

譯 文

觀 測 處 理

第 一 章 地 震 波

ЕФ САВ АРЕНСКИЙ

地震工作的基本任务之一是确定地震中的位置和震源深度。为此，首先要测定震中距，从而可以决定该地震是近震抑是远震（精确的区分见后）。在处理近震时必须估计到地^震构造地方性的特征；而在处理远震时则必须估计到地震波在地球内传播的一般概况。本章简要介绍关于地震波即因地震而产生的弹性波的传播和形成的知识。其余各章，注意力则主要是放在地震观测处理的一般法则上。

地震台安装基尔诺斯地震仪，为时尚不久，因此，所引用的处理观测的实例，基本上是利用伽利津和尼基佛洛夫式地震仪的观测结果。

第 一 章 弹 性 波

任何固体，在外力的作用下，都将发生形变，即经受大小和形状的变化。随着外力的增加，这些变化——形变也随着增加。在张力变化不大的情况下，张力与形变成正比（虎克定律）。比例常数称为弹性模量。

现在我们来研究三个基本的例子：

第一种情况（见图 6.5, a）。力 F 使具有长度 l 横截面积 S 的棒伸长，其长度增加 Δl 。在这种情况下，虎克定律可写成下式：

$$\frac{F}{S} = E \frac{\Delta l}{l}$$

式中， $\frac{F}{S}$ 为作用在单位横截面积上的力，等于内部张力； $\frac{\Delta l}{l}$ 为原长的增加值。

比例系数 E 称为楊氏模量。假如棒的截面积不变，则在棒的每一截面上其相对伸长是相同的。假如其某部分收缩，则该截面上的张力 F/S 就增加，那时在该部分的伸长也就随之增大。

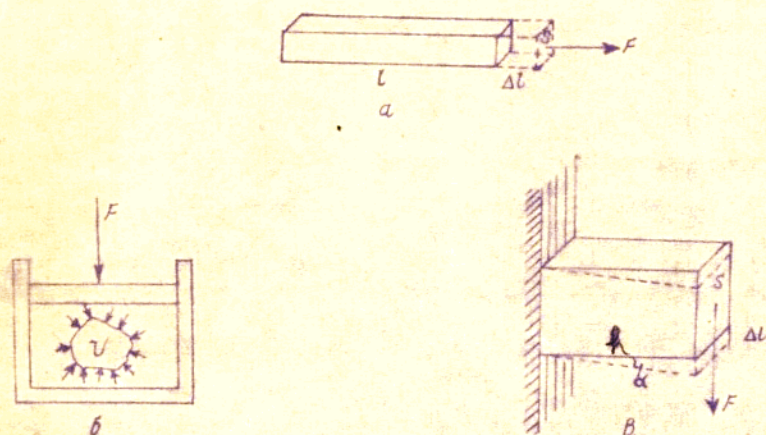


图 65

图 65 物体形变的基本形式

第二种情况（见图 65，6）。面积 S 的固体，遭受各个方向上的压力（例如，把它放在盛满液体带有活塞的圆柱体中，然后向活塞加压力 F ），其体积 v 缩小容量 Δv 。

则：

$$\frac{F}{S} = K \frac{\Delta v}{v}$$

式中， $\frac{F}{S}$ 为压力，它引起物体内部的弹性张力。

系数 K 称为各向压缩模量。 K 愈大，物体反抗体积的变化愈强。

第三种情况（见图 65, B）。长方形短柱体长 h ，横截面积 s ，其一端固定。施以作用力 F 於其上；此力平行於固体端的平面，作用於自由端上。这时，自由端的位置移动 Δl 。则剪切角 $\alpha = \frac{\Delta l}{h}$ 与切应力 $\frac{F}{s}$ 的关系式如下：

$$\frac{F}{s} = \mu \alpha$$

系数 μ 称为切变模量。在切变时柱体的形状改变。因此，对于液体介质（假设形状变化是无阻力的）来说，切变等於或趋近於零。

一般情况，弹性的形变是决定於其质点相对位置的变化。如果在弹性体内任取一点和围绕它的小部分，那么形变可以由该部分的任意一点的位移来说明。在对于最初选择点的关系上而言，此位移可分解为：(1) 仅与各点间距离大小变化有关的位移；和(2) 仅与第二点对于第一点的方向转变有关的位移。该部分线性单元大小的改变，同时也引起其体积的改变。

由应力所引起的形变，是以波的形式沿着充满弹性介质的空间传播的（如通过地球传播）。

在弹性介质中由于传播体积的局部变化所引起各点的位移，形成了纵波 P 。仅由于形变部分线性单元方向的改变而引起的各点的位移便形成横波—— S 。纵波传播的方向与质点振动的方向一致。这种关系，在横波的传播中不可能存在。因为产生横波的时候，质点是在与波的传播线成垂直的平面上作任何方向上的振动的。

在均匀介质中，纵波的传播速度为 $\sqrt{\frac{K+4/3\mu}{\rho}}$ ；横波为 $\sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$ 这里 ρ 代表密度； K 代表压缩模量； μ 代表切变模量。弹性波在地面和地层的分界面上发生反射和折射。纵波在分界面上发生反射和折射，同时又产生纵波与横波。后者这样偏振的，即质点在地震射线的垂直於界面的平面上振动。横波发生反射和折射时，同样也产生纵波与横波。然而当横波中

的質点作平行於兩介質的分界面振动时，或者入射縱波中的質点作垂直於兩介質分界面振动时，則情况例外；这时，仅产生橫波，或者仅相应地产生反射縱波。最强的波是在地面和地核表面发生反射时产生的。縱波和橫波到达地面时，地面上便产生一种特殊的面波。在所謂瑞雷面波中，質点（也如在海浪中一样）是作上下振动和前后振动的。由於这两种振动的力合成，質点便沿着椭圆形的軌跡运动：振幅迅速随深度而减小，这种波的傳播速度約比橫波的傳播速度小10%。

在地殼地层中还产生一种勒甫面波，勒甫面波通过时，質点在^平水面上作垂直於傳播綫的振动。勒甫波的速度大於地殼內橫波的速度，然而小於地殼底层（НИЖЕЛЕЖАЩАЯ ОБОЛОЧКА）內橫波的速度，它決定於振动的周期和地殼的厚度。

很显然，震源愈深，縱波和橫波在射出地面时的强度就愈小，而面波也就愈弱。

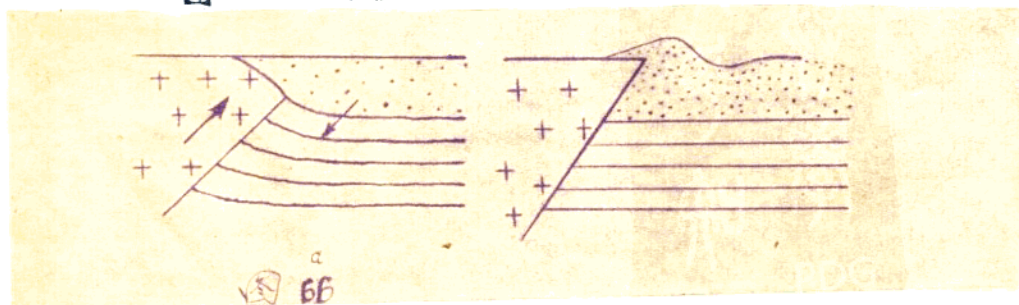
第 二 节 地震波的产生和震源結構

地震，特别是深源地震，一般都是有橫波强度极大的特征。这就駁斥了把爆炸当做是地震发生的原因这种假定。

实际上，由爆炸而产生的压力，在一切方向上都是均匀的。因此很自然，爆炸主要是引起縱波。这可用地震探礦的經驗來証实，（这时彈性波是由爆炸所 产生的）：在地震勘测纪录图（РАЗВЕДОЧНЫЙ СЕЙСМОГРАММ）上，橫波的到达只能勉强看出。

絕大多數地震都是发生在現代造山运动的地区。观测結果指出，在大多數地方，地震是沿着一些同一的破裂面而重复发生的。

图 6 6 平移断层和正断层形成簡图



可以假定；在很多情况下，地震是地壳某些个别部分沿着破裂面发生错动的结果（详见瓦林斯基和基尔洛斯著地震学与地震测量学概论，国家技术理论出版社1949年出版）例如，地壳中的平移断层或正断层的右翼在很长时期内逐渐下降时（图66，a），左翼将向右移动並遭到局部的压缩（在右翼上升时——左翼则伸长）。这时，在破裂面附近由於伸长或压缩所产生的弹性力，在超过摩擦力或内聚力时，就产生了突然的平移断层或正断层（图66，b）这种作用可能就是地震和地形局部破坏发生的原因。

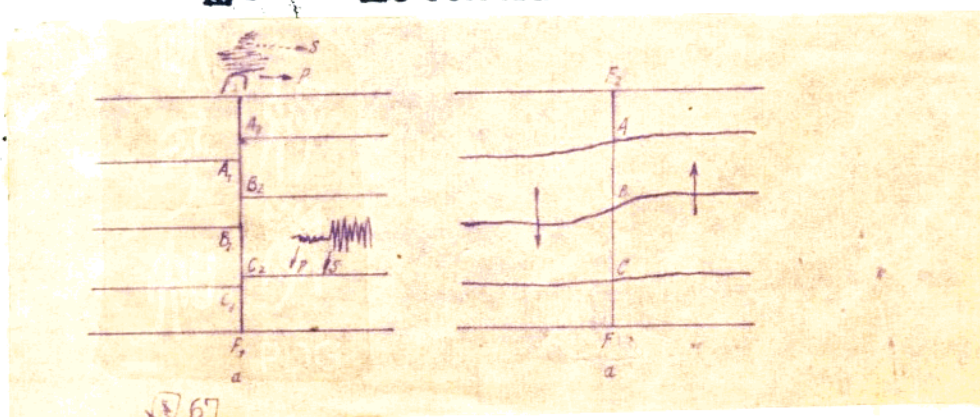
强震一般都是伴随着许许多多余震，余震的强度是逐渐减弱的。余震发生的原因是由於主震时弹性张力没有完全消失，或者由於惯性作用超过了平衡状态而产生相反方向上的应力而造成。

显然，强震后的这些频繁的震动直到弹性张力消失时才会停止的。

引起地震的原因可能是负荷过重所造成的。负荷过重是由於某些内部或外部的原因产生的，例如发生大旋风时气压的改变。

在有些情况下，地震常常是在水平方向上沿着破裂面与地面的交接突然发生断层的结果。这时在 F_1 F_2 线的方向上将有最强的横波发现（一部分运动时，另一部分静止）。而在垂直於 F_1 F_2 的方向上，强度最大的是纵波，最小的是横波，倘若地壳的这两部分沿 F_1 F_2 线各向不同的方向上移动，则情况更为复杂。

图67 在水平方向上突然发生断层，纵横波形成简图



根据第一个纵波到达地震台的时间所测定的震中位置，可能不是准确地符合於破坏最厉害的地区，因为地震发生的过程可能是开始在震源的一个极小区域内。

第三节 地震波在地球内部的传播

根据各种研究，已经确定地壳的上部是花岗岩层，其下是密度较大的岩层，十之八九为玄武岩层「註1」这两层构成地壳，再深一些，即是所谓中间层（ОБОЛОЧКА ЗЕМЛИ）。地壳厚度平均为30-40公里，它随地区的不同而改变。〈伊尔库茨克〉地震台长德列斯柯夫（А. А. ТРЕСКОВ）确定有些地方地壳的厚度达到80-100公里（鄂毕湾海）

如距离不大（800公里以内），地层的曲率可以忽略，把它们看作水平面。假如震源O（图68）是位于花岗岩层的时候，弹性波将沿着各种不同的路线（直达的、反射的和折射的）达到观测点K。

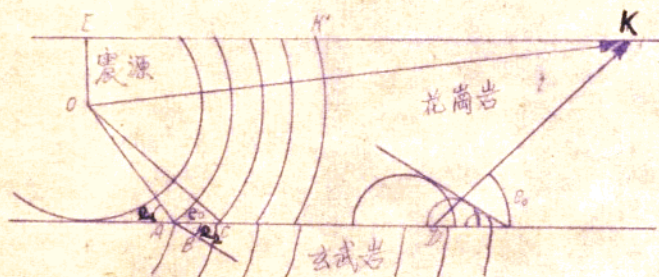


图 68

图 68，震源在花岗岩层，地震波形成简图。

图 65，震源在花岗岩层，地震波形成简图。

当波投射到花岗岩与玄武岩层之间的分界面上时，波前的法线（射线OA与AB）将和分界面成角 α_1 和角 α_2 ，它们适合於

$$\frac{\cos \alpha_1}{\cos \alpha_2} = \frac{V_1}{V_2}$$

的条件。 V_1 和 V_2 为波在第一层和第二层中的传播速度（ $V_2 > V_1$ ）。

「註1」可能地层较多，但直到现在，还没有把它们充分弄清楚。

当入射线倾斜愈缓时，角 e_1 和角 e_2 减小，最后当角 $e_1 = e$ 时，则角 e_2 等于 0（内部全反射）。从这时起，折射波前便沿着分界面前进，与入射波前分离并超过上层介质中的波前（详见萨瓦林斯基与基尔洛斯著地震测计学概论，第 95 页），同时在分界面，还形成扰动，扰动又从分界面传到上层花岗岩层中（绕射波），它的射线和分界面又重新构成角 e 。达到地球表面。根据波的轨迹或射线 $OC DK$ （折线的各线段到处都垂直于波前）计算这种波的走时就比较方便。在震中距离小的时候（不超过 150—200 公里），只有直达纵波和直达横波（ $\bar{P}$ 和 $\bar{S}$ ）的到达非常清楚。在震中距离大大超过上层地层的厚度时，「绕射」波，虽然经过的路程较长，然而速度大，故到地震台仍早于直达波。

因此，在震中距离不断增加的情况下，在花岗岩与玄武岩层之间的分界面上发生绕射的波—— $\bar{P}^*$ 和 $\bar{S}^*$ ，到达的时间最早。但是也常常发现在地壳底层上发生绕射的波—— P^* 和 S^* （它们的形成与 $\bar{P}^*$ 和 $\bar{S}^*$ 同），因为它们到达时间最早。

震中距离达到 800 公里时，地层的曲率和地壳下的传播速度随深度而增加的现象，都开始显出影响来。因此，射线下环便开始浸入地壳底层下面（下层界面），并逐步变为远震的一般弯曲射线（图 69）。这时，直达波由于地层曲率的关系，是不能到达地震台的（震源愈深，则能够观测到直达波的震中距的范围就愈小）。

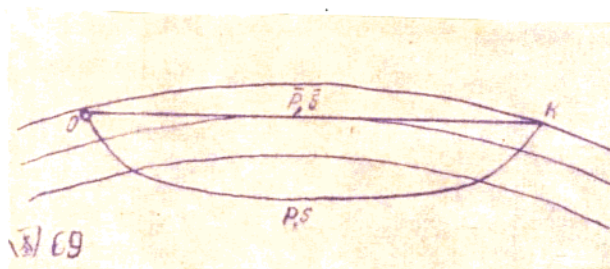


图 69，震中距离大的地震波传播简图（震源在花岗岩层）

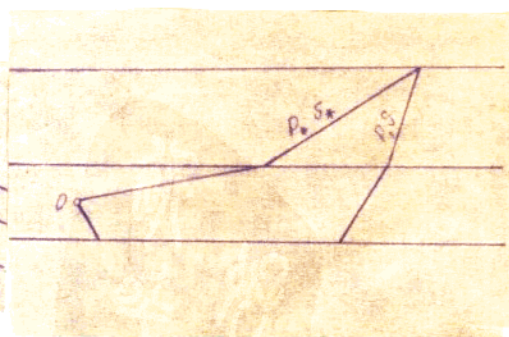


图 70，震源在玄武岩层中地震波形成简图

当震源位於玄武岩层时(图70),在花岗岩与玄武岩层之間的界面上发生折射的波將能达到观测点。它們以 P_* 和 S_* 表示。

这时没有 P^* 和 S^* 波。而在地殼底层上发生繞射的P波和S波,其形成也如震源位於花岗岩层中的情况一样。

假如震源位於地殼底层之下(深震),那末就只能观测两种波:在地殼上下兩层界面上发生折射的P波和S波。在这种情况下,当震中距离小於震源深度时,垂直向地震仪上可记录到相当强的纵波;而水平向地震仪上可记录到相当强的横波。

震中距离大时,除P波和S波之外,还将记录到从地球表面和地核反射来的波。从图71可以清楚看到:能够观测到直接由震源O傳播来的,以及由地表面反射来的波的最小震中距离是C点(对于OB射线来说,最深的一点在震源O上)。反射点B愈接近震中,反射线沉沒的深度就愈大,而且它的出射点就愈远。反射点B愈远,OB、C射线的出射点也就愈远。这种情况便可以說明距离小时震中附近之所以沒有地面反射波的原因了。

当震中距离大於 $105^{\circ}-110^{\circ}$ 时,P和S波的傳播便受到地核(深度为2900公里)的阻碍了。随着向位於地殼底层与地核之間的中間层深入,地震波的傳播速度便逐渐增大,在地核界面附近,纵波达到13.5公里/秒,横波达到7.5公里/秒。在地核中(核面附近),纵波速度等於8公里/秒;再往下,速度又随深度而增加,到核心时达到11.5-12公里/秒。横波不能穿过地核。这很可能說明地核是处在与固体不同的状态中(准确的說明很困难,因为在試驗室里不能制造像在地核表面上那样大於一百万大气压的压力。我們也还不清楚物質处在这样高的压力下其物理性質如何)。地核內的切变系数 μ 大概趋近於零。

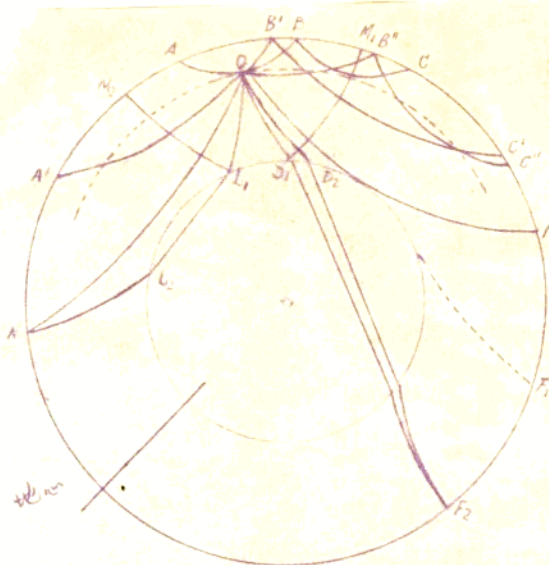


图 71

图 71，震中距离大的情况下地震波传播图（震源在玄武岩层）

在地核表面上，纵波的射线发生折射并向地心偏斜。因而地核使地震射线发生折射和聚集的情形，也与玻璃透镜使光线折射和集中于焦点的情形一样。由于球表面像差的结果，地震射线不能聚集于一点——震源影像上，而是彼此交叉。这可说明纵波经过两条路线能够达到 F_2 （见图 71），并且时间也各不相同。在地核发生折射的纵波，由于地核把它们聚集，所以具有很大的强度，并且射出地面的地方也大大地远于 F 点。 F_1 F_2 地区称为地震阴影区。由于地核分界面的绕射作用，在这一地区内也能发现纵波，但它们的强度都并不大。

因为地核表面是物质的物理性质发生剧烈变化的界面，所以在分界面上便发生纵波的反射和折射（射线 OD_1M_1 和 OD_1F_2 ）以及横波的反射和折射（射线 OL_1M_2 和 OL_1L_2N ）。横波在地核界面上发生折射时产生纵波 P ， P 经地核沿 L_1 L_2 传播。核面下纵波传播的速度大于核面上

横波的速度，因此， OL_1L_2N 射线向地面偏斜。这样一来，作为横波通过中间层，作为纵波通过地核的波便达到 N 点。在震中距离不超过 $80^\circ - 90^\circ$ 弧度时，一般的横波先到达；而震中距离大时，则是上述的地核折射波 SKS 先到达。

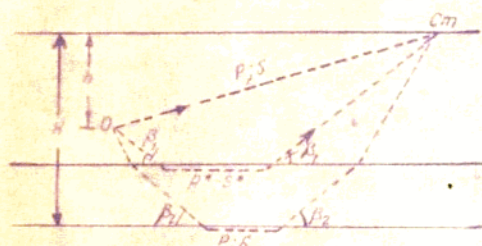


图 72

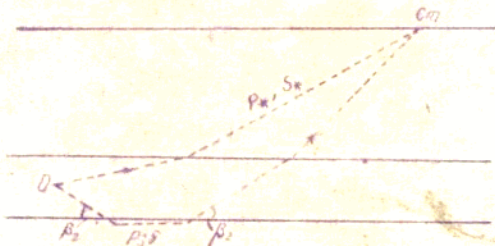


图 73

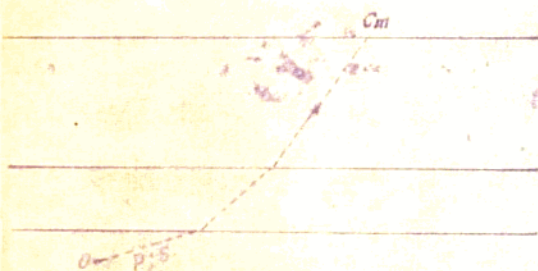


图 74

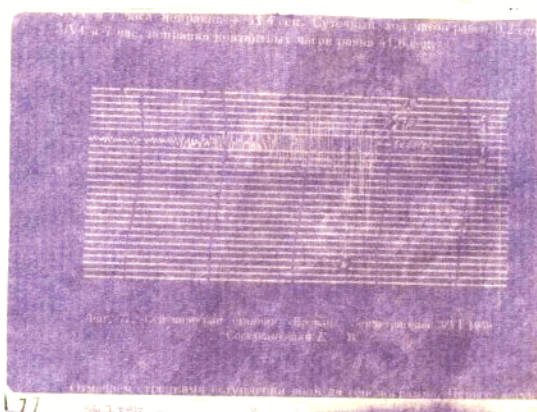
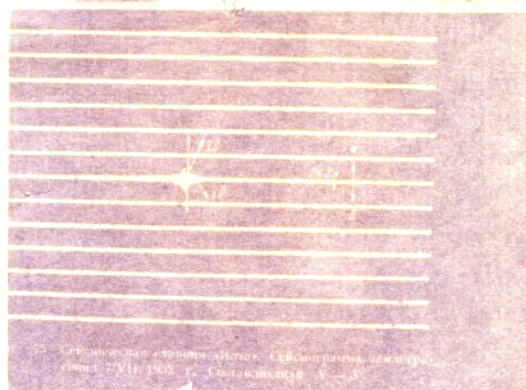


图 77

觀 測 处 理

第 二 章 近 震

А. Я. ЛЕВИЧКОЙ

第 一 节 地 殼 內 的 地 震 波 及 其 时 距 曲 綫

震中距不超过 800—1000 公里的地震，通常称为近震。在这样的震中距离下（根据地殼的平均厚度为 30—40 公里出发），地殼地层的曲率是可以忽略的；並且，震源位於地殼上层的話，除了折射波之外还可以观测到在同一地层中傳播的直达波。

近震在地震图上所表現的特征如下：纵波和横波到达的时间差比較小（不超过 1.5 分）；记录延續性比远震为小；振动週期比較短，特别是在纵波到达的情况下（从 1/10 秒至 2 秒）；最后，面波的到达不显著，因为它与横波重迭而隐匿不清。近震所能观测到的波的傳播路徑，常常是随着震源所在地层的不同而彼此互異的。

如上所述，地殼一般是分为两个基本地层的：花崗岩层（上层）和玄武岩层、中間岩层），其下是殼下层（超基性岩层）。

每一基本地层又为几个界面所分。但是在解釋观测結果时，现在还不得不对这些分界面的存在加以忽略，因为它們的分界面比两个基本地层的分界面要不明显些。

如果震源位於上层（花崗岩层）中，地震图上可以观测到纵波 $\bar{P}$ ， P^* ， P 和横波 $\bar{S}$ 、 S^* 、 S （图 7 2）。

$\bar{P}$ 波和 $\bar{S}$ 波（直达波），直接由震源傳播到地震台。 $\bar{P}$ 波的速度等於 5.4—5.6 公里/秒； $\bar{S}$ 波的速度等於 3.3—3.4 公里/秒。

P^* 波和 S^* 波是在花崗岩层与玄武岩层之間的分界面上发生繞射的波。

P 波和 S 波是地殼底层界面上发生繞射的波（震中距繼續增加时，它註：本章所附的图和表見附件

們變成 P 和 S 折射波)。

如震源位於中間層，縱波 P_* 及 P_* 及橫波 S 及 S_* 被觀測到(圖 73)。
 P_* 和 S_* 是在花崗岩與玄武岩層的界面上發生折射的波，這一類的波並不是經常能夠與 $\bar{P}$ 波和 $\bar{S}$ 波區別開來的，因為震源深度測定的準確度還不能達到那樣足夠的程度。

如果震源位於下層，則地震圖上僅能觀測到 P 波和 S 波(圖 74)。

地震波的走時 t 是隨震中距 Δ 的增加而增加的，以表格或圖形的方式表示出來的 t 對於 Δ 的關係圖稱為地震波的時距曲線圖，繪制各種不同地震波的時距曲線，要利用震中距不同的幾個地震台所紀錄下來的一個或幾個地震的數據，因而每一種地震波的傳播路徑，及其時距曲線，都決定於地殼構造和震源深度。各地區的地殼構造都有其特殊性。因此，對於各個紀錄到近震的地區，都必須要繪制其個別的時距曲線圖。既然時距曲線也決定於震源深度，所以時距曲線就是適合於不同深度震源的曲線族。

各種不同的地震波的時距曲線方程式有如下的一種形式：

對於直達波 $\bar{P}$ 和 $\bar{S}$

$$t_P = \sqrt{\frac{\Delta^2 + h^2}{v_P^2}}; \quad t_S = \sqrt{\frac{\Delta^2 + h^2}{v_S^2}}$$

式中， t_P 和 t_S 為 $\bar{P}$ 和 $\bar{S}$ 的走時；

v_P 和 v_S 為花崗岩層中縱波與橫波的速度；

Δ 為震中距；

h 為震源深度。

這兩個方程式，在 $t = \frac{h}{v}$ 的情況下，符合於與 t 軸交叉的雙曲線。它們

們都具有一般的漸近綫 $t = \frac{\Delta}{v}$ 。

在离地震台相距甚远的情况下当 h 小於 Δ 时，方程式可以改变为渐近线方程式。

對於 P^* 波和 S^* 波，时距曲线方程式是：

$$t_{P^*} = \frac{\Delta}{V_P^*} + (2H_1 - h) \sqrt{\frac{1}{V_P^2} - \frac{1}{V_{P^*}^2}}$$

$$t_{S^*} = \frac{\Delta}{V_S^*} + (2H_1 - h) \sqrt{\frac{1}{V_S^2} - \frac{1}{V_{S^*}^2}}$$

式中， t_{P^*} 和 t_{S^*} 为 P^* 和 S^* 的定时；

V_P 和 V_S 为地震波在中間岩层（玄武岩层）的速度；

H_1 为上层地壳的厚度。

这两个方程式相当於直线。当震源位於上层时，P波和S波的时距曲线决定於下列方程式。

$$t_P = \frac{\Delta}{V_P} + (2H_1 - h) \sqrt{\frac{1}{V_P^2} - \frac{1}{V_P^2}} + 2H_1 \sqrt{\frac{1}{V_P^2} - \frac{1}{V_{P^*}^2}};$$

$$t_S = \frac{\Delta}{V_S} + (2H_1 - h) \sqrt{\frac{1}{V_S^2} - \frac{1}{V_S^2}} + 2H_1 \sqrt{\frac{1}{V_S^2} - \frac{1}{V_{S^*}^2}};$$

如震源位於中間岩层，

$$t_P = \frac{\Delta}{V_P} + H_1 \sqrt{\frac{1}{V_P^2} - \frac{1}{V_P^2}} + (H + H_2 - h) \sqrt{\frac{1}{V_P^2} - \frac{1}{V_{P^*}^2}};$$

$$t_S = \frac{\Delta}{V_S} + H_1 \sqrt{\frac{1}{V_S^2} - \frac{1}{V_S^2}} + (H + H_2 - h) \sqrt{\frac{1}{V_S^2} - \frac{1}{V_{S^*}^2}};$$

这里， t_P 和 t_S 分别为 P 波和 S 波的走时；

v_P 和 v_S 为地震波在地壳下面的速度；

H 为地壳厚度；

H_2 为中间岩层（玄武岩层）厚度。

在 P 波和 S 波的时距曲线图上， P^* 和 S^* 成为直线。反射波时距曲线的倾斜角的余切 ($\text{ct } \alpha$) 等于下面一层中波的传播速度。被时距曲线时间轴所横截的线段，与地壳构造和震源深度有关。

第二节 观测^到地震波的时距曲线

处理近震时利用的各种时距曲线，取决于该地震发生的地区。

克里木地震最常见的震源深度为 10-20 公里，在处理这些震中起不超过 150 公里的地震时，应利用^利維茲卡^在研究克里木地震时所绘制的时距曲线图（见表 18）。

处理中亚细亚地震所利用的时距曲线图，是罗索娃（E.A. ПОСОВА）研究中亚细亚地震时绘制的（见表 19）。

对于高加索地震带，应利用^利維茲卡^和列別傑瓦（Т.М. ЛЕБЕДЕВА）根据高加索台的观测所绘制的时距曲线图（表 20）。这些相应的地震图^的见后第四节“处理地震范例”。

第三节 地震图的处理

时间记号和^{時間}校正值的决定 当记录仪器在地震图上记录时，每进行一分钟约间断一秒钟。这种记录间断称为分号。从标誌在地震图上的

分号起可以计算出整个小时或者半小时，用数目字在纪录纸上标出完整的时数。既然记录仪器上滚筒的转动是均匀的，那么这些数目字在地震图上就沿着直线，与记录线成直角分布着（见地震图附录）。这时只须决定两个时号，就是以次序计算出时间分号来。假如再以直线把这些符号联起来，则在这条线上也将分布着其余的时号，可以不计算每一个分号，而立即将它们标出。时间标上之后，必须校验讯号起始时间以及讯号时本身的间隔与记录纸上钟点的标志是否一致。

这样，标出的时号就符合于接触钟所指出的，接触钟所指示的时间是根据无线电接收来的并打到地震图上去的准确的时间信号来进行校正的。无线电在打准确的时间信号的时候，接触钟所指的时间可能与准确的时间有差别，其差别的值等于接触钟的校正值。如果准确的时间信号早于接触钟在地震图上所标出的时间（接触钟慢），则校正值为正数，如果准确时间信号迟（接触钟快），则校正值为负数，所得的时间校正值记录在记录纸的反面并表示无线电时间信号。例如：

27/Ⅳ 4 h, 时间校正值 = + 1 秒 1/Ⅴ 4 h, 时间校正值 = - 1 秒

28/Ⅳ 4 h, 时间校正值 = - 1 秒 2/Ⅴ 4 h, 时间校正值 = + 1 秒

一昼夜时间变化等于 - 2 秒 一昼夜时间变化等于 + 2 秒

2/Ⅲ 4 时, 时间校正值 = 0 秒

3/Ⅲ 4 时, 时间校正值 = - 1 秒

一昼夜时间变化等于 - 1 秒

必须指出，在地震工作中为了便于把各个地震台的数据进行比较起见通常是採用格林威治时间的，它比莫斯科时间晚三小时。（译者注：比北京时间晚八小时。）

在记录地震时，接触钟的校正值间接决定于对开始记录地震的时间的内插法，因此，在地震图的反面，必须根据无线电在地震前和地震后发生的时间信号所确定的时间校正值把它记录下来。时间校正值不应超过一分

鐘；在相反情況下，則須要將分針撥動，並將所撥動的時和分表明在接觸鐘的日誌內（譯者註：即我們所用的對鐘時間表）在作接觸鐘日誌時，像如其他的步驟一樣，應嚴格遵照蘇聯科學院主席團地震委員會所批准的關於蘇聯地震台觀測進行程序的指示（見附錄1）。

在地震圖上是用玻璃比例尺（分度器）進行量度的（譯者註：即我們所用的量秒尺又稱量片）。比例尺上面有許多彼此間隔一毫米的平行綫。這些綫與對稱地自分度器中央分布着的散射綫相交。

既然記錄紙的滾筒是以均勻的綫速度轉動，例如，每分鐘60或30毫米。那麼，毫米記錄綫就絲毫不差地相當於1和2秒。但是記錄紙上的分鐘間的长度並不經常一樣。因此，在量度地震波到達的時間前，必須要能够不根據长度，以秒來除分鐘間段。為此就要利用玻璃比例尺上的散射綫，當最邊端的散射綫與分鐘間的原點和終點不一致時，把比例尺上下移動。同時地震台應及早規定：按照接觸鐘使每一分鐘的起始符合於接分号的原點或終點。

另一種可以測定地震波到達時間的方法，是只用分度器上的平行綫，進行測定時，把玻璃比例尺放在地震圖上，使其平行綫垂直於記錄紙的記錄綫，並量出兩相鄰分号之間的毫米數。用這種方法測定出相當於1毫米秒的數值來。

同時應當注意，所有的量度應當保持在零綫不遠處：距離零綫很遠的綫點應當使投射在零綫上。

地震圖的處理 每一張地震圖都要自始至終仔細地加以研究，以查明所有到達的地震波。已發現到達的地震波，要用箭頭標出它的到達時間，如波的起始很清晰，則在波的符号前加註号1号，如波的起始不清晰，則在波的符号前加註。号。符号1和。也可以單獨標誌在性質尚未清楚的地震波上。如果在地震圖上發現有一個波的起始微弱，而其繼續的振動根本不顯著，那末在這個波的起始點上標上。，確定每一種波到達的時間，是

根据所有的分向进行的，从这些分向，在地震台公报中表明其最早的到达时间。如果可能，还要量度每一种波的振动週期。

随后就应当寻找，已发现的起始点是符合於那一种波。

第一个起始，週期比較短，通常符合於纵波。第二个起始点，其特点是变化剧烈，振幅和週期时常增大，这在大多数情况下，符合於横波。纵波的到达，一般都是地震图上的垂直分向比較强。而横波的到达，則一般都是水平分向上的比較清晰。

如果地震非常近，並且震源又靠近地面，那么纵波几乎是同时到达地震台，在地震台上发现的是一个起始，这个起始用 $\bar{P}$ 來标志。

在震中距 $\Delta < 150 \sim 200$ 公里时，由於震源深度和地壳构造的关系，首先在地震图上发现的应当是 $\bar{P}$ 波，然后是 P^* 波或 P 波；然而它們难於区分，因为它們的起始彼此相隔很近。在这种情况下，纵波的到达点标以 $\bar{P}$ 号，而横波标以 $\bar{S}$ 。彼此到达时间的隔不超过25秒。

如 $\Delta > 150 \sim 200$ 公里，則 P 波將比 $\bar{P}$ 波先到。直达波 $\bar{P}$ 的起始，一般常比繞射波 P 的起始較强較清晰。

$\Delta > 300$ 公里时，地震图上开始出现比 $\bar{S}$ 早到达的繞射波 S ， S 波的起始，通常比 $\bar{S}$ 較弱。

根据一个地震台的记录來区分出 S^* 波是很困难的。 S^* 波的起始，在震图上应当是位於 S 和 $\bar{S}$ 波的起始之間。这种波在大多数情况下比 S 波較强，因而在震中距为 $200 \sim 300$ 公里时，就己能在地震图上发现。有时候， S^* 波的起始非常清晰，其强度可以与 $\bar{S}$ 波相比拟。在这些情况下，根据一个台的记录來区分 S^* 和 $\bar{S}$ 波就很困难（特别是当震中距为 $200 - 300$ 公里， S^* 和 $\bar{S}$ 的走时在差别很小的情况下）。

震中距超过 $700 \sim 800$ 公里时，在地震图上只能观测到 P 波和 S 波。近震时同样也有面波 L 产生，它沿着地球表面傳播。如震源深度小，註1：本部分中所敘述的内容，在下面处理观测的实例中将予以說明。