

普通高等教育“十五”国家级规划教材

地震信息分析技术

孟晓春 主编

地震出版社

P315
5

普通高等教育“十五”国家级规划教材

地震信息分析技术

孟晓春 主编

地震出版社

图书在版编目 (CIP) 数据

地震信息分析技术/孟晓春主编. —北京: 地震出版社, 2005. 7

普通高等教育“十五”国家级规划教材

ISBN 7-5028-2660-2

I. 地… II. 孟… III. 地震学-分析-高等学校-教材 IV. P315

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2005) 第 029647 号

地震版 XT200400013

地震信息分析技术

孟晓春 主编

责任编辑: 姚家榴

责任校对: 张晓梅

出版发行: 地震出版社

北京民族学院南路 9 号

邮编: 100081

发行部: 68423031 68467993

传真: 88421706

门市部: 68467991

传真: 68467991

总编室: 68462709 68423029

传真: 68467972

E-mail: seis@ht.rol.cn.net

经销: 全国各地新华书店

印刷: 北京地大彩印厂

版 (印) 次: 2005 年 7 月第一版 2005 年 7 月第一次印刷

开本: 787 × 1092 1/16

字数: 563 千字

印张: 22

印数: 0001 ~ 1500

书号: ISBN 7-5028-2660-2/P · 1240 (3289)

定价: 55.00 元

版权所有 翻印必究

(图书出现印装问题, 本社负责调换)

《普通高等教育“十五”国家级规划教材》编委会

主 编 何振德
副主编 齐福荣 孟晓春 熊仲华
编 委 (按姓氏笔画)
陈阵阳 沈启兴 何世根 赵晓燕
雷 强 路 鹏

《地震信息分析技术》编委会

主 编 孟晓春
副主编 熊仲华
编 委 (按姓氏笔画)
沈启兴 何振德 李杰飞 孟晓春
赵晓燕 雷 强 路 鹏 熊仲华

前 言

《地震信息分析技术》于2002年被教育部批准为普通高等教育“十五”国家级规划教材。该教材以支持国家级专业教学改革试点专业——信息技术与地球物理专业的人才培养为主要编写目标,同时兼顾专业技术培训、相关专业函授及地震监测预报一线技术人员自学之用。

高职高专教育是高等教育的重要组成部分,它以培养生产一线高等技术应用型人才为目标,和本科教育有明确的分工。其在人才的规格、知识能力结构等方面都有鲜明特色。为实现教学目标,近年来,我们结合地震监测预报一线技术人才培养规格,对高职高专教材的构成进行了一定的探索,形成了以岗位能力培养为核心的理论与实践密切结合的教材结构。《地震信息分析技术》是以这种结构编写的第一本教材,我们希望通过教材的使用,验证并总结出以岗位能力培养为主要任务的教材的编写思路和结构体系。

《地震信息分析技术》教材的编写思路是将地震信息分析所涉及的主要岗位能力分解为若干个子能力,并将每个子能力作为1个专题进行讲解,每个专题包括形成子能力所需的知识和应进行的能力训练两部分内容。为使能力训练与岗位需求密切结合,并结合行业规范编写了“产出要求”。

教材突出实践能力的培养,理论部分的构成完全服务于实践能力的培养,做到了理论必须够用。每个子专题均为2章,第1章重点介绍理论基础,第2章重点介绍岗位子能力的实践方法,然后介绍产出与习题。全部内容浑然一体,构成了1个岗位子能力,1个实训项目的教学内容。

随着地震监测预报事业的发展,综合性技术人才将成为行业一线所需人才的主流,因此,教材打破了以往按学科进行编写的格局,从震前、震后资料分析的角度,对测震、地形变、电磁和地下流体等学科的内容进行了整合,教材共计13个专题。其中第1至第3专题介绍测震资料的分析、解释理论和方法,由孟晓春同志编写;第4专题介绍地震资料分析流程,由雷强、李杰飞同志编写;第5至第8专题介绍地震地形变资料的分析、处理理论与方法,由赵晓燕同志编写;第9、第10专题介绍地震地磁资料分析、处理理论与方法,由熊仲华同志编写;第11专题野外地磁观测资料的分析处理,由何振德同志编写;第12专题介绍地震地电资料的分析与解释理论及方法,由沈启兴同志编写;第13专题介绍地震地下流体资料分析方法,由路鹏同志编写。教材由熊仲华、孟晓春、韩秋莹同志负责统稿。

作为普通高等教育“十五”国家级规划教材,从申报到成稿,得到了中国

地震局人事教育司教育处，教育部特聘专家陈希天教授，防灾技术高等专科学校何振德校长、齐福荣副校长的大力支持和帮助；在成稿过程中还得到了中国地震局的张少泉、刘瑞丰、赵勇、宋锐、顾晓红、刘天海、李正媛、王洪体、陈仲范等同志，防灾技术高等专科学校司志森同志的帮助。对上述单位和个人提供的帮助表示衷心的感谢！

由于本教材是第一次尝试，因此，教材的编写过程也是一个探索的过程，在教材编写的两年中，我们不断结合新的教学体会对教材内容和格式进行了调整，尽管如此，目前大家见到的教材一定还存在许多不足和错误，我们恳切希望得到广大读者的批评与指正。

作者联系方式：xcmeng 6062@seis.ac.cn

孟晓春

2004年5月19日

目 录

第一专题 地震震相的识别和鉴别	(1)
第一章 地震震相识别所需知识	(1)
第一节 地球结构	(1)
第二节 地震与地震活动分布	(2)
第三节 地震波的传播规律	(5)
第四节 地震波	(6)
第五节 地震记录	(14)
第二章 地震的判断及震相的识别	(34)
第一节 地震判断	(34)
第二节 地震震相的识别	(35)
第三节 计算机自动识别震相	(42)
第四节 地震记录数据的测量	(43)
产出与习题	(46)
第二专题 地震基本参数测定	(48)
第一章 测定参数的基本原理	(48)
第一节 震级	(48)
第二节 发震时刻确定方法	(61)
第三节 震源位置的确定	(62)
第四节 震源深度确定	(69)
第二章 测定地震基本参数	(73)
第一节 利用模拟记录测定地震基本参数	(74)
第二节 数字化地震观测的定位方法	(76)
产出与习题	(79)
第三专题 震源机制	(81)
第一章 与震源机制解相关的基础知识	(81)
第一节 震源机制解的几个例子	(81)
第二节 名词与概念	(83)
第二章 求解震源机制参数	(93)
产出与习题	(98)
第四专题 测震资料分析	(100)
第一章 测震资料分析工作简介	(100)
第一节 地震台站	(100)
第二节 遥测地震台网	(103)
第三节 地震波形数据的格式	(105)

第二章 测震资料分析	(105)
第一节 地震基本参数测定	(105)
第二节 地震数据的查询和收集	(106)
第三节 其他工作	(108)
产出与习题	(108)
第五专题 定点地壳形变观测信息分析	(109)
第一章 定点地壳形变资料处理的基本理论与方法	(109)
第一节 地壳垂直形变观测资料处理与分析	(109)
第二节 水平位移资料处理与分析	(120)
第二章 地壳形变数据的计算与处理	(123)
产出与习题	(130)
第六专题 重复重力测量资料的处理	(132)
第一章 重复重力测量资料处理所需基础知识	(132)
第一节 重力非潮汐变化	(132)
第二节 区域性的短期非潮汐变化	(132)
第三节 重复重力测量资料的初步处理	(133)
第二章 重复重力测量常规资料处理方法	(136)
第一节 重力网平差计算及精度评价	(136)
第二节 重力前兆信息提取方法	(141)
第三节 震例及异常指标研究	(144)
产出与习题	(148)
第七专题 台站重力资料基本分析	(151)
第一章 台站重力观测资料处理的基础知识	(151)
第二章 台站重力观测资料的处理内容与基本方法	(152)
第一节 重力台站观测资料成果的质量评价	(152)
第二节 干扰因素的排除	(155)
产出与习题	(156)
第八专题 台站地壳形变观测资料处理与分析	(157)
第一章 台站地壳形变观测的基本理论基础	(157)
第二章 形变台站资料的处理内容与方法	(170)
产出与习题	(179)
第九专题 地磁要素值的估算	(180)
第一章 地磁场及其长期变化	(180)
第一节 地磁场的基本特征与地磁要素	(180)
第二节 地磁场的高斯定理及磁场梯度	(182)
第三节 地磁场的空间分布特征	(184)
第四节 地磁场的长期变化	(187)
第二章 地磁要素值的估算	(191)
第一节 利用地磁图估算一点的地磁三要素值	(191)

第二节	利用高斯级数估算地磁要素值	(193)
第三节	利用磁场梯度估算地磁要素值	(193)
第四节	其他估算地磁要素值的方法	(195)
产出与思考题		(199)
第十专题	地磁台站(台网)观测信息处理与分析	(200)
第一章	地磁观测信息分析处理基础	(200)
第一节	地球的变化磁场	(200)
第二节	地磁指数 K 和 K_p	(205)
第三节	磁暴	(207)
第四节	地磁异常分析	(210)
第五节	地磁台(台网)观测数据处理与产出	(213)
第六节	地磁资料处理软件	(216)
第二章	地磁台站(台网)观测信息的分析处理	(220)
第一节	识别各种地磁变化现象	(220)
第二节	制作 K 指数报告	(220)
第三节	制作磁暴报告	(228)
第四节	制作地磁观测报告	(230)
第五节	分析与识别地磁数据的异常	(232)
产出与思考题		(237)
第十一专题	野外地磁观测资料的分析处理	(238)
第一章	野外地磁观测资料分析处理方法	(238)
第一节	野外地磁观测资料的处理方法	(238)
第二节	野外地磁观测资料的误差	(239)
第三节	野外地磁观测资料质量的评估、分析软件	(243)
第二章	野外地磁观测资料的分析处理	(245)
第一节	野外地磁观测数据的通化	(245)
第二节	野外地磁测量误差计算	(249)
第三节	地磁核旋观测数据定量评估和分析处理	(250)
第四节	磁测报告的制作	(252)
第五节	磁场梯度的计算及平面等值线图制作	(257)
产出与思考题		(260)
附录:	区域地磁测量、地磁图和模型的说明	(261)
第十二专题	地电观测资料的分析与解释	(264)
第一章	地电观测资料处理基础	(264)
第一节	岩石的电阻率	(264)
第二节	稳定电流场的基本知识	(266)
第三节	视电阻率的定量公式	(268)
第四节	电阻率测深与地下介质结构分析	(271)
第五节	地电阻率剖面测量与地下介质结构分析	(273)

第六节 地电观测系统的漏电分析	(278)
第七节 影响岩石电阻率因素的分析	(281)
第二章 地震地电观测资料的解释与分析	(286)
第一节 地电阻率观测数据的处理与分析	(286)
第二节 地电场观测数据转换与分析处理	(289)
第三节 地电数据管理中心	(292)
第四节 电测深 ρ_s 曲线类型分析	(293)
第五节 电测深 ρ_s 曲线的对数坐标及使用	(294)
第六节 地电阻率 ρ_s 曲线的定量分析	(295)
第七节 台址 ρ_s 背景值等因素与 ρ_s 观测异常相关性分析	(298)
第八节 地电观测地震实例分析	(299)
产出与习题	(308)
第十三专题 利用水位、水氡、水温观测资料进行异常分析	(309)
第一章 地震地下流体观测资料分析处理基础	(309)
第一节 地震地下流体前兆的理论基础和实验	(309)
第二节 观测资料的处理	(323)
第三节 观测资料的数学处理方法	(325)
第四节 台站日常数据处理方法	(326)
第二章 地震地下流体观测资料的分析与地震预报	(327)
第一节 动态观测曲线	(327)
第二节 分析方法	(327)
第三节 地震预报方法	(328)
第四节 地热分析与地震预报	(329)
思考题	(340)
主要参考资料	(341)

第一专题 地震震相的识别和鉴别

本专题所培养的主要技能：掌握测震分析基本工具的使用方法，掌握地震震相的识别方法，掌握近震震相的鉴别方法。

本专题所需知识：地震波的概念，地震波的传播及走时规律，各种地震记录的特征，各种震相的特征、干扰及爆破的特征等。

本专题的授课方式：首先采用案例教学方式，对有震记录、干扰记录等的特征进行介绍，对各种地震震相的特征进行介绍，然后引导学生进行有震记录、干扰记录的识别，进行地震震相的识别，进行近震震相的鉴别。教师在学生对地震记录及震相进行识别和鉴别的操作过程中，结合已学过的地球物理知识及地震记录、震相、干扰的特征进行进一步的分析讲解。

本专题的目标：使学生能理论联系实际地进行地震记录信息的分析。

第一章 地震震相识别所需知识

地震是由于地球内部的构造运动引发的，地震发生时大量能量从震源点向四面八方传递，形成地震波。这些地震波被仪器记录下来就形成了地震记录图。其实地震记录图上不仅记录着与地震有关的信息，还记录着一些与地震无关的信息。地震记录图上那些与地震波相对应的振动信息称为震相。

地震波从震源发出直到被记录下来，在地球内部行走了相当的路程，携带着地球内部的各种信息及震源的各种信息，因此，地震记录显得较为神秘。要读懂这些地震信息，需对地球内部结构、地震的分布规律、地震波的传播规律、地震波的走时规律、地震的记录特征等有所掌握。

第一节 地球结构

众所周知，地球的半径为 6371km，这么庞大的地球，其内部结构又是怎样呢？到目前为止，能够相对准确的探测地球内部结构的方法，还要算地震观测，即在地震发生时，用地震仪拾取地面振动并记录这些振动，并以地震波理论为依据，对这些振动信息进行分析，确定地球的结构。其核心是地震波在不同的介质层内传播速度不同。因此，地球结构基本上是以波在介质中的传播速度为划分指标的。鉴于研究者所用研究方法上的差异，目前，世界上有许多地球分层结构模型。本节只介绍较通用的布伦地球结构模型。

图 1.1.1 为地球内部速度分布，是布伦根据不同深度地震波速度的特征所做的。他把地球内部分为七层，即 A、B、C、D、E、F、G 层。地壳称为 A 层；地幔分为 B、C、D 三层；地核分为 E、F、G 三层。

一、地壳

A 层是人们比较熟悉的地壳，即自地球表面到莫氏界面这一层，通常认为地壳的厚度为

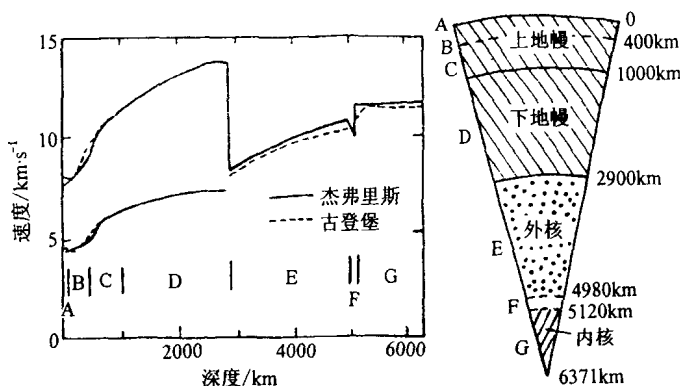


图 1.1.1 地球内部结构与速度分布图

33km,但实际上,地壳的厚度与地形分布存在一定的关系,在山区如青藏高原,地壳厚度达70km左右,而在海区,地壳厚度却只有几千米,中间地块和地槽沉降带的地壳厚度也只有20~30km。地壳内还有一些小的分层,典型的是康拉德界面及几个浅低速层,但这些分界面连续性较差,连续性好的第一个界面就是莫氏界面,该层面表层Pn速度为6.0km/s,底层Pn速度为8.2km/s,在活动带及大陆与海洋的过渡带,Pn速度只有7.6~7.8km/s;在某些古生代的褶皱带,Pn速度可达8.4~8.6km/s。

二、地幔

地幔分为上下地幔,自莫氏界面M至1000km左右为上地幔,此层内径向非均匀性变化较为明显,速度梯度变化较大,同时,70~200km深度左右有一低速层,约在350~650km深度范围内有一高速层(即速度梯度变化高于其上下层)。另外,最新研究资料表明,上地幔内存在横向不均匀性。从1000~2900km深度为下地幔,下地幔内的速度梯度变化较小。

三、地核

在2900km深处的核幔分界面是一个特殊的界面,地震纵波波速在其上部为13.6km/s,而在其下部为7.8~8.0km/s,且地震波经过该面后,横波便消失了,这说明地核内是液态的,经过若干研究,认为地核可分为外核和内核,连接其间的为过渡层,外核从2900~4980km,为液态物质;5120km至地心为内核,它是固态的,从4980~5120km则为过渡层。

第二节 地震与地震活动分布

地震是指由于地球构造运动或人工爆破等引起的大地振动。因地球内部构造运动引起的突发性振动为天然地震;因人工爆破等引起的大地振动称人工地震。

一、天然地震的分类

由于研究重点不同和需表达的问题不同,将天然地震分别按地震成因、地震强度、震中距和震源深度进行了分类。

1. 按地震成因分类

按地震成因可将地震分成构造地震、火山地震、陷落地震。构造地震是由于地下岩层错动和破裂所造成的地震,全球90%以上的天然地震都是构造地震。火山地震是由于火山作用(火山喷发)、气体爆炸等引起的地震,这类地震占全球天然地震总数的7%。陷落地震

是由于地层陷落、矿坑下塌等原因引起的地震，约占总数的3%。

2. 按地震强度分类

在微观地震学中，用震级来表示地震的强弱程度。震级小于3级，为弱震；震级在3级至4.5级之间，为有感地震；震级在4.5~6级之间，为中强震；震级大于6级，为强震；特别地，当震级大于8级，称为巨大地震。

3. 按震源深度分类

震源即地下发生地震的地方，震源深度（用 h 表示）即震源点距地面的垂直距离。 $h < 60\text{km}$ 的地震为浅源地震； $h = 60 \sim 300\text{km}$ 之间的地震为中源地震； $h > 300\text{km}$ 的地震称深源地震。

4. 按震中距分类

震源在地面的垂直投影称为震中（用 E 表示）。震中到地面观测点之间的距离为震中距，用 Δ 表示。显然震中距的长度是震中到观测点之间的弧长，习惯上用震中距这段弧长对应的地心角度数来表示震中距，

$$1^\circ (\text{地心角}) = 111.199\text{km} (\text{弧长})$$

当震中距小于 10° 时称为近震，大于 10° 时为远震。

二、全球地震活动分布

地震并非到处都能发生，它与地壳及上地幔的不均匀性有极大关系。通过对地震的观测、计算，目前已得出了世界地震震中分布规律，按震中的地理位置将全球地震活动强烈的地区划分为三个地震带，即环太平洋地震带、大洋海岭及东非裂谷带、亚欧地震带（图1.1.2）。

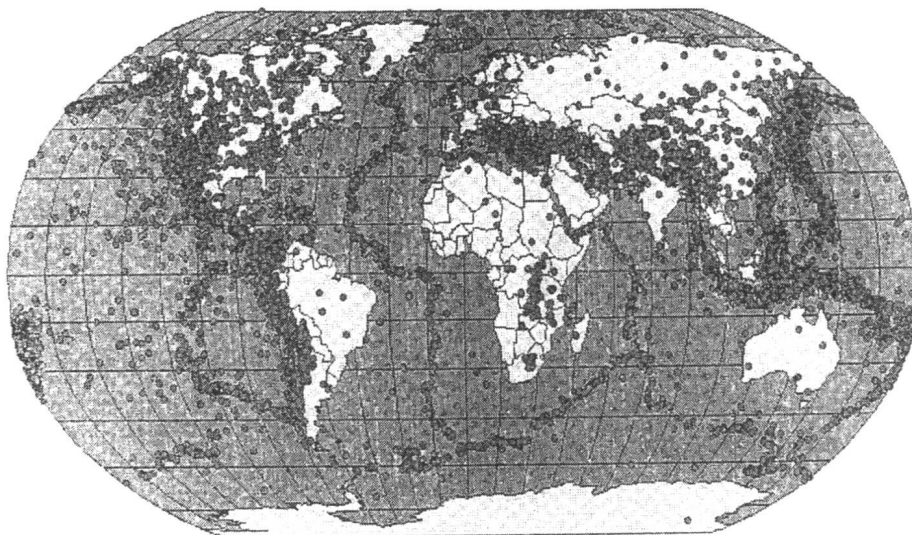


图 1.1.2 全球地震震中分布示意图

其中环太平洋地震带，地震活动最强烈，大约全球90%的中源地震以及全部深源地震都集中在环太平洋地震带上。它自阿留申群岛、库页岛开始经日本东部，然后分为两支：西支经琉球、台湾和菲律宾；东支经小笠原岛和马里亚纳群岛、关岛。东、西两支在新几内亚

西端汇合，然后经新几内亚北部、所罗门、新赫布里底、斐济、汤加、克马德里斜插到新西兰，并延伸到南极洲附近的马洞里岛和巴勒群岛，然后沿太平洋东南部北上，至伊斯特岛和加拉帕戈斯群岛，这支可能是东太平洋东部的真正边缘。另一支为南安第斯山脉，它的南端与桑得奇群岛相连，整个南美洲的西海岸都属于这一支。向北，它们与加勒比海相连，然后到墨西哥、加利福尼亚以及加拿大沿岸，并与阿拉斯加连接在一起。

大洋海岭及东非裂谷地震带，从西伯利亚北岸靠近勒拿河口开始，穿过北极经斯匹次卑尔根群岛和冰岛，再经过大西洋中部海岭到印度洋中的一些狭长的海岭地带或海底隆起地带，并有一支穿入红海和著名的东非裂谷区。

亚欧地震带，即从印度尼西亚开始，经印度支那半岛的西部和喜马拉雅地区、伊朗、土耳其到地中海北岸，一直延伸到大西洋的亚速尔岛。

三、我国地震活动分布

我国是一个多地震的国家（图 1.1.3），东部地区属于环太平洋地震带，其余大部分地区受亚欧地震带的控制。依据历史和新近的地震活动资料总结出如下 5 条主要的地震活动带。

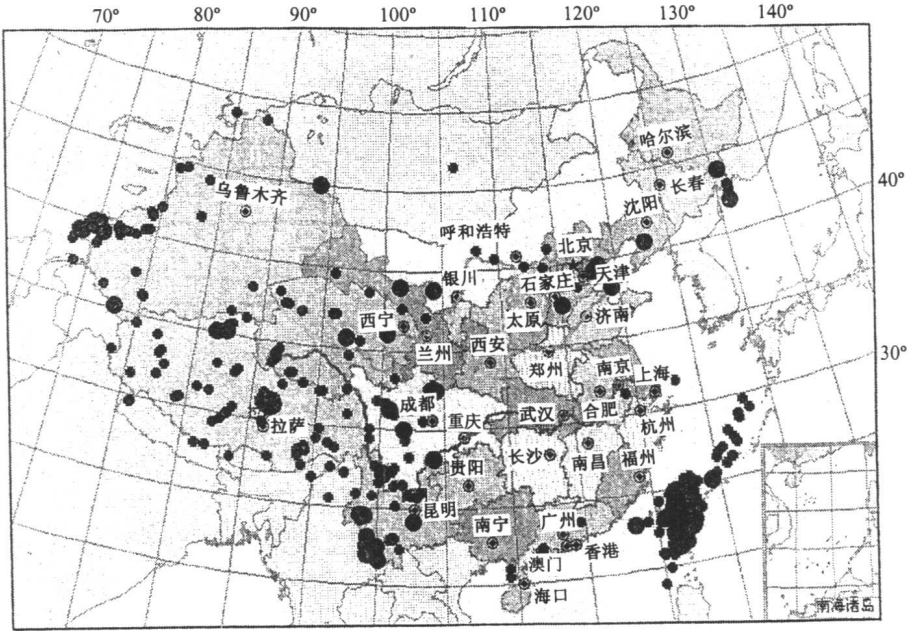


图 1.1.3 中国地震震中分布示意图

(1) 天山地震带：主要指沿天山、阿尔泰山一带的山区，如 2003 年新疆伽师地震就发生在该地震带上。

(2) 青藏高原地震带：主要包括西藏东南部、四川、云南、甘肃祁连山一带，宁夏贺兰山区及青海一带。由于甘肃东部经四川至滇南地区所发生的地震的震中位置往往南北交替出现，所以又称这一狭长地区为南北地震带，历史上和近期内我国发生的 7 级以上大地震大多数在这一地震带内，仅 2003 年就有 12 次 5 级以上地震发生。

(3) 华北地震带：主要指阴山、燕山一带及营口 - 郯城断裂带等地，这一带内的地震

活动频度虽不高，但却多次发生 6 级以上的破坏性地震，如相继发生的邢台、海城和唐山等大震。

(4) 华南地震带：主要指东南沿海及海南岛沿海等地区。

(5) 台湾地震带：指台湾岛及其东部海域，此地区属于环太平洋地震带，地震频繁且强度较大，仅 2003 年该地震带上就发生 5.0 级以上地震 7 次。

地震的发生与地质结构有很大关系，我国地域广阔，地震地质条件复杂，除受全球地质构造影响外，还具有自身的独立性。根据我国地质情况，李善邦将我国地震的地理分布划分为三大系统：一是中枢系统，以中枢大地震带为主，包括以下区域地震带：北山—六盘山地震带，银川凹陷地震带，天水—文川地震带，祁连南、北地震带，昆仑东、西地震带，天山南、北地震带，阿尔泰地震带，秦岭地震带，滇东凹陷地震带，以及滇西的康滇、川滇、藏滇地震带等。二是华北系统，以地台破裂大地震带为主，包括以下区域地震带：渭—汾地震带，五台—燕山地震带，黄河（河套）凹陷地震带，太行东沿地震带，沧州隆起地震带，以及辽东、鲁东地震带等。三是东南滨海系统，包括以下区域地震带：闽粤沿海地震带，台湾东西地震带等。

第三节 地震波的传播规律

由震源产生的地震波向四面八方传播，遇到界面将发生反射和折射，经过证明，地震波在完全弹性介质中的传播遵从波的反射、折射（Snall）定律。

一、地震波入射平界面遵从的传播规律

如图 1.1.4 所示， R 为介质分界面， R 上层的波速为 v_1 ，下层的波速为 v_2 ，当地震波以 i 角入射到界面 R 上时，将发生波的反射和折射现象。

1. P 波入射

设 P 波入射到 R 界面上，将产生反射的 P 波、SV 波及折射的 P 波、SV 波（如图 1.1.4）。此时入射波与反射波、折射波之间遵从如下规律：

$$\frac{\sin i_p}{v_{1P}} = \frac{\sin i_p'}{v_{1P}} = \frac{\sin i_p''}{v_{2P}} = \frac{\sin i_s'}{v_{1S}} = \frac{\sin i_s''}{v_{2S}} = p \quad (1.1.1)$$

式中， i_p 为入射角， i_p' 为 P 波的反射角， i_s' 为由 P 波转换成的 SV 波的反射角， i_p'' 为 P 波的折射角， i_s'' 为由 P 波转换成的 SV 波的折射角， p 为射线参数，在波的反射折射过程中， p 始终是常数，由入射角和入射点介质决定。

2. SV 波入射界面

SV 波入射界面将产生反射的 SV 波、P 波和折射的 SV 波、P 波，入射波与反射波之间存在如下关系：

$$\frac{\sin i_s}{v_{1S}} = \frac{\sin i_s'}{v_{1S}} = \frac{\sin i_s''}{v_{2S}} = \frac{\sin i_p'}{v_{1P}} = \frac{\sin i_p''}{v_{2P}} = p \quad (1.1.2)$$

式中， i_s 为入射角， i_p' 为 SV 波经反射转换成的 P 波的反射角， i_s' 为 SV 波的反射角， i_p'' 为 SV 波经折射转换成的 P 波的折射角， i_s'' 为 SV 波的折射角， p 为射线参数。

3. SH 波入射界面

由于 SH 波是在与波的传播方向相平行的界面内传播的波，因此，当它入射界面时，仅能产生反射的 SH 波和折射的 SH 波。入射波与反射波之间仍遵从反射、折射定律。

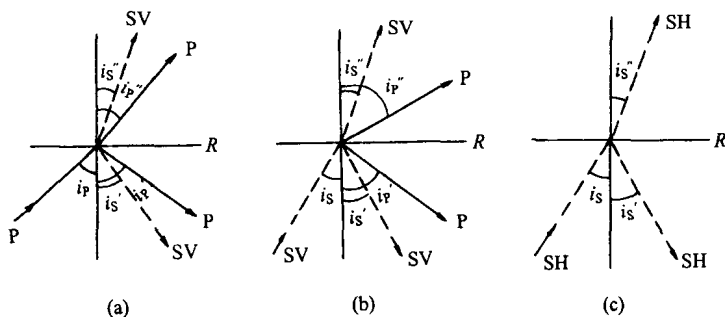


图 1.1.4 地震波入射平界面产生反射和折射

(a) P 波入射; (b) SV 波入射; (c) SH 波入射

$$\frac{\sin i_s}{v_{1s}} = \frac{\sin i_s'}{v_{1s}} = \frac{\sin i_s''}{v_{2s}} = p \quad (1.1.3)$$

式中, i_s 为入射角, i_s' 为 SV 波的反射角, i_s'' 为 SV 波的折射角。

二、地震波在球对称介质中传播遵从的规律

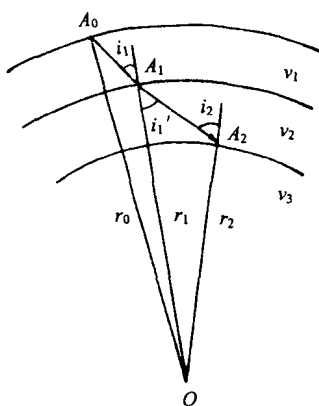


图 1.1.5 地震波在球对称介质内传播示意图

当地震发生时,尤其是强烈地震发生时,地震波的传播路径很长,乃至在全球范围内均可记录到,此时,地震射线已不再是直线。地震波速度随波射线穿透深度的变化而变化。假设地球介质为球对称形分布,则地震波速度只与离地心的距离有关。

设想地球由许多无限薄层的同心球层组成(图 1.1.5),各层内的速度由地表向下依次为 $v_1, v_2, \dots, v_n$, 波射线在各薄层的入射点分别为 $A_0, A_1, \dots, A_n$, 其相应的入射角为 $i_1, i_2, \dots, i_n$ 。当地震波以 i_1 角入射时,波射线在各层面将发生折射,根据正弦定理和折射定律,得射线方程:

$$r \sin i / v(r) = R \sin i_0 / v_0 = p \quad (1.1.4)$$

式中, R 为地球半径, i_0, v_0 分别为地表处入射角和波速, R, i_0, v_0 都是常数,因此 p 也是常数。这就是球对称介质中的折射定律。从式中可以看出,不同的 p 值对应不同的地表入射角,或者说对应不同形状的射线。而同一条射线, p 为常数。

第四节 地震波

地震波是地震发生时从震源辐射的弹性波。它一般分为体波和面波。体波又分为纵波和横波。纵波是指波的质点振动方向与波的传播方向一致的波;横波是指质点振动方向与波的传播方向垂直的波,按质点振动方式的不同横波又分为 SV 和 SH 波,质点振动发生在与波传播面相垂直的面内的波为 SV 波,质点振动发生在与波传播面相平行的面内的波称 SH 波。

一、地震波的种类

由于地球是结构复杂的弹性体,地震波在其内部传播将会发生反射和折射等现象,从而派生出许多波,由于这些波在传播路径上的差异,从而使得波的性质也不相同。

(一) 近震地震波

全球有 80% 的地震发生在地壳之内。近震地震波是指震源在地壳内且波的传播路径也在地壳内的地震波。通常认为近震波的震中距范围在 1000km 以内。

由于近震波的传播路程短, 受地球曲率影响很小, 因此在研究近震问题时, 通常将地球表面及各层界面看作平界面, 假设地壳内介质为均匀弹性介质, 地震波的传播速度为常数, 地震射线为直线, 当震源尺度远远小于地震波波长或震源距时, 将震源看成点源。

1. 近震地震波的种类

近震地震波主要指在地壳内传播及沿地壳底面传播一段路径后返回到地面的波, 包括直达波、反射波、首波等, 有时还能见到短周期面波。

(1) 直达波: 由震源出发, 未经过界面反射或折射就直接传播到接收点的体波称为直达波, 如图 1.1.6。另外, 由于地壳内存在界面, 实际上有一些直达波经过了折射, 如图 1.1.7。近震中直达波一般记为 $\bar{P}$ 、 $\bar{S}$ 。

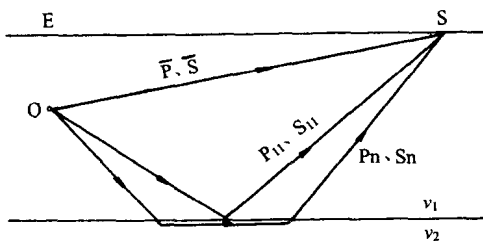


图 1.1.6 单层地壳模型的近震波射线路径

(2) 反射波: 由震源发出, 经过界面反射后的波称为反射波。近震范围内, 记录较好的反射波是莫氏界面 (M 面) 的反射波 P_{11} 、 S_{11} , 该波通常在震中距 60 ~ 120km 范围内比较明显, 而在震中距为 70 ~ 90km 范围内能量最强, 这是由于波在莫氏界面发生全反射所造成的。这段范围内反射波引起的地动位移大于直达波引起的地动位移。反射波的路径如图 1.1.6。

(3) 首波: 当地层中存在介质分界面时, 若界面以上介质速度小于界面下的介质速度, 且波以临界角 i_0 由上向下入射时, 由 Snell 定律知, 此时的折射角为 90° , 形成沿下界面滑行的滑行波, 该波即为首波 (图 1.1.6)。由于只有当 $i = i_0$ 时, 才能产生首波, 因此, 首波要在距震中一定的距离之后才能产生, 称首波没出现的这一范围为首波的“盲区”。另外, 由于首波在传播过程中, 能量损失较多, 所以, 若想从记录图上看到首波, 只有在它作为初至波到达台站时才有可能, 也正是因为这一原因, 才称这种波为首波。

通常所见到的首波有在莫氏界面产生的 P_n 、 S_n 波, 在康拉德界面产生的 P^* 、 S^* 波等。

2. 近震体波的代表方式

(1) 单层地壳模型: 单层地壳模型是指假设地壳为一层, 莫氏界面为其底面的情况, 这种情况下主要的近震波有:

直达纵波 $\bar{P}$, 直达横波 $\bar{S}$; 莫氏界面的反射纵波 P_{11} 、莫氏界面的反射横波 S_{11} ; 莫氏界面的首波纵波 P_n , 莫氏界面的首波横波 S_n 。

(2) 双层地壳模型: 双层地壳模型是指假设康拉德界面存在的情况, 这种情况下主要的近震波有:

震源在康拉德界面 (C 界面) 上方 (图 1.1.7)。

P 波组里有: $\bar{P}$: 直达纵波; P_c : 经康拉德界面反射的纵波; P^* : 在康拉德界面上产生的首波 (纵波); P_{11} : 经莫氏界面反射的纵波; P_n : 在莫氏界面上产生的首波 (纵波)。

S 波组里有: $\bar{S}$: 直达横波; S_c : 经康拉德界面反射的横波; S^* : 在康拉德界面上产生的首波 (横波); S_{11} : 经莫氏界面反射的横波; S_n : 在莫氏界面上产生的首波 (横波)。