

56.25
003073

地震图解释原理

[美] 弗·诺依曼著
许同春译 陈运泰校

3073
25

地震出版社

地震图解释原理

[美] 弗·诺依曼著
许同春译 陈运泰校

地震出版社

1977

Frank Neumann

PRINCIPLES UNDERLYING THE
INTERPRETATION OF SEISMOGRAMS

SPECIAL PUBLICATION №254

Revised (1966) Edition

U.S. DEPARTMENT OF COMMERCE

Environmental Science Services Administration

Coast and Geodetic Survey

Rockville, Md. 20852

地震图解释原理

[美]弗兰克·诺依曼著

许同春译 陈运泰校

*

地震出版社 出版

北京三里河路54号

北京印刷三厂印刷

新华书店北京发行所发行

各地新华书店经售

*

开本: 787×1092 1/16 印张23/4 插图2 60千字

1977年11月第一版 1977年11月第一次印刷

统一书号: 13180·34 定价: 0.36元

限国内发行

目 录

一、绪言	(1)
二、地震波和地球结构	(1)
地震波的性质	(1)
地球的构造对地震波的影响	(2)
基本波型	(4)
派生波型	(6)
三、地震仪对地震波的响应	(10)
地震仪的工作特点	(10)
在稳态振动影响下直接记录地震仪摆的运动	(11)
在稳态振动影响下电流计记录系统的运动	(16)
四、走时表和走时曲线	(17)
远震走时表和走时曲线	(18)
近震走时	(19)
五、地震图的解释	(21)
各种摆式地震仪所记录的人为的及天然的地震波	(21)
震相的计时及识别	(22)
地震图上各种震相的特点	(23)
震相的识别及震中距、发震时刻的确定	(25)
已知震中距和发震时刻分析地震图	(26)
地动振幅的计算	(27)
地面振动的方向	(28)
六、杂记	(29)
影响地震图解释的操作问题	(29)
地震烈度与地震震级	(29)
仪器震级的确定	(30)
地震通报	(31)
台站观测报告所用的术语	(31)
地震图解释举例	(35)
七、参考文献	(39)

一、绪 言

《地震图解释原理》铅印第一版是在对1930年油印第一版不断需要的推动下问世的。以往在地震学方面出版过许多优秀的教科书，但详细叙述地震图的解释以满足地震台工作人员、地震专业学生或业余地震工作者需要的书却很少。本书就是为了满足这种需要的。

多年的经验表明，虽然业务水平较低的台站并非经常能很好地完成地震图的初步解释工作，但这样的台站在取得地震记录和向分析中心输送原始资料的业务中还是起了非常宝贵的作用的。分析中心将这些原始资料与其他台站的资料结合起来，用以提供所有重要地震的位置的可靠讯息。这套程序不仅为科学界及公众迅速提供刚发生的地震的消息，而且还为供给原始资料的台站工作人员提供基本数据，使他们可以据此进行正确的解释工作。《地震图解释原理》主要就是为这些地震工作者而写的。

1963年4月，美国海岸及大地测量局成立了地震资料分析中心。这个中心接收、缩印和保存来自全球范围标准地震台网（这个台网由遍布世界的100多个台站组成）的地震图。这些地震图的复制品，包括35毫米和70毫米的胶卷以及跟原始记录一样大的相片，以少量手续费的代价供给在地震学领域中从事工作的任何人使用。

只要先掌握若干有关的基础知识，如地震波的产生、传播，以及现今用于远距离检测地震的主要类型的地震仪的记录特性，生手就能变成分析地震图的能手。这些基本知识中必须包括地球结构的基本知识，因为地震波的传播与传播介质的性质有关。基于这个粗浅的考虑，本书仅涉及基本知识，并尽力划清日常分析与专门研究的界限。

海岸及大地测量局地震室的地球物理工作者，每年要从事数千张地震图的解释工作。这本书中许多有关短周期记录的解释都是他们提出的，在写作本书时，他们提出了许多很有帮助的建议。对此，作者向他们表示感谢。

二、地震波和地球结构

地震波的性质

世界上绝大多数的强地震，发生在地表之下大约25英里以内的基岩里，也有一些肯定发生在深至450英里的地方。如果把数以千计的各种深度的较小地震和这些强震加在一起，各地震带及其附近的地震仪器每年记录的地震总数超过1,000,000次。若以地质年代为时间尺度，并将地球当作一个半塑性球体，我们唯有设想应力是在沉积层之下，由于巨大岩体以一种复杂的型式蠕动或流动积累起来的。推测这种蠕动或流动的成因，不属本书的范畴。若地层的可塑性很大，足以按变化着的应力自行调整，那就能逐渐恢复到无应变状态，就不会有地震；但如果结构坚硬，足以阻止这种缓慢的形变，那么应力就要积累起来，直至达到岩石的弹性限度时，地层的某处就突然断裂。简单地说，地震的力学过程就是这么回事。大地震

发生时，在地面上观测到的变化表明突然位移可大到50英尺。

发生初始位移时，周围地层怎样呢？要回答这个问题，需要涉及地震波传播的基本原理。从地球物理学的观点看，实际上不能像平常那样认为岩石是弹性物质。但是当巨大的岩体发生突然的位移时，地球起着弹性固体的作用，地震波沿着穿过地球本体及环绕其表面的路径，传播到地球各处。把一块石子扔进平静的水塘中，谁都看到过波是如何从沉入点向四周辐射的：中心波浪汹涌，但随着向四周扩展，幅度减小，波浪逐渐平滑、匀称和拉长。这很像地震波的辐射。

水波是一种单一的波列，所有的波显然都属同一类型。在地震学的研究中，人们需要处理三、四种基本波型，就速度和运动型式而言，其中每一种都有自己的特点。这是地震波传播的第二个基本原理。

地震工作者特别注意地震波的特点是：（1）波速；（2）地球介质质点的运动；（3）地震记录上出现的各种波型的外观。速度或者与其相当的走时，是重要的，它们是走时表的基础，震源与台站之间的距离，就是根据这个表计算的。地球介质质点的运动也是重要的，因为我们可用它计算震中相对于台站的方位角，同时它也是一种识别波型的手段。地震图上各种波型的外观（周期和振幅），对于从事实际工作的地震工作者来说颇为重要，因为他们可以凭藉经验认出较重要的波型，即便不很肯定，也可将他的解释限制在两种可能之中。正确地确定台站至震中的距离，也依赖于波型的正确解释。

代表不同波型的各种波群，或以不同路径到达台站的同一种类型的波群，在地震学中通常称为“震相”。其实，任何一种新型的波动，不管能否识别，习惯上都称为一种震相。地震图的标准解释工作包括：测定主要波群或震相的到达或起始时刻；根据波型和通过地球的路径来识别这些波群和震相。后者系用标准的符号表示。

地球的构造对地震波的影响

如果不先描述一下传播波动的地球构造的简单情况，就不能讨论清楚地震仪记录到的基本波型。地球是个弹性球体，它由三个主要部分组成：（1）由不太均匀的岩石组成的外壳，在大陆以下其厚度大约有三、四十公里（在某些山区更厚），在大西洋和太平洋的海洋盆地下，其厚度几乎为零。地壳中地震波的速度，视其所通过的岩石种类不同而异，但压缩波或“声波”的速度一般小于6.5公里/秒。（2）地幔，它是介于地壳与地核之间的一层厚厚的玄武岩壳层。它的厚度约为地球半径的0.45，结构实际上可以认为是同心均匀的。压缩波或“声波”的速度，自地壳下面一点（所谓莫霍间断面）的8.1公里/秒增加到地核处的13.6公里/秒。（3）地核，其半径约为地球半径的0.55，主要是由铁和镍组成。按当今的理论，外核为流体，内核为固体。刚过地幔与外核的交界处，压缩波速度大致为8.1公里/秒，往里直到地心增至11.5公里/秒。

当地震波到达地球表面，便可以测量它的走时。对观测到的地震波的走时，上述构造有显著的影响。好多年以前，在刚得到比较少量的可靠的仪器资料时，就明显看出，走时表或走时曲线可细分为三个区域：（1）地壳波；（2）地幔波或简正波以及（3）地核波（见图1走时曲线）。地震学的文献有许多证据，说明在地球结构的三个主要部分中有其他间断面及各种细节。但这方面的研究不属于日常工作的范畴，而是属于专门研究的范畴。

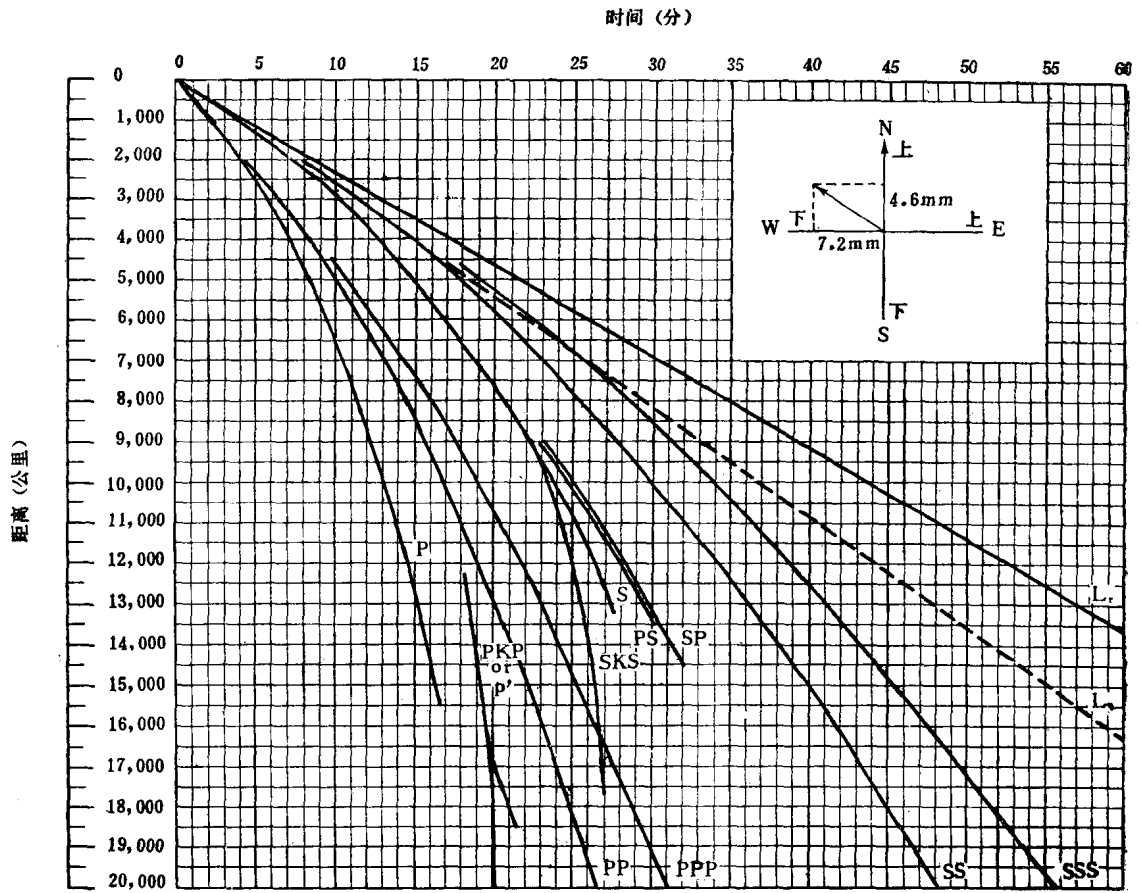


图1 简化的走时曲线，它表示浅源地震主要震相的大致走时。右上部的插图说明根据脉冲式的*iP*震相计算地动方向的方法。

要弄清基本波，必须充分理解波的走时指的是什么。如果地球各处都是均匀的，那么地震波由震源传到台站的经历就简单了。在这种情况下，就像声波一样，波会从每个地震的震源辐射出去，所有射线全都是震源至台站之间的直线（实际是弦），在这个假想的地球内，主要类型的波的速度是常数（见图2）。即使是这种简单情况也应注意，尽管在地球内部波速是常数，地表面上的台站记到的时间数据所表示的，也不是恒定的沿地表面的速度（恒定的视速度是不存在的），即沿地表的走时不是线性的。震中附近（震源之上的地表面的那点）沿表面的速度相当于地球内部的速度，随着震中距离增加，沿表面的速度增大，到对蹠点时，达到一个很高的速度。这很好理解：因为一个通过地球内部的波，它沿表面的轨迹为半圈地球，而到对蹠点的射线，仅仅是地球直径。

对于实际的地震波，这些现象大体也是如此，区别只是地球内的地震射线都不是弦，从地表面往下看，是凸向地球球心的曲线，这是由于除了在地核表面，地震波的速度随深度很快增加。还有，在各个间断面和地表面，地震波都出现了光学中所发现的反射、折射和绕射现象，并且遵从同样的规律。这些都是地震波传播的基本原理。地震图的日常分析，只是处理沿地表面的速度和沿地表面的走时。计算地球内的波速和路径，则是专门研究的课题。

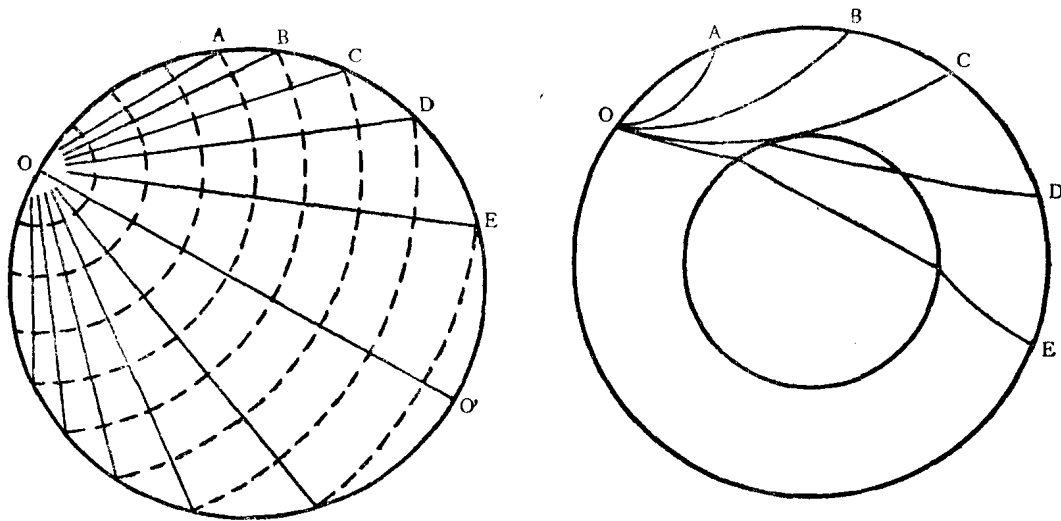


图2 波在一个均匀弹性球和在地球内的辐射。左图绘出在一个弹性、均匀和各向同性的球体内由表面上的扰动发出的平直射线和球面波前。右图表示，由于波速随深度增加，地震射线如何凸向地心。地核对屈折地震射线的影响也表示在右图上。

基本波型

要讨论的基本型式的地震波有四种，着重讲实际的地动情况，仅附带涉及它们在地震图上的外貌。后者在下面将更详细地讨论。穿过地球内部的波有两种类型，即纵波和横波。纵波可在固体、液体或气体中传播。横波要求介质具有刚性，它只能在固体中传播。勒夫波和瑞雷波是两种仅限于在表面传播的波型，它们都要求传播介质具有刚性。与横波和纵波相比，勒夫波和瑞雷波的周期和波长都较长，因此常称它们为“长波”。

至于这些波在地震仪上的记录，以及下面要多次讨论到的这些波，此刻要先说一下测震学的两个基本原理。第一，可以认为，在地震图上测量到的波动的周期，也就是实际地面波动的周期，因为（具有适当阻尼的）地震仪的摆，不管摆的周期是多少，都会发生与任何持续不断的地面振动一致的受迫振动。第二，波的相对幅度，无论是地震图上的，还是地面实际发生的，其间的差别一般是比较大的。这是一个复杂的问题，将在下面关于地震仪对地震运动的响应一节里讨论。

读者可考察图1的走时曲线，预先了解一下基本地震波型记录到的先后顺序。

疏密波(P波)——这是一种类似声波的波，有时叫作纵波。当这样一种波的压缩位相经过地震台时，其附近的土地受到压缩，安放地震仪的墩子就沿波的传播方向、即背离震中的方向轻微移动。反之，当这种波的稀疏部分经过地震台时，土地膨胀，墩子朝震中移动。这些方向都在地震仪上记录下来。

在地球内部，纵波比横波传播得快，而地球内部的波在记录图上出现，比前面提到的面波早得多，因此地震图首先记到的是第一种初始扰动P。在震中区，P波的周期小于1秒，

而近似 1 秒周期的波实际上传到远距离，甚至到达对蹠点。其振幅最终变得很小，只有工作特性适于记录短周期波的很高放大倍数的地震仪才能记录到。标准地震仪只是在震中区才记录到这种波；随着距离加大，这种仪器可清楚地记录长至 5 秒的其他周期的波。在震中区之外，短周期波的位移很小，并且叠加在位移较大的较长周期的波上。用所谓短周期摆的地震仪（周期为 1 秒）记录疏密波波列的短周期部分最佳；中、长周期的摆（周期 6 秒到 15 秒、30 秒以上）记录较长周期的波最佳。

对于浅源和深源地震，短周期地震仪记录的压缩波在记录上幅度总是最大。浅震（正常深度地震）时用标准长周期地震仪记录的振幅，比其他类型的任何一种波都小。用长周期地震仪记录震源很深的地震，地面上的面波很小，记录图上主要是 P 波和 S 波。深度介于这两个极端情况的地震，长周期地震仪的记录逐渐由一个极端变到另一个极端。

横波、畸变波或切变波(S 波)——这种波类似于光波，或弦的横振动。地球介质的质点总是在与波行进的方向相垂直的方向上移动。这种波显然可能是偏振的，但我们对偏振现象的了解很有限，而研究偏振却又属于一项专门的课题。在地震图的日常分析中，偏振的方向性不大用，甚至不用。

地球内的横波，其传播速度约为纵波的 0.6 倍，在标准长周期地震仪的正常深度地震（浅源地震）记录中，是第二个最明显的波群，所以将它们记为第二种初始扰动—S。在地球中，除还没有发现一致的和明确的证据证明 S 波可穿过地核外，S 波所走的路径与 P 波非常接近。这使我们相信，地核部分是液体。但是，可能别的现象也可以说明 S 波为什么不能穿过地核。

依据实际地动可以认为，S 波的周期大体为在它之先到达的 P 波的两倍，振幅也大致为 P 波的两倍。在标准的长周期地震仪的记录中，这种估计也适用于实际记录的振幅，但要注意，这种比较是指长周期的 P 波而言，而不是指短周期 P 波。因为 S 波群携带着较多的能量，所以在许多地震图上都显得较清楚，但对于弱地震，S 波是微弱的，P 波则会完全绝迹。在短周期 P 波记得好的短周期摆的记录中会发现，S 波相当不清楚或 P 波和 S 波完全没有；然而，不管地震的震源深度如何，如果长周期面波辨别得出，那么在记录中总要寻找 S 波。

面波(L 波)——在浅源和中源地震记录中，这种波携带了最大量的波动能量，这在长周期记录中看得很清楚，许多地震图表明，记录到的振幅是大的。但发生很深的地震时，只有很少的能量传到地壳层，所以这种波在记录中可能完全找不到。然而这种情况很罕见，若不碰到一个或一些不能用任何别的理由来解释的记录，分析人员准会把这种情况忘了。

有两类面波。传播较快的是切变波，一位名叫勒夫 (Love) 的物理学家从理论上研究了它，故有人称之为勒夫波—Lq。古登堡 (Gutenberg) 在地震图上发现并讨论了它，所以也有叫它 G 波的。地面质点运动垂直于波的传播方向，并且只在水平面上运动（图 3）。这种波没有垂直分量。当震中距离很大时，其波长是它所经过的分层结构的厚度的函数，因此人们用它来确定地壳和地幔的厚度。当震中距离很大时，周期大约 30 秒或 30 秒以上的小振幅的波渐渐出现，一般标志着它的开始（在大地震时曾经记到过 2、3 分钟周期的波），随后的波群，周期渐短，振幅渐增。如果地震仪的摆所处的方向碰巧能在一个分量上记录到整个波群，那么整个波群的特点都可用于研究；但大多数情况下摆的取向并不那么巧，结果这个波群的连续性就因第二种类型的面波，即瑞雷波的到来而受到干扰。当 Lq 波在短震中距传播

时，其速度是4.5公里/秒，类似于地球内部横波的速度。切变面波的速度，随着经过的路径不同会发生可观的变化。在短震中距的情况下，要辨认真正的面波是很困难的，因为它被那些主要与S波波群有关的大振幅的周期较短的波所掩盖。但这些短周期的波也可能是在沉积层中传播的真正的面波。

瑞雷(Rayleigh)波(Lr波)，也是按对它作了理论研究的物理学家瑞雷命名的。切变面波到达不久，它就到达，因为其波速为切变波的0.92左右。瑞雷波传播时，地面质点在通过传播方向的垂直平面上沿逆进椭圆轨道运动(图3)。理论上，椭圆轨道的长轴应垂直于地面，但实际观测到的并不总是如此。瑞雷波没有垂直于传播方向的运动。在标准地震仪记到的正常深度地震的大多数记录中，瑞雷波一般是振幅最大的面波。这并不一定意味着它代表了最大的地动，因为地动还可能与切变面波 Lq 有关。在短震中距的情况下，实际上在所有地震记录中，和 Lq 波被 S 波所掩盖一样，真正的瑞雷波被 S 波所掩盖。

在震中区，如果仪器不灵敏，从而适宜记录这样强烈的运动，那么包括面波成分在内的整个地面运动不过几分钟便可记完。但在远距离，在有利的条件下，面波可延续2小时，甚至24小时。面波不但经过震源与台站之间的小圆弧，而且还经过大圆弧，这一事实进一步加强了这种延续现象。大地震时面波绕地球转好几圈后又经过台站与震中之间的圆弧的现象，是屡见不鲜的。

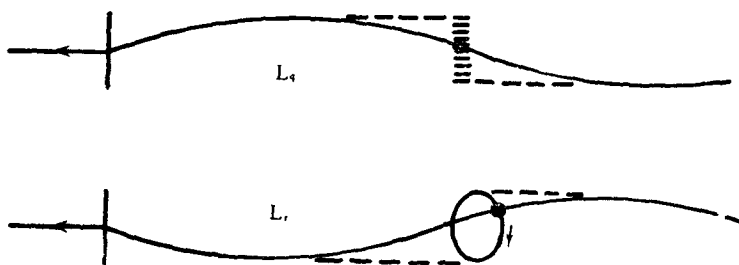


图3 面波的地面质点运动。上图表示在 Lq 波情况下，地面质点垂直于传播方向的水平运动。下图表示在 Lr 波情况下，（在垂直于地面的平面内）地面质点运动的逆进特点。

派 生 波 型

上面讲了四种基本类型的波，其中只有在地球内部传播的P波和S波可派生出其他波型或其组合。每一个波由震源向四周辐射时，要遇到反射面，这些反射面不仅包括地球表面，而且还包括地球内部的间断面或界面，比如莫霍间断面和地核面(图4)。这些基本类型的波，不仅在上述表面以及目前还不是很肯定的其他可能的界面上发生反射，而且还可能转换成相反类型的波；也就是说，一部分P波的能量可能转换成S波，或者反过来。当一个波以某一临界角射到界面时，它可以在下层介质中沿水平方向传播，同时可以连续地绕射到地面，为地震仪所记录到。当一个波投射到界面上时，可能派生出五种不同的波群或震相：同类型的反射波与折射波、相反类型的反射波与折射波以及绕射波。它们的大小，依赖于在新形成的波中的能量分布。能量的分布是个复杂的现象，它是波在界面上的入射角及界面上方和

下方的介质的物理常数的函数。通常，分析人员是不详细考虑这些的，只是凭经验认识到一些在正常情况下地震图记录到的一些特殊震相。

反射波、转换波很多，它们的存在使得地震记录很复杂，难以分析，幸好平常较重要的基本波型在记录图中占优势。许多派生波的走时，可以根据基本波的走时来计算，这样就可以识别地震图上出现的所有主要的派生波的运动，但是有些记录下来的运动的波型和传播路径仍未能识别出来。

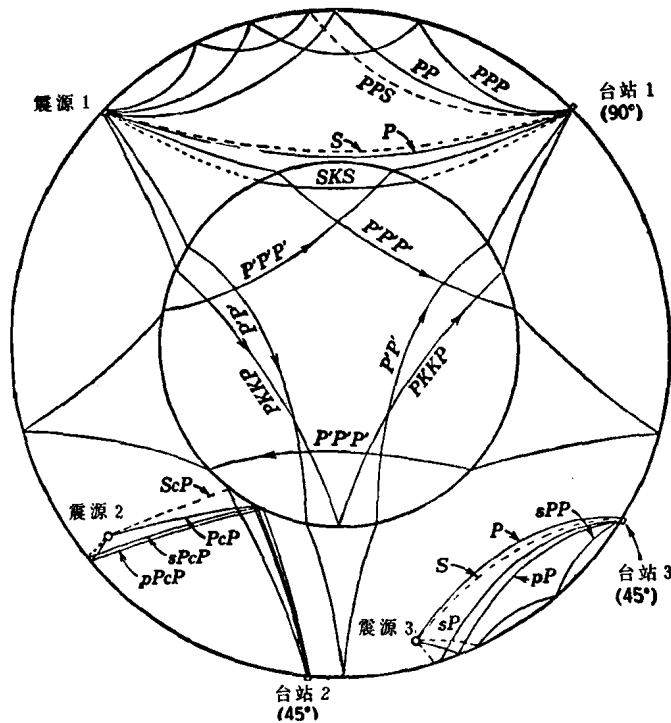


图4 浅震和深震的几种比较重要的体波的传播路径。图中绘有三个震源。〔据李特 (Leet), 1950〕

按震中距离大致划分四个地带：(1) 0至1,000公里，(2) 1,000至9,000公里，(3) 9,000至15,000公里和(4) 15,000至20,000公里，最后一个数字已经是半圈地球了。下面概述在各个地带出现的比较重要的派生波。在这些地带，各种波或震相的走时曲线各有特点，因为各种反射面对于产生新震相或消除原震相的影响随震中距增大而增加。这点参看图1的走时曲线是很明显的。由深震产生的特殊震相将在以后讨论，但不考虑上述四个带。

震中距离0至1,000公里的地带的波型——地表层的特点在短震中距情况下起着显著的作用。因为在世界各地，地表层的厚度和速度有所变化，所以不可能构制一条符合所有情况的走时曲线。因此，要进行局部地区的地震学研究，首先总要根据观测资料确定当地的波速。在大陆地区，在短距离内记录的头一个P波，是一个完全在地壳低速层里传播的波，实际上走的是一条从震源到台站的直线路径。其他P波的射线投向8.2公里/秒的高速层，穿过莫霍界面。一部分能量沿该界面的高速的一侧(下侧)传播，产生一种视速度约为8.1公里/秒的绕射波。其余射线深入到高速岩层内，成为远距离台站记录到的一般的P波(图5)。结果，对于18公里深的震源来说，一直到大约120公里远处，头一个到达的波的速度在6.0至6.5公

里/秒的范围内。从这个距离直到1,000公里左右,约为8.2公里/秒的P波视速度,表示莫霍间断面下侧绕射的P波和经过岩石地幔上部传播的普通P波汇合在一起,因为在岩石地幔上部,P波速度和绕射波速度相差不大。

S波波速较小,大致为P波的0.6倍,除此以外S波的情况一般与P波相仿。在短震中距的情况下,S波和Lq波无法区分,因为两者的速度几乎相同。地壳内部的S波,Lq和Lr波,在短震中距时,都紧紧挤在一起,一般难于分开。但接近1,000公里时,它们分得比较开,足以辨认出代表真正面波的长周期。

在这个地带,习惯是只要读出第一个P波、S波以及随后紧接着出现的震相,如果可能的话,要区分在地壳内传播的波、正常波和其他可能有意义的震相。如果根据面波的长周期和走时可以将它们分出来,在报告中就要提面波。至于由界面反射的波,在短震中距情况下在记录中可能很明显,它们通常只有在区域地震台根据专题进行工作的地区才有价值。一般短周期摆的记录中才有这些波。

尽管这里以1,000公里作为第一个地带的界限,但是这里划分的四个地带之间并没有截然的分界线。由一个地带至另一个地带,波型和走时特征的过渡都是逐渐的,交界区具有相邻两个地带的某些特点。

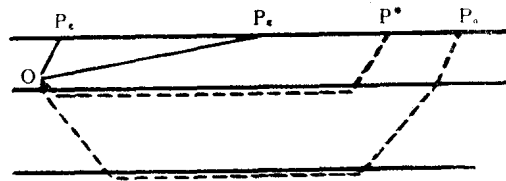


图5 地壳层中主要的地方性地震波的传播路径。〔据杰弗瑞斯(Jeffreys)〕

震中距离1,000至9,000公里地带的波型——这是记录基本波及派生波的理想地带。除基本的P、S和L波外,被地表反射过一次或二次的P和S波,往往记录得也很清楚。所谓PP波,就是原生的P波在震源至台站的路程中点射向地表、反射后继续传到台站的波。很明显,浅源地震的PP波自震源到台站的走时,是其距离一半的直达波走时的两倍。这点可用走时曲线核对。在这个地带还记录到一些不太显著的震相,如自地核反射的P波和S波,PcP和ScS;也记录到P'P'波,它是穿过地核被地表反射后再穿过地核的波。P'P'波只有用短周期、高放大倍率的地震仪才记得好。

在这个地带重要的波型转换也是很明显的。当原生的P波和S波射到地表时,部分转换为相反类型的波,但入射角和反射角不等,因为入射P波和反射S波、或入射S波和反射P波的波速不同。这与光学理论一致。所以,对于给定的震中距离,当PS波和SP波的走时大致相同时,会有两个不同的反射点。在原生S波到达后不久即记录到这个震相,并且在这一地带的较远的距离上一般是很清楚的。震中距越大,这种转换波越重要。

在这个地带和以下两个地带,因为地壳分层的变化,面波的速度变化相当大。有时Lq或Lr震相的记录不只一个。这表明能量是在两个或两个以上具有不同速度的层里传播的。在日常分析中报告过这类突出的例子,但在大范围内分析这些现象,则属于研究的范围。Lq和Lr的能量的相对大小,没有一个固定的比值,这个比值可能是产生Lq和Lr波的震源处的位移方向的函数。

在震中距离9,000至15,000公里的地带记录到的波型——在描述地核对地球内部的P波、S波的传播的影响时，这一地带具有特殊的意义。在11,500公里以上的震中距记录到的P波和S波，其射线都掠过地核表面（图4）。因为地核处波速骤然降低，所以P波随后急剧地折射入地核。穿透地核后在地核表面经历一次相反的折射继续传向地球表面。考察图1可知，这个P'震相的走时曲线并不正好是正常P波走时曲线的延伸，它们之间断开了几分钟。走时曲线的这个最明显的特点，是有地核存在的一个地震学证据。在11,500公里至15,700公里之间的正常P波，处于影区。这里的P波部分是绕射波，这种绕射波是当到达地球表面的正常P波的末尾射线掠过地核界面时产生的。

穿透地核的P'波射线的分布是这样的，它使得在15,600公里的震中距有一个能量集中。这在所有的地震仪记录中均可见到，其振幅和在第二个地带记录到的P波振幅相当。其原因是存在一个特殊的震相，叫做P₂'。P₂'波是掠过地核表面后穿过地核的第一群正常的P波射线所产生的。当P射线以越来越大的角度射向地核表面时，最终出现在地球表面的射线并不像正常情况那样以越来越大的震中距出现于地表，实际上是以越来越小的震中距出现于地表。这就是P₂'震相，一种核波现象。在15,600公里左右的震中距上，这种震中距减小的情况停止，随着初始P波射线的倾角加大，它在地表的出露地点再度移远。这个震相就变为正常的P₁'。在大体相同的时间和震中距上这么多射线集中，使得P'波明显放大。这种简单的解释可供日常分析采用。研究人员发现还有许多东西仍留待根据现代关于地核结构和地核波的概念去加以解释。最近关于其半径大约为0.2地球半径的内核的假设，使得图象复杂化了，并且往往引起符号混乱。在灵敏的短周期地震仪上常常发现另一种重要的地核震相：PKKP，它是在地核内反射的P波。

当基本的S波射到地核时，部分转换为P波，它穿过地核，然后或者以P或者以S波的形式出现于地球表面。当没有正常的S波时，代之的是SKS波，其走时比想像中的一般的S波要短。在这个地带，如古登堡的走时图、第31页术语解释一节及图4所表明的，P波和S波的许多不同的组合在理论上都是可能的。关于这个地带的波，请参看第二个地带中的说明。

在15,000至20,000公里震中距离地带记录到的波型——在本地带没有正常的P波和S波，因为它们被地核折射到别的路径上去了。在这一地带只能记录到折射波和核波。见第二个地带中对面波特点的说明。

在各个震中距离的地带记录的深震震相——当地震发生在地壳之下的岩石地幔的深处时，震中区的地表就成了一个近处的反射面，它在大约2000公里和2000公里以上距离的地震图上产生很清楚的波。大多数地震发生在地壳或地壳下很近距离的地方，很少有达到700公里深的。对于深震源，P波在震中附近的地点发生反射角等于入射角的反射，这是可能的。从震源到反射点的那段短的路径记为p；由反射点至台站的那段长的路径记为P。其组合pP可以说是表征深源地震特点的最重要的震相。对于基本的S波，也有这种现象。图4和图13、14、15的古登堡的走时图表明地球内部的各种波的走时是如何受中源和深源的影响的。

三、地震仪对地震波的响应

本文讨论的所有地震图，都是由摆或惯性型地震仪得到的记录。就是说，地面的运动，是通过直接或间接地观测运动着的地面，与运动着的某种型式的摆的振动中心之间的相对运动而测量的。惯性反作用，使得摆的质量以和支撑它的地面不同的方式振动。

地震仪的工作特点

直接记录与电流记录地震仪——地震仪分为两大类，一类是摆(相对于运动着的地面)的运动,通过简单的机械或光杠杆系统直接记在记录纸上的;另一类则是通过产生主要依赖于摆的运动的电流来间接测量的。在所谓“直接”记录时，对于摆与地面之间的相对运动，地震图给出一个均匀的放大图，因此由地震记录计算实际地面运动时，遇到的数学问题最为简单。该问题是许多物理学及理论力学的高等教科书中所讨论的简单振子受迫振动问题。

电子或电流计记录器一般要利用一个固定于摆上的线圈，当摆摆动时，线圈就在一块强永磁体的两极之间运动。产生的电流正比于摆和地之间相对运动的速度。这个电流并不是就这样记录在地震图上，因为记录电流计有其自身的振动特性，而这种特性能控制地震仪记录的整个特性。近年来，曾成功地利用一些电路来克服笔尖记录地震仪的摩擦，同时仍将放大倍数保持和光记录一样高或更高。在这两种类型的电流记录器中，均运用了电感、电阻和可变电容的原理。然而，根据这种记录从理论上来确定地面的运动却很困难，它属于研究工作的范畴。在实际工作中，在安装仪器之前，常用振动台来标定它；然后经常核对电流状态，以保证标定的稳定性。

对于这两种仪器，可以作这样的评价：电流记录地震仪有许多特点，可用它来得到地震波的到时、确定震中距和震中位置。另一方面，直接记录地震仪不适于极高的放大倍数但比较适于测量实际的地动。

摆的周期——地震仪摆的周期短的有0.1秒，用来测量破坏性地震的地面加速度，长的达几分钟，用来记录强远震的超长周期的面波。本文所讨论的记录，一般是由1.0秒的摆(短周期的摆)和6至20秒的摆(中长周期的摆)所得到的。用短周期的摆和电流计，可以使短周期的地面波动在地震图上显示得更清楚；长周期的摆，则牺牲较小振幅的短周期波，而获得较好的长周期波的记录。

地震仪的放大倍数——使用光杠杆的直接记录地震仪，其杠杆的放大倍数不超过25,000左右。这只适于记录短周期(1秒以内)的波，在同一记录中，这种波的振幅总是比在同一记录中常与之合在一起的较长周期的波小很多。实际上，所有地震记录都是短周期小振幅的波与较长周期的振幅大很多的波叠加成的系列。在这一系列中，各种周期波群的能量，可能数量级相同。这就是说，若是短周期的摆放大倍数为10,000或25,000倍，那么在相应的情况下，一个直接记录或电流记录的长周期的摆的放大倍数就应当是500或1,500倍。如图8的放大倍数曲线所示，所有直接记录的仪器都以最大的放大倍数记录小于摆的周期大约一半的地

动周期。

采用电流计和电子设备得到的放大倍数，几乎没有限制。记录条件非常好的台站，能以400,000以上的放大倍数有效地工作。但对于质量一般的台站，由于风、交通运输和水浪等引起的地面干扰限制了增益的提高，因而50,000—100,000倍是一个比较现实的数值。这类仪器大多数都具有高度的选择性，就是说这种高放大倍数在只有十分之几秒的地面运动周期的范围内才行之有效。大部分长周期电流计记录仪器的放大倍数为500至20,000，主要视地点的稳定程度而定（关于各种电子记录仪器的放大特性的细节，参见图8和图9中的放大曲线）。

阻尼——地震仪对地震波的响应，在很大程度上为阻尼的大小所左右，如果阻尼很小，那么在要发生共振的那个周期范围内更是如此。地震仪的摆受到阻尼，就使得摆避免以其自然周期摆动，从而使得记录不致复杂化。图6表明，对于无阻尼的摆，当记录的地震波周期接近摆的周期时，其简谐放大因子是不确定的。这就是共振范围。

在直接记录地震仪里，阻尼的大小可用（1）阻尼比 ϵ 或（2）临界阻尼的分数部分 h 来度量（ ϵ 和 h 间的数学关系，见14页）。若一光点偏离零点位置10毫米，摆动回来后过零点位置1毫米，则阻尼比为10:1。这是摆超过零点位置多少的一种度量。20:1是一个合适的工作数值。当阻尼恰好使摆不过零点位置时，便是临界阻尼。在这种情况下， h 等于1。当阻尼比大于这个数值时，摆就过阻尼，在直接记录式的摆中，要小心避免这种情况。阻尼不足要比过阻尼好，因为这会增大而不是减小地震波的记录振幅。阻尼力与速度成正比的阻尼是理想的，因为它可简化由记录振幅推算地动的数学计算。不要把和速度成正比的阻尼，和诸如笔尖与熏烟纸之间的摩擦相混淆。后者是一种与速度无关的力，对于很小的位移，它都要阻碍摆的自由运动。各种杠杆系统支轴的摩擦，也是这一类摩擦。

使用电流计记录，当摆和电流计作为独立的单元振动时，都做到临界阻尼，但把它们联起来工作时，电流计一般是过阻尼，在用长周期的摆时更是这样。在这种情况下，过阻尼可得到更大的放大倍数。可以调节摆和电流计的周期及阻尼特性，从而得到多种多样的响应。

分量——地震引起的地面运动，是一种三维现象。一般装置地震仪记录实际地面运动的南北及东西分量，但有时也有所变化，使得从一预定方向传来的纵波和横波的特征在两个分量上自动分开。P波及面波 Lq 和 Lr 对这类处理方法特别敏感。若加上垂直分量，就成了三维的装置。测定震中时，P波的初动是很重要的，要得到P波初动的满意的记录，具有高放大倍数的短周期垂直向仪器，几乎是必不可少的。（半分钟以上的）长周期水平向地震仪不仅用来检出S波，而且也广泛地用于检出面波以研究地壳和地幔构造。

在稳态振动影响下直接记录地震仪摆的运动

要根据地震图上的资料计算地面位移的振幅，就要研究受迫振动。地面质点的振动，可看作是持续的简单的简谐运动，它迫使地震仪的摆以同一周期摆动，但位相不同。可以认为地震仪的质量（1）对于极快的地面运动，实际上在空间保持不动，（2）对于周期比摆的固有周期短的地面运动，落后于地面质点的运动，（3）对于周期比摆的固有周期长的地面运动，超前于地面质点的运动（图7）。这就是“位相差”。根据理论力学的原理，能够精确地计算“位相差”。将复杂的地震仪记录，完全换算到真实的地面运动，实际上是极为困

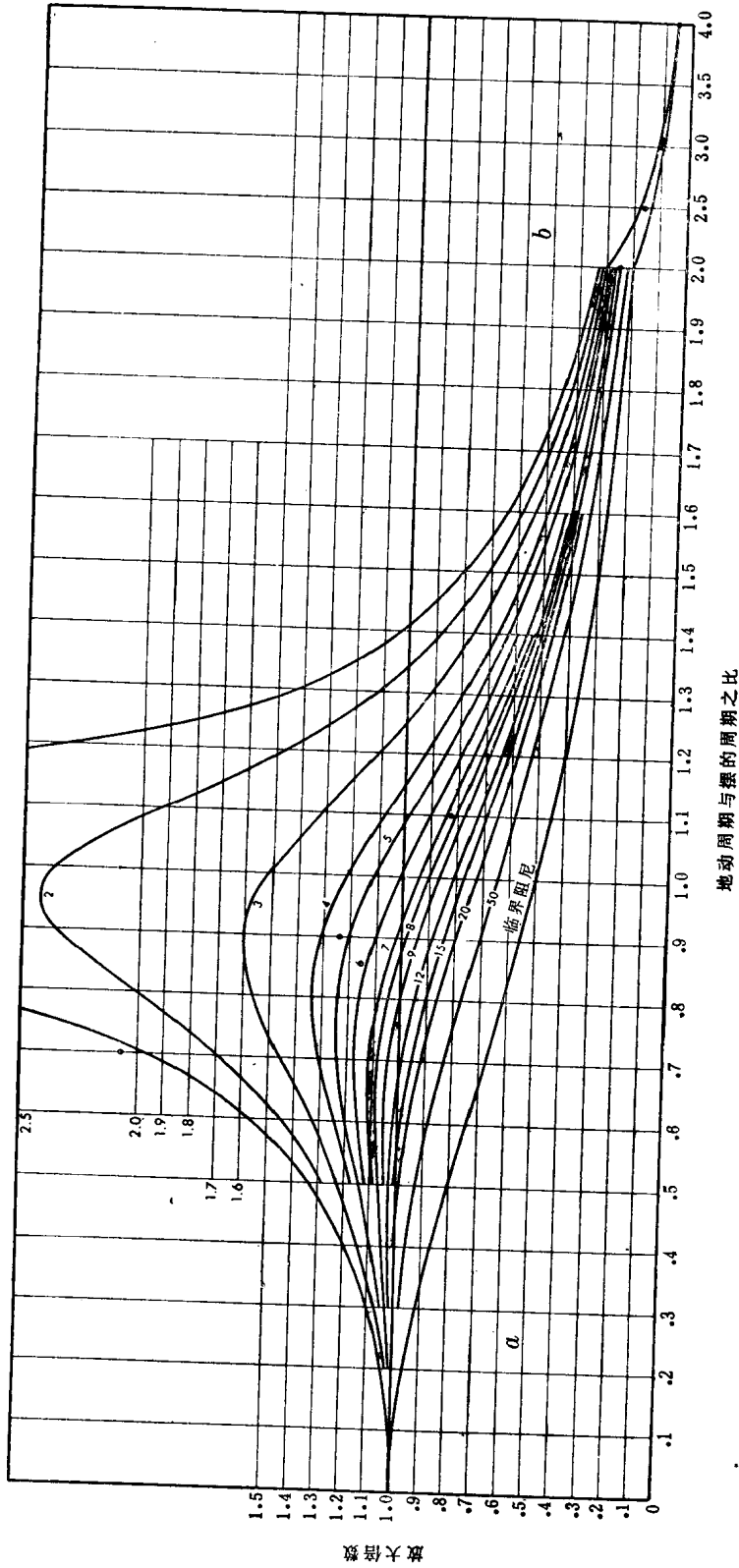


图 6 各种阻尼比的直接记录摆的放大曲线，曲线只是当用简单的杠杆系统将地震仪的摆的运动记录在地震图上，并且地面运动具有持续的、简单的简谐特征或近似是这种特征时才适用。这里不包括电流计记录的仪器。曲线上标的数字是地震仪的摆的阻尼比。阻尼比就是在作阻尼试验时所记录的任何两个相邻的半周期的振幅比。将地震仪的杠杆（静态）放大倍数乘以由这张图上得到的放大因子，便可计算出地面运动的放大倍数。点线表示加速度函数，或是当地震图上的振幅正比于外加地面加速度时所应满足的条件。

难的，在研究领域里，必须明确地予以考虑。

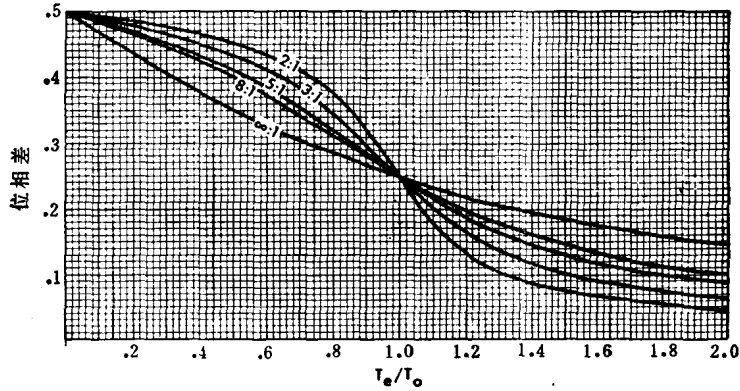


图7 对于各种数值的阻尼比和不同的扰动周期与摆的自由振动周期之比，线性位移的位相差。此曲线适用于直接记录式地震仪的记录图[雷德(Reid), 1910]。

地动位移的确定——直接记录地震仪地震图上的振幅，取决于地震波的振幅与周期、地震仪的杠杆或静态放大倍数、摆的固有周期和阻尼。使用直接记录地震仪时，当地面作持续的（稳态）简单的简谐运动时，记录的位移和实际地动位移之间的关系，如下式所示：

$$A_e = \frac{A_t}{V \cdot M_h}$$

其中： A_e ——地面运动的振幅（双振幅的1/2），

A_t ——记录振幅（双振幅的1/2），

V ——地震仪的静态或杠杆放大倍数，

M_h ——简谐放大倍数，见图6中的曲线的纵坐标。 M_h 是安德逊(Anderson)和武德(Wood)在讨论扭力式地震仪时所用的简谐放大倍数那一项的倒数。

M_h 是从表示一个阻尼振子在受到简单的简谐外力作用时运动的微分方程中引出的：

$$\frac{d^2x}{dt^2} + 2a \frac{dx}{dt} + b^2 = A'_c \sin ct,$$

其中：

x ——振子相对于地面的瞬时位移，

t ——时间，

$2a$ ——阻尼因子， $a = hb$ ， h 为阻尼系数， $b = 2\pi/T_0$ ， T_0 为摆的固有周期，

A'_c ——地震波引起的外界位移的振幅（最大值），

c —— $2\pi/T_e$ ， T_e 为地震波的周期。

用安德逊和武德引进的简谐放大倍数的表达式，表示 A_e 的方程变为：

$$A_e = \frac{A_t}{V} \sqrt{\left(\frac{T_e^2}{T_0^2} + 1\right)^2 + 4 \frac{T_e^2}{T_0^2} (h^2 - 1)},$$

其中： T_e ——地震波的周期，

T_0 ——摆的固有周期，

h ——与阻尼比 ϵ 有关的阻尼系数，其关系式为：