

ドライバレーの塩湖における熱塩対流

由 佐 悠 紀*

Thermosolutal Convection in Saline Lakes in the Dry Valleys

Yuki YUSA*

Abstract: Thermosolutal stratifications in some saline lakes in the Dry Valleys, Victoria Land are examined from the viewpoint of thermosolutal convection. It is concluded that thermosolutal convection develops in Lakes Vanda and Miers, while the molecular process is predominant in Lake Bonney east lobe. Oscillation of the upward heat flow observed in Lake Vanda is also explained by the thermosolutal convection theory. Through the analyses, it is verified that the new thermosolutal criterion including the heat flow data has a wide range of applicability to actual systems. Based on the new criterion, some possible factors affecting the thermosolutal structure of Lake Vanda are discussed, and the significance of lake level fluctuation in the future is suggested.

要旨: ビクトリアランド, ドライバレーの塩湖における熱塩成層が熱塩対流の観点から調べられる。バンダ湖とマイヤーズ湖では熱塩対流が発展し, ボニー湖東湖では分子過程が支配的であると結論される。バンダ湖で観測された上向き熱流の振動も熱塩対流理論によって説明される。この解析によって, 熱流データを含む新しい熱塩指標は, 現実の系に対して広い適用範囲を持つことが確かめられる。新指標に基づき, バンダ湖の熱塩構造に影響をおよぼす要因が考察され, 将来における湖水位変動の重要性が示唆される。

1. ま え が き

南極ビクトリアランド, ドライバレー域に点在する塩湖の水温は, 周辺地域の気温よりかなりの高温を示している。それらの熱的諸特性は, これまで, 主に熱収支調査や巨視的熱モデルの考察によって研究され, 各塩湖は日射と熱的に平衡し, しかも, それらのおおまかな温度構造は定常に近い状態にあることが明らかとなった (HOARE *et al.*, 1964, 1965; SHIRTCLIFFE and BENSEMAN, 1964; BELL, 1967; YUSA, 1975)。

* 京都大学理学部附属地球物理学研究施設. Geophysical Research Station, Kyoto University, Beppu 874.

図1と図2には、この地域の代表的な湖であるバンダ湖、ボニー湖東湖、フリクセル湖およびマイヤーズ湖の水温と塩分濃度（電気伝導度）の垂直プロファイルを掲げた。これらの中で、各プロファイルが比較的滑らかな曲線で表されるボニー湖東湖やフリクセル湖では、湖内での熱や塩分の輸送は分子過程に支配されているとされ、一方、各プロファイルに階段構造が認められるバンダ湖やマイヤーズ湖では、この構造域内で部分的に対流運動が発達していると考えられている。しかし、各湖内で分子過程が支配的なのか、あるいは、対流運動が発達しているのかが、対流論の立場から調べられたことはなかった。本報告では、その試みと結果、およびそれに基づく若干の考察を概説する。

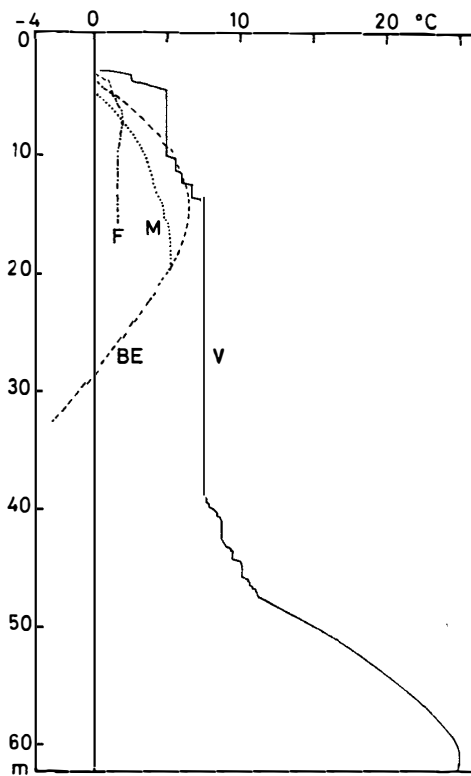


図1 ドライバレー域の塩湖における温度プロファイル観測例。V: バンダ湖, BE: ボニー湖東湖, F: フリクセル湖, M: マイヤーズ湖

Fig. 1. Temperature profiles in saline lakes in the Dry Valleys. V: Lake Vanda, BE: Lake Bonney east lobe, F: Lake Fryxell, M: Lake Miers.

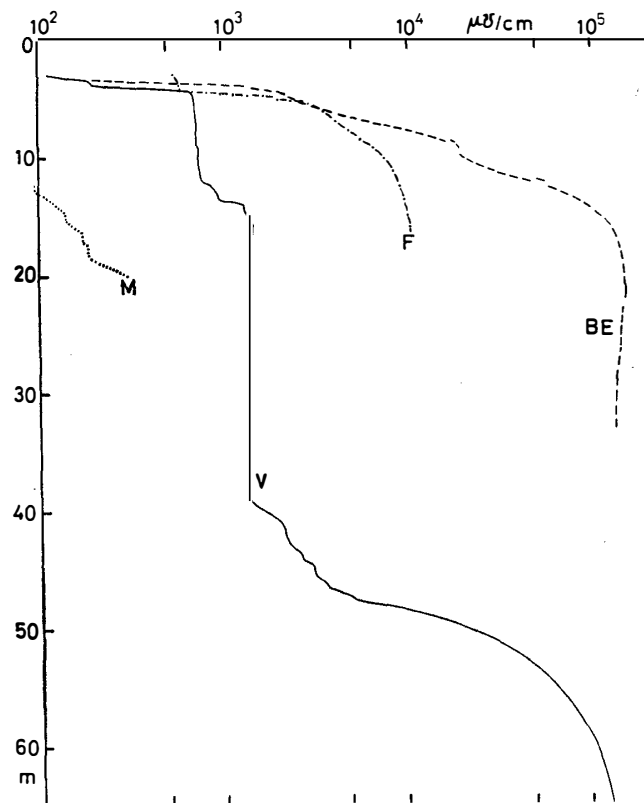


図2 ドライバレー域の塩湖における塩分濃度（電気伝導度）観測例。V: バンダ湖, BE: ボニー湖東湖, F: フリクセル湖, M: マイヤーズ湖

Fig. 2. Salinity (electrical conductivity) profiles in saline lakes in the Dry Valleys. V: Lake Vanda, BE: Lake Bonney east lobe, F: Lake Fryxell, M: Lake Miers.

2. 熱塩対流と熱塩指標

熱と塩分からなる系（熱塩系）の中で生ずる対流を熱塩対流と呼ぶ。このような系においては、一般の熱対流とは異なった特異な現象の現れることが知られているが、とくに我々の興味を引くのは、温度と塩分濃度の両者が共に下方に向かって高い場合と、逆に両者共下方に向かって低い場合の2つである。前者は成層を不安定化させる成分（この場合は熱）の分子拡散係数が安定化させる成分（塩分）のそれよりはるかに大きく、一方、後者では安定化させる成分（熱）の拡散係数の方が大きい。この差異が、熱塩系内での対流に本質的なかわりを持つ。室内実験によれば、前者では対流生起時に振動的な運動が生じ、また、対流が発展した段階では、温度と塩分濃度の垂直プロファイルに階段構造の現われることが観測され、後者の系では、縦に細長い対流セルの発達が観測されている。最近になって、前者は **diffusive regime** の熱塩系、後者は **finger regime** の熱塩系と呼ばれるようになった (TURNER, 1973)。

図1と図2から明らかなように、ドライバレーの塩湖は、前記の **diffusive regime** の熱塩系に属し、バンダ湖とマイヤーズ湖の階段構造的成層状態は、室内実験で観測される構造と非常によく似ている。（フリクセル湖では、表層部に水温と塩分濃度の両者が下方に向かって高くなる領域が見られる。しかし、水温は 4°C 以下で、塩分濃度もそれほど高くないから、この範囲では湖水の熱膨脹係数は負の符号を持つと思われる。したがって、水温プロファイルは、成層を安定化させる効果があると考えられるので、ここでの対象からは除外する。）

このような **diffusive regime** に属する熱塩系の対流に関する理論的研究は、水平方向には無限に広がっている流体層が、力学的な自由表面によってその上・下面を境され、それぞれの面では一定の温度と塩分濃度（両者共に下方で高い）を与えたモデルについて行われた (VERONIS, 1965; BAINES and GILL, 1969)。そして、主に線形理論によって、静止した系の成層状態が対流的に不安定となる臨界状態が解析された。詳細は省略するが、その臨界状態は系の特性を代表する4つのパラメーターを用いて次のように表される。なお、パラメーターや定数については表1に一括して掲げた。

$$Ra = \frac{P+\tau}{1+P} R_s + (1+\tau) \left(1 + \frac{\tau}{P}\right) \frac{27}{4} \pi^4. \quad (1)$$

この臨界状態付近での対流的不安定性は振動的であるが、左辺が右辺よりある程度大きくなると、定常な対流が発達する。（定常な対流が発達するための第2の臨界値、あるいは、さ

表1 本文に用いる主な記号
Table 1. Main symbols used in the paper.

ρ : 湖水の密度	ΔT : 上下の温度差 (下方で高いとき正)
c : 湖水の比熱	ΔS : 上下の塩分濃度差 (下方で高いとき正)
κ : 熱の分子拡散係数	F_H : 熱流量または加熱の強さ (上向きするとき正)
κ_s : 塩の分子拡散係数	$P = \nu/\kappa$ (プラントル数)
ν : 動粘性係数	$\tau = \kappa_s/\kappa$
g : 重力加速度	$R_a = \alpha g \Delta T h^3 / \nu \kappa$ (レイリー数)
α : 温度変化に伴う密度変化の係数 (熱膨脹係数)	$R_s = \beta g \Delta S h^3 / \nu \kappa$ (塩レイリー数)
β : 塩分濃度変化に伴う密度変化の係数	$R_a^h = \alpha g F_H h^4 / \rho c \nu \kappa^2$ (フラックスレイリー数)
h : 流体層の厚さ	

らにレベルの高い対流となる第3の臨界値などが存在するが、ここでは直接の関係がないので省略する.)

さて、(1)式の左辺と右辺第1項が、右辺第2項に比べて十分に大きいとき、(1)式は次のように簡略化される、

$$\frac{\alpha \Delta T}{\beta \Delta S} \div \frac{P + \tau}{1 + P}. \quad (2)$$

左辺が右辺より大きいとき、系内には熱塩対流が生起する。一般の塩水では $P=7\sim 12$, $\tau=0.01$ であるから、(2)の右辺はおおよそ0.9である。このことは、diffusive regimeの熱塩系では、成層が重力的に安定な系においても、対流的な不安定性が生起し得ることを示しており、この系内で起こる現象の特徴のひとつである。

ところが、上の取り扱いでは境界条件が理想化されているため、これをそのまま南極塩湖のような現実の系に適用すると、誤まった結論が導かれることがある。そのため YUSA (1977) は、流体層が下方から一定の強さで加熱される場合を考察し、対流の発達に関して次のような関係式を導いた。

$$R_a^h = \frac{P + \tau}{1 + P} R_s + (1 + \tau) \left(1 + \frac{\tau}{P} \right) \frac{27}{4} \pi^4. \quad (3)$$

この形式は(1)式とまったく同じであるが、(1)式は初期に静止している系が対流的に不安定となる臨界状態を示すのに対し、(3)式は対流が発達しているかどうかを示すというように、その意味するところは大きく異なる。

ふたたび、(3)式で、右辺第2項が他の項に比べて小さく無視できるとき、次のように簡略化される。

$$\frac{\alpha F_H h}{\rho c \kappa \beta \Delta S} \cong \frac{P + \tau}{1 + P} (\sim 0.9). \quad (4)$$

上式で、左辺が右辺より大きければ、系内には対流が生起発展していると判断される。

3. 熱塩指標の適用

3.1. バンダ湖の場合

これまで行われてきた湖の熱収支解析や巨視的熱モデルの研究によって、この湖では中層部や階段構造域で熱塩対流が発達していると示唆されている (HOARE, 1968; YUSA, 1972, 1975)。

まず、(2) の指標による成層の安定度を求めよう。各深度における局所的な安定度を調べるため、湖を便宜的に 50 または 100 cm の厚さの薄層に輪切りにし、その各々について $\alpha \Delta T / \beta \Delta S$ を計算する。 ΔT は各薄層の上面と下面間の温度差、 ΔS は塩分濃度差である。また、湖水は Ca^{++} と Cl^- を主成分とする特異な塩水なので、計算に必要な熱膨脹係数 α と塩分濃度変化に伴う密度変化の係数 β は末尾に掲げた密度データより求めた。

求められた $\alpha \Delta T / \beta \Delta S$ の深さに対する分布を図3の右側の図に示す。図中の縦の破線は不安定性が生起する臨界値である。等温、等塩分濃度の中層部では、 $\Delta T = \Delta S = 0$ のためこの指標は適用できず、空白になっている。図から明らかなように、ごく表層部の2点を除くすべての値が安定側に位置している。この結果は、湖の深層部では対流はないであろうとする考えにとっては好都合であるが、同時に階段構造域における対流の生起も否定し、これまでに行われてきた考察が示唆していることとは相容れない。

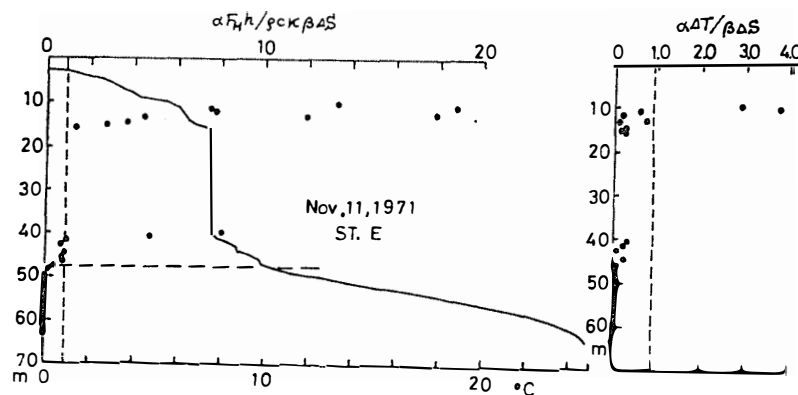


図3 バンダ湖における $\alpha \Delta T / \beta \Delta S$ (右図) と $\alpha F_H h / \rho c \kappa \beta \Delta S$ (左図) の分布
Fig. 3. Distributions of $\alpha \Delta T / \beta \Delta S$ (right) and $\alpha F_H h / \rho c \kappa \beta \Delta S$ (left) in Lake Vanda.

次に、同じ薄層について、(4) 式に示した指標 $\alpha F_H h / \rho c \kappa \beta \Delta S$ の値を求める。これまでの研究によって、バンダ湖の熱源は日射であり、熱的にはほとんど定常状態に近いことが示されている。したがって、湖を薄層に区切ったとき、各薄層はそれより下方にある水体に吸収される日射量と同等の熱によって、下面から加熱されると考えることができよう。さらに、その薄層が十分に薄ければ、それ自身が吸収する日射量は、湖の最深部は別として、下方からもたらされる熱量に比べて無視できる。かくして、日射による湖水の加熱は、各薄層の下方からの加熱として近似できる。この考え方にに基づき、年平均値としての F_H は次式により計算される。ただし、湖底に達した日射は泥中に吸収されるとする。

$$F_H = Q_0 (e^{-\eta z} - e^{-\eta d}), \quad (5)$$

ここに、 z は湖水下面から測った各薄層の位置、 $Q_0 (= 2.0 \times 10^{-4} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{s})$ は湖水を透過する年平均の日射量、 $\eta (= 3.4 \times 10^{-4} \text{ cm}^{-1})$ は湖水の消散係数、 $d = 6, 100 \text{ cm}$ 。

図 3 の左方は各薄層について計算された $\alpha F_H h / \rho c \kappa \beta \Delta S$ の分布で、縦の破線は対流発達の臨界値である。この図でも中層は空白となっているが、これは $\alpha F_H h / \rho c \kappa \beta \Delta S$ 値が無限大となるためである。図中に描いた概略の水温プロファイルでは、階段構造はおおよそ 47 メートル以浅の部分に発達している。そして、その範囲での $\alpha F_H h / \rho c \kappa \beta \Delta S$ 値は臨界値に近いが、または臨界値より大きく、一方、それより下方での値は非常に小さい。このように、定温・定濃度領域や階段構造域では対流運動が発達しており、深部では成層がきわめて安定で、分子過程が支配的であると結論される。これは、熱収支や巨視的熱モデルの研究によって示唆されていたことと一致する。

3.2. マイヤーズ湖の場合

BELL (1967) はこの湖の熱収支状況や熱的モデルを考察し、高水温は日射による加熱の結果であることを示した。図 1、図 2 および図 4 に示した水温と電導度は、BELL が描いた図から読み取ったものである。このデータより、12.2 m 以深が *diffusive regime* の熱塩成層域であることがわかり、その領域内で水温と塩分濃度プロファイルに階段構造が発達している。

図 4 の中央の図は 100 cm 間隔で区切った層について計算された $\alpha \Delta T / \beta \Delta S$ の分布であるが、すべてが安定領域内にある。このように、この湖においても、上下間の温度差に基づいた安定度は階段構造の存在と調和しない。なお、 α と β にはバンダ湖水の値を用いた。

次に、(4) の指標によって解析する。BELL の調査結果を整理すると、各深度における上

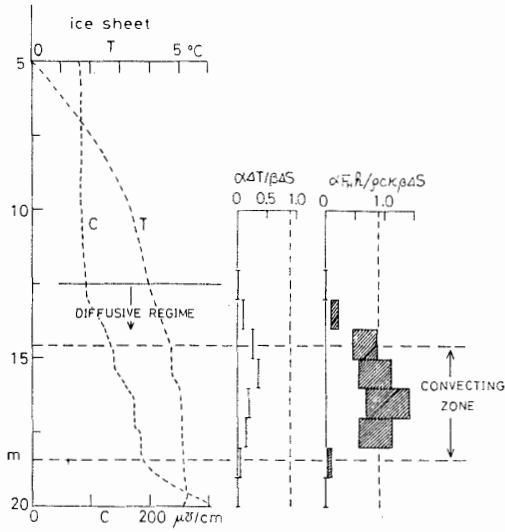


図 4 マイヤーズ湖における温度と電気伝導度プロフィール (左図, BELL, 1967による), および $\alpha\Delta T/\beta\Delta S$ (中央図) と $\alpha F_{Hh}/\rho c k \beta \Delta S$ (右図) の分布.

Fig. 4. Profiles of temperature and salinity (left, after BELL, 1967), and distributions of $\alpha\Delta T/\beta\Delta S$ (middle) and $\alpha F_{Hh}/\rho c k \beta \Delta S$ (right) in Lake Miers.

向きの熱流量 F_H は次式で計算されるであろう.

$$\left. \begin{aligned} F_H &= Q_0 e^{-\eta_1 z} - Q_c, \quad 0 \leq z \leq d_1, \\ &= Q_0 e^{-\eta_1 d_1} \cdot e^{-\eta_2 (z-d_1)} - Q_c, \quad d_1 \leq z \leq d_2, \\ Q_c &= Q_0 e^{-\eta_1 d_1} \cdot e^{-\eta_1 (d_2-d_1)}. \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

ここに, z は下向きに正で原点は湖水の下面, $d_1 (=1,200 \text{ cm})$ は消散係数 $\eta_1 (=0.7$ または $1.0 \times 10^{-3} \text{ cm}^{-1})$ の領域の厚さ, $d_2 (=1,400 \text{ cm})$ は最高水温が現れる深さ, $\eta_2 = 10 \times 10^{-3} \text{ cm}^{-1}$, および Q_0 は $z=0$ での日射の強さである. また, Q_c は底近くの水および湖底の泥に吸収される日射量で, 湖底を通して湖外に流出すると仮定されている. BELL は $z=0$ を通る年平均の日射量を 500 ないし $600 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{year}$ と見積り, 一方, TORII *et al.* (1967) の水温データによると $800 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{year}$ と見積られる. そこで, F_H を計算するにあたっては, 上記の値のそれぞれに相当する $Q_0 = 1.58, 1.90$ および $2.53 \times 10^{-5} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{s}$ を用いた.

以上より計算される $\alpha F_{Hh}/\rho c k \beta \Delta S$ の値は図 4 の右方の図にプロットされている. 各薄層の値は, η_1, η_2 および Q_0 の組み合わせによっていろいろな値となるが, 図に示されるように, 各深度である範囲内におさまっている. 明らかに, 階段構造域での値は臨界値のまわりに分布しており, 熱塩対流が生起している可能性のあることが示唆される. したがって, 分子過程のみを考慮した BELL の熱的モデルには, いくぶんかの修正が必要となるかも知れない.

3.3. ポニー湖東湖の場合

ポニー湖東湖は, ドライバレー域における典型的な日射加熱湖で, 湖内での熱や塩分の輸

送は分子過程に支配されていると考えられている (HOARE *et al.*, 1964; SHIRTCLIFFE and BENSEMAN, 1964). 図 5 の水温と電導度のプロファイルは東湖の中央部で 1971 年 12 月 8 日に測定されたものである (鳥居他, 1972). 7 m 深から 14 m 深の間が *diffusive regime* の熱塩系になっているが, 約 9 m 深で塩分濃度プロファイルに低い階段が見られる以外は, 階段構造は認められない.

図 5 右図の黒丸は, 50 cm 間隔で区切った薄層についての $\alpha \Delta T / \beta \Delta S$ の分布である. すべての点が臨界値よりはるかに小さく, 対流は生起できないと判断される. なお, この湖水の化学組成は海水の組成に近いので (YAMAGATA *et al.*, 1967), α と β には海水の値を用いた.

一方, 同図中の白丸は, (7) 式より計算される F_H に基づく $\alpha F_{Hh} / \rho c \kappa \beta \Delta S$ 値の分布である.

$$F_H = Q_0 (e^{-\eta z} - e^{-\eta z_c}), \quad (7)$$

ここに, $Q_0 = 3.35 \times 10^{-5} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{s}$, $\eta = 1.2 \times 10^{-3} \text{ cm}^{-1}$ および $z_c = 1,050 \text{ cm}$ (z_c は湖水下面から測った最高温の現れる深さ).

$\alpha F_{Hh} / \rho c \kappa \beta \Delta S$ 値は, $\alpha \Delta T / \beta \Delta S$ 値よりいくぶん大きめではあるが, すべて臨界値よりはるかに小さい. それゆえ, ボニー湖の湖水は熱塩的に安定な成層をしており, 塩分濃度勾配

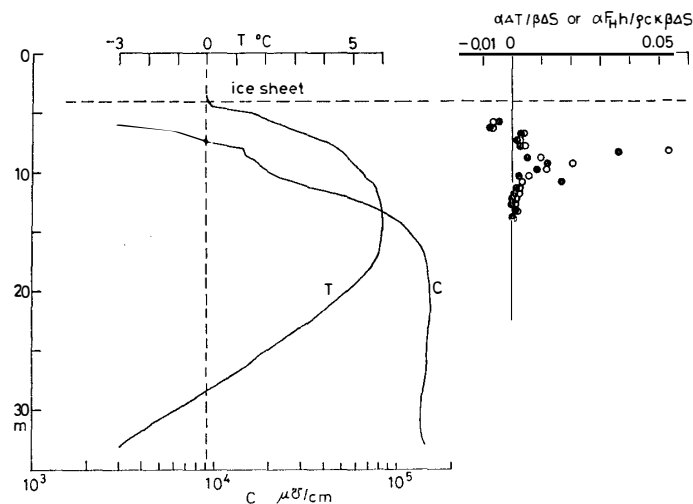


図 5 ボニー湖東湖における温度と電気伝導度プロファイル (鳥居他, 1972 による), および $\alpha \Delta T / \beta \Delta S$ (黒丸) と $\alpha F_{Hh} / \rho c \kappa \beta \Delta S$ (白丸) の分布

Fig. 5. Profiles of temperature and salinity (left, after TORII *et al.*, 1972), and distributions $\alpha \Delta T / \beta \Delta S$ (solid circles) and $\alpha F_{Hh} / \rho c \kappa \beta \Delta S$ (hollow circles) in Lake Bonney east lobe.

が大きいことと湖水を通過する日射量が小さいことのために、対流は生起できないと結論される。

以前筆者は(YUSA, 1975), 1970~71 年の夏季以来繰り返し測定されている 9 m 深付近の低い塩分濃度の階段と, 1972~73 年夏季に同じ深さで認められた水温プロファイルのわずかな乱れの存在とから (TORII *et al.*, 1975 の論文図 6 参照), その付近で熱塩対流が生起しているのではないかと考えたが, ここに得られた結果は否定的である。ただ, ここに用いた塩分濃度は 50 cm 間隔で測定され, しかも, 測定用プローブの長さが約 30 cm とかなり長いので, より細かい観測をしない限りこの点に関する結論は出せないと思われる。しかし, 全体としては, 成層はきわめて安定で, 熱や塩分の輸送は分子過程に支配され, 対流の効果は, もしあるとしても,それほど重要ではないであろう。

以上調べてきたように, $\alpha F_H h / \rho c k \beta \Delta S$ は本報告で取り上げたすべての系に適用可能な指標であるが, 従来の考えに基づく $\alpha \Delta T / \beta \Delta S$ は, ポニー湖のように安定な成層をしている系にのみ有効であるように思われる。

4. 振動的熱塩対流の観測例

バンダ湖の熱収支調査の一環として, 湖水を透過する日射量の直接測定が試みられた。測定のために, 熱電堆方式の熱フラックス計を湖水下面に設置し, それからの出力は自動平衡の自記 mV メーターに入力した。観測期間は 1971 年 12 月 28 日から 31 日までの 4 日間である。

図 6 には, 得られた記録の一部を示した。熱フラックス計は日射に対して敏感に応答し, 記録の全体的パターンは地上における日射記録と同じである。記録上にみられる 14 時から 15 時頃の激しい乱れは, 上空を流れる雲の影響であるが, それとは別に, 常に短周期の小

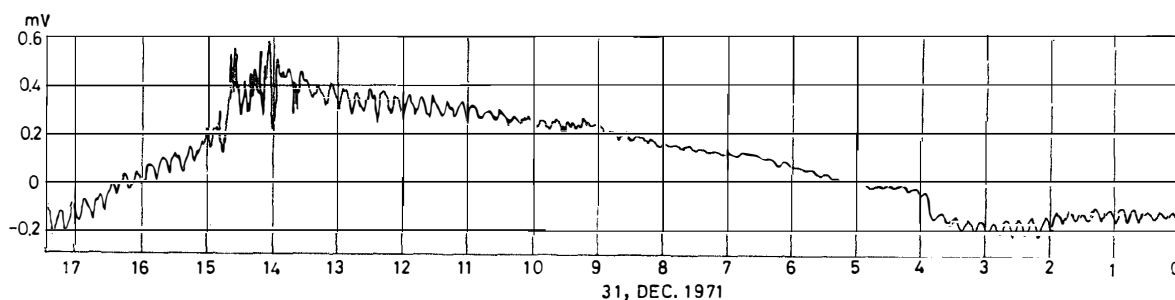


図 6 1971 年 12 月 31 日にバンダ湖で観測された湖水下面での熱フラックス記録

Fig. 6. Heat flux chart obtained at the lower surface of the lake ice in Lake Vanda, December 31, 1971.

振動がスーパーポーズしているのが目につく。その周期は9～15分の間に分布し、中でも12分周期のものが圧倒的に卓越している。このような振動は地上での記録にはまったく認められず、氷下の記録に特有のものである。この湖の水温は下方に向かって高いから、湖水を通して常に上向きの熱の流れがあり、小振動は下方からの熱流の振動と考えざるを得ない。

熱フラックス計設置レベル付近の湖水は安定な成層をしているが、これより下方25～50 cmの範囲では水温が4°Cを越えてdiffusive regimeの熱塩成層となっている。この範囲の $\alpha F_H h / \rho c \kappa \beta \Delta S$ 値は0.80～1.27と求められ、(4)式によれば、対流が発達する臨界状態に近い。このような系では振動的対流が発達し、その周期 T は次式により与えられ、観測データより19.8～26.2分と計算される。

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{3(1+P)}{\beta g \Delta S / h}}. \quad (8)$$

この振動に伴い、系の上面から開放される熱流も振動し、その周期は(8)式で与えられる周期の1/2となることが知られている(YUSA, 1977)。したがって、予想される熱流の振動の周期は9.9～13.2分である。図6にみられる小振動の周期12分はこれとよく一致し、振動的熱塩対流によるとして説明することができる。

5. バンダ湖熱塩系の形成過程

ドライバレーの各塩湖の塩分濃度は、一般に下方ほど高く、等濃度線はほとんど水平である。このような観測結果に基づき、塩分が非常に濃縮された浅い池、あるいは干上がった塩類堆積物の上に、過去のある時期に起こった気候変動によって多量の融氷水が流入し、その後の拡散によって、現在の塩分濃度分布が形成されたという考えが提出されている(WILSON, 1964)。バンダ湖底層部の塩分濃度プロファイルは、そのような考えによってかなりよく説明され、新しい塩分濃度データによれば、約900年前に多量の融氷水の流入があったと推定される。

その時以来、湖は日射によって加熱され続けてきた。この道程で、湖内にはdiffusive regimeの熱塩系が形成され、部分的に(4)式の熱塩対流発展の臨界値を越える状態が達成されて、対流運動がはじまったと理解される。もし対流が生起せず、熱の輸送が分子過程のみに支配されるとすれば、現在のような湖深を持つバンダ湖では、100°Cを越えるような水温が可能となる。しかし、加熱の初期の段階では、中層以浅の塩分濃度とその勾配が小さいた

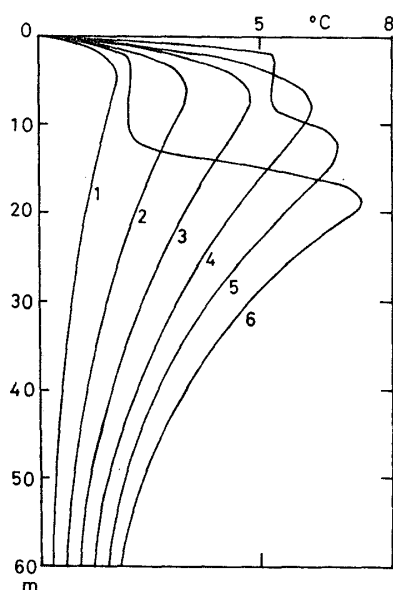


図 7 バンダ湖における熱塩対流発展の数値実験例. 数値は日射による加熱開始後の年数

Fig. 7. An example of numerical experiment of thermohaline convection in Lake Vanda. Numerals are the number of years after the beginning of solar heating.

めに、かなり早い時期に対流が生起発展したと考えられる。図 7 は対流発達に関するおおまかなモデル計算結果であるが、融氷水流入から数年後には、すでに対流が発達できたことが示されている。

このことは、湖全体としての拡散係数が、分子レベルから、より高次のレベルへと移行したことを意味し、そのために水温はそれほど高くまで上昇できない。現在の湖深と対流域がかなりの長期間にわたって維持されていたとすれば、最高水温は湖底近くに現れ、その値は 23°C 程度になると期待される。これは現在観測されている水温とほとんど一致する (YUSA, 1975)。ここに述べたような意味では、バンダ湖の水温はむしろ低温であると解釈することもできる。

熱塩対流発展の条件を示す指標 $\alpha F_H h / \rho c \kappa \beta \Delta S$ は、日射による加熱と関係のある熱流量と塩分濃度勾配によって決まる。現在のバンダ湖底層部では、塩分濃度勾配に比べて日射による発熱量が小さいために、対流は発展できない。しかし、塩分濃度勾配は拡散の進展によってゆるやかになってゆく傾向がある。したがって、 $\alpha F_H h / \rho c \kappa \beta \Delta S$ 値は次第に大きくなりついには底層部においても対流発展の条件が達成されるであろう。図 8 には、底層部における塩分濃度プロファイルおよび $\alpha F_H h / \rho c \kappa \beta \Delta S$ 値の変化予測を示す。ただし、基準の時間は融氷水流入時とし、湖水位は不変（したがって F_H も不変）とした。見られるように、底層部で対流発展の条件が達成されるには、1 万年以上を要するから、現在の湖水位が保たれる限り、これからも、かなりの期間にわたって対流範囲の下方への拡大はなく、湖全体の温度分布にも大きな変動はないであろう。

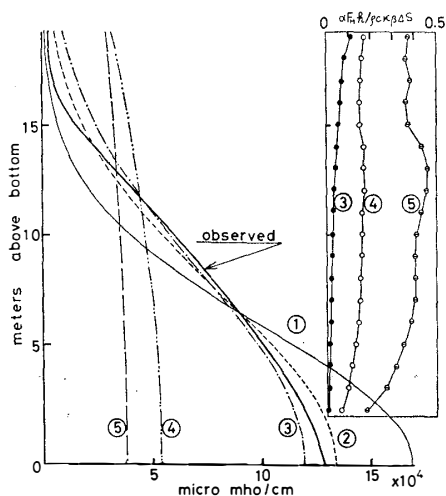


図 8 バンダ湖底層部における塩分濃度の時間変化と $\alpha F_H h / \rho \kappa \beta \Delta S$ の変化予測。

①: 500 年, ②: 800 年, ③: 1,000 年, ④: 5,000 年, ⑤: 10,000 年. 図中の太い実線は現在のプロフィール

Fig. 8. Calculated profiles of salinity with the observation data, and the predicted change of $\alpha F_H h / \rho \kappa \beta \Delta S$ in Lake Vanda.

①: 500 years, ②: 800 years, ③: 1,000 years, ④: 5,000 years, ⑤: 10,000 years.

しかしながら、バンダ湖の周囲に残されている旧汀線の存在は、湖水位が過去に大きく変動してきたことを示している。この変化は、湖底から測った各レベルにおける日射による発熱量、ひいては熱流量 F_H の値を変化させる。したがって、湖水位の変動もまた $\alpha F_H h / \rho \kappa \beta \Delta S$ 値を変化させる大きな要因となる。

前述したように、塩分濃度勾配の変化による $\alpha F_H h / \rho \kappa \beta \Delta S$ 値の変化は非常にゆっくりしたものである。それゆえ、将来における底層部での熱塩対流の発展には、湖水位の低下がより大きな効果をおよぼすであろう。

6. ま と め

ドライバレー域の塩湖の熱的現象、すなわち、①周辺の気温と比べて異常に高い湖水温、②温度・塩分濃度プロフィールの階段構造、③湖水を通しての上向き熱流の振動、などが熱塩対流理論に基づいて調べられ、これらは下方に向かって正の塩分濃度勾配を持つ塩水が日射によって加熱された結果であると結論される。

文 献

- BAINES, P. G. and GILL, A. E. (1969): On thermohaline convection with linear gradients. *J. Fluid Mech.*, **37** (2), 289–306.
- BELL, R. A. I. (1967): Lake Miers, South Victoria Land, Antarctica. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, **10**, 540–556.
- HOARE, R. A. (1968): Thermohaline convection in Lake Vanda. *J. Geophys. Res.*, **73**, 607–612.
- HOARE, R. A., POPPLEWELL, K. B., HOUSE, D. A., HENDERSON, R. A., PREBBLE, W. M. and

- WILSON, A. T. (1964): Lake Bonney, Taylor Valley, Antarctica: A natural solar energy trap. *Nature*, **202**, 886–888.
- HOARE, R. A., POPPLEWELL, K. B., HOUSE, D. A., HENDERSON, R. A., PREBBLE, W. M. and WILSON, A. T. (1965): Solar heating of Lake Fryxell, a permanently ice-covered antarctic lake. *J. Geophys. Res.*, **70**, 1555–1558.
- SHIRTCLIFFE, T. G. L. and BENSEMAN, R. F. (1964): A sun-heated antarctic lake. *J. Geophys. Res.*, **69**, 3355–3359.
- TORII, T., YAMAGATA, N. and CHO, T. (1967): Report of the Japanese summer parties in Dry Valleys, Victoria Land, 1963–1965. II. General description and water temperature data for the lakes. *Nankyoku Shiryo (Antarct. Rec.)*, **28**, 1–14.
- 鳥居鉄也・由佐悠紀・中尾欣四郎・橋本丈夫 (1972): 南極 Victoria Land の Dry Valley 調査報告. X. 1971–72 年の Vanda 湖を中心とした地球物理および地球化学的調査について (予報). 南極資料, **45**, 76–88.
- TORII, T., YAMAGATA, N., NAKAYA, S., MURATA, S., HASHIMOTO, T., MATSUBAYA, O. and SAKAI, H. (1975): Geochemical aspects of the McMurdo saline lakes with special emphasis on the distribution of nutrient matters. *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **4**, 5–21.
- TURNER, J. S. (1973): *Buoyancy Effects in Fluids*. Cambridge University Press, 367 p.
- VERONIS, G. (1965): On finite amplitude instability in thermohaline convection. *J. Marine Res.*, **23**, 1–17.
- WILSON, A. T. (1964): Evidence from chemical diffusion of a climatic change in the McMurdo Dry Valleys 1200 years ago. *Nature*, **201**, 176–177.
- YAMAGATA, N., TORII, T. and MURATA, S. (1967): Report of the Japanese summer parties in Dry Valleys, Victoria Land, 1963–1965. V. Chemical composition of lake waters. *Nankyoku Shiryo (Antarct. Rec.)*, **29**, 53–75.
- YUSA, Y. (1972): The re-evaluation of heat balance in Lake Vanda, Victoria Land, Antarctica. *Contrib. Geophys. Inst. Kyoto Univ.*, **12**, 87–100.
- YUSA, Y. (1975): On the water temperature in Lake Vanda, Victoria Land, Antarctica. *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **4**, 75–89.
- YUSA, Y. (1977): A study on thermosolutal convection in saline lakes. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ.* (in press).

付表 バンダ湖水密度測定値（電気伝導度は 18°C での値）

Appendix. Measurements of density of lake water in Lake Vanda.
(Values of electrical conductivity are corrected at 18°C.)

(i) 電気伝導度 $4.35 \times 10^2 \mu\text{S}/\text{cm}$

温 度 (°C)	密 度 (g/cm ³)
0.7	1.000114
2.0	1.000155
3.9	1.000175
5.3	1.000172
7.6	1.000103
10.5	0.999886
12.4	0.999690
15.2	0.999319
17.2	0.998989
20.1	0.998432
22.2	0.997940
25.0	0.997270
28.6	0.996250

(ii) 電気伝導度 $8.50 \times 10^2 \mu\text{S}/\text{cm}$

温 度 (°C)	密 度 (g/cm ³)
0.8	1.000330
2.8	1.000392
4.4	1.000402
5.6	1.000375
7.7	1.000285
10.4	1.000083
12.6	0.999849
15.1	0.999505
17.4	0.999127
20.0	0.998628
22.2	0.998143
24.9	0.997487
27.5	0.996775

(iii) 電気伝導度 $1.62 \times 10^3 \mu\text{S}/\text{cm}$

温 度 (°C)	密 度 (g/cm ³)
0.8	1.000747
2.6	1.000795
4.0	1.000798
5.7	1.000784
8.0	1.000678
10.4	1.000495
12.7	1.000241
15.0	0.999935
17.5	0.999522
20.1	0.999020
22.4	0.998504
25.0	0.997872
28.0	0.997040

(iv) 電気伝導度 $5.35 \times 10^3 \mu\text{S}/\text{cm}$

温 度 (°C)	密 度 (g/cm ³)
0.9	1.002728
3.6	1.002780
5.2	1.002762
7.9	1.002676
10.4	1.002494
12.8	1.002273
15.0	1.001988
17.4	1.001644
20.0	1.001200
22.2	1.000777
24.9	1.000155
28.0	0.999337

(v) 電気伝導度 $4.16 \times 10^4 \mu\Omega/\text{cm}$

温 度 (°C)	密 度 (g/cm ³)
0.7	1.026914
3.4	1.026771
5.6	1.026611
7.7	1.026383
10.7	1.026000
12.7	1.025658
15.2	1.025189
17.2	1.024779
19.9	1.024128
21.9	1.023626
24.6	1.022886
28.2	1.021788

(vi) 電気伝導度 $8.16 \times 10^4 \mu\Omega/\text{cm}$

温 度 (°C)	密 度 (g/cm ³)
0.5	1.060888
3.0	1.060568
5.5	1.060186
7.6	1.059833
10.4	1.059248
12.6	1.058775
15.2	1.058153
17.5	1.057549
19.8	1.056877
22.1	1.056208
24.8	1.055360
28.2	1.054196

(vii) 電気伝導度 $1.24 \times 10^5 \mu\Omega/\text{cm}$

温 度 (°C)	密 度 (g/cm ³)	温 度 (°C)	密 度 (g/cm ³)
0.4	1.098439	15.0	1.094745
2.8	1.097932	17.3	1.094082
5.2	1.097364	20.0	1.093174
7.6	1.096789	22.0	1.092484
10.5	1.096079	24.8	1.091498
12.6	1.095474	28.8	1.090027