



# HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	屈斜路湖における鞍状隆起現象と氷震活動の観測
Author(s)	杉本, 芳博; SUGIMOTO, Yoshihiro; 藤井, 智史 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 40, 79-91
Issue Date	1981-11-30
DOI	<a href="https://doi.org/10.14943/gbhu.40.79">https://doi.org/10.14943/gbhu.40.79</a>
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/14388">https://hdl.handle.net/2115/14388</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	40_p79-91.pdf



## 屈斜路湖における鞍状隆起現象と氷震活動の観測

杉本 芳博・藤井 智史

森谷 武男・笹谷 努

北海道大学理学部地球物理学教室

(昭和 56 年 8 月 24 日受理)

### Observations of Ice-rampart and Icequake Activity in Lake Kussharo

By Yoshihiro SUGIMOTO, Satoshi FUJII,

Takeo MORIYA and Tsutomu SASATANI

Department of Geophysics, Faculty of Science,

Hokkaido University

(Received August 24, 1981)

Formation mechanism of ice-rampart and fracture of ice plate in the Lake Kussharo, Hokkaido, were studied. Observations of icequake activity, temperature in air and in ice, distance between two ice-plates separated by the ice-rampart and strain in ice plate were carried out in the period from January 31 to February 8, 1981. The main results are summarized as follows: 1. Icequake activity is closely related to the rate of temporal variation of air temperature. 2. The Ishimoto-Iida's formula holds well in the case of icequakes and  $m$ -value is found to be 2.0 and 2.4 at two sites. 3. Icequake activities before and after a large icequake (a large faulting of ice plate) show following pattern: Preseismic quiescence appeared about 30 minutes before the large shock, then foreshocks occurred about 10 minutes before the large shock, and aftershock sequence were observed for 10 minutes, and it is followed by postseismic quiescence for 30 minutes. 4. From the observation of strain in ice plate, it is suggested that tensional stress appears in the upper part of the subducting ice plate when air temperature rises. 5. In the daytime, the distance between two ice plates contract and in the nighttime, the distance elongates. The amount of the elongation is smaller than that of the contraction. From the results mentioned above and field observations, a model of the development of ice-rampart is proposed.

#### I. はじめに

冬期間、湖面が全面凍結する湖では、気温変化等の原因で、大音響を伴って氷に亀裂を生じたり、両側からの圧縮により亀裂部分が巨大な氷の峰となることがある。このような氷の峰を形成

する現象は、鞍状隆起現象(Ice-rampart)と呼ばれ、特に諏訪湖では著しく、「諏訪明神の御神渡り」の名で有名である。鞍状隆起現象の原因としては、これまでに次のような説明がなされている(例えば、吉村(1942))。まず夜間の冷却時に氷が収縮し、その分だけ表面積が不足するので亀裂が発生する。その亀裂の内部は、湖水の上昇、浸入により凍結するが、この部分は他の部分に比較して弱く、弱線を形成する。翌日、昼間の温度上昇によって膨張し、膨張による余分な氷は弱線となっている亀裂に沿って押し上げられて氷の峰(鞍状隆起)ができる。吉村(1942)によると、宮城県の長沼において諏訪湖とほぼ同規模の鞍状隆起現象が、また松原湖(長野県)、野尻湖(長野県)、榛名湖(群馬県)においても小規模のものが報告されている。最近、北海道の屈斜路湖においても鞍状隆起現象が起こっていることが東海林(1980)によって報告された。それによると、屈斜路湖の鞍状隆起は、人間の身長より高く、なかには全長10 km以上に及ぶものがあり(1980年冬)、日本最大の規模である。

諏訪湖の鞍状隆起現象(謂ゆる「御神渡り」)は、古くから多くの人々に注目され、研究されてきた。日本の地震学者達は、この現象が氷板の破壊現象であることに注目して、これを地震発生のモデルとして考える立場から研究を行ってきた。岸上(1943)は、湖水の線膨張係数を求め、それをもとに氷板の破壊のメカニズムを論じている。OMOTE et al. (1955)は、氷板の破壊に際して発生する氷震の活動と、気温、水温、氷の伸縮との関係を調べて、夜間の氷震は氷板の収縮と深い関係があることを論じている。また、彼らは氷震の規模別発生頻度分布について、石本-飯田の関係が成立し、得られた $m$ 値が自然地震の場合に得られる値と、ほとんど一致することを報告している。HAMAGUCHI et al. (1977), HAMAGUCHI and GOTO (1978), GOTO et al. (1980), 浜口・後藤(1981)は、湖水とそれに浮く氷板が、プレートテクトニクスにおけるリソスフェアとその下部のアセノスフェアの關係に類似していることに注目した。彼らは、氷震の観測と共に、その発生機構を調べるために、氷板の水平変位量、鞍状隆起部分での氷板のすべり量、気温、水温および水温の沿直分布の観測や氷板中の亀裂の断面の観察を行ない、氷震と気温変化、氷板間のすべり、氷板内部の応力分布との関係、 $m$ 値の時間的变化について論じている。特に、浜口・後藤(1981)は、氷板が沿直方向に厚くなり成長するばかりでなく、地球のプレートのように水平方向にも成長する証拠を指摘している。

今回、我々は屈斜路湖において氷震、氷板中の歪、水温、鞍状隆起をはさむ2つの氷板間の距離変化(氷板間のすべり)の観測を行なった。特に氷板内部の歪の測定は、はじめての試みである。以下に、これらの観測の結果を、諏訪湖における結果(OMOTE et al. (1955), HAMAGUCHI et al. (1977), HAMAGUCHI and GOTO (1978), GOTO et al. (1980), 浜口・後藤(1981)等)と比較し、氷震や鞍状隆起現象について考察した。

## II, 観 測

### II-1. 湖面の状況

我々は、1981年1月30日から2月8日の10日間、屈斜路湖東岸の2地点(SおよびN地点)

で観測を行なった (Fig. 1). この期間の湖面の状態は, N地点の北西に未凍結部分を残すのみで, 他は全面氷で覆われていた. 氷板には, 数 10 m から数 km に至る亀裂が無数に走っていた (Photo 1), 幅数 mm から数 cm に開口した亀裂の内部には, 湖水が下から侵入し凍結していた. この新しく凍結した部分を観察すると, その内部にまた新しい亀裂が発生していたり, 数多くの気泡が存在しているのがみられた. また, 小さな亀裂のなかには数 cm のオーダーで雁行状に並んでいるものもみられた. S地点では鞍状隆起現象が発生していた (Photo 2). Fig. 2はS地点の略図である. 鞍状隆起は大きく弧を描いて蛇行し, 弧の凸部の側の氷

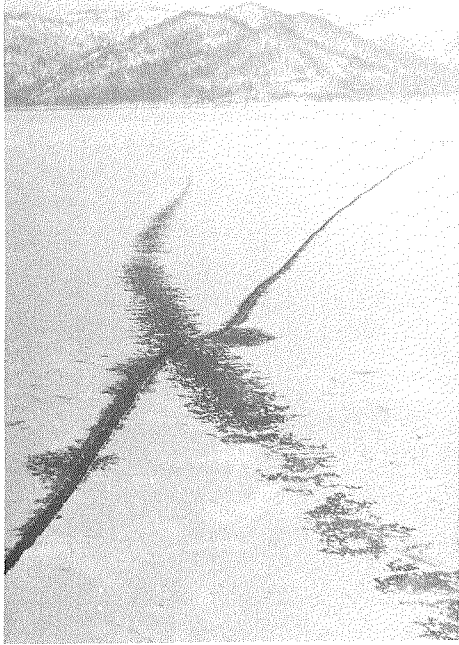


Photo 1. Large cracks in ice plate near observation site N. (10h Feb. 2, 1981)



Photo 2. Ice-rampart at observation site S. (15h Feb. 5, 1981)

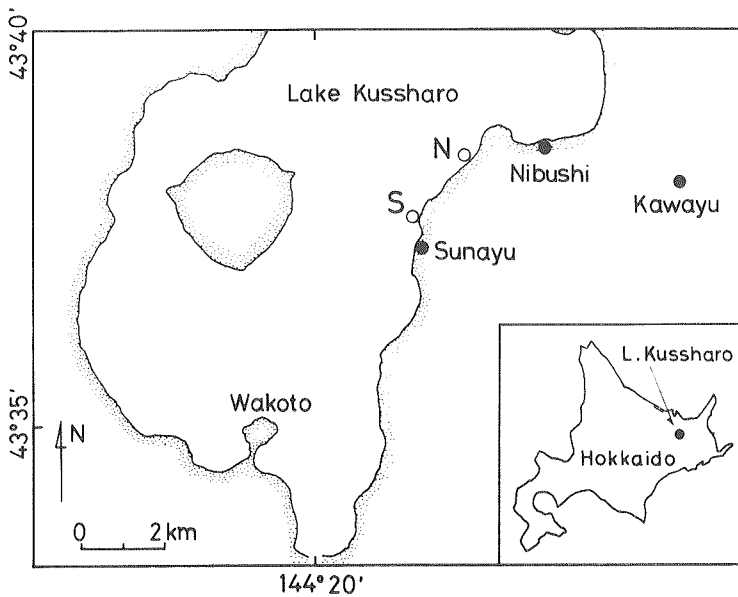


Fig. 1. Map showing the observation sites (S and N).

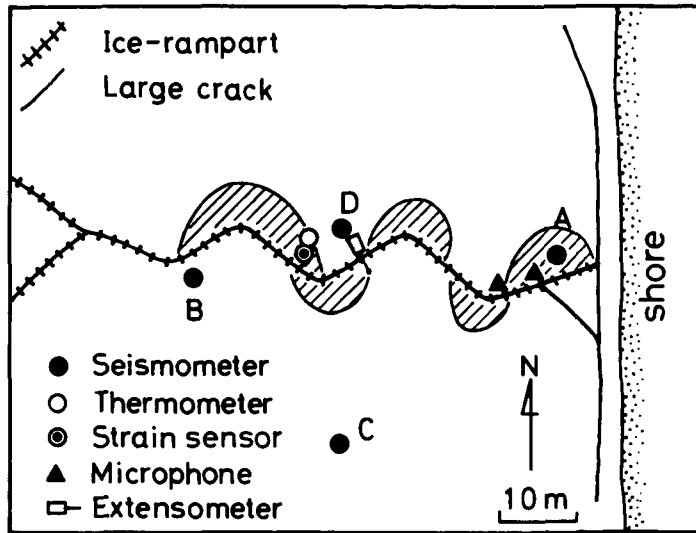


Fig. 2. Simplified map showing ice-rampart and the observation points at site S. The hatched regions indicate the site covered by water in the daytime. These regions are subducting beneath another side of the ice plates.

板が、凹部の側の氷板上に乗り上げていた。Fig. 2で、斜線を引いた部分は、沈降した凹部の側の氷板上に侵入した湖水の存在を示している。この鞍状隆起は最大で高さ 80 cm まで成長した。また、N地点では鞍状隆起現象はなかった。

## II-2. 観測内容

氷震活動と温度、歪変化等の関係を調べる目的から次の4つの項目について観測を行なった。

- (1) 氷震の活動状況
- (2) 氷板中の歪
- (3) 鞍状隆起をはさむ両側の氷板間の距離の変化
- (4) 氷板中の温度

S地点での観測点の配置を Fig. 2に示す。また、N地点では湖岸から約 100 m の地点に地震計を設置して観測を行なった。以下に観測の方法について述べる。

- (1) 氷震の活動状況については、固有周波数 14 Hz の上下動地震計を設置し、長時間レコーダーを用いて記録した。全体の周波数帯域は 10~200 Hz である。これと合わせて、マイクロフォンを鞍状隆起のすぐ近傍に置いて氷の破壊音を収録した。
- (2) 歪については、Photo 3に示す円盤型、および円筒型の2つの型のセンサーを作成して観測した。円盤型のセンサーは、6 mm 厚の亚克力樹脂の板の間に6枚の歪ゲージをサンドイッチ状にはさんだものであり、円盤の平面内の各方向の歪を検出しようというものである。また、円筒型のセンサーは、外径 18 mm のポリ塩化ビニール製の円筒の側面に円筒の軸と平行に歪ゲ-

ジを貼り、円筒軸方向の歪を検出しようというものである。円筒側面には、3枚の歪ゲージを貼り、その平均をとることでパイプの曲がりの影響を除くことにした。実際に使用してみると、曲がりの影響は無視できることがわかった。これらの材料は、比較的やわらかく水の歪に対して素直に変形するものとして選ばれた。また熱膨張係数は水とほぼ同じであることが室内実験から確かめられた。

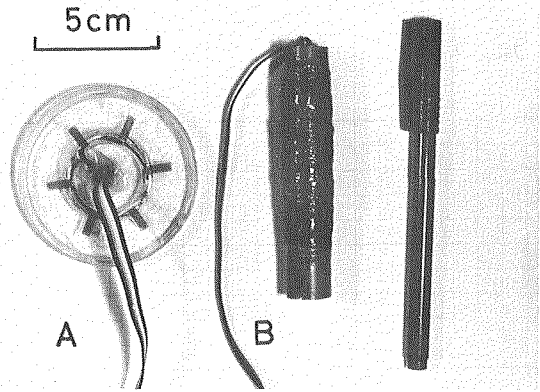


Photo 3. Two types of strain sensors. A: disk type. B: cylinder type.

両方の型の歪センサーの設置は、鞍状隆起から 1.5 m の氷板中に (Fig. 2) 穴を掘り、歪センサーを埋めてから氷と水を入れ、再度凍結させた。センサーは、表面から 3 cm と 6 cm の深さに設置された。円筒型については、鞍状隆起の走向に対して垂直、平行、45°の3方向に設置した。測定は歪センサーから電線をひき、湖岸において行なった。

(3) Photo 4 は、伸縮計の外形である。これは鞍状隆起をはさむ2つの氷板間の距離の変化をポテンションメータで電気抵抗の変化としてとり出すもので、出力は連続的にペンレコーダーに記録させた。また、時々巻尺によって距離を測定し、連続記録の絶対値のキャリブレーションを行なった。

(4) 氷温については、鞍状隆起から距離 3 m、深さ 5 cm の氷板中にサーミスタ温度計を設置して測定した (Fig. 2)。

なお以上のデータの他に、北海道教育大学の東海林助教授から N 地点の気温のデータをお借りした。

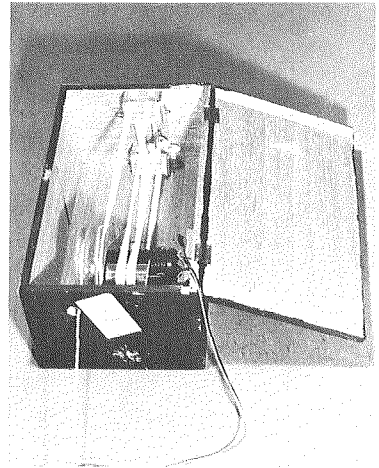
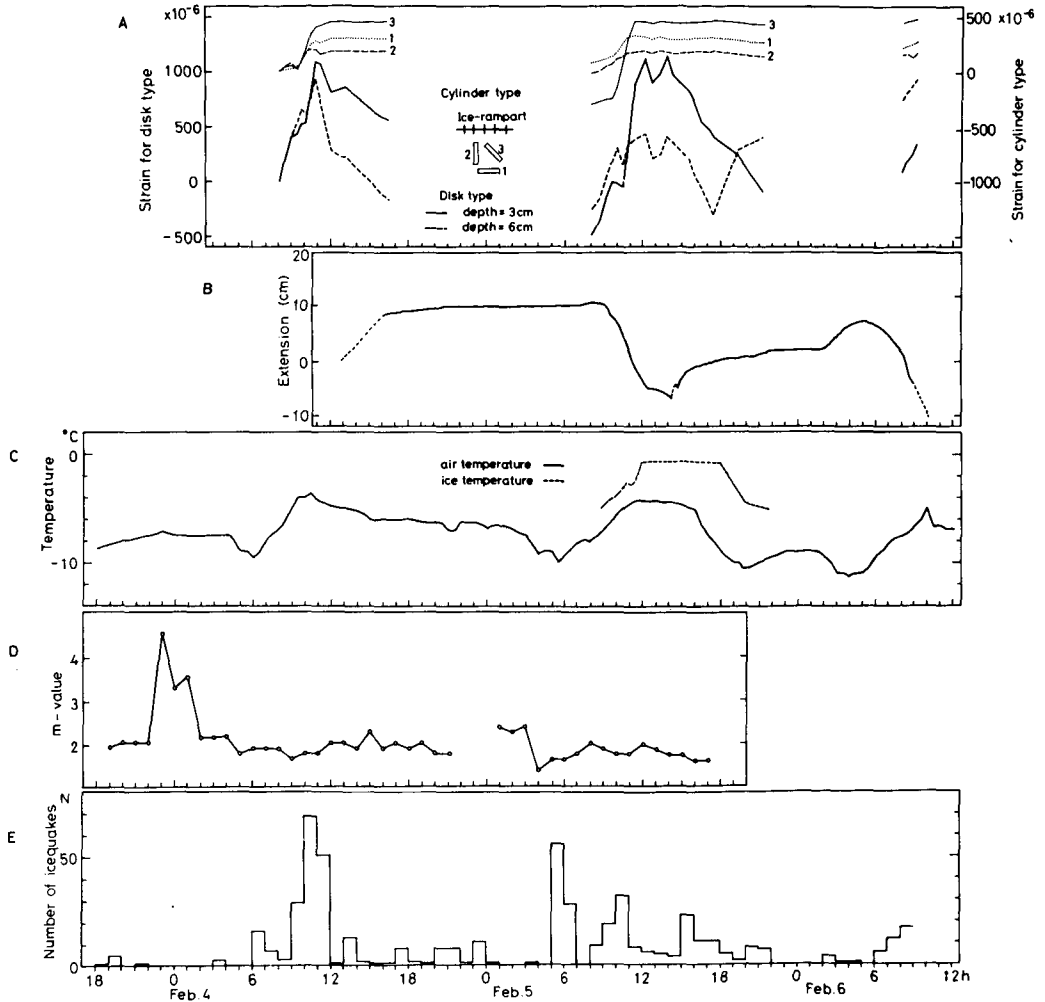


Photo 4. Extensometer used to measure change of the distance between two ice plates.

### III. 観測結果および考察

Fig. 3 は、S 地点における 2 月 3 日 17 時から 6 日 12 時までの種々のデータをまとめたものである。但し、気温は N 地点のものである。



**Fig. 3.** Temporal variations of strains in ice plate (A), distance between two ice plates (B), temperature in air and in ice (C), m-value (D) and number of icequakes per hour (E). These data are obtained at site S except for the air temperature that is observed at site N.

### III-1. 温度変化と氷震活動

氷の破壊は大きな破壊音と共に氷震を発生させる。中沢(1968)は、諏訪湖において午前9~10時頃の氷の膨張に伴う破壊音と、午後8~10時に始まり明け方の最低気温の時に最大となる氷の収縮に伴う破壊音の存在を報告している。また、GOTO et al (1980)は、諏訪湖の氷震活動が、8~13時および夕方の15~22時の2つのピークを持ち、午前中のピークのほうが活発であることを報告している。Fig. 3Eは、今回の屈斜路湖における氷震活動の観測結果である。6mkine以上の氷震について1時間ごとの発生数を示してある。2月4日は、8~12時にピークを持ち、夕方のピークはない。これは夕方の気温の下降がゆるやかだったためであろう(Fig. 3C)。2月5日は、明け方の6時頃に大きなピークを持つのを除き、GOTO et al (1980)の報告による諏訪湖の場合と同

じである。Fig. 3のCとEを比較すると、氷震活動は気温変化の急激な時間帯に活発になっている。Fig. 4は、N地点で観測された1日当りの氷震数 (6mkine pp以上) と気温の日較差との関係を示したものであり、両者の間には正の相関がある。同様のことは諏訪湖の場合でも指摘されている。(OMOTE et al (1955))

氷震活動が気温変化の速度や大きさに依存する理由として、以下の点が考えられる。第一として、氷は熱伝導率の小さい物質なので ( $22 \times 10^{-3} \text{J/cm} \cdot \text{s} \cdot \text{k}$  at  $0^\circ\text{C}$ )、表面での温度変化はすぐには中へ伝わらない。したがって気温変化が急激なほど氷板内の温度勾配は大きくなり、温度差から応力を生じて破壊を生じさせる。GOTO et al (1980)は、氷板内部の温度分布を求めることで、大きな応力が温度変化の急激な時に発生することを推定している。また、第二として氷板の温度は融点近くであるため、氷の塑性変形による応力緩和が起こる。温度変化が緩慢な場合、応力緩和によって破壊に必要な応力を達せず、氷震活動が不活発となることが考えられる。

III-2. 氷震の規模別発生頻度分布とm値

Fig. 5は、2月4日、5日の両日に発生した氷震の規模別発生頻度分布である。氷震数は積算値である。振幅12 mkine ぐらいのところより小さいところでは直線にのる。つまり、自然地震でよく知られている石本-飯田の関係、あるいは Gutenberg-Richter の関係が成り立っている。諏訪湖の氷震に対して、OMOTE et al (1955)は、規模別発生頻度分布の傾きm値について1.8という値を得ている。また、同じく諏訪湖において、HAMAGUCHI and GOTO (1978)は、1.9~2.0の値を得ている。今回の屈斜路湖での観測では、S地点の二つのステーションで  $m=2.0$ 、N地点で  $m=2.4$  の値が得られた。この値は、わずかに諏訪湖での値よりも大きめである。m値を定める要素としては、媒質の不均質さ (MOGI(1962)) や媒質の応力レベル (SCHOLZ(1968)) が考えられる。たとえば、媒質の不均質の度が増すと、破壊の障害物となるものが増え、大きな破壊が発生しづらくなりm値は増大する。また応力レベルが高くなるほど大きな

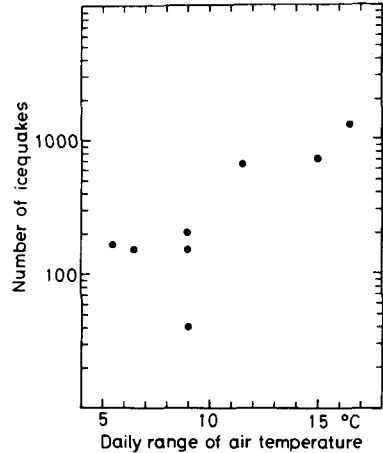


Fig. 4. Relation between daily range of air temperature variation and number of icequakes with velocity amplitude greater than 6 mkine at site N.

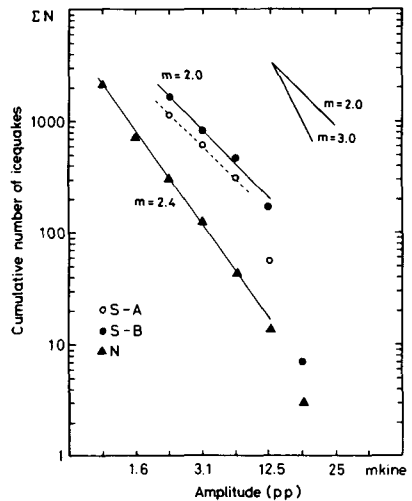


Fig. 5. The amplitude-frequency distribution of icequakes on February 3 and 4, 1981.

破壊に達する割合が増しm値は減少する。屈斜路湖の2地点でm値が違うことについては、S地点では鞍状隆起が発達しており、活動が活発であったために、相対的に観測点の近くで発生する氷震の割合が大きくなり、みかけ上m値がN地点より小さくなった可能性もある。

Fig. 3Dには、S地点でのm値の時間変化を示した。データは地震計Aに記録されたものを使い、3時間分のデータを1時間ずつ移動させてとったm値である。5日のm値は4日に比較していくぶん小さくなっている。破壊を引き起こす応力や媒質の不均質さなどの環境が変化していると考えられる。また夜間0時頃からの数時間に、m値が大きくなっているのが特徴的である。この時間帯は発生する氷震数が少なく信頼性に乏しいが、氷震活動が不活発ということからみても、応力レベルが低いことが、その理由なのかもしれない。

HAMAGUCHI and GOTO (1978)は、諏訪湖で鞍状隆起をはさむ氷板間の距離変化(氷板間のすべり)を測定し、変化の大きい時間帯にm値が小さくなることを報告している。Fig. 3Bの伸縮記録をみると、夜間は氷板間の距離変化はほとんどなく、この時間帯にm値が大きくなることは、彼らの結果と矛盾しない。しかし、今回の観測では、特に伸縮変化の大きい時間帯にm値が減少するという事はなかった。

### III-3. 大きな氷震前後の活動

観測中に、鞍状隆起全体ですれが生ずる大きな活動を何度か目撃した。Fig. 6は、そのうちの一つで2月5日10時47分に発生した氷震の記象である。5秒程度の継続時間内に、いくつかのイベントが発生しているのがわかる。Fig. 7に、この氷震前後にS地点A (Fig. 2)で観測された最大振幅6mkin以上の氷震数を、10分間隔にとって示した。大きな氷震前後には前震および余震とみられる活動があり、特に前震の活動が卓越している。また、前震活動の前、および

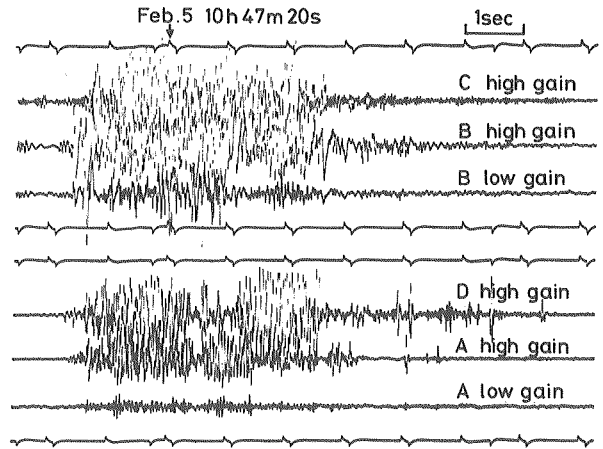


Fig. 6. An example of the seismograms of the large icequake recorded at stations A, B, C and D.

余震活動の後の30分間に空白的な時間が存在している。地震計と同時にマイクロフォンから収録したテープおよび現場で直接聞いた「ピチピチ」という微小な破壊音は、大きな破壊の前に数が増加し、一連の破壊の後に静かになり、上記の結果と一致する。この間、1時間半の空白期—前震活動—本震—余震活動—空白期のパターンは、自然地震にもみられる現象である。地震の場合、数年から数10年にもわたるこのパターンが、今回の氷震活動では1時間半あまりの時間内にみら

れ興味深い。一般に大地震前の空白期は、岩石がダイラタンシーの作用で一時的に強度を増すことによるという説（例えば、KELLEHER et al 1975）や、震源付近の不均質さによるというアスペリティモデル（例えば、ISHIDA and KANAMORI (1978)）によって説明されている。氷震の場合も、このような考え方で説明されるかもしれない。また、余震の後に続く空白期は、一連の活動で応力が解放されたためであると考えられる。なお、前震群と余震群のm値に違いはみられなかった。

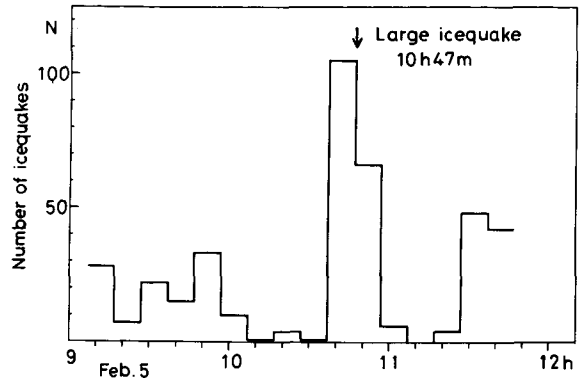


Fig. 7. Number of icequakes per ten minutes before and after the large shock which occurred at 10h 47m on February 5, 1981.

#### III-4. 氷板中の歪

Fig. 3A は歪のデータをプロットしたものである。円盤型センサーの記録は、すべての成分で変化のセンスが同じであったので平均したものをプロットした。気温の上昇する午前中は、2つの型のセンサーは共に伸びを示しているが、気温が下がっても同筒型センサーの記録では収縮となっていない。センサー設置点付近は、昼間氷板上に水の侵入があり、2月5日の例でもわかるように (Fig. 3C) 氷温は0℃近くまで上昇している。センサー周辺の氷の塑性変形の影響がかなりあると考えられる。1日の歪変化量も両方の型のセンサーについて違いがみられ、氷の歪に対するセンサーの応答のしかたに問題があることがわかった。しかし定性的な議論には使えるので氷温の変化と比較して考察してみる。2月5日の午前中についてみるならば、歪の観測を始めた8時5分から正午頃までの氷温(深さ5 cm)の変化は4℃程度の上昇である。氷の線膨張係数  $52.7 \times 10^{-6}$  (0℃) および歪センサー自身の熱膨張係数も氷とほぼ同じことを考え合わせると、圧力が加わらないと仮定した場合のこの期間の熱歪は  $200 \times 10^{-6}$  程度となるはずである。しかし歪センサーによる測定値は、円筒型の2方向 (Fig. 3A の1, 2) のセンサーが、予想される熱歪と同程度であることを除き、他のセンサーは予想より大きな膨張を示し、引張りの力がかかっていることが示唆される。このことは温度上昇時には圧縮の応力が加わって鞍状隆起が形成されるという考えに矛盾する。GOTO et al (1980)は、諏訪湖の氷温のデータから数値計算によって氷板内部の応力分布を求めたが、午前中の温度上昇時には深さ5 cmより浅い所で圧縮の応力場となっており、これも今回の結果と一致しない。今回の測定では歪センサーを鞍状隆起のすぐ近傍に設置し、設置した側の氷板がもう一方の氷板の下にもぐり込む形になっていた (Fig. 9)、氷板の曲がりのために氷板上部で引張りの力がかかったという可能性もある。特にこの考えは、円盤型センサーの結果で、表面からの深さが3 cmのほうが、より深い6 cmのものよりも膨張の度合いが大きい事

実とも矛盾しない。また、円筒型センサーの中で大きな膨張を示した成分は、近傍の鞍状隆起の走向に対して45°の方向であるが、Fig. 2のように鞍状隆起は蛇行しており、この歪センサーの方向が沈み込みの方向と考えてもおかしくはない。

### III-5. 鞍状隆起をはさむ氷板間の距離の変化

Fig. 3Bは、鞍状隆起をはさむ2つの氷板間の距離の時間的変化である。気温変化と比較すると、気温が高い時に距離は収縮し、気温が低下している時は距離は伸びている。2月5日について詳しくみると、午前中の温度上昇時に急激に距離は減少している。この減少した分の氷は、鞍状隆起の発達に寄与したと考えられる。しかし夕方以後気温が下降し、前日の最低気温を下回ったにもかかわらず、Fig. 3Bの記録では、伸びた分の半分程度しか回復していない。また鞍状隆起も完全には消滅しない。この事実は、鞍状隆起の発達を考える上で重要なことであり、それについては後で考察する。

氷板間の距離変化と氷震活動と比較すると、伸びあるいは収縮の速度が大きい時間帯に氷震活動も活発となる傾向がみられる。Fig. 8は、Fig. 3Bの記録の一部を拡大したものである。矢印は、破壊が鞍状隆起全体におよぶ大きな氷震の発生を示している。大きな氷震の発生時に、氷板間の距離がステップ状の変化を示していることがあり、鞍状隆起におけるずれには、連続変化とステップ状変化の2種があることが確認された。これらのことは、HAMAGUCHI et al (1977)の諏訪湖での結果と一致する。

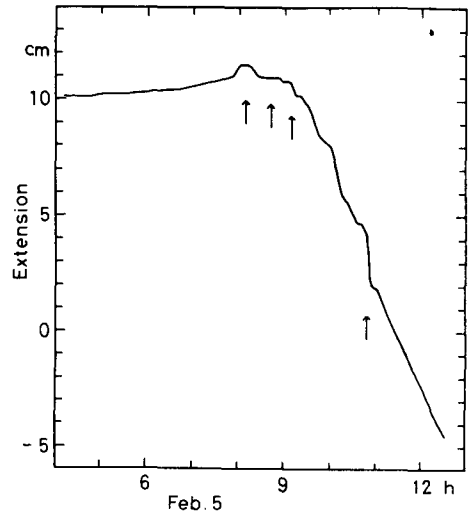


Fig. 8. Change of the distance between two ice plates. Arrows indicate the time which large icequakes occurred.

### III-6 鞍状隆起の発達

Fig. 9は、S地点で発生した鞍状隆起の断面のスケッチである。片側の氷板が、もう一方の氷板上にのし上がり、沈降した側の氷板上には水の侵入がある。注目すべき点は、隆起した側の氷板先端部の下面が、図のように階段上になっていることである。この階段状の構造は、先に述べた午前中の氷板間の距離の収縮が夕方以後回復しないことと関係があると考えられる。Fig. 10は、この2つの事実から考えた鞍状隆起の発達モデルである。

1. 夜間の冷却時に氷は収縮し、引張りの応力により亀裂が発生する。亀裂の間に侵入した水は凍結するが、他の部分より強度は小さい。
2. 昼間、気温が上昇すると、氷の膨張により亀裂の一つが鞍状隆起となる。

3. 夜間、再び気温が上昇すると、氷板には引張りの応力が加わる。氷の引張り強度は圧縮強度よりも数倍も小さいため、鞍状隆起部分以外にも亀裂が発生する。あるいは、古い亀裂が再び開口することも考えられる。これにより応力が低下するので鞍状隆起は完全には消滅しない。また、氷板の下面では氷が発達して厚くなるが、隆起したままの氷板の先端部は水面と接していないので厚くならない。

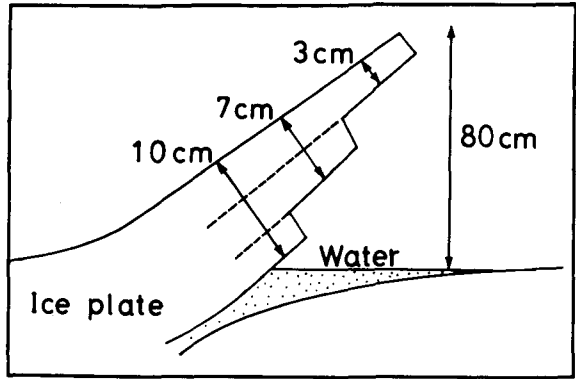


Fig. 9. Sketch of the developing ice-rampart edge. Note the step like layered structure at the end of rifted ice plate.

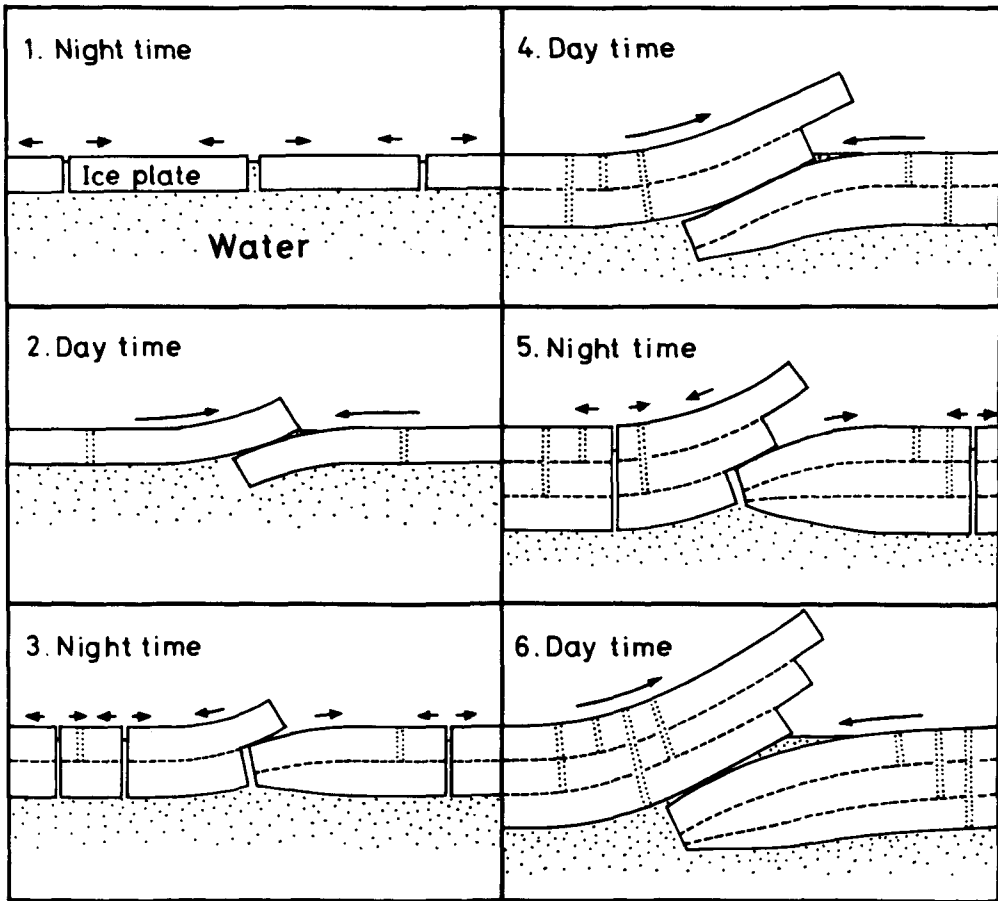


Fig. 10. Schematic representation of the development of ice-rampart.

4. 翌日、温度が上昇すると鞍状隆起は発達するが、前夜水面と接していなかった先端部は薄く、水面と接していた部分は厚く、段差が形成される。

5. 以下、2～4の繰り返しにより、何段もの段差が形成され、階段上となる。

以上のモデルで重要な点は、鞍状隆起の発達が、氷板の水平方向の成長と関係しているということである。仮に亀裂の密度を100 m間隔に1本とし、割れ目の幅を5 cmとすると氷板1 kmでは50 cmの成長となり、十分に鞍状隆起の発生は説明できる。

氷板の水平方向の成長のメカニズムについては、浜口・後藤(1981)が、諏訪湖の湖水の温度分布と、これから求めた内部応力、および亀裂の断面の形状から、これを論じている。彼らの説によると、夜間氷板の下面近傍に引張りの応力が出現し、そこに点在する微小な亀裂が開口し、内部に湖水が侵入する。この湖水が凍結することで氷板は水平方向に成長する。先に述べた我々のモデルでは、氷板が完全に割れるような、大きな亀裂の発生による氷板の成長を考えているのに対し、彼らは、氷板内部の微小な亀裂による成長を考えているのが違いである。また、岸上(1943)は、諏訪湖での気温と氷板表面の伸縮の観測から、夜間の気温低下の速度が小さいために、氷の応力緩和の作用によって、昼間伸びた氷板が夜になっても元どおりに回復しないことを述べている。今回の2月5日の気温、氷温の変化は(Fig. 3C)、夕方以後の気温低下の速度が午前中の温度上昇の速度と同程度であることを示しており、この間の氷板間の距離を彼の考え方だけで説明することはできない。

氷板の成長のメカニズムに関しては、今後の検討が必要である。たとえば、氷板内の応力の直接測定、歪の測定、氷震の震源決定による亀裂の発生状況、大きな亀裂の数や密度、氷板断面の詳細な観察等により重要な手がかりが得られるだろう。

#### IV. 結 論

今回の屈斜路湖における観測の結論をまとめると以下ようになる。

- (1) 氷震の発生は温度変化の大きな時間帯に活発になる。
- (2) 氷震の規模別発生頻度分布から、石本-飯田の関係あるいは Gutenberg-Richter の関係が成り立つことがわかった。平均的なm値は、S地点で2.0、N地点で2.4であり諏訪湖での報告よりやや大きい。また、m値は、夜間の活動が比較的静かな時間帯に大きめに観測された。
- (3) 人間が感ずるような、破壊が鞍状隆起全体におよぶ大きな氷震前後の、氷震活動を調べると、空白期-前震-本震-余震-空白期のパターンがみられた。
- (4) 日中の温度上昇時、歪センサーによって得られた歪の値から、鞍状隆起近傍のもぐり込む側の氷板上部では、氷板の曲がりのために引張りの応力場となっていることが考えられる。
- (5) 鞍状隆起をはさむ2つの氷板間の距離は、午前中の温度上昇時に収縮するが、夕方になり温度が下降しても収縮した分量全部は回復しない。また、この変化のしかたは、連続的なものと、大きな氷震を伴うステップ状のとびの2つがあった。
- (6) 鞍状隆起をはさむ氷板間の距離変化、および鞍状隆起の断面の形状から考えると、鞍状隆起

の発達は、氷板の水平方向の発達と関係があるらしい。

**謝辞** 本研究を進めるに際して、北海道教育大学の東海林明雄助教授には、気温のデータを提供していただきました。またNHK札幌中央放送局の皆様には、観測に御協力をいただきました。歪センサーのレスポンスを調べるため、当教室気象学講座の低温室を使用させていただきました。ここに心よりの謝意を表します。

#### 文 献

- GOTO, K., H. HAMAGUCHI and Y. WADA, 1980, A study on ice faulting and icequake activity in the Lake Suwa, (3) Icequake activity and thermal stresses in ice plate, *Sci. Rep. Tôhoku Univ., Ser. 5, Geophys.*, **27**, 27-37.
- HAMAGUCHI, H., Z. SUZUKI, J. WADA and K. GOTO, 1977, A study on ice faulting and icequake activity in the Lake Suwa, (1) Preliminary field observations, *Sci. Rep. Tôhoku Univ., Ser. 5, Geophys.*, **24**, 43-54.
- HAMAGUCHI, H. and K. GOTO, 1978, A study on ice faulting and icequake activity in the Lake Suwa, (2) Temporal variation of m-value, *Sci. Rep. Tôhoku Univ., Ser. 5, Geophys.* **25**, 25-38.
- 浜口博之・後藤和彦, 1981, プレート成長に関する氷板とリソスフェアの類似性, *地震* **2**, **34**, 145-147.
- ISHIDA, M. and H. KANAMORI, 1978, The foreshock activity of the 1971 San Fernand earthquake, California, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **68**, 1265-1279.
- 神沼克伊・羽田敏夫, 1979, 南極・昭和基地で観測された氷震, *南極資料*, **65**, 135-148.
- 岸上冬彦, 1943, 湖の水に関する測定, *地震研究所彙報*, **21**, 298-306.
- KELLEHER, J. and J. SAVINO, 1975, Distribution of seismicity before large strike-slip and thrust-type earthquakes *J. Geophys. Res.*, **80**, 260-271.
- MOGI, K., 1962, Magnitude-frequency relation for elastic shocks accompanying fracture of various materials and some related problems in earthquakes (2), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **40**, 831-853.
- 中沢初三, 1968, 御神渡り発現考, *測候時報*, **35**, 322-330.
- OMOTE, S., Y. YAMAZAKI, N. KOBAYASHI and S. MURAUCHI, 1955, Ice tremors generated in the floating lake ice (part 1), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **33**, 663-679.
- SCHOLZ, C. H., 1968, The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **58**, 399-415.
- 高橋徹・若浜五郎, 1975, 氷の熱応力の測定, *低温科学物理編*, **33**, 29-37.
- 東海林明雄, 1980, 日本最大の御神渡り, *サイエンス*, **10**, 46-48.
- 吉村信吉, 1942, 湖沼学, 三省堂, 205-214.