

中国大陆深部构造的 研究与进展

国家地震局科技监测司 编

地 质 出 版 社

37201

中国大陆深部构造的研究与进展

国家地震局科技监测司 编

地质出版社

内 容 简 介

本文集汇集了1979年至1984年期间国家地震局系统在我国大陆东北、华北、华东、华中、西北、西南等地区开展深地震测深工作所取得的一批重要成果,反映了上述各地区深部地壳结构的基本特征,并概述了1970年以来国内外人工地震测深技术和装备的进展。文集内容对于研究大地构造、地壳演化、成矿规律以及地震成因;对于潜在震源区的定量化判别、地震影响场的确定以及考虑地下隐伏断裂对各种工程设施的影响等方面具有理论和实践意义。本文集可供地震、地质、石油、冶金等部门的研究人员和工程技术人员以及大专院校有关专业的师生参考。

中国大陆深部构造的研究与进展

国家地震局科技监测司 编

责任编辑:王毅

地质出版社出版发行

(北京西四)

地质出版社印刷厂印刷

(北京海淀区学院路29号)

新华书店总店科技发行所经销

开本: 787×1092¹/₁₆ 印张: 23.25 插页: 6页 字数: 539,000

1988年8月北京第一版·1988年8月北京第一次印刷

印数: 1—3,055册 国内定价: 7.00 元

ISBN 7-116-00239-1/P·215

序

地壳深部构造探测,对研究大地构造、地壳演化、成矿规律以及地震成因,对潜在震源区的定量化的判别,对确定地震影响场、强度分布规律以及考虑地下隐伏断裂对各种工程建设影响等方面都具有理论和实践意义。因此,本世纪以来,地壳深部构造探测一直是地学研究中最活跃的一个领域。

研究地壳深部构造的方法主要有:地震波法(天然地震与人工地震)、电磁法(大地电磁测深与磁测深)、温度测量法(地热)、钻探与岩石学法(深钻与深源岩石的研究)以及重力法等。这些方法分别从地壳介质的弹性与非弹性性质、电磁特性、热性质及物质组成、密度等诸方面来揭示地壳深部结构的真实面貌。其中,以地震波方法应用最为广泛。中国大陆深部构造的探测研究至今已有二十多年历史,绝大多数工作是由地震波方法来完成的。五十年代末,中国科学工作者在青海柴达木盆地(1958—1960年)首次应用人工地震法探测地壳深部构造背景以寻找石油。随后,在甘肃白银厂-景泰-庆阳山(1962—1964年)、西南地区的力马河-干海子、渡口-红格、磨盘山-西昌-昭觉(1965—1966年)、河北邢台地区的元氏-济南(1968—1969年)等地区应用同样方法进行了探测,主要目的是对西南地区的地震烈度进行综合评判,以及对河北邢台强地震震源构造特征进行研究。在这一阶段,人工地震测深所用仪器为26道低频光点记录仪,检波器的道间距为100m左右,最低频率为10Hz,由于该仪器观测系统较完整,因此探测结果较好。但探测费用高,施工效率低。因而在这个阶段的十多年时间里,全国仅进行了780km人工地震测深工作。然而这些有限的资料却已清晰地给出了上述各个探测剖面上的速度结构,并对邢台地震的深部地质构造背景取得了引人注目的初步认识,从而为深入发展我国大陆深部构造研究工作创造了良好开端。

1970年,国家地震局组建后,为了准备系统地探测破坏性地震的深部结构特征,为今后更准确地进行地震预报,在组织结构方面作了调整,将原地质部第一物探大队(石油物探)划归国家地震局系统,改名为国家地震局地球物理勘探大队,专职从事地壳深部构造的探测研究工作。1975年以后,该队装备了我国自行研究生产的WTC-75型盘式磁带地震仪,检波器频率为1Hz,间距为2km以上。由于其观测精度适中,野外工作效率有所提高,探测经费有一定程度的降低,因而有了大面积开展探测工作的可能。至七十年代末,国家地震局地球物理勘探大队利用WTC-75型磁带地震仪在华北地区重点实施了“地震预报的地壳深部探测研究工程计划”,完成了近4000km的探测剖面,共获记录近5000张。这一计划对了解华北地区M面的起伏状态、地壳厚度变异带与地震活动的关系以及地壳速度结构与震源分布的相关性起了一定的作用。在此期间,中国科学院地球物理研究所用同样的设备在西藏地区完成了400km的大点距测深,取得了喜马拉雅地区人工地震地壳深部结构的首批信息。这可以说是我国深部构造探测的第二阶段。

第三阶段大约从七十年代末开始至今。这个阶段我国人工地震测深工作获得了前所未有的发展。在观测技术装备上,传统的地震仪及多道光点式地震勘探仪被逐步淘汰,而代之以国家地震局地球物理研究所于1980年研制成功的CBY型盒式磁带地震仪。该仪器可进

行三分向观测,在技术性能上比WTC-75型仪器优越,特别在野外操作与维护管理上更加方便,有效地降低了野外作业成本。此外,由联合国开发计划署提供给国家地震局地球物理勘探大队的PDR-1型数字地震仪,已于京津唐张地区地震预报试验场开展了深地震测深工作,这是国内外唯一的一个装备有50套PDR-1型数字地震仪的深地震测深队伍。在观测系统上,除大量运用折射与宽角度反射相结合的追逐与反追逐纵剖面观测外,还开始应用了以判断深部断层为目标的非纵测线观测系统。1984年在下扬子地区,1985年在海南岛烈度复核工程及山东鲁南至豫北的综合地球物理探测工程中都相继采用了这种观测系统。非纵测线观测系统资料还为人工地震资料进行震波层析成像研究提供了合适的资料。在组织观测队伍方面,国家地震局在继续大力加强专职地壳深部探测队伍的同时,还有效地组织了国家地震局所属地球物理研究所、地震地质大队(地壳应力研究所)与云南、四川、甘肃、陕西、山东、河南、江苏、福建、广东等省地震局所属的人工地震测深的研究室、组共同进行联合探测研究工作。联合探测研究工作是以国家地震局科技监测司领导的工业爆破和人工地震测深技术协调小组为核心,本着统一计划、统一设计和组织、统一指挥、统一施工、资料共用、成果共享的原则,在短短五、六年内,先后在华南、华中、西北、西南、华东等地完成了约12000km的地震测深工程。共获磁带记录约15000张,总合格率为85%左右,充分体现了联合探测的高效率、低成本等优点。此外,国家地震局东北监测中心在辽南地区经过五年的努力,基本完成了对海域地震区深部结构的详查工作。在这一阶段,中国科学院、地质矿产部等单位的人工地震测深工作也有相当大的发展,他们在西藏、攀西、华中、山东、秦巴等地区完成了4000km的人工地震测深工作。截止1985年底,中国大陆已完成32000km人工地震测深剖面,其中国家地震局系统完成的工作量占85%左右。需要指出的是,中国大陆的人工地震测深工作从1981年以来,已向国际开放。1981—1983年中法在西藏地区、1982年以来中美在云南滇西地区都开展了合作探测研究工作。随着国际合作的进展,近年来在解释方法上不断引进和开发国际上先进的资料处理计算程序。目前,在人工地震资料分析解释方面,我国已达到八十年代初的国际水平。模数转换、走时图构制、初始模型构制、走时反演、射线追踪、合成地震图等一整套计算机处理流程已成为常规解释程序。国际上近年内发展起来的波场延拓技术,国内亦正着手开发研究。关于地壳速度模型的认识,也由均匀层状、高速夹层、低速层、梯度层、过渡带、高速薄层向以三维结构反演深部横向非均匀性和各向异性的方面深化。可以说这一阶段人工地震测深的研究工作更加接近于向实用化方向发展。

本文集汇集了1979年以来国家地震局系统在我国大陆各个地区进行深地震测深所取得的一批重要成果。文集力求反映出已开展了人工地震测深工作的各个地区的基本地壳结构特点。关于人工地震测深技术装备方面的发展,文集则反映了1970年以来各阶段的进展。我们希望这批成果的出版能对我国国民经济建设以及今后中国大陆深部构造探测研究工作的发展能起到它的积极作用。

文集的汇编工作是由国家地震局科技监测司直接组织编辑、审定的。参加本文集编辑审查的主要人员有:丁温玉、宋仲和、朱介寿、林中洋、吴宁远、陈学波、胡鸿翔、曾融生等。编辑审查的侧重点在于文章的成果价值和基本方法原理的科学性。为了鼓励年轻的科技工作者更多地参加资料分析研究和方法改进等工作,文集汇入了一些他们的成果。《地震》杂志编辑部为本文集承担了大量编辑工作,特此致谢。

目 录

唐山地震区的地壳结构及大陆地震成因的探讨	曾融生 张少泉 周海南 何正勤 (1)
对华北地壳上地幔的探测与研究	孙武城 祝治平 张利 宋松岩 张成科 郑远涇 (19)
随县-西安剖面地壳结构的初步研究	丁韞玉 曹家敏 黄长林 蒋国芳 (38)
我国中原地区随县-安阳剖面地壳构造特点	胡鸿翔 陈学波 张碧秀 宋文荣 肖志江 何正勤 (48)
中国西部门源-平凉-渭南地震测深剖面的分析解释	张少泉 陈学波 丁韞玉 张诚 武利均 赵静娴 陈志泰 郭建明 黄长林 (61)
塔里木盆地东部边缘及青藏高原东部地壳和上地幔速度结构的初步研究结果	8301工程协作组 (89)
龙门山构造带两侧地壳速度结构特征	陈学波 吴跃强 杜平山 李金森 吴玉荣 蒋国芳 赵静娴 (97)
爆破地震研究辽南地区地壳与上地幔结构的初步结果	卢造勋 张国臣 李竞志 王连仲 赵俊猛 (114)
海城震区深部地球物理探测研究与进展	卢造勋 (129)
永平爆破与我国东南地区深部构造的初步研究	国家地震局永平爆破联合观测小组 (140)
贾家湾-沙园剖面地壳上地幔的深部结构	陈步云 高文海 (154)
对华中、华东地区莫霍界面形状的初步研究	陈步云 高文海 (169)
棋梓桥爆破地震观测及其初步结果	李运祓 徐志成等 (180)
豫、鄂、陕地区地壳构造的差异	国家地震局工矿爆破观测协调小组 (192)
中国大陆和边缘海上地幔P波速度结构	宋仲和 安昌强 张丽娟 仇志荣 (205)
从石家庄-喀喇沁旗人工地震测深结果看燕山山区与华北平原区地壳深部结构的差异	岳华峰 宋占龙 (216)
泉州-汕头地区地壳及上地幔速度结构的初步研究	廖其林 王振明 朱振宇 吴贤吉 (227)
泉州-汕头地区地壳结构和深部构造研究	章惠芳 章林云 赖松 (236)
广西柳州爆破观测和桂东地区地壳结构	广西柳州爆破观测小组 (246)
滇西地区地壳结构的爆破地震研究	胡鸿翔 陆涵行 王椿镛 何正勤 朱良保 颜其中 樊跃新 张国庆 邓英斌 (253)
中国云南省地壳的结构与演化——折射剖面法结果	阙荣举 胡鸿翔 曾融生 (267)

动力学射线追踪方法及其在二维非均匀介质理论地震图计算中的应用

.....	嘉世旭 刘昌铨(279)
爆炸地震的能量转换系数和爆炸地震震级.....	张少泉 郭建明(288)
人工地震测深资料解释概述.....	李松林(300)
人工地震地壳深部探测仪器概述.....	金国维 崔荣丰(307)
地震测深的观测与回放系统	
.....	冯 锐 郭强绪 江月昌 顾小红 叶太兰 董春明 张禹慎(325)
MCP-1型磁带记录回收仪在地震测深中的应用.....	高小青(337)
DCJY-II型模拟磁带仪.....	李竞志 吴晓兵 杨茜 李明涛(345)
精确校钟电路.....	金国维(355)

CONTENTS

Crustal structure of Tangshan epicentral region and seismogenesis of a continental earthquake	
.....	<i>Zeng Rongsheng, Zhang Shaoquan, Zhou Hainan, He Zhengqin</i> (17)
Exploration of the crust and upper mantle in North China	
.....	<i>Sun Wucheng, Zhu Zhiping, Zhang Li, Song Songyan, Zhang Chengke, Zheng Yuanjing</i> (37)
Crustal structures along Suixian-Xi'an DSS profile	
.....	<i>Ding Wenyu, Huang Changlin, Cao Jiamin, Jiang Guofang</i> (47)
Crustal Structures along Suixian-Anyang DSS profile	
.....	<i>Hu Hongxiang, Chen Xuebo, Zhang Bixiu, Song Wenrong, Xiao Zhijiang, He Zhengqin</i> (59)
Interpretation of Menyuan-Pingliang-Weinan DSS profile in West China	
.....	<i>Zhang Shaoquan, Chen Xuebo, Ding Yunyu, Zhang Cheng, Wu Lijun, Zhao Jingxian, Chen Zhitai, Guo Jianming, Nuang Changlin</i> (88)
Velocity structure of crust and upper mantle at the east margin of Tarim Basin and the east part of Qinghai-Tibet plateau	
.....	<i>8301 Program Cooperation Group</i> (96)
Crustal velocity structure at the two sides of Longmenshan tectonic belt	
.....	<i>Chen Xuebo, Wu Yueqiang, Du Pingshan, Li Jinsen, Wu Yurong, Jiang Guofang, Zhao Jingxian</i> (112)
An explosion-seismology study on the structure of crust and upper mantle in South Liaoning	
.....	<i>Lu Zaoxun, Zhang Guochen, Li Jingzhi, Wang Lianzhong, Zhao Junmeng</i> (128)
Geophysical exploration of deep structure in Haicheng earthquake region	
.....	<i>Lu Zaoxun</i> (139)
Yongping explosion and deep structure in Southeast China	
.....	<i>United Observing Group of Yongping Explosion, State Seismological Bureau</i> (152)
Crustal structure along Jiajiawan-Shayuan DSS profile	
.....	<i>Chen Buyun, Gao Wenhai</i> (168)
The shape of Moho in Central and East China	
.....	<i>Chen Buyun, Gao Wenhai</i> (178)

Seismological observation of Qiziqiao explosion

-*Li Yunfu, Xu Zhicheng et al.* (190)
- Differences of crustal structure in Henan, Hubei and Shaanxi Provinces.....*Cooperative Group of Mine Blasting Observation, SSB* (204)
- P-wave velocity structure of upper mantle in the mainland and adjacent seas of China
-*Song Zhonghe, An Changqiang, Zhang Lijuan, Qiu Zhirong* (215)
- Difference in deep-crustal structure between Yanshan mountain region and North China plain judged by the data of Shijiazhuang-Jinshan (Harqin qi) DSS profile.....*Yue Huafeng, Song Zhanlong* (226)
- Crust-upper mantle structure in Quanzhou-Shantou region
-*Liao Qilin, Wang Zhenming, Zhu Zhenyu, Wu Xianji* (235)
- Crustal architecture and deep structure in Quanzhou-shantou region
-*Zhang Huifang, Zhang Linyun, Lai Song* (245)
- Observation of Liuzhou Explosion and the crustal structure in Eastern Guangxi.....*Liuzhou Explosion Research Group* (252)
- Explosion investigation of the crustal structure in Western Yunnan
-*Hu Hongxiang, Lu Hanxing, Wang Chunyong, He Zhengqin, Zhu Liangbao, Yan Qizhong, Fan Yuexin, Zhang Guoqing, Deng Ying'e* (265)
- Crustal structure and evolution of Yunnan Province, China from seismic refraction profiles
-*Kan Rongju, Hu Hongxiang, Zeng Rongsheng, W. D. Mooney, T. V. McEvilly* (276)
- Dynamic ray tracing and its application to the computation of synthetic seismograms in 2-D heterogeneous medium
-*Jia Shixu, Liu Changquan* (287)
- Energy transformation coefficient and earthquake magnitude of explosion.....*Zhang Shaoquan, Guo Jianming* (298)
- A general description of DSS data processing.....*Li Songlin* (306)
- A general account of DSS instruments.....*Jin Guowei, Cui Rongfeng* (324)
- An observation and playback system of deep seismic sounding
-*Feng Rui, Guo Qiangxu, Jiang Yuechang, Gu Xiaohong, Ye Tailan, Dong Chunming, Zhang Yushen* (336)
- Application of MCP-1 type tape record playback instrument to deep seismic sounding.....*Gao Xiaoqing* (343)
- DCJY-II type analog tape recording seismograph
-*Li Jingzhi, Wu Xiaobing, Yang Xi, Li Mingtao* (353)
- A high-precision clock correction circuit.....*Jin Guowei* (361)

唐山地震区的地壳结构及大陆 地震成因的探讨

曾融生 张少泉 周海南 何正勤

(国家地震局地球物理研究所)

〔摘要〕 本文对唐山地震区的深地震测深资料进行了分析解释,结果表明,该区地壳结构的几个特点,与大陆地区发生的强震有明显关系。

在该震区,相应于不同记录剖面的不同地段,其地壳结构可分为三种类型:类型Ⅰ,类型Ⅱ和类型Ⅲ。每种类型都有它们独特的速度-深度分布。在两种类型的地壳结构边界,或者边界附近,通常存在莫霍界面深度的急剧变化,这种变化可视为某种类型的断层。上述三种类型地壳结构的差异,主要是由上地幔物质向地壳的垂直迁移程度不同造成的。震中区的地壳结构,显示出极高度的物质迁移。然而,应该指出,现今地壳结构是在漫长的地质年代里,经过多次变形积累而形成的。因此,这种结构特征,是表示过去的构造活动痕迹,还是表示现今的构造活动,尚难定论。如我们将不同类型地壳结构的边界,与剥去第三纪的地质构造图进行对比,可以发现,不同地壳结构类型的分界,恰与一定的古老地质构造边界相符合。象北京-天津-唐山这样距离海洋不远的地区,古老的种类的小地质体,可能在古代的全球构造运动中聚集起来,并粘结在一起。

1976年唐山地震发生在地壳结构类型Ⅱ内靠近类型Ⅰ的边界处。因此,唐山地震可能是由于上地幔物质向上迁移的结果,也可能是由于板块的横向挤压,引起脆弱边界重新活化的结果。另有一点是,在地壳类型Ⅱ内,中地壳很薄,几乎消失,因而比较脆的地壳上部,容易在现时构造应力作用下产生破裂,以致发震。

一、引言

1976年7月28日唐山发生了7.8级强裂地震,几乎把整个唐山市毁灭,人民生命财产遭到巨大损失。地震之后,地震工作者根据各种资料,对地震前兆现象、震中区宏观现象以及地震活动图象和震源机制进行了研究。这些研究结果已有详细报导^[1]。为了提高地震预报水平,国家地震局已经决定将北京-天津-唐山地区,作为一个地震预报实验基地,了解地震能量积累过程,研究地震发生的规律。

唐山强震产生的起因是什么?应力是怎样积累起来的?这是需要迫切回答的问题。在唐山地区地震是发生在地壳10—20km的深处,如果对该区的地壳结构进行详细研究,有可能了解到导致地壳介质破裂的应力积累过程和应力的性质。

前些年,国家地震局地球物理勘探大队在该区曾做过几条深地震测深剖面,并发表了一些解释结果。本文作者就其中的剖面1(乐亭-张家口)、剖面2(宁河-涿鹿)和剖面3

(大兴-延庆)重新做了解释。本文将给出它的一部分结果。图1是三个剖面的位置图。

本文首先讨论剖面1的震相特征和解释方法,然后给出该剖面上不同地段的速度构造类型和由此引出的结论。主要结果是:唐山以西(包括唐山震中区)平原区的地壳构造,与唐山以东的平原区有差异;西部山区的地壳结构与上述平原区的地壳结构也有差异。莫霍面深度的突然变化,常发生在不同地壳块体之间的边界上。这个边界似与一定的古老地质边界相符合。有迹象表明,包括唐山震中区在内的唐山以西的地区,上地幔和下地壳的物质向上地壳迁移,这种现象比其他地区要明显得多。存在这种独特现象,对于进一步研究象唐山强震这样的大陆地震成因,将有重要意义。

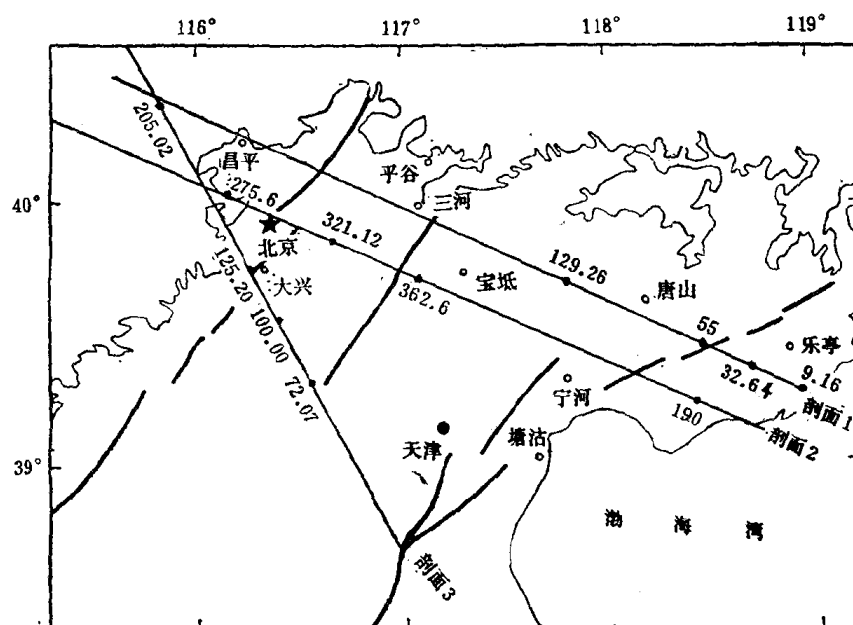


图1 剖面位置图

图2至图5是剖面1的四个炮点的记录剖面图。图6是四个炮点的综合走时曲线图。

在记录图上,可以明显地分辨出四个主要波组,分别命名为 P_1 、 P_2 、 P_3 、 P_4 。下面将分别对它们进行分析与解释。

二、震相 P_1 、 P_2 及其解释

从图6可以看到,在 $\Delta=20\text{km}$ 至 $\Delta=80\text{--}100\text{km}$ 之间,有一个明显的初至震相 P_1 。根据该震相的追逐走时曲线具有平行性和视速度不随距离而稳定增加的特点,可以断定它为**首波**。

在坐标为100—125之间,有 P_1 的上行走时和下行走时,利用这两个相遇走时数据,可以扣除倾斜对界面速度的影响。这样得到的 P_1 界面速度为 6.5km/s 。根据 P_1 的速度值,可以认为 P_1 是结晶基底的首波(文献中通常称为 P_2)。

在 P_1 界面以上为沉积层。沉积层的详细速度资料缺乏,仅在靠近炮点处,得到一个 P_0 震相。从炮点55.00和炮点129.26来看, P_0 的相应速度分别为 5.4km/s 和 4.7km/s 。估计

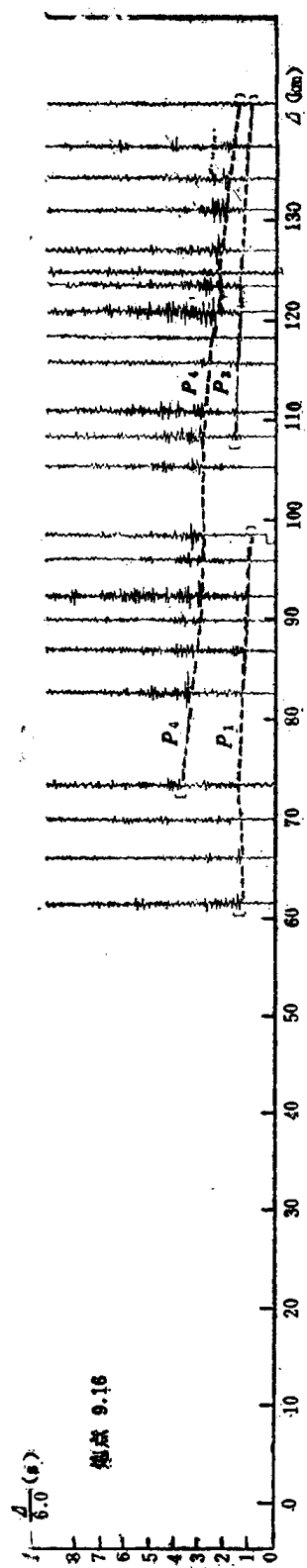


图2 炮点9.16记录剖面图

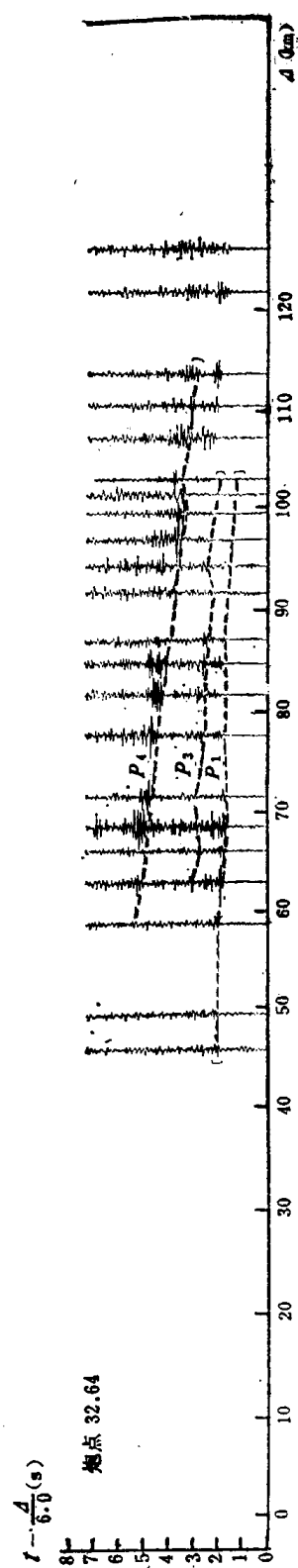


图3 炮点32.64记录剖面图

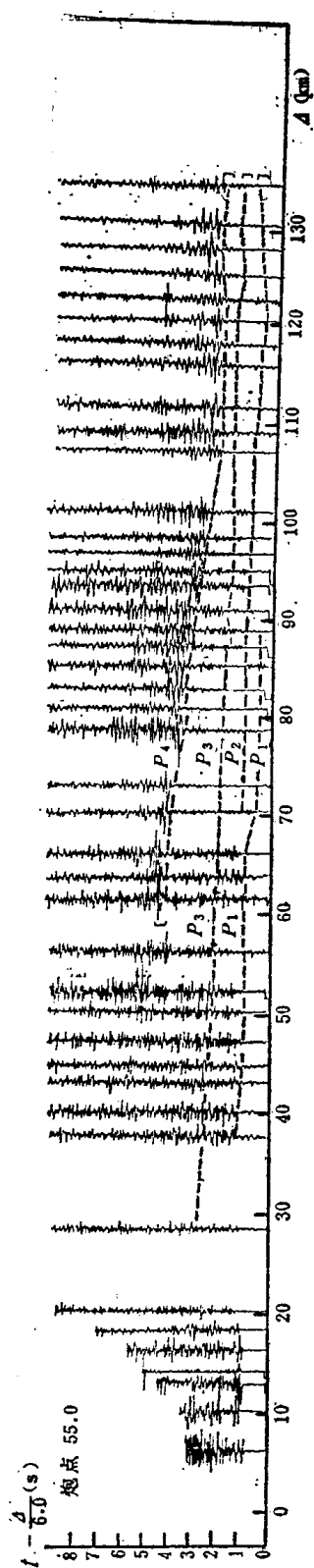


图 4 炮点 55.00 记录剖面图

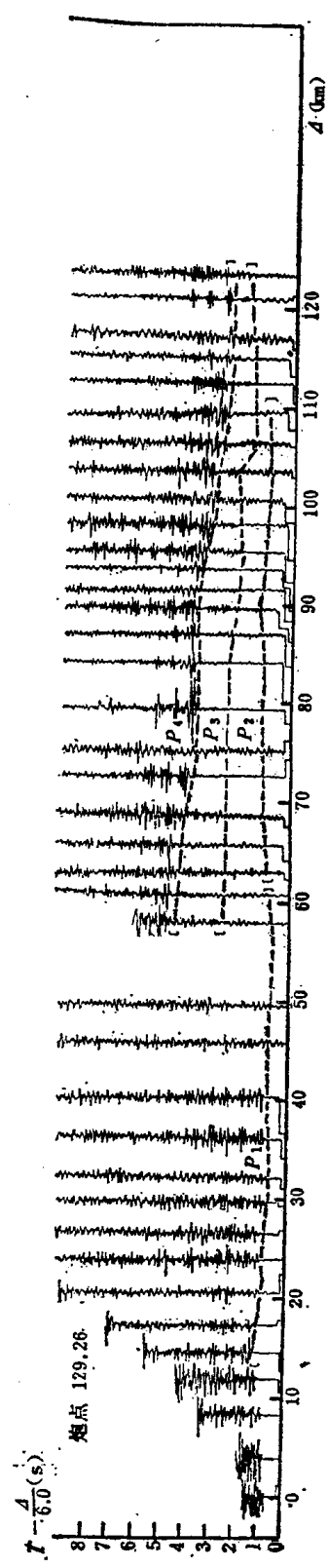


图 5 炮点 129.26 记录剖面图

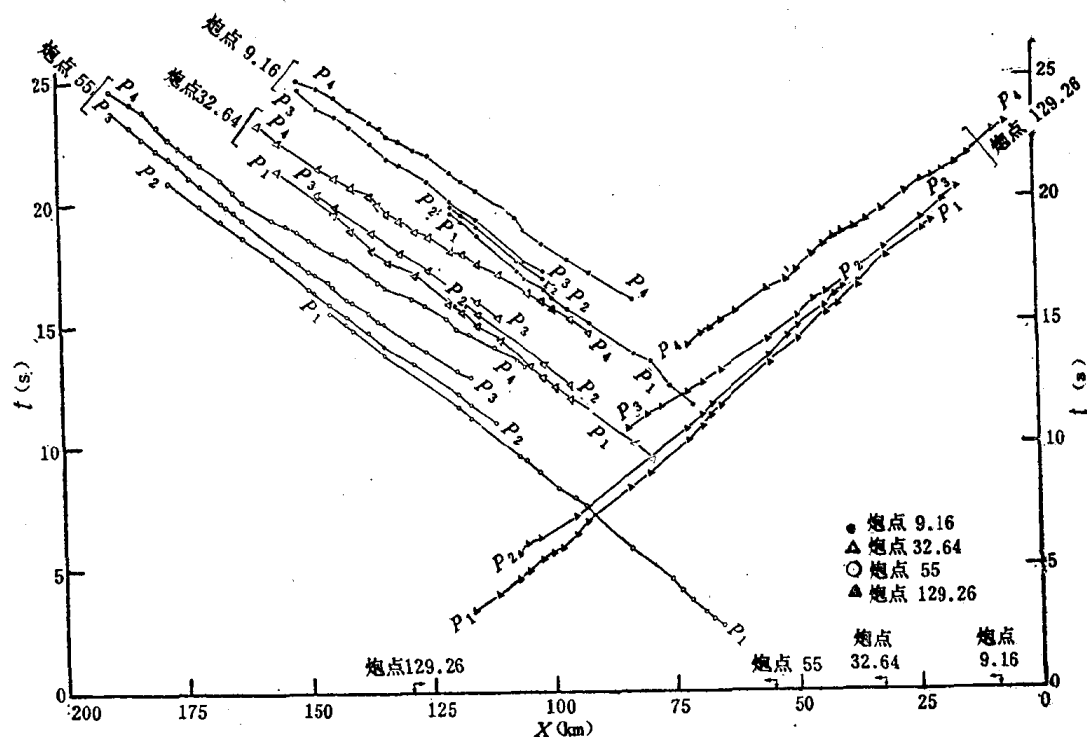


图6 综合走时曲线

这是沉积层内某界面的首波。显然，在 P_0 界面以上的速度还要低。我们假定沉积层的平均速度为 3.9km/s 。

为了得到 P_1 界面起伏模型，首先采用 t_0-t_p 方法，得到初步模型，然后再采用射线追踪方法^[18]，通过不断逼近，得到与走时资料符合得最好的最佳模型（图10上部）。 P_1 界面的平均深度为 $3-5\text{km}$ 。

P_1 后面存在另一个震相 P_2 。在 $\Delta=100\text{km}$ 处， P_2 变成初至波。因为 P_2 与 P_1 在许多方面相似，因而可以把 P_2 视为上地壳内另一界面的首波。 P_2 的界面速度为 6.5km/s ， P_2 的界面深度平均为 10km 。在许多情况下， P_2 被 P_1 所干扰，因而有时难以分开。

值得注意的是， P_1 和 P_2 虽然是首波，但它们不是厚层产生的普通首波，而是高速薄层的首波。主要证据如下：

（1）因为 P_2 界面速度与 P_1 界面速度几乎相等，如果具有 P_1 界面速度的介质不是薄层，而是厚层，那么 P_2 界面的上下介质速度之差将很小，不可能出现这样强振幅的 P_2 震相。

（2）因为 P_2 与 P_1 的速度差异很小，根据一般厚层公式，临界距离必定很大，但实际上， P_2 的临界距离有时仅为 40km 。

（3） P_1 震相在 $\Delta=80-100\text{km}$ 处消失，这表明在 P_1 界面的下方，有速度逆转层的存在。

（4）下一节将要介绍震相 P_3 和 P_4 。它们有的是深层潜波。由潜波数据，可以得到深度为 $16-20\text{km}$ 处的速度为 6.2km/s 。这个数值明显地小于 P_1 和 P_2 的速度值（ 6.5km/s ）。根据一般射线理论，如果 P_1 和 P_2 是厚层，那么它们的屏蔽效应将阻止潜波在上述的深度处折返地面。唯一可能的情况是，相应于 P_1 、 P_2 的地层一定很薄，以致它们的屏蔽作用失

效。

有些作者^[2,3,4]讨论了赝球面波 (Pseudospherical Waves) 的传播, 它们可以用来解释存在高速的薄夹层时波的性质 (图7)。

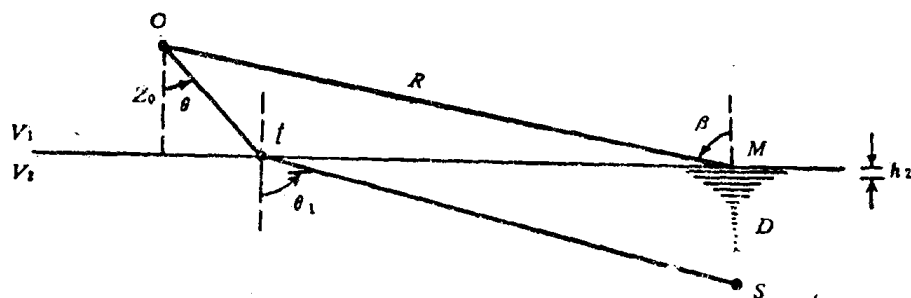


图7 赝球面波传播示意图

假定地震射线入射到一个高速介质的边界上, 当入射角大于临界角时, 除了产生反射波外, 还有一部分能量进入高速介质, 它的振幅 A 随离界面的垂向距离而急剧衰减, 即

$$A \sim \exp \left(-\frac{\omega}{c} \sqrt{1 - c^2/\alpha^2} Z \right) \quad (1)$$

这里 ω 是角频率, c 为相速度, α 为下层介质速度。从该式可知, 赝球面波的振幅, 随频率增加或随相速度减小而快速衰减, 因此在厚层介质中观测不到它。

如果高速夹层足够薄, 赝球面波在薄层底部的强度依然相当大, 当它穿透薄层进入薄层下方的低速介质时, 还可以保持足够的能量。

因为高频成分的衰减比低频成分快得多, 所以到达薄层下方低速介质时的赝球面波, 其低频成分要比高频成分强。

Fuchs^[5]用反射率法计算了在有高速薄层时反射波的合成地震图。通过与深地震测深资料的对比, 他认为岩石圈下部存在着高速薄层。

然而, 反射率法不能产生足够强的薄层首波。但从某些沉积层的地震勘探记录^[6,7]和超声波模型试验的结果^[8,9]来看, 薄层首波是存在的, 而且有很强的振幅。

在研究我国华北地区和沙特阿拉伯的地震测深长剖面中, 通过 P_n 震相的分析, 发现在上地幔中也存在高速的薄夹层^[10]。

迄今为止, 关于地壳和上地幔内高速薄夹层的反射波和首波, 已被 Fuchs 和我们分别得到。岩石圈内高速薄夹层的存在, 对于研究岩石圈细结构和岩石圈的演化过程, 都有重要意义。

三、震相 P_3 、 P_4 及其解释

从图2至图5的记录剖面可知, 在 $\Delta > 60\text{km}$ 以后, 出现幅度最强的续至震相 P_4 , 因为 P_4 的走时曲线, 在 $\Delta = 70-80\text{km}$ 处与 P_n 相切, 因而具有莫霍面广角反射波的特征。因此, 我们用 P_4 资料计算了莫霍面的起伏变化。

然而, 在一定距离后, P_4 可能不再是莫霍面反射波, 而变成莫霍面以上速度梯度层内的潜波^[11]。因此, 又可以用 P_4 的潜波资料, 计算梯度层内的速度分布。

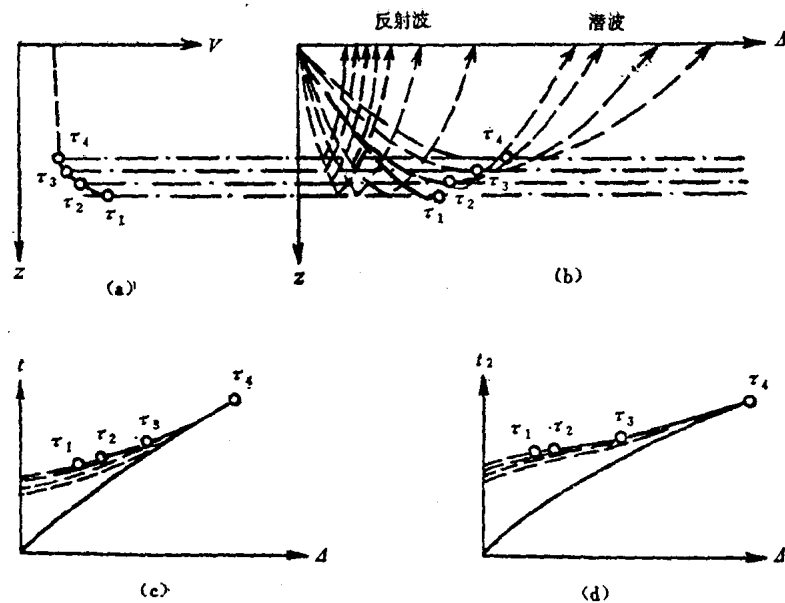


图 8 潜波的射线路径

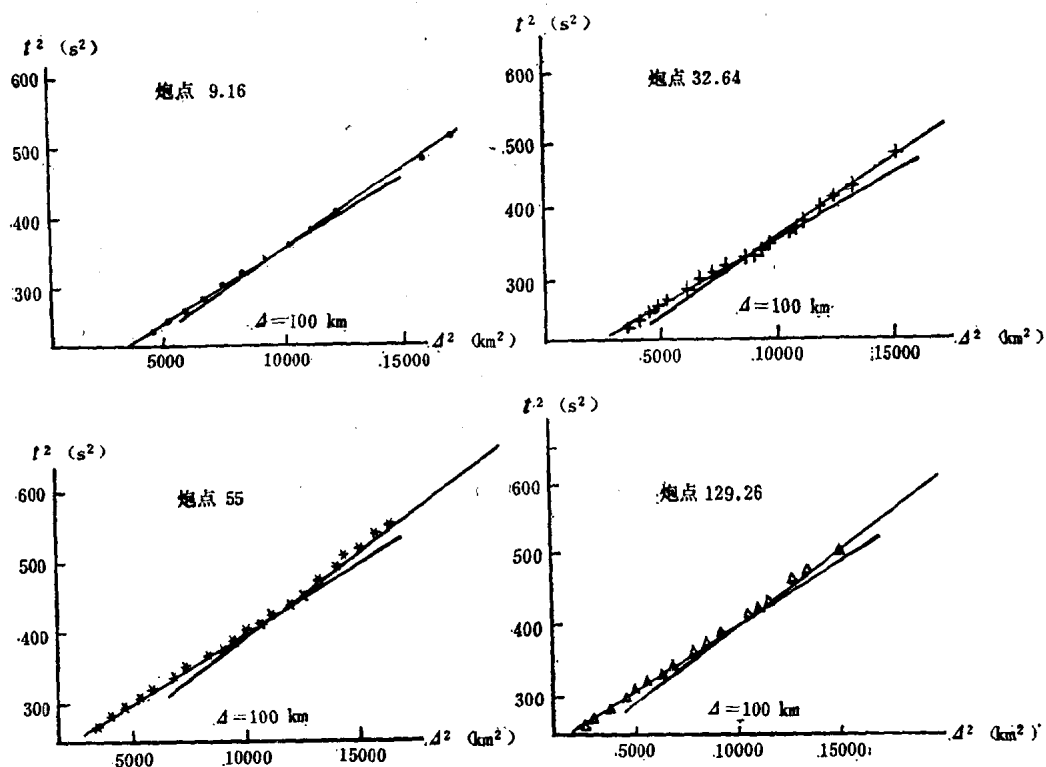


图 9 $t^2 - \Delta^2$ 图

在图 8 内, (b) 给出潜波的射线路径。设深度 τ_1 至 τ_4 , 速度急剧变化。在 τ_1 至 τ_4 之间, 还存在次一级的速度间断面 (莫霍面可称为一级间断面)。那么, 在这些次级间断面上, 可能产生各自的反射波, 直到间断面上的入射角等于 $\pi/2$, 由反射波转换为潜波时为止。

如图 8(c) 所示, 实线表示潜波走时, 虚线表示反射波走时。在 τ_4 处终止的反射波, 来自最浅处的间断面, τ_4 对应于最浅处的潜波。在 τ_4 处的视速度, 应等于梯度带最上部的介质速度。潜波在 τ_1 处的视速度, 对应于梯度带最下部的速度。潜波最低点的深度, 随接收距离的增加而减小。因此, 潜波走时曲线类似于反射波走时曲线, 都有向上弯曲的特征。

从图 9 的 $t^2-\Delta^2$ 图可知, 反射波的斜率与潜波的斜率不同, 并且反射波与潜波存在着一个置换点。确定这个点, 对于将 P_4 数据中两种成分的波分开是很重要的。

可以用下列方法, 将莫霍面上的反射波与莫霍面以上梯度带内的潜波加以分开:

(1) 对于均匀覆盖的反射波, 可以用下面的公式计算反射界面的深度。

$$Z = \frac{\Delta}{2} \cdot \sqrt{\frac{t}{\Delta} \frac{d\Delta}{dt} - 1} \quad (2)$$

所得 Z 值反映反射界面的起伏变化。如为潜波资料, 仍由式 (2) 计算 Z 值, 所得 Z 值将随距离的增加而系统地减小。

(2) 对于均匀覆盖的反射波, 它的 $t^2-\Delta^2$ 图呈一直线。对于潜波, $t^2-\Delta^2$ 图虽然也近似为一直线, 但是它的斜率与反射波的不同。

我们发现, 大约在 $\Delta < 100\text{km}$ 处, P_4 是由莫霍面反射波产生, 而在 $\Delta > 100\text{km}$ 时, P_4 变为潜波。

在通常情况下, 唐山剖面的 P_4 不难对比。值得注意的是, 在炮点 32.64 的剖面上, $\Delta = 105\text{km}$ 处, P_4 强度发生突然变化, 并且 P_4 的走时发生突然跳跃 (图 3)。它可能是受莫霍面断裂的影响。

震相 P_3 通常出现在 $60\text{km} < \Delta < 100\text{km}$ 范围内。它的视速度约为 $6.5-6.7\text{km/s}$, 比 P_1 和 P_2 略大些。在炮点 55.00 的记录剖面上 (图 4), P_3 还可以追踪到 $\Delta = 30\text{km}$ 处, 而没有发现明显的中断。在 $\Delta = 30-60\text{km}$ 范围内, 该走时分支呈反射波性质; 在 $\Delta > 60\text{km}$ 之后, 如果继续用反射波公式计算 P_3 的界面, 则会出现界面深度随距离增加而系统地减小。因此, 我们认为在 $\Delta > 60\text{km}$ 处, P_3 成为上地壳的潜波。在 $\Delta = 60\text{km}$ 处, 反射波被潜波置换。

自潜波计算速度随深度的分布 $V(Z)$, 可以用 Herglotz-Wichert 公式, 但这个公式要求走时曲线为单调曲线, 这在一般情况下是不可能的。另一个由 Giese⁽¹²⁾ 提出的方法, 可以不受这个限制, 而且比较方便。现将这个方法简述如下:

在一个速度梯度层内, 用公式 (2) 计算反射波的反射界面深度 Z 值, 比实际的 Z 值要大, 即

$$Z(V) \leq Z_{\max} = \frac{\Delta}{2} \sqrt{\frac{t}{\Delta} \frac{d\Delta}{dt} - 1} \quad (3)$$

Giese 导出一个计算潜波最低点 Z 的公式

$$Z = P \cdot \left(\frac{\Delta}{2} \sqrt{\frac{\tau}{\Delta} \frac{d\Delta}{d\tau} - 1} \right) \quad (4)$$

这里的 P 定义为

$$P = (1 + \alpha/\beta)^{-1/4} \quad (5)$$