

震 法 探 勘

東北地質學院翻印

目 錄

第一章 地震法的歷史與原理	1—16
地震探勘的沿革	1
地震波的種類	4
彈性係數與地震波	6
地震波的波形與頻率譜	8
音波的傳播與消失	9
音波的反射與音阻抗	11
音波的折射	14
音波的散射與色散	16
第二章 地質體的音學性能	17—22
彈性係數的測定	17
影響震波速度的幾個因素	21
第三章 時距曲線 (一)	23—37
時距圖的種類	23
初至波的時距圖	25
反射波的時距圖	27
第四章 時距曲線 (二)	38—51
折射波的時距曲線	38
三層介體的折射問題	47
綜合時距圖	50
第五章 時距系統	52—64
時距系統的索引圖	52

反射波的時距系統	56
折射波的時距系統	58
圓周排列的互換反射法	61
第六章 速度的測定	65—70
井中求平均速度	65
由反射時距圖求平均速度	67
由反射時距系統求平均速度	69
第七章 初步計算與解說	71—81
地面校正	71
反射法的圖解	74
折射面的構組	77
第八章 「曲射綫」與「時間場」的說法	82—94
井中求平均速度	82
由反射時距圖求平均速度	84
由反射時距系統求平均速度	85
第七章 初步計算與解說	88
時間場法	89
第九章 地震探勘的基本方式	95—106
反射法	95
多重反射的認識	99
初至波折射法	100
對比折射法	102
井中求速度法	105
第十章 地震儀	107—129

檢波器的種類.....	107
檢波器的頻率特性.....	113
放大器.....	116
記錄示波儀.....	119
計時系統.....	121
發炮時的記錄與通訊.....	123
其他電路.....	124
應用儀器分析的地震記錄.....	127
第十一章 地震隊的野外操作.....	130—145
測 量.....	130
鑽 井.....	130
地震波的產生.....	131
炸藥的種類.....	132
炸藥安全用法.....	133
電雷管.....	134
爆炸手續.....	136
基奧風的佈置.....	139
儀器的調節與檢查.....	140
記錄的顯影與定影.....	141
記錄的初步整理.....	142
特殊的自然條件.....	142
地震隊的組織.....	144

第一章 地震法的歷史與原理

人類研究地震的記載中，最有趣味的是我國古代張衡的地震儀。近年代研究地震的文獻中，有俄國羅蒙諾索夫的論文一篇，在一七五七年發表，在他的論文中，他說：「讓我們來觀察它們（地層）的各種位置、顏色、重量、讓我們在礦坑中應用來自數學、化學、更多的是物理方面的忠告吧」。英國米赤爾氏亦在一七六一年發表關於地震的學說，在近一百五十年來，地震的研究逐漸推廣到世界各地，現代在地球任何的一個地區中如發生較大的地震，在短期內能在世界各地震站中記錄下來，並且，可由此推算地震的震源的地點。比較常用的舊式地震記錄儀器中，有維肖特地震儀，新式的地震儀由俄國地震學家迦利津（1862—1916）氏所設計，即為近帶各國地震站所通用的新式儀器，他看到由地震（天然的）的記錄可以研究地球的構造，他說：「我們可以看認為地震是一盞燈，它在很短的時間內是燃着的，照明着地球的內部，可以看到在那裏發生了什麼，這盞燈的光綫還是很暗淡，但無疑的將愈來愈亮，而讓我們來分析這些自然界的複雜的現象」。他的說法已部份的證實了，將來還會有更多的證明。

解放以前，我國祇有極少數的地震站，並且未能經常的工作。其中如北京近郊的鶯峰地震站（現已廢止），徐家匯觀象台，南京地震站，尚有一部份記載保留下來。

地震探勘的沿革

利用小型的人造地震做探勘工作，在上世紀末葉就有人提起，但未能實際應用，如英國地震學家馬立達在一八四八年即已提出基本建議，但實際的試驗還是本世紀的事，最早的是捷克地震學家馬霍洛維其赤在一九〇九年的工作。在第一次世界大戰中，雙方都利用因大砲後座力而生的地震來推算敵方

的砲位，戰後這些工作者就繼續用同一原理來推算地質情形。在一九一九年，德國的敏曲羅普的專利成為基本的方法。一九二一年美國試用地震探勘，但未能得任何結果，一九二三——四年，德國地震公司在美國得有顯著的結果。折射法中的扇形放砲法亦於同時得廣泛的應用。在一九二三——六年的幾年中，折射地震法發現了很多淺鹽丘，在當時所用的折射法中，地震檢波器與砲眼間的距離，相隔幾倍於要求地質的深度。只有初至波，即經過最短時間路綫的折射波才是研究對象，這種方法在現在叫初至波折射法。

一九二六年，蘇聯開始應用初至波折射法。拉柴列夫等做理論的準備，迎利津親密的同事尼基可羅夫於一九二九年在步羅士納油區第一次做地震探勘的實際工作。以後就有不斷的發展。一九三一年，開始工業應用。

反射法的對象，是研究由地層反射回來的地震波。反射的路綫，幾乎是垂直於地層的，地震檢波器與砲眼相隔距離很小，反射波到達地面時間比初至波晚得多，反射的原理，在一九二三年已有蘇聯工程師伏尤茨基獲得蘇聯的專利權，但未有實際的應用。一九二六年，拉柴列夫亦有理論研究的發表。一九三〇年，美國開始應用反射法，並在很短的時間內完全代替了折射法。一九三四年，蘇聯第一次得到反射波的記錄，在這一年中並在幾個區域中，都得到滿意的反射記錄，一九三五年即有工業的應用，主要的地震探勘工作是由蘇聯的石油工業部的地球物理工程師集體完成的，現在蘇聯各地區都有地震的探勘隊。

蘇聯在地震探勘的發展上雖比磁力法、重力法為遲，但很快的佔了探勘工作中重要的地位。近二十年中，蘇聯地震探勘的發展，約可分為四個時期：
(根據：阮譯蘇聯地球物理教本草稿)

第一個時期：從一九二九——一九三四年，初至波折射法的試驗與應用時期，一九三一年以前多屬試驗性質，以後為生產性質，在這個時期中，在南恩巴部測量鹽丘的深度是成功的，但企圖測定基岩的深度却失敗了。

第二個時期：從一九三五——一九三八年，是反射法的試驗時期，工作容量很有限，當時的工作隊不超過十個，但結果却非常圓滿。在烏克蘭羅門斯克

油田，起了相當的作用，並在這個時期內，在巴庫附近一帶（阿布雪浪斯基半島）求得了關於地質的資料與成果。

第三個時期：從一九三八——一九四六年，是開始發展時期，主要的因素是蘇聯國內自己製造地震儀器，在一九三八年第二批自製儀器十四架都能完成了，這樣決定了以後增加地震隊的可能性。

一九三九年，開始研究折射波在初至波以後抵達地震檢波器的理論與實驗，漢堡爾嗟夫運用實驗的結果，創造了地震探勘中全新的技術，它為折射法開了一條新的道路，這種新技巧，叫對比折射法，有時也叫續至波折射法，這個新型的方法，美國到第二次大戰前後才模仿採用來解決以前所不能解決的問題。

此外，折射法與反射法在蘇聯不斷的發展，它得到了在國民經濟上有巨大意義的結果，一九四〇年，在阿布雪浪斯克半島上發現了布查寧斯克的褶曲，因之而創立了該地石油的托拉斯。以後，又在附近海中找到油田，把阿布雪浪斯克的油區擴大了一倍以上的面積。

一九四〇年，開始在南恩巴區用地震測量，即發現納爾蒙達克穹窿的構造油田，接着又發現南科施卡、丁家克沙爾等油田。到一九四七年以後，南恩巴區已經達到沒有地震探勘資料不鑽一井的程度，在該區技術上的提高已能測量很陡的地層，傾角可以高到 $45^{\circ}-50^{\circ}$ 左右。在衛國戰爭中，在土庫間西南部又發現了油田，在以後數年，又把發現油田的數目提高了。

第四時期：從一九四六年開始，國內工廠有系統的製造地震探勘用的儀器，造成大量擴充地震隊的條件。因之一九四九年的測量隊的隊數是一九四五年的五倍，也是一九四八年隊數的一倍。並用地震探勘泥盆紀地層，創造很大的成績，並不斷在增長中。在美國地震隊數，自一九三〇年以來，不斷的増加，基本上一直上升，到一九四九——五〇年，已達每年四百五十隊以上，並且這個傾向還是在繼續中。

我們第一個地震探勘隊，一九五〇年在江陰試用，現在正在很快的發展

中。

地震波的種類

地震探勘法的原理，是與研究自然地震原理相似的。自上世紀中葉研究自然地震的結果，地震波的理論已基本上確立了，實際上地球的內部的概況之了解，多半是由分析自然地震的「旅行時」而得來的。在探勘法中所用的人造地震只有一個特點，就是與自然地震有突出的差異，即地震波（自然）的週期大略在幾秒至數十秒之間，最長週期有達六十秒的。但地震法中地震波的週期比較要短得多，一般的在0.01至0.1秒之間。所以自然地震記錄的跡線中，若每分鐘時間用一公分的長度來代表，而地震探勘記錄中，每秒鐘相當於二十公分的跡線。

地震法如在理論的均勻的介質中發生，只有兩種震波：一種波使質點的容積變化（如壓縮或擴大），並向質點移動的方向前進，這叫縱波；另一種地震波的質點扭轉的方向垂直於地震波的方向，介體受了切變而產生這種波動，這種波動叫做橫波，這兩種波都在介質的體積中傳播，也叫容積波。

在實際的天然地震波中，雖然基本上亦可分為縱波、橫波二種，但有多種的形式。這種多種形式的地震波的產生，主要是由於地殼中有不同介質的分界面的存在，這些介體的分界面，最明顯的就是地面，上面是空氣，下面是土壤岩石。在地面以下，大小不同的各種介體分界面是很多的。

當一個地震波的射綫遇着了一個不同介體的分界面時，理論上可以產生十二種不同的波型。始先接觸分界面的縱波，由之產生了縱橫二種反射波，亦產生了縱橫兩種折射波；同樣的橫波也產生了四種波型，這樣就有了八種波型。再則原始的縱橫二種震波、各使分界面的本身產生了二種不同的拉夫波，亦產生了二種不同的萊雷波（Ray—leigh wave）因之有十二種波型。

拉夫波及萊雷波總稱表面波，因其在邊界面上則依一個面傳播，並不向三度空間的容積各方傳播，所以叫表面波。（兩種表面波，各為拉夫波及萊雷

波) 拉夫波質點在表面中向垂直於波前進的方面的振動; 萊雷波質點則在垂直於表面的平面中作橢圓的震動。在自然地震的記錄中, 地球表面波一般的是很顯著的。在自然地震記錄中, 最先到的是縱波以後是橫波, 二者合起來也叫初期波以與以後的表面波作區別。

在遠距離地震的記錄中, 可以分成三個主要部分:

(1) 縱波, 或叫 P, 求意於丁文第一 (Primae) 之意。

(2) 橫波, 或叫 S, 求意於拉丁文第二 (Sekundae) 之意。

(3) 表面波, 或叫 L, Loigae 關於各型波的特性 有時用 i (Impetus) 代表突然發生, E (emersio) 代表緩慢的出現。

P 與 S 波中又可分為正常、反射、折射各種。各種型波中尤其是反射的, 常用 P S 或 S P 來定名, 以表示反射前後波型的性質。在自然地震記錄中 C 代表已經過地心核的意思, 符號上加一橫綫表示折射, 二條橫綫為反射, 一個自然地震的表面波, 亦即為主要的部份, 又大略可分為三個部份, 即

(1) 表面波 L 的來到、(2) 高峰 M 的來到、及 (3) 最後的地震尾 (Coda)。

地震波旅行時的分析, 可以推斷地震波深入地下的深度、波的路綫、以及在各個深度的速度。在這類計算中, 只有初至波為最重要。它的「旅行時」曲線以及其他的容易決定的幾個波型的「旅行時」曲線, 可以在各種地震學的書本上找到的。地震波到達的距離與時間, 並不是直線關係, 地震波的速率也不是常數, 它因距離與穿入深度而變化。

在地震探勘工程中, 我們所研究的對象並沒有很多的波型, 其主要原因是因為距離短、時間短, 並且只量度地震位置的一個組元, 普通是垂直組元。在地震探勘中我們只注意三種波型: 即 (1) 直達波 (2) 折射波及 (3) 反射波。在普通情況下, 直達波是很少收到的, 初至波多半是淺層的折射波, 地面波的頻率通常在十與十五之間, 折射波的頻率在十至八十之間, 反射波在三十至七十之間。



彈性係數與地震波

地震波的形成，是由物體（地球內部）形變的傳播而引起的。一個固體基本上祇有二種形變，即長度的伸縮變與扭轉變性，所以也有二個基本的係數，我們叫彈性係數。但表示這二種基本彈性數值的方式有多種，因之也有多種彈性係數，但這些彈性係數是互相有關的，只要知道其中之一，就可以換算其他種彈性係數。

關於一個長形物體，向一個方向伸長而產生的形變叫楊氏係數，楊氏係數的定義為：張應力（每單位面積的力）被除於形變（每單位長度的伸長）。即：

$$\frac{dL}{L} = \frac{L_{xx}}{E}$$

式中 dL 為伸長度（公分）， L 為物體原長（公分）， L_{xx} 為張應力（每平方公分達因）， E 為楊氏係數。

因為那個物體在伸長時，它的橫截也同時縮小了。如該長形物體的橫截面是圓的，原來直徑是 D ，縮小了 b ，我們可以求出一個縮小的常數 σ ，即

$$\frac{d}{D} = \sigma \frac{dL}{L}$$

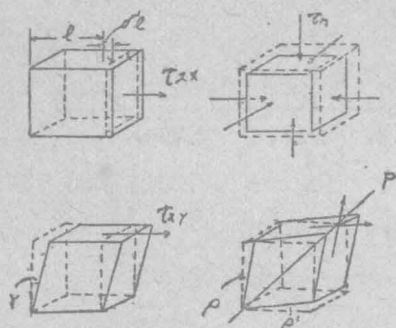
這個縮小的常數叫泊松比。

如一個物體，不但在一個方面施以應力，而是四面八方都加上壓力，那末，他的體積發生了相對的縮小 $\frac{\delta V}{V}$ ，這個相對的容積的縮小與應力（壓力）也有一個直綫的關係、即；

$$\frac{\delta V}{V} = \frac{\tau_n}{K}$$

式中 τ_n 為壓力（每單位面積的力或每平方厘米達因數）， K 為壓縮係數。

如一個物體受到切變，那末切變角 γ （見圖）與切變應力成正比。即：



第 2 圖

$$\gamma = \frac{\tau_{xy}}{\mu}$$

τ_{xy} 為與作用方向平行的單位面積上的力， μ 為切變係數。

上列四個彈性係數，即 E 、 σ 、 K 與 μ ，相互間的關係如下：

$$\mu = \frac{E}{2(1+\sigma)} \quad K = \frac{E}{3(1-2\sigma)}$$

地震發生之後，震動力量所及，地下物質受到了各種的形變，而這種形變可以向各方向傳播。這個逐步引起的介質中質點的運動，然後再一個靜止的過程，就形成了地震波。地震波傳播的速度與彈性係數及比重有關，縱波橫波亦各不相同，它們的關係如下：

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \cdot \frac{(1-\sigma)}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}}$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \cdot \frac{1}{2(1+\sigma)}}$$

式中 V_p 為縱波速度， V_s 為橫波速度， ρ 為密度。所以二種波速之比為：

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{K}{\mu} + \frac{4}{3}} = \sqrt{\frac{2(1-\sigma)}{1-2\sigma}}$$

在這裏，我們可以從實際中提出一個近似的數字，即在許多的固體彈性體（如銅，玻璃等）中 $\frac{K}{\mu}$ 近於 $8/3$ ，與 σ 約為 $1/4$ 。所以

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{3} = 1.73 \dots$$

如 σ 爲其他數值、則 $\frac{V_P}{V_S}$ 之比變化如下：

σ	0	1	2	3	4	5
V_P/V_S	1.41	1.50	1.63	1.87	2.45	∞

所以縱波波速大於橫波波速。

至於表面波的波速又小於橫波，如 $\sigma = 1/4$ ，則

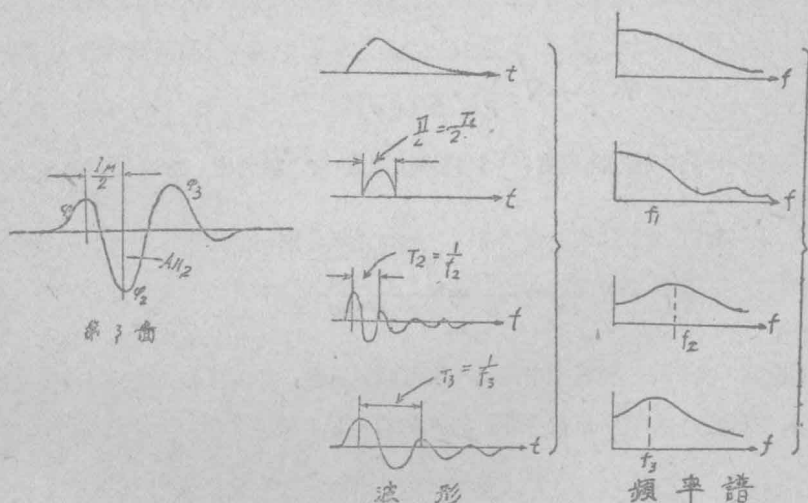
$$V_R = 0.9194 V_S$$

式中 V_R 爲萊雷氏波的波速。

地震波的波形與頻率譜

地震波雖有週期，但並不像一種自由振盪。有時，介體中質點只經過一次振盪就停止了。在不同時間中質點的位移，可以代表出震波的特性。以位移爲縱軸，時間爲橫軸，所得震動的跡線即爲地震波的波形。

在探勘中所得地震波的單位波形，簡單的可以由第 3、4 兩圖中的幾種形



式來代表。這些波形，一般的不能用幾個有限的簡諧運動的和來代表。要代表這一種波形，必須用連續的頻率，在一定的振幅分配下，可以合成所代表的波形。如圖中 b 項的四種波形，經過分析後，可以以圖中對面 C 項的頻率分配的曲線的綜合來代表，這個頻率分配的曲線叫頻率譜。換言之，把頻率譜中各頻率的簡諧運動總和起來，就可得出它相當的波形。

從這些頻率譜中，我們可以看出，波形的週期性明確時，頻率譜中的極大就顯明而突出，不然反是。並且波形中明確的頻率（或週期的倒數）與頻率譜中的極大是大略相等的。

在這類非週期性瞬時振動中，普通所指振幅，是指位移最大的數值，如圖中 AHO 週期是指二次同相的最大位移間的時間，它的倒數就是非週期性的振動頻率，並且也以最大的位移的時間為它的位相，在海水中放砲試驗時，這種瞬時波的壽命只有百分之一秒左右。

在地震探勘工作中，放砲製造地震時，最重要的是使震波頻率譜具有顯著的突出的極大。試驗結果，最好是潮濕的可塑性粘土，第二等介質是濕的砂質粘土或砂土，華北的老黃土，加水後也有較好的結果。硬岩，特別是膠合很好的非結晶岩，如火山灰、礫岩、角礫岩、泥灰以及乾砂則是十分不好的介質。其中尤其以水為非常重要的因素。在良好條件下，激起的頻率譜中尖銳的極大的頻率，普通是 40—80 週，表面波頻率為 10—20 週。

音波的傳播與消失

地震波是音波的一種，所以也服從音波的一般法則，這些法則基本上也是幾何光學的法則，我們也不妨把幾何光學上用的名詞，原封不動的搬過來用。其中主要的有：

(1) 海耳史 (Huygens Principle) 原理：海耳史原理說在向前推進的一個「波陣面」的每一點上，可以假定為一個新的「音」源發出圓球面的大小的小「波陣面」。在後一個時間，那個前進中的波面的位置，正切於各個小的

波面。

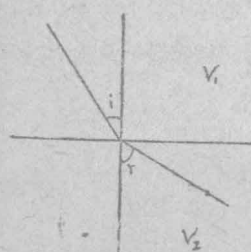
(2) 弗瑪 (Fermats Principle) 原理；一個震波的射綫，為正交於波面的法綫，由一個音源傳導到某一點的射綫，為傳播時間的最短的略綫。如音源與該點間中介體的音速並不一致，那末射綫不會是一條直綫而是一條需時最小的路綫。

(3) 斯涅爾定律 (Snell's law)：這是弗瑪原理的一個必然的後果，但事實上，是先從實驗得到證明的。這個定理說，一個射綫穿過二個音速不同的介體分界面時發生折射，如二個介體的音速各為 V_1 與 V_2 時（如第5圖所示）則式為：

$$\frac{\sin i}{\sin \gamma} = \frac{V_1}{V_2}$$

式中 i 與 γ 各為第一、與第二介體的射入角，即射綫與介體分界面的法綫間的夾角。推廣的說：

$$\frac{\sin i}{V} = \text{常數}$$



第5圖

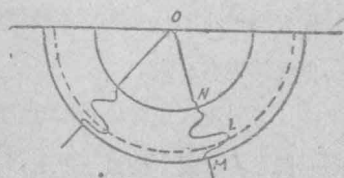
如射綫由低速的介體射入高速的介體，射入角增加到某一個臨界角度 i_c 時，折射角 γ 成90度，那麼折射波的射綫平行於介體分界面，在這條件下。

$$\sin i_c = \frac{V_1}{V_2}$$

如射入角大於

i_c ，則射入波的能量全部反射。

在地震波的發射中，因為它是特殊的瞬時波，如第6圖所表示有波陣面（圖中M）也有「波陣尾」（圖中N）也有位相（圖中



第6圖

L)。如它在經過的過程中沒有因介體的變化而改變了波形，那麼這三者間的關係是固定的，可以任用一種來代表這個瞬時波。

地震波的能量在傳波的被介質吸收因而消失，這也是因介體阻尼而消耗。如令 I_0 為原來的震波強度，即每秒傳過一單位面積（與射綫正交）的平均能量，亦即是傳過每一單位面積的功率。經過一個距離 γ 後，震波的強度減低為 I_γ 那麼：

$$I_\gamma = I_0 e^{-\alpha \gamma}$$

式中 α 即為介體的「吸收係數」。 $\frac{I_\gamma}{I_0}$ 之比，亦即為 $e^{-\alpha \gamma}$ ，即可稱為普透明度 (Acoustic Transparency) 有時可以用下列來表示：

$$\text{音度 db} = 10 \log \frac{I_\gamma}{I_0}$$

音波如由一個點向四面傳播，因之音波的強度，也因波前的擴大而減少，它的效果，與介質的吸收相加，則在球面傳播的情形下得下列公式：

$$I_\gamma = \frac{I_0 e^{-\alpha \gamma}}{4 \pi \gamma^2}$$

吸收係數幾乎與音波的頻率的二次方成正比，頻率越高，吸收也越大，因之也不容易傳播得遠。因之頻率譜中的極大，因傳播距離的增加而變小。這個事實部份的說明了二種現象：即在遠距離的自然地震記錄中，頻率可以小到數十分之一，但在探勘工作中的距離，反射音波頻率就在數十左右；第二種現象是，在地震探勘中的反射記錄中，有時可以注意到，深層的反射波一般的頻率比較低，這個現象在實際工作中有相當的重要性，即反射法用於深層的反射層時，儀器的濾波器要調節得比淺層的頻率小一些。

在各種不同的介體中，吸收係數可以用實驗求得，用數字表示。以千週的音波而言，普通鋼鐵的數值小於銅，銅又小於硬橡皮，硬橡皮又小於鉛。

音波的反射與音阻抗

音波遇着一個介體的分界面時，一般的產生四種波型，即二種反射波各為

橫波與縱波，及二種折射波。在普通反射法的情況下，射入角度是很小的，即音波的射綫幾乎垂直於反射面，在這種情況下，大部份音波的能量只分佈到二縱波中，即反射縱波與折射縱波。又在射入角幾乎爲零時那個折射縱波，也可稱爲透過縱波，所以反射縱波與透過縱波是我們最注意的對象，至少在實際工作中，反射橫波尚未被注意到。

所謂反射面，或是介體分界面，只是一個比較的名詞，它的幾個主要特性，都是與音波的波長作比較的。

我們先來注意反射面的平滑程度。一個靜止的水面，普通看來是相當平滑的，以頻率爲五十的音波爲對象來看也是平滑的，但普通以爲不平滑的面，如地層間粗糙的分界面，在頻率五十的音波爲對象來看，也與靜止水面基本上沒有什麼不同。在普通條件下地震波速度，在岩石中約爲每秒三百公尺到六千公尺，那麼頻率爲五十的音波的波長即爲：

$$\frac{300}{50} \rightarrow \frac{6000}{50} \text{ 或 } 6 \rightarrow 120 \text{ 公尺}$$

所以一個起伏遠小於六公尺的面，對於一般的地震波都是平滑的，都可以成爲反射面。在高速度地層中，起伏程度大到數公尺的，還是可以構造一個良好反射面。

因爲波長的關係，反射層的厚薄也應以震波（或音波）的波長來衡量。一個平滑的地層，如只有一公厚度，無論它平滑的程度如何，也不能成爲良好的反射層。通俗些說，對頻率爲五十的震波，一公厚度地層已經薄到幾乎不存在了。理論上也可說那個地層的二面，都發生了反射，但因爲位相幾乎完全相反，這二個反射波互相抵消了，對於高音速的地層，反射層要厚到一個相當的程度才爲有效。

反過來講，普通以爲介體分界面不存在，或不明確時，在某種場合下也可產生反射，如在一個波長範圍以內，地層的音速發生了緩和的但有相當數量的變化，必然的會產生反射，地質家解說地震記錄時，必須住這一點。

當一個音波（下射）透過一個介體分界面時，那透過的縱波的相位不變。對於反射波，有二種情況：第一種情況是速率密度高的介體在後（下），速度密度低的介體在前（上），反射波只是射入波反了一個方向，相位不變；在另一種情況下，密度高的介體在前（上），速度密度低的介體在後（下），那麼反射波不但反了一個方向，並亦反了一個相位，即反射波與射入波，有一個一百八十度的相位差。

上面已經提起過，音波強度 I 是每單位時間內傳過一個單位面積的能量，假定一音波為一簡諧運動，那麼，單位體積的介體中的能量為 $\frac{1}{2}A^2\omega^2\rho$ ，式中 A 為最大振幅， ω 為角速度， ρ 為介體密度（一個質量為 m 質點，簡諧運動時的能量為 $\frac{1}{2}mV^2 = \frac{1}{2}mA^2\omega^2$ ）。因之單位體中之能量，乘上音速 V ，即可得音波強度，或：

$$I = \frac{1}{2}A^2\omega^2\rho V = \left(\frac{A\omega}{\sqrt{2}}\right)^2 R$$

I 是一種功率（Power），所以式中右方，可與電流二次方乘電阻的積相比，式中 $\frac{A\omega}{\sqrt{2}}$ 為音波本身的一種性質，與介體無關，這一項有些像電流。而 (ρV) 為介體的一種性質，與音波無關（實際上音速 V 與音波頻率亦有相當的關係）。所以 ρV 通常被稱為阻抗。

幾種普通物質的音阻抗，舉例如下：

物 質	音阻抗 $\times 10^4$ 克/公分 ² /秒
銅	390
橡 皮	0.5
水	13
空 氣	0.0042
黃 土	7.4
硬砂岩	104

音阻抗是決定音波反射的基本性質。二如個介體的音阻差很遠，那麼射入