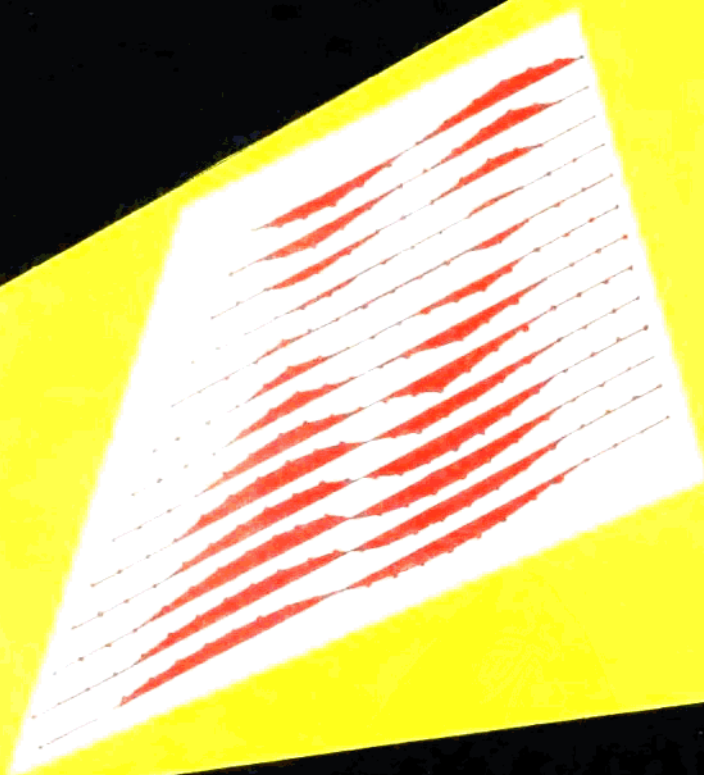


折射地震学

● 高等学校教学参考书

● 德力克·帕尔默 著

● 袁明德 王建谋 译



地质出版社

37783



高等学校教学参考书

54/23/32
折 射 地 震 学

(构造和速度的横向分辨率)

[澳] 德力克·帕尔默 著
袁明德、王建谋 译



200380355

地 质 出 版 社

内 容 提 要

这是一本关于应用折射波勘探和解释方法的著作。作者提出用截距时法、相遇法和广义相遇法作为基础,组成一套综合方法,以提高折射波法的适应能力和勘探能力。

本书除了着重论述以上三种方法以外,对波前法和海勒斯法也作了适当介绍。

该书的特点是尽量利用模型和实例说明问题,对勘探中的疑难问题如横向分辨率、变速层和隐藏层等都设专门章节讨论解决方法。

本书可供石油、地质、工程、地震和地球物理等高等院校有关专业师生参考,也可供有关科技人员参考。

REFRACTION SEISMICS THE LATERAL RESOLUTION OF STRUCTURE AND SEISMIC VELOCITY

by DERECKE PALMER

GEOPHYSICAL PRESS

高等学校教学参考书

折射地震学

(构造和速度的横向分辨率)

[澳] 德力克·帕尔默 著 袁明德、王建谋 译

责任编辑:林清溪 岑峰

地质出版社出版

(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发行

开本: 787×1092¹/₁₆ 印张: 10.875 字数: 251,000

1989年6月北京第一版·1989年6月北京第一次印刷

印数: 1—1006册 定价: 2.20元

ISBN 7-116-00367-3/P·315

译者序

折射波法最早用来勘探石油和盐丘，尔后又在天然地震和工程地质调查中起过相当大的作用。但是，长期以来由于方法革新缓慢，大有被后来居上的反射法取而代之的趋势。

本书作者德力克·帕尔默根据自己长期在地震勘探方面的实践经验，认为折射法有其自己的长处，它应该跟反射法一样得到应有的重视和发展。这两种方法各有所长、相辅相成，可在不同领域和场合下发挥本身优势，共同解决地质问题。他把反射法的多次叠加、速度分析、偏移校正等技术引进到折射法中，于1981年提出了广义相遇时间法（GRM），并出版了专著。

《折射地震学》是他的关于折射地震勘探的第二本著作。本书跟《广义相遇时间法》的不同点在于它系统地论证了各种解释方法的功能和不足，以及这些方法的演变进程，并对长期存在于折射法中的重大局限性，如隐藏层、速度倒转、变速层等问题作了较详细的讨论，并提出了解决办法。

本书的第三、第六和第九章由王建谋翻译，其余均由袁明德翻译并对全书统一校对。

由于水平有限，时间仓促，译文不妥之处，敬请读者指正。本书翻译过程中曾受到地矿部北京计算中心的领导和029项目同志们的大力支持，并无私提供原文书籍，谨致谢意。

译者 1988.3.28.

序 言

本书提出一套综合方法，它适用于大多数折射波法地震勘探（简称折射法）的实际情况。这个目标初看简单、但至今未有重要进展。

大多数介绍折射法的书都是基于收集一些已用过的巧妙技术和解释方法，同时强调这门学科已经过时的方面、错综复杂的方面和模糊不清的方面。但我相信，折射法需要象彼得·德鲁克（Peter Drucker）所说的“有计划地抛弃那些陈旧的、缺乏生产力的和不再适用的部分。”这是我的宗旨。

本书的重点是解释理论，地震勘探丛书的其它几卷将介绍仪器、野外技术和实际应用。

当反射地震勘探（简称反射法—译者）已经跨入三维时代之际，折射法现在可以夸口，已经在用四维方法了。地震波传播速度（简称地震速度）可以作为深度（第五—十三章）、距离（第八章）、方向（第十八章）和倾斜（第十七章）的四维函数来测量。

尽管大多数物探理论都假设平界面均匀地层，但实际地层是既不规则又不均匀的，因此，大多数地球物理学家对后者更感兴趣。用GRM* 勘探不规则折射界面就可能成为四维折射技术。

书中对横向分辨率概念的重要意义有新发展。这种新观点是用新方法测量地震波速度（第十章）的结果。未来的折射波接收技术必然会获得非常高的横向分辨率，以改善在浅层工程场所，沉积盆地和壳体调查中对地震速度的测量。

此书如不是受惠于许多帮助则难以成功。写此书时正是我妻子Deborah生我们第二个儿子的时候（第二个儿子是在永无休止的搬迁中长大的！），打印原稿给她增添了更多的困难。然而一场大火烧毁了我们的家、所有藏书和初稿，使她后来不得不又重新打印原稿。在这场厄运当中，Keeva Vozoff和麦克利大学物探中心给了我及时的鼓舞和支持。Kerry Smart绘了图，Michael Leys帮助把磁带资料导入磁盘，Adelmo Agostini、Peter Hatherly和David Pegum 帮助编制各种图件和大纲。在此，我衷心感谢他们所有这一切帮助和贡献。

德力克·帕尔默

1986年3月于

新南威尔士，悉尼

* GRM—The Generalized Reciprocal Method 广义相遇时距曲线法或称广义相遇法——译者

目 录

译者序	
序 言	
第一章 折射法的应用：过去、现在和将来	1
第二章 折射过程	3
第一节 波前面	3
第二节 惠更斯原理	3
第三节 斯奈尔定律	4
第四节 首波	6
第五节 几何光学原理的应用范围	7
第六节 本章小结	8
本章参考文献	8
第三章 折射法的一般性质	9
第一节 纵测线	9
第二节 层状地质模型	9
第三节 旅行时间图	10
第四节 初至记录	11
第五节 首波振幅	12
第六节 速度测量区	12
第七节 本章小结	13
第四章 野外资料规格	14
第一节 利用重复资料提高分辨率	14
第二节 水平层状介质	14
第三节 倾斜层状介质	15
第四节 多层介质情况	16
第五节 向斜	17
第六节 本章小结	18
第五章 截距时间法	19
第一节 常地震波速度平界面模型	19
第二节 地震波速度与倾角的关系	19
第三节 速度近似	24
第四节 多层旅行时间	26
第五节 截距时间	27
第六节 深度转换因子	28
第七节 深度转换因子的近似值	29

第八节	广义截距时间	30
第九节	截距时间法的应用	32
第十节	本章小结	33
	本章参考文献	33
第六章	相遇法	34
第一节	相遇法的由来	34
第二节	折射层速度解析函数	34
第三节	不规则层的影响	37
第四节	时间-深度函数	41
第五节	炮点处的时间-深度函数	42
第六节	相遇法应用于不规则层	42
第七节	相遇法的应用	43
第八节	本章小结	44
	本章参考文献	44
第七章	偏移	46
第一节	偏移距	46
第二节	波前法	50
第三节	海勒斯法	52
第四节	延迟时法	55
第五节	本章小结	57
	本章参考文献	58
第八章	广义相遇法	60
第一节	广义相遇法 (GRM) 概述	60
第二节	折射速度解析函数	60
第三节	广义时间-深度	63
第四节	偏移的聚焦原理	66
第五节	近地表不规则变化和偏移	67
第六节	不规则界面和偏移	69
第七节	折射速度变化和偏移	73
第八节	最佳XY值	74
第九节	本章小结	74
	本章参考文献	75
第九章	隐藏层	76
第一节	数学模型和实际地层	76
第二节	盲带中的隐藏层	77
第三节	次至和续至同相轴	79
第四节	盲带的重要意义	81
第五节	隐藏层校正	82
第六节	速度倒转	84

第七节 本章小结	87
本章参考文献	88
第十章 平均速度	90
第一节 等效层	90
第二节 平均速度	90
第三节 误差	91
第四节 模型研究	92
第五节 本章小结	93
本章参考文献	93
第十一章 基准面校正	94
第一节 校正的必要性	94
第二节 风化层校正	94
第三节 高程校正	95
第四节 本章小结	96
第十二章 互换时间	97
第一节 误差原因	97
第二节 互换时间的误差对相遇法解释的影响	98
第三节 互换时间误差的纠正	98
第四节 范例	99
第五节 本章小结	100
第十三章 变速介质	101
第一节 同常速层的区别	101
第二节 射线参数	101
第三节 射线方程	102
第四节 埃维金函数	103
第五节 时间-深度表达式	104
第六节 旅行时间资料的反演	104
第七节 用GRM进行反演	107
第八节 变速度折射层	111
第九节 本章小结	113
本章参考文献	114
第十四章 时间剖面	116
第一节 时间剖面唯一性	116
第二节 解释和处理的区别	116
第三节 资料 and 解释的一致性	117
第四节 野外采集资料	118
第五节 本章小结	118
本章参考文献	119
第十五章 深度剖面	120

第一节 深度偏移.....	120
第二节 近地表异常.....	120
第三节 本章小结.....	121
本章参考文献.....	121
第十六章 资料处理	122
第一节 资料处理目的.....	122
第二节 测量波至时间.....	122
第三节 资料和处理资料的显示.....	124
第四节 本章小结.....	125
本章参考文献.....	125
第十七章 各向异性	126
第一节 各向异性的表现.....	126
第二节 各向异性的影响.....	127
第三节 各向异性介质的速度.....	127
第四节 相速度面.....	129
第五节 用斯奈尔定律求解.....	131
第六节 各向异性因子的近似值.....	136
第七节 折射速度分析.....	137
第八节 平均速度.....	140
第九节 模型研究.....	141
第十节 本章小结.....	145
本章参考文献.....	146
第十八章 三维勘探	148
第一节 地震测线的方位.....	148
第二节 扇形排列.....	148
第三节 层析成像.....	149
第四节 折射层中的波前重构.....	149
本章参考文献.....	151
第十九章 振幅和衰减	152
第一节 首波中的振幅信息.....	152
第二节 地震波振幅.....	153
第三节 衰减.....	154
第四节 衰减测量.....	155
第五节 本章小结.....	157
本章参考文献.....	157
第二十章 结论	159
第一节 需要改革.....	159
第二节 综合方法.....	159
第三节 从横向分辨到纵向分辨.....	160
主题索引	162

第一章 折射法的应用:过去、现在和将来

折射法是最早用来寻找石油的地震勘探技术。本世纪二十年代,它在美国墨西哥湾通过发现盐丘找油,在伊朗通过圈绘大型构造找油都获得了极大的成功。但是,时至三十年代,反射法后来居上,成了用得最广的物探方法,这种情况一直延续至今天。今天,折射法只用来对未知地区作初步调查,或者在得不到好的反射资料的地方用它来代替反射法。

可是,今天,这样一些作用也正在消亡。大多数勘探人员都愿意用反射法,因为反射法不但信息量大,而且在它的生产工作中,已经形成了许多常规的野外队伍和熟悉的资料处理方法。相应地,廉价爆炸索在反射法初步调查中的推广使用,现代化的接收和处理技术又几乎处处都能得出有用的结果。

结果,目前折射法几乎专门只用来作浅层调查,象工程现场勘察,寻找地下水和冲积矿藏,以及为反射法作风化层改正;要不就是用来作深部地壳研究。但就是这样一些专用折射法的领域目前也受到了冲击,最近针对非常浅目标的浅层反射试验取得了异常的成功,取代折射法之势只是时间迟早问题,即便是在条件困难的硬岩环境,命运也是一样。还有,深部大陆地壳的反射剖面计划也已建立起来了。

那么,折射法未来命运如何?

利用折射法取决于如何更好地评价它的实力,其中除了它具有用大震源能快速覆盖长距离以便探测深部目标的特点以外,折射法还具有构画存在明显速度对比的隆起构造的能力。

这些处在具有明显速度对比、强烈起伏构造之下的反射界面,譬如位于断层、生物礁和沟槽之下的碳酸岩,蒸发岩之类形成的反射界面,用常规反射法是很难构画出它们的界面的。为了求准速度,反射法要求地震射线垂直穿过或者近似垂直地穿过地层,但是,当上下层速度明显差别时,任何上层面的强烈起伏必然严重地影响地震波旅行时间,结果就使得反射时距曲线显著地偏离标准双曲线函数,这不仅使测量速度产生很大误差,而且共中心点动校叠加也将成为问题。

相比之下,折射法在速度差别大的地方通常能很好发挥作用。对于不规则地层,广义相遇法(GRM)是最好的方法,用它来发现隐伏地层,各种速度中间层和各向异性等等效果尤其突出。测量折射波速度时,水平射线并不穿进折射层很深,构造起伏影响很容易通过具有偏移机能的折射波速度分析技术加以克服,譬如 GRM。此外,从下面深部折射面来的显著倾斜的射线往往证明这些中部构造可能下冲。

因此,反射法无能为力的地方,折射法仍不失为是很方便的替代方法。无论如何,联合使用折、反射两种方法是非常可取的,从折射法取得初步地层速度模型,把它用到相应的反射资料特殊处理中去,这类方法很可能用到极浅层勘探或硬岩环境的勘探中。

大能源、大于勘探深度的长距离接收,通常并不认为是一个方法的优点,无疑这是致使反射法成为常规找油方法的起始原因,因为使用反射法实际的好处是它的排列长度很少超过勘探深度。可是在浅层勘探中,譬如确定风化层,折射法却是既方便又快当的方法。

从测线公里数考虑,折射法作反射静校正可能最有用武之地。由于风化层和次风化层之间速度比差大,而且一般深层反射法的排列长度能既经济又快速地达到折射法的要求,这些条件都有利于折射法作静校正目的使用。

静校正好坏影响反射法最终剖面的分辨率,目前对此相当注重。时间分辨率的改善跟空间分辨率改善息息相关。道数增加时,同时使道间距缩小,结果使速度滤波,射线控制以及其他各个步骤的处理流程都得到了改善。静校正处于各步处理流程之首,精确的静校是取得良好反射结果的必要步骤。

炸药放在井中风化层以下爆炸作为震源,用井口时间可以很好地控制静校正量,但随着普遍使用地面震源以来,提取精确静校正量成了很大的问题。

由于确定风化层厚度为反射法作静校正成了当前和今后折射法用途最广的场合,本书列举大多数模型都代表浅层环境,但是所叙述的各种方法对更深的目标同样适用。事实上,更深一些的目标效果可能更好,因为浅层倾斜、深度和速度的横向变化都比较大,对任何物探方法来说都是严峻的考验。任意的模型,它们所用来表示时间、距离和深度的数据和数轴,只要简单地乘上合适的系数即可把毫秒、米转换到秒、公里,所以这些模型同时可以代表沉积盆地或地壳形态。

毋庸置疑,折射法能否更广泛地用来勘探深层目标取决于能否开发方便经济有效的接收技术。这一点很可能通过结合反射接收系统予以实现,而不是独辟蹊径另搞一套不同的折射系统。在海洋环境显然是用多道声纳浮标,至于陆上,用放在深井中的临时检波器或永久检波器有很多好处,它们不仅能把讯噪比提高12dB到18dB,而且由于缩短了在上部地层中的射线路程、所需激发能量也可相应改小,还能实现在短距离上就能收到深层折射波。

实际上,利用深井接收折射波,可以看成是大偏移距的垂直地震剖面的扩展,它提供了一种方法,使得钻井所取得的信息控制范围延伸到更远的地方。

然而,发展合适的接收方法,以便得到质量和数量满意的地震资料,这只是折射法今后发展方向的一个方面,同样重要的另一方面是尽量利用地震数字接收和反射资料处理技术的优越性,除了改善现有信息质量,如更精确地测定速度和深度以外,我们还需要从折射资料中提取更多的信息,如吸收和各向异性的信息。

为了达到这个要求,需要发展一套综合方法,使折射法适应大多数现实情况,这些现实情况是折射法工作者现在和将来都会遇到的,而不是分类列举用过的各种巧妙技术。根据这个目的,本书着重介绍标准截距时间法,常规相遇法和广义相遇法。这些方法在大多数折射勘探场合都是最方便和最有效的。这些方法代表了一个符合逻辑的发展趋势,它表明折射法的发展趋势是勘探深度不断增加,应用范围不断推广和复杂程度不断提高。由于现有许多折射波勘探方法,这些方法或者相似于以上三种方法之一,或者是其中之一的特殊情况,本书叙述范围并不严格限制在以上三种方法,适当的地方也还介绍其他不同方法之间的关系。

本书旨在论证一种方法,这种方法在理论上是完善的,在地质勘探中是实用的和富有生命力的,它会带来根本的改革。毫无疑问,它通过改变折射法以往的原理来迎接将来的需要,证明折射地震工作者有能力完成当前的工作。当然,它还需从解决实际地质问题中不断取得经验来完善自己,只有让时间来发展这个宝贵的经验,揭示折射法的未来。

第二章 折 射 过 程

第一节 波 前 面

地震折射地球物理勘探旨在测量岩性物理参数的空间变化,譬如,通过分析人工激发地震讯号获得岩土中地震波的传播速度和吸收系数。这些岩性物理参数分别跟岩石类型、孔隙度、节理、风化程度以及其他地质因素相关,所以能用它们提供地质体在三度空间中的分布情况。因此,折射法是基于研究分析传入地下、并通过折射过程返回地面的地震扰动。

通常由爆炸产生地震能量、能量在周围介质中全方位向外传播。每一时刻,按照扰动所到之处、介质分成鲜明的两部分:经过或正在扰动的部分,和从未扰动的部分。这两部分的分界面就称为波前面。波动从震源传到波前面上无论哪一点所化的旅行时间相同。

用检测器可以观察波前面的传播,象地震检波器和水下检波器。波前面从观察点上通过,这点就记录到一次剧增的信号峰值。

波前面上每一点的速度可以沿着通过这点的,垂直于波前面的法线方向测得。

理论上(数学上)常用解波动方程的办法描述地震波的波动现象,诸如波在界面上发生反射和折射,纵波和横波互相转换等。论述这一系列公式解超出了本书的范围,请读者参考格兰特(Grant)和韦斯特(West, 1965)和莫奈(Mooney, 1983)的著作。本书将采用一系列简明几何光学近似表示方法。

第二节 惠更斯原理

惠更斯原理首先指出,波前面上的每一点都可看作为一个新波源。因此,已知某一时刻波前面,就可根据子波包络面决定下一时刻的波前面。子波面是一系列以原来波前面上的点为中心,以射线速度,即能量传播的速度乘以间隔时间为半径所画出的面。它们惯常也叫惠更斯子波。

一般情况下假设介质是各向同性的,也即能量传播速度与方向无关。这时惠更斯子波是一系列球面(在纸平面上为圆)。但如果考虑各向异性,地震波速度在各个传播方向上不同,那末惠更斯子波的平截面是一系列准椭圆。

图2-1表示出波前面的制作过程,时间 t 时刻的波前面轨迹是下一时刻惠更斯子波的中心的集合。图中左边显示了其中一个单独子波。 $t + \Delta t$ 时刻的波前面就是这些子波的包络面。虽然我们取向扩展的更大包络作为新波前面,但向内方向也还有一个波前面,选择哪一个则取决于原来波前面的传播方向。

惠更斯原理并非是一个武断的命题,由于波前通过每一点,结果是使这一点从平衡位置产生位移,考虑到一致性的原因,这些点势必跟最前面的震源点同样对待。用除了包络

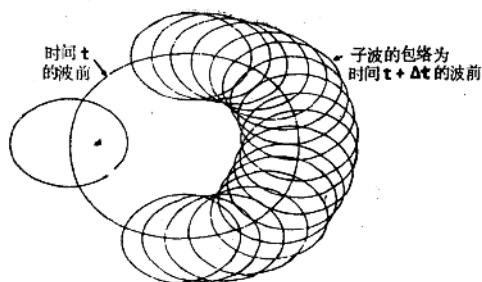


图 2—1 新波前面是以原波前面为中心惠更斯子波的包络面

面以外的所有其他位置上的惠更斯子波互相干涉抵消作用，就能除去比需要多出来的波前面问题。

图2—1中的例子好象显出根据惠更斯原理作波前面图是非常麻烦的，还不如用精确的分析方法。但情况并不总是这样，当遇到复杂速度分布层和不规则界面时，惠更斯原理比其他方法更方便，尤其是当折射波伴随着反射波和绕射波一起出现时，更见其方便可行。此外，它还提供了导出斯奈尔定律的简捷方法。

第三节 斯奈尔定律

波前面传到两种地震速度不同介质的分界面上时，部分能量反射回到原介质、部分能量穿进第二介质之中。在界面上波前面传播方向发生改变，即发生折射。波前面在每一种介质中的传播方向可用斯奈尔定律来描述。斯奈尔定律用下面的方法导出。

如图2—2所示，考虑 t 时刻的平面波前AB，它在各向同性的上复介质中以速度 V_1 向下传播，到 $t + \Delta t$ 时刻波前面位置是CD。它是从AB以 $V_1 \Delta t$ 为半径画圆弧作切线得到的。

在C点波前面遇到界面，并通过它进入具有速度 V_2 的各向同性介质。用惠更斯子波确定 $t + 2\Delta t$ 时刻的波前就是以C点为圆心、 $V_2 \Delta t$ 为半径作圆弧。在不失一般性的条件下、为方便起见，选B、D和F，使D经过 Δt 之后到达界面上一点F。它在时间 $t + 2\Delta t$ 时已进入第二介质之中的波前面位置是子波轨迹在E点的切线，这切线通过F点。GH是 $t + 3\Delta t$ 时刻的波前面，它是由E和F为中心， $V_2 \Delta t$ 为半径作弧画共切线得出的。

波前面总是沿着自身的法线方向运动、设 α_1 和 α_2 是波前分别在两种介质中的运动方向跟界面的法线的交角，用简单三角关系导出：

$$CF = \frac{DF}{\sin \alpha_1} = \frac{CE}{\sin \alpha_2}$$

也就是

$$\frac{V_1 \Delta t}{\sin \alpha_1} = \frac{V_2 \Delta t}{\sin \alpha_2}$$

分子分母互换则有

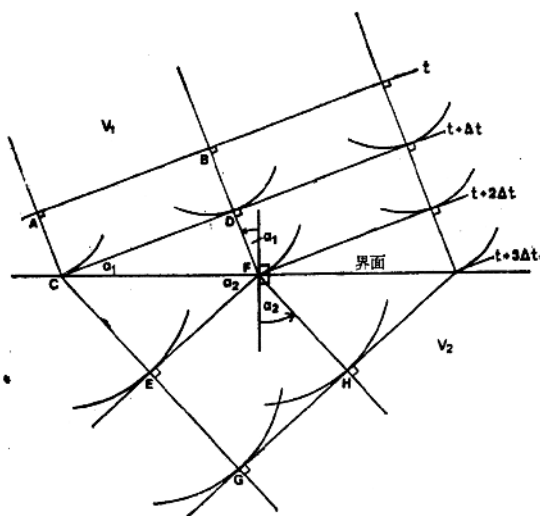


图 2—2 用惠更斯子波作出穿过两种介质的连续波前，并用斯奈定律证明
由于是在各向同性介质中，射线跟波前的法线重合，因此，斯奈尔定律也能用到射线上

$$\frac{\sin \alpha_1}{V_1} = \frac{\sin \alpha_2}{V_2} \quad (2.1)$$

方程 2.1，即斯奈尔定律，也称折射定律。它表示波前面通过界面仍然保持连续。

它也可用各向同性介质中波的射线来表示。射线定义为惠更斯子波和波前面或包络面上相切点的路径。射线是波前面上一个特殊点传播的实际路线。

在各向同性介质中惠更斯子波线是个圆，因此，它的半径或射线垂直于圆弧上一点的切线，射线跟波前面的垂直方向一致，斯奈尔定律也能用到射线上，也即 ACEG 和 BDFH。

但各向异性介质则不同，因为惠更斯子波线这时不是圆。在图 2—3 的两种各向异性介质中，通过射线或波前乘上 Δt 构画的惠更斯子波可构成相继的波前面（见第十七章）。射线 ACEG 和射线 BDFH 上的点既是波前面上的切点又是下一个子波的圆心。

但是这些射线并不垂直于波前面。

用简单的三角关系：

$$CF = \frac{MF}{\sin \phi_1} = \frac{CK}{\sin \phi_2}$$

一个波前面的传播速度或相速度，它是沿着垂直波前面的方向测量的，也即沿着图 2—3 中的 MF 和 CK。如果以 $V_1(\phi_1)$ 和 $V_2(\phi_2)$ 表示相速度，它是波前面传播方向与界面法线方向交角的函数。

$$\frac{V_1(\phi_1) \Delta t}{\sin \phi_1} = \frac{V_2(\phi_2) \Delta t}{\sin \phi_2}$$

重排得到

$$\frac{\sin \phi_1}{V_1(\phi_1)} = \frac{\sin \phi_2}{V_2(\phi_2)} \quad (2.2)$$

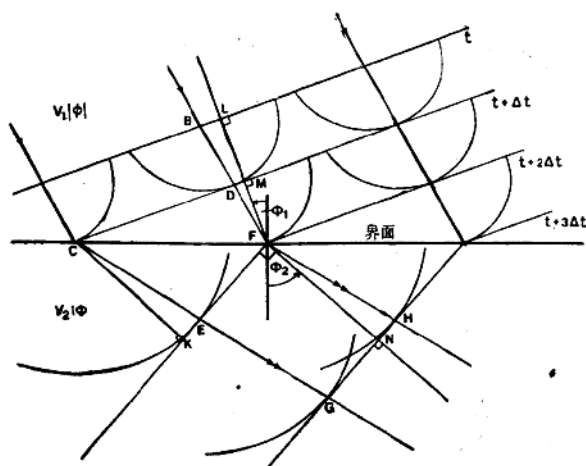


图 2—3 用惠更斯子波作出穿过两种介质的连续波前，并由斯奈尔定律证明
由于是各向异性介质，斯奈尔定律只适用波前法线，而不适用射线

斯奈尔定律只是一般地适用于波前面。虽然同样用于射线，可是只有在各向同性介质中才正确。绝大多数地质沉积和重建过程都显现出各向异性胜于各向同性。我们在第十七章中详细论述各向异性问题。读者可以将其它章节中假设各向同性的各种理论推广到各向异性介质中去，此时只需将在各向同性介质中为方便起见，认为射线和波前法线是相同的概念，予以适当地分开就行了。

第四节 首 波

地震波速度通常随深度增加，特别值得庆幸的是这种情况下传的地震能量才可能通过临界折射又返回地面。

从方程 (2.1) 可见，当 V_2 大于 V_1 时， α_2 就大于 α_1 ，随着 α_1 增加到某一个值， α_2 增加到一个最大值 90° 时，能量就被折射到沿着界面下侧运行，此时的 α_1 值称为临界角，记为 i_{12} ，

$$\sin i_{12} = \frac{V_1}{V_2} \quad (2.3)$$

整个过程表示在图2—4的简单二层模型当中。地表震源击发的半球形波前面地震波在上层介质中扩散开，最后这些波前面碰到界面，又继续向下层介质中扩散。其中用惠更斯原理画出了部分波前面，波的法线以方程 (2.3) 所确定的角度入射到界面，这时，折射波前法线方向平行于界面，因此，能量沿界面传播。

由于界面两侧介质不会发生相对滑动，沿界面传播的折射波同时也牵动上层介质一起运动，因此，能量被有效地发射回到第一层介质中，这些在上层介质中的新波前面形状同

样可用惠更斯子波原理画出来，它们呈圆锥形状。用方程2.3能容易地求出波前面法线跟界面法线的交角。这些波前即是所谓的首波。

产生首波的唯一条件是下层介质地震波速度要大于上层的，只要这个条件满足，就有可能产生出纵波首波，横波首波和各种联合首波。然而大多数地震调查利用的只是各层中的纵波首波。

对于各向异性介质，方程2.3变成如下形式：

$$\sin i_{12} = V_1(i_{12}) / \omega(90^\circ) \quad (2.4)$$

这里 $V_1(i_{12})$ 是上层介质中，以临界角 i_{12} 入射方向的地震波相速度； $\omega(90^\circ)$ 是在第二层介质中，沿着界面滑行的射线速度（能量传输速度）。通常用方程2.4难以解析出临界角 i_{12} 。

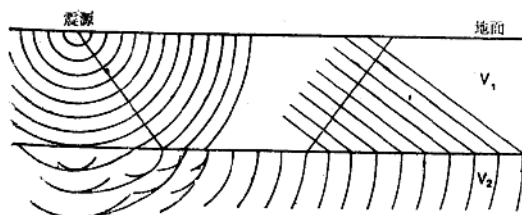


图 2—4 当下层波速高时，波前表示出能量沿着下层介质顶面传播，能量以临界折射圆锥形波前返回地面，称为首波

第五节 几何光学原理的应用范围

地震折射资料的常规分析技术大多数基于惠更斯原理，斯奈尔定律和临界折射。正象以后的章节中要论述到的，这些方法能够确定许多复杂构造。

但是对地震波的研究（如格朗特和威斯特，1965）告诉我们，这些几何光学近似性原理只在波长跟地层厚度相比是十分小的情况下才适用，这个条件并不是永远能满足的，在浅层勘探中尤其突出。

放弃几何光学方法实在迫不得已。因为它们在常规地震勘探中给了我们莫大的方便，特别是在只需分析使用初至波资料时。

作为另外的选择，譬如解弹性波方程，并不现实，除了需要更多更好的资料而外，大量运算也很成问题。更重要的是，作为岩石共同具有的各向异性问题，岩上的弹性问题，在理论上研究还相当不完善，认识也不充分。

幸好几何光学近似原理在早期的折射波勘探中就已经证明是有效的，此外，在对浅层困难地区的勘探中，运用波动方程有限差分解方法作出了证明，用几何光学原理预测初至波时间解确实存在（哈色力（Hatherly, 1982））。

由此，我们可以放心地使用上述原理。但是，这些方法原理通常不能用来作振幅研究。在突出的折射界面上出现振幅异常时，必须格外小心处理这些异常。

第六节 本章小结

波前面把介质分为波动已通过和波动还未通过的两部分，它是由震源出发的一系列等旅行时面。

新波前面是中心在原波前面上的所有惠更斯子波的包络。射线则是连接惠更斯子波源和波前面上相应地点的连线。

斯奈尔定律或折射定律描述波前面穿过界面的连续性，它告诉我们射线与界面法线交角的正弦跟波的相速度之比在每种介质中都相等。

临界折射时，低速度介质中的入射角正弦值等于两种介质中地震波速度之比。能量以锥形临界折射波前面返回到地面，称为首波。

几何光学原理能精确预测波至时间，但不能预测振幅值。

本章参考文献

- Grant, F. S., and West, G. F., 1965, Interpretation theory in applied geophysics. McGraw-Hill Book Co.
- Hatherly, P. J., 1982, Wave equation modelling for the shallow seismic refraction method. Bulletin, Australian Society Exploration Geophysicists. vol. 13, p. 26-34.
- Mooney, Harold M., 1983, Synthetic seismograms for body waves; an overview, First Break, vol. 1, no. 12, p. 9-20.