HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	海氷中の弾性波の測定
Author(s)	石田, 完
Citation	低温科學. 物理篇, 18, 157-169
Issue Date	1959-11-20
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/17963
Type	departmental bulletin paper
File Information	18_p157-169.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

Tamotsu ISHIDA 1959 Propagation of Elastic Waves in Sea Ice. *Low Temperature Science, Ser. A, 18.* (With English résumé p. 168)

海氷中の弾性波の測定*

石田　完
(低温科学研究所　気象学部門)

(昭和34年7月受理)

I. まえがき

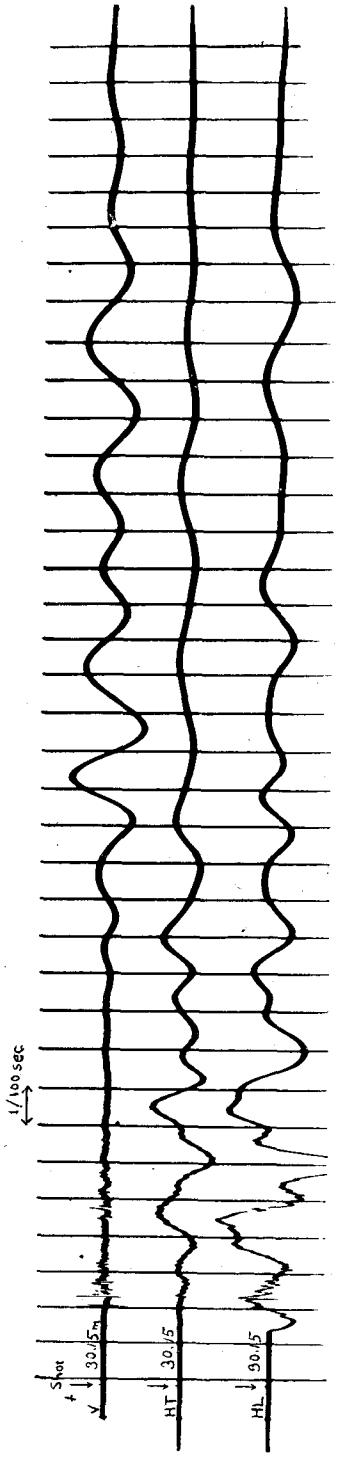
北氷洋の海氷中を伝わる弾性波の測定については，今までもたくさんの報告が出されているが，北海道沿岸に張る海氷についての研究はまだなされていなかつたので，吾々は昨年(1958年)からこの測定を初めた。昨年は弾性波源として金鎚による打撃を用い，弾性波の波形の記録は行なわずに，初動の走時のみを測定して，海氷中の弾性波の縦波速度だけを求めたのであつた[1]。今年は一般に行なわれる弾性波実験と同様，震源には火薬の爆発を使い，受震器とオッシログラフを用いて海氷の振動波形を記録し，この解析を行なつた。実験を行なつた海氷は，北海道オホツク海沿岸の紋別市の港内に張つた平坦氷であるが，大きさが 100 m×50 m 位のもので長い span (震央からもつとも遠い観測点までの距離) がとれなかつたために，縦波と横波を充分には分離できず，求められたそれらの速度の精度は余り良くなかつた。しかし氷の厚さが 20 cm たらずであつたため氷板の屈曲振動が顕著に記録され，この解析を行なうことができたのでこれらにつき以下に報告する。

II. 測定の装置

受震器は地震探鉱で普通に用いる動コイル型のもので，固有振動数は 27 c/s である。125 Ω の抵抗負荷によつて電磁制動が行なわれるが，吾々の場合には増巾器の入力インピーダンスが 100 kΩ のため，これに接続する入力トランスを用いたので，このトランスの1次コイルの抵抗 115 Ω をそのまま利用した。従つて多少過制動になつているが，受震器の出力電圧は大体地動の速度に比例する。この受震器は縦位置で上下動をとらえるようにできているが，吾々は横位置にして水平動の受震にも用いた。

増巾器は受震器の出力電圧を入力トランスで受けて増巾し，記録器を働かせるのに充分な出力をうるものである。これには三栄測器株式会社製の WA-301 型広帯域増巾器を用いたので，周波数特性は 5 c/s から 5000 c/s まで全く平らであるが，普通の地震探鉱に用いられる増巾器のように，濾波回路や，自動利得調整回路，混合回路などがないために，解析しやすい記録波形をうるのには不便であつた。なお入力トランスの周波数特性は 30 c/s から 10 kc/s まで

* 北海道大学低温科学研究所業績　第536号



第1図 弾性波の記録。V, HT, HL 成分。距離 30.15 m, 氷厚 14 cm.

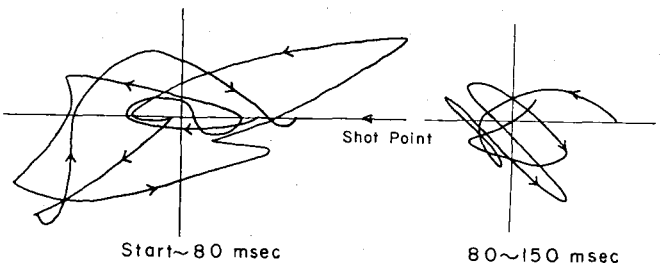
2 db 以内で平坦である。

記録器は三栄測器株式会社製の100-B型電磁オッシログラフを使つた。記録紙は 100 cm/s の速さで送られ，1/100 sec 毎に刻時線がはいる。この刻時の精度は標準電波 JJY の変調音 1000 c/s と比較した所，1 sec が 0.2 msec 短く記録される程度であつた。オッシログラフのバイブレーターは H-6000 型で，その周波数特性は 1000 c/s まで全く平担である。以上装置の綜合特性として，30 c/s 以上の地動の速度変動はほぼ忠実に記録されることになる。

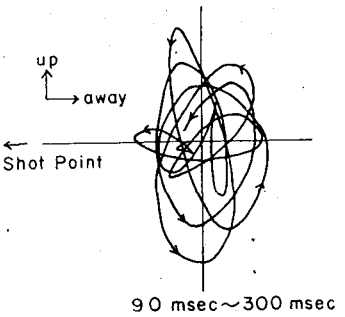
震源としては氷が薄いものであるから，6号電気雷管だけの爆発力を用いた。はじめに雷管を数本同時に爆発させて見たが，1本の爆発力で充分な弾性振動を海氷中に起すことができた。また雷管の爆発のかわりに鉄球を海氷面上に落して震源とした場合も実験した。すなわち，直径 14 cm，頂角 90°，重さ 5 kg の円錐形の鉄塊を氷面につき込み，この上に重さ 4 kg の鉄球を約 50 cm の高さから落した。この方法でえられる振動波形は後に示すように爆発によつてえられるものと振動の初めの部分では違つた所があるが，氷板の屈曲振動は6号電気雷管1本の爆発とほぼ同程度の振巾がえられる。火薬の取扱いに比べればはるかに簡単で，同一地点で何度でも繰返し実験できることは都合がよかつた。

III. 縦波と横波の速度

第1図の記録は震源から 30.15 m はなれた観測点における氷面に垂直な振動 (V) と，氷面に平行な振動で測線に直角な成分 (HT)，及び測線に沿つた成分 (HL) である。この時の氷厚は 14 cm であるが，上の 6.5 cm は雪氷であり，表面には 15～20 cm の積雪があつた。雷管1本を海氷中で爆発させ，受震器は積雪を除いて，氷に密着させた。この記録を見ると，初めの部分には周期1 msec 以下の非常に速い振動があり，HT, HL ではこれに重なつて周期が 10～20 m/sec の不規則な振動が起る。上下動では初めの速い振動が終つて，初動の後 100 msec



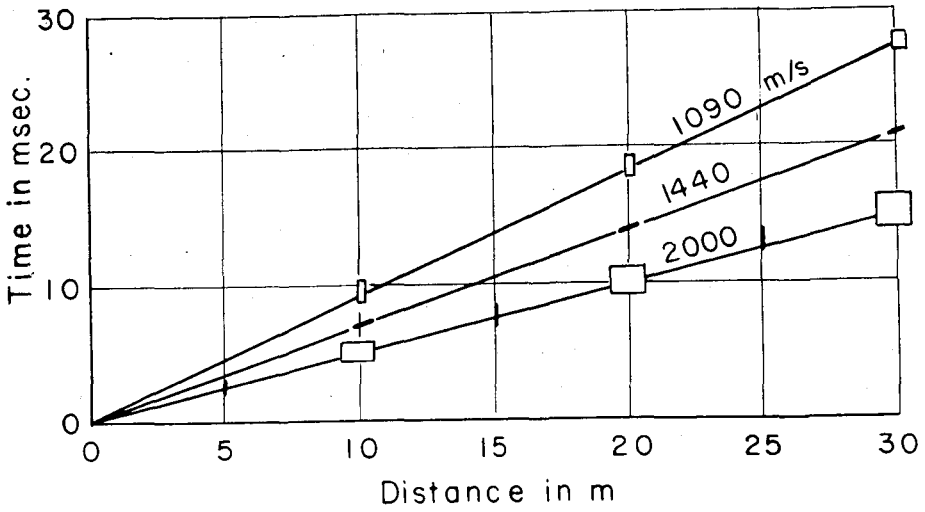
第 2 図　氷板の水平面内の運動



第3図　氷板の垂直面内の運動

位から周期が 20 msec 以上のきれいな振動が始まる。初めの速い振動は縦波 (P 波), 横波 (S 波) 及びそれらの反射波であり，後のゆるやかな振動は氷板の屈曲振動であると思われる。第 1 図の記録から，観測点，すなわち海氷上の 1 点の運動を合成して見ると，水平面内の運動は第 2 図，測線を含む垂直面内の運動は第 3 図のようになる。記録された波形は前に記したように速度変動を表わすものであるから，第 2 図，第 3 図は直ちに氷上の点の変位を表わすものでないが振動の各成分が単振動に近いものであれば位相のことを除いて，両図は点の動きそのものの傾向を示すと考えてよい。第 2 図の水平面内の運動は速い周期のものを除いてあるが，初動から 80 msec の間では大体測線に沿つた振動であり，それ以後 150 msec まではこれにほぼ直角な振動となる。第 3 図の垂直面内の運動を見ると初動後 90 msec から大体たてながの楕円軌道を描き，震源を左に見ると反時計廻りで，丁度 Rayleigh 波と同じ傾向である。水平面内の振動では周期約 20 msec の振動が次第にその振動方向を変えて行く所から，周期 150 msec 程度のおそい振動が更に加わつていると考えられ，どのような性質の波に由来するのか今の所わかつていない。しかし垂直面内の振動は，比較的簡単で，後の波ほど周期がのびている。すなわち，周期の長いものほど伝播速度がおそい分散性の波である所から，これは氷板の屈曲振動と考えられる。

次に測線上に受震器を等間隔に配置して，振動の初めの部分から P 波，S 波の速度を求めて見る。初めに記したように，受震器が 3 個しか準備できなかつたことと，氷板の広さの制限などから，震央距離が大体 10, 20, 30 m に限られたために，1 回の観測について走時線を引く精度は余りよくない。それで，実験期間中に氷板は割れたり，移動したりして，氷状の変化がかなりあつたのであるが，全部の観測結果をまとめて，走時図を作つて見ると第 4 図のようになる。図では測定値の分布する範囲を線分または矩形で示してある。震央距離 5, 15, 25 m のものだけは震源に鉄球による打撃を用いた結果である。氷厚は 14 cm から 20 cm の範囲で，測定中の気温は −2°C～−8°C の変化があるが，氷中の平均温度は大体 −1.5°C であつた。多くの記録で共通に観測される波の相は第 4 図のように 3 種類ある。個々の記録ではこれ以外にも多くの相があるが，それは氷板の所々にある厚い氷丘氷 (表面は殆ど平らであるが，氷厚の水平分布を調べて見ると，1 m 以上海水中に突出した部分がある所もあつた) や氷板の端など



第 4 図　走　時　図

からの反射と考えられ，異つた場所の記録を合わせると一つの走時線上には乗つてこない。また水深は約 3 m であるが海底の反射と思われる相がはつきり出なかつた。これは海底がやわらかく，震源のエネルギーも小さかつたためと思われる。もつとも速い 2000 m/s の相は P 波であり，次の 1440 m/s は海水中を伝わる波，第 3 の 1090 m/s は S 波と考えられる。第 2 の相は海中で爆発させた時，特によく出る。この場合の海水の温度 −1°C，Cl 17‰ から，1440 m/s は確かに海水中を伝わる音速度である。第 3 の相 S 波の出る回数は少なかつた。

所で板状の弾性体内に伝わる P 波の速度は，無限に拡がつた弾性体内の P 波速度と異る。Ewing, Crary, Thorne[2] らによれば，この薄い板の中の P 波速度 V_p' は，その弾性体の密度 ρ，ヤング率 E，ポアッソン比 σ によつて

$$V_p' = \sqrt{\frac{E}{\rho(1-\sigma^2)}} \qquad (1)$$

と表わされる。これは板が等方性弾性体であるとして，波の進行方向の歪みを ϵ_1，ϵ_1 に直角で板の面に平行な歪みを ϵ_2，ϵ_3 を板の面に直角な歪みとし，それぞれの軸方向の応力を p_1，p_2，p_3 とすると

$$E\epsilon_1 = p_1 - \sigma(p_2+p_3),$$
$$E\epsilon_2 = p_2 - \sigma(p_1+p_3),$$
$$E\epsilon_3 = p_3 - \sigma(p_1+p_2)$$

であるが，今薄い板の中の平面波の P 波を考えると

$$p_3 = 0, \quad \epsilon_2 = 0$$

であるから

$$\frac{p_1}{\epsilon_1} = \frac{E}{1-\sigma^2}$$

となり，これから板の中の P 波速度は (1) 式のようになる。

無限に拡がつた等方性弾性体の P 波速度 V_p と S 波速度 V_s から，ポアッソン比 σ は

$$V_p = \sqrt{\frac{E(1-\sigma)}{\rho(1+\sigma)(1-2\sigma)}} = V_p' \frac{1-\sigma}{\sqrt{1-2\sigma}} \qquad (2)$$

$$\sigma = \frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2(V_p^2 - V_s^2)} \qquad (3)$$

であるから，今 $V_p'^2/V_s^2 = n$ とおくと

$$\sigma^3 - \left(\frac{5}{2} - \frac{2}{n}\right)\sigma^2 + \left(2 - \frac{3}{n}\right)\sigma - \frac{1}{2} + \frac{1}{n} = 0 \qquad (4)$$

から n が与えられれば σ が求められる。吾々の観測値 $V_p' = 2000$ m/s, $V_s = 1090$ m/s から $n = 3.37$ を (4) 式に入れると σ の実根が三つ求められるが，$0 < \sigma < \frac{1}{2}$ であることを考慮すると $\sigma = 0.38$ となる。この値と測定した場所の海氷の平均密度 0.84 とを (1) 式に入れるとヤング率は，2.9×10^{10} dyne/cm^2 となる。弾性波実験を行つた測線附近から切り出した海氷の 17 個の棒状試料について，田畑[3] が共振法で求めたヤング率は $2.92 \sim 5.68 \times 10^{10}$ dyne/cm^2，平均 4.5×10^{10} dyne/cm^2 である。その時の平均の測定温度は -4.6°C で，海氷のヤング率は -5°C 以上では急に下ることが判つているから，吾々の弾性波実験のときの海氷の平均温度 -1.5°C の値に外挿して見ると，弾性波実験で得られた値 2.9×10^{10} dyne/cm^2 と大体一致することが判る。

IV. 氷板の屈曲振動

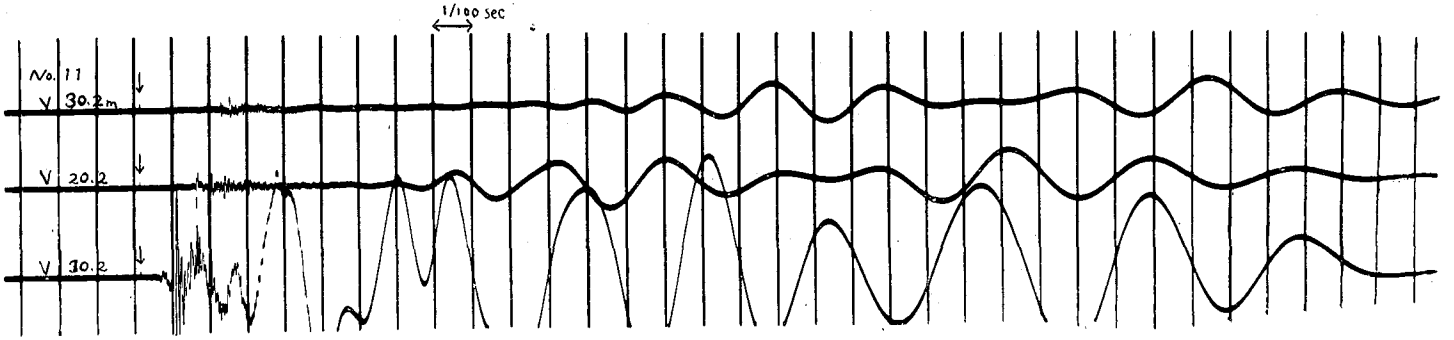
第 5 図，第 6 図は代表的な氷板の屈曲振動で，いづれも上下動の記録である。第 5 図は 2 月 10 日，氷厚 14 cm の平らな氷板で震央距離を 10.2, 20.2, 30.2 m にとり，震源に雷管を用いて記録した。第 6 図はそれより 8 日後，2 月 18 日であるが，前の氷板が割れて港口の方へ流れ出たあとに港の奥の方から移動してきた厚さ 20 cm の氷板で，所々に氷厚 1 m 位の氷丘があり，まわりには新しくできた厚さ 5～7 cm の板状軟氷があつた。震央距離は 5, 15, 25 m で震源には鉄球の打撃を用いた。

かんたんな考察から波の群速度はその波の振動数の平方根に比例する。云いかえると波の到達時間と周期の平方根とは比例するので，波の群速度を求めるため，第 5, 6 図から，各々の波について周期の平方根と到達時間とを夫々縦軸，横軸にとつてグラフを描いて見ると第 7 図，第 8 図のようになる。これから群速度を求め，氷の厚さと波の振動数との積に対してグラフを描くと第 9 図のように二つの記録は一つの線の上に乗つてくる。

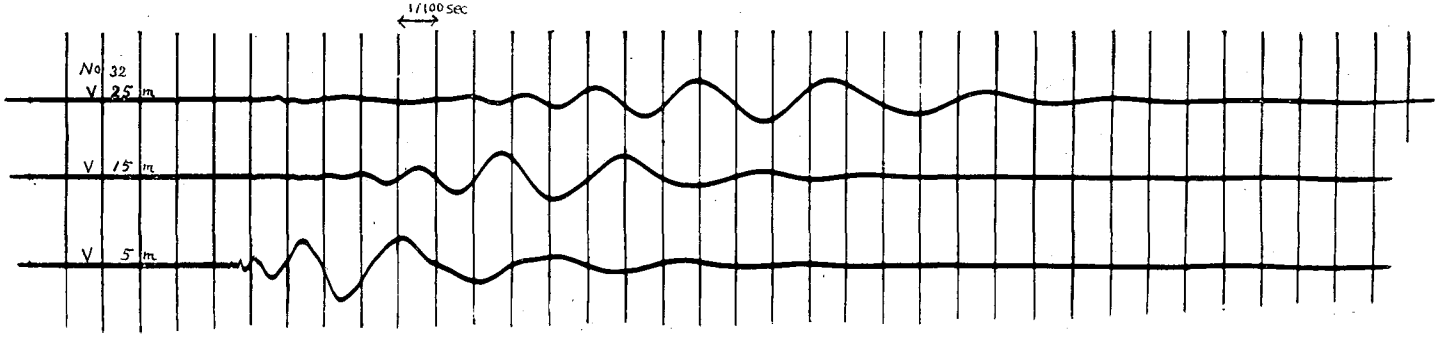
いま厚さ h の板の屈曲振動を考え，板の面に垂直な変位を z とすると運動方程式は

$$\nabla^4 z + \frac{12\rho(1-\sigma^2)}{Eh^2}\frac{\partial^2 z}{\partial t^2} = 0 \qquad (5)$$

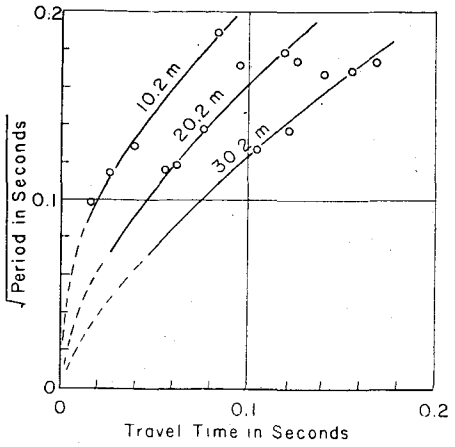
であるが，波面が板の面に沿つてとつた x 軸に直角に，無限に拡がる平面波だけを考えると (5) 式は



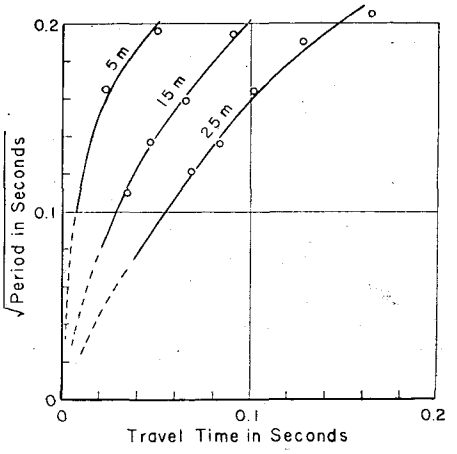
第 5 図　弾性波の記録．上下動．距離 10.2 m, 20.2 m, 30.2 m. 氷厚 14 cm.



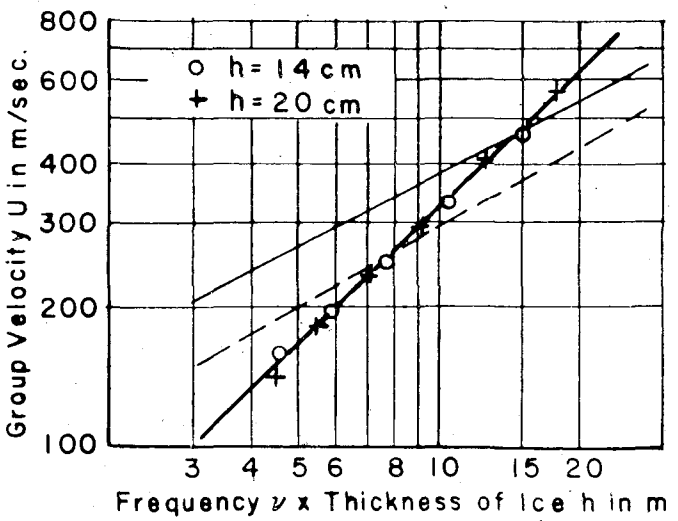
第 6 図　弾性波の記録．上下動．距離 5 m, 15 m, 25 m, 氷厚 20 cm.



第7図　氷板の屈曲振動に於ける群速度の分散.



第8図　氷板の屈曲振動に於ける群速度の分散.



第9図　群速度と振動数及び氷厚との関係，細い実線と破線は理論値.

$$\frac{\partial^4 z}{\partial x^4} = -\frac{12\rho(1-\sigma^2)}{Eh^2}\frac{\partial^2 z}{\partial t^2}$$

$$= -\frac{12}{V_p'^2 h^2}\frac{\partial^2 z}{\partial t^2} \qquad (6)$$

となる。ここで V_p' は (1) 式の板の P 波速度である。(6) の解として

$$z = A\cos[2\pi(\mu x - \nu t) - \phi]$$

をとれば，$\mu=(12\nu^2/4\pi^2V_p'^2h^2)^{\frac{1}{4}}$ となるから位相速度は $V=\nu/\mu=(4\pi^2V_p'^2h^2/12)^{\frac{1}{4}}\sqrt{\nu}$ と求められ，波の波長を λ とすると，$\lambda=V/\nu$ の関係を用いて

$$V=\frac{2\pi hV_p'}{\sqrt{12}\ \lambda} \tag{7}$$

となる。そこで群速度 U は

$$U=V-\lambda\, dV/d\lambda \tag{8}$$

の関係から

$$U=\frac{4\pi hV_p'}{\sqrt{12}\ \lambda}=\left(\frac{8\pi V_p'}{\sqrt{12}}\right)^{\frac{1}{2}}\sqrt{\nu h} \tag{9}$$

が得られる。これが初めに述べた群速度が振動数 ν の平方根に比例する関係である。吾々の場合に(9)式が成立しないことは第7, 8図が直線的でないことからすでに判ることであるが，観測値 $V_p'=2000$ m/s を(9)式に入れてグラフを描いて見ると，第9図の細い実線のようになる。

実際には海氷の下には海水があり，更に海底があるので，これらの影響を考慮に入れて Ewing と Crary[4] は氷板の屈曲振動の位相速度として

$$V^2=(F/\lambda^2+G\lambda^2)/\{\rho+(D\lambda/a)\coth(Ha/\lambda)\} \tag{10}$$

を導いた。ここで $F=\frac{1}{3}\pi^2h^2\rho V_p'$, $G=g\rho_1/4\pi^2h$, $a=(1-V^2/V_1^2)^{\frac{1}{2}}$, $D=\rho_1/2\pi h$, $H=2\pi h_1$, ρ_1, V_1 は海水の密度と音速度，h_1 は水深である。夫々に吾々の場合の数値を入れて見ると(10)式の分子の第2項は第1項に比して省略され，$a\fallingdotseq 1$, $\coth(Ha/\lambda)\fallingdotseq 1$ となるので(10)式は

$$V\fallingdotseq 3628\,\frac{h}{\lambda}\Big/\left(1+0.194\,\frac{\lambda}{h}\right)^{\frac{1}{2}}$$

となる。これから(8)式によつて群速度を求めると

$$U=V\left(2+\frac{0.097\,\lambda}{1+0.194\lambda}\right) \tag{11}$$

となるので，波長 λ に適当な数値を与えて V を求め，更に U を計算して，第9図に記入して見ると破線のようになつて，これも観測値とは合わない。これは観測した氷板が薄く，しかもかなりブラインを含んだやわらかいものであつたため，完全弾性体としてあつかつた理論値に一致しないものと思われる。実際に海氷はブラインが多くなる程，また温度が −3℃ 以上になると急に内部摩擦がふえることが判つている[5]。吾々の場合の実験式を求めて見ると

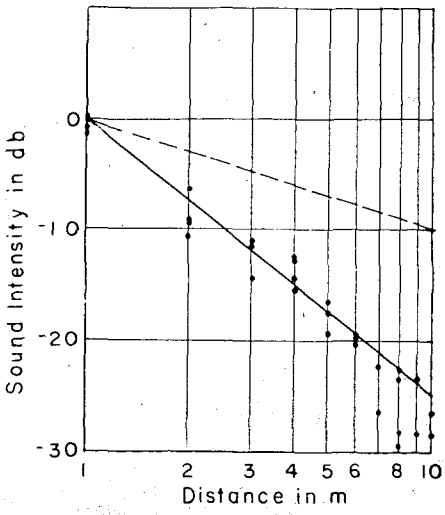
$$U=37.6\,(\nu h)^{0.93}\ \text{m/s}$$

となる。しかしこれが紋別附近の海氷に対して一般性のあるものかどうかは更に観測を重ねなければ判らない所であるが，この辺の氷状は非常に変化が大きいから，上のように氷厚と波の振動数だけで群速度を表わすことは困難であるかもしれない。

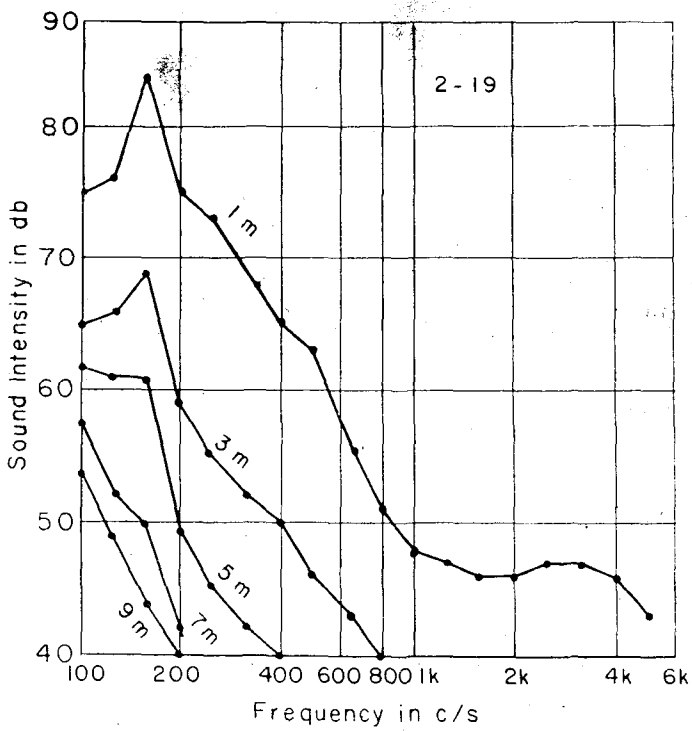
V. 海氷中の弾性波の減衰

弾性波実験を行う際，衝撃波が海氷中を伝わつて行くに従つてどのように減衰するかを知る必要があるので，次のような測定を行なつた。前に鉄球の落下によつて，氷に衝撃を与えたが，その時うけに用いた円錐形の鉄の台を海氷中に埋め込んで，これを金槌で叩く。海氷中を

伝わつて来るこの音を一直線上で，音源から1mごとに受震器でうけ，その音の強さを騒音計で測つた。受震器はロツシエル塩バイモルフを用いたもので，騒音計を含めての周波数特性は50～8000 c/s で ±3db，また指示計の時定数は 0.2 sec である。従つて指示された値は約 200 msec 以内の衝撃波全体のエネルギーに比例する。異つた氷板についての3回の測定結果をまとめて図示すると第10図のようになる。点はかなりばらついているが，音の強さと音源からの距離を夫々対数で表わした図で大体直線上に乗つてくる。音源から衝撃波は球面状に拡がるが氷板の上面と下面では反射が起り，薄い氷板では音のエネルギーの大部分は2次元的に拡がる。従つて，海氷内で消散される音のエネルギーは第10図の観測値から，音源からの距離に反比例して減少する分を除いたものと考えられる。第10図を見ると，距離10mの音の強さは傾斜−1の直線から15db下つて



第10図　海氷中の弾性波の減衰



第11図　いろいろな距離に於ける衝撃波のスペクトル.

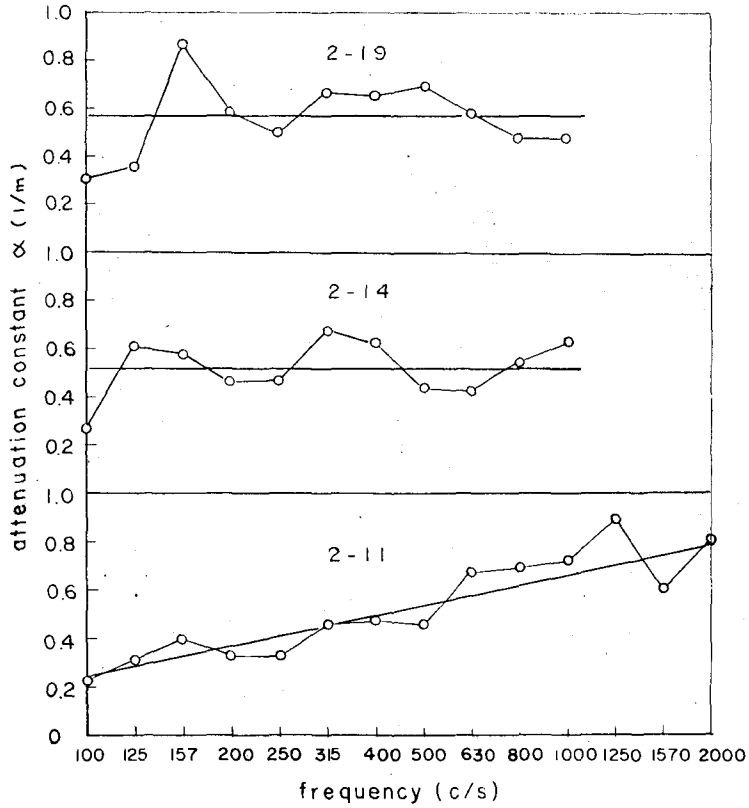
いる。それで距離 1 m に於ける音の強さが E_1 の平面波は距離 Δm では

$$E = E_1 \Delta^{-3/2} \tag{12}$$

の強さになる。ここで云う音の強さは衝撃波の 200 msec 以内全体のエネルギーに比例するものであるが，次にこの衝撃波をスペクトルに分け，各周波数成分でどのように減衰するかを見る。騒音計の出力を 1/3 オクターブの帯域濾波器を通して各帯域につき音の強さを測ると第 11 図のようになる。図では距離 1, 3, 5, 7, 9 m に於ける音の強さを示した。各周波数帯に於ける減衰について，前と同じく距離に逆比例して減少する分を除くと，今度は

$$E(\nu) = E_1(\nu)\, e^{-\alpha(\nu)\cdot\Delta} \tag{13}$$

の形で表わされることが判つた。この減衰係数 $a(\nu)$ を三つの場合について示すと第 12 図のように，周波数に無関係にほぼ一定の場合と，周波数が高くなると共に大きくなる場合とがある。前者の 2-19 と 2-14 は氷厚が夫々 25.5 cm, 19.5 cm の場合で共に表面から 9 cm は雪氷であつた。2-11 の場合は厚さ 16 cm の氷の上に約 10 cm の積雪があり，氷の上に海水が浸み出してきていたので受震器は雪の上に置いた。雪のような多孔質では高い音ほど減衰が大きいので



第 12 図 減衰係数の周波数特性.

この場合は減衰係数が周波数が高くなると共に大きくなつたものと思われる。海氷についてこのような測定をした他の報告はないようであるが，南極の棚氷についての Robin の報告[5] と比較すると，上のいづれの場合も非常に大きな減衰を示している。

薄い海氷中での弾性波の減衰の機構は複雑であつて，氷の上面と下面では空気と海水への輻射，氷中では気泡やブライン・セルに於ける散乱，それに氷の内部粘性による消散などがすべて重なつたものである。その結果として得られた減衰係数の値は，直ちに氷の内部粘性と結びつけることはできないが，減衰係数の周波数特性 $\alpha(\nu)$ を以つて海氷の状態を示す一つのパラメーターと考えることはできよう。$\alpha(\nu)$ が海氷の温度，塩分量，多孔量などとどのような関係にあるかは，これからの問題である。

VI. むすび

厚さ約 20 cm の薄い定着氷について弾性波実験を行つた結果，次のような諸量が得られた。

板の縦波速度：　2000 m/s
横波速度：　1090 m/s
ポアッソン比：　0.38
ヤング率：　2.9×10^{10} dyne/cm^2

2000 m/s と云う縦波速度は海氷でも，かなり遅い値であるが Oliver[7] らは北氷洋の夏の流氷で 2150 m/s を得ているし，南極昭和基地附近の定着氷で村内[8] らは同じく 2150 m/s を得ている。このように速度が遅いのは，海氷中にとけた水がかなり浸み込んでいるためであると説明している。吾々の氷では表面温度が日中プラスになることもあつたが，測定中の気温は −2〜−8°C，海氷の平均温度は −1.5°C で少なくともとけている状態ではなかつた。しかし海氷中の平均密度が Oliver らの 0.9 に比べ，吾々の場合は 0.84 であつた。楠[9] の測定によると，このような海氷では体積にして約 9% のすき間があり，そのうち氷中にとじ込められている気泡量は約 2 %なので，残り 7% は海水で満たされていることになる。このような構造が吾々の場合に遅い速度を与えたものと思われる。

氷板の屈曲振動による分散性の波が観測されたが，その群速度は従来の理論値と一致せず，振動数 ν(c/s) と氷厚 h(m) の積が 4〜20 のせまい範囲では $U=c\cdot(\nu h)^n$ に従うことが判つた。この式に含まれている常数 c と n は海氷の構造によつてきまるものと思われるが，その関係はまだ明らかになつていない。

海氷中を伝わる衝撃波の強さは，線音源を考えた場合，音源からの距離の −3/2 乗に比例して減衰した。この結果は前に報告した距離の −1/2 乗に比例する関係[1] と異なるように見えるが，前の報告では点音源から出た衝撃波が海氷中で拡がるために減衰する分を距離の 2 乗に逆比例するとしたのに対し，今は距離に逆比例するとしたためであつて，実際に測定された減衰量は両者とも同じであつた。衝撃波を周波数成分に分けて，各周波数帯につき減衰をしらべて見ると，音の強さは距離が増すと対数的に減ることが判り，その減衰係数の周波数特性が海

氷の構造を特徴づけるものであることが予想された。

終りにこの実験の設備に御便宜を戴いた石油資源開発株式会社札幌鉱業所，日本油脂株式会社美唄工場衣山太郎氏，ならびに現地で諸設備をお借りした紋別漁業協同組合をはじめ，市内の官公署に厚く感謝の意を表する。

本研究費用の一部は文部省特殊研究費（海氷の研究）によつた。

文 献

1) 石田 完 1958 海氷中の音速度. 低温科学, 物理篇, ***17***, 99.
2) Ewing, M., A.P. Crary and A.M. Thorne 1934 Propagation of Elastic Waves in Ice. Part I. Physics, ***5***, 165.
3) 田畑忠司 1959 海氷の力学的性質の研究 III., 振動法による弾性率の測定 (2). 低温科学, 物理篇, ***18***, 115.
4) Ewing, M. and A.P. Crary 1934 Propagation of elastic waves in ice. Part II. Physics, ***5***, 181.
5) 田畑忠司 1959 海氷の力学的性質の研究 IV., 内部擦摩の測定. 低温科学, 物理篇, ***18***, 131.
6) Robin, G. De Q. 1958 Propagation and reflection of P waves. Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition, 1949–52 Scientific Results, ***5***, Glaciology III. 43.
7) Oliver, J., A.P. Crary and R. Cotell 1954 Elastic waves in arctic pack ice. Trans. Amer. Geophys. Union, ***35***, 282.
8) 村内必典・立石哲夫・松本利松 1958 南極昭和基地近傍の氷山及び定着氷の弾性波探査. 南極資料 ***5*** 号, 40.
9) 楠宏 1958 海氷中の気泡量測定 I. 低温科学, 物理篇, ***17***, 123.

Résumé

Elastic wave propagation was studied in the fast ice, on the Okhotsk Sea coast of Hokkaido in February 1959. Ice thicknesses varied from 14 to 26 cm, water depths were about 3 meters. The apparatus and method here used were the same which have been used extensively in seismic prospecting. The waves were generated by an electric blasting cap placed in the ice, or by the mechanical impacts of dropping a 4 kg iron ball from 50 cm height upon the surface of the ice. The measured velocities of the elastic waves and values of the elastic constants at mean temperature −1.5°C were given as follows.

Longitudinal velocity in the thin plate: 2000 m/s
Shear velocity in the thin plate : 1090 m/s
Poisson's ratio: 0.38
Young's modulus: 2.9×10^{10} dynes/cm^2

The longitudinal velocity was considerably slow. This was attributed to the condition of the ice, of which the mean density was 0.84, and 7% of the volume was permeated by sea water. The Young's modulus agreed practically with the value measured by the resonance vibration method for rectangular bars of the same sea ice.

Dispersive flexural waves were revealed on the seismographs, used to study the propagation of elastic waves in the sea ice. The group velocity of these waves was represented by the empirical formula $U=c(\nu h)^n$, where ν is the frequency and h is the thickness of the ice in meters. The constants c and n may be determined by the conditions, i. e., the longitudinal velocity of the ice, the internal friction of the ice, the depth of the water, etc., but the number of the seismic shooting records obtained here was not so many that these constants may be said to be represented explicitly by the conditions of the ice.

The energy dissipation of the shock waves generated from the line source was given by $E=E_1\Delta^{-3/2}$, where E_1 is the sound intensity of the shock waves at 1 m distance from the source, and Δ is the distance measured in meters. The sound intensity $E(\nu)$ in the narrow frequency bands which were separated from the shock waves by a 1/3 octave band pass filter was given by $E(\nu)=E_1(\nu)\exp[-a(\nu)\cdot\Delta]$. The frequency characteristic of the attenuation constants $a(\nu)$ was found to characterize the construction of the sea ice.