



震相与地球内部结构的测定

国家地震局地球物理研究所

震相与地球内部结构的测定

閻志德等译 秦馨菱等校 曲克信汇编

编 译 者 的 话

至今，人们对于地球内部结构的认识，主要来源就是对于地震波各种震相的研究，地震波能够在地球内部传播，因此，给我们带来了地球内部结构的信息。目前，对于这个认识及其信息的利用虽然有限，但通过震相辨认、分析和解释，研究地壳及地球内部速度结构，完成地震基本参数的测定仍然是地震学研究的重要课题。为了帮助全国地震台站的同志们，以及有关的同志，充分利用本地区台站和台网的记录资料，从事上述研究，我们选择和汇编了一些有关问题的文献，供同志们参考，以期从中得到一些借鉴。

《震相与地球内部结构的测定》是拟意中的地震观测研究系列编译文集的第一集。由于选择和汇编时间仓促，在文献涉及范围及其内容的理解上，定有不当，敬希指正。

本书在出版过程中，得到了《地震地磁观测与研究》编辑部，北京工业大学印刷厂，北京制版厂的大力支持，在此表示感谢。

1982年1月，北 京

震相与地球内部结构的测定

目 录

题目	译者
地壳中的低速层·····	閻志德 (1)
地壳上地幔界面深层波的运动学与动力学特性·····	张君仪 (5)
据远震地震图确定观测台地区地壳厚度·····	张君仪 (12)
根据地壳底部的反射波测定其厚度·····	张君仪 (20)
深震的 sP^* 波·····	陈国英 (23)
由 Sp 震相得到地壳和上地幔结构·····	陈国英 林楚贞 (26)
斐济高原下的上地幔结构: 由橄榄石-尖晶石相变区传来的续至 p 波的 地震观测·····	宋仲和 (43)
穿过白令海和西北太平洋的 S_1 波之传播·····	傅 禹 (64)
在 GRF 台阵上对斯瓦比恩 $A1b$ 地震 S_1 波的观测·····	傅 禹 (67)
就地震数据论中亚地壳深部构造的研究结果·····	张君仪 (70)
从内华达实验场爆炸的瑞利波得到的地壳结构·····	王玉秀 宋臣田 (78)
论苏联远东岛区的地壳厚度问题·····	张君仪 (90)
根据地震纵波的频谱研究地震台下面的地壳结构·····	张君仪 (98)
利用转换波震相测定岩石圈俯冲带边界·····	閻志德 (105)
根据瑞雷波频散数据推导的新地岛地壳和上地幔模型·····	张志坚 (114)
亚洲地壳构造横向变化与 L_1 的传播·····	孙次昌 (122)
在大陆边缘 S_1 转变为 L_1 ·····	张志坚 (131)
S_1 波的垂直分量和 SV_1 分量·····	傅 禹 (139)

地壳中的低速层

D. H. Shurbet

閻志德译 秦馨菱校

摘 要

地震的 \bar{P} 震相能够分成2个短周期的部分； Lg 震相能以分成2个短周期部分和至少1个长周期部分。这些震相的短周期部分在世界标准地震图上，周期小于1秒其传播可解释为由于在大陆地壳中有一低速层所致。这个低速层在山脉地区，在大陆边缘和其它地壳的不连续处被中断或改变。

引 言

地震的 Lg 震相是普瑞斯 (Press) 和尤文 (Ewing) 1952年发现，并描述为具有群速度 3.51 ± 0.07 公里/秒的基本上为横向的剪切波导波所构成。巴特 (Bath) 1954年指出， Lg 震相又可细分成称之为 Li ， Lg_1 和 Lg_2 的三部分。所有细分的三部分包括水平运动而仅有 Li 还包括垂直运动。它们的速度大约是 Li 为3.78公里/秒， Lg_1 为3.54公里/秒， Lg_2 为3.37公里/秒。

后来，奥利弗 (Oliver) 和尤文在1957年认为 Lg 是由高阶面波所组成。并假定高阶瑞利波构成垂直运动和高阶勒夫波构成横向运动。这个解释对于大陆地壳要求一个不太复杂的模型，因为它需要地壳中有一个低速层，如果 Lg 细分为是通道波则不需要高阶面波传播的解释。

在尽力解决对 Lg 波传播解释的差别时，巴特和Crampin 1965年把 Lg_1 ， Li 及 Lg_2 的到时，与高阶面波波列加以比较并观测这些到时与高阶波列振幅的增加是一致的，他们认为 Li 、 Lg_1 和 Lg_2 实际上是高阶波列的一部分。然而，他们不能证明 Li ， Lg_1 或 Lg_2 任何一个与高阶面波频散曲线的极大或极小有关。

Shurbet 1960年认为近震的 \bar{P} 震相是与 Lg 在同一波导中传播的。他指出唯有在大陆地壳厚度大的地区， \bar{P} 震相的传播才没有巨大的能量消耗。

虽然 Lg 和 \bar{P} 震相通常都描述为短周期震相，而先前工作的大部分一直以使用中长周期地震图为准。本文使用短周期世界标准地震图并信号是强的。本文的目的是要说明 Lg 和 \bar{P} 的很短周期部分确实是在同一波导中传播的，同时指出此波导是地壳中的一个低速层。

\bar{P} 震相

文后所附图版1给出了美国核试验在得克萨斯州的卢博克记录到的 \bar{P} 震相的一些例子。相当接近地表面发生的爆炸，是高效率的 P 波产生器。爆破的 \bar{P}/P 比值比天然地震的 \bar{P}/P 比值通常大几倍。

所有的例子清楚的表明， \bar{P} 是由 P 波组成的，因而，文后所附图版1中仅给出垂直分

量。一般来说震相清楚地分成两部分，在图中标明了各自的代表性速度。其周期短至 0.5 秒， \bar{P} 的两部分的传播，在下面的讨论部分中作了解释。

Lg 震相

文后所附图版 2 清楚地表明 Lg 波列由三部分组成。其中一部分在垂直向地震图上记录的最好，并且由比其它部分周期较长的波所组成。这个较长周期到时的一些较好的例子，记录清楚，以致频散和质点运动能以测量。例如，加里福尼亚海湾地震的地震记录图 ($P_{1,2}$) 表明较长周期到时的逆行质点运动，测量的频散与对二阶瑞利波所预示的基本一致。总 Lg 波列的这一部分，虽然在地壳测量中 useful，但是本文不作进一步的讨论。

除了高阶瑞利波之外，总的 Lg 波列包括由这种较短周期波构成的一个 SH 分量。这个短周期分量清楚地表示在图版 2 的地震记录图上。 Lg 的这个短周期部分通常被分成两部分，虽然区分的不那么清楚。这些部分及其代表的速度表示在图版 2 中，并且它们是 Lg 部分中将在下面的讨论给予解释的。观测得到的最短周期趋向于比在 \bar{P} 波中观测到的略长，但是经常观测到的两个震相的周期大致相同。

讨论

古登堡 1951 年根据 P 、 S 波的走时，提出地壳中存在一个低速层，Mueller 和 Landisman 1965 年为假定大陆地壳中存在一个低速层，而根据近乎垂直的反射和大折射的到时提出了证据。他们提出的地壳模型表示在图 1 中，上面指出的 \bar{P} 和 Lg 的很短周期的部分，现在可以认为是低速层存在的进一步的证据。

如果入射接近掠射角，囚陷在低速层中的 P 波将接近一个 5.5 公里/秒的最大的速度，这取决于泊松比。而囚陷的 S 波将有一个约 3.2 公里/秒的最大速度。这些速度比 Shurber 1960 年为 \bar{P} 所报告的平均速度 5.8 公里/秒低，也比最初记录的 Lg 平均值 3.5 公里/秒低。因而，这些记录的速度不能适合于在图 1 中描述的能量完全在低速层内的传播。然而，所报告的速度和 P 、 S 波在临界角折射后沿低速层之下，高速层顶部的传播所期望的速度非常一致。这个机制传播的 P 波速度是 6.1 公里/秒， S 波速度约为 3.5 公里/秒。这些速度和记录的 \bar{P} 波和 Lg 波非常一致；而且我们都很清楚的是，震源在低速层上部比震源在低速层之下将把更多的能量注入这样一个通道。这就能解释为何爆炸对产生 \bar{P} 波更有效。而爆炸却不能较为有效地产生 Lg 波，因为震源机制中缺乏 SH 分量的运动。

在临界角折射的波是沿着直接在低速层下面的高速层的顶部传播。这种折射波是与低速层中传播的而其相速度等于在高速层中 P 、 S 波的速度。 \bar{P} 和 Lg 的第二部分即晚到的部分，在上面的叙述中已经提到，代表着在低速层内的这种传播现象。这些到时的样品速度在图版 1 和 2 中给出，大量的观测给出 \bar{P} 的第二部分的平均速度为 5.7 公里/秒和 Lg 第二部分的平均速度为 3.2 公里/秒。 P 的速度表明低速层实际上有点比 Mueller 和 Landisman (1965) 所提出的速度略高。然而，使用观测的速度和 \bar{P} 、 Lg 的波谱去详细计算波导比之从其它证据建立模型以获得观测速度加以比较则更为适合。这里没有使用这些计算，因为缺乏在一个台阵上作宽频带记录的装置，用以测量相速度和能量谱。

普瑞斯和尤文 1952 年认为 Lg 不能穿过大陆边缘，巴特 1954 年发现山脉可阻止 Lg 的传播。这些间断同样在卢博克 (Lubbock) 观测到。Shurbet 1960 年表明 \bar{P} 波仅能在地壳

构造厚的地区很好的传播。因而，象山脉，大陆边缘等地壳结构，或者变薄的地壳确以某种形式切断或改变低速层。象可期望的那样，能量泄漏现象倾向于对 \bar{P} 比 Lg 略大。然而， Lg 的部分一般观测到的穿过北美洲全部和更远距离的传播，是显而易见的高阶表面波部分，而不是这里讨论的很短周期的部分。

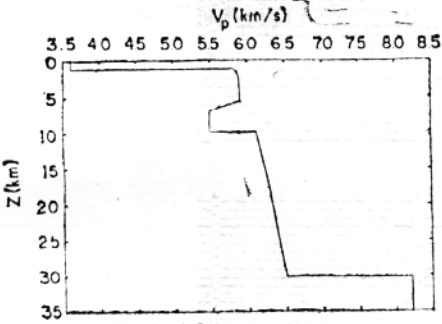
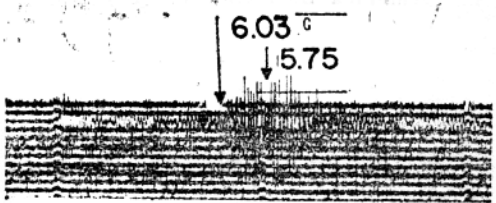
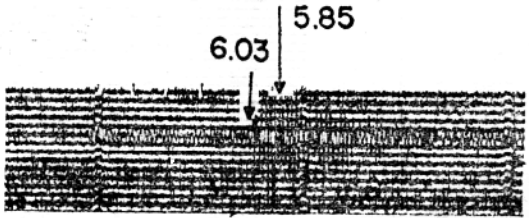
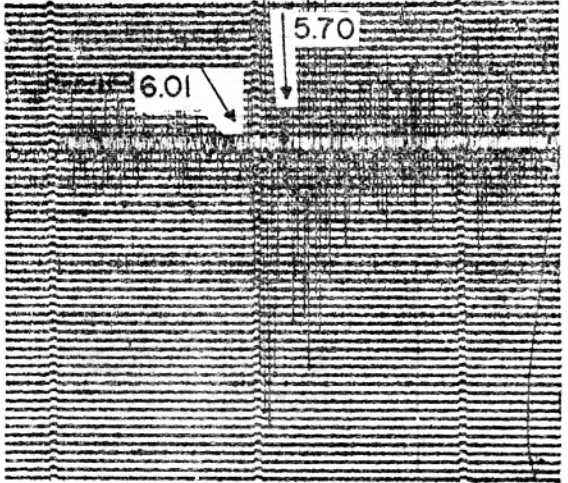


图 1

图1 Mueller和Landisman 1965年给出的大陆地壳模型。折号2表示深度(公里)， Vp 表示P波的速度。短周期震相的较快部分是在低速层下面的高速层顶部传播，到较慢的短周期部分是在低速层中传播。

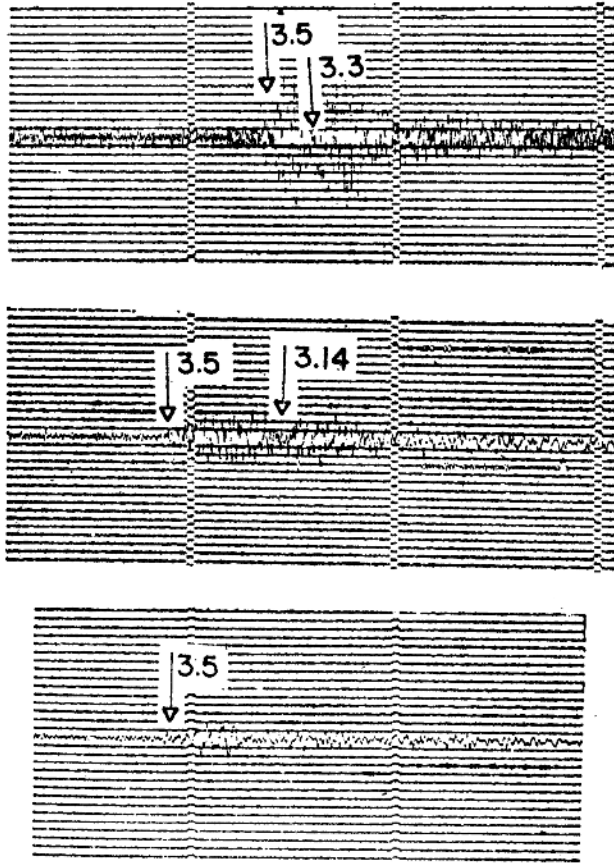
图版1美国卢博克和得克萨斯 \bar{P} 震相记录。全部地震图是卢博克世界台站短周期垂直记录。 \bar{P} 波的两个明显标准的短周期部分以公里/秒标明了各自的速度。均是核试验事件。最上面的是1968年1月19日的试验的记录图，第二张是1968年2月21日的试验记录图，第三张是1965年7月23日试验的记录图，最下面的是1968年3月22日试验的记录图。

图版2美国卢博克和得克萨斯 Lg 震相记录。最上面的一张是卢博克世界标准台站东西分量的记录图，记录的是1963年7月2日08—02—56.3科罗拉多州中部偏北地区的地震的例子。标明了 Lg 震相两个短周期部分



图版 1

的速度。中间的一张记录是在卢博克东西分量记录的美国加利福尼亚海湾1965年6月20日



图版 2

19—16—20.9的地震，最下面的一张是同一地震的垂直分向的记录图。垂直分向清楚的记录了一个长周期波而同一时间东西分向记录了一个短周期震相的到时。

—A Low-Velocity Layer in the Earth's Crust, Geological Society of America Bulletin, Vol.80, No.5, 1969.

地壳上地幔界面深层波 的运动学与动力学特性

(参照深地震测深法研究科佩特达格—威海剖面的资料)

В. З. Рябой

张君仪译 秦馨菱校

探讨了波动的运动学和动力学特性的研究结果, 这些波动是于研究地壳和上地幔时在 625 公里长的科佩特达格—威海深地震测深剖面上记录下来的。列出了一些有关波的绝对振幅特性和脉动水平的数据。

1. 进行野外观测的方法

根据纵列连续剖面的系统进行野外工作。观测点与爆炸点相距的最大距离达 615 公里, 这样不仅能记到地壳结晶层介面对应的波动, 而且能记到上地幔介面对应的波动。

爆炸点之间的距离要在 15—20 公里 (在研究基底表面时) 至 60—70 公里 (在研究地壳和上地幔结晶层时) 范围以内。爆炸是在矿井、水池和探井内进行。引爆药量一般不超过 2—3 吨。

地球物理观测是由标准的 60 道地震台 CC—30/60—HЧ 和 HC—3[1] 型地震检波器进行的。为要提高记录道的灵敏性, 使安装条件均匀, 压低脉动背景采用地震检波器平面分组的形式, 即四个检波器安放在正方形的四个角上, 每边是 10 米, 各组中心相距是 100 米。记录道的通带 (工作滤波是 2—2) 在 8—18 赫芝, [1, 2] 频率范围内。

野外观测时对记录道进行标定, 同时监视激发条件, 这样就能将地震图上波动的振幅换算成与其相应的土壤位移的垂直分量, 在炸点使用固定的引爆药量, 即等于 1 吨三硝基甲苯并使爆炸点具备一点爆炸源的条件。

测绝对振幅特性较详细的使用方法以及所做工作的地质结果于论文 [2, 3] 中均有论述。

2. 实验资料的特性

地震图上分析出大量有规律的波动, 它们就运动学和动力学特性有所不同。根据用深地震测深法研究苏联不同地区 [4—8] 的过程中所形成和试用的一系列标准可以把记录到的波动分成几组 (共分成 15 组波)。

在对比和分析波群时 (波群对应于固结地壳的中间界面有 P_2^* , P_3^* , P_4^* , P_5^* 组) 发生极大的困难, 因为波的运动学特性与动力学特性很接近。分析并对比与顶板 (P_1^* 波群) 和地壳结晶层底板 (P_{np}^M , P_{np}^M 波群) 相对应的以及为上地幔的一些界面 ($P_{2отр}$, $P_{4отр}$ 波群) 相对应的波动则是比较可靠的。

记录到的波群的时距曲线及其主要特性列于综合表内。

对应于沉积岩层中界面的波 它们的特性沿剖面线发生了很大变化, 这是与沉积层的

厚度由0—2公里（苏尔塔努伊兹达格隆起，中卡拉库姆顶部，南威海沿岸）至10—15公里以及更大（卡拉库姆南部倾斜，科佩特达格前拗陷）的剧烈波动有关。与沉积层相对应的波动量是在1—2至5—7或更大的范围内变动。

这些波的主要运动学特性和动力学特性列于综合表上。更详细的研究就超出我们这篇文章的范围了。

对应于地壳结晶层的波。在记录到的地震图上分析出五群波动，它们都与地壳结晶层的表面或中间界面相对应（图2）。

P_1 波群。这群波的运动学特性（首先是记录时间和追踪范围）是在很大的剖面范围内变动。在沉积层很厚的部位（科佩特达格前拗陷，达里亚尔克—达乌丹拗陷）开始在爆炸点（ПБ）、 R 约为20公里的续至波中监视，50—70公里处属于初至，100—130公里处它们就衰减了。在中卡拉库姆顶部和南威海沿岸区只能在2—9至120—130公里范围的初至中追踪 P_1 波群。

视速值 V^* 在5.8—6至6.4—6.6公里/秒范围内变动。在多数场合追逐时距曲线是平行的，然而，在剖面的个别部位发现它们很接近，在爆炸点之间的距离为50—60公里时，在1公里上相差0.01—0.015秒。有效吸收系数值 $\alpha\phi$ [9]为0.05—0.07公里⁻¹，由地震图上的可见频率测定的波的可见周期是在12—16赫芝范围内变动。

经常使记录形式非常错综复杂（《停顿》，环形，振幅的剧烈衰减和增大，相位在时间上的移动等）可以作为 P_1 波群记录的特征。这些记录特征正好发生在剖面的一定部位并在追逐时距曲线上重复出现。

在距爆炸点25—40公里的续至波里开始追踪到 P_2 波群，而在90—115公里处它们开始衰减，一般不进入初至。

视速值是在6.2至6.6—6.8公里/秒的范围内变动，时距曲线呈直线形，而追逐时距曲线实际上是平行的。可见频率等于12—16赫芝， $\alpha\phi=0.07-0.1$ 公里⁻¹（约为 P_1 波群的一倍半）。

从距爆炸点40—60公里的部位开始在地震图续至中追踪 P_3 波群。距爆炸点120—130公里处的波属于初至，而在140—150公里处波就衰减了。

视速值是在6—7.5公里/秒的广阔范围内变动。时距曲线呈直线形，追逐时距曲线和被追逐时距曲线是平行的。

可见频率等于11—15赫芝， $\alpha\phi$ 值在0.035至0.045公里⁻¹范围内变动。

P_1 、 P_2 和 P_3 波群振幅随距离衰减的曲线近似为直线的线段，而其斜度则各有不同（图2）。

在距爆炸点50—60公里的续至波中开始追踪到 P_4 波群，130—140公里处的波动进入初至，而在150—160公里处的波就衰减了。视速值是在6.8—7.6公里/秒范围内变动。时距曲线呈直线形；追逐时距曲线实际上是平行的。可见频率等于12—16赫芝， $\alpha\phi$ 平均值等于0.03—0.04公里⁻¹。以半对数座标纸绘成的关系曲线 $A=A(R)$ 图线与直线段很近似。

只有在距爆炸点60—70公里的续至波内以及在170—180公里处这些波衰减之前能记到

P_2^* 波群。

P_2^* 波的视速值随距离而改变，在 $R=80-90$ 公里处为 $8-8.5$ 公里/秒，而到 $R=160-180$ 公里处变为 $6.8-7.2$ 公里/秒。

时距曲线呈双曲线形，追逐时距曲线和被追逐时距曲线是不平行的，并有逐渐分散之趋势。参照追逐时距曲线确定的视速值照例比在剖面相同的部位参照被追逐时距曲线确定的视速值小。

振幅随距离变化的曲线在距爆炸点（图2）125—135公里处有明显的极大值。在130—180公里范围内 $\alpha\phi$ 值等于 $0.04-0.05$ 公里 $^{-1}$ 。就强度来看， P_2^* 波群与 P_1^* ， P_2^* ， P_3^* ， P_4^* 波比较在它们整个追踪范围上是占优势的。

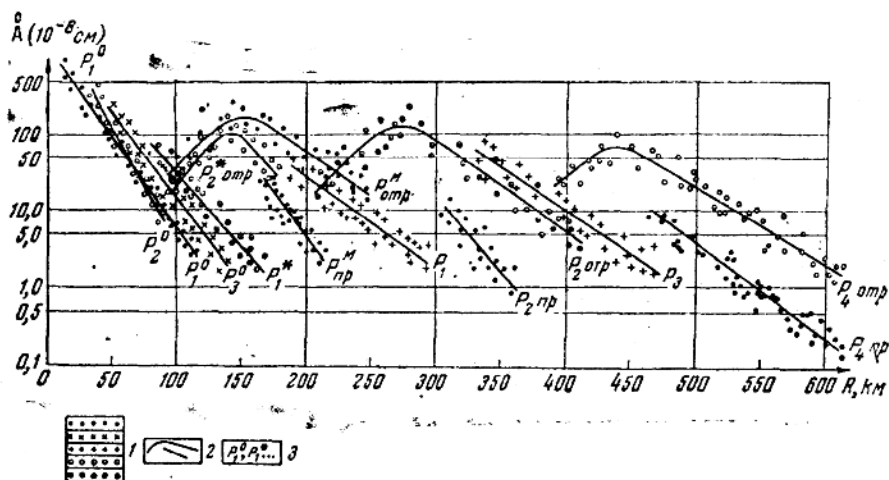


图2 在中土库曼区波动的振幅随距离而变的曲线图（土壤位移的垂直分量是由1吨三硝基甲苯炸药量激起的）。

1—实验数据；2—平均曲线图；3—用作波群标志的符号。

在距爆炸点100—150公里的范围内 P_2^* 组波就强度和视速值可以和同时在大的时间上记录到的从莫霍界面反射来的波群 P_{OTF}^* 以同等单位计量（参见以下的说明）。此外，在此距离范围内波 P_{OTF}^* 和 P_2^* 初始相位记录的时间差不超过 $0.2-0.5$ 秒，这样在很大程度上造成了在地震图上分辨这两个波的困难。

对应于上地幔的波动

在记录到的地震图上分析出八组波，它们是对应于地壳底部（ M 表面）和上地幔界面，深度约达115—120公里。

有关记到的这些波的解释与说明的问题我们不再深入讨论，可以把它们放在专门文章中探讨，同时还要指出，用符号 P_{OTF}^* 和 P_{np}^* ， P_{2OTF}^* 和 P_{2np}^* ， P_{4OTF}^* 和 P_{4np}^* 表示反射波

和折射波(首波或弱折射波), 这些波动是与深度为 75—80 公里($P_{2.0TP}$ 和 $P_{2.1TP}$)和 115—120 公里($P_{4.0TP}$ 和 $P_{4.1TP}$) 上地幔界面和 M 界面($P_{0.7P}^M$ 和 $P_{1.1P}^M$) 相对应的。

$P_{0.7P}^M$ 组波是从 60—80 公里处开始在续至波中观测到, 它们并不出现在初至之中, 它们在距爆炸点 250—290 公里处衰减。 V^* 值是随距离而衰减, 在 $R=60-80$ 公里处为 9—9.5 公里/秒, 而在 $R=200-290$ 公里处降为 6.8—7 公里/秒。

追逐时距曲线不是平行线, 而它们趋于分散。 $P_{0.7P}^M$ 组波在距爆炸点 220—230 公里以前就其强度来看是占优势的。振幅随距离的变化曲线在距爆炸点 135—145 公里处(见图 2) 有极明显的极大值。在距爆炸点 140—290 公里的范围内 $\alpha\phi$ 值等于 0.02—0.03 米⁻¹, 可见频率在 10—12 赫芝范围内摆动。

由距爆炸点 150—160 公里开始在初至中普遍记到了 $P_{1.1P}^M$ 波群。在 220—230 公里(230—250 公里比较罕见) 处衰减。视速值由 7.8 变至 8.3 公里/秒(平均为 8—8.2 公里/秒)。时距曲线呈直线形, 追逐时距曲线是平行的。

$P_{1.1P}^M$ 波是不大强的波并很快衰减($\alpha\phi=0.04-0.06$ 公里⁻¹), 可见频率等于 11—14 赫芝。

距爆炸点 180—190 公里处在地震图上续至波中开始分辨出 P_1 的波群, 在 $P_{1.1P}^M$ 波衰减($R=220-230$ 公里) 后它们进入初至波中, 它们是在距爆炸点 300—310 公里处衰减。视速平均值等于 8.3—8.5 公里/秒(变化范围 8—8.8 公里/秒)。

时距曲线实际呈直线形, 追逐时距曲线是平行的。

P_1 波就其强度比 $P_{0.7P}^M$ 反射波(在其共同追踪范围内) 弱 2—3 倍, 其振幅随距离($\alpha\phi=0.025-0.35$ 公里⁻¹) 缓慢衰减。极常见的振幅随距离衰减的曲线在距爆炸点 190—210 公里处有极大值。

可见频率值等于 10—12 赫芝。

从距爆炸点 310—320 公里起开始在初至(P_1 波群衰减后) 中观察到 $P_{2.1TP}$ 组波, 它们是在 350—360 公里处衰减。

其视速值实际不随距离波动, 其平均值等于 8.7—8.9 公里/秒。这组波是不甚强的波, 且衰减快, 有效吸收系数值等于 0.040—0.045 公里⁻¹。可见频率在 10—13 赫芝范围内变化。

开始在 200—210 公里的续至波中看到 $P_{2.0TP}$ 组波。 $P_{2.1TP}$ 波衰减后进入在约距爆炸点 430 公里处见于初至波中。

视速值在 8.5—9.5 公里/秒范围内摆动, 并随离爆炸点的距离稍有减小。时距曲线实际是直线形, 追逐时距曲线稍有分散趋势。

几乎在整个追踪范围内 $P_{0.7P}^M$ 波群就其强度是突出的。振幅随距离变化的曲线在距爆炸点 250—270 公里处有明显的极大值。有效吸收系数值(对大于 250—270 公里的距离而言) 等于 0.02—0.03 公里⁻¹。 $P_{2.0TP}$ 与 $P_{2.1TP}$ 波振幅比是随距离而增大, 在 $R=300-310$ 公里处为 4—5, 在 $R=350-360$ 公里处增至 9—11。可见频率等于 8—13 赫芝。

从 260—280 公里处开始在续至波中能看到 P_1 波群。在大约 430 公里处($P_{2.0TP}$ 波衰减后) 进入初至, 大约在距爆炸点 480 公里处衰减。视速平均值等于 9 公里/秒, 并在 8.8—9.2 公里/秒范围内变化。时距曲线实际是直线形的。

P_3 和 $P_{\text{тор}}$ 波就其强度是可比较的, $\alpha\phi = 0.020$ 公里 $^{-1}$ 。视频率值等于10—12赫芝。这群波仅可从三个爆炸点(ПВ117, ПВ920, ПВ6628)记到。因此沿剖面没有对比地观察 P_3 波群。

只能从一个爆炸点(ПВ117)在470—615公里范围内记到 $P_{\text{тор}}$ 波群。在距爆炸点480公里处这些波进入初至。等于9.5—9.6公里/秒的平均视速度在9.2—9.4至9.8—10公里/秒范围内摆动,且随距离稍有增大。

有效吸收系数值等于0.028公里 $^{-1}$,视频率值为10—12赫芝。

只有从一个爆炸点(ПВ117)得到地震图上在360—615公里处的续至波中能看到 $P_{\text{тор}}$ 波群。在追踪范围内视速度是随距离由10—11至9—9.5公里/秒减小。

$P_{\text{тор}}$ 波群就其强度来看在450—615范围内是突出的。 $P_{\text{тор}}$ 波振幅随距离变化的曲线在距爆炸点约450公里处有明显的极大值。对580—615公里的范围而言有效吸收系数值等于0.025公里 $^{-1}$,视频率等于8—11赫芝。

3. 有用信号绝对水平之比较分析的一些结果和脉动

对比有用信号与无规律干扰背景的条件,更有根据来选择地震波激起和记录的最佳条件,同时也更有理由对地震记录仪器设备的新样品提出一些要求。此外,有关有用信号和干扰背景绝对水平的资料可以用来对比不同地区记到的波场的特性以及用以比较取得的成果,综合地壳和上地幔研究的不同的地震方法(折射波对比法,深地震测深法,地震学,强的远距离爆炸)。

脉动背景统计特性的研究 在研究脉动的情况下一般要弄清由许多连续的作用源(有时它们分布在很大的范围内)引起的振动。

我们已研究了脉动的最小水平,即完全无风,无工业干扰以及任何其它干扰。这种无规律的干扰水平有时出现在深地震测深的地震图上并限制了实验条件下可以实现的记录仪的最高灵敏度。

经过工作滤波($\phi 2-2$)可以记到脉动,一般在夜间也可以用深地震测深法在爆炸记录前或爆炸记录后经过最低频($\phi 1-1$)和高频滤波($\phi 3-MK$)记到脉动。采用的是装在0.3—0.5米深的坑内的HC—3型单个地震检波器。脉动的记录时间是5—6秒。

在处理实验资料时确定了与记录脉动相对应的土壤位移垂直分量绝对值分布规则。以0.1秒为单位在地震图上测量脉动振幅。

图6上列出的是观察到的规则中最典型的脉动水平的分布。已经确定,脉动振幅的绝对值是在0.5—10 \AA (1 $\text{\AA}=10^{-8}$ 厘米)很宽的范围内摆动。最常记到的振幅值等于1—3 \AA ,与不同地区取得的资料基本一致。

在地震记录通道的范围内没有

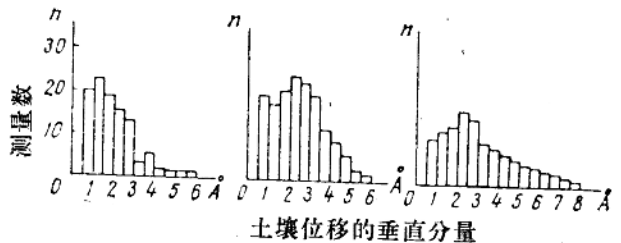


图6 用深地震测深法研究科佩特达格—咸海剖面上记到的脉动振幅(土壤位移垂直分量)最典型的分布规律

能顺利地确定脉动水平与其频率成份之间有什么关系。

没有对风和工业起源的脉动水平进行专门的统计研究。然而所得的资料还是能做出一些基本上带定性的结论。

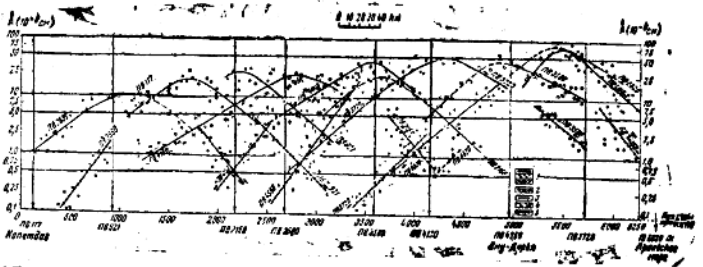
工业振动和风动的振幅是非常不稳定的。由于天气条件、工业企业的靠近、高伏输电线等的关系，它们往往相差几十倍。经过各种滤波得到的这类脉动记录的对比可以推测，工业和风动频谱的最大值显然是在不低于30—40赫芝的频率上。

随着频率由10—20降至1赫芝以下，脉动的最小水平[10]明显地增大(约一个数量级)，而随着频率值增至30—40赫芝，工业干扰和风干扰也增高。这就有根据认为10—20赫芝的频率范围是一般比较低的脉动水平。因此，目前用深地震测深法(1—20赫芝)使用的工作频率范围在实现记录仪的高放大率方面显然是最好的。然而，这个结论还需在宽频仪上经受仔细的检验。

记录波绝对振幅特性的研究 如深地震测深研究所表示的那样，有用信号的平均水平在1—8至150—200 μ 范围内波动。波的振幅形成固定的爆炸药量(等于1吨三硝基甲苯)之后，有用信号变化的动态范围就增加到3—3.5个数量级(由几十至几百埃)(图2)。振幅绝对值的平均水平随爆炸点的距离而减小。

作为例子，我们在图7上列出了在用深地震测深法研究科佩特达格—威海剖面时取得的土壤位移垂直分量变化曲线，为垂直分量计算好了固定的爆炸药量(1吨三硝基甲苯)和为由莫霍面反射来的反射波(P_{np}^M)和折射波 P_{np}^M ，所需的相同的激发条件(水库内爆炸)。对曲线加以研究可看出，这些波的振幅沿剖面在广阔范围内变动。如在剖面南部沉积层厚度增至10—15公里甚至更多[8]振幅绝对值(对距爆炸点相同的距离而言)比中部和北部少5—7倍，在北部和中部沉积层的厚度减小至0—2公里。

所得资料分析结果肯定，只有在有用信号的振幅超过干扰背景的水平不下于2—3倍的情况下才能实现所记波的可靠对比。然而，在有些情况下，当有用信号和干扰背景差不多同样大小时还是可以分析有用波的。虽然可靠性不太大。



ИВ117

图7 折射波 P_{np}^M 和由莫霍界面射来的反射波 P_n^M 的振幅随距离变化的曲线，这两种波动是在用深地震测深法研究科佩特达格—威海剖面时记录到的(土壤位移垂直分量归化为水池爆炸点的条件和1吨三硝基甲苯药量)。

1—实验资料; 2, 3—对 P_{np}^M , $P_{отг}^M$ 波相应的平均曲线; 4—参照不可靠的资料得到的平均曲线; 5—与曲线 $A=A(R)$ (箭头指着由爆炸点起始距离增加的方向)相对应的爆炸点。

结 论

1. 由于用深地震测深法从爆炸点至 615 公里处进行的观测而记到了地壳结晶层以及上地幔(约 110—120 公里)分界面的波动。

2. 记到的波动绝对振幅特性的测量表明, 在频率约为 10—20 赫芝并当炸药量归化为 1 吨三硝基甲苯时, 土壤位移垂直分量数值在 300—500 至 0.1—0.3 \AA 的范围内变动。确定了, 沉积层厚度加大的背斜地区振幅绝对值比地台区约要小 5—7 倍。

脉动背景的平均水平等于 1—3 \AA 。

—Кинематические и динамические характеристики глубинных волн, связанных с границами в земной коре и верхней мантии, Известия АН СССР, Физика Земли, NO 3, 1966.

据远震地震图确定观测台地区地壳厚度

В. Н. ГАЙСКИЙ

张君仪译 朱传鏞校

本文叙述了在震中距 $25^{\circ}-60^{\circ}$ 上记到的新震相 SP' 确定观测台地区地壳构造的方法。单台资料不仅足以确定地壳的总厚度，而且还可确定其构成地层的厚度以及纵波在其中传播的速度。文中给出了贝加尔地区地壳研究的结果。

* * *

特列斯科夫的著作[1—3]表明，可以用远震方法研究地壳构造。他在《论地震反射波》一文中创立了 SP 震相临界距与反射面的纵波速度之间的关系，以此为依据，他作出近地表存在界面的结论，其中纵波速度接近 8 公里/秒。

以远震资料为依据证实了存在着地壳的底部。后来，H. 布卢特在论文中表明，在由地面反射时转换波形成的情况下， SP 震相的临界距离，由于是全内反射现象，也是由与其接近的分界面的纵波速度来确定。地壳底部的存在改变临界距离，超过 20° ，如果不存在莫霍面，则临界距离只有 20° ，而实际上是 $44-46^{\circ}$ 。

特列斯科夫从这些考虑出发，他建议我研究一下《伊尔库茨克》台的地震图，目的是查明在全内反射区内由地壳底部来的 SP 转换波反射引起的波到达台站的时间，按这些反射来计算地壳厚度。

在研究地震图时确实发现，在 S 震相之后 8—15 秒钟存在这样的波至。这些波至标以 SP' 的符号。我们把 SP' 震相解释为经过地壳底部反射的 SP 转换波（图 1）。因此，假设地壳是单层结构，地壳内的走时可以算得很准，如果地壳是一层和二层结构，则可以 $\Delta t = t_{s'} - t_s$ 的计算证实（式内 $t_{s'}$ 和 t_s 是相应震相的到时）。取地壳内纵波平均速度等于 6 公里/秒时，我们在一系列点上算出地壳厚度（见附表 I）。由表可见，伊尔库茨克区地壳厚度在 40—47 公里范围内，虽然贝加尔湖地区地壳厚度剧增至 70 公里或在 70 公里以上。

在这些初步数据的基础上，可以得出结论：西贝加尔地区的地壳厚度接近一恒定值，因之，分界面以水平向为其特征。

现在我们研究所用的计算图。首先指出（图 1）是

$$\sin i_1 = \frac{v_1}{k} \frac{dt_1}{d\beta}$$

（本多夫定律）， $\sin i_2 = \frac{v_2}{v_1} \sin i_1 = \frac{v_2}{k} \frac{dt_2}{d\beta}$ ，式内 v_1 和 v_2 是地壳内横波和纵波的速度， k 是大圆弧 1° 的公里数，而导数 $\frac{dt_1}{d\beta}$ 是根据杰弗里斯曲线确定的震中距为 1° 的横波走时

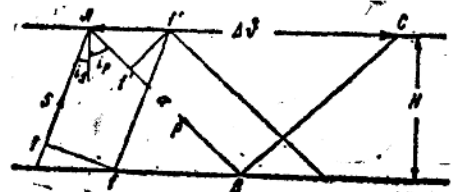


图 1

增量，进而以 δ 来表示。

于是，

$$\sin i_p = \frac{v_p}{k} \delta_0$$

纵波沿 ABC 射线的走时

$$\tau = \frac{2a}{v_p} = \frac{2H}{v_p \cos i_p} = \frac{2Hk}{v_p \sqrt{k^2 - v_p^2 \delta^2}}$$

和

$$\Delta \vartheta = \frac{2a \sin i_p}{k} = \frac{2H v_p \delta}{k \sqrt{k^2 - v_p^2 \delta^2}}$$

因为 $t_{0-\Delta\theta} + \tau = t_0 + \Delta t$ ，则

$$\Delta t = \tau - (t_0 - t_{0-\Delta\theta}) = \tau - \delta \cdot \Delta \vartheta$$

或

$$\Delta t = \frac{2Hk}{v_p \sqrt{k^2 - v_p^2 \delta^2}} - \frac{2H v_p \delta^2}{k \sqrt{k^2 - v_p^2 \delta^2}} = \frac{2H}{v_p k} \sqrt{k^2 - v_p^2 \delta^2}$$

这里 t_0 和 $t_{0-\Delta\theta}$ 是在震中距为 ϑ 和 $\vartheta - \Delta \vartheta$ 处横波的走时。

取 Δt_1 和 Δt_2 ，相应于 ϑ_1 和 ϑ_2 经简单的变换，得到：

$$v_p = \sqrt{\frac{1 - \left(\frac{\Delta t_1}{\Delta t_2}\right)^2}{\delta_1^2 - \left(\frac{\Delta t_1}{\Delta t_2}\right)^2 \delta_2^2}} \quad (A)$$

$$H = \frac{k v_p \Delta t}{2 \sqrt{k^2 - v_p^2 \delta^2}} \quad (B)$$

因为 Δt 的值只能以 0.5 秒的精度确定，而 H 值，特别是 v_p 值，在很大程度上与 $\frac{\Delta t_1}{\Delta t_2}$ 有关，为处理这些结果，采用了最小二乘法。我们选出附表 I 中列出的 19 个 SP' 波到时最清晰的地震图，画出图 $\Delta t = f(\vartheta)$ 呈直线形（图 2）。

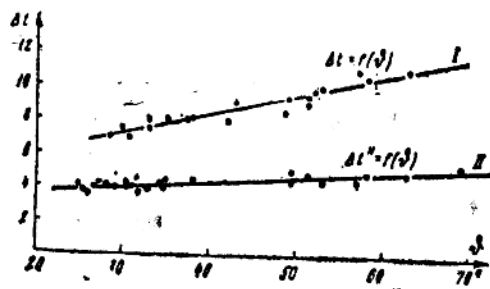


图 2

最小二乘法对此直线给出方程 $\Delta t = 3.96 + 0.11\vartheta$ ，由此式，对给定的 ϑ ，可以求得 Δt ，精确度可达 0.1 秒。按 (A) 和 (B) 公式计算地壳的纵波速度和地壳厚度，可得 $v_p = 6.1$ 公里/秒和 $H = 46$ 公里。后一数值与特列斯科夫在 $\varphi = 57^\circ N$ ， $\lambda = 99^\circ E$ 地区测得的地壳厚度 ($H = 48$ 公里) 相符，证实了他的结论，可取 45 公里作为欧亚地区地壳平均厚度的初步估计。

取 $v_p = 6.1$ 公里/秒作为整个贝加尔沿岸地区地壳的平均速度。在 $H = 45$ 公里和 60 公里时算出 Δt ，同时指出当 ϑ 为常数时， Δt 与 H 呈线性关系 [见公式 (B)]，这样，我们测得了 59 个点上的地壳厚度。

结果列于表 I 并绘于图片 (附图 V) 上。

可以看出，在到贝加尔的伊尔库茨克地区，地壳的平均厚度为 44 公里，在别列佐夫和