

地震科学联合基金会 主办

固体地球物理学论评

1992



地震出版社

地震科学联合基金会主办

固体地球物理学论评

1992

地震出版社

1993

(京) 新登字 095 号

内 容 提 要

本书为地震科学联合基金会主办的《固体地球物理学论评》系列文集的第二集。该文集每年出版一集，由主办者约请有造诣的科学家撰稿，介绍近年来国内外科学工作者在本学科各研究领域所取得的成果和最新进展，以及这些研究的学术意义和重要价值，同时也为广大基金申请者提供有益的选题指南。本集包括地震学 (5 篇)、空间物理学 (1 篇)、构造物理学 (1 篇)、非线性科学 (1 篇)、以及灾害物理学 (1 篇) 等方面的综述性论文 9 篇。

本书可供从事地球物理学、地质学和地球化学等有关方面研究的读者阅读。

地震科学联合基金会主办
固体地球物理学论评

1992

主编：秦馨菱 谢毓寿

责任编辑：俸苏华

版式设计：孔景宽

地震出版社出版

北京民族学院南路 9 号

北京丰华印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行

全国各地新华书店经售

787 × 1092 1/16 5.75 印张 147 千字

1993 年 10 月第一版 1993 年 10 月第一次印刷

印数 0001-1600

ISBN 7-5028-0820-5/P · 519

(1213) 定价：4.50 元

前 言

《固体地球物理学论评》是由地震科学联合基金会主办的系列丛书。地震科学联合基金会建立于 1984 年，它的主要任务是促进中国地震科学基础研究的发展。当代地震科学是复杂性科学，涉及学科和技术非常广泛，然而固体地球物理学发展极大地推动着地震科学和地震预报的研究进程。因此，出版这种年度评论，其主要目的是为了对地震科学和地球物理学的研究成果，给出及时的和权威性的评述。

我们希望这一系列丛书，不仅对中国读者有用，而且对国外读者也是有用的。我们期望在系列丛书的下一本书将也刊载外国科学家的评述。因此，热诚地欢迎国外地球物理学家为我们的这一出版物写稿。

这本书是固体地球物理论评系列丛刊的第二本，包括 9 篇论文，其中 5 篇是地震学的，1 篇是空间物理学理的，1 篇是构造物理学的，1 篇是非线性科学的，还有 1 篇属于灾害物理学。这些文章均由中国有成就的地球物理学家撰稿，他们是由地震科学联合基金会特别约请的。我们非常荣幸的是，中国著名科学家秦馨菱教授和谢毓寿教授应邀担任本书主编，特此向他们致衷心的感谢！

吴宁远
1992 年 7 月

目 录

中国地震区划研究回顾	时振梁	高孟潭(1)
地壳结构的深地震反射研究	王椿镛	张先康(7)
地震台网观测技术	庄灿涛	(13)
台阵资料的相干分析和随机不均匀性的谱成象	谢小碧	吴如山(22)
地震反问题研究评述	李幼铭	杨文采(28)
中国地震前兆和地震预报的研究	张国民	陈修启(35)
岩石破裂和地震现象中的分形、自组织和混沌特征	郑捷	(47)
实验构造物理学的若干进展	王绳祖	(62)
涡旋诱发重联模型及其在地球磁层顶区的应用	刘振兴	濮祖荫(75)

中国地震区划研究回顾

时振梁 高孟潭

(国家地震局地球物理研究所)

一、中国地震区划研究概况

中国是地震灾害较为频繁的国家。地震灾害防御工作一直得到政府部门的支持。地震区划是地震灾害防御的基础工作,近年来得到了较大的发展。1984年以来,随着地震危险性分析方法的发展和地震资料的积累,国家地震局提出编制新的地震区划图,并为此开展了若干重点研究项目和一系列学术活动,成立了国家地震局全国地震区划编图委员会。在上述科研成果的基础上,1987—1990年国家地震局组织有关研究所和上百名专家,经过4年努力完成了全国地震区划图(1990版)。

作为全国编图的试点,国家地震局先后开展了“琼北地震基本烈度复核”项目,完成了海南岛北部地区的具有概率含义的地震区划图,并发表了30多篇论文^[1];“鲁南地震基本烈度评定”项目,完成了山东南部地区地震区划图,并在地震危险性分析方法方面初步体现了对地震时空非均匀性的认识,发表有关论文34篇^[2];与此同时,“华北地震区划编图”也取得了一系列专项研究成果,试编了华北地区地震区划图,为全国范围的编图提供了经验和方法。

在地震区划图的编制期间,中国地震学会和国家地震局还组织了一系列学术活动。

中国地震学会地震专业委员会于1987年4月在无锡召开了地震危险性分析学术讨论会,宣读了论文60余篇,并对地震活动性和潜在震源区划分问题进行了深入讨论^[3]。

国家地震局于1987年12月在广州发起召开了国际地震区划讨论会。中国、美国和日本等许多国家的代表就有关问题宣读了37篇论文^①。在此次会议上,全国地震区划编图委员会介绍了新的全国地震区划图编图技术思路,国内外专家就地震区划各个方面的问题进行了广泛讨论。

国家地震局于1991年5月在北京举办了中苏地球动力学和地震危险性估计讨论会,部分中国学者在会上宣读了有关地震区划和地震危险性分析论文10余篇^②。

在中国国家地震局和美国国家科学基金会的支持下,1988年至1991年胡聿贤教授等(中方)和R. K., McGuire博士等(美方)进行了中美地震危险性估计合作项目,重点研究

① 国家地震局,国际地震区划学术讨论会论文集,1987。

② 国家地震局,中苏地球动力学和地震危险性估计讨论会论文摘要,1991。

了地震时空非均匀性问题,促进了有关方面研究发展。

国家地震局有关研究所还在地震危险性分析和地震区划方法研究方面培养了博士和硕士,他们在地震危险性分析和地震区划方法研究方面做出了贡献。

二、地震区划方法研究进展

80年代初期,地震危险性概率分析方法引入了地震区划^{①②③},并取得了某些进展。

1. 综合概率统计方法(模型)和地震区划原则

1984年以来关于地震危险性分析的综合概率模型的研究不断得到深化。时振梁等以华北地区为例讨论了地震区划的原则和方法^[4]。该项研究重点讨论了我国中长期地震预报成果与地震危险性分析方法结合问题,并给出了改进的地震危险性分析方法。周克森等综合地震活动时空不均匀性和众多不确定因素,给出了地震危险性分析多维不确定性的复合概率模型^[5]。王阜^④引进更新模型改进地震危险分析方法。胡聿贤等通过研究中长期地震预报与地震危险性分析方法的结合,提出了地震危险性分析综合概率法^[6]。高孟潭^⑤应用随机场理论,通过地震时空强联合概率分布模型,提出了几种适应于特定地震活动性规律的地震危险性分析模型,并赋予参数以明确的物理含义。

2. 地震活动性统计模型

地震活动性分析是地震区划概率方法的重要内容之一。目前使用的地震活动性模型基本是地震时间过程与强度及空间分离的概率模型。关于时间过程的研究可以分为确定性过程研究和随机过程研究两种,反映了对地震时间序列的两种基本认识。确定性研究包括地震活动韵律、地震活动周期、地震活动高潮和平静期交替现象的研究^[7-8]。在随机过程研究方面,讨论了Poisson过程的适用性和其它模型如二项式模型^[9]、双态Poisson过程^[10-11]、更新过程等^[12]。考虑到上述两个方面的研究结果、资料现状和参数估计的不确定性,目前中国区域性和全国范围的地震区划均使用了分段Poisson过程模型^[4]。早期确定Poisson过程参数——地震年平均发生率的着眼点是潜在震源区。认为在潜在震源区的范围内,地震时间过程为Poisson过程或分段Poisson过程。由于样本量较少,故一般的做法是将若干潜在震源区的资料联合使用,先求出总的地震年平均发生率,然后按各潜在震源区 $M > M_0$ 地震的实际频度和潜在震源区的面积求出各潜在震源区的地震年平均发生率。在仔细研究上述做法后,高孟潭指出此种处理方法会低估高震级档的地震发生率^[13],提出需要引入新的参数:分震级档的空间分布函数,并明确地震时间过程在地震带的范围内考虑。在具体估计分震级档空间分布函数时,发展了若干种方法,如加权分

① 宋良玉、魏公毅,中国华北基岩最大加速度概率估计值,中美地震小区划讨论会,1981。

② 高孟潭,京津唐地区地震危险性分析,硕士研究生毕业论文,国家地震局地球物理研究所,1984。

③ 陶夏新,京津唐地区地震区划图编制方法的研究,博士研究生毕业论文,国家地震局工程力学研究所,1986。

④ 王阜,地震发生的概率模型及其在地震危险性分析中的应用,博士研究生毕业论文,国家地震局工程力学研究所,1987。

⑤ 高孟潭,随机场理论在地震活动性分析中的应用,博士研究生毕业论文,国家地震局地球物理研究所,1991。

析方法^①、分类统计方法^②、余量分析方法^③和综合概率法^④等。

另外一个重要的地震活动性参数是震级概率分布中的 b 值。目前已经基本达到了比较一致的认识,即 b 值应该在地震带的范围内统计。黄纬琼等分析了 b 值统计中各种影响因素,并对地震危险分析中如何选取 b 值进行了讨论^⑤。曹学锋研究如何综合利用历史地震资料 and 现代仪器地震记录资料估计 b 值的问题,提出了使用可信时段估计 b 值的方法^⑥。

3. 潜在震源区划分

人们同时关注潜在震源区划分及其震级上限的确定研究。由于许多地震学家和地质学家参与这方面的工作,使得研究不断深入。目前所使用的方法主要有构造成因法^⑦和综合判断方法^⑧。具体确定潜在震源区时,考虑历史地震分布与特定构造部位、地壳深部构造、地球物理场分布形态的相关关系,并依此进行外推预测。近几年来发展起来的图象识别方法和专家系统方法,在确定潜在震源区时也发挥了一定的作用。在确定震级上限方面,与最初的历史地震震级加 0.5 级或简单的由断层破裂长度确定 M_u 的方法不同,采用了多种方法综合判定各级地震的构造条件,在判定 M_u 中起了相当大的作用。

除了上述常用方法外,人们还研究了用模糊推理及幂态思维、模糊综合判定等方法划分潜在震源区^{⑨-⑩}。

4. 地震动衰减关系统计模型

地震动衰减关系研究是地震区划研究的重要一环。如下几个方面进行了深入研究:①地震动衰减的方向性。结合中国烈度分布情况一般采用椭圆模型^⑪。②地震动衰减的区域性。由于震源机制及地壳介质的区域性差异,衰减关系也具有区域性差异。一般衰减关系用本地区的资料统计,在资料缺乏的地区则使用胡聿贤等提出的转化方法^{⑫-⑬}。③近场地震动特性研究。由于实际资料中近场大地震资料缺少,回归曲线对大地震近场地震动主要是外推,有时外推数值不太合理。针对这些情况,胡聿贤、霍俊荣等提出了震级饱和统计模型^⑭。④回归方法研究。这方面的进展有多变量联合回归^⑮、烈度衰减椭圆长短轴联合回归研究和椭圆投影两步拟合^⑯等。⑤地震衰减关系离散性研究。一般用正态分布或对数正态分布描述地震动衰减的离散性。近来人们对地震动衰减关系转换方法的方差描述方法比较感兴趣,但尚无一致的结论。

5. 不确定性分析

地震危险性分析中的不确定性分析和敏感性分析对地震区划是必不可少的,它关系到烈度分区和等值线的形状和位置。一些作者对此进行了深入的研究^{⑰,⑱,⑲}。胡聿贤和周克森等还就不确定性校正方法进行了研究,其基本观点是各种主观不确定性估计和客观不确定性估计可以用统一的方式处理,不确定性校正采用全概率定理。

6. 地震区划结果的检验

用实际资料检验具有概率含义的地震区划图,需要新的工具和方法。因为在给定的时

① 国家地震局地震区划编图委员会,中国地震区划图[1990版]说明书,1991。

② 潘华,地震空间分布概率的估计方法,硕士研究生毕业论文,国家地震局地球物理研究所,1991。

③ 曹学锋,用可信时段估计法统计 b 值,地震区划论文集(待出版)。

④ 霍俊荣,近场强地面运动衰减规律的研究,博士研究生学位论文,国家地震局工程力学研究所,1989。

间段和给定的场点只能得到一个统计样本, 单个统计样本无法统计推断母体的统计特征。高孟潭等首先分析了具有概率含义的地震区划结果的随机场特征, 其均值具有各态历经特性, 实际资料空间分布的平均值以概率 1 趋于给定的超越概率, 由此给出了用实际地震资料检验地震区划图的方法^[27]。

三、全国地震区划图 (1990 版)^①

该图编制原则主要有三条: ①采用概率地震危险性分析方法; ②考虑地震活动的时空非均匀性; ③吸收中长期地震预报的研究成果。

所采用的地震危险性分析方法的主要特征为:

(1) 重点考虑了地震发生的统计特征, 包括地震时间过程统计分析和震级频度关系研究。采用了分段 Poisson 过程模型, 地震年平均发生率由地震带百年趋势估计得到。

(2) 用地震空间分布函数表述地震空间和时间分布的不均匀性。

具体的实施步骤为:

(1) 利用地震活动性、地球物理场和地震地质资料划分地震构造区和地震带作为地震活动性统计分析的单元。

(2) 确定每个地震带的震级-频度关系, 未来百年地震趋势和地震年平均发生率。

(3) 根据强震构造标志和地震活动性空间分布图象, 确定潜在震源区及其震级上限。

(4) 考虑各种预测因子, 确定空间分布函数, 由地震带地震年平均发生率确定潜在震源区各震级档的地震年平均发生率。

(5) 考虑地震动衰减的区域特征, 选用椭圆或共轭椭圆衰减模型。

(6) 用给定年限和超越概率的烈度值编绘地震区划图。

全国共划分了 27 个地震带和 733 个潜在震源区。地震危险性分析计算场点约 3 万个。该区划图采用超越概率水平为 50 年 10%, 比例尺 1:400 万。该图提供给国家建设部门, 作为国民经济建设和国土利用的基础资料, 中小工程抗震设计的依据, 开展地震减灾工作的基础。

根据李文香的统计^②, 该图与 1977 年版地震区划图相比, VI 度区面积增大 31%; VII 度区面积增大 59%; VIII 度区略小一点; IX 度和 IX 度以上区域面积减少了 72%。VI 度以上区面积总和增加了 30%。2316 个县级以上城镇烈度值有 1275 个未变, 降低 1 度以上的城镇 418 个, 升高 1 度以上的城镇 623 个。这说明新的地震区划图基本上保证了国家设防政策的连续性。

通过四个区域 600 多个场点的分析统计, 用新的区划图计算 1977 年版区划图相应场点的基本烈度相当的烈度值的超越概率, 发现这一超越概率值从 1%—50% 分布比较平缓, 约 35% 的场点超越概率值在 16% 左右^③。

① 国家地震局全国地震区划图编图委员会, 中国地震区划图 (1990 版) 说明书, 1990。

② 李文香, 新编区划图与 1977 年版区划图的对比分析, 地震区划论文集 (待出版)。

③ 时振梁、王健, 关于新编区划图与 1977 年版区划图的“比较”, 地震区划论文集 (待出版)。

四、展 望

近年来中国地震区划研究具有一定的深度和广度,在地震活动性规律描述、地震动衰减关系研究、不确定性分析与敏感性分析方面和地震区划图检验方面都取得了很多成果,并编制了全国范围和重点地区的地震区划图。

地震区划方法需要深入研究的课题有:

- (1) 地震时空强联合分布统计模型研究,将目前使用的一些经验性方法系统理论化,发展新的地震危险性分析模型。
- (2) 综合判定方法的研究。专家系统和图象识别方法将更加实用化。
- (3) 概率方法与确定性方法的有机结合。
- (4) 多参数不确定性综合统计方法。
- (5) 构造与地震相关性的深入研究。
- (6) 具有概率含义的地震区划图检验方法研究。
- (7) 由地震区划图确定设防地震的方法研究。

参 考 文 献

- [1] 丁原章、李坪、时振梁、林纪增、朱振宇,海南岛北部地震研究文集,地震出版社,1988。
- [2] 中国地震,4, 3, 1988。
- [3] 许绍燮、张雪亮,地震危险性分析研究学术讨论会,地震学报,9, 3, 1987。
- [4] 时振梁、鄢家全、高孟潭,地震区划原则和方法的研究——以华北地区为例,地震学报,13, 4, 1991。
- [5] 周克森等,地震危险性分析多维不确定性的复合概率模型,地震工程与工程振动,11, 1, 1991。
- [6] 胡聿贤主编,地震危险性分析中的综合概率法,地震出版社,1990。
- [7] 黄纬琼等,东南沿海地区地震活动期的估计与趋势估计,海南岛北部地区地震研究文集(丁原章等编),地震出版社,pp.185-190, 1988。
- [8] 林纪曾、黄世奇、王正尚,东南沿海地区地震序列的数值分析,海南岛北部地区地震研究文集(丁原章等编),地震出版社,pp.194-199, 1988。
- [9] 赵彤、田启文,地震危险性分析中的双态泊松模型,地震工程与工程振动,11, 1, pp.13-18, 1991。
- [10] 左惠强、陈达生,地震危险性分析中双态泊松模型的简化计算,地震工程与工程振动,9, 1, 1989。
- [11] 王阜,描述地震危险性分析中地震发生的更新过程模型,地震工程与工程振动,6, 2, 1989。
- [12] 高孟潭,关于地震年平均发生率的讨论,国际地震动态,1, 1988。
- [13] 雷建成、时振梁、鄢家全,确定潜在震源区地震年平均发生率的方法研究,地震学报,13, 4, 1991。
- [14] 金学申、戴英华、马桂花,综合概率法及其在表征潜在震源区时空不均匀性上的应用,地震地质,11, 4, 1989。
- [15] 黄纬琼、时振梁、曹学锋, b 值统计中的影响因素及地震危险性分析中 b 值的选取,地震学报,11, 4, 1989。
- [16] 环文林、常向东、黄纬琼,潜在震源区划分的构造成因法(华北地区),地震危险性分析中的综合概率法(胡聿贤主编),地震出版社,pp.9-41, 1990。

- [17] 汪良谋、董瑞树、王绳祖、徐杰、冯荣梅、王湘南, 华北平原北部和渤海地区潜在震源区划分及其地震活动性参数的确定, 地震危险性分析中的综合概率法 (胡聿贤主编), 地震出版社, pp.119-141, 1990.
- [18] 杜兴信、丁韞玉, 应用模糊推理及幕态思维进行潜在震源区定量划分的探索, 地震学报, 12, 3, 1990.
- [19] 许建东、张裕明, 判定潜在震源区的活断层的模糊综合判断模型, 地震地质, 10, 4, 1988.
- [20] 胡聿贤等, 缺乏强震观测资料地区地震动参数的估算方法, 地震工程与工程振动, 6, 1, 1986.
- [21] 田启文等, 根据烈度资料估算我国地震动参数衰减规律, 地震工程与工程振动, 6, 1, 1986.
- [22] 胡聿贤、霍俊荣, 具有随机误差的变量之间的回归关系, 地震工程与工程振动, 8, 4, 1988.
- [23] 胡聿贤、陈汉尧, 地震危险性估计中不确定性的概率分析, 地震工程与工程振动, 11, 4, 1991.
- [24] 丁韞玉、狄秀玲, 潜在震源区不确定性因素分析, 中国地震, 7, 4, 1991.

地壳结构的深地震反射研究

王椿镛

张先康

(国家地震局地球物理研究所)

(国家地震局地球物理勘探大队)

一、引言

地震反射剖面提供了沉积岩层的最高分辨,它广泛地应用于石油勘探中。深地震反射利用在石油勘探中发展起来的反射技术来获得地壳和上地幔结晶岩中的反射波。它在进一步了解地壳细结构、组成和演化方面具有比其他地球物理探测方法更多的优点。在过去的近 20 年里,地球科学家们用这一探测手段,成功地解决了关于造山带、裂谷带和板块缝合带研究中的一些大地构造基本问题^[1, 2],因而它是全球地球科学研究的一大进展。

自 70 年代以来,我国在深部地球物理探测方面进行了大量的工作,其中人工地震折射和宽角反射探测几乎遍布中国大陆。这些探测资料的解释增进了我们对大陆地壳上地幔构造和演化的认识^[3]。然而,折射和宽角反射探测方法有其本身的局限性,虽然在取得介质速度方面有其长处,但对界面的分辨率往往不能令人满意。在过去的 10 年里,我国进行了一些深地震反射探测,虽然没有形成如美国的 COCORP 那样的大型研究计划,但这些试验剖面也已取得了一些有意义的结果。可以预料在最近的将来,深地震反射探测在我国将有一个较大的发展。

至今, COCORP 已经完成了大约 9500 km 的深反射剖面,它们沿着美国的区域大地构造断面分布:从科迪勒拉西北部到太古代克拉通;从盆地山脉省北部中央到科罗拉多高原 (40° N);从盆地山脉省西南部到科罗拉多高原;阿巴拉契亚山脉的北部;阿巴拉契亚山脉南部到密西西比湾;以及中央大陆。BIRPS 作了 12000 多千米的深反射剖面,环绕英国各岛都已布满了勘探线。其他如 ECORS, DEKORP, LITHOPROBE, ACORP 和 CALCRUST 等也都完成了一定数量的深反射剖面。

二、数据采集和处理

反射剖面的分辨和数据质量在很大程度上取决于数据采集参数的选取。选择的过程包括花费/效益的评价,其中记录道数和炮点数与剖面每千米的最终成本相平衡。对于深部地壳的水平分辨,地震反射可观测到的仅是第一 Fresnel 带这一量级的水平长度的特征^[4],它可以表示成

$$R = (0.5LH) = 0.5v(2T/f)$$

其中 R 是 Fresnel 带半径, L 是优势频率的波长, H 是深度, v 是平均速度, T 是走时, f 是频率。对于地壳内 30 km 深度上 (具有 6.0 km/s 的平均速度) 20 Hz 的反射波, 上面的公式可以得到 Fresnel 带半径为 3 km。

早期 COCORP 剖面采用 48 道记录系统, 24 次叠加的共深度点覆盖, 100 m 检波器接收间距和每个接收点作为的振动点。四或五个机械振动车用作组合地震源^[5]。新近, COCORP 剖面采用 96—120 道记录系统, 而 USGS 则采用 800—1000 符号位记录系统, 25 m 组合间距和 120 次覆盖^[6]。

在 1983 年, 地质矿产部在华东下扬子地区实施了一条名为 HQ-13 的深反射剖面^[7]。它大约 250 km 长, 并包括五条测线(2—2', 3—3', 4—4', 5—5', 6—6'), 从上海的奉贤到安徽的灵璧。他们采用了宽线技术, 即由 3 至 5 条布设低频记录器的平行测线, 48 次共深度点覆盖。野外使用了爆炸源, 炮点和接收组合间距分别为 80 m 和 40 m, 记录长度为 16 s。

1985 年国家地震局在华北唐山地区实施的深地震反射剖面^[8]包括两条测线 TS_1 和 TS_2 。 TS_1 剖面从玉田县雅洪桥至唐山市吕家坨, 长 47 km; TS_2 剖面从唐山市郊马各庄到滦南县青坨营, 长 17 km, 这一测线与乐亭—张家口折射/宽角反射剖面的一部分近似重合。野外探测使用了 4 台 MERTE-181(612)型可控震源车和 DFS-V 型数据采集系统, 30 次覆盖。震源车间距为 50 m, 每个炮点 10 振次。检波器间距为 5 m, 组合基距为 80 m。道间距为 50 m, 观测覆盖次数为 30 次。1987 年地质矿产部在华南雪峰山地区进行深反射剖面试验, 但至今还未见到正式的研究报告发表。

1991 年国家地震局在华北邢台地区实施了一条 40 km 长的深反射剖面^[9]。野外采用 MDS-10 数据采集系统。覆盖次数为 24 次, 记录长度 20 s。观测系统中道间距为 100 m, 最小偏移距为 1000 m, 每道接收点为由 3 组共 36 个检波器的面积组合。震源为爆炸源, 用两口井组合, 井深 25 m。每炮 45 kg 的硝铵成型炸药。同年, 地质矿产部在河南南阳盆地实施了一条长 200 km 的东秦岭地区深反射剖面 (禹县—邓州), 也采用爆炸震源, 并使用了小宽线技术 (即两条平行的观测线)。数据采集系统为 DFS-V, 它在野外工作中的一个特点是使用了低频检波器 (4.5 Hz)。这一剖面的处理已经基本完成, 进一步解释工作正在进行之中。

关于地震反射剖面的常规处理, 第一个要考虑的是沿剖面近表面速度的变化, 静校正从这些变化中求取。静校正的恰当值是难于得到的, 因为近表面横向速度变化必须从附加的浅层折射测量中确定。在共深度点方法中, 地震道的叠加需要应用正常时差校正。因此, 地壳速度结构的知识是必需的, 而最佳的速度—深度函数从一系列的叠加速度中选取。对于深部地壳, 合理的速度估计用较长的排列长度 (10—20 km 的量级) 来得到, 因为较大的偏移距相应较大的时差 (Klemperer and Oliver, 1983)。理论上, 均方根速度能够在 2 或 3 倍偏移距的深度上确定^[10]。Hawman 和 Phinney^[11]指出, 对于大偏移距在多大限定的范围上连续取样波场能够得到关于深部地壳速度的有用信息。然而, 横向速度不均匀性和低信噪比降低了这些估计。因此, 实际上基于反射数据的深部速度估计是困难的。对于不均匀近地表条件, 当道间距足够小时静校正能可靠地确定。但是为取得深部速度控制需要较长的排列长度, 这与小道间距具有的优点是相矛盾的。与深反射剖面重合的地震折射/宽角反射探测能够提供最可靠的深部地震波速度估计^[12]。

在所有的常规处理步骤中,偏移和叠加是最重要的。偏移把观测的反射波形变换为地下界面的图象,即把反射体置于空间中正确的位置上。叠加采用从不同角度多次照明地下界面的反射区域,并对不同路径长度作校正之后的观测进行求和来改善信噪比。常规的数据处理流程在偏移之前作叠加。对未作叠加数据作偏移(即叠前偏移)是一个更为恰当的过程,但它需要多两个量级的计算和数据处理,因而仅在很特殊的情形下使用。Claerbont^[13]提出,在倾角大于 30° 时,叠前偏移是合乎需要的。

Klemperer 和 Brown (1985) 对叠前噪音抑制处理的有效性进行了有趣的研究。他们发现,未进行叠前噪音抑制的共深度点叠加几乎与进行这个处理的结果一样有效。当噪音振幅近似地呈高斯分布而且数据没有空间混淆的情况下,这一结论是可以预料到的。

Warner^[14]提出,深地震数据的偏移对反射体成象的质量常常不能取得有意义的改善。这一般是由于用常规的记录系统得到的低信号水平,深部反射波场的不完全记录,以及由近表面特征产生的波场畸变等原因所造成。

三、解 释 结 果

下扬子地区是我国生产石油的区域之一,而且是古生界油储的一个有前景的目标区。HQ-13 剖面穿过了几个有着不同凹陷历史的新生代沉积盆地。根据 HQ-13 的解释,翁世杰等^[7]认为,在这些盆地下方,古生代基底被一组逆冲断层所变形。下扬子地区由四个大的逆冲盘组成,它们从东南向西北移动,在 10—13 km 深度附近有主滑脱面。其东部的太平洋板块的移动是这一区域变形的主要原因。扬子块体的内部在浅部为逆冲,而在下地壳为俯冲。古生代岩石的变形主要发生在三叠纪,但变形一直延续到现在。Moho 界面的起伏及其过渡的特征可能反映了这一结论。苏州花岗岩岩基下方的混合岩惰性组分的反射信号表明它被地壳部分熔融所变形。郯庐断裂的构造历史包括冲断和其后的走滑运动两个阶段。扬子块体俯冲到华北或大别块体之下。Moho 面的结构表明它新近在改变并受新生代运动的影响。

唐山地区位于华北平原和燕山山脉之间。从地质背景来看,唐山位于一个菱形块体内,这一块体以蓟运河,丰台—野鸡坨,滦县—乐亭,以及宁河—昌黎等断裂为边界。虽然这个菱形块体相对稳定,但其中央有一条唐山断裂,它由唐山—古冶断裂,陡河断裂和唐山—巍山—长山南坡断裂组成。对唐山地区深反射剖面的分析,陆涵行等^[8]认为,唐山地震由复杂构造和强烈的差异活动性所引起。这一区域内的前震旦纪地层被多条断裂切割,它控制着盖层构造的形成和变形。唐山—古冶断裂、陡河断裂、唐山—巍山—长山南坡断裂组成的断裂带形成复杂的结点,它使得容易导致多点震源的应力集中。块体之间发生的差异的上升和沉降提供了强震产生的条件。

在综合分析通过唐山震中区的地震折射和反射剖面的基础上,曾融生^[15]提出,在地震部位可能存在一个由脆性到塑性的过渡层,上地幔顶部的热物质向地壳迁移可能通过开平地壳断裂进行,它对地震的发生有双重影响;在上部地壳附近产生的张应力,同时软化开平地壳断裂中的物质,以致走滑断层的滑动变得更加容易。

邢台地区的深地震反射剖面通过 1966 年 3 月 22 日 7.2 级主震的震中,剖面的处理结果显示清晰的地壳细结构(图 1)。震中所在的束鹿地堑是新生代断陷盆地。剖面图上 1

至 4 s 的强反射对应于由一组低角度正断层产生的沉积层变形, 其中新河断裂是束鹿地堑和新河凸起之间的边界断裂。在盆地内部有多条发育于不同年代地层的次级正断层, 新河断裂延伸到 8 km 左右。在剖面上 5 s 左右显示出一组较强的反射界面, 它可能对应于脆性上地壳的下界面。10 至 11 s 处的壳幔过渡带包含了一组大振幅、连续性强的反射, 然而, 在震源的下方似乎 Moho 面被间断。在 5 s 左右的界面至壳幔过渡带之间, 反射波能量弱而且连续性较差。王椿镛等认为这可能表示这一带内从脆性到塑性随深度的流变变化。岩浆从上地幔顶部通过 Moho 面的间断部分侵入到地壳中, 以使地壳的部分熔融可能出现。这一过程可能产生反射的 Moho 面以及因此产生扩张盆地。这同时也是产生邢台强震的主要原因。

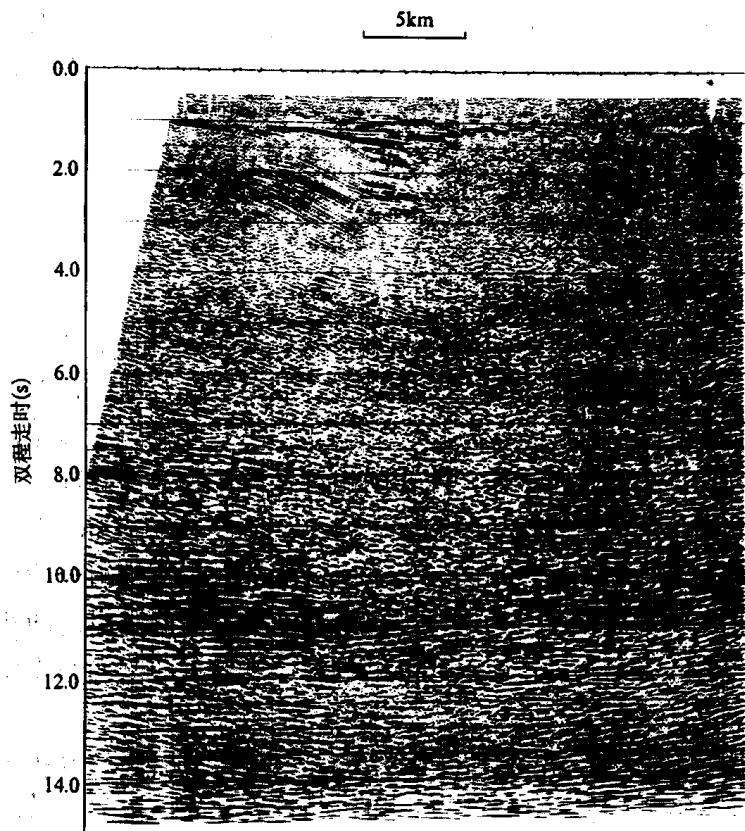


图1 华北邢台地区 24 次覆盖地震偏移剖面

的领域。北海的反射剖面, 使北海北部扩张是由沉积岩中正断层作用的观测结果和由沉降和地壳减薄的结果这两个相互矛盾的解释协调一致。岩石圈的简单剪切比均匀伸展更难于解释观测结果。下地壳和地幔的反射体的反射系数大约为 0.1。

Bois (1988) 根据 1983 年以来 ECORS 深地震剖面的结果总结出, 造山带的形变前缘在俯冲板块上方一般表现为宽阔平坦, 且其根部伸至中地壳的一组叠瓦状逆断层中。第三纪造山带显示出地壳大量增厚, 以及壳幔的叠瓦构造。根据二叠—中生代盆地以及下伏地壳的结构, 说明简单剪切的模型不适用, 而且纯剪切模型完全不可能。

一般而言, 在克拉通内通过前寒武纪地体的深地震反射剖面上, Moho 面的离散反射是无法辨认的。在扩张地体下方, Moho 面表现为尖锐的, 大振幅和多周期的反射。

在美国, 盆地山脉省的北部中央到科罗拉多高原 (40° N) 断面的主要特征是, 盆地山脉省下方有一组非常平坦的 Moho 反射波; 东部边缘则有一组低角度的正断层。Moho 界面几何形态的再均衡是最重要的观测结果之一。从科迪勒拉西北部到太古代克拉通, Moho 反射波特征的变化表明壳下岩浆的侵入对 Moho 面的形成起重要作用。在新英格兰的 COCORP 断面上发现穿透很深的反射线, 表现地壳尺度的逆冲断层与塔康造山带缝合线有关。

BIRPS (1988) 在英国北部发现 Moho 面下方有明显的反射, 这清楚地表明地幔是未来反射剖面法研究的一个新的

Moho 面的分层作用可以用下地壳内的塑性流动来解释。在美国,最清晰的下地壳和 Moho 面的反射与在扩张期间深部地壳的塑性流动和变质过程有关。

关于反射剖面的前沿课题, Brown (1988) 提出,虽然深部构造成象是反射剖面的特长,但其地震记录仍包含有关于深部物理特性的丰富信息。“亮点”技术有助于模拟深部流体的讨论。对振幅、频率、极性、区间速度等的特征分析并配合专门的辅助试验,将对岩石圈的了解作出重要的贡献。

在我国八五计划期间,地质矿产部和国家地震局在深部探测方面将分别实施新的计划。国家地震局目的在于进行强震区的深反射探测,并对所有地球物理探测结果作综合研究,以分析强震发生的深部环境。地质矿产部将进行国际合作,穿过喜马拉雅山/西藏地区实施一些深地震反射剖面,这是地球科学中的最激动人心的研究计划之一。

参 考 文 献

- [1] Oliver, J., Dobrin, M., Kaufman, S., Meyer, R. and Phinney, R., Continuous seismic reflection profiling of the deep basement, Hardeman County, Texas, *Geological Society of America Bulletin*, **87**, 1537—1546, 1976.
- [2] Brown, L., Barazangi, M., Kaufman, S. and Oliver, J., The first decade of COCORP, 1974—1984, in (Barazangi M. and Brown, L., eds.) *Reflection seismology: A global perspective*, *American Geophysical Union Geodynamics Series*, **13**, 107—120, 1986.
- [3] 国家地震局科技监测司, 中国大陆深部构造的研究和进展, 地质出版社, 1988.
- [4] Sheriff, R. E. and Geldart, L. P., *Exploration Seismology; vol. 1, History, Theory, and Data Acquisition*, Cambridge University Press, 1982.
- [5] Schilt, S., Oliver, J., Brown, L., Kaufman, S., Albaugh, D., Brewer, J., Cook, F., Jensen, L., Krumhansl, P., Long, G. and Steiner, D., The heterogeneity of the continental crust: Results from deep crustal seismic reflection profiling using the VIBROSEIS technique; *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **17**, 354—368, 1979.
- [6] Stewart, D. B., Unger, J. D., Phillips, J. D., Goldsmith, R., Poole, W. H., Spencer, C. P., Green, A. G., Loiselle, M. C. and St-Julien, P., The Quebec—Western Maine seismic reflection profile, setting and first year results, in (Barazangi, M. and Brown, L., eds.) *Reflection Seismology; The Continental Crust*, *American Geophysical Union Geodynamics Series*, **14**, 189—199, 1986.
- [7] Weng, S., Chen, H., Zhou, X. and Cui, Z., Deep seismic probing of continental crust in the Lower Yangtze region, eastern China, *Tectonophysics*, **173**, 299—305, 1990.
- [8] 陆涵行等, 唐山震区深反射剖面分析, *地球物理学报*, **31**, 1, 1988.
- [9] 王椿镛等, 邢台大震区深地震反射探测及研究(摘要), 中国地球物理学会年刊(1991), 地震出版社, 1991.
- [10] Hajnal, Z., Crustal reflection and refraction velocities, (Barazangi, M., and Brown, L. D., eds.) *Reflection Seismology: A global perspective*, *American Geophysical Union Geodynamics Series*, **13**, p.247—256, 1986.
- [11] Hawman, R. B. and Phinney, R. A., Crustal structure of southern Maine and eastern Pennsylvanian: Extremal inversion of wide-angle reflections, (*EOS*) *Transactions of the American Geophysical*

Union, **66**, 308, 1985.

- [12] Mooney, W. D. and Brocher, T. M., Coincident seismic reflection / refraction studies of the continental lithosphere; A global review, *Reviews of Geophysics*, **25**, 723—742, 1987.
- [13] Claerbout, J. F., *Imaging the Earth's Interior*, Blackwell Scientific Publications, 1985.
- [14] Warner, Migration; Why doesn't it work for deep continental data? *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **89**, 21—25, 1987.
- [15] 曾融生等, 从地震折射和反射剖面结果讨论唐山地震成因, *地球物理学报*, **31**, 4, 1988.