓 10 km、20 km 的平面图上, 该断裂呈现走向北东的磁力梯度带。沿断裂带中、小地震活动频繁, 在重庆石柱县茶园附近于 1979 年 8 月先后发生过 3.0 级地震和 3.8 级地震, 之后于 1987 年 7 月 2 日又发生 4.4 级地震, 2004 年 11 月 21 日发生 $M_L 4.6$ 级地震, 2005 年 2 月 11 日再次发生 $M_L 4.2$ 级地震。从历史地震活动情况看,

该断裂具有发生 6 级地震的背景。

3) 七曜山—金佛山基底断裂带

七曜山—金佛山基底断裂带在地表大致由重庆巫山、湖北建始,并沿着湖北七曜山、重庆南川区金佛山、綦江区一线北东向展布,是一条潜伏盖层之下的基底断裂。它在大地构造上是川东南块体同黔中隆起的分界,在新构造运动上也是两块差异性抬升的分界。东南侧的老构造继续继承性抬升,这个地区山体高程一般海拔都在千米以上,金佛山的海拔达 2000 m,景星台附近地区的山峰也达 1400 m。可是断裂的北侧山岭通常都在海拔 800 m 以内,如江津的四面山向斜的核部,高程只有海拔 750 m。同时从万盛孝子河发育来看,深切嘉陵江组石灰岩形成的河谷极为狭窄,河谷两边沉积物稀少,溶洞高悬,这种地貌的形成是与新构造抬升运动密不可分的。在七曜山和金佛山一带地表常常伴北东向或北北东向断层出露,同断层走向也是上下对应,如水江断层带和马五断层带就是很好的佐证。目前已有的地质学与地球物理资料,如布格重力异常图,显示该断裂两边基底性质不一样,据此我们可以推测出西边为川东南双层基底,东边为单层基底且组成可能是浅变质系。

再看垂直磁力图。武隆到建始一带磁力线十分密集,且为正负两种异常磁场的分界线。因此,我们又可以推测武隆到建始一带深部应该有条北北东或北东向的基底断裂。地质资料显示,在震旦纪晚期,该断裂东侧升高,西侧不断下降。到了古生代,断裂两旁的地块发生了另一种相对运动的变化,也就是西侧不断隆起,东侧不停下陷。从地层上可以看到,东侧下寒武统厚度比西侧厚 1000 多米。印支运动时期,该断裂附近地区大面积抬升遭遇剥蚀,七曜山为上升隆起区,东侧隆起的速率明显高于西侧。侏罗纪末,川黔隆起褶皱带成型,川东地块也随之抬升。由于新构造运动具有间歇性抬升的特点,在抬升较慢时差异运动不显著,而在抬升较快的时期差异运动很明显,这个时期也是地震相对活跃的时期。1854 年 11 月,在金佛山附近的南坪发生了 5 级中强地震,由此推断 1854 年可能是一个地震活跃期。

综上所述,从震旦纪以来,七曜山—金佛山断裂带一直控制着断裂两侧岩层沉积和区域构造发育,特别是在侏罗纪时期更为显著,因为西侧的川东地块是一个下降区,而东侧的云贵高原相对来说是一个上升区。在燕山—喜马拉雅山运动期,西侧下沉区基底断块向下发生弯曲,因盖层主要为张力,就形成了现在的箱状褶曲。因此,该断层不仅控制该地区盖层的褶曲,还控制着该地区盖层的张性和压性断裂的发育。

4) 彭水基底断裂带

彭水基底断裂带沿北东走向延至湖北省利川市,沿南东至贵州省东北地区,在重力、航磁异常上均有宽带状显示,尤其在电测深上反映极为明显。在电测深资料的解释图中,彭水基底断裂深达 70 km 左右。该断裂面切穿基底和盖层,呈弯弧形断面,上部(深 15 km 左右)表现为正断层性质,下部为逆冲性质特征,整体为高角度逆冲断层的力学特征。1855 年,彭水发生 4 级地震。1856 年,黔江—咸丰间的 6¼ 级地震发生在该断裂带的东南侧,形成小南海堰塞湖和大跨岩、小跨岩等地震景观。沿断裂线也曾发生过几次 3 级地震。2002 年,断裂北段发生 2 次震源深度达 40 km 的小地震,由此推测彭水基底断裂不但存在而且仍在活动。

5) 长寿—遵义基底断裂带

长寿—遵义基底断裂总体走向几乎接近南北,位于走向为南北向的丰盛褶皱带上。在断

裂带附近地区的地表有龙泉寺—高湾断层、巴南丰盛—神童坝断层带和半边山—南童关等断层相对应。这些断层往往倾角大,最大的可达 80° 左右,切割穿过的地层多,有的甚至已经达到寒武系至志留系。断层走向由北向南延,一路穿过龙骨溪弧形构造,再向南伸展断续出露于地表,一直到达贵州桐梓、遵义一带。这可能是该基底断裂活动时向上穿盖层的运动结果,使得断层延伸远、规模大、切割深。同时,该基底断裂正好位于涪陵蔺市隆起和江津凹陷的结合部位,基底差异性活动,也是构造形成的另一种可能。从区域布格重力异常图来看,在川东南凹陷带内整体呈北东走向的局部布格重力异常图在万盛、习水之间穿插一个南北走向的重力异常,表明南北走向的基底断裂是确实存在的。另外,该地区基底岩层有向南北错动的可能,因为从磁力等值线上可以看到重庆—綦江与长寿—南川之间的走向呈S形弯曲:先由东西转折到北东,再转到东西。在该断裂与金佛山基底断裂的交汇部位,1854年11月发生了南川区南坪的5级地震,因此该断裂带具备发生5级以上中强地震的背景。

2.3 地震与构造的关系

虽然地震震源迁移的轨迹显示了地下断层活动迹象,但是地表断裂不一定反映出地下存在断裂,同样盖层断裂也不一定都会下达基底、上穿盖层形成区域性的大断裂。因此可由中强地震的参数来分析地震与断裂之间的关系。目前掌握的资料显示华蓥山断裂带、彭水基底断裂带与七曜山—金佛山断裂带发生了数次中强有感地震。区内最大地震为发生在1856年黔江—咸丰间的 $6\frac{1}{4}$ 级地震,形成小南海堰塞湖和大跨岩、小跨岩等地震景观。近30年重庆发生的中强地震分别为1989年重庆渝北统景5.2级和5.4级地震、1997年荣昌5.2级和2010年荣昌5.1级地震。用系统的观点、构造组合的观点来分析其成因,华蓥山基底断裂是一条古往今来继承性活动的基底断裂。自大面积抬升为主的新生代以来,南段和北段抬升的幅度大于中段,地震目录也显示南段的活动性大些,北段随后,中段地震活动最弱。国内外已有的研究显示,地震往往除了发生在活动断裂带新活动幅度最大的地段,还会发生在断裂的端点、拐点和交汇处。华蓥山基底断裂带附近近30年的地震活动也是符合上述观点的。华蓥山基底断裂的南端既是断裂的端点又与宜宾基底断裂、金佛山基底断裂相交,具备发生中强地震的条件。历史上,这些部位也曾发生过数次5级左右的地震,断裂沿线历史中强震活动较为频繁,主要有公元前26年宜宾 $5\frac{1}{2}$ 级地震、1610年2月3日高县贾村达5级地震、1892年2月10日南溪5级地震、1959年11月13日富顺5级和1974年南西端部云南大关7.1级地震等。荣昌地区位于华蓥山断裂带的中南段,该地段也曾发生1989年渝北统景5.2、5.4级地震,1997、1999、2001、2010年先后发生5.2、5.0、4.9、5.1级地震,是华蓥山断裂带目前地震活动相对较活跃的地区。研究表明荣昌地区仍具有发生中强地震的构造背景。北段的达州、宣汉一带,也先后发生过几次4级地震,这是因为达州、宣汉一带是温泉井基底断裂、黄金口基底断裂与华蓥山基底断裂的交汇地区,这也是历史上中小地震集中分布地段。华蓥山基底断裂的中段则不然,虽然有几次弱震活动,但从未有中强地震发生的记载。从区域应力场来看,四川盆地自下古生代以来,其压应力方向都是北西西—南东东向的。这种压应力方向可看出是新华夏系以来固有的应力场。对盖层构造来说,华蓥山基底断裂带东侧的川东褶皱束带主要由永川弧、重庆弧、万州弧组成。东北部的蔺市一带有两组构造

线交叉形成的菱形构造。其中最值得一提的是北北东向的构造线，显示出北西西—南东东向侧压力，在区域里起到了主导构造力的地位。这种北西西—南东东向主压应力对构造弧来说，左翼表现为反扭，右翼表现为顺扭，弧顶为压性。华蓥山基底断裂带北端的达州—宣汉段表现为顺扭，南段的宜宾—富顺表现为反扭基，中段为压性特征。因为底断裂可以控制盖层构造，反之盖层滑动也会影响到基底断裂活动，所以华蓥山基底断裂的南部发生地震的可能性相对要高一些。

对 1989 年重庆渝北统景 5.2、5.4 级地震，众多研究者进行了地震现场考察，并记录有详细的科考资料，如《重庆江北地震学术讨论论文集》，发现其控震构造应为地表断层、“阻挡式”褶皱及褶皱之下潜伏的底腹断层构成的构造统一体——断层褶皱带，即底腹断层与盖层活动断褶构造组合，是一个具有区域代表特征的地震构造组合。渝北统景 5.2、5.4 级地震代表了位于川东陷褶束内相对独立的断层褶皱带上的地震类型和震级上限。底腹断裂作为盖层破裂而控制宏观烈度，荣昌 5.2 级地震位于华蓥山基底断裂附近，地震可能与基底断裂的活动是相关的。地震区附近地表断层、底腹断层与基底断裂交汇，是容易形成应力集中的地方，往往发生中强地震，其地震构造比统景地震更显复杂，虽然只是 5.2 级地震，但也是区域内另一种地震构造组合，即基底断裂与盖层活动断褶构造组合。

1854 年发生在南川附近的 5 级地震有着不同于上述两种情况的特点。该地震位于七曜山—金佛山基底断裂带与长寿—遵义基底断裂相交切的地段，两条基底断裂具有一定的规模和第四纪活动特点，各基底断裂都有自己的从属构造和地表断层，这便是基底断裂交叉部位的地震构造组合。1856 年 6 月 10 日，黔江小南海发生 6 级历史地震，地震造成的巨大地面破坏是这次地震的显著特点。近 150 年后，通过对古地震现场进行考察，专家认为这应属断块内水平张滑的破裂过程，并产生与巨大的水平运动相称的地面破坏。这次地震的震中区的主要活动构造有位于彭水基底断裂带南东侧的黔江断裂带和与黔江断裂带斜交的呈北北西走向的具有张性左旋走滑性质的仰头山断层，专家研究认为后者是直接发震断层，彭水基底断裂带是深部相关的背景活动构造。这是区域内水平滑动的地震构造组合。