HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	海氷中の弾性波の伝播
Author(s)	石田, 完
Citation	低温科學. 物理篇, 21, 141-149
Issue Date	1963-03-10
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18000
Type	departmental bulletin paper
File Information	21_p141-149.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

Tamotsu ISHIDA 1963 Propagation of Elastic Waves in Sea Ice. *Low Temperature Science, Ser. A, 21.* (With English résumé p. 147)

海氷中の弾性波の伝播*

石田　完
(低温科学研究所　気象学部門)

(昭和37年9月受理)

I. まえがき

1962年2月に紋別港の海氷で弾性波伝播の実験を行なった。その海氷は，大きさが270 m×130 mのほぼ長方形の船入澗に一面に張った板状軟氷で，その四方は幅50 mの一部を除いて岸壁にかこまれている。実験は長方形の対角線上の中央部，120 mの測線で行なったが，その測線に沿って測った氷の厚さは第1表に示すように21.4±1.8 cmであった。

第1表　測線上の氷厚

距　　離(m)	0	20	40	60	80	100	120
海面上の厚さ (cm)	0.3	0.3	0	0.5	0.5	0	3.5
全体の厚さ (cm)	19.9	23.5	20.5	22.0	21.0	20.0	22.0

表面には約3 cmの厚さに積雪があり，海水がしみてかゆ状になっていた。氷は表面層の約5 cmが結晶粒の小さいgranular iceで，それ以下が板状の単結晶が重なったmosaic iceとなっていたが，比較的brineの多い，やわらかい感じのものであった。海氷の平均密度は0.82，実験時の気温は−5°Cであった。

II. 実験の装置と方法

海氷中に弾性波を生じさせる震源としては，鉄球の落下による衝撃を用いた。すなわち，直径14 cm，頂角90°，重さ5 kgの円錐形の鉄塊を氷の表面につきさし，その上に重さ4 kgの鉄球を約50 cmの高さから落した。球が鉄塊に当るとはね上るので，二度目の衝撃を防ぐように球には紐がつけてある。その衝撃波形は，鉄塊のすぐ側に置いた上下動の受震器から，増幅器を通さず直接，電磁オッシログラフで書かせた波形を見ると，第1図から判るようにかなりきれいである。氷中にSH波を生じさせるために，氷に溝を切って，その側面を打撃すると云う例[1]があるが，吾々の場合でも後に述べるように明瞭にSH波を記録することができた。

* 北海道大学低温科学研究所業績　第630号

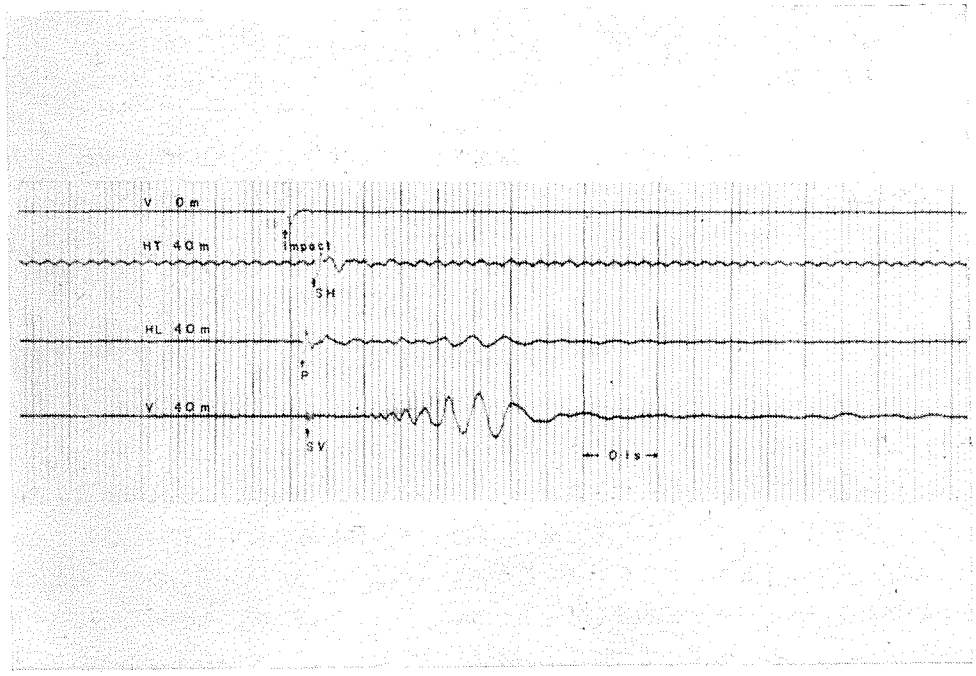
受震器は人工地震探査用の動コイル型で固有振動数 20 c/s のものを 3 個使用し，一点に上下動及び水平動 2 成分を pick up するように氷上に設置するか，または測線に沿って 15 m 間隔に上下動を pick up するように設置した。震央距離を変えるためには，受震器の位置は固定し，震源の位置を測線に沿って 20 m 宛移動させた。

増幅器は線型特性で，濾波回路，自動利得調整回路は用いていない。受震器から電磁オッシログラフまでの綜合周波数特性は 20 c/s から 1000 c/s まで 2 db 以内で平坦である。

III. 観 測 結 果

初めに 3 個の受震器を第 1 表の距離 0 m の地点に設置し，震源を 20 m，40 m 等と 20 m 宛遠ざけて，振動の 3 方向成分を記録した。記録の一例を第 1 図に示すが，これは震央距離 40 m の場合である。記録の一番上から，震源に於ける上下動，すなわち衝撃の時刻を示す，以下，距離 40 m に於ける氷面に平行な振動で震源の方向と直角な成分 (HT) と，震源の方向と一致する成分 (HL)，及び氷面に垂直な振動 (V) である。ここで HT 成分の記録には電源のハム雑音が混入している。

P 波と SH 波　最も早く到達する波は HL 成分に最も明瞭に現われ，その振動数は比較的高く，約 200 c/s である。その走時線は第 2 図に示すようになり，1540 m/s の速度が得られた。これは板の中の P 波と思われる。次に振幅の大きな波は，水平成分で震源の方向と直



第 1 図　氷厚 21 cm の板状軟氷に於ける弾性波の記録。上から，震源に於ける V 成分と，距離 40 m に於ける HT, HL, V 成分。

角な振動 HT に現われ，比較的低い約 100 c/s の振動数を持っている。第 2 図の走時線から，その速度は 860 m/s となり，SH 波と考えられる。

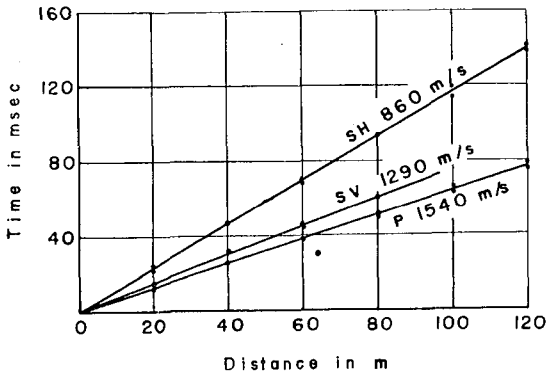
板状の弾性体に於ける縦波の速度 V_p はヤング率 E，ポアッソン比 σ，密度 ρ_1 によって

$$V_p^2 \doteqdot \frac{E}{\rho_1(1-\sigma^2)} \qquad (1)$$

と表わされ，また横波の速度 β は

$$\beta^2 = \frac{E}{2\rho_1(1+\sigma)} \qquad (2)$$

であるから，$V_p^2/\beta^2 = n$ とおくとポアッソン比は，$\sigma = 1-2/n$ によって求められる。いま得られた $V_p = 1540$ m/s，$\beta = 860$ m/s の値を用いて，ポアッソン比，ヤング率，また無限に拡がった弾性体内の縦波の速度 α を計算すると，吾々の氷板については



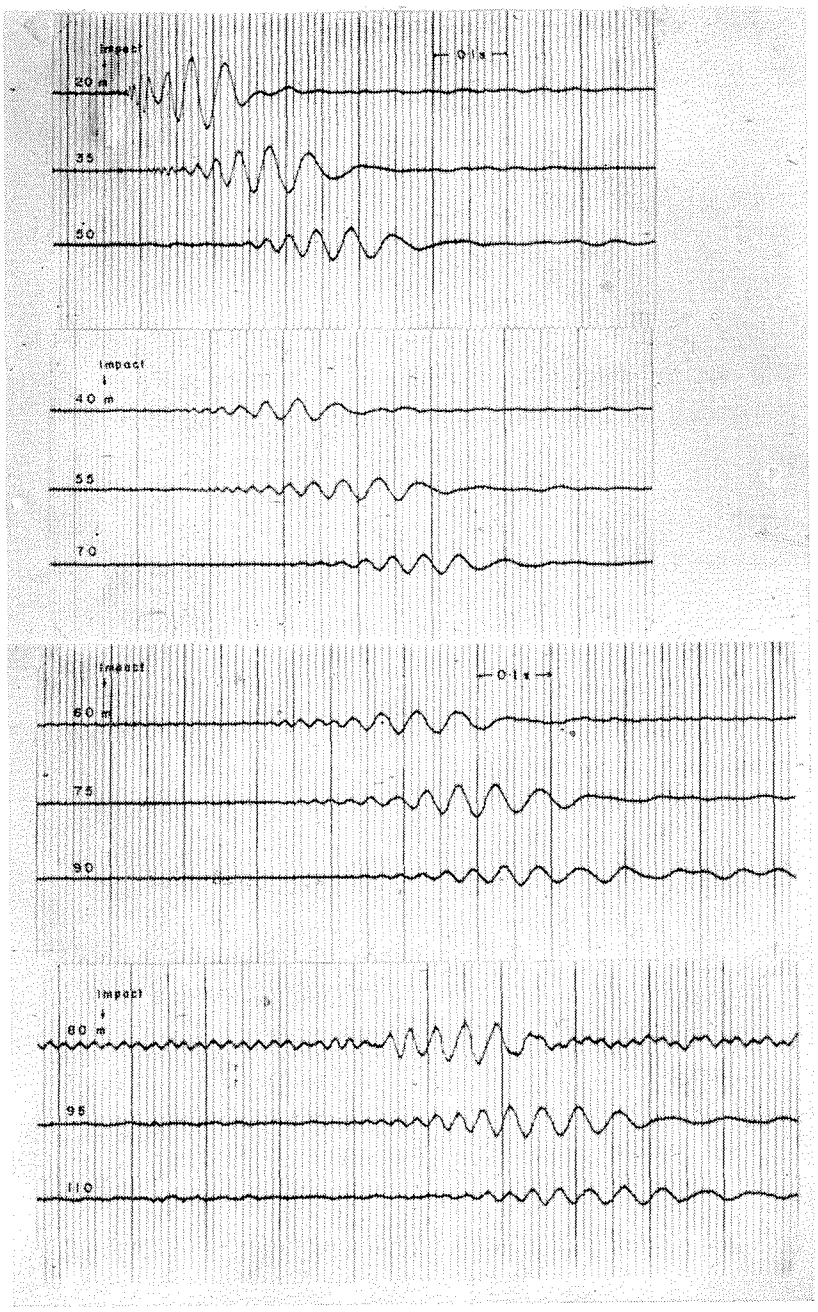
第 2 図　走 時 図

$V_p = 1540$ m/s
$\alpha = 1900$ m/s
$\beta = 860$ m/s
$\sigma = 0.37$
$E = 1.7\times10^{10}$ dynes/cm^2

となる。ここに得られたヤング率の値はかなり小さいが，海氷の弾性率は −5℃ 以上で急に減少することが判っている[2]ので，観測時の海氷の平均温度 −1.5℃ では妥当な値である。

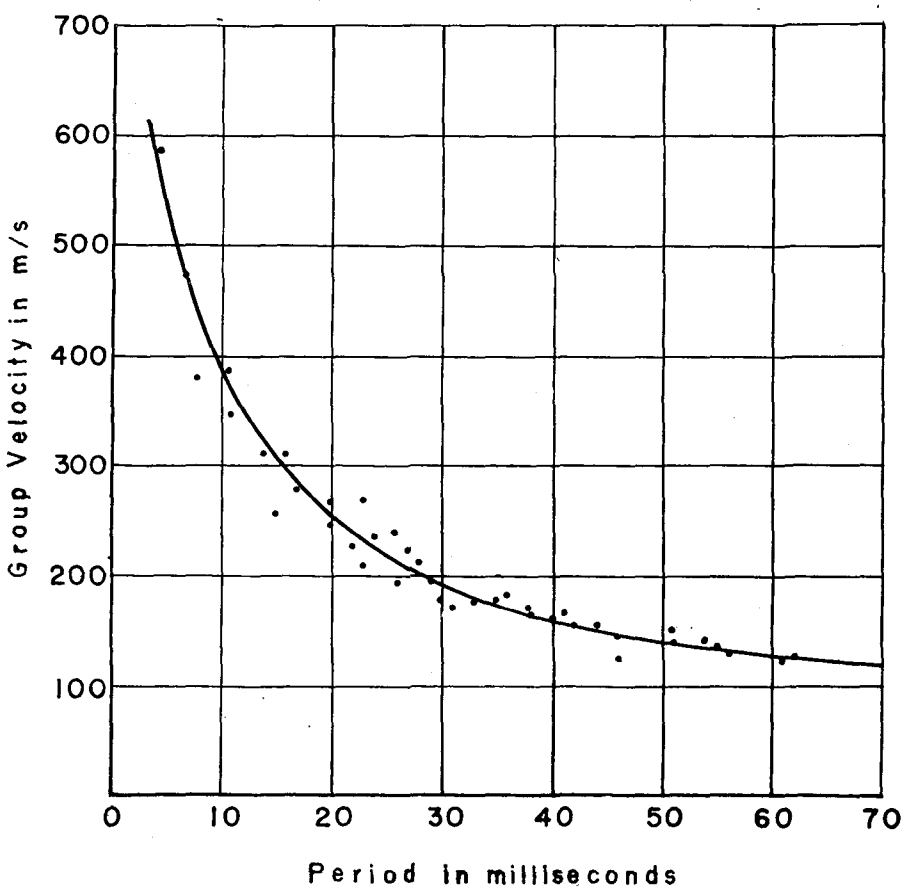
SV 波　第 1 図の記録には上下動 V に振幅の小さな，振動数の高い約 600 c/s の波が現われている。これは水平動 HL の P 波にも重なって現われているが，水平動 HT では殆んど判らない。その走時線は第 2 図のようになり，P 波と SH 波の中間の速度 1290 m/s を持っている。振幅が小さく，振動数が高いので分散性を調べることはできなかったが SV 波ではないかと思われる。

屈 曲 波　HL 及び V では初動の後，次第に振幅を増し，また周期が伸びてくる振動が続く。これは氷板の屈曲振動である。この振動は上下動に強く現われるので，3 個の上下動受震器を 15 m 間隔に配置し，震源を次第に遠ざけて，この振動を記録させた。それを第 3 図に示す。この記録から Pekeris[3] の方法に従って，各周期に対する群速度を求めた。すなわち，波の山，零線を切る点，谷に次々に番号をつけ，その番号に対する走時をグラフに描いて，こ



第 3 図 氷 板 の 屈 曲 振 動。 V 成 分

の曲線の各走時に於ける傾斜から，その走時に達した波の周期を定めた。これによって得られた各周期に対する群速度を第4図に示す。



第4図　屈曲波の群速度と周期との関係。黒点は観測値

海水に浮んだ氷板の振動については Ewing と Crary[4] の詳しい研究があり，氷板の屈曲振動の位相速度 c は次のように与えられている。

$$c^2=\left\{\frac{1}{3}V_p^2(kH)^2+\frac{\rho_2}{\rho_1}\frac{gH}{2(kH)^2}\right\}\Big/\left\{1+\frac{\rho_2}{\rho_1}\frac{1}{2\alpha(kH)}\coth(kh\alpha)\right\} \qquad (3)$$

ここで

$\alpha=(1-c^2/c_w^2)^{1/2}$

$k=2\pi/\lambda$

$\lambda=$ 氷板の中の波長

$2H=$ 氷板の厚さ

h = 氷板の下の海水の深さ

c_w = 海水中の縦波の速度

V_p = 氷板の中の縦波の速度，(1)式

g = 重力加速度

ρ_1 = 氷板の密度

ρ_2 = 海水の密度

である。(3)式の分子の第2項は重力の影響による項であるが，氷板が薄い場合は第1項に比して省略され，また $\alpha \fallingdotseq 1$ の範囲では $\coth(kh\alpha) \fallingdotseq 1$ となるので(3)式は簡単になり

$$c^2 = \frac{2}{3}\frac{\rho_1}{\rho_2}(kH)^3 V_p^2 \Big/ \left\{1+2\cdot\frac{\rho_1}{\rho_2}(kH)\right\} \qquad (4)$$

または

$$c = \sqrt{\frac{1}{3}}\, V_p(kH)\left\{1+\frac{\rho_2}{\rho_1}\frac{1}{2kH}\right\}^{-\frac{1}{2}} \qquad (5)$$

となる。ここで $\sqrt{\frac{1}{3}}V_p(kH)$ は真空中の板の屈曲振動について求められる位相速度である。また Ewing ら[5] は水に浮んだ氷板について，kH が小さい場合に

$$\frac{c^2}{\beta^2} = \frac{8}{3}\frac{\rho_1}{\rho_2}(kH)^3\left(1-\frac{\beta^2}{\alpha_2}\right)\Big/\left\{1+2\cdot\frac{\rho_1}{\rho_2}(kH)\right\} \qquad (6)$$

の特性式を得ているが，(4)式の V_p^2 に(1)式を，また(6)式の β^2 に(2)式と $\alpha^2 = E(1-\sigma)/\rho_1(1+\sigma)\times(1-2\sigma)$ を代入すれば，(4)式と(6)式は全く等しいことが判る。

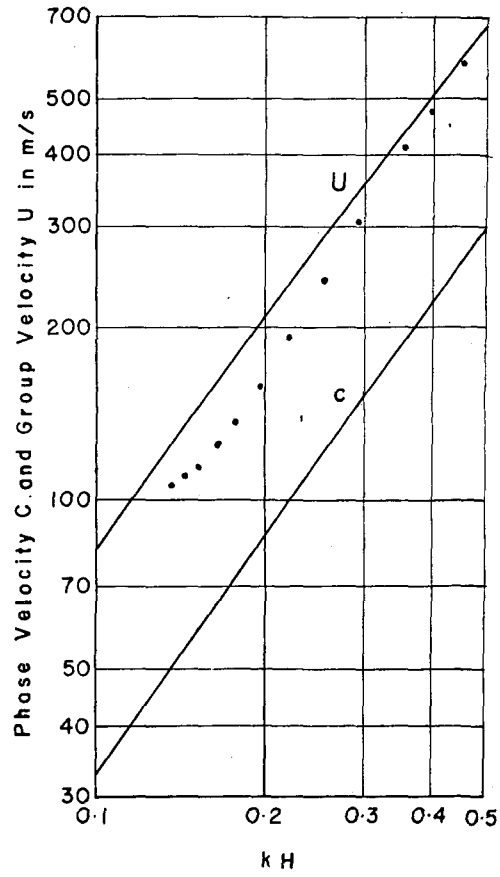
群速度 U は

$$U = c-\lambda\frac{dc}{d\lambda} \qquad (7)$$

の関係を用いて(5)式から

$$U = c\left(2+\frac{1}{2+4\frac{\rho_1}{\rho_2}(kH)}\right) \qquad (8)$$

となる。吾々の場合の値，$V_p = 1540$ m/s，$\rho_1 =$



第5図 氷板の屈曲振動に対する理論的分散曲線と群速度の観測値(黒点)

0.82, $\rho_2=1.025$, $H=0.107$ m を用い，波長 λ に適当な値を与えて，位相速度 c と群速度 U を計算し，kH に対してグラフを描くと第5図のようになる。これで見ると，観測した群速度は理論値より20%位小さい。その理由に二つが考えられる。一つは，観測波形から周期を定める際に便法を用いているので，それは，理論的な周期と厳密には一致しないことである。二つには，観測した海氷がかなりの brine を含んだ板状軟氷で，内部粘性が大きく，弾性波の伝播を考える際に，この内部粘性による影響を無視できないことであろう。

IV. むすび

板状軟氷に於ける弾性波の実験から，その弾性常数を求めた。この縦波速度やヤング率は一般の海氷のものより小さい値を示した。また屈曲振動については，今までに得られている，海水に浮んだ氷板の振動に対する理論と，群速度の実測値に於いて20%位の違いがあることが判った。これらは，この海氷がかなりの brine を含んだ構造であることによるものと思われるが，そのような海氷に於ける弾性波伝播の理論的な取り扱いは今後の問題に残された。

終りに，実験に際して種々の御便宜を与えられた紋別市漁業協同組合，紋別市役所，北海道開発局紋別港湾修築事務所に厚く感謝します。また低温科学研究所海洋学部門の諸氏の御協力を得たことを心から感謝します。

文　献

1) Crary, A. P. 1954 Seismic Studies on Fletcher's Ice Island, T-3. Trans. Amer. Geophys. Union, ***35***, 293-300.
2) 田畑忠司 1958 海氷の力学的性質の研究 II. 低温科学 物理篇, ***17***, 147-166.
3) Pekeris, C. L. 1948 Theory of Propagation of Explosive Sound in Shallow Water. Geol. Soc. Amer. Mem. ***27***, 8-.
4) Ewing, M. and A. P. Crary 1934 Propagation of Elastic Waves in Ice: II. Physics, ***5***, 181-184.
5) Ewing, M., W. S. Jardetzky, and F. Press 1957 Floating Ice Sheet. "Elastic Waves in Layered Media" McGraw-Hill Book Company, Inc., New York, 393-305.

Résumé

Experimental studies on the propagation of elastic waves in young ice were made on the Okhotsk Sea coast of Hokkaido in February 1962. The piece of ice was 130 by 270 metres in size, with a mean thickness of 21.4 cm.

The apparatus and method here used were similar to those used in the seismic-refraction technique. Electromagnetic seismographs with the natural frequency of 20 c/s were placed on the ice in three orientations for measuring vertical, horizontal-transverse, and horizontal-longitudinal motions. The waves were generated by the mechanical impacts of dropping a 4 kg iron ball from 50 cm height upon a 5 kg conical iron block inserted into the surface of the ice. The currents generated by the seismographs were linearly amplified

without filters and AGC, and then recorded by a photographic oscillograph as indicated in Fig. 1.

A high frequency arrival of about 200 c/s was first recorded on the record of horizontal-longitudinal motions. The times are plotted in Fig. 2. From this time-distance curve the velocity of the wave was determined to be 1540 m/s. It seems to be a longitudinal plate wave.

SH wave was obtained on the record of horizontal-transverse motions. It has the lower frequency of about 100 c/s and the velocity of 860 m/s.

The records of vertical and horizontal-longitudinal motions showed a high frequency arrival of about 600 c/s. The arrival time of such a wave is intermediate between the P and the SH waves. This may be a SV wave, although the amount of dispersion could not be determined.

The measured velocities of elastic waves and values of the elastic constants for this young ice were obtained as follows.

Mean density of the ice :	0.82 g/cm^3
Mean temperature of the ice :	−1.5°C
Longitudinal velocity in this ice plate :	1540 m/s
Shear velocity in this ice plate :	860 m/s
Longitudinal velocity in infinitely extended solid :	1900 m/s
Poisson's ratio :	0.37
Young's modulus :	1.7×10^{10} dynes/cm^2

Predominant waves appeared on a record of vertical motions. These waves showed marked dispersion. The dispersion is shown in Fig. 4 in which observed group velocities are plotted against periods. These are flexural waves. The flexural waves for a floating ice sheet have been fully treated by Ewing and Crary[4]. If the thickness of the ice is very small as compared with the wave length, Ewing and Crary's theoretical equations for the phase and group velocities can be approximated by

$$c=\sqrt{\frac{1}{3}}\,V_p(kH)\left\{1+\frac{\rho_2}{\rho_1}\frac{1}{2kH}\right\}^{-\frac{1}{2}}$$

and

$$U=c\left(2+\frac{1}{2+4\frac{\rho_1}{\rho_2}(kH)}\right),$$

where c = phase velocity
U = group velocity
$k=2\pi/\lambda$
λ = wave length in ice
$2H$ = thickness of the ice
V_p = longitudinal velocity in the ice plate

ρ_1 = density of the ice
ρ_2 = density of water

The curves of phase and group velocity computed from these equations using the elastic constants for the ice and sea water are shown in Fig. 5 together with the observed values of group velocities shown as solid circles. Here the observed values are appreciably smaller than the theoretical group velocity. This may be attributed to internal friction of the ice, because, the ice sheet observed contained a considerable amount of brine, and the effect of internal friction can not be neglected for this ice. But no consideration of elastic wave propagation under internal friction was attempted here.