

閉鎖水域の結氷予測モデル

宮 昭彦* ・小林正隆**・笹 本 誠***
堺 茂樹****・平山 健一*****

1. はじめに

水域を結氷特性より分類すると海洋のように数百 km の広がりを持ち、地球規模的の気象条件、海流などが結氷に影響を与える場合、港湾・閉鎖性湾・湖沼のような数十 km 程度の中規模水域で地域的な気象条件の他に波浪、風などの影響が卓越する場合、河川・海峡部のように気象条件と共に流れの影響が強い場合に大別される。

本報告では、水域の利用や船舶交通の頻繁な中規模水域のうち結氷に与える波浪の影響が小さい閉鎖された水域について湖沼の観測結果に基づき全面結氷予測モデルを提案した。

本モデルは、結氷点に至る水温の変化を気温により予測し、次に気温と風をパラメータとして全面結氷の発生を判定するモデルであり、予測値と観測値の比較検討を行っている。

2. 小川原湖に於ける結氷過程の観測

1983 年から 4 年間継続して小川原湖の結氷過程を観測した。小川原湖の位置は、青森県東部下北半島基部にあり、湖の南西部より数本の河川が流入し、北に位置する湖口は約 7 km の水路を通じて太平洋につながっている(図-1 参照)。湖面積は 63 km²、最大水深は 25 m、平均水深は 11 m である。1 月と 2 月の平均気温は-2°C 程度(図-2 参照)で、積算寒度の平均値は約-100°C・day 程度であり、最大でも積算寒度は-250°C・day を越えない(図-3 参照)。北海道オホーツク沿岸の-1000°C・day などの値に比べると暖かい地域に属するが平年の結氷することが知られている。1 月と 2 月の降雪量合計の平均は約 180 mm である。

冬期には八甲田山越えの西寄りの季節風が卓越し(図-4 参照)、日平均風速は 5 m/s を越えることが多い(図-5 参照)。

小川原湖の全面結氷開始日は、年によってかなりのば

らつきがあるが、気温と水温の低下により、例年、薄い氷板が 12 月下旬に形成される。この時の水温は結氷温度に近いことが観測されている。初期の氷板は、その後の暖気によって融解する場合、強い西風によって破壊され、

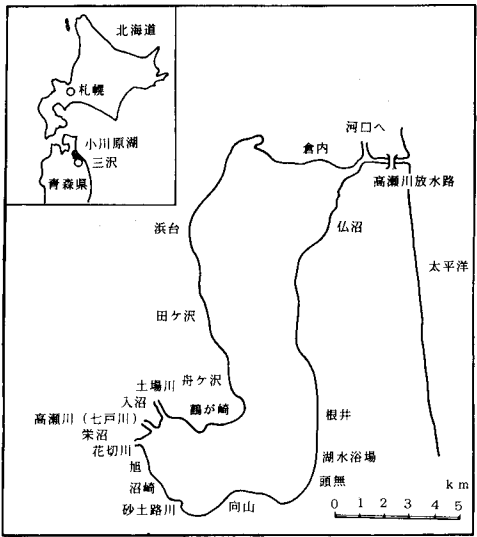


図-1 小川原湖の位置

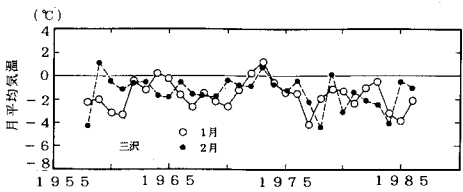


図-2 三沢市の月平均気温

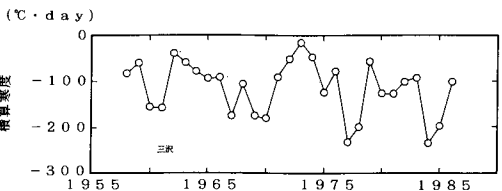


図-3 三沢市の積算寒度

* 学生会員 岩手大学大学院 工学研究科
** 学生会員 岩手大学大学院 工学研究科
*** 正 会 員 岩手大学校官 工学部建設環境工学科
**** 正 会 員 工博 岩手大学助教授 工学部建設環境工学科
***** 正 会 員 Ph.D 岩手大学教授 工学部建設環境工学科

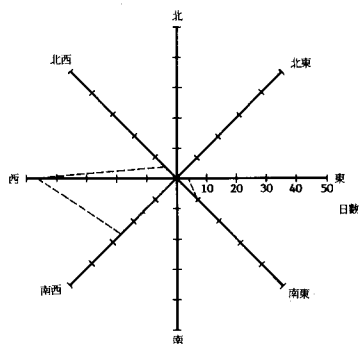


図-4 三沢市の風向度数分布

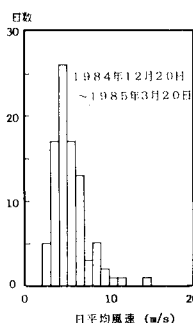


図-5 三沢市の風速度数分布

氷片が湖の東岸に吹き寄せられる場合などがあり、東岸縁のみ部分結氷して西岸は1月下旬まで開水面が存在することが多い(図-6参照)。初期氷板の形成には波浪や降雪の影響が考えられるが卓越した西風に対して最長吹送距離は5 km程度であり、本湖では波浪の影響は小さいと判断された。一旦、湖全面に結氷が形成されれば、氷板は風の応力を受ける。氷を破壊する程の風力がなければ氷板はそのままの位置で厚さを増して全面結氷が形成される。融氷期には、融雪水が湖に流入し、岸に沿って開水面が現れる(図-7参照)。このため氷板は移動の自由度を増し、風により氷板が大規模に移動して湖岸の構造物に大きな氷圧が発生することも観測されている。

これらの観測により全面結氷に至る条件は次のようにまとめられる。

- (1) 表面水温が 0°C に近づくまで初期氷板は形成されない。
- (2) 初期の薄氷板の形成には気温の低下が支配的要因である。
- (3) 初期氷板が風に対して十分強ければ氷板はそのまま成長して湖は全面結氷する。

3. 全面結氷予測モデル

観測結果に基づき全面結氷に至る過程を日単位で考え

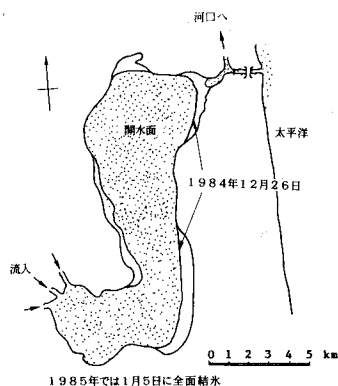


図-6 結氷初期

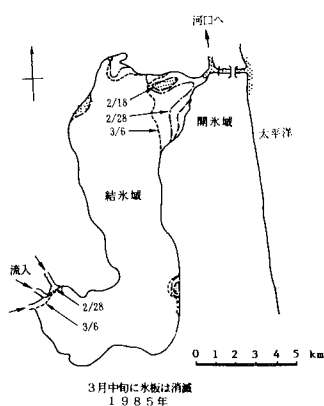


図-7 融氷期 a)

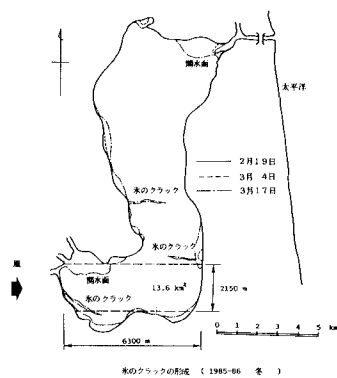


図-7 融氷期 b)

て単純化すると図-8のようになる。ステップ1では、表面水温が結氷温度に至る過程を、ステップ2では、その後の気温の低下により薄い初期氷板が形成される過程を、ステップ3では、形成されたある厚さをもつ氷板が風に対して安定かを判断する過程を示している。氷板が十分強ければ、氷板はそのまま成長し全面結氷となる。

ステップ1では、表面水温を式(1)で表される Bilello (1964)の方法を用いて日単位で計算し、結氷温度に到達する日を予測する。

$$T_w(I) = T_w(I-1) + N(T_a(I) - T_w(I-1)) \quad \cdots (1)$$

ここで、

$T_w(I)$: I 日目の水温 $T_w(I-1)$: $(I-1)$ 日目の水温

$T_a(I)$: I 日目の気温 N : 定数

ステップ2では、日平均気温を与えて初期氷板の厚さ h を式(2)で計算する。

$$h = \frac{1}{\rho_i \cdot \lambda \cdot c} \frac{T_{si} - T_a}{(\eta_{si}/K_{si}) + (\eta_s/K_s) + (1/h_{sa})} \Delta t \quad \cdots (2)$$

ここで、

λ : 凝固潜熱 (j/kg) ρ_i : 氷の密度 (kg/m³)

c : 空隙率 T_{si} : 雪泥層の温度 (=0°C)

T_a : 気温 η_{si}, η_s : 雪氷層, 積雪層の厚さ

K_{si}, K_s : 雪氷層, 積雪層の熱伝導率

h_{sa} : 大気と氷の間の熱伝達係数

Δt : 時間 (1日ごと)

式(2)は結氷初日以降の氷板の成長・融解の計算にも使用されるが、積雪層、雪氷層、雪泥層内の熱収支を考慮している。初期氷板の形成後、降雪がある場合には降り積もった積雪の重さによって氷板が沈下し、積雪層に水が浸透し、雪泥層を形成する。小川原湖では雪泥層が凍った雪氷層が大部分を占めることが観測されている。

ステップ3では風により氷板が受ける力(環境力) H を式(3)によって計算する。

$$H = \rho_a C_D V_{10}^2 A \quad \cdots (3)$$

ここで、

ρ_a : 大気密度 (=0.132 kgf・s²/m⁴) C_D : 抗力係数

V_{10} : 高さ 10 m での風速 A : 吹送面積 (= $b \cdot L$)

b : 氷板幅 L : 吹送距離

氷板の厚さが風の応力に抵抗出来るだけ大きければ、氷板は壊れず安定を保つ。つまり気温が低く氷板が厚く成長し、風が穏やかな時に全面結氷は形成されやすい。

環境力を受ける氷板の破壊形式として、圧壊、座屈、曲げ破壊などがあるが、小川原湖では氷板が湖岸の斜面に押し付けられて発生する曲げ破壊を選択すると、氷板の曲げ破壊荷重 H_0 と氷板の厚さ h の関係は式(4)で表せる。

$$H_0/b = 0.68 \sigma_f (\rho_w g h^5 / E)^{1/4} \cdot (\sin \alpha + \mu \cos \alpha) / (\cos \alpha - \mu \sin \alpha) \quad \cdots (4)$$

ここで、

b : 氷板幅 σ_f : 氷の曲げ強度 ρ_w : 氷の密度

h : 氷の厚さ E : 氷の弾性係数 α : 湖岸の傾斜角度

μ : 氷と斜面との摩擦係数

ここで風による力(環境力) H が破壊荷重 H_0 より大きければ、氷板は風により破壊する。

式(2)～式(4)の計算結果から、図-9のように種々の吹送距離 L に対して氷板の破壊を生じる気温と風速の条件を示す基準線が与えられる。縦軸は破壊の原因となる風速を、横軸は氷板の厚さに関係する気温であり、線の下側が非破壊領域であり気象条件がこの領域にあれば全面結氷が発生すると判定する。

ある日が全面結氷日と判定されても翌日の気温が高く氷厚が減少したり、氷厚が増加してもより強い風が吹くと全面結氷した氷板は破壊されるので、その後、数日にわたって氷板の安定を追跡する必要がある。初期氷板形成後の氷厚の予測は、気温が氷点下の時には前日までの氷厚に成長分を加え、気温が0°C以上の時には氷板上の積雪層が融けてから氷厚が減少することを考慮する。

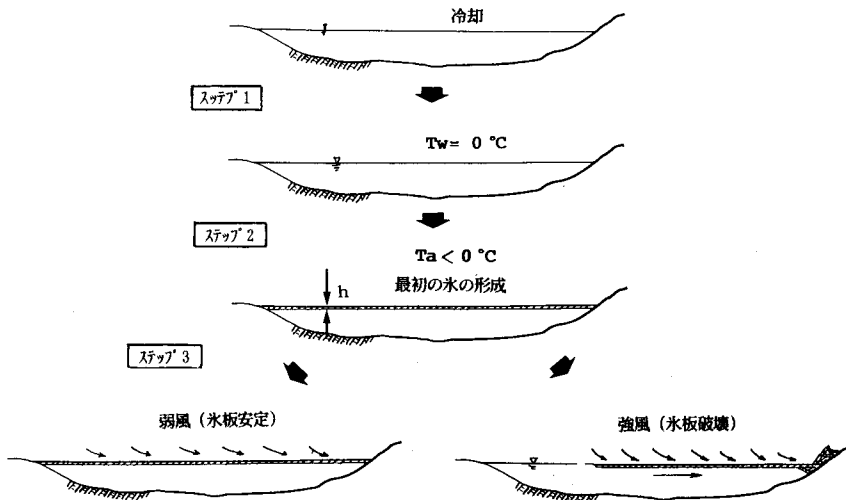


図-8 結氷過程

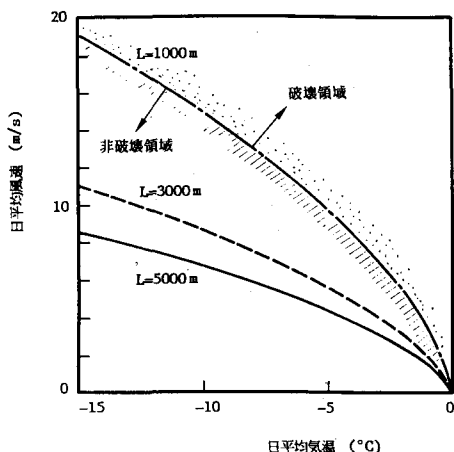


図-9 氷板の破壊基準線

4. 全面結氷予測モデルの考案

水温予測の計算例を図-10に示す。○印に初期値を与え、図中の日平均気温を用いて求めた予測値を実線で、また●印は観測値を示している。水温予測は本方法で可能であることがわかる。次に、小川原湖の卓越風向の吹送距離に対して破壊基準線は図-11の実線で示され、表面水温が結氷温度に達した後の各日の気象条件（気温、風速）を順にプロットすると、1984年冬の例では1月19日に気象条件が実線をクロスして初めて非破壊領域に入り、全面結氷日と判定される。この日以降に気象条件が基準線の上側になることはなかった。図-11には1983年から1986年までの4年間をそれぞれの年別の記号で表しており、白抜き印は観測された全面結氷開始日であり、本モデルにより予測された日と一致している。

全面結氷しなかったと報告されている1989年から1991年までの3年間についても、本モデルで検討した。1989～90年冬の計算例では、1月24日以降の各日の気象条件を順にプロットしていくと、1月31日に非破壊領域に入り、全面結氷日と判定される。それ以降の破壊基準線は前日の氷厚を初期条件として求められ②、③、④のように日毎に変化する（図-12参照）。

本例では、1月31日から2月2日までの白抜き印の期間、全面結氷するが2月3日に氷板が破壊され、全面結氷が壊れたと判定される。2月3日以降も検討したが、全面結氷の安定が満たされる日はなく、この年は長期にわたる全面結氷はなかったことを裏付けている。同様に、1990年度では気象条件が1日も非破壊領域に入らず、1991年度については、2月11日に全面結氷し、翌日の2月12日には氷板が破壊すると判定され、本モデルは小川原湖の全面結氷の発生状態をよく再現することが示され

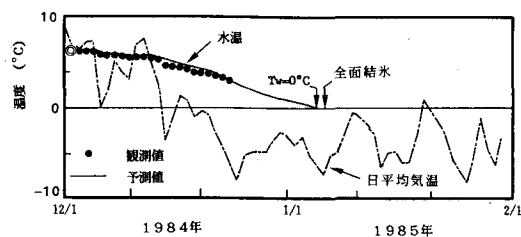


図-10 水温変化の予測

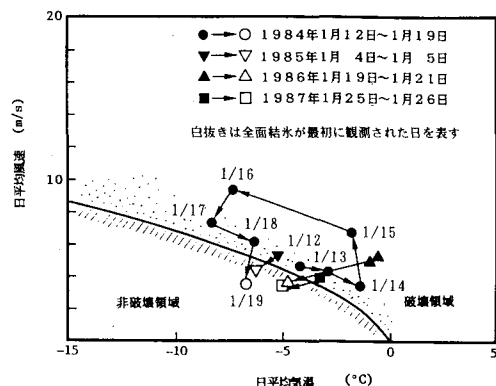


図-11 小川原湖での破壊基準線の適用

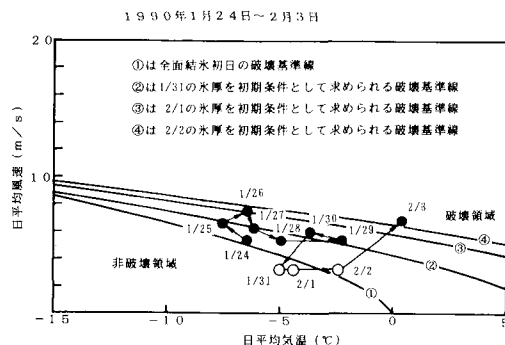


図-12 小川原湖の破壊基準線の適用

た。

5. 本モデルの適用範囲と今後の検討の必要性

本モデルは、全面結氷の発生を日単位で考え、かなり単純化しているが、小川原湖の全面結氷日をよく説明できることが明らかになった。また、全面結氷が報告されていない年についても観測結果を裏付ける結果となった。

本モデルは波浪の影響の小さい閉鎖水域を対象としたが、海域では塩分濃度による結氷温度の低下、氷強度の減少を考慮する。また沿岸の地形により圧壊、座屈、曲

げ破壊などのような破壊形式の選択とそれぞれの破壊荷重の算定式を用いる必要がある。卓越風向による吹送距離の選択はその水域の地形、気象条件により変わることは言うまでもない。

外洋の波浪が影響する水域では、波浪による氷板の破壊を考慮する必要があるが波と氷板の相互作用については現在検討を進めている。また、全面結氷の有無は本モデルで予測が可能になったが、その期間を求めるためには氷板の融解機構についてさらに研究が必要であろう。

参 考 文 献

- Ashton, G. D. (1986): River and Lake Ice Engineering, Water Resources Publication, 485p.
- Bilello, M. A. (1964): Ice Prediction Curves for Lake and River Locations in Canada, CRREL Research Report 129.
- Carstens, T. (1980): Working Group Report on Ice Forces on Structures, CRREL Special Report 80-26, 146p.
- Danys, J. V. (1977): On wind induced Static Ice Forces on offshore Structures, Proc. of POAC'77, Vol. 2, pp. 718-729.
- Hirayama, K., Sakamoto, N., Takeuchi, N., Obara, I. and Sasamoto, M. (1988): Ice Condition of Lake Ogawara Proc. of IAHR Ice Symposium, Vol. 1, pp. 415-426.
-