



A Dissertation in Environmental Geophysics



**Application of Seismic S wave Reflection
Method in the Mined-out Area at the Coal Mine**

by Jin Hui

Supervisor: Associate Professor Xu Baishan

Northeastern University

November 2007

THE UNIVERSITY OF CHICAGO
DIVISION OF THE PHYSICAL SCIENCES
DEPARTMENT OF CHEMISTRY

THE UNIVERSITY OF CHICAGO

THE UNIVERSITY OF CHICAGO

THE UNIVERSITY OF CHICAGO

独创性声明

本人声明，所呈交的学位论文是在导师的指导下完成的。论文中取得的研究成果除加以标注和致谢的地方外，不包含其他人已经发表或撰写过的研究成果，也不包括本人为获得其他学位而使用过的材料。与我一同工作的同志对本研究所做的任何贡献均已在论文中作了明确的说明并表示谢意。

学位论文作者签名：靳辉

日期：2007年11月16日

学位论文版权使用授权书

本学位论文作者和指导教师完全了解东北大学有关保留、使用学位论文的规定：即学校有权保留并向国家有关部门或机构送交论文的复印件和磁盘，允许论文被查阅和借阅。本人同意东北大学可以将学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索、交流。

（如作者和导师不同意网上交流，请在下方签名；否则视为同意。）

学位论文作者签名：

导师签名：

签字日期：

签字日期：

關於經濟學

經濟學是研究人類行為及其資源分配的一門科學。它探討個人與社會如何選擇使用有限資源，以滿足無限的需求。經濟學分為微觀經濟學與宏觀經濟學。微觀經濟學關注個體決策，如消費、生產與市場競爭；宏觀經濟學則研究整體經濟的運作，包括國民所得、失業率與通貨膨脹。

經濟學的發展

1. 古典經濟學

中國經濟學與社會主義

中國經濟學的發展與社會主義實踐緊密相連。在改革開放前，中國實行計劃經濟，經濟學主要用於分析資源配置與生產效率。改革開放後，市場經濟的引入促使經濟學家重新思考市場機制與政府角色的關係。當前，中國經濟學家致力於探索如何將市場效率與社會主義價值觀相結合，以實現高質量發展與共同富裕。

2. 新古典經濟學

3. 現代經濟學

4. 經濟學與社會

5. 經濟學與政治

地震横波反射方法在煤矿采空区探测中的应用研究

摘 要

在煤矿生产过程中,随着煤层的被开采挖掘,地下会形成越来越多的采空区。采空区的垮塌会造成地面下沉、裂缝,毁坏耕地、建筑物等设施,破坏生态环境。故此有效而经济地利用物探方法对采空区域进行勘探和作出评价,并提出适宜的防治措施有着良好的经济效益和社会效益。近年来众多物探工作者对其进行了研究,取得了很多实用性的成果。但总体来讲,采空区的勘探研究还处于发展阶段,勘探手段和理论均不完善。国内外在此方面的成功经验和资料积累大体包括:收集资料和调查访问、钻探、室内试验、数值模拟等。

本文则提出了运用地震横波反射方法探测煤矿采空区的新型技术方法。首先,本文从浅层地震勘探基本原理出发,分析地震波的运动学、动力学特征,对地震波的频谱进行重点分析,对纵、横波地震勘探方法进行详细比较。在地震数据处理方面,研究了提高分辨率的具体方法。其次,本文分析讨论了采空区覆岩采动破坏规律,采空区的地质特征及地球物理特征。最后,通过在吉林省九台市营城煤矿的具体勘探工作,本文详细阐述了横波地震反射方法的实际应用过程,包括对地震资料的处理过程、解译过程等,并对整个测区做出了合理地、具有针对性地质灾害评价。最终,通过对这一采空区的地震资料分析和研究,本文归纳、总结了煤矿采空区在地震时间剖面上的反映特征和识别标志。

关键词: 地震横波反射方法; 煤矿; 采空区; 探测技术

關於我國經濟建設中，如何正確地處理農、工、商、學、兵、民關係的意見

提 綱

一、我國經濟建設中，農、工、商、學、兵、民六個方面的關係，是相互聯繫、相互影響的。在處理這些關係時，必須堅持以農業為基礎，以工業為中心，以商業為紐帶，以教育為先導，以軍事為保障，以人民為目的的原則。

二、農業是我國經濟建設的基礎。必須進一步鞏固和發展農業生產，提高農業產量，改善農民生活，為工業和商業的發展提供糧食和原料。

三、工業是我國經濟建設的中心。必須進一步發展工業生產，提高工業產量，改善工業技術，為農業和商業的發展提供機械和設備。

四、商業是我國經濟建設的紐帶。必須進一步發展商業貿易，提高商業效率，改善商業服務，為農業和工業的發展提供市場和資金。

五、教育是我國經濟建設的先導。必須進一步發展教育事業，提高教育水平，改善教育質量，為經濟建設培養人才。

六、軍事是我國經濟建設的保障。必須進一步發展軍事力量，提高軍事水平，改善軍事設施，為經濟建設提供安全保障。

七、人民是我國經濟建設的目的。必須進一步改善人民生活，提高生活水平，改善生活質量，為經濟建設提供動力。

中國人民政治協商會議全國委員會秘書處

Application of Seismic S wave Reflection Method in the Mined-out Area at the Coal Mine

Abstract

In coal mine production, the exploitation of coal seam makes more mined-out areas, the collapse of which will make the ground sink and split, devastate the infield and buildings, and destroy the ecological environments. Hence, it is significant to use geophysical methods efficiently and economically to survey and evaluate the mined-out areas and give feasible control measures. In the latest years, many geophysicists have done research on the subjects and make a lot of practical findings. But as a whole, the research of the survey of mined-out areas is still in a developing stage, and the principles and the means of the survey are faulty. The successful experience and data accumulation on the research in China and aboard mainly include collecting data, investigating and visiting, drilling, experiments indoor and numerical simulation.

This paper introduces the new technology to explore mined-out area at coal mine by seismic S wave (transverse wave) reflection method. First of all, according to seismic survey basic principle, we analyze seismic wave kinematics, dynamics characteristic, and carry on the key analysis to the earthquake wave frequency spectrum, and make the detailed comparison between P wave prospecting and S wave prospecting. In the aspect of the processing technology for seismic wave data, we put forward application methods to enhance the resolution of the signal. Then this paper analyses and discusses the destruction law of the mantle rock excavated of the mined-out areas, the geological property and geophysical property. In the end, through the specific exploratory work in Yingcheng coal mine at Jilin province, this paper expounds particularly the practical application process of seismic S wave (transverse wave) reflection method, which includes the treating process and the interpretation process for the seismic material, and supplies the equitable and pertinent geologic disaster evaluation of the whole surveyed field. Finally we sum up some property and symbol about the mined-out areas by analyzing the data of them.

Key words: seismic S wave (transverse wave) reflection method; coal mine; mined-out area; exploring technology

and the ...

...

...

...

...

...

目 录

| | |
|-----------------------------------|-----|
| 独创性声明 | I |
| 摘 要 | II |
| Abstract | III |
| 第一章 绪论 | 1 |
| 1.1 选题依据及研究意义 | 1 |
| 1.2 研究现状 | 1 |
| 1.3 研究内容及解决思路 | 3 |
| 第二章 横波地震勘探原理 | 4 |
| 2.1 基本原理 | 4 |
| 2.1.1 地震地质模型基本分类 | 4 |
| 2.1.2 地震波的动力学特征 | 4 |
| 2.1.3 地震波运动学特点特征 | 6 |
| 2.2 地震信号的频谱分析 | 7 |
| 2.2.1 傅立叶展式的重要性质 | 7 |
| 2.2.2 地震波频谱的特征 | 9 |
| 2.2.3 地震信息取样间隔选择的基本依据——取样定理 | 9 |
| 2.2.4 线性时不变系统的滤波方程 | 10 |
| 2.3 横波勘探与纵波勘探的比较 | 13 |
| 第三章 地震数据处理技术 | 16 |
| 3.1 高分辨率数据处理技术 | 16 |
| 3.1.1 地震分辨率 | 16 |
| 3.1.2 影响资料分辨率的主要因素 | 20 |
| 3.2 时间域滤波和频率域滤波 | 24 |

| | |
|------------------------------------|-----------|
| 3.2.1 二维滤波原理 | 25 |
| 3.2.2 二维滤波概述 | 26 |
| 3.2.3 地震勘探中常见的几种二维滤波 | 28 |
| 3.2.4 频率滤波参数选择的基本原则 | 29 |
| 第四章 覆岩采动破坏规律以及采空区波动特征 | 30 |
| 4.1 覆岩采动破坏规律 | 30 |
| 4.1.1 水平煤层采空区的特征 | 31 |
| 4.1.2 影响岩石力学性质与岩石变形的因素 | 34 |
| 4.2 采场覆岩的流变机理分析 | 35 |
| 4.2.1 采场覆岩的流变机理 | 35 |
| 4.2.2 影响覆岩流变的主要采矿地质因素 | 36 |
| 4.3 地震时间剖面的地质解释 | 37 |
| 4.3.1 同种地震波特征 | 37 |
| 4.3.2 地层标准层的确定和追踪 | 38 |
| 4.3.3 断层识辨 | 38 |
| 4.3.4 不整合面 | 39 |
| 4.3.5 采空区 | 39 |
| 4.3.6 地震剖面断层与地质断层的区别与联系 | 40 |
| 第五章 地震横波反射法在采空区的应用实例 | 41 |
| 5.1 营城煤矿概况 | 41 |
| 5.1.1 营城煤矿的历史背景与现状 | 41 |
| 5.1.2 矿区位置及自然地理条件 | 41 |
| 5.1.3 矿区地质概况 | 41 |
| 5.1.4 地球物理特征 | 44 |
| 5.2 工作目的与方法 | 45 |
| 5.2.1 工作目的 | 45 |
| 5.2.2 工作方法 | 47 |
| 5.3 地震资料处理 | 48 |

| | |
|-----------------------|-----------|
| 5.4 地震资料解译..... | 50 |
| 5.4.1 地震资料解译过程..... | 50 |
| 5.4.2 地震资料解译成果..... | 52 |
| 第六章 结论与展望..... | 55 |
| 6.1 结论..... | 55 |
| 6.2 展望..... | 56 |
| 致谢..... | 57 |
| 参考文献..... | 58 |

1. The first part of the document is a list of names and addresses.

2. The second part of the document is a list of names and addresses.

3. The third part of the document is a list of names and addresses.

4. The fourth part of the document is a list of names and addresses.

5. The fifth part of the document is a list of names and addresses.

6. The sixth part of the document is a list of names and addresses.

第一章 绪论

1.1 选题依据及研究意义

我国煤炭资源十分丰富,煤炭的产量和消费量均居世界前列,约占国内一次能源生产和消费总量的 85%以上。2005 年我国煤炭产量已经突破 21 亿吨。在煤矿生产的过程中,随着大量的煤被采出、运走,地下会形成越来越多的采空区。采空区沉陷是一种典型的地质灾害,灾害的严重性与开采规模成正比,其治理在国际上也属于难题^[1]。我国是世界上产煤最多、采空区面积最大的国家之一。

采空区塌陷是因矿体(层)采空、覆岩破坏引起的。在煤层采空区,煤层被全部或部分挖掉,上部覆岩的力学平衡就会被打破,在重力和应力作用下,便产生裂隙和断移,引起岩层和地表移动,最终形成了采空塌陷区。采空塌陷区不仅会导致地下水枯竭、耕地破坏、生态环境恶化,还会使当地房屋受损、道路变形,还使高速公路、铁路、机场等重大工程以及城市建筑因处理采空区塌陷而增加建设难度和费用。此外,地表裂缝会为地下自然煤层提供充足氧气,地下煤火会使采空区顶板承压减弱,冒落加剧,地裂缝加宽、加长,最终形成“地裂—火区—地表裂陷”的恶性循环。

截至 2005 年底,全国煤矿累计采空塌陷面积超过 70 万公顷,造成的损失已经超过 500 亿元。以山西省为例:山西素有煤海之称,是全国煤炭产量最大的省份,采空区塌陷灾害也最严重。据山西省国土资源厅调查,2005 年底山西省各类矿山采空区面积已经超过 2 0000km²,以山西省 156000 km²的土地面积计算,采空区占全省总面积的近 1/7。目前,采空区中 6000 km²的地域已经遭受了地质灾害。

采空区引起的严重问题已经引起国家政府的高度重视,塌陷区的治理工作正在全面展开。但是采空区的治理能不能“未雨绸缪”,在采空区塌陷引起地表沉陷以前,有效而经济地利用地球物理方法对采空区域进行勘探和作出评价,并提出适宜的防治措施有着良好的经济效益和社会效益。因此,本论文在研究煤矿采空区地质与地球物理特征的基础上,结合吉林省九台市营城煤矿的勘探工作,来研究地震横波反射方法在煤矿采空区探测中的应用。

1.2 研究现状

在国内外,采空区引起的问题虽然早已被人们所注意,但如何对其进行勘探调查仍是一大难点和盲区。从十八世纪开始,人们就开始通过各种各样的方式去研究和处理采

空区。在这个阶段，欧洲工业大发展，使矿产开采大幅增加，在欧洲各主要工业国形成了大量的采空区，如著名的德国鲁尔矿区的采空区问题一度非常严重。为此西方国家投入了大量精力对煤矿采空区进行勘查和处理研究。这些研究都是建立在经验和调查的基础上，如收集资料和调查访问、钻探、室内试验、数值模拟等，直接通过地球物理方法勘探采空区并没有系统和普遍应用^[2]。

在我国近年来由于煤矿采空区引起的问题日益严重，对采空区进行治理已经为政府高度重视。但是由于煤矿开采缺乏资料、和长期以来小煤窑的乱采乱挖，使得采空区形态复杂，无章可循，通过资料调查和钻探无法查明采空区确切的形态和位置。近年来众多物探工作者对采空区勘探进行了研究，取得了很多实用性的成果。比较成功的实例有：山西省地勘局物化院运用瞬变电磁、浅层地震、高密度电法相结合的综合物探方法在山西阳煤集团煤矿采空区的勘探研究。中科院地质与地球物理研究所采用高密度电法在内蒙古乌海煤矿采空区的勘探研究。以上采空区的勘探工作均比较成功，较准确的圈定出了采空区范围。

地震勘探方法是以均匀介质为地质模型建立起来的一种勘探手段，它要求每一层介质必须是均匀的，而相邻的两层介质必须具有连续性，且不同的介质和介质之间必须存在明显的物性差异。只有这种物性差异存在时，在地面激发的地震波才能依照反射原理在两种不同介质的界面产生反射波传回地面被地面布设的检波器所接收。

依据采空区与其周围介质的不同性质的物性差异，应用地球物理法可查明的覆岩地质构造、冒落状态分布等等，为采煤进展提供可靠保障。从采面设计及开拓生产的角度来看，需要有更高精度和分辨率的地质成果，并尽可能地提供顶底板岩冒落带高度、导水裂隙发育高度等信息。应用地球物理方法与钻探资料结合监测煤矿综采区开采过程，跟踪探测、识别开采后覆岩的破坏情况及其纵、横向变化，可以进一步取代钻探方法在施工难度大的区域（如水域）进行覆岩破坏的实测，降低费用，缩短施工周期。

在工程勘察中，折射波法一直是传统的主要方法，并在实际工作中得到了广泛应用。由于浅部工作中的干扰因素较复杂，加之过去旧式地震仪和处理的技术落后，严重的影响了浅层反射信号的获得和识别，从而限制它的发展和实际应用，已经远不能适应日益发展的工程勘察的要求。而纵波地震方法由于其传播速度快，从而导致其分辨率比较低，并不利于进行浅层地震勘探。从70年代开始，随着电子技术不断的发展，浅层地震仪的更新换代，再加上计算机处理数字技术的普及和应用，横波反射波法在工程勘察中已经取得可喜的发展。

目前，浅层高分辨率横波地震勘探已经取得了很大进展。在理论上，人们已经认识

到影响分辨率的各种因素，知道了提高分辨率所要采取的措施。在野外数据采集方面，宽频带、可控震源、高频检波器、高采样率和大动态范围的记录仪器，以及采集站的应用都为提高分辨率创造了必要条件。在数据处理方面，出现了许多提高信噪比和分辨率的方法，取得了较好的处理效果。在解释方面，也发展了一系列解释方法和配套技术。

1.3 研究内容及解决思路

本论文的研究内容主要有以下几个方面：

(1) 根据采空区的地球物理特征，探讨地震横波反射方法探测采空区的理论基础。分析讨论采空区形成的原因、地质特征、地球物理特征。研究采空区对横波波速度的影响。

(2) 从采空区的物性基础出发，阐述利用地震横波反射波勘探采空区的可行性，对采空区的反射波特征，地震数据采集工作中影响采空区分辨率的因素以及采空区资料处理中的关键技术进行研究，并结合实际采空区资料研究和总结采空区在地震资料中的反映特征和识别标志。

(3) 根据采空区的地球物理特征，探讨地震横波反射方法探测采空区的理论基础。研究采空区对横波波速度的影响。通过吉林省九台市营城煤矿的勘探实例阐述该方法在中浅层煤矿采空区探测中的实用性和有效性。

第二章 横波地震勘探原理

2.1 基本原理

2.1.1 地震地质模型基本分类

实际工作中，地震勘探的区域主要是沉积岩地区，相对火成岩、变质岩地区而言，沉积岩具有沉积稳定，横向变化缓慢，成层性好的特点。但经过多次地壳运动，使地层出现各种各样的褶皱、断裂、剥蚀、风化等地质现象，从而导致相对简单的地质结构有时会变的异常复杂。为使问题简化，有必要从实际地质介质的性质、结构、成分、形状等特征出发，在不同假设条件下，对地质结构分类，建立不同的地震地质模型。

理想弹性介质：当介质受外力后立即发生形变，而外力消失后立即完全恢复为原来状态的介质。波在完全弹性介质中传播时无能量损耗。

粘弹性介质：当地震波在非理想弹性介质中传播时，要发生能量转换，如动能变成热能。这时地震波的能量要损耗，这种现象称为介质对弹性波的吸收作用。其原因主要是介质颗粒间的内摩擦力，也称粘滞力。当受外力作用后，不是立即发生形变，而是在一定时间内发生形变，外力消失后也不是立即恢复原态，而是通过一段时间才能恢复原状。在自然界中这种介质是大量存在。

塑性介质：当介质受外力后发生形变，而外力消失后不能完全恢复原状，称之为塑性形变，这种介质就是塑性介质^[3,4]。

2.1.2 地震波的动力学特征

地震波的动力学是主要通过弹性力学、数学物理方法来分析波的能量特征，如波的能量、振幅、波形、吸收等。

地震波在固体地层中传播的性质直接与岩石的力学性质有关。地下岩石始终处在岩体静压力、构造应力和瞬变应力的作用下，前两种力在短时间内是不变，只有瞬变应力产生地震波传播。在震源区以外的岩石由于受到小应力的瞬时扰动，其形变与外力成线性关系，因而外力消失，介质复原。在地震勘探中这种传播地震波的岩石称为弹性介质，连续弹性介质的波动方程推导如下。

根据固体弹性体动力学理论，地震波在均匀、各向同性、理想弹性介质中传播满足以下偏微分方程：

$$\begin{aligned} \rho \frac{\partial^2 U}{\partial t^2} &= \mu \nabla^2 U + (\lambda + \mu) \text{grad} \theta + \rho F \\ \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} &= \mu \nabla^2 u + (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial x} + \rho F_x \\ \rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} &= \mu \nabla^2 v + (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial y} + \rho F_y \\ \rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} &= \mu \nabla^2 w + (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial z} + \rho F_z \end{aligned} \quad (2.1)$$

式中 ∇^2 ——拉普拉斯算子, $\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$;

θ ——体变系数, $\theta = \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z}$;

ρ ——介质密度;

μ, λ ——弹性模量;

$U = U(u, v, w)$, u, v, w 为 x, y, z 三个坐标轴的位移分量;

$F = F(F_x, F_y, F_z)$, F_x, F_y, F_z 为三个力分量。

对方程式 (2.1) 求散度, 得 $\frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} - \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \nabla^2 \theta = \text{div} F$

它表示的是胀缩波 (即纵波), 以速度 $v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$ 传播。

对方程式 (2.1) 求旋度, 得 $\frac{\partial^2 \omega}{\partial t^2} - \frac{\lambda}{\rho} \nabla^2 \omega = \text{rot} F$, $\omega = \text{rot} U$

它表示剪切波 (即横波), 以速度 $v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$ 传播。

有震源激发的纵横波经地下传播并被人们在地面或井中接受到的地震波, 通常是一个有一定长度的脉冲振动, 描述了介质质点的振动规律, 在地球物理领域称为地震子波。描述其特征的有振动幅度 (振幅)、振动频率 (或周期)、初相位; 若考虑信号随空间变化, 则还有波长或波数, 称以上特征参数为地震波动力学参数。

由锤击引起的质点振动经过一个短暂时间就逐渐停止下来, 这表明它是一种非周期性的瞬时振动, 即脉冲。脉冲可以看作是无限多个不同周期、不同频率、不同相位的正弦振动之和。各种振动所做出的振幅与频率的关系曲线, 称为频谱曲线。它表示各种波所包含的不同频率简谐振动的频率范围。

2.1.3 地震波运动学特点特征

地震波的运动学是研究地震波波前的空间位置与其传播时间的关系, 与几何光学相似, 也是引用波前、射线等几何图形来描述波的运动过程和规律, 来分析地震波的传播路径、速度、旅行时间等^[5]。

费马原理: 地震波沿射线路径传播所需的时间最短。在均匀介质中, 地震波从一个点到另一个点传播时, 时间最短的路径是连结这两点的直线。数学表达为沿着某个曲线 L 求解泛函数的极值问题, 即

$$t = \int \frac{ds}{v(x, y, z)} \quad (2.2)$$

惠更斯—菲涅尔原理: 任意时刻波前面上的每一点都可看作是发射子波的波源, 由它产生二次子波, 这些子波的包络面确定后一时刻新波前面的位置; 波前面上各点所形成的二次子波在观测点上相互干涉叠加, 使波传播时波前上各子波在前面新波前处发生相长干涉, 形成较强的合成波; 而在后面的任意点处发生相消干涉, 合成振幅波为零。

从运动学角度看, 惠更斯原理是当已知任何的空间速度分布为 $v(x, y, z)$ 时, 根据 t_0 时刻的波前位置, 可以得出下一个时刻 t 的波前位置。其原理用解析式描述为

$$\left(\frac{\partial t}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial z}\right)^2 = \frac{1}{v^2(x, y, z)} \quad (2.3)$$

式 (2.3) 称为时间场微分方程。满足这个方程和它的边界与初始条件函数 $t(x, y, z)$ 就是时间场函数, 当 t 为常量时, 就是波前面的空间位置。

地震射线在遇到波阻抗分界面时将产生反射和折射。在均匀介质情况下, 符合入射线、反射线和折射线位于同一法向平面内; 入射角 α 、折射角 β 和反射角 γ 遵循斯奈尔定律, 即

$$\frac{\sin \alpha_p}{v_{p1}} = \frac{\sin \beta_p}{v_{p2}} = \frac{\sin \beta_s}{v_{s2}} = \frac{\sin \gamma_p}{v_{p1}} = \frac{\sin \gamma_s}{v_{s1}} = \frac{\sin \alpha_s}{v_{s1}} \quad (2.4)$$

式 (2.4) 中 v_p, v_s —纵波和横波速度, m/s;

1, 2—表示分界面上、下介质;

P—表示纵波；

S—表示横波。

波阻抗分界面上反射与折射波的形成及相互关系见图 2.1。

折射规律为：

当 $\beta = 90^\circ$ 时，分界面上产生首波，这时

$$\sin \alpha = \sin i_0 = \frac{v_1}{v_2}$$

式中 i_0 —临界角。

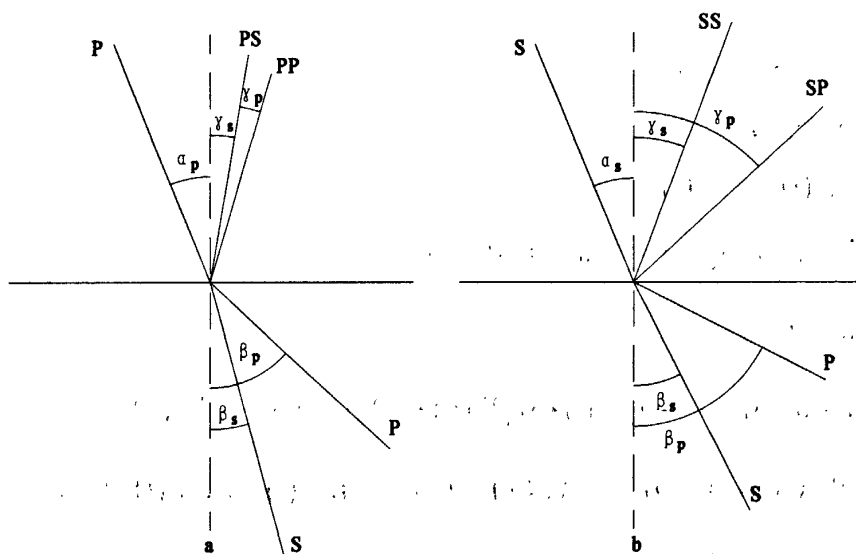


图 2.1 分界面上反射波、折射波的形成 (a-纵波入射时; b-横波入射时)

Fig. 2.1 The formation sketch map of the reflected and refracted wave on the interface (a-when P wave incident, b-when S wave incident)

2.2 地震信号的频谱分析

一个复杂的振动信号可以看成有许多简谐分量叠加而成；许多简谐分量及其各自的振幅、频谱和初相，就是复杂振动的频谱。频谱分析就是利用傅立叶方法来对振动信号进行分解并进而对它进行研究和处理的一种过程。

2.2.1 傅立叶展开的重要性质^[6]

Fourier 分析是信号分析与处理的基本工具，在数字处理中有广泛的应用。傅氏正变换的公式如下：

$$\begin{aligned} \bar{X}(\omega) &= \int_{-\infty}^{\infty} x(t)e^{-j\omega t} dt \\ x(t) &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \bar{X}(\omega)e^{j\omega t} d\omega \end{aligned} \quad (2.5)$$

对于线性时不变系统，褶积运算在频率域可用乘积实现若 $\bar{x}(t) = x(t) * h(t)$ ，则有 $\bar{X}(\omega) = X(\omega)H(\omega)$

(1) 唯一性定理

所谓唯一性是说 $x(t)$ 和 $X(\omega)$ 是一一对应的。给定了 $x(t)$ ，只能求出一种展式，而不可能求出互不相等的两种展式。反过来，给了一个展式，也只能给出一种 $x(t)$ ，而不可能得到两个不同的 $x(t)$ 。即 $x(t) \leftrightarrow X(\omega)$ 唯一性问题在理论上和实用上都有重要意义。

(2) 线形叠加定理

设有 N 个函数

$$x_1(t), x_2(t), \dots, x_N(t)$$

以及 N 个常数 (可以是实数，也可以是复数)

$$a_1, a_2, \dots, a_N$$

$$\text{则有 } a_1x_1(t) + a_2x_2(t) + \dots + a_Nx_N(t) \leftrightarrow a_1X_1(\omega) + a_2X_2(\omega) + \dots + a_NX_N(\omega) \quad (2.6)$$

式 (2.6) 中 $X_1(\omega), X_2(\omega), \dots, X_N(\omega)$ 分别是 $x_1(t), x_2(t), \dots, x_N(t)$ 的频谱。

(3) 时标变换定理

$$\text{设 } x(t) \leftrightarrow X(\omega)$$

$$\text{则 } x(t/a) \leftrightarrow aX(a\omega) \quad (2.7)$$

$$\text{或者写作 } x(at) \leftrightarrow \frac{1}{a}X(\omega/a) \quad (2.8)$$

此处 a 是一个正实数。

(4) 时延定理

$$\text{设 } \tau \text{ 是一个实值常量，而 } x(t) \leftrightarrow X(\omega)$$

$$\text{则有 } x(t \pm \tau) \leftrightarrow X(\omega)e^{\pm j\omega\tau} \quad (2.9)$$

由该定理可知：

在一道地震记录上选取一个振动图来计算他的频谱时，时间零线的选择对计算出的振幅谱无影响，但相位谱的计算与零线的选择有关。

如果要求一个系统对通过的信号波形不产生畸变,但允许有延迟,则应保持信号通过系统后振幅谱不变,而相位谱是 ω 的线性函数。

(5) 褶积定理

设 τ 是一实值变量,而且 $x_1(t) \leftrightarrow X_1(\omega)$, $x_2(t) \leftrightarrow X_2(\omega)$

$$\text{则有 } \int_{-\infty}^{\infty} x_1(\tau)x_2(t-\tau)d\tau \leftrightarrow X_1(\omega) \times X_2(\omega) \quad (2.10)$$

2.2.2 地震波频谱的特征

地震波的频谱是地震波的动力学特点之一。分析有效波和干扰波在频谱上的差异对我们选择处理参数和野外工作方法都有一定的指导意义。

激发条件对地震波谱有一定影响。在用炸药激发,药量增大时,地震波的频谱移向低频。试验研究表明在具有较大的弹性常数值硬介质中爆炸时,激发出波具有比在弹性常数值较小的介质中,或在水中爆炸激发时具有较高频的频谱。

不同类型的地震波频谱也有差别。同一界面的反射纵波比反射横波具有较高频的频谱,横波比纵波吸收系数大。

同一类型的地震波(例如反射纵波),随着传播距离的增加,因为高频成分被介质吸收,频谱中低频成分相对增强。因而会造成同一界面的反射波在不同炮检距的道上,它的频谱是不同的,在炮检距大的道上频率较低。另一方面在同一道里,由浅到深各界面的反射波的主频一般来说也是逐渐降低的。

在不同地区,在同一地区不同地层,采用不同仪器及工作方法等等,记录下的地震波频谱都会有所不同。从大量的实践观测资料得知,反射波、折射波的能量(振幅)主要分布在30~80Hz频率范围内;面波的能量分布在10~30Hz频率内;交流电干扰的能量分布在50Hz左右的狭窄频率域内;微震干扰的能量分布的频率域较宽;声波的能量则分布在100Hz以上的较高频率部分。

这样就可以利用有效波与干扰波的频率谱特性的差异,使地震仪具有相应的频率滤波特性,主要去接受频率在30~80Hz范围内的反射波,而把此频率以外的干扰波滤掉,从而在地震记录上突出有效波能量,压制了许多干扰波能量,从而有利于识别有效波提高地震勘探资料解释的质量。

2.2.3 地震信息取样间隔选择的基本依据——取样定理

数字记录是指对地震信号的波形先按一定时间间隔 Δt 进行取样,再把这一系列的离

散振幅值以某种方式记录下来。数学上概括为：以一个函数的一系列函数值 $(n\Delta t)$ ，而不是用函数的连续图形 $f(t)$ 来表示这个函数，即用序列 $f(n\Delta t)$ 来代替连续的 $f(t)$ 。

定理的内容：若信号满足这样的条件，即当频率 f 的绝对值大于某一固定的频率 ω_c 时，信号 $x(t)$ 的频谱 $X(\omega)$ 为0，则只需按 $\Delta t \leq 1/2\omega_c$ 这样的取样间隔进行取样，所得序列 $x(n\Delta t)$ 能够包含了 $x(t)$ 的全部信息（如果信号的频谱是有限制的，则找不到这样的 Δt ，能使 $x(n\Delta t)$ 包含 $x(t)$ 的全部信息）。

为了获得离散化的地震信号，要对地震波的波形进行离散取样，而离散取样就会产生“假频”。取样不足会造成假频问题。

2.2.4 线性时不变系统的滤波方程

2.2.4.1 线性时不变系统的概念

地震资料数字处理中许多方法，如动、静校正、数字滤波、水平叠加等等都可以看成是一种计算系统。物理系统是从物理上实现了某种数学变换关系。物理系统与计算系统之间有许多相同的性质，也有一些各自的特殊性^[7]。线性时不变系统是具有如下两个特点的系统：

(1) 设输入 $x_1(t)$ 产生的输出为 $\bar{x}_1(t)$ ，输入 $x_2(t)$ 产生的输出为 $\bar{x}_2(t)$ ， a, b 为任意常数。如果对于输入 $ax_1(t) + bx_2(t)$ 恒有输出为 $a\bar{x}_1(t) + b\bar{x}_2(t)$ ，则称这个系统是线性的。

(2) 设输入 $x(t)$ 产生的输出为 $\bar{x}(t)$ ，如果对于任意 τ 值，输入 $x(t + \tau)$ 所产生的输出为 $\bar{x}(t + \tau)$ ，则称这个系统是时不变的。

在地震勘探中主要研究地震信号通过一个系统时发生的变化，并且又常常用傅立叶变换作为工具把地震脉冲分解为许多简谐分量加以研究。引入频率特性和时间特性这两个概念来描述系统的性质。

一个系统的频率特性可以说明：简谐信号通过一个系统时，输出仍是同频率的简谐信号，但振幅、相位都可能发生变化，系统对一个简谐信号的振幅、相位的这种作用，即为频率特性，把其称为系统的传输系数。

一个系统的频率特性一般是复数，记作 $H(j\omega)$ ，它又可以分别用模和幅角来表示。

$$H(j\omega) = |H(\omega)|e^{j\theta(\omega)} \quad (2.11)$$

$|H(\omega)|$ 称为振幅频率特性， $\theta(\omega)$ 称为相位频率特性。也即一个简谐信号通过这个系统后，振幅是原来的 $|H(\omega)|$ 倍，相位则应加上 $\theta(\omega)$ 。

时间特性是从另一个方面来描述系统的性质，即系统对一个短促作用（严格说就是对一个 $\delta(t)$ ）的反应，用 $h(t)$ 来表示。获得一个系统的 $h(t)$ ，较方便的做法也是实际测

定, 即给系统输入一个很短的尖脉冲, 观测输出信号的图形。所以系统的时间特性也称系统的脉冲响应。

系统的频率特性 $H(j\omega)$ 同时间特性 $h(t)$ 是互为傅氏变换的。即

$$h(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} H(\omega) e^{j\omega t} d\omega \quad (2.12)$$

2.2.4.2 线性时不变系统的滤波方程

滤波方程是指一个系统的输入、输出、系统特性三者之间的定量关系。在频率域就是指输入信号的谱 $X(j\omega)$, 系统的频率特性 $H(j\omega)$, 输出信号的谱 $\bar{X}(j\omega)$ 三者之间的关系。

对一般的信号 $x(t)$ 通过线性时不变系统的问题, 可以从频谱分析观点进行讨论。显然有,

$$x(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} X(\omega) e^{j\omega t} d\omega \quad (2.13)$$

$X(\omega)$ 是 $x(t)$ 的频谱。

式 (2.13) 把 $x(t)$ 表示成了简谐分量 $X(\omega) e^{j\omega t} d\omega$ 的“连续叠加”。由于系统是线性的, 因此总输出 $\bar{x}(t)$ 是 $x(t)$ 的各个简谐分量 ($X(\omega) e^{j\omega t} d\omega$) 的输出的“连续叠加”(和的输出等于输出的和), 而根据频率特性的定义, ($X(\omega) e^{j\omega t} d\omega$) 的输出是 $H(\omega)(X(\omega) e^{j\omega t} d\omega)$, 所以

$$\bar{x}(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} H(\omega) X(\omega) e^{j\omega t} d\omega \quad (2.14)$$

从上式可以看出, 输出信号 $\bar{x}(t)$ 的谱就是 $H(\omega) X(\omega)$, 我们把它作 $\bar{X}(\omega)$, 即 $\bar{X}(\omega) = H(\omega) X(\omega)$, 也就是说, 输出信号 $\bar{x}(t)$ 的谱 $\bar{X}(\omega)$, 是输入信号的谱 $X(\omega)$ 与系统的频率特性 $H(\omega)$ 的乘积。这就是系统的特性、输入、输出三者之间在频率域的关系。(2.14) 式就是线性时不变系统的滤波方程。知道 $\bar{X}(\omega)$ 、 $H(\omega)$ 、 $X(\omega)$ 三个中的任何两个量, 就可以求出第三个量。(2.14) 式中三个量都是复数, 它们也可以分别用模和幅角表示

$$H(\omega) = |H(\omega)| e^{j\theta(\omega)}$$

$$X(\omega) = |X(\omega)| e^{j\theta_x(\omega)}$$

$$\bar{X}(\omega) = |X(\omega)| e^{j\theta_{\bar{x}}(\omega)}$$

把它们代回 式得

$$|X(\omega)| e^{j\theta_{\bar{x}}(\omega)} = |H(\omega)| |X(\omega)| e^{j(\theta(\omega) + \theta_x(\omega))} \quad (2.15)$$

也就是说：输出信号的振幅谱等于输入信号的振幅频率特性；输出信号的相位谱等于输入信号的相位谱加系统的相位频率特性。即

$$|\bar{X}(\omega)| = |H(\omega)| |X(\omega)|$$

$$\theta_{\bar{x}}(\omega) = \theta(\omega) + \theta_x(\omega)$$

式 (2.15) 给出了输出信号的谱与输入信号的谱之间的关系。

在地震勘探中，大多数问题都是已知系统的特性及输入信号波形，希望求出输出信号的波形。当然，有了 $\bar{X}(\omega)$ ，只需作一次反傅立叶变换就可以求出 $\bar{f}(t)$ 。还可以导出表示 $\bar{x}(t)$ 与 $x(t)$ 的直接关系的公式，即线性滤波方程在时间域的表达式。

$$\bar{x}(t) = \int_{-\infty}^{\infty} h(\tau) x(t-\tau) d\tau \quad (2.16)$$

式 (2.16) 表示：输出信号等于输入信号与系统的时间特性的褶积。

应用线性滤波方程讨论地震勘探问题主要有三种具体情况：

(1) 已知输入 $x(t)$ 和系统特性 $h(t)$ ，求输出 $\bar{x}(t)$ 。这是滤波问题或合成地震记录问题。对滤波问题， $x(t)$ 是被滤波记录， $h(t)$ 是滤波器的时间特性， $\bar{x}(t)$ 是滤波后的输出。对合成地震记录问题， $x(t)$ 是地震子波， $h(t)$ 是地层反射函数， $\bar{x}(t)$ 是合成地震记录。

(2) 已知输入 $x(t)$ 和输出 $\bar{x}(t)$ ，求系统的特性 $h(t)$ 。这是系统鉴别问题。在地震勘探中，若 $x(t)$ 代表地震子波， $\bar{x}(t)$ 是地震子波通过地层后得到的实际地震记录，则使用一定的办法由 $x(t)$ 和 $\bar{x}(t)$ 反求出系统的特性 $h(t)$ ，它也就是地层结构的特性。采用反褶积技术就是要达到这样的目的。

(3) 已知输入 $\bar{x}(t)$ 和系统特性 $h(t)$ ，求输入 $x(t)$ 。这是信号复原问题，在地震勘探中就是子波提取问题。

2.3 横波勘探与纵波勘探的比较

(1) 介质在外力的作用下，会产生体变和切变，相应地出现纵波和横波。如果射线倾斜入射到地层分界面上，对于入射的纵波 (P)，可产生反射和透射的 P 波和 P-SV 转换波；对于入射的横波 (SH)，则只产生 SH 波。此外，SH 波是平行界面极化的，勒夫面波质点振动也沿层面方向，会成为对接收 SH 波的干扰。P 波和 SV 波，瑞雷波都是在射线平面内极化的，原则上不能成为 SH 波的干扰。因此，横波 (SH) 反射勘探可以较少被其他波干扰。SH 波在传播中仅产生 SH 型反射波，SH 波能量较纵波强，并有较低的吸收系数，较强的穿透性。

(2) 理论研究表明：横波速度仅与介质的剪切模量和密度有关，横波在介质中的传播，是通过岩石 (或土质) 基质 (骨架) 传播，与地层孔隙水无关，因此横波速度直接反映地层介质的性质。由于液体在外力作用下不会发生切变，所以不产生横波。利用这一特点综合对比纵波和横波的地震剖面，可识辨含水层、洞穴等。横波信号随着远离震源衰减较大。

(3) 横波地震资料与纵波地震资料有很大的区别。纵波地震由于波速高而且速度随深度增加而提高，波长长，所以可分辨的反射层少，而且强弱反射分明。煤层、灰岩、以及某些特殊地层能形成强反射，易于对比。此外，由于纵波地震质点振动方向与传播方向一致，不适于在高倾角地区施工。

而横波地震由于传播速度很低，在浅层最高 400m/s 左右，而且其速度并不随深度增加而提高，有时还会出现深度增加速度反而降低的现象。因此分辨薄层的能力很强。但各反射波的振幅差异不大，而且层层相连，层位识别很困难。

(4) 地震纵波和横波在弹性介质中传播的速度与介质的弹性常数之间的定量关系

$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E(1-\nu)}{\rho(1+\nu)(1-2\nu)}} \quad (2.17)$$

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{2\rho(1+\nu)}} \quad (2.18)$$

上式中是 λ, μ 拉梅系数； ρ 是介质的密度；E 是杨氏模量； ν 是泊松比。泊松比的值在大多数情况下约等于 0.25，只有在最为疏松的岩石中约为 0.5，可见的变化不大。杨氏模量的大小和岩石的成分，结构有关。随着岩石密度增加，E 比 ρ 增加的级次较高，所以当岩石密度增加时，地震波的速度不是减少反而增加。

纵、横波速度之比 $\frac{v_p}{v_s} = \sqrt{\frac{2(1-\nu)}{1-2\nu}}$ ，仅依赖于岩层的泊松比，因为大多数情况下泊

松比位 0.25，所以纵横波速度比值一般为 1.73。对同一岩石来说，其地震波纵波速度与横波速度的关系为 $v_p = \sqrt{3}v_s$ ，这是大量标准岩石样品的实验室实测数据，但对地下岩层来说，它是多种岩层不断变化，非标准的岩石样品，与上述实验数据有很大的差异 [28-30]。

横波比纵波速度低的多，其纵横波速度比有时高达数倍或数十倍（如近地表松散层），在大多数介质中，纵横波速度比一般在 1.7~10 之间，横波衰减大。在频率方面，纵横波频率比一般在 1.4~2 范围内。

通过实践验证，近地表地层中横波速度的特点是：表层速度偏低，随深度增加略有增加，波速变化不大，甚至有时在一定深度处波速反而降低^[8, 9]。因此，在近地表条件下，横波与纵波的传播速度有时不成比例，通过资料解释认为横波地震的分辨率也比纵波高，有时能够查明 0.5m 左右厚的单层，是勘察精细地质问题的重要手段。

(5) 地震波传播速度

地震波的速度是地震勘探资料处理和解释的过程中最重要的一个参数。理论研究和大量实际资料证明，地震波传播速度与地层的岩性、地质年代，埋藏深度和孔隙率等各种因素有关系^[3]。具体如表 2.1。

表 2.1 各类岩石的波速
Table 2.1 Rock wave velocity

| 岩石种类 | 速度 (m/s) |
|------|-----------|
| 沉积岩 | 1500—6000 |
| 花岗岩 | 4500—6500 |
| 玄武岩 | 4500—8000 |
| 变质岩 | 3500—6500 |

许多实际观测资料表明，同样深度、成分相似的岩石，当地质年代不同时，波速也不同，年代较老的岩石具有较高的速度。速度与构造运动的关系，在不同地区有不同的表现。在强烈褶皱地区，经常观测到速度的增大；而在隆起的构造顶部，则发现速度较低。一般言，地震波在岩石中的传播速度随地质过程中的构造作用的增强而增大。根据在实验室对岩石样品的分析发现，地震波的速度与压力之间有一定的关系，速度随压力的增加而增加。此外压力的方向不同，地震波沿不同方向的传播的速度也就不同。其它

条件相同时，地震波的速度一般随岩石埋藏深度的增加而增大，其原因主要是埋藏深的岩石所受的底层压力大。

表 2.2 各种沉积岩的波速与岩石密度关系

Table 2.2 Sedimentary rock wave velocity and density

| 岩石成分 | 纵波速度 (m/s) | 波阻抗 (g/cm ² ·s) |
|------------|------------|----------------------------|
| 砂质粘土 | 300~900 | 3.10~18 |
| 湿砂 | 600~800 | 3.8~19 |
| 粘土 | 1200~2500 | 18~55 |
| 疏松岩石 | 1500~2500 | 14~16 |
| 致密岩石 | 1800~4000 | 27~60 |
| 泥质页岩 | 2700~4100 | 36~90 |
| 石灰岩, 致密白云岩 | 2500~6100 | 65~135 |
| 石膏 | 3500~4500 | 58~180 |
| 泥灰岩 | 2000~3500 | 77~110 |
| 冰 | 3100~3600 | 45~100 |

第三章 地震数据处理技术

3.1 高分辨率数据处理技术

在地震勘探中,分辨能力的强弱一般有两种表示方法:一是用距离来表示,分辨的垂向距离及横向范围越小,则分辨能力越强;二是用时间信息来表示,且常用时间间隔(Δt)的大小来量度, Δt 越小,则分辨能力越强,而 $1/\Delta t$ 即为分辨率。

3.1.1 地震分辨率

从空间上讲,地震分辨率又分为垂向分辨率与横向分辨率。垂向分辨率:也叫纵向分辨率或时间分辨率,是指分辨某个厚度地层顶底界面的能力,也可以是分辨两个有一定间隔的薄地层的能力。横向分辨率:也叫水平分辨率或空间分辨率,是指沿水平方向所能分辨的最小地质体的宽度,根据地震上两种不同的时间剖面,又可以分为水平叠加时间剖面和叠加偏移剖面的两种横向分辨率^[10]。

3.1.1.1 垂向分辨率

假定子波是理想的 Ricker 子波(零相位双边子波),则对于垂向分辨率的不同角度的研究就形成了不同的准则。

(1) Rayleigh 准则

设 Δt 为单个地层顶底反射子波的双程时差, Δx 为子波主瓣宽度(主瓣两侧波谷间的间隔),则 $\Delta t = \Delta x/2$ 的厚度为最小可分辨厚度(分辨极限)。或表述为“一个反射波的分辨率的极限是 $1/4$ 彼长”。即当两个子波的到达时间差大于或等于子波的半个视周期,则这两个子波是可以分辨的,否则是不能分辨的。这里的半个视周期指的是子波主极值与相邻异号次极值的时间间隔。显然,当子波的主极值幅度显著大于次极值幅度时,这个准则是比较合理的。

若 Ricker 子波的数学描述是

$$b(t) = [1 - 2(\pi f_p t)^2] \cdot \exp(-\pi f_p t)^2 \quad (3.1)$$

则 $\Delta h = v / (5.2 f_p) = \lambda_p / 5.2$

其中, v 为层速度 (m/s), f_p 为子波谱的峰值频率, λ_p 为与峰值频率相应的波长。引入优势频率 f_b , 主波长 λ_b , 其中 $f_b = 1.3 f_p$ 或 $f_p = 0.77 f_b$

则 $\Delta h = v / (4.004 f_p) \approx \lambda_b / 4$

若子波为 Sinc 子波:

$$b(t) = 2f_u \cdot \sin(2\pi f_u t) / (2\pi f_u t) - 2f_e \cdot \sin(2\pi f_e t) / (2\pi f_e t) \quad (3.2)$$

式中 f_u 和 f_e 为子波的高端频率与低端频率

$$\text{则有 } \Delta h = \lambda_u / 2.8 \quad (3.3)$$

若以中间频率 f_m 表示, 即 $f_m = (f_u + f_e) / 2$

$$\text{则有 } \Delta h = \lambda_m / 4.48 \quad (3.4)$$

其中 λ_u 和 λ_m 是与 f_u 和 f_m 相应的波长。

(2) Ricker 准则

设 b 为子波主瓣两侧拐点间的间隔, 则 $d t=b$ 时的厚度为最小可分辨的厚度 (分辨极限)。如果用子波的时间导数来表示, 则分辨极限是子波导数两个异号极值点的间距。

若 Ricker 子波为

$$b(t) = [1 - 2(\pi f_p t)^2] \cdot \exp(-\pi f_p t)^2 \quad (3.5)$$

$$\text{则有 } \Delta h = v / (6.0 f_p) = \lambda_p / 6.0 \quad (3.6)$$

其中, v 为层速度 (m/s), f_p 为子波谱的峰值频率, λ_p 为与峰值频率相应的波长。

若子波为 Sinc 子波:

$$b(t) = 2f_u \cdot \sin(2\pi f_u t) / (2\pi f_u t) - 2f_e \cdot \sin(2\pi f_e t) / (2\pi f_e t) \quad (3.7)$$

$$\text{则有 } \Delta h = \lambda_u / 3.02 \quad (3.8)$$

若以中间频率 f_m 表示

$$\text{则有 } \Delta h = \lambda_m / 4.83 \quad (3.9)$$

其中 $f_m = (f_u + f_e) / 2$

以上各式中, λ_u 和 λ_m 是与 f_u 和 f_m 相应的波长。

(3) Widess 准则

设 Δh 为地层厚度, λ 为波长, 则分辨率的极限是 $\Delta h = \lambda / 4$ 。当 $\Delta h > \lambda / 4$ 时是可以分辨的。另外, Widess 利用子波主极值 b_M 的能量与子波总能量 E 之比来定义分辨能力 P

$$P = b_M^2 / E \quad (3.10)$$

$$\text{而 } E = \int_{-\infty}^{\infty} b^2(t) \cdot dt = \Delta \sum_k b_k^2$$

即子波 $b(t)$ 所有样点值的能量之和与采样间隔 Δ 的乘积。可以看出 p 一般小于 $1/\Delta$, 只有当子波是冲击函数时, 分辨能力 p 才能达到 $1/\Delta$ 。以下是两个例子。

(1) 以 Ricker 子波为例, 设 f 为 Ricker 子波的一个参数约为视主频的 0.9 倍。则可以导出 $p \approx 3.34 f$

可知, 分辨能力与视频率成正比。

(2) 以带通子波为例, 设子波为零相位, 频带范围从 f_1 至 f_2 , 即子波为:

$$b(t) = (\sin 2\pi f_2 t - \sin 2\pi f_1 t) / \pi t \quad (3.11)$$

则有 $P = 2(f_2 - f_1)$

可知, 分辨能力与频带宽度成正比。

零相位子波是一种理想子波, 由于其具有准确的数学表达式且易于对分辨率进行理论分析, 所以很多分辨率的讨论都是采用这种子波来进行的。而实际地震子波是非零相位子波, 主要是混合相位子波, 尤其是炸药激发形成的子波; 可控震源虽然可以激发出零相位子波, 但是, 经表层(低低速层及高速层)衰减后仍然是混合相位子波。

对零相位、最小相位及混合相位子波分辨率的计算分析表明, 无论哪种子波, 随着频带的加宽, 子波的分辨率逐渐变高; 而在窄频带时, 三种子波的波形差别不大; 但当频宽在一个倍频程以上时差别就大了, 同样的频带, 以零相位子波的分辨率为最高, 而另两种子波的分辨率较低。

从子波的相位谱角度来讲, 零相位子波是双边子波, 而实际子波是单边子波。单边子波的起跳时间就是反射波的到达时间。当子波的振幅谱已知时, 零相位子波是唯一的, 但单边子波可以有很多个, 其波形各不相同。所以, 对于单边子波而言, 其分辨率与相位谱的关系不在于相位值的大小, 而在于相位谱对直线的偏差。直线相位谱与零相位谱的差别在于子波有一个时移, 而分辨率并无差别。结论是, 相位谱与直线的偏差越小, 分辨率越高。此处的相位谱不是指相位主值, 而是频率的连续函数^[11]。

3.1.1.2 横向分辨率

地震勘探中的横向分辨率(空间分辨率)的基本含义是, 地震资料在水平方向上所能分辨的最小地质体的能力, 所以又分为水平叠加时间剖面的横向分辨率与叠加偏移剖面的横向分辨率。一般的讨论都限于偏前, 而偏后的横向分辨率很难讨论清楚。但无论如何, 横向分辨率仍是一个空间-时间问题。

第一 Fresnel 带与横向分辨率的标准

Fresnel 带是三维概念而不是二维概念, 在偏前主要用第一 Fresnel 带来讨论横向分辨率问题。

根据惠更斯原理, 地面记录到的反射信号应视为反射面上各二次震源发出的振动之和, 这说明反射波并不是来自反射面上某一反射点的贡献, 而是一个面积上的贡献。第一 Fresnel 带的含义就是, 当入射波前与反射面相交形成反射时, 波前面相位差在 $\lambda/4$ 以内的那些点所发出的二次振动将在接收点形成相长干涉, 使记录的能量增强, 而在该区以外各点发出的二次振动则相互抵消, 这个区域是产生反射的有效面积, 即第一 Fresnel

带。该带直径的一半即为第一即第一 *Fresnel* 带半径。如果地质体的宽度比第一 *Fresnel* 带小，则反射将表现出点绕射相似的特征，地质体的宽窄不能被分辨；只有当地质体的宽度大与第一 *Fresnel* 带时才能被分辨。所以，第一 *Fresnel* 带的大小就定为确定横向分辨率的标准。这个标准也是一个相对的概念，因为它受多种因素的影响。

设界面深度 h ，地层为各向同性弹性介质，自激自收的双程时为 t ，地层速度 v ，地震波主频 f_c ，通过推导可得横向分辨率 r 为

$$r = v/2 \cdot (t/f_c)^{1/2} \quad (3.12)$$

由此得到的结论是：

(1) 第一 *Fresnel* 带的大小与地震波频率有关。其直径或半径与地震波主频的平方根成反比；实际上，反射子波包含了不同的频率成分，每个频率成分都有不同的 *Fresnel* 带，所以，这种关系对每个频率成分都适用。

(2) 第一 *Fresnel* 带（直径或半径）与深度的平方根成正比。

(3) 第一 *Fresnel* 带（直径或半径）与速度成正比。

偏移后横向分辨率

偏移后横向分辨率是很难准确分析的，它受到以下因素的影响：

(1) 横向采样间隔的影响，即 *CMP* 距 ΔX 的影响。在同一深度时，横向分辨能力的极限是 ΔX ，小于 ΔX 宽度的地质体是不可能分辨的。

(2) 偏移速度与实际速度的误差。

(3) 偏移算法的精度，包括采用的方程和数值算法。

(4) 资料的信噪比。

(5) 采用叠后偏移时，还受到非共反射点叠加的影响。

垂向分辨率与横向分辨率的关系

对于偏移剖面来讲，由于偏移过程是使波场向下延拓直到 $T = 0$ ，即使之趋近于地质体，所以第一 *Fresnel* 带变小，因而横向分辨率得以提高。横向分辨率受到垂向分辨率的限制。若只考虑垂向分辨率的影响时，横向分辨率 ΔH 与垂向分辨率 ΔZ 有下列关系

$$\Delta H = \Delta Z / \sin a \quad (3.13)$$

式中 a 为偏移角。即当垂向分辨率越高、偏移角越大，则横向分辨率越高。

通过对垂向分辨率与横向分辨率的整体分析，可以得到以下几点认识：

(1) 两种分辨率的讨论都是建立在波的叠加理论以及无噪声基础上的。

(2) 要提高地震波的分辨率, 必须有宽、高频的地震信号, 提高信号的频率可以提高分辨率, 但是两者不是简单的线性关系。

(3) 垂向分辨率与横向分辨率是相互关联的; 在确定最佳激发子波以努力提高垂向分辨率的同时, 横向分辨率也得以提高; 如果垂向分辨率很低, 则横向分辨率也不会高。

(4) 要提高实际资料的两种分辨率必须首先提高资料的信噪比。

3.1.2 影响资料分辨率的主要因素

影响分辨率的主要因素有地震子波的频率成分与频带宽度、信噪比、时间、空间采样率、炮检距、子波形状、子波的吸收与衰减作用等^[12]。

3.1.2.1 分辨率与地震子波的主频与频带宽度

子波的带宽分为绝对宽度与相对宽度。设带通子波的上限频率为 f_2 , 下限频率为 f_1 , 则绝对宽度 B 为

$$B = f_2 - f_1 \quad (3.14)$$

相对宽度 R 为

$$R = f_2 / f_1 \quad (3.15)$$

若采用倍频程数表示法则为

$$OCT = 3.32 \text{Log}_{10} (f_2 / f_1) \quad (3.16)$$

当然, 子波分辨率的高低主要由绝对频宽来衡量, 而不能只看相对频宽, 相对频宽决定子波的相位数。在零相位子波条件下, 频宽与分辨率有如下关系:

- (1) 绝对宽度越大, 则子波的脉冲性越好, 分辨率就越高。
- (2) 绝对宽度不变测不论主频如何, 其分辨率不变。
- (3) 绝对宽度不变, 主频越高则相对宽度越小, 即子波相位数越多, 此时分辨与主频无关。
- (4) 相对宽度不变, 则子波相位数不变, 此时主频越高绝对宽度就越大, 子波分辨率越高。

虽然以上结论是由零相位子波条件下导出的, 对非零相位子波不一定完全适用, 但是可以作为参考。波长越短或主频越高分辨率越高, 分辨率与子波的频带宽度和频率成分有如下关系:

- (1) 当子波的频带较窄时, 相同频带宽度对应的子波分辨率基本相同; 分辨率主

要取决于频带宽度，频带越宽对应子波延续度越短，分辨率越高；

(2) 当子波的频带较宽时，分辨率主要取决于上限频率，但也要考虑到低频成分；

(3) 子波的分辨率与其频带宽度成正比，与子波的长度成反比；

(4) 在相同振幅谱的条件下，零相位子波的分辨率最高，说明分辨率与子波的相位有关。

3.1.2.2 分辨率与信噪比

Widess 把有噪声时的分辨能力定义为

$$P_n = \frac{\left[\int_{-\infty}^{\infty} S(f) \cos \theta(f) df \right]^2}{\int_{-\infty}^{\infty} S^2(f) df + N^2(f) df} \quad (3.17)$$

式中 $S(f)$ 和 $N(f)$ 分别为信号和噪音的振幅谱， $\theta(f)$ 为信号的相位谱。

设无噪声条件下的分辨能力为 P ，则有

$$P_n = P / \left[1 + \int N^2(f) \cdot df / \int S^2(f) df \right] \quad (3.18)$$

即分辨能力由信噪比决定。若用 R^2 表示信噪能量比，则有

$$P_n = P / (1 + 1/R^2) \quad (3.19)$$

可见，当 R 增加时有利于分辨率的提高，但是，如果同时损失了信号的一些频率成分，分辨率会下降。

通过定义“有效频宽”与“无效频宽”，即 S/N 大于 1 的频段上的频宽为“有效频宽”， S/N 小于 1 的频段上的频宽为“无效频宽”，进一步提出了“视觉信噪比”与“视觉分辨率”的概念，从而有利于对实际资料进行分析。

若用 $A_x(f)$ 表示信号与噪声的合成， $R_s(f)$ 表示频域含信比， $R_n(f)$ 表示频域含噪比，则视觉信噪比 $VISNR$ 可表为

$$VISNR = \left[\sum A_x(f) \cdot R_s(f) \right] / \left[\sum A_x(f) \cdot R_n(f) \right] \quad (3.20)$$

其中， $R_s(f) = A_s(f) / [A_s(f) + A_n(f)]$

$$R_n(f) = 1 - A_s(f) / R_n(f)$$

若用 $A_{x0}(f)$ 表示信号加噪声地震道的归一化振幅谱（最大值为 1）， $A_{x\max}(f)$ 表示地震道振幅谱中的极大振幅值，频率值 $m = 0 \sim 3/4 f_N$ (f_N 为 Nyquist 频率)，则视觉分辨率 ($VIRS$) 就为

$$VIRS = [\sum A_x(f) \cdot R_s(f)] / m \quad (3.21)$$

当然，要利用此式就必须对资料进行信噪分离。

3.1.2.3 子波的形状

在相同振幅谱的条件下，最小相位子波是长度最短的单边子波，而双边的零相位子波比最小相位子波更短。也就是在相同振幅谱的子波中，零相位子波能量最集中。零相位子波的旁瓣峰值与主瓣峰值之比最小，其延续长度最短，因而它的分辨率最高。另外，零相位子波的最大峰值直接对应反射脉冲，因而可较准确地确定反射界面的空间位置，便于解释和反演。因此在地震数据处理中，一般都把最小相位子波转换成零相位子波后输出。在地震资料中地震子波很难求取，所以常在频域上研究，Widess 把有噪声时的分辨能力定义为

$$p = \frac{[\int_{-\infty}^{\infty} B(f) \cos \theta(f) df]^2}{\int_{-\infty}^{\infty} B^2(f) df} \quad (3.22)$$

式中 $S(f)$ 和 $N(f)$ 分别为信号和噪音的振幅谱， $\theta(f)$ 为信号的相位谱，相位谱是以时域中子波的最大样点值为时间零点计算的。

若取 $b_m = \int_{-\infty}^{\infty} B(f) \cos \theta df$ 为子波的最大样点值 $E = \int_{-\infty}^{\infty} [B^2(f) + N^2(f)] df$ 为子波的总能量，则有 $p = \frac{b_m^2}{E}$ ，但子波的频谱很难求得。假设反射系数序列为白色的，此时反射系数序列的谱为常数，这样可用记录的振幅谱代替子波的振幅谱，但相位还是不知道，可设为最小相位或零相位。

在振幅谱相同的条件下，零相位子波的分辨率最高。此时 Widess 把含有噪声影响的地震记录的分辨率定义为

$$p_n = \frac{[\int_{-\infty}^{\infty} S(f) \cos \theta df]^2}{\int_{-\infty}^{\infty} S^2(f) df + N^2(f) df} \quad (3.23)$$

当子波为零相位时，即 $\theta(f) = 0, \cos \theta(f) = 1$ 时，分辨率 p_n 最高。另外，可以将 $p = \frac{b_m^2}{E}$

改写成 $p = \frac{b_m^2}{E} = \frac{b_m^2}{E_m} \times \frac{E_m}{E}$ 式中， E_m 为子波主瓣所含能量，这样可将子波主瓣宽度、主

瓣旁瓣能量比、尾部震荡振幅与分辨率之间的关系反映出来： $\frac{b_m^2}{E_m}$ 为主瓣时间宽度指标，一般小于信号子波的主瓣宽度，如主瓣能量 E_m 不变，则主瓣峰值 b_m 越大，主瓣越窄； $\frac{E_m}{E}$ 称为波形指标，即主瓣能量与子波总能量之比，当 $\frac{E_m}{E} = 0$ 时，即子波主瓣能量与总能量之比可忽略时，分辨率为零，当 $E_m/E \approx 0$ 时，即旁瓣能量很小，子波主瓣能量几乎等于子波总能量，即子波近于尖脉冲情况，此时分辨率最高。

3.1.2.4 时间和空间的采样率

地震勘探数字记录在时间和空间域都要进行采样，而且采样间隔都要满足采样定理才不会出现假频。在时间域按一定间隔采样，把连续信号 $X(t)$ 变成离散信号 $X(n\Delta)$, $n = \pm 1, \pm 2, \dots$ 。这样得到的离散信号能否恢复为原来的连续信号呢？采样定理证明：如果信号 $X(t)$ 的截止频率为 f_c （尼奎斯特频率），当 $|f| \geq f_c$ 时，其频谱 $X(f) = 0$ ，只要采样间隔 $\Delta \leq \frac{1}{2f_c}$ 时，采样信号 $X(n\Delta)$ 可以精确地恢复原来的信号 $X(t)$ 。一般在时域方向采样间隔可以足够密，如果需要还可以进行内插加密，但也不是越密越好，过密会带来噪声干扰。因此，认为采用高采样率就能提高地震记录的分辨率不一定正确。地震勘探在空间上总是离散采样的，空间采样间隔过大，影响到横向分辨率，一般应小于第一菲涅耳带的半径。近几年的高分辨率勘探设计在时间和空间采样都能满足要求，所以对于资料分辨率的影响不是大问题。

3.1.2.5 分辨率与炮检距

由于实际地震勘探中采用的是非零炮检距的采集方法，而不同炮检距时的地震波的分辨率是不同的，总的规律是，随着炮检距的增大分辨率降低。这是由于随着炮检距的增加地震波传播的路径增加，其高频成分的吸收衰减增大。不过，目前还难于从理论上对此作出准确的分析。

3.1.2.6 地震子波的吸收衰减作用

地震记录的分辨率与反射波的频率有关。地震波在大地传播时，因地层的吸收衰减作用或大地的滤波作用，其能量会衰减，且随着频率的增高而加剧。10Hz 频率成份衰减量为 5.4dB，而 120Hz 频率成份衰减量为 65dB，相差近 60dB。因此，地震波的频带变窄或频率变低，都会降低分辨率。大地对地震波的吸收作用，其振幅衰减部分可用下

式表示, 即 $A(f, t) = A(f, 0)\exp(-\pi f Q^{-1}t)$ 设 $S(f)$ 为大地滤波因子, 即 $S(f) = \exp(-\pi f Q^{-1}t)$ 或 $S(f) = -27.3 - \pi f Q^{-1}t$ 式中, $A(f, 0)$ 为起始振幅, t 为波旅行时, Q 为大地介质的品质因子。 Q 值与岩石的颗粒大小、孔隙度、孔隙流体类型及含量有关。一般疏松干燥介质的 Q 值较小, 波传播能量损失大; 而致密地层的 Q 值大, 传播能量损失小。砂岩的 Q 值范围为 10~50, 泥岩为 25~75, 灰岩为 50~190。通常情况每个旅行波长的衰减可高达 30dB。低速、疏松和较厚的地表风化层对地震波的高频成分衰减起着很大作用, 这对高分辨率地震勘探是很不利的。在相同旅行时间情况下, Q 值越小, 随着频率的增高, 振幅衰减越严重。但对于相同 Q 值, 随着旅行时间 t 的增大, 高频地震波的振幅衰减更严重。由此可知, 地震记录的分辨率, 由于大地的滤波作用, 地震波穿过地层越深, 高频成分衰减越大, 即分辨率随勘探深度的加大而降低。

3.1.2.7 提高分辨率的措施

根据以上分析并结合大平工程地震资料的特点, 目前采用改善与提高分辨率的主要方法与措施有^[13]:

- (1) 要求野外采集满足时间与空间采样定理, 保证采集资料的时空精度, 同时采集时尽量提高接收资料的信噪比, 震源要有较宽的有效频带宽度;
- (2) 处理中采用较密的时间采样, 通常要与野外采集密度相同, 尽可能将野外获得的数据应用于处理过程中;
- (3) 使用零相位子波进行反褶积处理, 可在共炮域和共接收点域分别进行地表一致性褶积处理, 拓宽资料的有效频带宽度, 提高叠前资料的分辨率;
- (4) 对叠前资料采用综合有效的噪音衰减方法, 最大程度提高资料信噪比;
- (5) 进行地表一致性振幅与能量的补偿处理, 补偿中深地层的能量损失, 相对提高中深层的分辨能力;
- (6) 采用分频剩余静校正解决剩余时差问题, 保证资料的有效频率成份不损失;
- (7) 进行精细准确的速度分析, 确保同相校正与叠加成像;
- (8) 对叠后资料进行有效的随机噪音衰减, 再进行高频补偿处理, 拓宽叠后资料的频带宽度。

3.2 时间域滤波和频率域滤波

时间域滤波和频率域滤波只考虑了一个变量的情况, 都是利用了有效波和干扰波在频谱上的差异。一维频率域滤波目的就是滤除与有效波有不同频谱分布的干扰波, 滤波

器按干扰波的不同分布，常设计成以下四种类型：低通滤波器、带通滤波器、带陷滤波器和高通滤波器。对于较高的高频干扰，可通过低通滤波把高频干扰出去；地震有效波通常在一有限的频带内，把相对于地震有效波太低和太高的频率成分滤去，可用带通滤波器；带陷滤波器主要消除某些特殊的干扰，如工区经过高压线产生 50Hz 工业干扰，可进行 50Hz 的陷波处理；在地震资料中，频率很低的面波，可采用高通滤波器滤除。实际上，地震波在地下传播时，既有空间的变化，也有时间的变化，要考虑两个变量的情况，进行二维滤波。二维滤波可在时空域 (T-X 域) 实现，也可在二维傅氏变换域 (F-K 域) 实现^[6]。

3.2.1 二维滤波原理

二维滤波的提出

视波速与视速度之间存在下面的关系

$$k^* = \frac{f}{V^*} \quad (3.24)$$

式中 f ——频率；

V^* ——地震波的视速度；

k^* ——地震波的视波数，简称地震波的波数。

式 (3.24) 说明，具有某种视速度而包含许多频率成分的波所对应的波数常常在一个相当大的范围内分布。当有效波与干扰波存在视速度差异时，它们的波数谱却往往有一部分是重合。在这种情况下使用波数滤波，一方面有可能滤掉有效波的某些频率成分，降低了地震勘探的纵向分辨率；另一方面也可能会使干扰波的某些频率成分通过，而不利于信噪比的提高。（地震勘探中的“组合”、“混波”实际上就是一种波数滤波。当有效波的视速度为无穷大时，这些方法的效果是很理想的，否则它们将存在波数滤波的上述缺点。）

对地震记录 $y(t, x)$ ，可以利用二维傅氏变化求出其对应频率—波数谱，即

$$Y(f, k) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} y(t, x) e^{-i2\pi(f t + k x)} dt dx \quad (3.25)$$

式中表明，地震记录 $y(t, x)$ 是由频率为 f ，波数为 k 的频波成分 $Y(f, k) e^{i2\pi(f t + k x)}$ 叠加而成。 $|y(f, k)|$ 称为 $y(t, x)$ 的振幅谱。由于地震波并不是沿地面传播的，所以地震记录对应的波数 k 实际上只是视波数 k^* 。

3.2.2 二维滤波概述

在二维滤波中，滤波器的滤波因子是 t 和 x 的二元函数，它可以表示为 $h(t, x)$ 。在时间—空间域的二维滤波靠二维褶积运算完成，其公式为

$$\bar{y}(t, x) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} h(\tau, \xi) y(t - \tau, x - \xi) d\tau d\xi \quad (3.26)$$

式中 $y(t - \tau, x - \xi)$ ——滤波前地震记录在 $x - \xi$ 处， $t - \tau$ 时刻的值；

$\bar{y}(t, x)$ 二维滤波后的地震记录在 x 处 t 时间的值。该式所示是二维线性滤波。

滤波因子 $h(t, x)$ 的傅氏变换为滤波器的频波响应。

$$H(f, k) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} h(t, x) e^{-i2\pi(ft+kx)} dt dx \quad (3.27)$$

通过式 (3.27) 可以证明：在二维滤波中，时间—空间域的褶积运算对应频率—波数域的乘积运算。在频率—波数域二维滤波公式为：

$$\bar{Y}(f, k) = H(f, k) Y(f, k) \quad (3.28)$$

式中 $Y(f, k)$ ——滤波前地震记录 $y(t, x)$ 的频波谱；

$\bar{Y}(f, k)$ ——二维滤波后地震记录 $\bar{y}(t, x)$ 的频波谱。

从它可求得 $\bar{y}(t, x)$ ，其公式为

$$\bar{y}(t, x) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \bar{Y}(f, k) e^{i2\pi(ft+kx)} df dk \quad (3.29)$$

离散化的时—空域二维数字滤波公式为

$$\bar{y}(n\alpha, m\beta) = \alpha\beta \sum_{v=-N}^N \sum_{\mu=-M}^M h(v\alpha, \mu\beta) y((n-v)\alpha, (m-\mu)\beta) \quad (3.30)$$

式中 α ——时间域的采样间隔；

β ——空间域的采样间隔。

二维滤波器频波响应与滤波因子之间关系的离散化表达式为

$$H(f, k) = \alpha\beta \sum_{v=-N}^N \sum_{\mu=-M}^M h(v\alpha, \mu\beta) e^{-i2\pi(fv\alpha + k\mu\beta)} \quad (3.31)$$

从数学上说明二维滤波提高记录信噪比的原理。

二维滤波器输入的地震记录为有效波与干扰波的和, 即

$$y(t, x) = s(t, x) + n(t, x) \quad (3.32)$$

式中 $s(t, x)$ ——有效波;

$n(t, x)$ ——干扰波。

由于二维滤波是线性滤波, 从式 (3.32) 可得

$$\bar{y}(t, x) = \bar{s}(t, x) + \bar{n}(t, x) \quad (3.33)$$

式中 $\bar{s}(t, x)$ ——有效波 $s(t, x)$ 经过二维滤波后的输出;

$\bar{n}(t, x)$ ——干扰波 $n(t, x)$ 经过二维滤波后的输出;

$\bar{y}(t, x)$ ——地震记录 $y(t, x)$ 经过二维滤波后的输出。

如果在频率波数域上考虑问题, 二维滤波输出的频波谱

$$\bar{Y}(f, k) = \bar{S}(f, k) + \bar{N}(f, k) \quad (3.34)$$

式中 $\bar{Y}(f, k)$ ——地震记录的二维滤波输出 $\bar{y}(t, x)$ 的频波谱;

$\bar{S}(f, k)$ ——有效波的二维滤波输出 $\bar{s}(t, x)$ 的频波谱;

$\bar{N}(f, k)$ ——干扰波的二维滤波输出 $\bar{n}(t, x)$ 的频波谱。

$$\bar{S}(f, k) = S(f, k)H(f, k) \quad (3.35)$$

$$\bar{N}(f, k) = N(f, k)H(f, k) \quad (3.36)$$

式中 $H(f, k)$ ——二维滤波的频波谱。

假如输入记录中有效波与干扰波的频波谱是分离的, 即有

$$S(f, k) = 0 \quad (f, k) \notin D \quad (3.37)$$

$$N(f, k) = 0 \quad (f, k) \in D \quad (3.38)$$

这时, 只要是滤波器的滤波响应为

$$H(f, k) = 1 \quad (f, k) \in D \quad (3.39)$$

$$H(f, k) = 0 \quad (f, k) \notin D \quad (3.40)$$

就可以通过二维滤波把有效波从记录中分离出来。在实际问题中只要求有效波与干

扰波的频波谱大致分离就可以用二维滤波提高信噪比。

3.2.3 地震勘探中常见的几种二维滤波

(1) 扇形滤波

扇形滤波可以滤掉地震记录中视速度较低的以及频率大于截止频率的频波成分。假若这些成分是干扰波，那么扇形滤波可以提高信噪比。

扇形滤波器频波响应为

$$H(f, k) = 1, \left| \frac{f}{k} \right| \geq V_1, \text{ 且 } |f| \leq f_1 \quad (3.41)$$

$$H(f, k) = 0 \quad (3.42)$$

根据二维傅氏变换可以求出扇形滤波器的滤波因子，即

$$h(t, x) = \int_{f_1}^{\infty} df \int_{\frac{x}{V_1}}^{\infty} \frac{1}{V_1} e^{2\pi i(fx+kt)} = \frac{1}{2\pi^2 x} \left[\frac{1 - \cos 2\pi(\frac{x}{V_1} + t)f_1}{\frac{x}{V_1} + t} + \frac{1 - \cos 2\pi(\frac{x}{V_1} - t)f_1}{\frac{x}{V_1} - t} \right] \quad (3.43)$$

其离散形式为

$$h(v\alpha, \mu\beta) = \frac{\alpha\beta}{2\pi^2 \mu\alpha} \left[\frac{1 - \cos 2\pi(\frac{\mu\beta}{V_1} + v\alpha)f_1}{\frac{\mu\beta}{V_1} + v\alpha} + \frac{1 + \cos 2\pi(\frac{\mu\beta}{V_1} - v\alpha)f_1}{\frac{\mu\beta}{V_1} - v\alpha} \right] \quad (3.44)$$

(2) 切饼式滤波

切饼式滤波可以滤掉地震记录中高视速度、低视速度和频率高于截频的频谱成分。假如这些成分是干扰波，那么切饼式滤波可以提高信噪比。有时地震记录上的干扰波并不是高视速度、低视速度和高频的，但可以把地震记录进行某些处理，使上述条件成立。这样仍可以用切饼式滤波提高信噪比。比如想消除多次波干扰时，可以把地震记录现按照多次波对应的叠加速度进行动校正，使多次波的视速度最大。这时利用切饼式滤可以把它消除掉。然后用多次波对应的叠加速度进行反动校正。最终可以得到基本不含多次波干扰的地震记录。

切饼式滤波的频谱响应为：

$$H(f, k) = 1, V_1 \leq \left| \frac{f}{k} \right| \leq V_2 \text{ 且 } |f| \leq f_r \quad (3.45)$$

$$H(f, k) = 0 \quad (3.46)$$

切饼式滤波的频谱响应为截止视速度 V_1 ，截止频率为 f_1 的扇形滤波器频波响应 $H_1(f, k)$ 与截止视速度为 V_2 ，截止频率为 f_1 的扇形滤波器频波响应 $H_2(f_1, k)$ 之差，即

$$H(f, k) = H_1(f, k) - H_2(f_1, k) \quad (3.47)$$

同时

$$h(t, x) = h_1(t, x) - h_2(t, x) \quad (3.48)$$

式中 $h_1(t, x)$ 截止视速度为 V_1 、截止频率为 f_1 的扇形滤波器的滤波因子； $h_2(t, x)$ 截止视速度为 V_2 、截止频率为 f_1 的扇形滤波器的滤波因子。

3.2.4 频率滤波参数选择的基本原则

首先，当有效波的频谱与干扰波的频谱不重叠时，滤波器频率特性中心频率应与有效波的主频相同。滤波器的通频带应与有效波的频谱宽度一致，当有效波与干扰波的频谱发生重叠时，滤波器的主频应与有效波频谱同干扰波频谱之比值最大处的频率相同。

其次，信号的频谱宽度与信号的延续时间成反比，因此滤波器的通频带越窄，则选择性越好；但会使信号被滤波后频带也变窄，延续时间增长，降低了分辨能力。可见一个滤波器的选择性和分辨能力是矛盾的。应当根据要解决的问题的具体情况，合理地选择。当干扰波不太严重，主要是研究薄层时，可以较多地考虑分辨率能力；当干扰波较强，主要研究厚层时，可以把选择性当作主要方面来考虑。

第三，一般来说，从浅层到深层，反射波的主频要降低，所以对同一道，由浅到深不应采用同一种滤波特性。在断裂发育地区，为了勘探小断层，应采用比较宽的通频带以提高分辨率能力。

第四、选择频率特性的步骤，主要采用对原始地震记录进行频谱分析，了解干扰波和有效波的频谱特点和有效波频谱从浅到深的变化规律，作为设计滤波特性的依据。也可以用频率扫描，即用几种不同的滤波特性，对同一段资料进行滤波，通过分析不同滤波特性的实际效果进行选择^[14, 15]。

第四章 覆岩采动破坏规律以及采空区波动特征

4.1 覆岩采动破坏规律

根据相似材料模拟实验结果，工作面上覆岩层主要表现为弯曲沉降、垂直或斜交于层面方向的开裂或断裂、沿层面方向的离层或开裂等形式的变形破坏，以及垮落、水平串动或转动的形式的移动。图 4.1 为工作面上覆岩层变形破坏形式示意图。

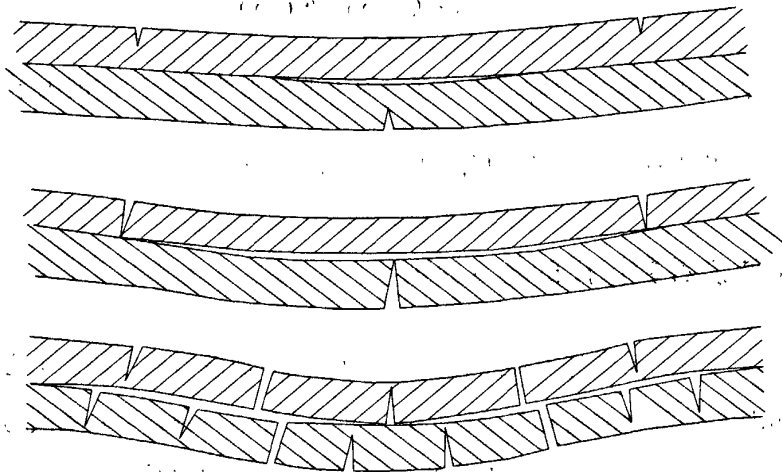


图4.1 岩层变形破坏方式示意图

Fig. 4.1 The sketch map of the distortion failure mode of the terrane

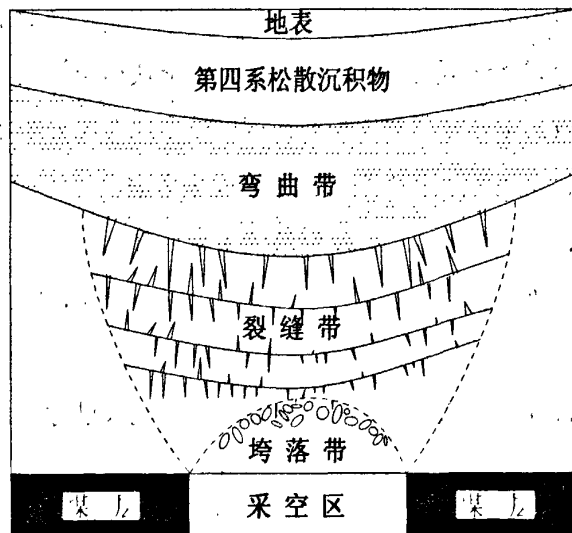


图4.2 采空区覆岩破坏示意图

Fig. 4.2 The sketch map of destruction of the mantle rock of the mined-out area

采空区上覆岩层中以不同形式变形破坏与移动的岩层,其破坏、变形具有明显的分带性,并组合成自下而上的弯曲带、裂缝带和垮落带,如图4.2。当浅部开采时,裂缝带可以发展到地表。

4.1.1 水平煤层采空区的特征

煤层赋存于成层分布的煤系地层中。煤层被开采后形成采空区,破坏了原有的地应力平衡,采区周围岩体的原始应力失去原来的平衡状态,应力将重新调整直至达到新的平衡,从而致使岩体发生移动。这类运动极其复杂,视具体条件不同而不同,具有显著的个性与随机性。采空区上覆岩层的变化形式是极其复杂的。当开采面积较小,且煤层顶板为塑型岩性并保存完整时,同时由于残留煤柱较多,应力转移到煤柱上,未引起地层变动,但多数采空区在重力和地层应力作用下,顶板塌陷、冒落,由此形成了垮落带、裂缝带和弯曲带^[16]。

当采空区范围较小而采深较大时,采空区上覆岩体的移动可能不波及地表。而当采空区范围较大而采深较小时,其上覆岩体的移动就会波及到地表,并引起地表下沉,下沉所涉及的整个范围称之为下沉盆地,在矿区称为塌陷区。当开采空间跨度足够大,即使完整坚硬的顶板,也会因受力强度超过极限而垮塌、冒落。实际上,由于大多数岩体都含有各类地质弱面,将岩体切割成一系列弱联接的嵌合体或各式各样的组合体,这种岩块体在围岩应力与自重共同作用下保持平衡。当矿体被采空后,紧靠采空区的岩体应力平衡状态被破坏,岩体产生移动、垮落,并将这种过程传递给相邻的岩块体,随之垮落相继发生,顶板岩块的移动逐渐发展,破裂区逐渐扩大。同时,采空区被垮落岩体填充,被破坏的岩体的应力状态逐渐恢复平衡。

挤压与拉张是煤矿区常见的两种应力状态,其对采煤沉陷的控制作用不可忽略。在以拉张变形为特色的伸展构造区,采煤沉陷相对比较强烈;而当煤矿区处于挤压构造应力状态时,岩体的力学强度会显著增强,采煤沉陷相对较弱,或表现滞后。

煤层开采后,上覆岩层自上而下可以分为5个区:(1)弹性区——岩体在开采影响下未发生任何破坏;(2)塑性变形区——韧性岩层发生塑性变形,脆性岩层发生剪切破坏;(3)拉张裂隙区——某一方向的拉力超过岩体的抗拉强度而产生一定方向的张裂隙;(4)拉张破坏区——在双向拉应力作用下,岩层被拉断、拉开而产生大变形,岩层以冒落为主;(5)局部拉张区——由于覆岩整体向采空区下沉,在下沉范围的边缘出现拉应力,使岩体发生某种程度的张裂隙。一般情况下,这些张裂隙与拉张裂隙区不沟通,其间有未破坏区和塑性变形区相隔。

拉张破坏区主要分布在采空区上方拉应力区岩层内；其上部发育拉裂隙区，产生单向或双向裂隙；塑性变形区主要发生在支撑压力区和拉张裂隙区之上的下沉盆地中岩层内，其上岩层处于未破坏区。由此，可以将弹性区和塑性变形区划分成弯曲下沉带，将拉张裂隙区划分成裂缝带，而将拉张破坏区及局部拉张区划分成垮落带。为此，将岩层应力超过了屈服强度或抗剪强度而开始发生塑性变形或剪切破坏的岩层高度定为裂缝带的上限，而将岩层双向拉应力都超过了抗拉强度而开始发生大变形的岩层高度定为裂缝带的下限。

垮落带：煤层采空上部岩层出现坍塌。垮落带又称垮落带，是指由采空区上覆岩体在自重的作用下破碎、冒落、堆积而成的区段，其范围主要由顶板岩层碎胀性、采矿方法与矿层厚度所决定。垮落带的形成往往是多次的，第一次冒落充满采空区的松散岩块在其自重和上覆岩层的垂直位移所产生的压力作用下，逐渐被压实，又形成一定的自由空间，随着上覆岩层进一步变形引起第二次冒落，如此多次反复后才终止冒落^[7]。当开采深度不大时，垮落带可直达地表，这种情况下，地表移动变形是不连续的。

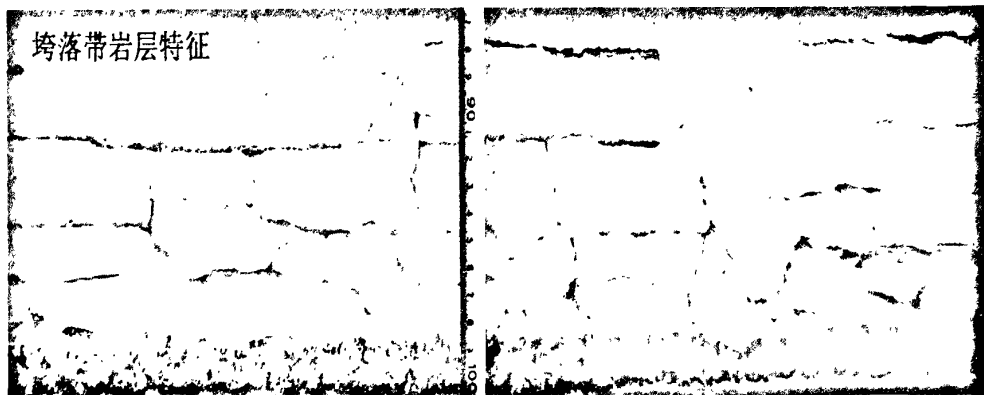


图4.3垮落带岩层破坏特征（引自《大平煤矿三台子水库下N1S1试采面综放开采技术研究总结报告》）

Fig. 4.3 The destruction feature of the terrane of the inbreak belt

裂缝带：垮落带上方岩体因弯曲变形过大，在采空区上方产生较大的拉应力，两侧受到较大的剪应力，因而岩体出现大量裂隙，岩石的整体性受到破坏。裂缝带又叫裂隙带或破裂弯曲带，是指位于垮落带之上，具有与采空区连通的导水裂隙，但连续性未受破坏的那一部分岩层。这带岩体由于受到较大的横向拉力，弯曲变形较大，故常常出现明显的裂缝以至断裂，使岩体结构类型发生改变，降低了岩体的强度。它主要由岩层的相对滑移而生成，其厚度大体与垮落带相当，与垮落带并无明显分界线。裂缝带的裂缝主要有两种：一种是垂直或斜交于岩层的新生张裂缝，主要是岩层向下弯曲受拉而产生，它可部分或全部穿过岩石分层，但其两侧岩体基本无相对位移而保持层状连续性；另一种是沿层面的离层裂缝。离层裂缝主要是因岩层间力学性质差异较大时，岩层向下弯曲移动不同步所致。离层裂缝要占据一定空间，致使上部覆岩和地表下沉量减少。一般说

来，在采空区形成两个月左右之后，裂缝带发育最高。

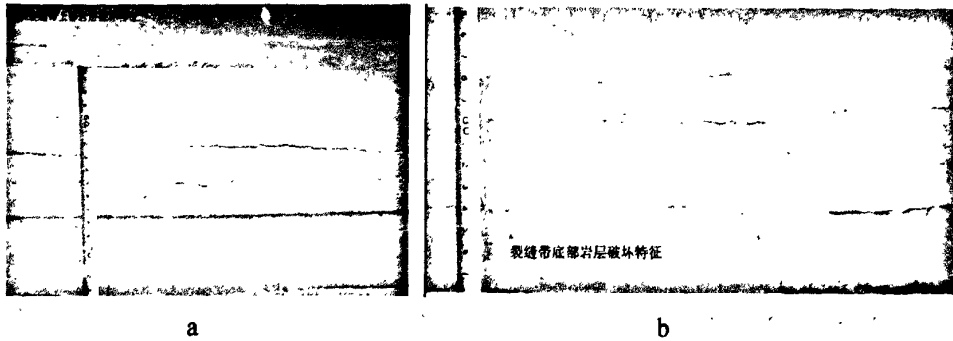


图 4.4 裂缝带岩层破坏特征(引自《大平煤矿三台子水库下 N1S1 试采面综放开采技术研究总结报告》)
a 底部岩层 b 中上部岩层

Fig. 4.4 The destruction feature of the terrane of the fracturation belt
a basal bed b upper part terrane

弯曲带：裂缝带以上直到地面，在自重应力作用下产生弯曲变形而不再破裂。弯曲带又叫整体移动带，是指裂缝带顶界到地表的那部分岩层。随着距离采空区的间距增加，上覆岩层的破坏程度减弱，且裂缝逐渐消失，岩体将发生大范围移动和变形，但仍保持岩体原始结构而不破坏，其移动与变形连续、平稳而有规律。其变形主要是由于在自重应力作用下产生的弯曲变形，故称为弯曲带。这个带位于裂缝带上部，当开采深度较大时，其高度将大大超过下伏裂缝带和垮落带高度之和，在这种情况下，裂缝带达不到地表，故地表变形较轻微，此时只有用精密测量仪器才能观测到地表变形。当开采深度较小时，裂缝带甚至垮落带可直达地表，此时没有弯曲带。而且地表移动变形是不连续的。

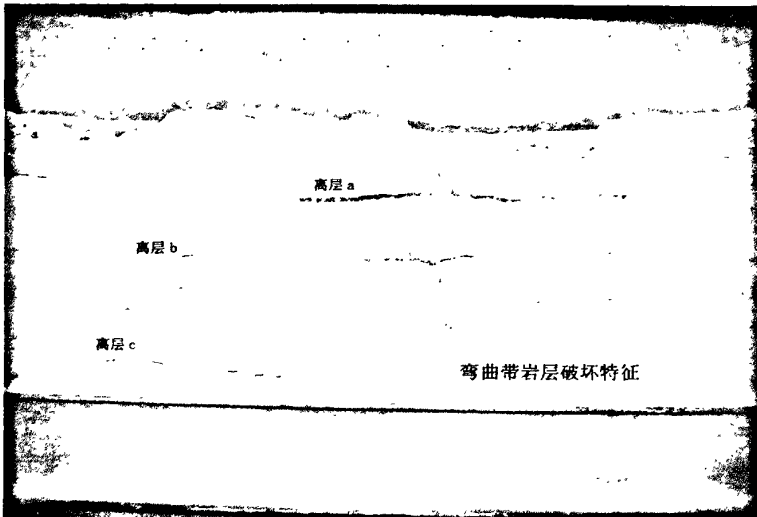


图 4.5 弯曲带岩层破坏特征(引自《大平煤矿三台子水库下 N1S1 试采面综放开采技术研究总结报告》)
Fig. 4.5 The destruction feature of the terrane of the bended belt

上述三带的划分，是建立在岩体连续移动变形条件下的。一般来说只适用于层状结构岩体，且各带相互之间没有明显界线。并不是说地表的移动一定同时存在着三个带。对于有些浅部开采的矿山，可能不存在三个带而只有一个或两个带，有的矿山开采后直

接冒落到地表。此时就只有垮落带。

如果采空区较深、煤层较薄，且上覆岩层坚硬，则坍塌的可能性较小，即使坍塌下沉，对地面的影响也较小；反之，则对地面影响较大，尤其是当采空区尚未充填密实。

坚硬覆岩具有较强的抗扰动能力，在同样强度的开采扰动下，采煤沉陷相对较弱；松散层在覆岩中所占比例愈大，覆岩的综合硬度愈小，同时煤层顶板岩层受到的重力愈大，因而采煤沉陷愈容易发生；关键层对于提高覆岩抗扰动能力有十分重要的作用，关键层愈厚、硬度愈大、层数愈多，则覆岩综合硬度愈大、强度愈高、抗扰动能力愈强，尤其在一定的开采强度下，位于覆岩上部的关键层，对采煤沉陷有明显遏制作用。

地下水对覆岩有软化、增重和应力效应，因而能降低岩石的力学强度，改变覆岩中的应力分布状态，对开采沉陷起到明显的促进作用。开采沉陷对地下水系统具有改造作用，如果潜水下的隔水层未遭到破坏，而在采动覆岩中形成弯曲下沉带，则开采沉陷一般不会造成浅层水资源流失，但往往会导致生态环境的改变，使地下水变为地表水，原来的耕地变为水域。如果潜水下的隔水层遭到破坏，导水裂缝带与上覆含水层沟通时，则含水层中的水会沿采动裂隙流向采空区，不仅导致水资源流失，而且易引发井下水害。

由于构造界面是存在于煤层覆岩中的软弱面或“缺陷”，破坏了岩层的连续性，降低了岩层的强度，容易引起应力集中，因而有利于采煤沉陷的发生与发展。小断层与节理发育的似连续介质在受到地下开采活动的扰动后，更容易发生采煤沉陷，有大断层发育的非连续介质，不仅在地表出现开裂或塌陷，而且塌陷盆地呈不对称特征。

4.1.2 影响岩石力学性质与岩石变形的因素

岩石的力学性质主要取决于其成分、结构、构造等内在因素，同时也受地质环境因素，如围岩、温压、溶液、孔隙压力、时间及岩石变形的压力状态等条件的影响。

(1) 围岩（静岩压力）

岩石处于地下深处，承受着周围岩体对它施加的围压作用。岩石所处深度越大，围压也越大，增强了岩石的韧性，提高了岩石的强度极限、弹性极限。原因在于围压使固体物质的质点彼此接近，增强了岩石的内聚力，从而使晶格不易破坏，因而不易断裂。

(2) 温度

许多岩石在常温常压下是脆性的，随着温度的升高，岩石的强度降低，弹性减弱，韧性显著增强，因而有利于发生形变。原因是由于温度增高时，岩石质点（分子）的热运动增强，从而减弱它们之间的联系能力，使物质质点更容易位移。

(3) 溶液

当岩石中有溶液或水汽时，一方面降低岩石的弹性极限，增加了岩石的塑性，使岩石易于变形；另一方面，在应力作用下溶液有利于重结晶作用，它可促使某些矿物溶解。原因在于加入溶液使分子的活动力增强，岩石的内摩擦力和分子之间的凝聚力必然减少，从而降低了岩石和矿物的强度。

(4) 时间

时间对于岩石的力学性质与变形的影响有以下三个方面

首先，快速施力与缓慢施力对岩石变形的影响。快速施力，不仅加快岩石的变形速度，而且会使其脆性变形加强。缓慢施力，则会使脆性物质发生塑性变形。

其次，重复受力对岩石变形的影响。使岩石多次重复受力，虽然作用力不大，也能使岩石破裂。

表 4.1 各种因素对岩石特性的影响
Table 4.1 The influence factors of rock distortion

| 岩石特性 影响因素 | 强度 | 弹性 | 塑性 | 脆性 | 韧性 | 刚性 | 粘性 |
|--------------|----|----|----|----|----|----|----|
| 增大围岩 | + | + | + | - | - | - | + |
| 增高温度 | - | - | - | - | - | - | + |
| 增加溶液 | - | - | + | - | + | - | + |
| 长期施力 | - | - | + | - | + | - | + |

“+”表示提高；“-”表示降低。

第三，蠕变与松弛对岩石变形的影响。蠕变是指在应力不增加的情况下，随着时间的增长变形继续缓慢增加的现象。松弛则指当应变保持不变时，随着时间的增长应力逐渐减小的现象。这两种现象均与时间有关，实际上都反映了长时间的缓慢变形会降低材料的弹性极限。

4.2 采场覆岩的流变机理分析

4.2.1 采场覆岩的流变机理

流变性又称粘性是指物体受力变形中存在的与时间有关的变形性质。流变性包括弹性后效和流动，流动又可分为粘性流动和塑性流动。弹性后效是一种延迟发生的弹性变形和弹性恢复，流动是一种随时间延续而发生的塑性变形（永久变形），其中粘性流动是指在微小外力作用下发生的流动，塑性流动是指外力达到某一极限后才开始发生的流

动^[17]。

对物体变形的微观分析表明，弹性后效是晶体群或晶格的滞后变形，粘性流动是颗粒间的非定向转动，而塑性流动是沿滑动面的滑移。

覆岩的岩性、层间接触形式以及层位不同，导致它们发生流变的机理不同，但覆岩蠕变的根本原因是由于开采引起的应力状态的变化和结构中应力重新分布，岩层中的节理、层理及结构面在重新进行应力调整的过程中发生破断、失稳，在微观表现上就是沿层面的剪切塑性滑移和拉断破坏。从实验室相似模拟结果表现出的现象来看，由下向上，各层垂直位移速度不尽相同，即蠕变速率不尽相同，其特点是越向上越缓慢。此时，必然形成离层；引起结构进一步失稳破坏。也就是说，应力平衡的破坏引起覆岩结构随时间的不断变化，这种随时间变化的结构变形统称为岩石的流变，这种流变主要发生于垮落带以上岩层，流变从开始开采时就出现。

从机理上说采场覆岩的流变过程主要表现在以下两个方面：

覆岩运动的初始阶段，流变在宏观上的主要表现为煤层开采，覆岩应力状态改变，岩体裂纹扩展断裂，块体滑落失稳，出现离层，上部岩层失衡的循环过程。在这种反复过程中，由于岩体的势能逐渐转变为动能，破断岩层逐渐充填采空区，胀碎岩层重新支撑上覆顶板，顶板活动渐趋平稳，在初始阶段，各层变形速度不尽相同，特点是越向上越缓慢，这种总趋势非常明显，且持续相当长的时间才会变化，直至顶板稳定或波及到地表。

上覆岩层运动的后期，已断裂的岩层重新受到支撑时，各岩层又进入互相压合的过程。覆岩的流变在宏观上的表现为高接触应力→岩块破碎和颗粒重新排列→应力释放，调整和转移的循环过程。在这种反复过程中，破碎岩体体变的增量逐渐减小最后趋于相对静止，冒落区岩石达到较高的密实，在这个阶段，变形量较小而且比较平缓，所需的时间较长。

4.2.2 影响覆岩流变的主要采矿地质因素

(1) 岩性及岩层组成

回采工作面的上覆岩层主要是指直接顶和基本顶的岩层。直接顶的完整程度影响垮落带和裂缝带的形成规模及范围。直接顶的完整程度取决两个因素，一是岩层本身的力学性质，另一个是直接顶岩层内各种原因造成的层理和裂隙的发育情况。破碎的直接顶板类型，如一些软岩，覆岩的初期下沉量大，流变特性明显，下沉具有连续的特征；坚硬的顶板类型，初期下沉量较小，但后期流变特性明显，覆岩运动具有突变性。

(2) 开采深度的影响

开采深度直接影响围岩应力的分布，矿的埋深影响原岩应力，随着深度的增加，围岩的变形及应力都增加^[31]。岩层受重力而变形，其所积聚的弹性变形能为：

$$U_v = \frac{(1-2\mu)(1+\mu)^2}{6E(1-\mu)^2} \gamma^2 H^2 \quad (4.1)$$

可见，所积聚的弹性能与深度的平方成正比，而弹性能又是应力和应变的函数，所以，深度影响覆岩的蠕变特性。另一方面，由于深度的增大，相同的开采范围，在岩层的移动角大体相当的情况下，开采影响范围不致于波及地表，形成非充分采动，开采对上覆岩层的影响会减弱。

(3) 开采高度的影响

在一定的地质条件下，采高是影响上覆岩层破坏的最重要的因素之一。采高越大，采出的空间越大，必然导致上覆岩层破坏越严重。根据许多不同矿体的实际测定，在单一煤层或厚煤层第一分层开采时，垮落带和裂缝带的总厚度与采高基本上成正比关系。

根据对开采后上覆岩层的测定，邻近工作面上覆岩层的移动曲线是按照公式的关系变化，采高与地表最大下沉值 S_x 成正比关系，所以，采高影响整个上覆岩体的破坏结构。采高越高，在同样位置的基本顶可能取得平衡的几率越小，覆岩变形越剧烈。反之，顶板活动越缓慢。

$$S_x = S_m (1 - e^{-az^2}) \quad (4.2)$$

(4) 工作面推进速度的影响

覆岩的断裂过程和对采空区的压实过程，均为时间过程，岩块间的相互咬合也经常经历失稳和极限平衡状态，这也是一个时间过程，加快推进速度，减少了开采影响时间，岩层下沉量必然减小。一些矿区采用井下快速开采和背向双向开采，明显减小了地表下沉对建筑物的影响。但国外资料表明，随着工作面的推进速度加快，岩层下沉速度也明显加快^[18]。

4.3 地震时间剖面的地质解释

4.3.1 同种地震波特征

各种不同类型和传播特点的波的同相轴，在地震剖面上会表现出不同的特点，这些特点就是识别各种波的依据。通过下述四个特征可识别出一个波：

(1) 同相性。如果有一个波传播到测线上，它的视速度不变，或者只是沿测线有

缓慢的变化,而沿测线布置的观测点是相距不远的,因此同一个反射波的相同相位在相邻地震道上的到达时间也是相近的,每道记录下来的振动图是相似的,并且会一个个套起来,形成一条平滑的有一定长度的同相轴,这个特点就是相干性。

(2) 振幅显著增强。表现在变面积时间剖面上,小梯形面积增大,两侧边线变陡。一个反射波振幅的强弱与界面的反射系数(界面两边岩性的差异),界面形状等因素有关,如果沿界面无构造或岩性的突变,则波的振幅沿测线也是渐变的。

(3) 波形特征。这是反射波的主要动力学特点,由于震源所激发的地震子波基本相同,同一界面反射波传播的路程相近,传播过程中所经受的地层吸收等因素的影响也相近,所以同一反射波在相邻地震道上的波形特征(包括主周期,相位数,振幅包络形状等)是相似的。

(4) 时差变化规律。地震剖面经过动校正和水平叠加后,一次反射波同相轴是直线,绕射波和多次波同相轴仍是弯曲的,而折射波,直达波等其它原来在共炮点记录上是直线型的同相轴,动校正后就变成了曲线,这是在地震剖面上识辨波的类型的重要依据。

4.3.2 地层标准层的确定和追踪

结合已知地质情况和钻探资料,在时间剖面上找出特征明显,易于连续追踪的且具有地质意义的反射同相轴,作为全区解释中进行对比的标准层,以便于对全区地震资料的对比追踪和解释。

4.3.3 断层识辨

(1) 反射波同相轴错位。根据断层规模不同可表现为反射层的错断和波阻波系的错位,但在断层两侧波阻关系稳定,波组特征清楚,这一般是中小型断层的反映,其特点是断距不大,延伸较短,破碎带较窄。

(2) 反射波同相轴突然增减或消失,波组间隔突然变化。这是基底大断层的反映,这种断层多为长期活动。

(3) 反射波同相轴产状突变,反射零乱或出现空白带。这是由于断层错动引起两侧地层产状突变,相应的时间剖面上是反射波同相轴形状发生突变。且由于断层面的屏蔽作用,可引起断面下反射波形态畸变和能量减弱,构成断面下反射层次不清,产状紊乱,出现空白带。

(4) 标准反射波同相轴发生分叉、合并、扭曲、强相位转换等现象。一般这是小

断层的反映。这类变化有时也可能是由于地表条件变化或底层岩性变化及波的干涉等引起的。为了加以区别,要综合考虑上下波组的关系,作具体分析。

(5) 异常波的出现,这是识别断层的重要标志。异常波包括绕射波、延迟绕射波等。绕射波产生于岩性间断点,在有采空区的地层中,采空区内岩性与围岩不同。按广义绕射理论,绕射是普遍存在的,沿界面均可产生绕射波,但几何的点或线不能产生有一定能量的绕射波,一个绕射体必须与地震波长相当才可产生可观察到的绕射能量,绕射波强度与绕射物体长度成正比。因此,在采空区的煤层断面反射段中断点处(即断陷点),可产生绕射波。异常波一方面使记录复杂化,另一方面也成为确定断层的重要依据。

4.3.4 不整合面

沉积岩层中的不整合面往往是侵蚀面,其波阻抗变化较大,故反射波的波形和振幅也有较大的变化。特别是角度不整合,时间剖面上常出现多组视速度有明显差异的反射波组,并且沿水平方向有逐渐合并和尖灭的趋势。

4.3.5 采空区

通过地震剖面的解释、结合地质调查成果,根据物探解释由已知到未知的原则,采空区、垮落区在地震反射剖面上主要有如下特征:采空区,在地震反射剖面上主要表现为反射波能量衰减快、反射波同相轴有缺失绕射现象;采空塌落区,地震反射波同相轴不连续、错位,反射波能量弱或杂乱无章之特点^[19,20]。

(1) 反射波(组)中断。采空区造成地下反射层中断,变得不可连续追踪,跨越采空区后,反射波(组)恢复;同时由于采空区下方岩层未遭开采破坏,所以仍能保持原有良好的反射波而可连续追踪。地震时间剖面上反射波不连续追踪是识别煤层采空区的重要标志。

(2) 反射波频率变化。煤层采空区引起的覆岩破坏区对地震波具有很强的吸收、频散衰减作用,在地震时间剖面上表现为反射波的频率降低。

(3) 波形变化。破碎围岩及裂缝裂隙对地震波的衰减还表现为反射波波形变得不规则、紊乱甚至产生畸变,而采空区下方则由于岩层保持相对完整而变化不明显,这也是在地震时间剖面上识别煤层采空区的另一个重要标志。

4.3.6 地震剖面断层与地质断层的区别与联系

根据地震勘探的原理和方法，所获得的地震剖面只能间接地反映地下地质体形态^[25-27]。在地震剖面上的许多现象可能是地下真实情况的反映，也可能是地震勘探本身造成的假象，并不能完全反映甚至歪曲、畸变地下真实情况。根据地震剖面的解释原则和方法，所解释的某一反射层相位或波组（系）发生错断，就用断层符号进行标记，对地震剖面断层进行地质解释（标定地质层位、确定断层产状和性质），并赋予一定的地质意义。这就把地震剖面断层解释为地质断层，但二者既有联系又有区别^[32]。

第五章 地震横波反射法在采空区的应用实例

5.1 营城煤矿概况

5.1.1 营城煤矿的历史背景与现状

营城煤矿隶属吉林省九台市,曾是吉林省重要的煤炭生产基地,有着悠久的开采历史。营城煤矿自1860年土法开采算起,经历了清朝末期、民国时期、日伪统治时期以及解放后的多个开采阶段。至今已有140多年的煤炭开采历史。由于矿区资源枯竭,现已闭坑,营城煤矿2002年经国家经贸委批准依法破产,由于长期的地下煤炭开采,营城煤矿现已废弃的小窑甚多,地质条件复杂。使营城矿区地表产生大面积的沉陷,造成房屋倒塌、道路沉陷、管网中断,使人民群众的生命财产安全受到严重损害,严重影响了该地区的经济发展和社会稳定。

5.1.2 矿区位置及自然地理条件

营城煤矿位于吉林省中部九台县境内。西起饮马河,东至沐石河,长约30km,宽约15km,面积450km²。本区位于松辽平原东缘,属准平原丘陵地形,局部为低山区,海拔一般为170—220m。区内交通方便,吉长铁路通过矿区西南部,西南距长春市59km,东距吉林市68km;公路四通八达,汽车可通往长春、双阳、榆树、德惠以及各公社村镇。气温变化一般为负36℃~38℃;风向主要为西南风,风力一般为2~3级,春季最大8~9级;10月开始冻结,翌年三月解冻,冻土深度为1.8m。

5.1.3 矿区地质概况

5.1.3.1 矿区地层

本区地层自下而上有石炭二迭系、侏罗系、白垩系和第四系。叙述如下:

石炭二迭系:由板岩、角岩、灰岩及中酸性火山碎屑岩、角闪安山岩等组成。

侏罗系:由下而上分火石岭组、沙河子组及营城组。

火石岭组:由中性火山碎屑岩、碎屑岩及炭质泥岩、薄煤层组成。

沙河子组:上部由灰白色粗砂岩、粉砂岩,灰黑色泥岩和煤层组成。煤层多达24层,一般十数层,可分为五个煤组(I~V煤组),是本区主要含煤层段,但煤

层结构复杂，厚度变化大。下部为草绿色酸性凝灰岩，为很好的区域标志层。

营城组：与上覆地层呈角度不整合接触，由火山岩、火山碎屑岩、凝灰质砾岩、凝灰质砂岩以及砾岩、砂岩、泥岩和薄煤层组成。本组中之火山岩，其上部 and 下部多为中基性的安山岩、玄武岩或这类岩石的集块岩；中部则为酸性的流纹岩、珍珠岩、松脂岩或流纹角砾岩。

白垩系泉头组：由紫红，砖红、猪肝色和青灰色泥岩，砂质泥岩、含砾砂岩等组成，底砾岩厚 13~220m，全组厚 125~1200m。

第四系：由黄褐色亚粘土、腐植土及砂、砾组成，厚 0~40m。

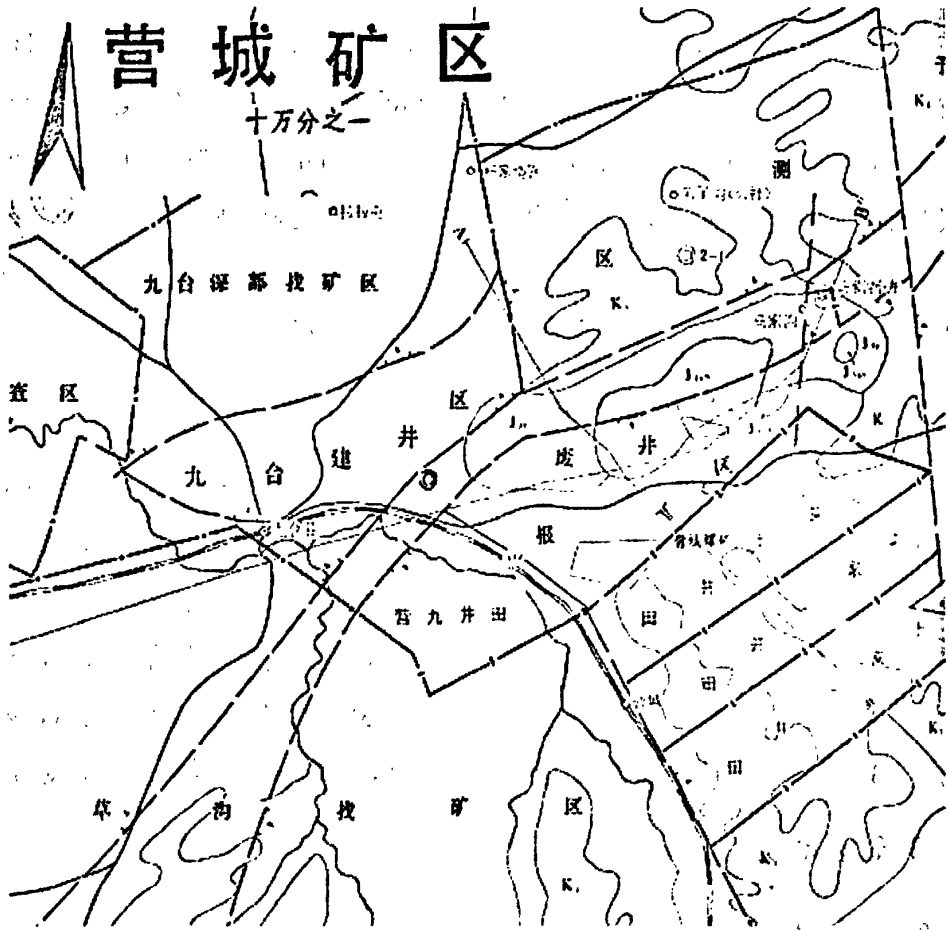


图5.1 营城煤矿地质构造平面图
Fig. 5.1 The geology and construct plan of Yingcheng coal mine

5.1.3.2 地质构造

本区为一复式向斜构造，由两个较明显的向斜和一个背斜组成。这些背、向斜都比较宽缓，两翼倾角 10°~15°。轴向呈北北东。由于西北部为断层所切割，向斜被破坏，呈一向西北倾斜的单斜构造。

断层有两组：一组为北北东向的走向断层，延伸较长，落差较大，由于彼此平行，致组成地堑、地垒和阶梯状构造；另一组为北北西的横断层，将矿区切割成大

小不等的断块，所有断层多为正断层；且走向断层多为横断层所切割。

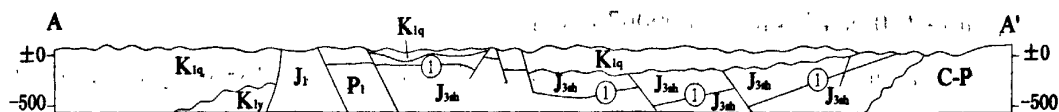


图5.2 矿区地质构造A-A'剖面示意图

Fig. 5.2 The geology and construct sketch map of A-A' section in the mining area

5.1.3.3 火成岩分布

区内火成岩为多期性岩浆活动产物，有喷发岩也有侵入岩。石炭二迭系地层中的喷发岩主要是安山质细粒火山角砾岩、中酸性岩屑凝灰岩和酸性晶屑玻璃质凝灰岩，都遭到强烈的绿泥石化和碳酸盐化。侵入岩有闪长岩、黑云母花岗岩和霏细纳长斑岩。

侏罗系地层中火成岩分布于下部和顶部，喷发岩主要有流纹岩、凝灰岩等。侵入岩有安山玄武岩和黑绿色辉绿岩，呈岩床侵入，对煤层有破坏作用，接触变质带一般在10m以内，最厚可达100m。

5.1.3.4 煤层与煤质

上侏罗统沙河子组上部为本区主要含煤层段，主要有I—V号煤层。I号煤层西部较好，营五井最发育，最厚可达7.47m；营九井最大厚度为8.5m，平均3.5m；至九台区亦可采。II号煤层，中部可采，南部变薄。IV号煤层全区普遍发育，均在2m以上。在九台区I、II、III号煤层均可采。IV号煤层为局部可采。V煤亦为局部可采，在火一井较发育，平均厚1~2.4m。这些煤层在东南部营十井和上家一、二井，无论是煤层厚度或所含灰分变化都很大，同时各煤层之间的间距也加大，如I、III号煤层之间距达40~50m，除I、III号煤在局部地段可采外，其余煤层至此均无经济价值。至上家一井和东部官地区变化更甚。

煤质：本区煤种牌号以长焰煤为主，次为少量气煤。

5.1.3.5 围岩条件

煤层顶底板：I号煤层顶板粉砂岩、泥岩，节理发育，节理面与走向相垂直，岩石松软易碎，故易冒落；底板多中~细砂岩，节理不发育。II号煤层顶板为中~细砂岩，岩性致密，不易冒落，底板为砂岩。III号煤顶板为粗砂岩、砾岩，胶结松散，易冒落；底板为粗砂岩，胶结致密坚硬。

5.1.3.6 水文地质

含水层由上而下有：第四系砂砾孔隙含水层，厚2.5~10m，单位涌水量0.662~4.388L/s·m；白垩系裂隙含水层，厚10~90m，单位涌水量为0.33~1.90 L/s·m；侏

罗系沙河子煤系地层中的含水层有 I、II 号煤和 II、III 煤层间的砂岩含水层，其单位涌水量各为 $0.004 \text{ L/s}\cdot\text{m}$ 和 $0.00007 \text{ L/s}\cdot\text{m}$ 。

隔水层有两个：白垩系巨厚泥岩和 I 号煤层顶板厚达 $20\sim 135\text{m}$ 之泥岩，均为很好的隔水层。

矿床充水条件决定于含煤地层出露、覆盖情况，若含煤地层出露地表，其涌水量就较大，为 $1.1\sim 2.85\text{m}^3/\text{min}$ ；若含煤地层上覆只有营城组地层时，其涌水量中等，为 $1.05 \text{ m}^3/\text{min}$ ；若其上不但有营城组地层，也有白垩地层时，其涌水量为 $0.95 \text{ m}^3/\text{min}$ 。在掘井过程中除遇第四系或通过断层个别点时，有明显的涌水外，其余均无明显的涌水现象，巷道靠近断层下盘仅出现滴水，而靠近上盘则为干燥状态。

5.1.4 地球物理特征

5.1.4.1 浅层地震地质条件

区内低速层较稳定，其速度值为 $300\text{m/s}\sim 900\text{m/s}$ ；表层耕植土以下多为砂砾、粘土或砂质粘土，其速度值在 $1600\text{m/s}\sim 1800\text{m/s}$ ；这些条件对地震波的激发非常有利。勘探区内新生界地层最大厚度约 40m ，该层覆盖在本次勘探的主要目的层之上，会对地震波的高频信息产生一定的吸收衰减作用。

5.1.4.2 深层地震地质条件

通过对区内地层组合的研究分析，从岩性组合上看，地层韵律比较明显，地层之间存在着明显的波阻抗差异；从横向上看，同一时代地层的厚度、岩性和赋存深度都相对稳定，地层倾角适中，有利于地震反射波接收和追踪。

白垩系地层底部有一层较厚的砂砾岩，与上下地层物性差异较大，能产生基本可连续追踪的反射波。煤层由 $1\sim 24$ 个自然分层构成 I~V 五个煤组，顶板多为泥岩和粉砂岩，煤层底板多为草绿色酸性凝灰岩，由于煤层与围岩相比，具有较大的波阻抗差异，所以能形成用于煤层赋存形态分析能量强、连续性好的煤层反射波。因此，可以说本区深层地震地质条件对开展地震勘探比较有利，这就为完成本次勘探要求的地质任务奠定了有利的物性基础。

综上所述，本区表层地震地质条件较为复杂，浅层地震地质条件一般，深层地震地质条件较好，适合进行地震勘探。

5.2 工作目的与方法

5.2.1 工作目的

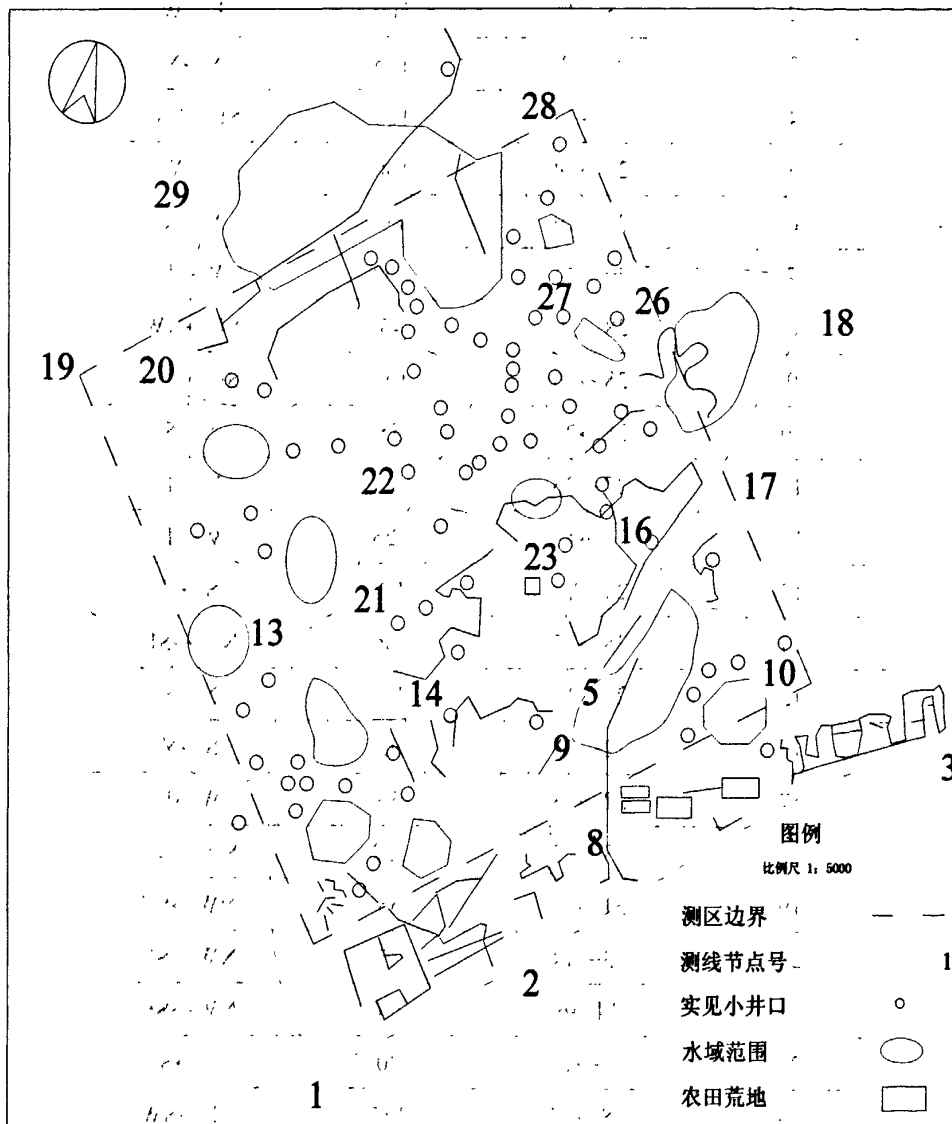


图 5.3 地震探测测线布置图

Fig. 5.3 The arrangement plan of seismic surveying lines

为适应区域经济建设的需要，为整治和改善矿区严重恶化的生态和生存环境，为沉陷区的综合治理提供科学的依据，对土地合理开发利用的前提条件是对该区进行地质勘察、综合评价。本期工作勘探评价目标主要是地表下 70m 以内采空区及灾害地质体。目前主要依据横波地震探测资料与极少量的地质、测井资料的综合研究来识别这些灾害地质体的横向变化，并加以评价，工作难度很大。前期一些物探工

表 5.1 地震勘探线编号及长度

Table 5.1 The serial number and length of seismic surveying lines

| 线号 | 节点号 | 长度 (m) | 走向 |
|----|-------|--------|-------|
| 1 | 1→5 | 222 | S→N |
| 2 | 5→4 | 200 | E→W |
| 3 | 5→13 | 105 | S→N |
| 4 | 13→20 | 164 | SE→NW |
| 5 | 20→19 | 100 | E→W |
| 6 | 20→29 | 80 | S→N |
| 7 | 20→24 | 200 | W→E |
| 8 | 28→30 | 45 | SE→NW |
| 9 | 28→26 | 100 | SE→NW |
| 10 | 28→27 | 55 | N→S |
| 11 | 27→26 | 60 | W→E |
| 12 | 26→18 | 125 | W→E |
| 13 | 24→27 | 92 | S→N |
| 14 | 25→17 | 130 | NW→SE |
| 15 | 25→15 | 240 | N→S |
| 16 | 22→24 | 92 | S→N |
| 17 | 22→23 | 50 | W→E |
| 18 | 13→22 | 122 | SW→NE |
| 19 | 21→14 | 55 | NW→SE |
| 20 | 13→14 | 37 | NW→SE |
| 21 | 14→6 | 200 | NW→SE |
| 22 | 12→11 | 30 | N→S |
| 23 | 18→17 | 145 | NE→SW |
| 24 | 17→15 | 160 | NE→SW |
| 25 | 15→6 | 120 | NE→SW |
| 26 | 6→2 | 65 | N→S |
| 27 | 6→8 | 75 | W→E |
| 28 | 7→9 | 90 | S→N |
| 29 | 16→10 | 100 | NW→SE |
| 30 | 2→1 | 160 | E→W |
| 合计 | | 3419 | |

作收效甚微。而本次利用地震横波反射法查明采空区以及地下各种不稳定地质体的位置、深度和范围,可以对该区地质灾害的治理起到指导作用。

5.2.2 工作方法

5.2.1.1 测线布设方案

本次探测工作在营城煤矿地区中八井测区开展高分辨率地震横波调查,以评价地下是否有采空区及灾害地质体存在,以及横向的影响范围。因未找到近期可靠地质资料,综合本区总体地质条件,根据经验,如采用地震横波速度值为 350m/s,实际探测深度超过 150m。

中八井测区地面小竖井密布,暗井危害极大。综合测区安全、施测条件和实际探测需求,根据野外地质勘探“三边”工作原则,测线布置变更为基本沿公路和小路进行,荒地中安全地带尽量加密探测线。本次工作共布设测线 30 条;剖面控制长度 3419m;面积 400×400m²。

5.2.1.2 野外工作方法

横波的激发应具有明显的方向性,目前野外使用较多的是叩板法,即在放置地面的木板上增加重物或在木板下钉上铁钉耙,使木板与地面紧密接触并和测线相垂直,水平检波器的最大灵敏度方向和测线方向相垂直以保证 SH 波的接收,敲击木板两端,产生极性相反的 SH 波记录,波形记录也比较清晰,不足之处是能量小,传播距离短。为了加大勘探深度,本次测试采用类似纵波的激发方法,用 12~18 磅大锤激发。对于深层勘探,可以采用推力在 2t 以上的机械震源激发^[21,22]。

野外数据采集的质量是至关重要的。一是防止干扰波的出现,二是保证每一检波器的正常接收传输。

横波地震主要用于浅层地质探测,表层易产生折射波和声波,但一般速度偏高,在直达波之前出现,因此可以识别,不会干扰直达波以下的界面。激发时汽车、火车、行人以及其它地面振动对纵波、横波地震都会产生影响。由于外界干扰以纵波为主,对横波影响很小。

检波器埋置稳定而且与地面耦合好。横波检波器保证磁极向一致。否则相邻道会出现反向振动,造成同相轴错乱现象。

在利用地震横波反射方法进行地下洞穴勘察、调查地下水作用形成的潜蚀带或土洞等探测工作时还要考虑如下因素^[23]:

(1) 机械震源产生的地震波,采集的横波信噪比较高,而一般爆炸震源信号的频率比机械震源高,爆炸震源效果不是很好。因此机械震源对识别横波有利。

(2) 水平分辨率，指用地震记录横向能分辨的最小地质体宽度，主要与波长、深度有关应结合波形属性解释，由道距控制精度。

(3) 垂向分辨率，横波的垂向分辨率较高，因为其传播速度比纵波慢，梯度变化小，在 100m~300m 深度内分辨率远高于理论值。

(4) 小道距、单道接收，道距一般选择 0.2~2m，偏移距的选择应考虑到横波速度低、频率低这些因素，在能获得目的层反射的基础上，可适当增大偏移距。

5.2.1.3 工作参数

本次探测使用国产 SE2404EP 型综合工程地震仪；所使用的检波器低截频为 10Hz，采用沙袋掩埋法埋置接受；所用砧板为直径 20cm 铁板；激发方式采用重锤激发。表 5.2 与表 5.3 为观测系统和仪器的主要参数。

表 5.2 观测系统主要参数表

Table 5.2 The table of major parameters of the observation system

| 名称 | 参数 |
|--------|---------|
| 观测系统类型 | 单点式观测系统 |
| 接收道数 | 1 道 |
| 偏移距 | 2~4m |
| 道间距 | 0.25~1m |

表 5.3 仪器主要参数表

Table 5.2 The table of major parameters of the equipment

| 仪器参数名称 | 参数 |
|--------|------------|
| 工作道数 | 24 道 |
| 动态范围 | ≥126dB |
| 接收频带范围 | 0.1~5000Hz |
| 采样间隔 | 0.25ms |
| 记录长度 | 409.6ms |
| 谐波失真度 | <0.05% |
| 接收带宽 | 10—2000Hz |

5.3 地震资料处理

野外数据采集后的数据处理是一项技术复杂的系统工程。对地震资料处理系统中的处理方法可根据其处理功能分为预处理、参数分析处理、实质性处理及修饰性处理；也可根据处理的顺序分为叠前处理和叠后处理；还可根据处理的目标分为常

规处理和特殊处理或构造处理和岩性处理。而地震资料处理的基础工作是进行动校正和静校正、归一化，其它的处理还有水平迭加、偏移、滤波等许多手段。其目的是消除干扰，突出勘探目的层的反射界面。

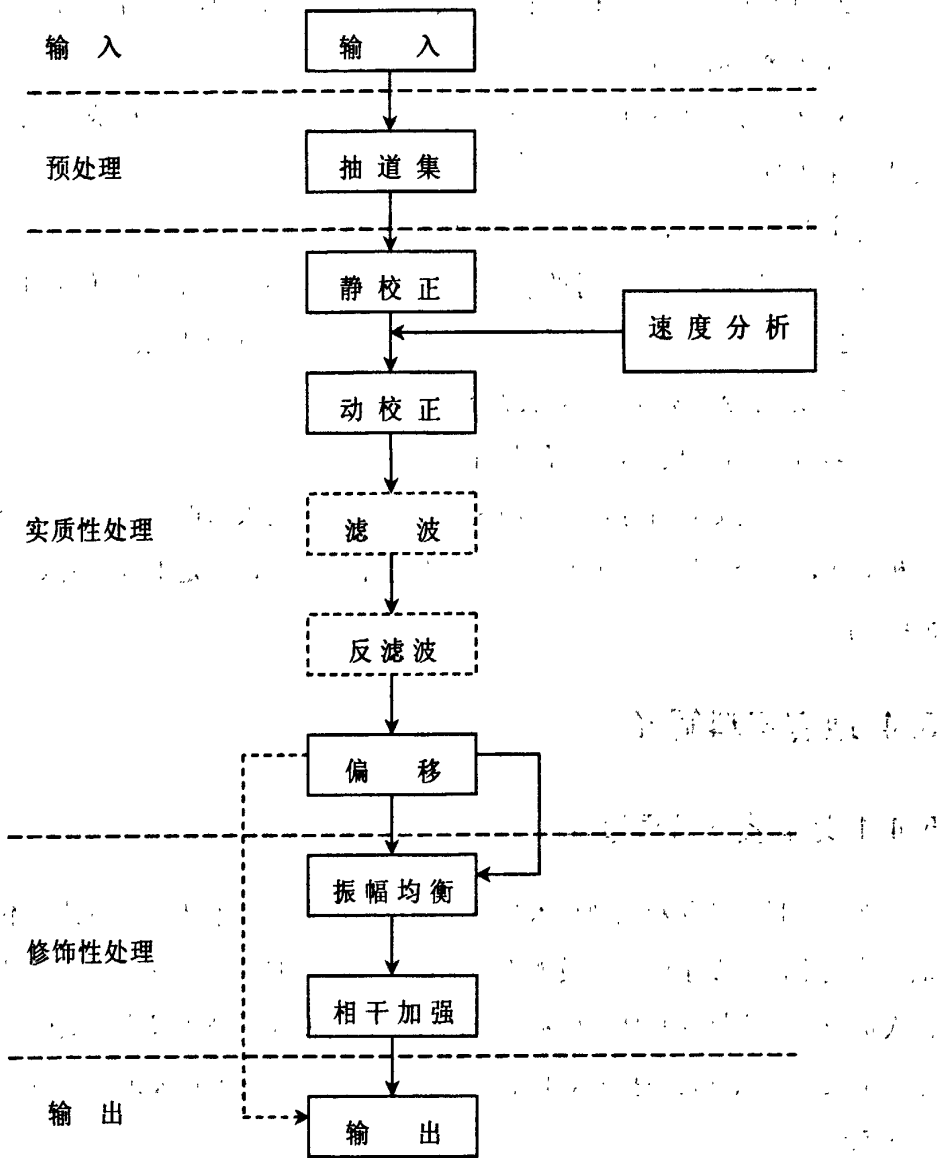


图 5.4 地震资料处理流程图^[24]

Fig. 5.4 The disposal flow chart of the seismic material

本次地震数据处理：根据多年来的研究成果和生产实践，结合测区的实际资料，经过系统而处理试验，确定了本区的处理流程，采取了一系列有效的技术方法，取得了较好的效果。处理软件为美国 WINSEIS 地震交互处理系统，处理采用的是目标处理技术。

根据本区地质任务的要求及采集资料质量特点，确定了本次地震数据处理的目

标:

(1) 在数据处理中努力保持地震讯号的有效保真, 以确保小断层、小裂隙及其它冒落带的小构造能够正确成像。

(2) 保持地震信号的相对振幅和反映地层界面特性的动力学特征, 以利于层位追踪及岩性变化的研究。

(3) 利用钻孔资料反演纵、横波速度, 通过地震资料的正确成像, 进行时深转换从而保证的精度。

为实现上述目标, 数据处理中采取了以下手段:

(1) 在不损害有效信号的前提下, 全力压制各种噪声, 提高信噪比。

(2) 道均衡处理以保持采集的原始分辨率不因处理而降低。

(3) 进行分频率段滤波, 提高分辨率和信噪比。

(4) 各项异性校正, 做好相位校正。

按照前述的处理目标, 结合测区地震资料, 经过大量的试验处理及处理成果的分析对比, 结合地质任务中的主要勘探对象是冒落层, 确定本区资料处理流程如图 5.4 所示。

5.4 地震资料解译

5.4.1 地震资料解译过程

地震资料的解释和识别技术是地震勘探的最主要技术环节。而针对不同地区及地质情况不同, 要求解释人员能正确地把横波地震波形信息变成地质信息。所以解译人员应将地震勘探与地质资料融合, 才能真正使地震技术成为有效的勘察手段。原始记录经一系列常规技术处理后, 得到了该区各测线的横波地震反射时间剖面, 如图 5.5。

从图 5.5 中可以看出, 正常均匀地层时地震波相位特征保持相对稳定, 而在 22.5ms 以下的反射波同相轴相位发生错动, 不能保持连续。这反映了该区地层的连续性并不理想, 除上覆第四纪较平整外, 其余下伏地层都有不同程度的破碎、塌陷和断裂, 扭曲变形也愈加严重。上面对该剖面的分析解释同本区异常复杂的地质情况是相吻合的, 营城矿区经过了上百年的开采, 地下层状构造因多次冒落而破坏严重, 浅部 30~50m 左右的煤层基本被采空, 因此在剖面上很难看到清晰的煤层底板界面。

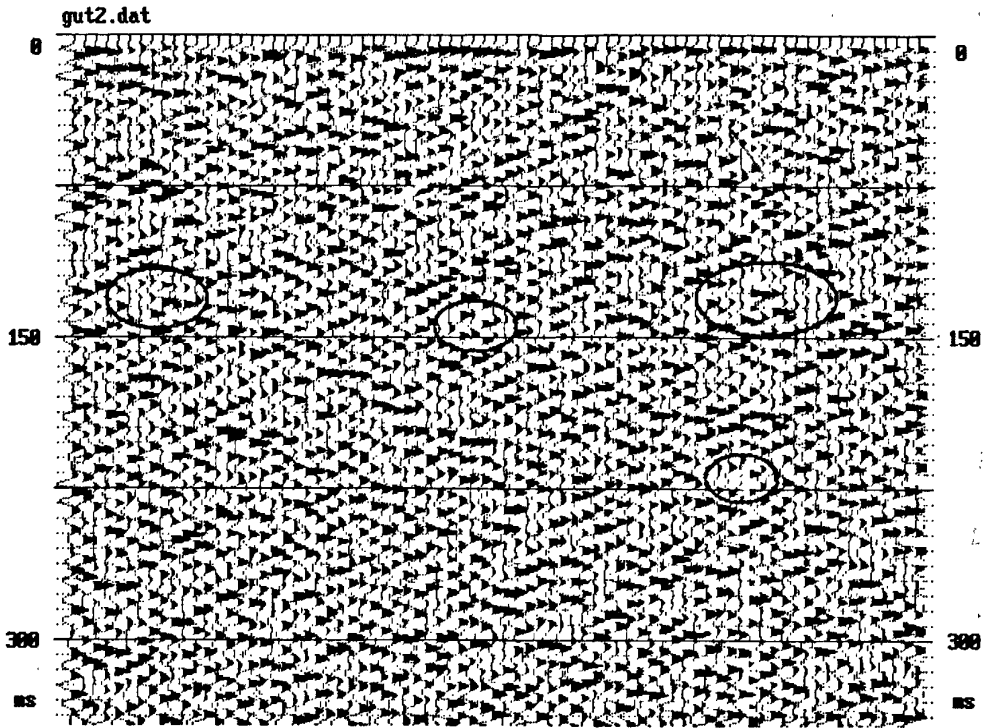


图 5.5 典型横波地震反射时间剖面

Fig. 5.5 The seismic transverse reflected wave time section

在图 5.5 中由蓝色线条闭合圈定的范围内，反射波出现频率降低、振幅减小、波形发生畸变和紊乱等特征，根据上述分析这是典型小窑采煤的煤层采空区的反映。根据地震波速经验值 350m/s，可推测出图中由蓝线圈定的四处采空区的埋深在 40~53m，最深可至 70m。后经钻孔验证，采空区在该线为 12 处，深度在 36~52m 左右，这同上述的分析结果是吻合的。造成这种现象的主要原因是采空范围不规则，因此形成的空洞是局部不均匀沉降。

在图 5.5 中的红色直线条所处位置，两侧反射波同相轴出现突然地截断，但向下或向上的连续性较差，表明这是采煤造成的沉陷张性断裂。这种现象主要反映了本区严重的不均匀沉降。这也标示了采空区覆岩“三带”之中的裂缝带与垮落带的大致位置。这两带在图中之所以能够被清晰地反映，是因为横波反射法要比纵波具有更高的分辨率；另外就是横波的速度值与地层的松散固结程度、承载力、切变模量等紧密相关，它更能反映覆盖层在下伏煤层被采空以后，原状结构被破坏的特征。

此外，从图中可以看到在较深部所形成的采空区，横波反射波会出现突然消失的现象，而后又开始连续。根据横波在水中不能传播的性质，可以推断地下水已渗入这些深部空区，形成含水区。其主要原因是本区断层极为发育，加之沉陷牵引的张性断裂切割关系，在整个空间内形成连通性极好的导水通道，使得地下水、地表

水不断地向采空区这些储水空间富集。

综上所述，本测区的横波地震资料主要有以下特点：

- (1) 在时间剖面上正常均匀地层的地震波相位特征保持相对稳定。
- (2) 在地下有采空区时，时间剖面上反映的地震波频率降低，波形杂乱，振幅减小。当采空区顶板松散冒落和充填时，该方法能反映洞顶和充填的杂乱体反映。
- (3) 当测线下有断裂存在时，横波波组相位发生错动。
- (4) 地震波速度经验值为 350~400m/s，探测深度 >150m。

上述分析表明，地震横波反射法在解决探测小断层、岩层破碎带以及含水洞穴等复杂地质问题方面较纵波反射法具有显著的可行性和优越性。

5.4.2 地震资料解译成果

5.4.2.1 主要成果

本区的主要煤层为 I、II、III、V 号煤层，采空区属多期开采而形成的。而且其中存在着交错无序的原始采煤方式，例如一些小窑见煤就采，不加支护、无安全煤柱。由于本区小窑井口多数塌陷和掩埋，在测线两侧 5m 以内的井口，都在剖面上显示了明显的沉陷和采空特征（标注在地震地质剖面的上部）。通过地面调查，井口密度仅在 5~20m 范围之内，探测结果显示地下煤层采空区已基本连成一片，并造成顶部岩层塌落变形。因此目前地震剖面反映只能见到煤层采空后上覆地层的沉陷变形和未冒落的部分采空区。其典型地震地质剖面如下图 5.6 所示：

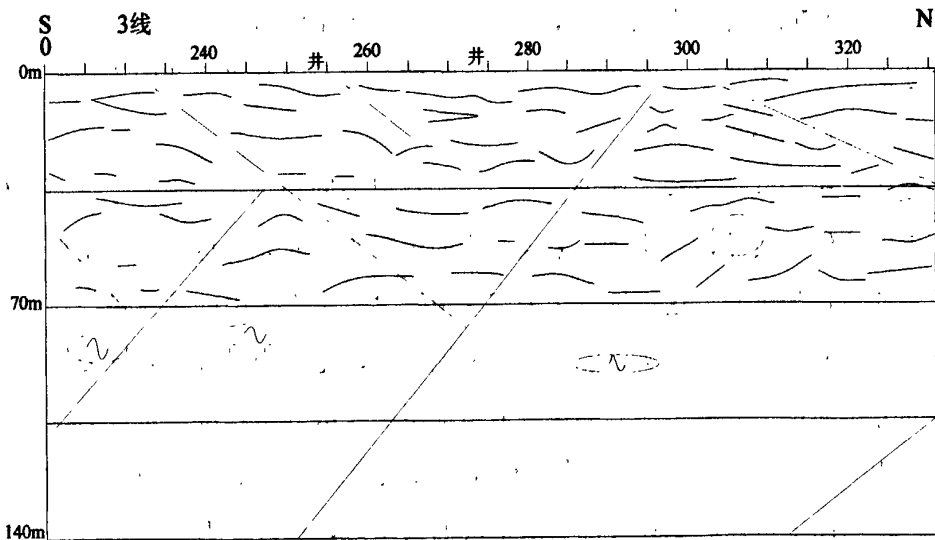


图 5.6 典型地震地质推断解释成果剖面图

Fig. 5.6 The typical geology section by the seismic method

图 5.6 中红色细线为原始地壳构造运动形成的断层和断裂，红色粗线是人为采

煤造成的张性沉陷裂隙，黑色曲线为当前不同岩层的赋存产状。蓝色“井”字注明在测线旁 5m 以内有塌陷的小窑井口。橙色线圈划出地表的岩土体有相对较稳定层位的区域，绿色线圈划出的为采空区和充水采空区地段。

从地震地质剖面中可以看出，地表浅部地层基本连续，地层水平或略有弯曲，向深部发展则地层连续性变差，扭曲变形越加严重。造成这种现象的主要原因是单个小窑无序采煤采空范围小，因此采空区上部岩层是局部缓慢沉降。而大型煤矿一次采煤面积很大，是成片快速塌落。这种各自相对独立的小窑采空区，最大的特点是明显的不均匀沉降。

中八井区本次探测的解译推断成果是：

(1) 本次探测发现测区 70m 以上煤层基本采空。多数岩层变形较严重，仅局部地段相对较弱。

(2) 本次探测发现断点 210 个，遍布全区。

(3) 本次调查、探测发现采空形成导水裂隙很多，采空形成沉陷范围在探测时多已呈地面蓄水现象。推测认为有继续扩大沉降的可能。

(4) 现有小窑井口和采空区附近存在大量导水断层及裂隙，因此深部的部分采空区已形成富水区。

5.4.2.1 地质灾害评价

通过对地震横波资料解译成果进一步地分析和研究，下面对该测区做出了几点地质灾害评价：

(1) 本次探测发现本区埋深在 30~50m 左右的 I、II 号煤层基本被采空，形成明显的不均匀沉降，并造成了浅、深部岩层严重变形，地层倾角改变明显，呈“V”或倒“V”字形弯曲。由于沉降时间的差异，多数是不同地层中心下降快（或沉降量大），另边侧下降缓，后续下沉岩层与之交互堆积，浅表层因小窑采掘扰动较弱的地段，岩土体层位平缓，剖面上显示地层追踪相位平缓而连续，尽管地层有厚度变化，而且下沉幅度不均匀，但仍保持着地层的稳定性连续状态。该地段推测为尚属目前相对稳定地段，上伏层厚度在 10~35m 不等，如：1、11、12、23、25、17 线经过的六处局部地段，见图 5.7。

(2) 本次探测发现该区断层非常发育，仅测区就发现断点 210 个。密度大到数十米之内必有断层和裂隙，且互相切割，而且沉陷牵引的张性断裂切割关系杂乱无规律。这也印证了煤层被采空后其覆岩是呈“三带”模式逐步破坏的。该区断层及断裂的普遍发育，加之地层的不均匀沉降，使岩土体稳定性降低，因此裂缝带中的

大量断层及裂隙也是影响地基稳定性的重要地质灾害之一。

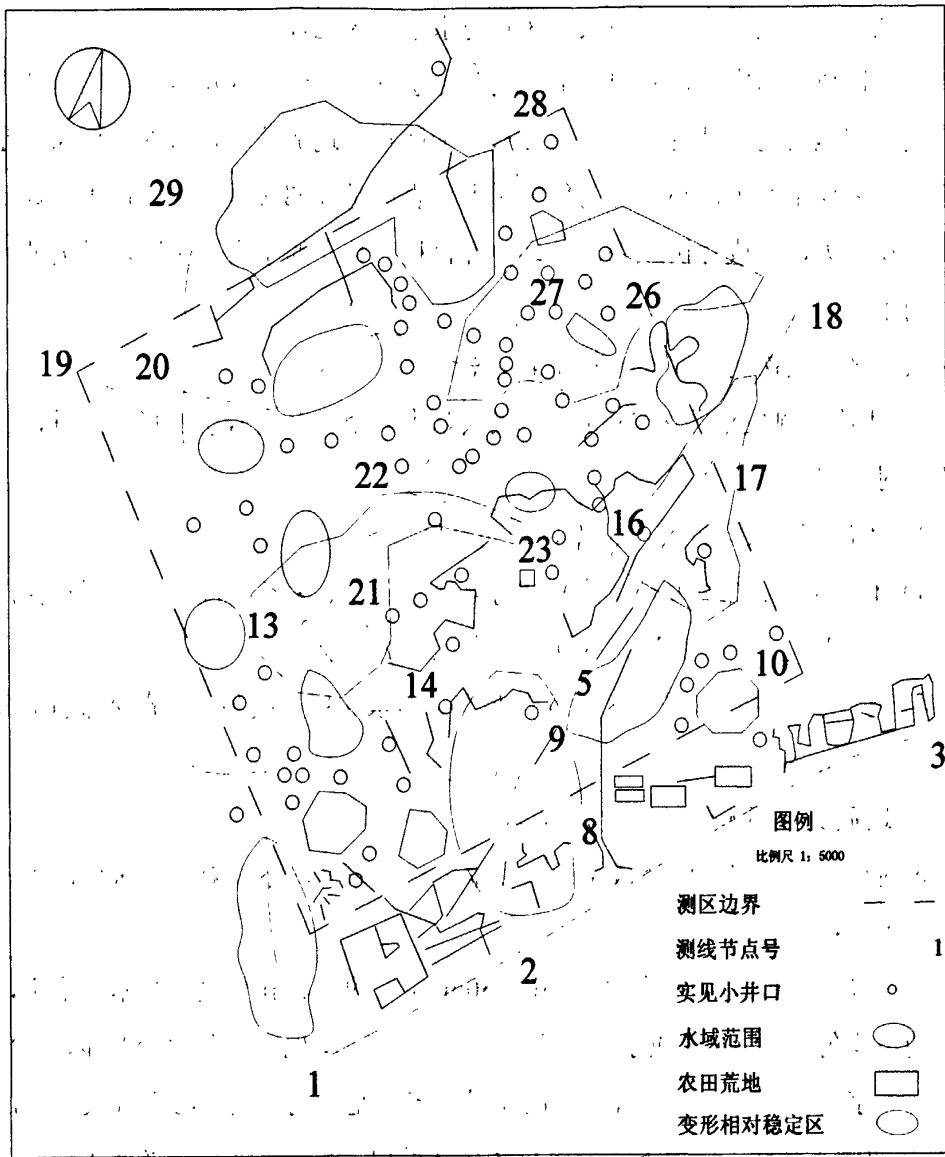


图 5.7 中八井区横波地震推断解释成果平面图

Fig. 5.7 The geology plan of the surveying field by the seismic S wave method

(3) 通过本次探测还发现由于严重的不均匀沉降, 导致了許多浅表沉降裂隙产生(在地震地质剖面图中用粗的红线标注), 有些裂隙明显充水, 从而形成导水裂隙。而这些导水裂隙与地下断层相联, 地表水也已经渗入地下, 形成含水区。由于本区 V 号煤层及深部也被开采, 各层采空区部分段应未塌落, 同时导水断层及裂隙通过水流将带走浅部岩屑, 进而形成浅表地层“空化”现象(指松散地层密度降低后其承载力局部下降), 空化区中的采空区连续性、规律性极差, 具有不可组合性。这将使不均匀沉降进一步恶化。

第六章 结论与展望

6.1 结论

本文阐述了煤矿采空区问题产生的历史条件与背景及前人对其进行治理的各种尝试。近年来众多物探工作者对其进行了研究,取得了很多实用性的成果。但总体来讲,采空区的勘探研究还处于发展阶段,勘探手段和理论均不完善。而本文则研究了如何利用浅层地震横波反射法探测煤层采空区这一课题,提出了具有针对性地建议和构想。

本文研究了浅层地震勘探基本原理,分析了地震波的运动学、动力学特征、地震波的频谱,详细比较了纵、横波地震勘探方法,并研究了提高分辨率的具体方法。

而后通过对采空区覆岩采动破坏规律、采空区的地质特征和地球物理特征的分析讨论,本文总结出了煤矿采空区在横波地震时间剖面上的反映特征和识别标志,从而解决了利用地震横波反射法探测煤层采空区的关键技术问题。

通过在吉林省营城煤矿的实际应用,表明利用浅层地震横波反射法探测煤层采空区效果很好,具有良好的推广价值。在将实际勘探资料进行综合分析和思考后,对利用地震横波反射波法探测煤矿采空区的机理及方法进行了初步的分析与总结,得到了以下几方面的认识:

(1) 在煤层被采空区,煤层原有状态与特征发生变化,采空区附近围岩发生塌落、破碎,使得地层的波阻抗发生变化,从而导致其地球物理特征的变化。这种物性差异是采用地震方法探测采空区的物性基础。

(2) 通过大量资料证明采空区的存在,使煤层反射波特征产生变化,具体表现为煤层反射波组产生扭曲、错断甚至消失,地震波振幅减弱、频率的降低、相位反转及波形变化等。这些特征是识别采空区的主要标志。

(3) 地震横波反射法在解决探测小断层、岩层破碎带以及含水洞穴等复杂地质问题方面较纵波反射法具有显著的可行性和优越性,可以极大地拓宽地震勘探的服务领域。

6.2 展望

望 期 已 密 甚 章 六 第

本文虽对采空区的地震波特征勘探及资料解释进行了分析研究，但由于采空区本身的复杂性，还有许多工作将进一步研究和解决：

(1) 本文只对采空区的地震横波反射波的特征和实际资料解释作了分析，对采空区引起的地震波动力学变化需要进行更为深入和全面的研究；

(2) 地震横波反射方法这一新型的技术方法，目前在探测采空区中的应用还不够广泛，实例也相对其它物探方法较少。因此，这种方法还需要在今后的工作中逐步地推广，积累更多的实践经验，以便取得更好的探测效果；

(3) 今后的工作还需要对其它物探方法以及综合物探方法在对采空区进行探测中应用的效果进行研究。

致谢

本论文的研究工作是在徐白山副教授的悉心指导下完成，论文的研究和野外的试验，都融入了徐老师的时间和心血。在毕业设计的整个阶段，徐老师给我提供的各种条件，也是本文最终能够完成的一个重要保障。徐老师渊博的知识，严谨的治学态度，尽职尽责的工作作风以及对学生的细致入微的关心与教导，使我深受熏陶，这段经历将使我受益终生。在此向徐白山致以最衷心的感谢和深深的敬意！

同时还要衷心感谢东北煤田地质局的王万贵教授级高级工程师和张达敏高级工程师以及沈阳军区司令部工程科研设计所的龙凡将军在我的前期实践与论文写作过程中所给予的指导与帮助！

感谢我大学及研究生阶段的所有老师，特别是专业课老师，正是他们所传授的科学知识给了我创造人生价值的能力。

感谢我所有的同学和朋友，感谢我的父母和亲人，他们在学习上和生活中都给了我极大的帮助。

INDEX

The first part of the book is devoted to a general
 introduction to the subject of the history of the
 world. It is divided into three main parts: the
 prehistoric period, the classical period, and the
 modern period. The prehistoric period is the
 longest and the most interesting. It is the
 period of the cave men, the stone age, and the
 bronze age. The classical period is the period
 of the Greeks and the Romans. The modern
 period is the period of the Middle Ages, the
 Renaissance, and the modern world. The book
 is written in a simple and clear style, and
 is suitable for students of all ages. It is
 a valuable source of information for anyone
 interested in the history of the world.

参考文献

1. 贺金全, 曾金亮. 老窑采空区的地震探测与研究[J], 中国煤田地质, 2004, 16 (1) : 44~47.
2. 常锁亮, 张淑婷, 李贵山等. 多道瞬态瑞雷波法在探测煤矿采空区中的应用[J], 中国煤田地质, 2002, 14 (3) : 70~74.
3. 何樵登. 地震勘探原理和方法[M], 北京: 地质出版社, 1986, 50~64.
4. 顾功叙. 地球物理勘探基础[M], 北京: 地质出版社, 1990, 72~80.
5. 赵士华. 地震多属性解释技术研究及在煤矿三维地震勘探中的应用[D], 东北大学, 2004.
6. 李振春等. 地震数据处理方法[M], 山东: 石油大学出版社, 2004, 143~146.
7. 陆基孟. 地震勘探原理[M], 山东: 石油大学出版社, 2005, 135~139.
8. 张达敏. 探索横波地震的理论误区[J], 工程地球物理学报, 2005, 2(2): 140~144.
9. 李庆忠. 地震高分辨率勘探中的误区与对策[J], 石油地球物理勘探, 1997, 32(6): 751~783.
10. 彭波. 高分辨率处理[J], 勘探地球物理进展, 2004, 27 (6) : 415~421.
11. 汪恩华. 提高深层地震勘探分辨率方法理论与应用研究[D], 成都理工大学, 2001.
12. 张智. 高分辨率地震资料采集技术研究初探[D], 吉林大学, 2004.
13. 魏子荣, 杜兴亚等. 我国煤矿采区高分辨率地震勘探的成果[J], 煤田地质与勘探, 2000, 28(1): 55~59.
14. 李鸣祉. 地震勘探资料数字处理[M], 北京: 中国矿业大学出版社, 1989: 89~94.
15. 黄德济等. 地震勘探资料数字处理[M], 北京: 地质出版社, 1990, 106~111.
16. 梁运培. 顶板岩层“三带”划分的综合分析法[J], 煤炭科学技术, 2000, 28(5): 39.
17. 尹增德. 兖州矿区放顶煤开采覆岩破坏规律探测研究[J], 焦作报, 1999, 18(4): 235.
18. 奕长青. 采空区的沉陷机理及地表变形破坏的时空预测研究[D], 西安长安大学, 2005.
19. 朱叶. 综合物探方法在煤矿采空区的应用[J], 河北煤炭, 2001, (3) : 39~40.
20. 宗志刚. 地震勘探方法在探测煤矿采空区中的应用研究[D], 北京中国地质大学, 2006.
21. 徐白山. 地震横波反射法探测含水洞穴的研究[J], 东北大学学报(自然科学版), 2006, 27(1): 84~87.
22. Hui Jin, Baishan Xu, Zhanjie Shi, et al. Geologic Disaster appraising effect of the seismic transverse wave reflection method in the excavated area[J], Geophysical Solutions for Environment and Engineering, II, 2006. 6: 180~183.
23. 聂勋碧等. 地震勘探原理和野外工作方法[M], 北京: 地质出版社, 1990, 127~130.
24. 刘天佑. 应用地球物理数据采集与处理[M], 武汉: 中国地质大学出版社, 2004, 291~305.
25. 李正文. 勘查技术工程学[M], 北京: 地质出版社, 2003, 176~302.
26. 于汇津. 邓一谦. 勘查地球物理概论[M], 北京: 地质出版社, 1993, 153~156.
27. 王振东. 浅层地震勘探应用技术[M], 北京: 地质出版社, 1988, 86~88.
28. 王兴泰. 工程与环境物探新方法新技术[M], 北京: 地质出版社, 2003, 121~126.
29. 陈仲候等. 工程与环境物探教程[M], 北京: 地质出版社, 2003, 46~48.
30. 陈宏林, 丰继林. 工程地震勘察方法[M], 北京: 地震出版社, 1998, 67~70.
31. 中国煤田地质总局岩性勘探课题组. 煤田地球物理岩性勘探技术文集[M], 北京: 煤炭工业出版社, 1996, 23~28.
32. 黄作华. 煤田地球物理勘探[M], 北京: 煤炭工业出版社, 1992, 61~68.

