

南極・昭和基地で観測された氷震

神沼克伊*・羽田敏夫**

Icequakes around Syowa Station, Antarctica

Katsutada KAMINUMA* and Toshio HANEDA**

Abstract: Three types of icequakes were observed by the tripartite seismological network at Japanese Antarctic station, Syowa during the period from February 1976 to January 1977. The types are; (1) shocks with a sharp initial phase (named Type I), (2) shocks with a small or unidentified amplitude of initial phase (named Type II), and (3) swarms.

More than 80000 shocks of Type I and about 80 of Type II occurred through the year. A large number of shocks of Type I occurred in the austral winter season, whereas the number of Type II shocks was larger in summer than in winter. No correlations are identified between the icequake occurrence and the air temperature change, and between that and the sea level change.

The features of icequakes suggest that the shocks of Type II are caused by fractures in the ice near the shelf edge of ice sheet, giving rise to the calving of icebergs and so on.

Swarms are estimated to be caused by the temperature changes.

要旨: 1976年2月から1977年1月まで、南極・昭和基地の地震観測網で観測した氷震について調べた。見かけ上氷震は、1) 立ち上がりの明りょうな記象、2) 立ち上がりの不明りょうな記象、3) 群発氷震、の3種類に分けられる。このうち1)、2)をそれぞれI型、II型とする。

I型は1年間に80000回以上も発生しており、冬季に多い。また、これまで観測された氷震が気温の下降時に発生しているのに対し、I型は気温とは無関係に発生している。また、潮汐との顕著な関係も認められない。

II型は約80回発生しているが夏に多く、昭和基地の大陸側から到来することから、大陸氷床の崩壊または、冰山生成に伴う破壊と考えられる。

3)の群発氷震は、冬季にのみ発生し、その発生時間も、1日のうち気温変化の大きな夜間に集中していることから、熱歪による体積変化が原因であろう。

* 国立極地研究所. National Institute of Polar Research, 9-10, Kaga 1-chome, Itabashi-ku, Tokyo 173.

** 東京大学地震研究所. Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 1-1, Yayoi 1-chome, Bunkyo-ku, Tokyo 113.

1. は し が き

氷震の研究は雪氷学の立場ばかりでなく、地球物理学、特に地震学の立場からも重要であり、両分野の境界領域の課題として研究されるべきであろう。氷震はその発生している場の物理的な情報が入手しやすいことから、地震の大規模なモデル実験としても扱える(神沼・高橋, 1975; 浜口他, 1976)。

日本での地震学の立場からの氷震の研究は、御神渡り現象の起こる長野県諏訪湖での観測があげられる(岸上, 1940, 1943; OMOTE *et al.*, 1955)。最近、鈴木他(1975)、浜口他(1976, 1977)によって、進歩した観測技術を使って、再び諏訪湖での観測が行われ興味ある結果を得ている。

一方、日本の氷震のフィールドとしては南極もある。昭和基地の地震計には多くの氷震が観測されており(神沼, 1971)、昭和基地の南東 300 km のみずほ基地で観測された氷震の報告がある(KAMINUMA and TAKAHASHI, 1975)。

氷の破壊は、氷の流動による機械的な変形で生じる歪みと、温度変化に伴う熱歪によって発生する。山岳氷河のように、流れのはやい氷河で発生する氷震は、前者の原因によることが多いようであり、北米カナディアンロッキーの氷河での例が報告されている(NEAVE and SAVAGE, 1970)。

南極の例も、諏訪湖の例も、その発生頻度は、温度変化に依存し、しかも温度が下降する時に氷震が頻発している。これは明らかに温度変化に伴う、体積変化によって発生する破壊である。ここで報告する昭和基地で観測された氷震は、温度変化とは無関係に発生していることが分かった。

2. 観 測

昭和基地の地震観測は HES 地震計 3 成分、長周期地震計 3 成分が定常的に行われている(神沼他, 1968; 神沼・千葉, 1973)。この観測に加え、地震の専門家が越冬した時には、上下動地震計を使った 3 点観測も実施している(KAMINUMA, 1976)。

1976 年 2 月—1977 年 1 月の間にも、この 3 点観測を実施し、自然地震とともに多くの氷震を観測した。使用した上下動地震計の固有周期は 1 秒で、紙送り速度 8 mm/s (2-3 月は 4 mm/s) のドラムに記録した。地震計の特性を図 1 に、その配置図を図 2 に示した。図 2 の W 点は基地に近くノイズが大きいため、図 1 の倍率の約 1/2 で観測を実施

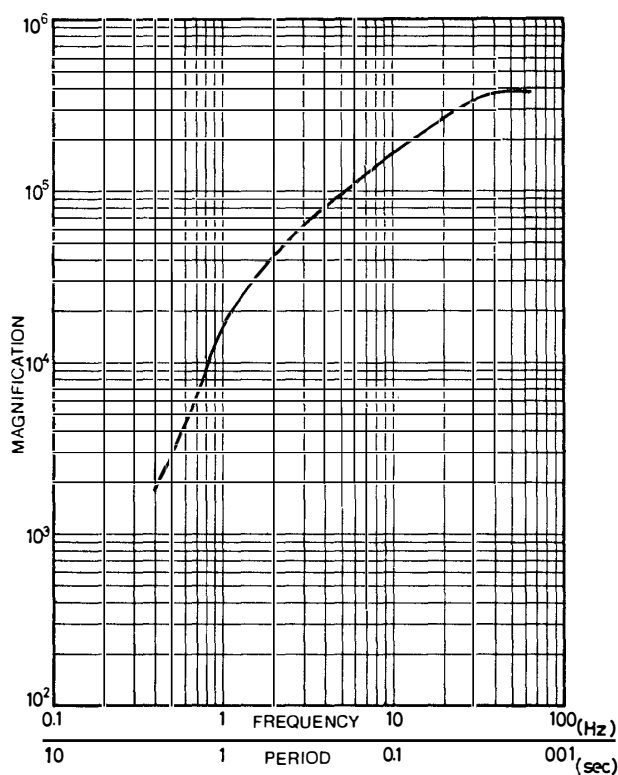


図 1 三点観測に使用した上下動地震計の倍率特性

Fig. 1. Frequency-magnification curve of vertical seismograph of the tripartite seismological network at Syowa Station, Antarctica.

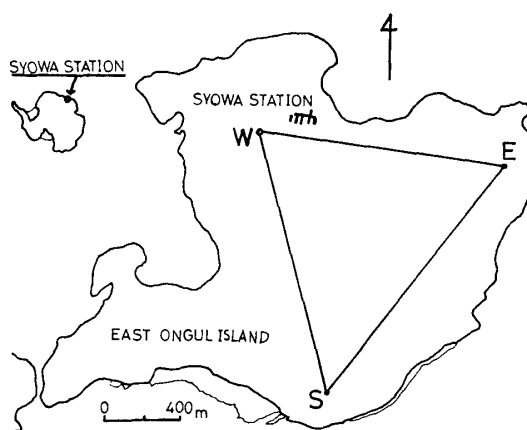


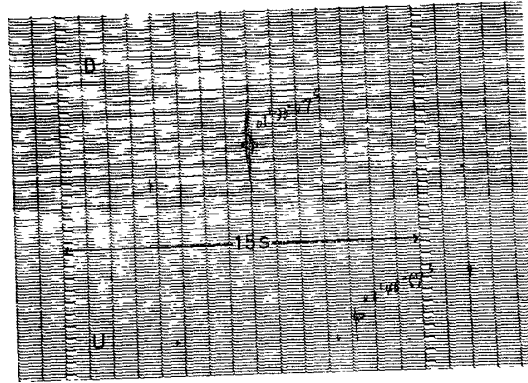
図 2 東オングル島の三点観測網

Fig. 2. The tripartite seismological network at Syowa Station, East Ongul Island, Antarctica.

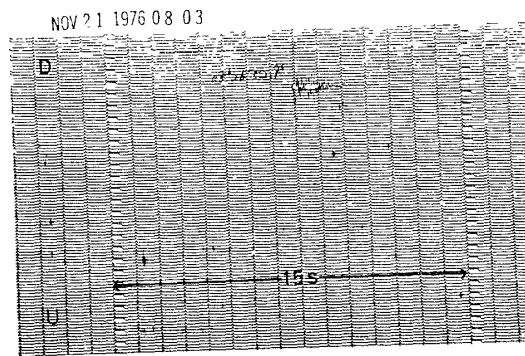
した。

3. 氷震の型と活動

この観測網で観測された氷震と考えられる記象は、見かけ上の波形から、図 3-5 に示し



(a) 短周期の波の卓越した記録例
 (a) An example with high frequency wave form.



(b) 例 a) ほど短周期が卓越していない記録例
 (b) An example with not so high frequency as Fig. 3a.

図 3 立ち上がりのシャープな氷震の記録例

Fig. 3. A typical seismogram of icequake with a sharp initial motion recorded at Syowa Station. The shock of this type is named Type I.

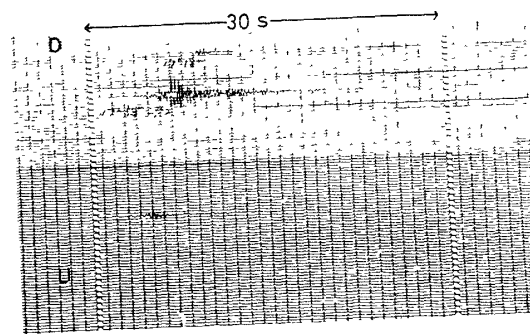


図 4 初動のはっきりしない氷震の記録例

Fig. 4. A typical seismogram of icequake with an unidentified or little initial motion recorded at Syowa Station. The shock of this type is named Type II.

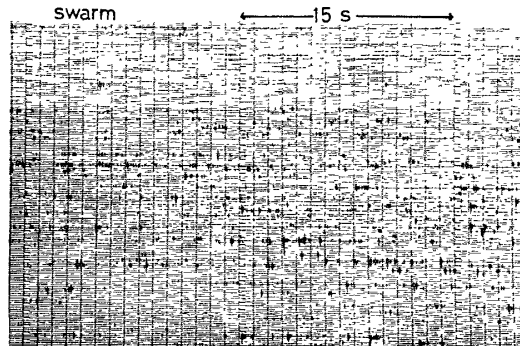


図 5 群発氷震の記録例

Fig. 5. An example of icequake swarm.

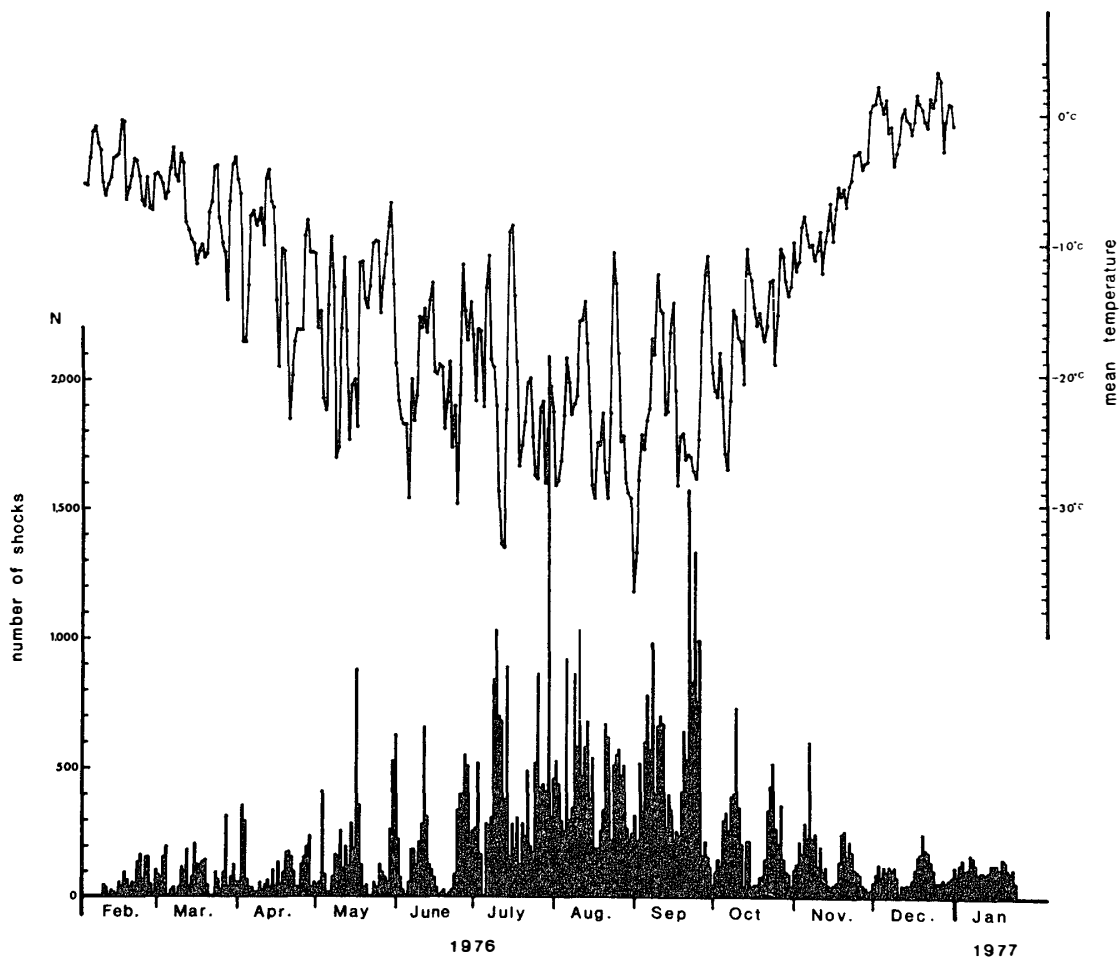


図 6 I 型氷震の日別頻度分布と日平均気温

Fig. 6. The daily frequency of Type I icequakes and the mean temperature recorded at Syowa Station during February, 1976 and January, 1977.

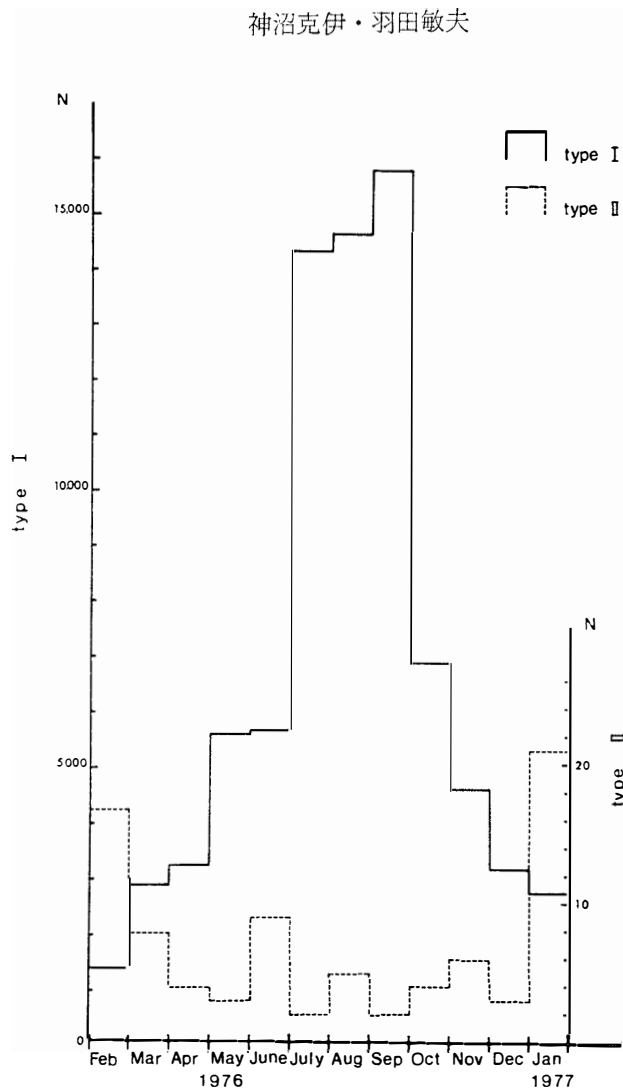


図 7 I 型と II 型の氷震の月別頻度分布

Fig. 7. The monthly frequency of icequakes of Type I and II.

た 3 種類に大別できる。

- (1) 立ち上がりのはっきりした氷震 (図 3)。
- (2) 立ち上がりが不明りょうで、 $P-S$ も判別できない氷震 (図 4)。
- (3) 振幅が小さく群発する氷震 (図 5)。

このうち (1) の型は図 3(a) のように、短周期の波が卓越している氷震と、図 3(b) のように (a) に比べて周期の長い氷震に分けられる。(3) の型は振幅が大きければ、(1) または (2) の型に属するかも知れない。しかし振幅が 10 mm を越すような大きな氷震を伴う (3) の型の現象は起っていないので、便宜上はこのように分類した。(1) の型を I 型、(2) の型を II 型と呼ぶ。

I 型の日別頻度分布を図 6 に示した。昭和基地の平均気温を同時に示したが、冬季に活

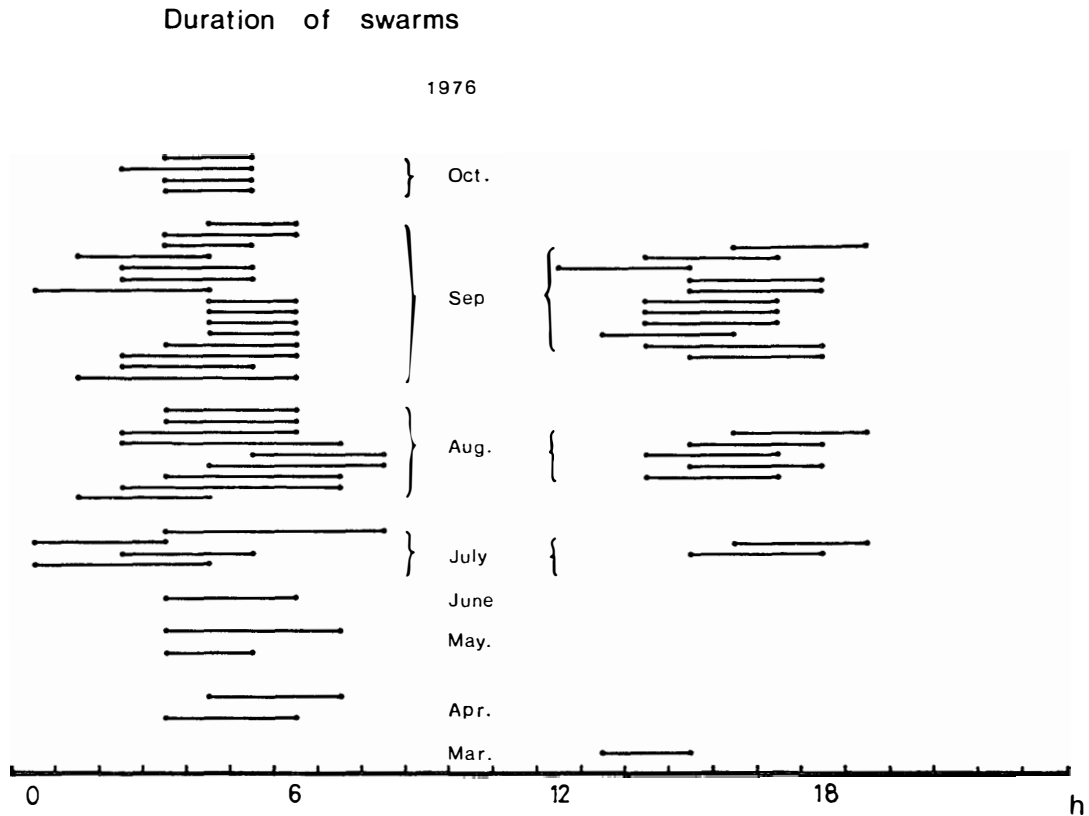


図 8 群発氷震の月別の発生とその継続時間

Fig. 8. The occurrence month and duration time of icequake swarms.

動が活発になっていることが分かる。

I 型, II 型の月別回数を図 7 に示した. 両型とも振幅が 1 mm 以下のものも数えてある. I 型の発生回数は 1 年間で約 80000 回, II 型は約 80 回で発生の絶対数は I 型が 1000 倍多い. しかし, I 型が南極の冬季に多く発生しているのに対し, II 型は夏に多く, そのパターンは対照的である.

(3) の型の発生を図 8 に示した. 図 8 は横軸に 1 日の 24 時間を取り, (3) の型の群発している時間を実線で示した. 縦方向は月の順に示してある. この群発は, その規模が小さいと, ノイズとの区別がつきにくく, 1 年を通じての発生頻度を正確に数えることは難しい. 図 8 に示したのは, 群発の中に振幅 2 mm 以上の氷震が含まれ, 2 時間以上の継続時間のある場合であり, 図 5 に示されている現象であると確実に判断できるものだけである. この群発現象も冬季に多く起こっており, 10 月以後はまったく観測されなかった.

また, 図から明らかなように 1 日のうちで午前中の決まった時間, それも温度変化の激しい時に起こっている. 7 月から 9 月にかけては午前中ばかりでなく午後にも起こって

る。この時期は日照時間も短く、発生している時間帯は、温度勾配の大きな時間であるからであろう。

4. 気温との関係

みずほ基地で観測した氷震は、その発生の必要条件として、気温が -30°C より低いことであった（神沼・高橋，1975）。図6から分かるように、I型は冬季にも夏季にも起こっており、気温が低くなくとも発生していることを示している。

II型も夏季に多く発生していることから、I型と同様である。特に1月は昭和基地の気温はプラスになることもあり、I、II型とも気温が低いから発生しているとは言い難い。

また、氷震の発生は気温が低いとともに、気温の時間変化が大きいことが必要で、みずほ基地では、気温が $-1^{\circ}\text{C}/\text{h}$ の割合で2-3時間下がりにつづけるか、 $-2.5^{\circ}\text{C}/\text{h}$ の割合で1時間下がったような時には、必ず氷震が群発した（神沼・高橋，1975）。また諏訪湖では降温時ばかりでなく、昇温時にも氷震の発生が指摘されている（浜口他，1977）。

図9、10には、3点のうち少なくとも1点での全振幅が2mmを越す、比較的大きなI型氷震の発生前1時間と2時間の気温変化と、氷震発生の頻度分布とを示した。毎正時

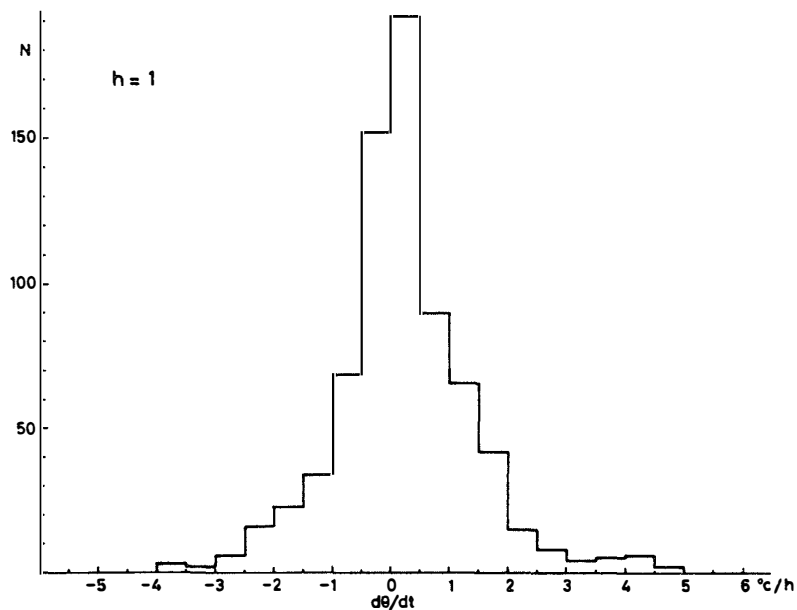


図9 I型氷震が発生した時のその発生前1時間の気温変化出現回数
 Fig. 9. Frequencies of air temperature change accompanying icequake occurrences of Type I within one hour after that temperature change.

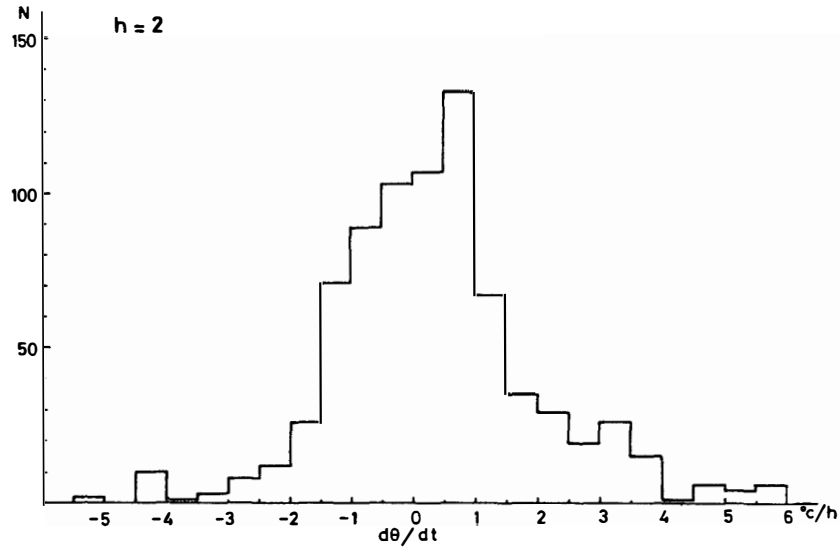


図 10 I 型氷震が発生した時のその発生前 2 時間の気温変化出現回数
 Fig. 10. Frequencies of air temperature change accompanying icequake occurrences of Type I within two hours after that temperature change.

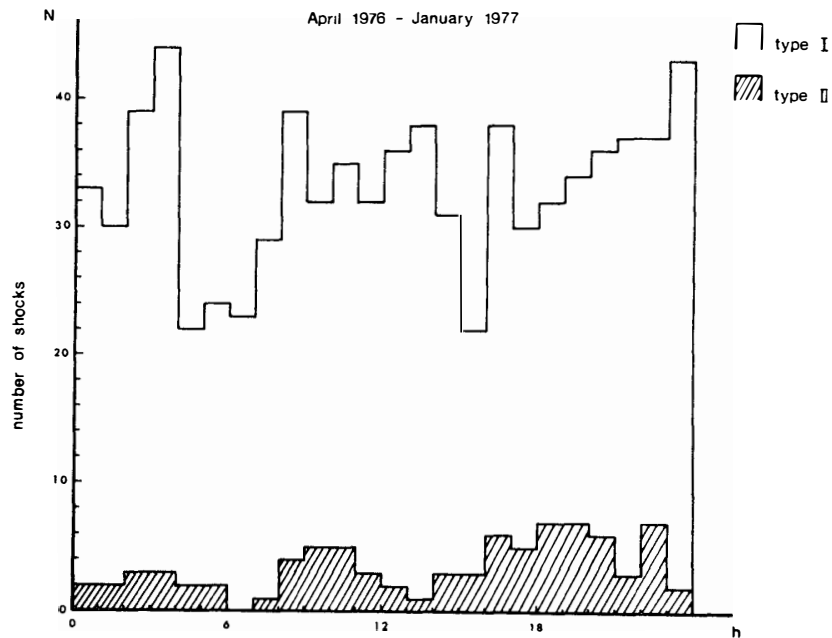


図 11 毎時間ごとの I 型と II 型の氷震の発生頻度分布
 Fig. 11. The hourly occurrence of icequakes of Type I and II.

を基準に計算してあるので、厳密には図 9 は氷震発生 の 60-119 分前、図 10 は 120-179 分前の、最初の 60 分間と 120 分間の気温変化である。

図 9, 10 とも変化が小さい時の発生頻度が高いことから、明らかに気温の変化とは無関

係に起こっていると言える。

I 型氷震の発生している時間の頻度分布を図 11 に示した。時間に関係なく氷震は起こっていることが分かる。昭和基地では冬至を中心に約 40 日間は太陽が現れない。しかし、時間ごとの発生頻度を月別に見ても、月ごとの変化はなく、時間に無関係である。このことは温度勾配の大きな時間に発生しているのではないことを示している。これは、図 8 の群発型の場合に見られる、午前または午後の特定の時間に集中しているのとは対照的で、興味深い。

5. 潮位との関係

氷震と潮位との関係を調べた。潮位は昭和基地の驗潮記録によった。4 月から 9 月までの毎時の潮位の出現回数と、4 節で述べたのと同じ、比較的大きな I 型氷震が発生した時の 0-59 分前の潮位（毎正時）の出現回数を図 12 に示した。

図から明らかなように、潮位の出現回数と氷震発生のグラフのパターンは良く似ている。潮位の高い時に、氷震の発生する割合が多い傾向は見られるが、全体として見れば、潮位と氷震発生の上に、顕著な関係は認められない。

潮位の変化率に対する I 型氷震の出現回数を図 13 に示した。これも気温の場合と同様

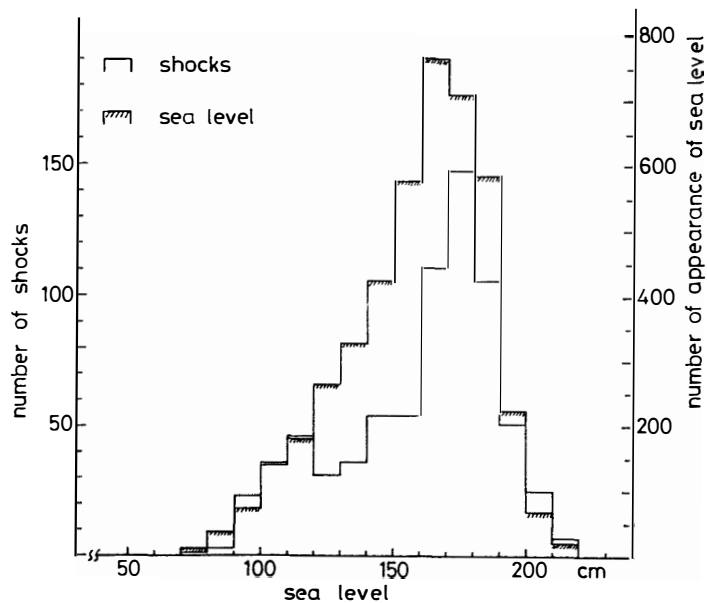


図 12 潮位の出現回数とその潮位出現後 1 時間以内に発生した I 型氷震の数
 Fig. 12. Frequencies of sea level occurrence and number of shocks of Type I occurred within one hour after the sea level recorded.

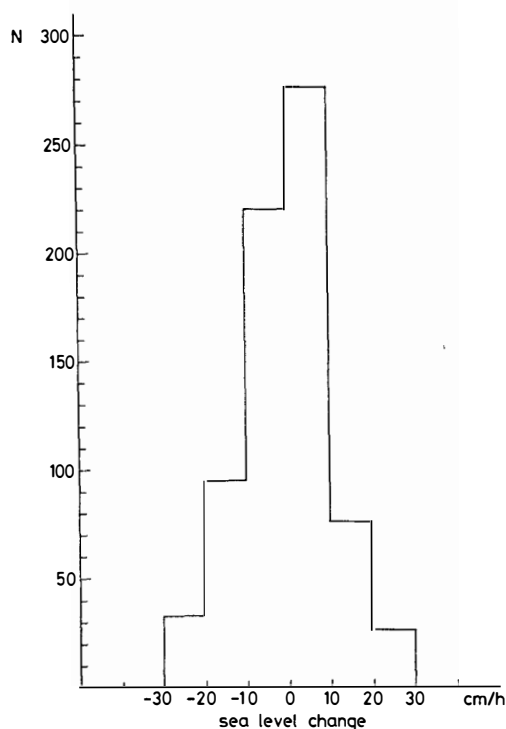


図 13 1時間ごとの潮位変化の出現回数

Fig. 13. Frequencies of sea level change within one hour.

に、変化率 0 付近に氷震発生回数のピークがあり、両者の間に顕著な関係は認められない。

以上の事実から、大部分の I 型氷震は、潮位とは無関係に発生していると言える。

6. 到来方向

図 3 から分かるように、I 型の記象は P 波の立ち上がりは明りょうであるが、 S 波の判定が難しい。むしろほとんどの氷震は $P-S$ が 0.2 秒以下とも推定できる phase である。このような状況で震源を決定することは、精度の点からも十分でないので、図 14 に示したように、3 点の到着順から見かけの到来方向のみを求めた。

図の実線は 1976 年 4-9 月、点線は 1976 年 10 月-1977 年 1 月の結果である。この 2 つの期間でまったく逆方向で I 型が発生している。9 月までは図 3(a) の形の氷震が発生していたのに、10 月からは図 3(b) の形が多発した。9 月 7 日から 10 月 19 日までの間は、小さな氷震ばかりで 3 点で片振幅 1 mm 以上で観測されるような氷震は観測されておらず、10 月 22 日以後図 3(b) の形の氷震が起こりだしている。

この事実は図 14 に示されている北東方向で起こっていた氷震が、10 月以後は発生しな

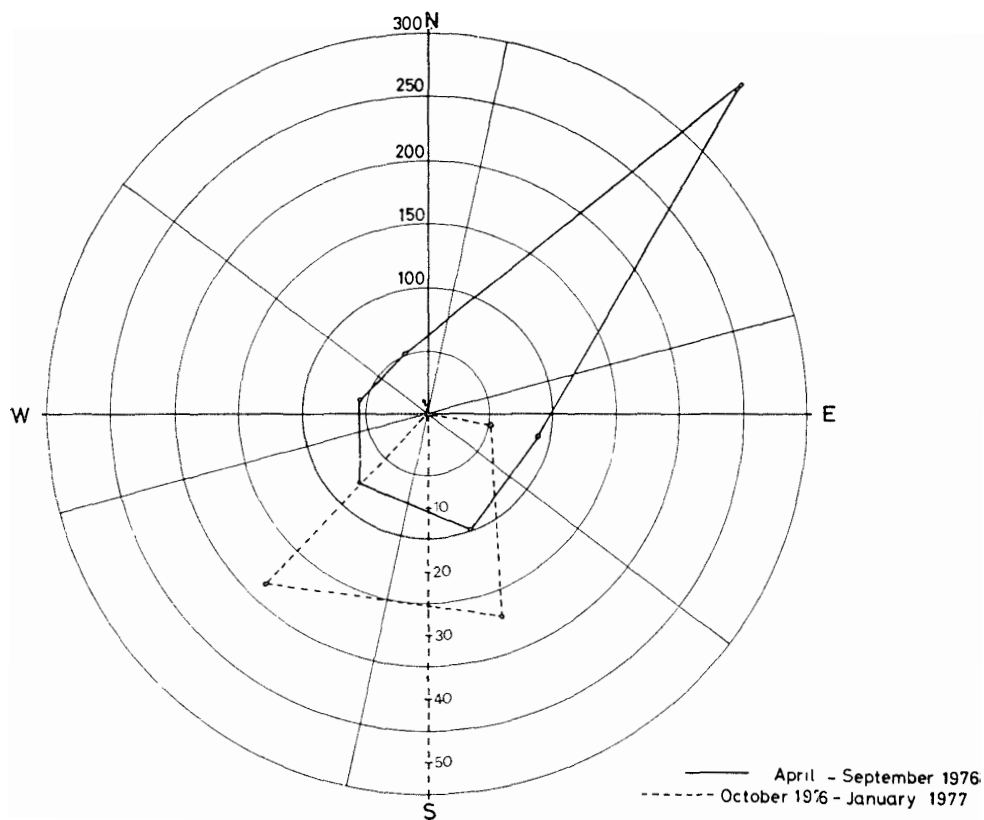


図 14 三点観測から求めた氷震の見かけの到来方向

Fig. 14. The direction of wave propagation determined from the arrival in order to the three stations.

くなったことを示している。

観測網のある東オングル島周辺の地形は図 2 に示したように東側が海である。北東方向にのみ多くの氷震の発生する理由は今後の課題である。

II 型は立ち上がりがはっきりしないので、いくつかの phase に着目し、位相相関から各点の到着順序を調べた。その結果すべての波が東側から到来している。

7. 討 論 と 結 論

I 型氷震の得られた特徴を列挙すると次のようになる。

- 1) 冬季に多発している。
- 2) 気温が低くなくとも発生している。また、気温勾配の小さな時にも発生している。
- 3) 発生する時刻は一定していない。
- 4) 10 月頃をさかいに、波形が変わり、発生場所にも変化がある。

昭和基地周辺は海に囲まれており、冬季は海氷が厚く発達する。したがって氷震の発生する場の状態は、発生に都合のよい条件になっている。気温の変化と無関係なのは、この氷震が雪氷学で言うサーマルクラックの発生とは無関係であり、氷震の原因が熱歪でないことを示唆しているのであろう。発生時刻が一定しないことも、気温変化と無関係なことを示している。

10月からの波形の違いは、日照時間が長くなり、海氷表面が融け、媒質に変化が生じたためではないかと推定される。しかし、昭和基地の最高気温がプラスになるのは11月の下旬で、10月はまだ海氷の発達している時期である。

II型氷震の特徴は、次の通りである。

- 1) 夏季に多い。
- 2) 東側から到来する。
- 3) 立ち上がりの phase が不明りょうである。

HATHERTON and EVISON (1962) によれば、大陸の氷が海に押出され、崩壊する時に30秒位継続する立ち上がりのはっきりしない振動が観測されると報告している。夏季の大陸氷の移動は活発で、昇温も伴い、大陸周縁の氷壁は大きく形が変わる。また、大陸は昭和基地の東側に位置する。以上のことから、II型は大陸氷の破壊であろうと推定する。

(3)の型の群発は発生時間などから、温度変化(熱歪)による氷震と推定される。大きな現象が観測されないのは、海氷の厚さが、厚くとも2-3mで、大きな破壊にはならないからであろう。みずほ基地の場合も、諏訪湖の場合も、氷震発生域内に地震計が置かれたのに対し、昭和基地の場合は近くとも数100m以上離れている。つまり観測点までの震央距離が大きいので、小さな振幅の氷震しか観測されないとも言えよう。

以上の事実から、主な結論は次の通りである。

- 1) I型の氷震は熱歪や潮汐が主なる原因で起こるものではなく、その原因の追求は今後の課題である。
- 2) II型の氷震は、大陸氷の崩壊である。
- 3) (3)の型の群発氷震は熱歪による。

謝 辞

観測に協力頂いた第17次南極地域観測隊越冬隊の隊員諸氏、解析に協力いただいた東京大学地震研究所北信微小地震・地殻変動観測所の皆様に深く感謝いたします。

文 献

- HATHERTON, T. and EVISON, F. F. (1962): A special mechanism for some Antarctic earthquakes. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, **5**, 864-873.
- 浜口博之・後藤和彦・小山順二 (1976): 諏訪湖の氷に見られる破壊現象 (2). 地震学会春季大会予稿集.
- 浜口博之・後藤和彦・和田洋輔 (1977): 諏訪湖の氷に見られる破壊現象 (3). 地震学会春季大会予稿集.
- 岸上冬彦 (1940): 諏訪湖氷上の弾性波実験報告. *地震*, **12**, 156-165.
- 岸上冬彦 (1943): 湖の氷に関する測定. *東京大学地震研究所彙報*, **21**, 298-306.
- 神沼克伊・江頭庸夫・吉田光雄 (1968): 昭和基地の地震観測. *南極資料*, **33**, 65-70.
- 神沼克伊 (1971): 昭和基地で観測した微小地震. *南極資料*, **40**, 65-73.
- 神沼克伊・千葉平八郎 (1973): 昭和基地の新地震計室と地震検知率. *南極資料*, **46**, 67-82.
- KAMINUMA, K. and TAKAHASHI, M. (1975): Iceshock swarms observed at Mizuho Camp, Antarctica. *Nankyoku Shiryo (Antarct. Rec.)*, **54**, 75-83.
- KAMINUMA, K. (1976): Seismicity in Antarctica. *J. Phys. Earth*, **24**, 381-395.
- 鈴木次郎・浜口博之・小山順二 (1975): 諏訪湖の氷に見られる破壊現象 (1). 地震学会春季大会予稿集.
- OMOTE, S., YAMAZAKI, Y., KOBAYASHI, N. and MURAUCHI, S. (1955): Ice tremors generated in the floating lake ice. *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.*, **33**, 663-679.
- NEAVE, K. G. and SAVAGE, J. C. (1970): Icequake on the Athabasca glacier. *J. Geophys. Res.*, **75**, 1351-1362.

(1978年8月21日受理)