

美国石油地质学家协会进修丛书

伯特 E. 谢里夫 著

地震资料构造解释

石油工业出版社

美国石油地质学家协会进修丛书 (二十三)

地震资料构造解释

雷伯特 E.谢里夫 著

王荣华 译 刘民中 校

石油工业出版社

内 容 提 要

本书是美国石油地质学家协会进修丛书第二十三分册。主要介绍了地震勘探工作的基本原理以及不同构造现象在地震资料上的解释方法。

※ ※ ※

全书由马恩泽同志校审，在翻译过程中还得到刘海峰同志的帮助。

Robert E. Sherliff

Structural Interpretation of Seismic Data Continuing Education Course Note Series *23

The AAPG Bookstore

Second Printing June 1983

*

美国石油地质学家协会进修丛书（二十三）

地震资料构造解释

雷伯特 E. 谢里夫 著

王荣华 译 刘民中 校

*

石油工业出版社出版

（北京安定门外外馆东后街甲36号）

地质印刷厂排版印刷

新华书店北京发行所发行

*

787×1092毫米 16开本 2³/₄印张 4插页 65千字 印1—1,700

1986年11月北京第1版 1986年11月北京第1次印刷

书号：19037·2589 定价 1.05 元

目 录

一、地震剖面 and 构造剖面的关系.....	(1)
二、偏移校正几何畸变.....	(13)
三、断层作用的形迹.....	(33)
插图 (1 ~ 16)	

一、地震剖面和构造剖面的关系

清晨,将一块卵石扔进平静的山间湖水中,水面上即刻会泛起波纹(参见书后插图1),这种现象正是卵石的冲击力所引起的,因为卵石投入水中之后,会溅起一些水滴,这些水滴下落,在水面碰撞形成一种复杂的波形。部分扩展的波列碰到岸边大块岩石便反射回来。反射波形与直达波形之间有差别,反射岩层的倾斜度和差异使反射波形发生了变化。地震解释的目的就是要通过对反射波形的观测,推断出岩层表面的形状及其性质,但这是一个棘手的问题,因为波动理论比较复杂。要注意的是,反射波形与反射层本身的形状并不完全相同。例如,靠近反射波的中央呈一干扰形,在此,来自反射面不同部分的反射波以相

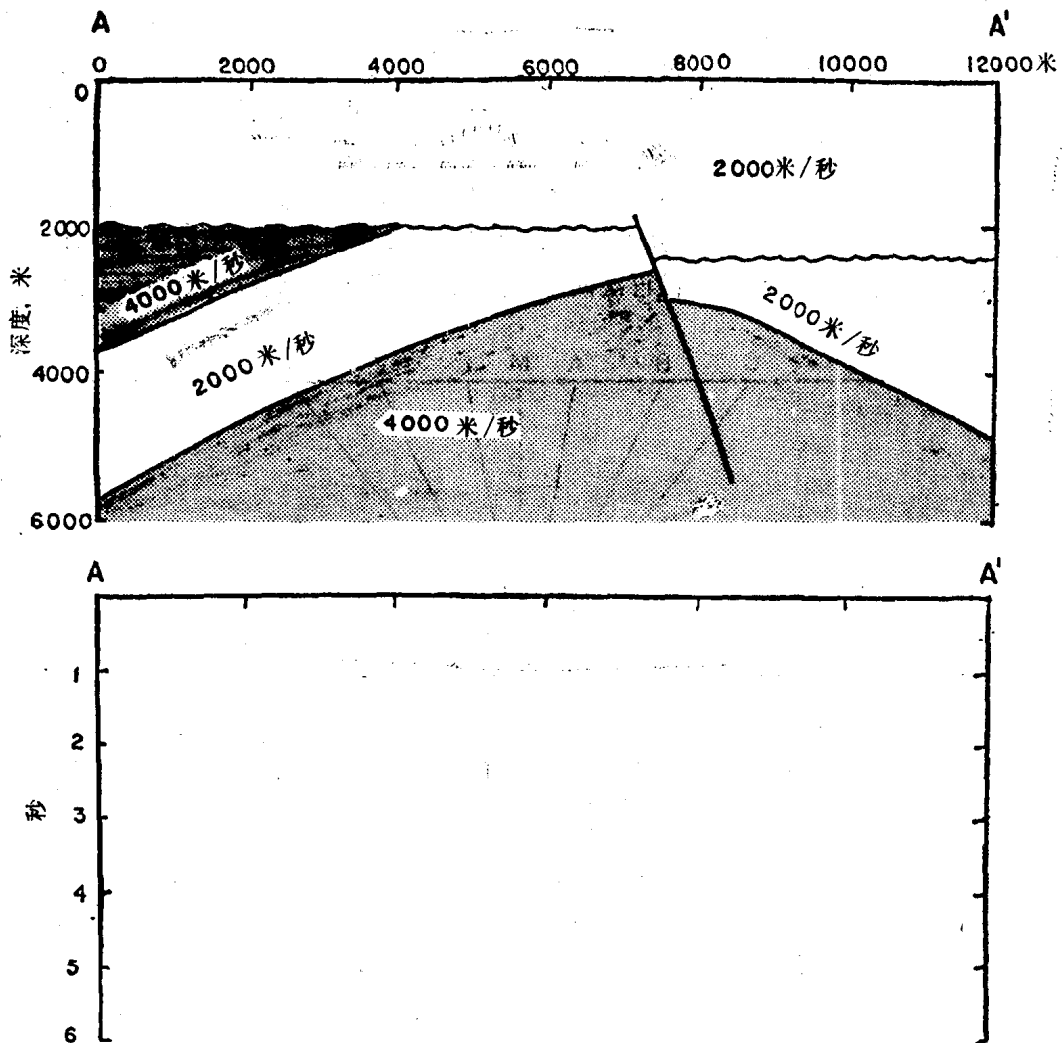


图1 断层背斜模型。要求,在模型下部绘制一张共深度点剖面(也许会沿着这张剖面进行放炮)上的同相轴波至时间草图(据 Sheriff,1978)

同的时间到达。

现代地震处理所得到的地震剖面很象穿过地层的横剖面。因此，我们通常就按照这种想法去解释地震剖面。在某些情况下，这样处理是可行的。但必须注意：地震剖面并非是一个简单的地质剖面。图1是一个断层背斜模型。让我们来确定一下代表这一地质模型的地震剖面。这个问题和我们平常所遇到的问题不同，因为平常遇到的问题是根据地震剖面来推断地层性质的。

在图1上，我们沿着地震测线进行放炮，从而得到共深度点叠加地震剖面。确定这一剖面首先要考虑采集技术。现今，大部分地震剖面都是由共深度点技术得到的。通过检波器观测一系列信号源发出的反射波（以及其他波），我们得到大量的输入记录道。将观测到的输入记录道和带有一个共同中心点的道一起分组安排，叫做共用中心点采集。

图2是一个不包含复杂速度的平坦反射层。由检波器1所记录下来的信号源A的地震波可能包含着反射点 A_1 ，而检波器2所记录的另一个信号源B的地震波，可能也包含着同一反射点。许多震源和接收器的组合都包含着同一反射点。在资料处理过程中，我们要校正从中点震源到反射界面，然后再由反射界面到 midpoint 检波器这段路程的走行时间。校正到达时间的目的在于将重合的震源和接收器固定在每个有效震源和检波器之间的中点位置后观察其结果如何，接着将含有同一中心点的各道叠加组合起来，在地震剖面上得出一个输出道。这样一来，我们就可以用一个共深度点叠加剖面来表示出每道的震源和接收器重合时的计算结果（尽管记录资料时采用的排列方法不是这样）。由于震源和检波器重合，由反射界面返回的传播路线会沿着其路径再次向下折回到反射界面，直到以直角碰到最终反射层。

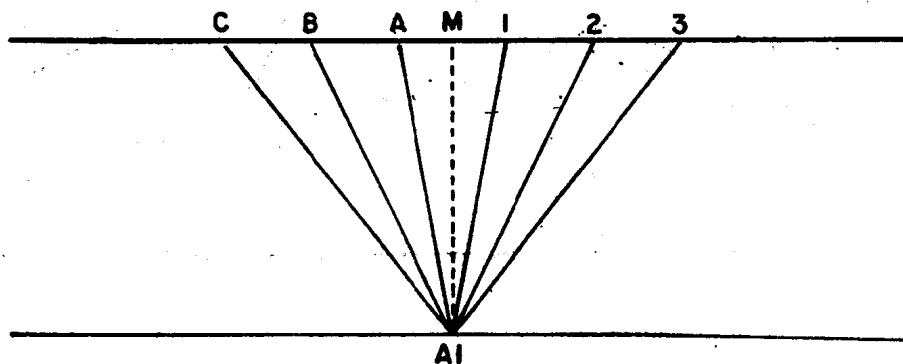


图2 共深度点资料采集排列，由1号检波器接收震源A的反射，震源B的反射由2号检波器接收，震源C的反射由3号检波器接收。所有的反射都包含同一个反射点 A_1 ，而且都以同一个中点M为基准点

在趋于地震测线的端点，由于记录道上的某些要素的消失，于是在含有较少要素叠加的地震测线的每端都有一个锥形区，这些地方的噪声干扰比较大，因此解释起来也更为困难。对于典型的地震测线，这种质量衰减地区所覆盖的长度与测线排列长度是相同的。例如，当覆盖长度为3公里时，在每条测线的末端排列长度也应是3公里。短测线的记录效果不如长测线的效果好，因为测线越短它所受的影响也就越大。有时，由于野外工作中存在的各种困难（如路线或许可问题等），到处都会受到同样的影响。

地球物理学家要测量反射波的到达时间。以图1中的第一个反射层4000米/秒（13200

英尺/秒)楔状体的顶面)而言,能量传播2000米(6600英尺)到达该反射层,然后反射回来,又传播2000米(6600英尺),即总的传播距离为4000米(13200英尺)。传播速度为2000米/秒(6600英尺/秒),即传播时间为2秒钟,这样我们在图4中2秒的地方绘出一个反射波,通往反射层的大部分能量正好经过这里。按照斯奈尔(Snell)定律,穿过界面(界面处速度发生变化)的传播路径是折曲的:

$$\frac{\text{入射角的正弦}}{\text{折射角的正弦}} = \frac{\text{入射介质的速度}}{\text{折射介质的速度}}$$

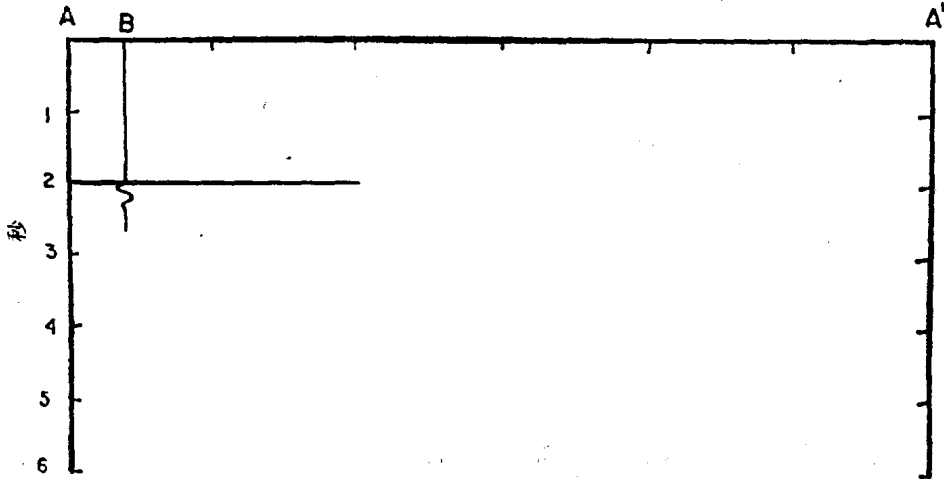


图3 来自图1中高速楔状体顶部的反射,用线条表示,显示该反射的到达时间,而且在B点的地震道上也能看到这种反射

图4说明了来自一个高速楔状体底部的反射情况。地震时间剖面(图6)上反射波之间的角度与反射层之间的角度不同。这是由于速度变化及绘制资料采用的刻度比和其他一些因素造成的。可以获得来自高速楔状体底部反射的右侧最远点为C点(见图4,5),在这个点以外的能量都属绕射能。

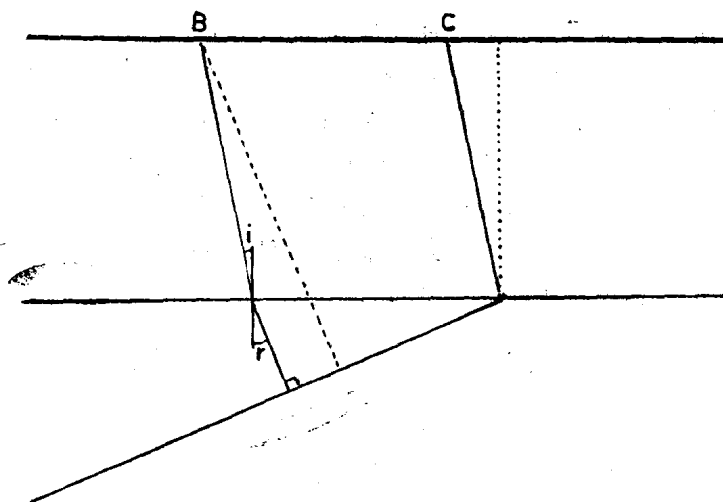


图4 自地表B点起的传播路径,通过一个速度变化的界面时发生弯曲,实线的传播要比短点虚线的传播快。入射角为*i*,折射角为*r*

反射波的振幅包括界面处的各种边界条件，其中有几个边界条件应该满足，尤其是位移的连续性和应力的连续性，少了这两个条件，有些工作就无法进行。我们用方程表示这些条件，就可在界面的对应边上按其物理性质确定反射波的振幅。一般说来，传播到界面的方向各不相同，因此最后导出的方程也就比较复杂了。但是，如果接近界面的角度为 90° ，表示的方法就简单了。同入射波的振幅相比，反射波的振幅是由密度和速度的乘积之变化得出的。可表示为：

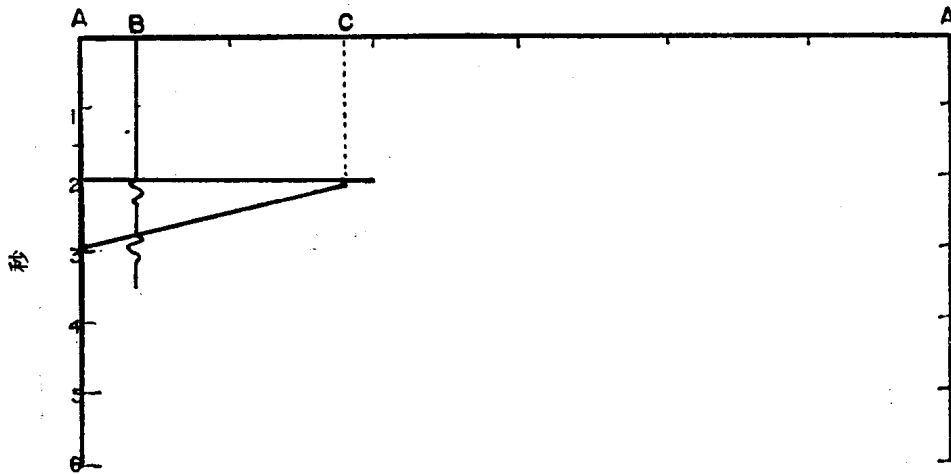


图 5 来自图1中高速楔状体顶部和底部的反射，用线条表示，表明了反射的到达时间，而且在B点的地震道上也能看到这种反射

$$\begin{aligned} \text{反射率} &= \frac{\text{反射波的振幅}}{\text{入射波的振幅}} \\ &= \frac{\text{速度和密度乘积之变化}}{2 \times (\text{速度和密度乘积的平均值})} \end{aligned}$$

当密度不变，速度从2000米/秒变为4000米/秒（如同在高速楔状体的顶部），此时我们得到一个 $1/3$ 的反射率，这说明反射波的振幅只有入射波振幅的 $1/3$ 。反射的能量与反射率的平方成正比，所以反射能量为入射能量的 $1/9$ ，而 $8/9$ 的能量穿过了界面进行传播。在此模型中选择这样的差值（从2000~4000米/秒）是为了计算简便，它们远比地层的大多数实际差值要大得多，地层的差值很有可能是100米/秒（330英尺/秒）的变化而不是2000米/秒（6600英尺/秒）的变化。大部分界面上的实际反射率很小（通常在0.01左右），所以绝大部分的能量（99.99%）被透射掉了，而反射回来的能量只是相当少的一部分（0.01%），但这也算是幸运的了，因为这一部分透射能会由深部界面反射回来。

计数器中显示的高速楔状体底部和顶部的各项数字正好相反（图1），底部速度变化为 -200 （反射率为 $-\frac{1}{3}$ ），顶部速度变化为 $+200$ 。反射系数为负，使地震子波反转，但反射率的量值是相同的。假定球形发散和其他类型的能量损耗得以校正（在资料处理过程中常常要进行这种校正），同时假定通过楔状体顶部所消耗的能量也可以忽略不计，那么反射振幅是相同的。如果入射波形是一个波谷后跟一个波峰，那么来自上部界面的波形也是一个波谷后跟一个波峰，但是来自下部界面的波形极性却相反，即一个波峰后跟一个波谷。通过

振幅，我们可以了解到界面上的差异程度，并且通过它的极性，我们还可以看出这种变化是从低到高，还是从高到低。

在这个模型中，我们把密度当成不变量，密度是反射率的一个系数，但通常密度变化是无从知晓的。密度和速度在地下通常是以相同的方向变化的，在正常情况下，速度的增长就意味着密度的增长。在速度和密度的乘积没有发生什么变化的不整合部位，其反射率为零，也就是说没有反射。但在该部位往往存在着各种性质变化，因而便产生一种很强的反射，事实上，很多最强的反射，经常是由这种不整合面所引起的。

习惯上，通常用波浪线来表示不整合面。但也许我们会用这条波浪线来表示一个粗糙的表面，而且有人会问这种粗糙的东西表示什么呢？它同反射又有什么关系呢？对于这样的问题，要根据地震能量的波长来回答，正象回答许多不同的问题一样，例如一个薄层能否产生反射？能否将一个层的顶部和底部的反射区别开来？一个构造是否能给出足够多的显示以供人们进行研究？

通常用速度和频率的商来表示波长，也可以用图 6 中的诺模图来表示这一简单方程。来自剖面浅部（1~2 公里深）的反射，其速度往往较低（大约 2 公里/秒或 6600 英尺/秒），频率偏高（频率大约以 50 赫兹为主），波长为 40 米（约 135 英尺）。按经验法则〔瑞利 (Rayleigh) 分辨极限〕规定特征要大于可见波长 $1/4$ ，在这种情况下，数值大约为 10 米（35 英尺），小于这个数值的某些特征就很难看得见了。随着地下深度的增加，通常速度加大，频率降低。假定深处的速度为 5 公里/秒（约 16400 英尺/秒）、频率为 20 赫兹，则波长为 250 米（约 820 英尺）。那么 $1/4$ 波长规定法则指的是在物理量纲中，60 米的深部特征和 10 米的浅部特征的地震表示是一样的，尽管后者比前者浅得多。地震剖面上波长的变化范围大约为 10 到 1，例如，我们假定这个剖面沉积后发生断裂，断距大约 30 米（100 英尺），对于浅部地层来说，30 米的断距比 $1/4$ 波长要大得多，因此，断层十分明显。但在深部地层，这 30 米与 $1/4$ 波长相比就微不足道了，于是随着深度的增加，断层逐渐消失。

高速楔状体终点反射能量的方式实际上是一种绕射，在许多点上都可观察到这种绕射。图 7 表示出两点的射线路径，我们可沿着这些路径通过追踪各个点而得出绕射曲线的形状。绕射在解释中非常重要，因为绕射曲线的峰指明了间断的位置。所以，在划分断层时，绕射是特别有用的。反射终止点通常是不清楚的，因为反射混入绕射后，在未偏移剖面的反射层位置上看不到反射，只有从下倾方向才能看到。但通过绕射波的峰值却可以正确地判断出断层的位置。偏移处理是把绕射折回到波峰点。来自楔状体顶、底的反射与绕射曲线成正切关系。一般来说，反射和与反射层终点相结合的绕射曲线是相切的关系。

在底部反射层对着断层截断的各个点（图 8 中 G、H 点）上同样会产生绕射，在这些点上终止的反射波与绕射波相切。由于反射和绕射在振幅、相位上都是连续的，因此很难确定反射是在哪里变成绕射曲线的。

如果模型基底的顶面光滑并且是连续的，那么来自这里的反射就会有一个扭折（实际上是某种超覆），这是由于上覆的高速楔状体发生畸变所引起的（它起着一种畸变透镜的作用）。我们可以假设有两条包含反射点 E、F 的传播路径，在该反射层上这两点相距不太远（见图 8）。从 E 点返回到地表的这段路径也许不会碰到高速楔状体，而从 F 点返回到地表的那条路径也许会碰到高速楔状体，因此它就穿过了由 E 返回的路径。在速度发生侧向变化的地方，就可能出现这种复杂现象，其中还包括侧面变化之下的同相轴的畸变。所以，基

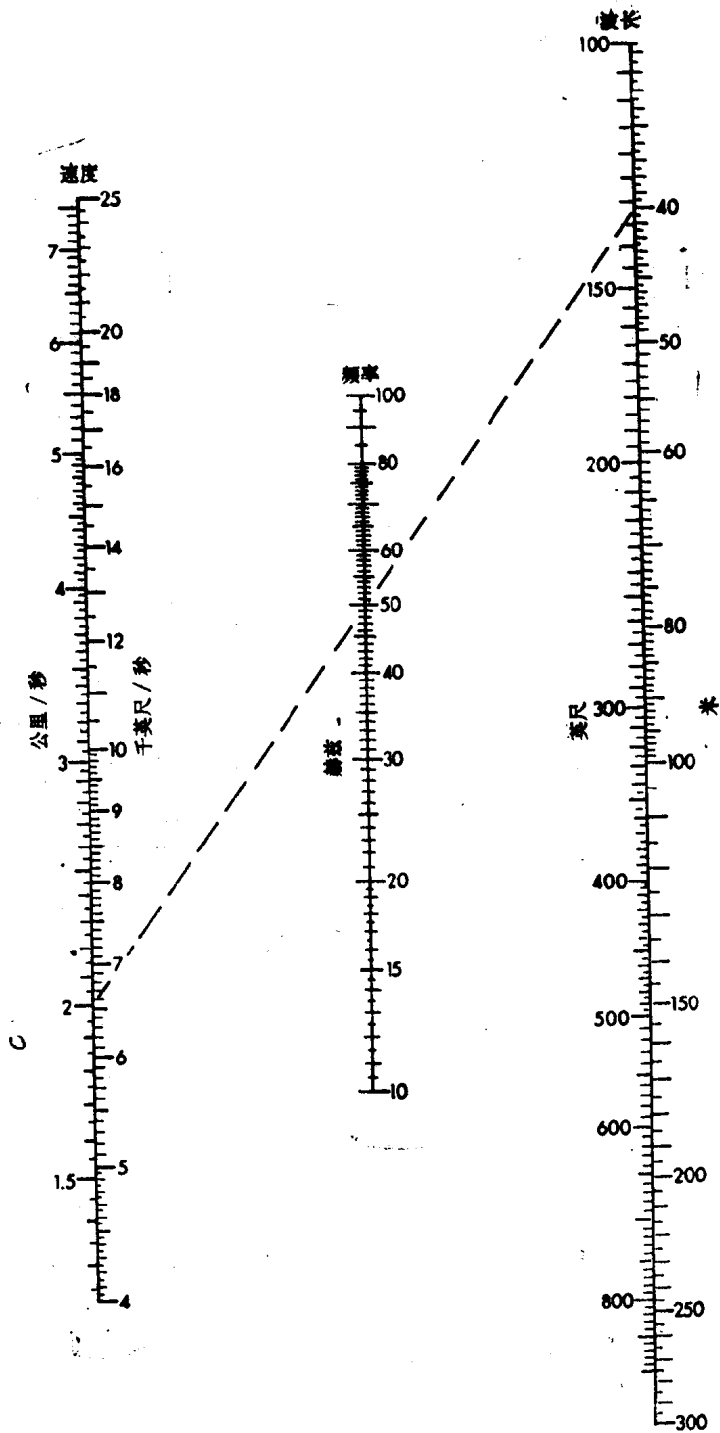


图 6 诺模图，一条直线联系了速度、频率和波长，左右两条线的外边给出了公制单位，而里面给的是英制单位，例如：速度 = 2公里/秒，频率 = 50赫兹，波长 = 40米
(据 Sheriff, 1980a)

底同相轴的畸变是由较浅部的楔状体引起的。从地面整个P区上可观察到两次基底反射，一次不经过楔状体，一次经过，这样就产生了一种多次分叉的情形。这种情形同样会产生“假定”绕射（图8）。当我们从地震剖面上观察这些“假定”绕射时，它们确实是绕射，只有在与它们有关的反射界面中不存在间断时，我们才说它们是“假定”的。

地震射线在到达记录表面之前要经过一个焦点，这样就产生了多次分叉的情形。在物理光学中，光线的交叉称为聚焦。这里我们所遇到的现象称为速度聚焦作用，高速楔状体象一个透镜一样，把地震射线路径聚集到一个焦点上。

图7中G、H之间的差别（与那条断层有关），将产生一个断面反射波。然而，由于该断层面的倾角较陡，各观察点就得向右推移一定的距离。这样一来，各观察点都是远离地震测线的右端的。断层面反射的传播路径相当长，并且到达时间可能要迟于我们所观测到的时间。在这种情况下，7秒钟后才会出现断层面反射，即使观测再长，可能也观察不到这

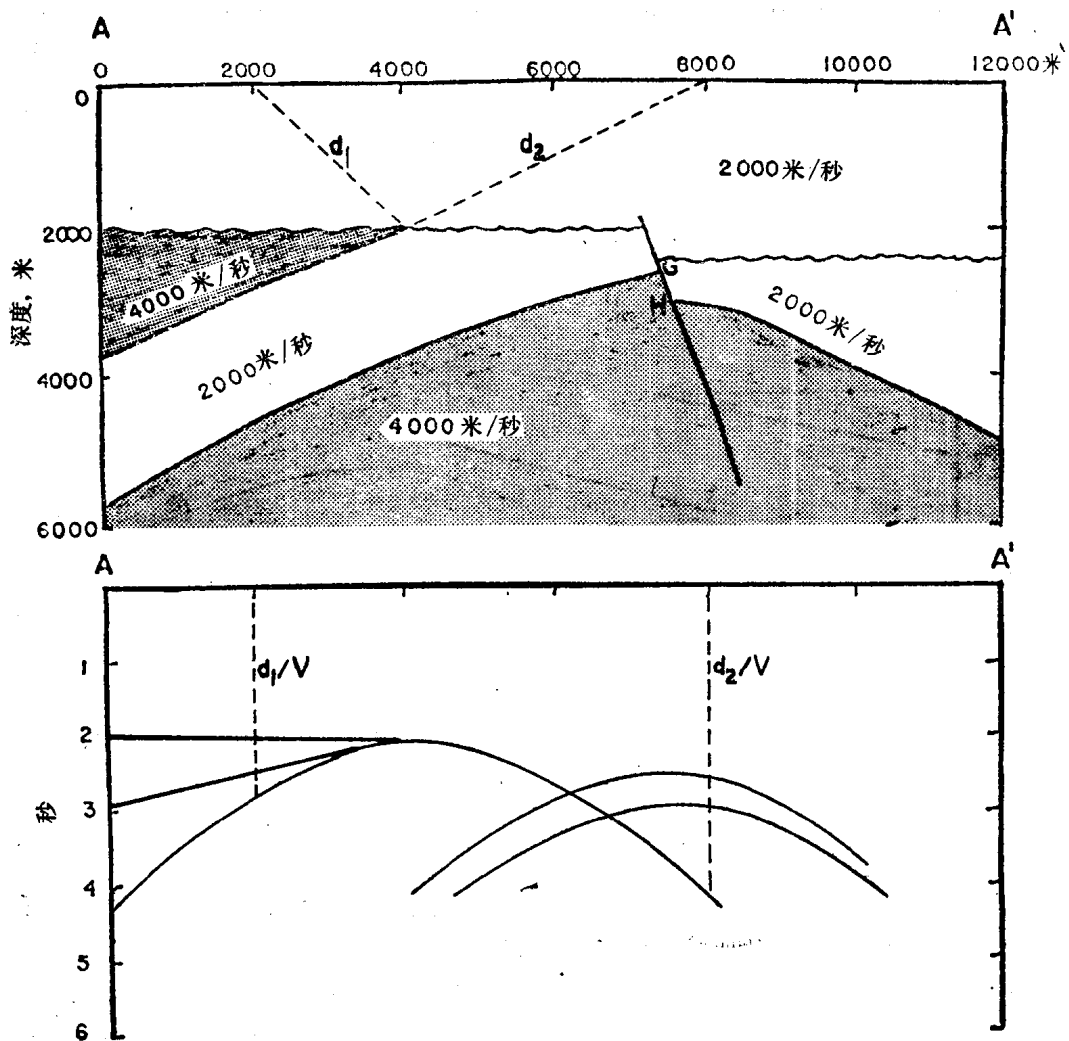


图7 来自该高速楔状体端点的绕射，上图表示两条可能的传播路径，下图表示出绕射到达时间，同时也表示了G和H两点的绕射现象

种反射，这是因为记录往往在 6 秒钟时就被切断了。通常我们无法辨别断层面反射的原因是由于我们观察的地点不对，此外还有检波器组合的方向性问题，也是我们无法辨别它们的原因之一。确定断层面位置的最佳手段是根据绕射曲线来实现。

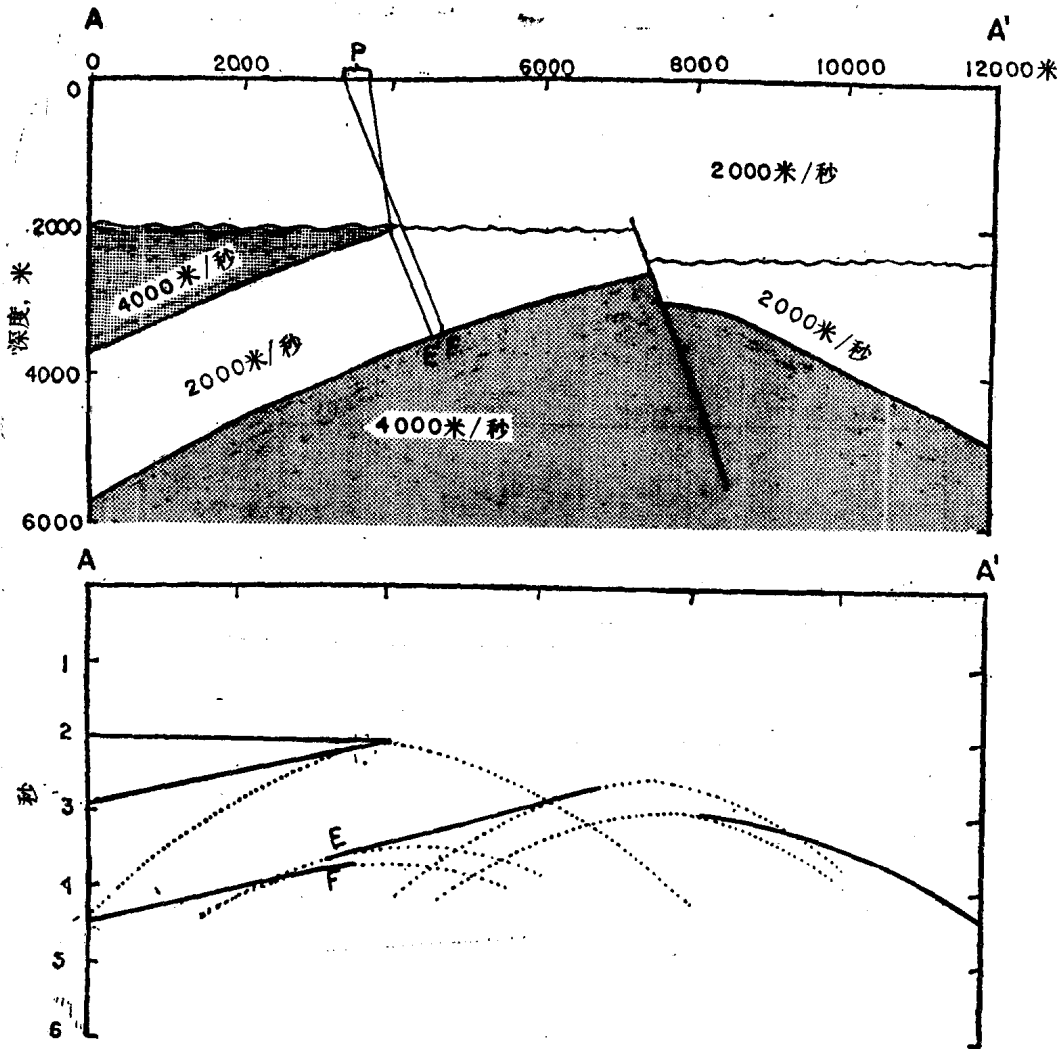


图 8 畸变由高速楔状体聚焦作用而引起。来自 E、F 的传播路径将在地下发生交叉，这是因为高速楔状体使来自 E 点的路径发生折曲的缘故。在整个 P 区将看到双反射

图 9 概述了我们模型中的原始反射和绕射同相轴。此外，实际地震剖面还将表示出另外一些类型的同相轴，如多次反射和噪声。图 9 还包括了另外两种多次反射：包括地表的一级多次反射和在高速楔状体内反跳的多次反射。把每一个相关的反射界面的反射率相乘，通过所得的积可了解到多次反射的有效反射率： $(1/3)(-1)(1/3) = -1/9$ （这是不整合—地表—不整合多次反射的情况）。总的说来，重要的多次反射一般是指特强反射层的那些反射。此外还有一些次要同相轴，如反射绕射波、绕射反射波、多次绕射波等。但这些次要同相轴很弱，通常识别不出来，它们往往只附加在背景噪声上。

我们所观察的地下部分和地表地震测线的位置有所不同，因为这时它在两端比较短。在设计地震测线时，一定要把所绘制的地下层段与测线正下方的地层有差异这种情况考虑进去。

当反射层面有弯曲时，它的长度和地震剖面上反射同相轴的长度不同。背斜弯曲的反射要比反射界面长，所以背斜看起来都比其本身要大。但由于反射能量在地震剖面上传播的范围较广，所以来自背斜曲面的反射减弱。在偏移过程中，曲率的影响自动得以校正，从而得出与反射率相关的振幅。

平缓向斜曲面可产生相反的效果：反射分散距离较短并形成振幅相加。对于明显的向斜弯曲来说，情况就不同了，这在下一个模型中可以看到。

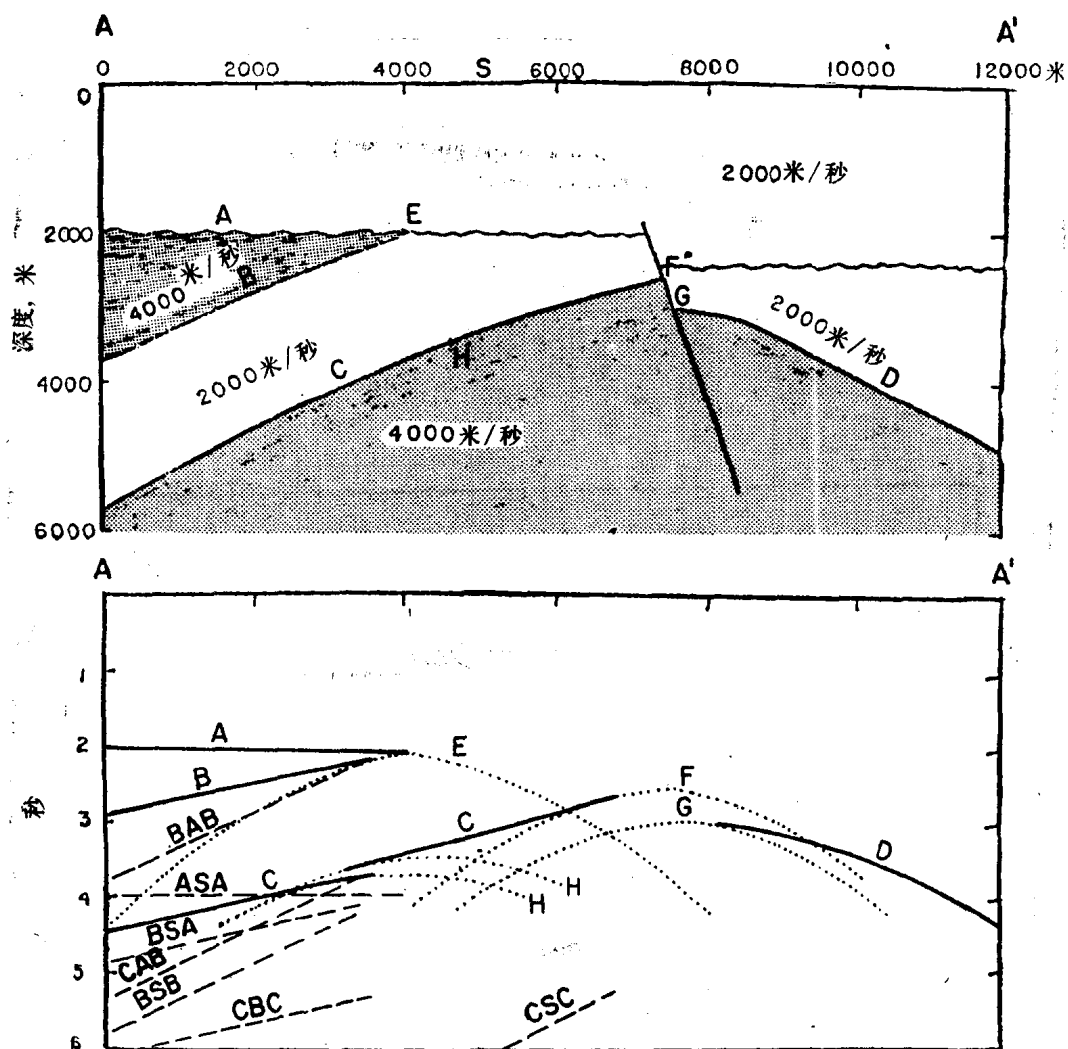


图9 原始反射波(实线)和绕射波(点线)的到达时间。反射波和绕射波的来源用字母表示，这些字母把它们标在反射层和绕射点上。由反射界面所标出的第一级多次反射也表示在图中(虚线)

图10表示的是将图1模型做了些变动的情况,它包括一个相邻的向斜。在相同的地面位置上可看到该向斜的不同部位,这样就出现了多次分叉现象。例如我们从图11中A点观察,可看到向斜的左(L)、右(R)两个侧翼以及弯曲的底部(B)的反射。在弯曲更为复杂的地区,或者是弯曲同地震测线相垂直的话,这时可以看到三个以上的分叉。遇到这种情况,右侧反射来自地震测线末端以外,同时还会出现来自P点(在这里右侧受到不整合的剥蚀)的部分绕射。

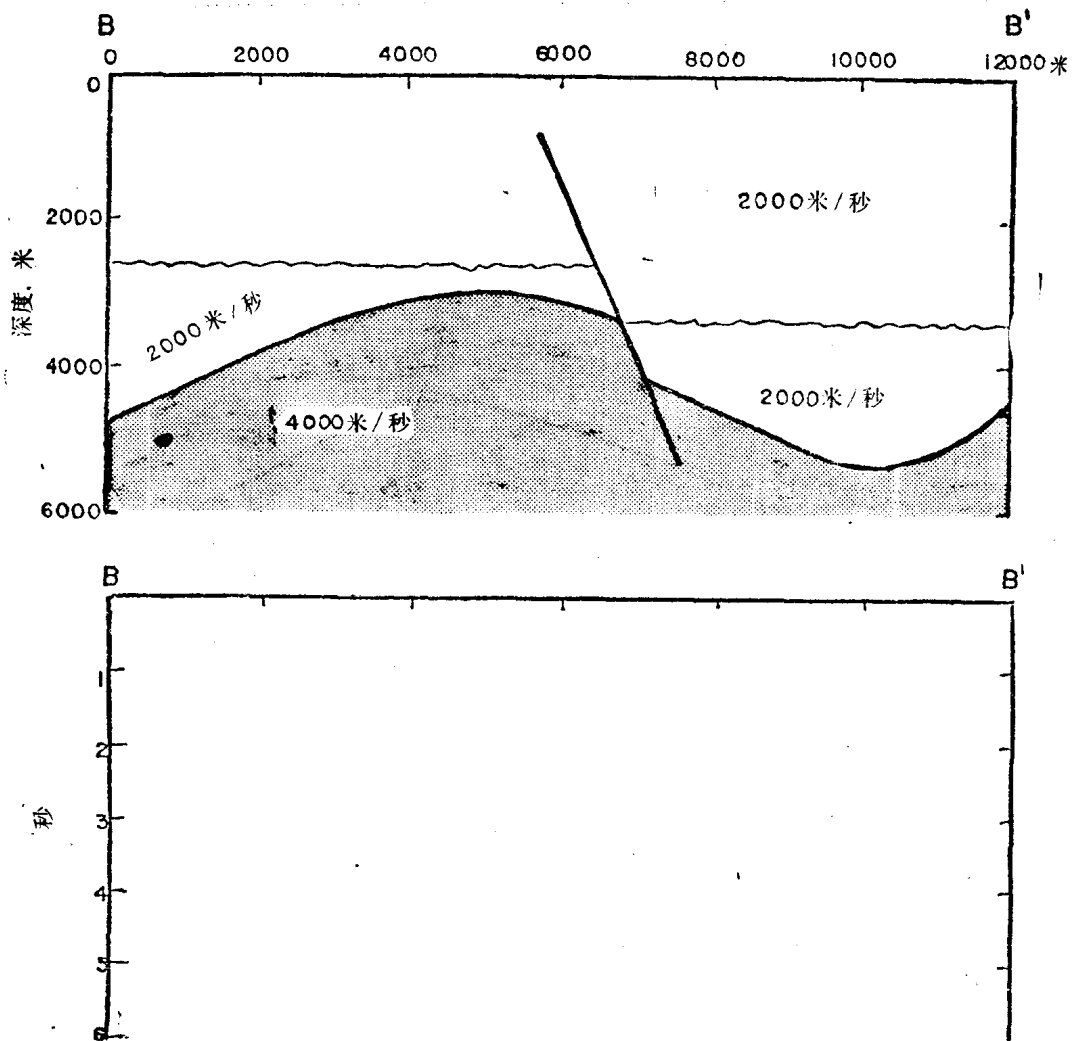


图 10 断层背斜和向斜模型,目的是要在穿过一条可能放炮的共深度点剖面上,作同相轴到达的时间草图(据(Sheriff,1978))

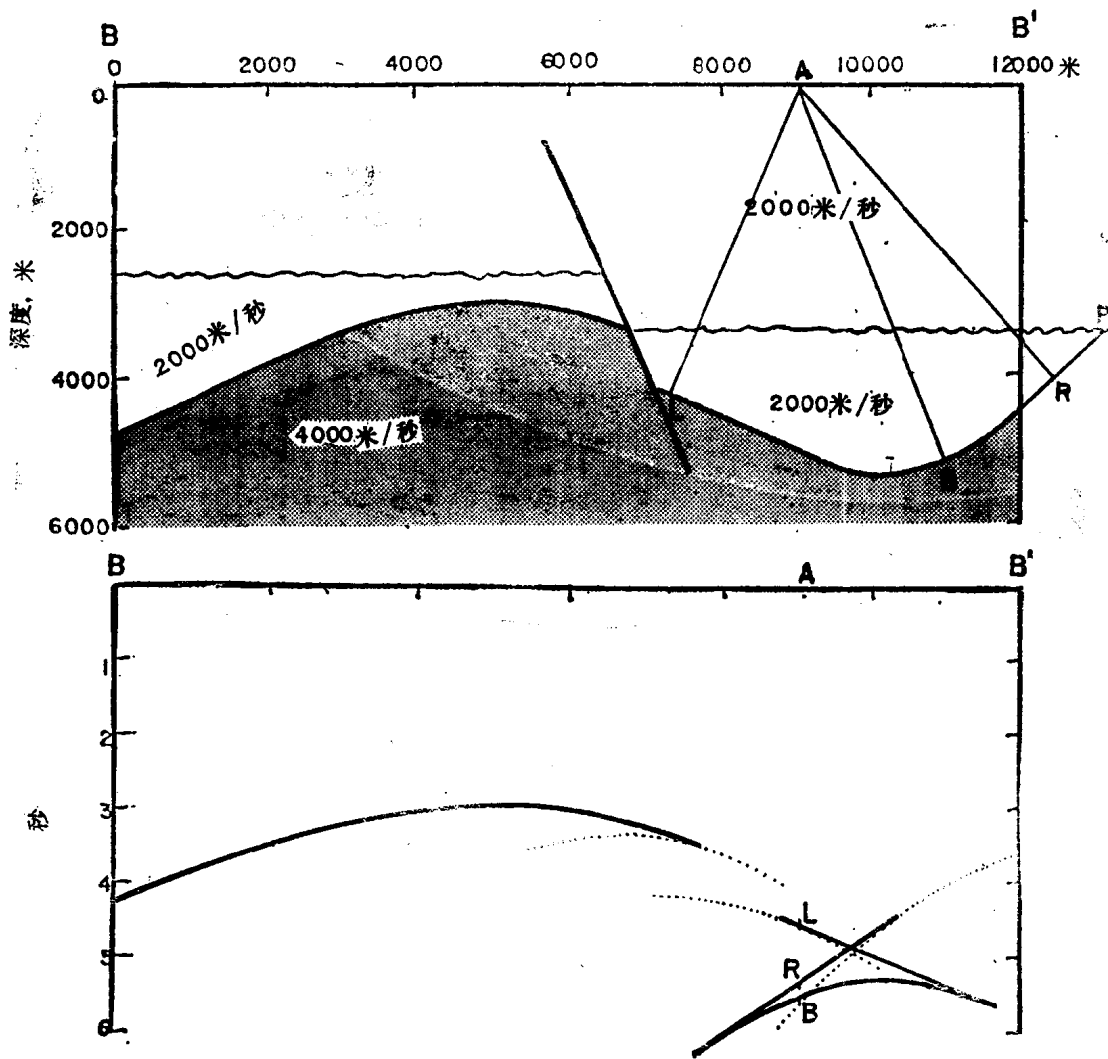


图 11 来自背斜-向斜模型的原始反射和绕射同相轴，右边存在有多个回转支，在同一观测点上，同一反射层产生的反射不止一个。这样在A点就能得到来自L、R和B的反射

来自向斜底部曲面的反射（图12）叫做“回转”支。我们追踪许多条传播路径后，才能找出“回转”支的位置，确定出其形状。这些传播路径相交后，经过一个地下焦点。如果反射曲面是一个向上的凸面，那么这个曲面就是一个反的。回转支的右边来自向斜的左边（L），所以方向也是沿回转支反转的。当能量经过焦点时，就会出现回转支。这是一种几何聚焦现象，向斜底部的曲镜效应形成焦点，同时也改变了同相轴的形状。这种结果和由一块速度“透镜”所产生的假绕射的效果相似，地下聚焦现象的似然性随深度而增强，从而就使得地震剖面的深部更加复杂化了。

在这两个模型中，我们假设了一个柱状构造（各平行线的特征完全相同），因而不必考虑来自含有此地震测线的纵剖面以外的资料。实际上在地下，我们还会获得来自两边的侧同相轴，而这种不同平面的同相轴，导致了更加复杂的情况。

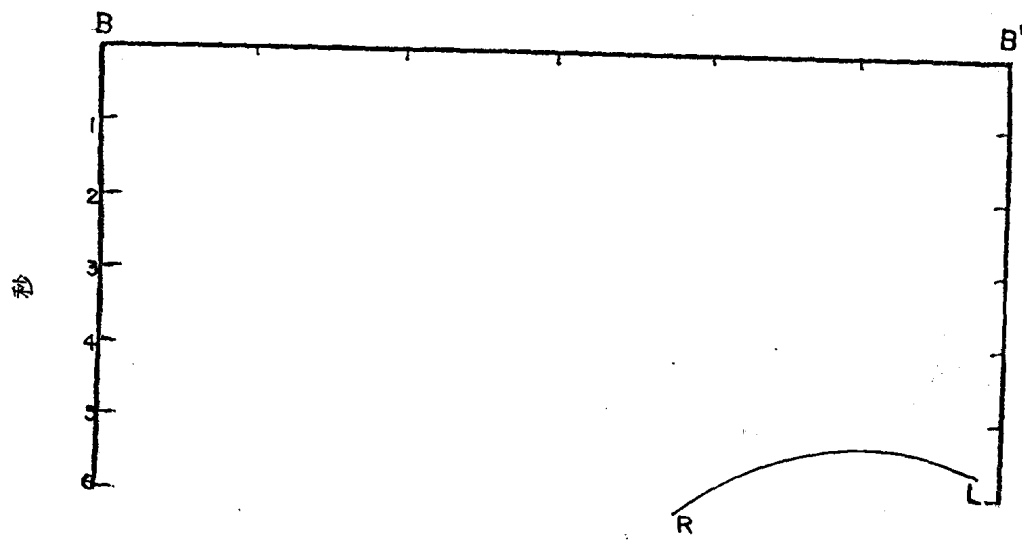
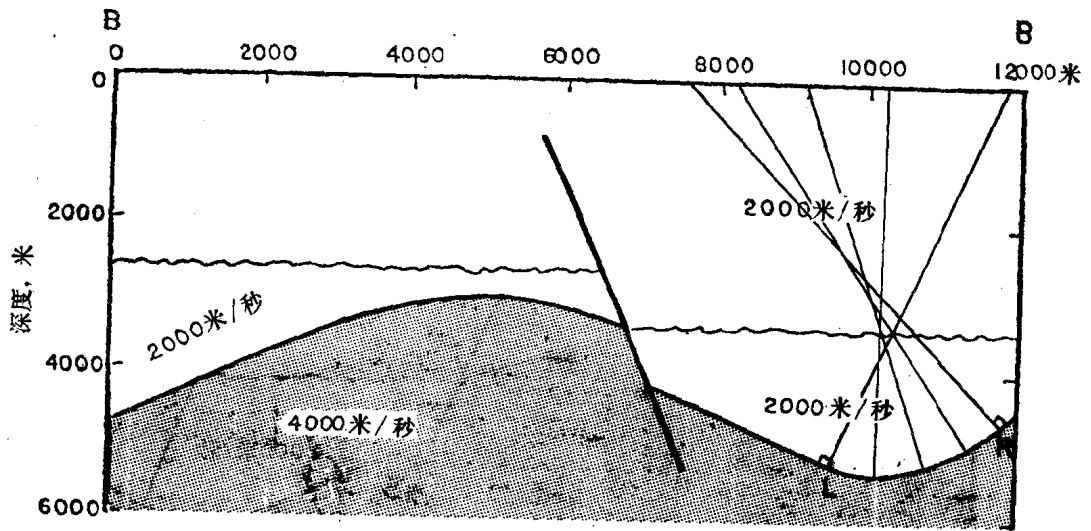


图 12 回转支反射波，注意路径在地下是怎样交叉的

二、偏移校正几何畸变

Tucker和Yorsten编了一本书，名为《地震解释的陷阱》，他们用图13作为该书的封面。把一个向斜解释成背斜，这显然是受地下聚焦的影响。“浅，不能重复”，这一说法表明以往的失败就在于缺乏对地震原理和几何效应的认识。我想绝大多数地球物理学家和地质学家都不会忘记那些由于解释上的错误而造成的沉痛教训。

在这张剖面中，我检查了校正示于前一张剖面上的几何畸变的各种方法。“偏移”，就是给这种方法定的名称，它包括各种资料的归位，以及将观测点参考系统变为反射层位置参考系统。偏移处理输入的是炮点与检波器位置之间中点处的地震剖面，而它输出的则是地层的不连续性和各种特性的地震剖面。

第一幅地震剖面是Karcher在1921年8月9日绘出的，封面包括偏移（图14）。这条地震测线的放炮工作是在俄克拉何马州进行的，反射信号是在塞尔凡（Sylvan）页岩和维奥拉（Viola）石灰岩界面上不同位置记录的，因为在这两种岩石的界面处存在着相当大的差异，从而它形成了一种强烈的特殊反射。Karcher认识到这些反射不是从他的观测点的下部垂直反射上来的。他将不同位置的反射传播时间连成弧，并把这些弧的共公切线看成是反射界面。这种形成波前的想法（实际上，也就是当时他所做的那种方法），后来被称为偏移“共切线”法。自1921年Karcher使用这种方法以后若干年，它才再度为人们所采用。在绘制波前图时，这种方法对速度变化仍旧适用，但却不是象Karcher那样只是简单地划弧线，实际上是假设一个恒定速度，在他那种情况下，确实这种假设并不坏。

偏移方法有：

摆动波前（共切线法）

运用波前和反射路径（包括应用各种制图臂设备和测定沿反射路径的时间）

综合利用波前和绕射曲线（据Hagedoorn, 1954）将绕射曲线偏移 to 它们的波峰上，包括绕射叠加和Kirchhoff偏移

波动方程偏移（有限差分偏移和几种频率域偏移）。

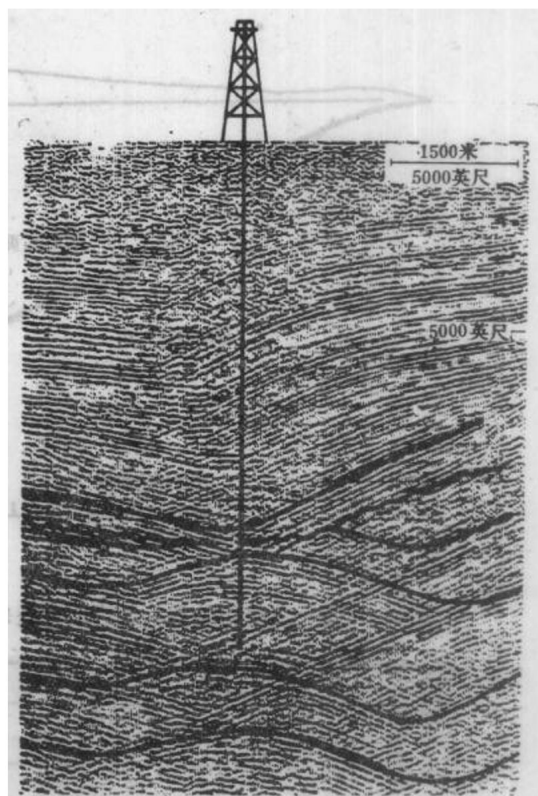


图13 Tucker和Yorsten 1973年出版的书的封面，说明在一张没有偏移的剖面上由回转支引起的误解