

## 海洋と大気の相互作用についてのシンポジウム\*

日本気象学会と日本海洋学会との共催によるシンポジウム『海洋と大気の相互作用について』が去る1月26日に気象庁第一会議室で行われました。この会は月例会が細分化されていく現状に対し、他分野との交流を少しでもひろげたシンポジウムを開いて、会員相互の知識を深めることを目的にしたものです。当日は約80名近い参加者があり、大気と海洋との相互作用について興味ある討論が行われましたが、以下に、当日の話題提供者の要旨及び末尾に討論の主だったものを再録しておきました。

日本気象学会講演企画委員会

### 話題提供

1. 片山 昭 (気研) : 大規模気象現象に及ぼす海洋の効果
2. 高野 健三 (東大) : 海水の循環に関する諸問題
3. 尾形 哲 (気象庁) : 海表面附近の気象状態について
4. 菱田 耕造 (気研) : 伊東海洋気象観測塔について
5. 竹田 厚 (東大) : Air-sea boundary problems
6. 大河内芳雄 (気象庁) : 海面からの顕熱の補給について  
司会: 岸保勘三郎 (気象庁)

### 大規模気象現象に及ぼす海洋の効果

片山 昭 (気研)

#### 1. 大気大循環における海洋の役割

大気大循環を維持する根源のエネルギーは、日射エネルギーである。ところで大気の上限に入射してくる日射のうち35%が雲や地表面の反射、大気や塵埃の散乱により空間にもとされ、65%が有効な日射エネルギーとなる。しかし直接大気で吸収されるのはわずかで、やく45%は地球表面で吸収され、それが変形されて大気に伝達される。すなわち、大気大循環に有効な日射エネルギーの大部分、いったん地球表面で吸収され変形され大気に与えられたものである。さて、海洋は地球表面の $\frac{2}{3}$ を占めること、比熱が大きいこと、水で構成されていること及び運動可能であることから、大陸表面とくらべてより重要で複雑な影響を大気に及ぼすことになる。

全海洋について平均された年平均での海洋面の熱収支をみると、海洋は350ly/dayの日射を吸収するが、そのうち赤外放射により150ly/dayが失われ、差引として200ly/dayの熱が放射過程により海に与えられる。このうちの大部分である185ly/dayが蒸発により潜熱として大気に与えられ、顕熱として大気に供給されるものは、25ly/dayにすぎない。この蒸発の最大は亜熱帯

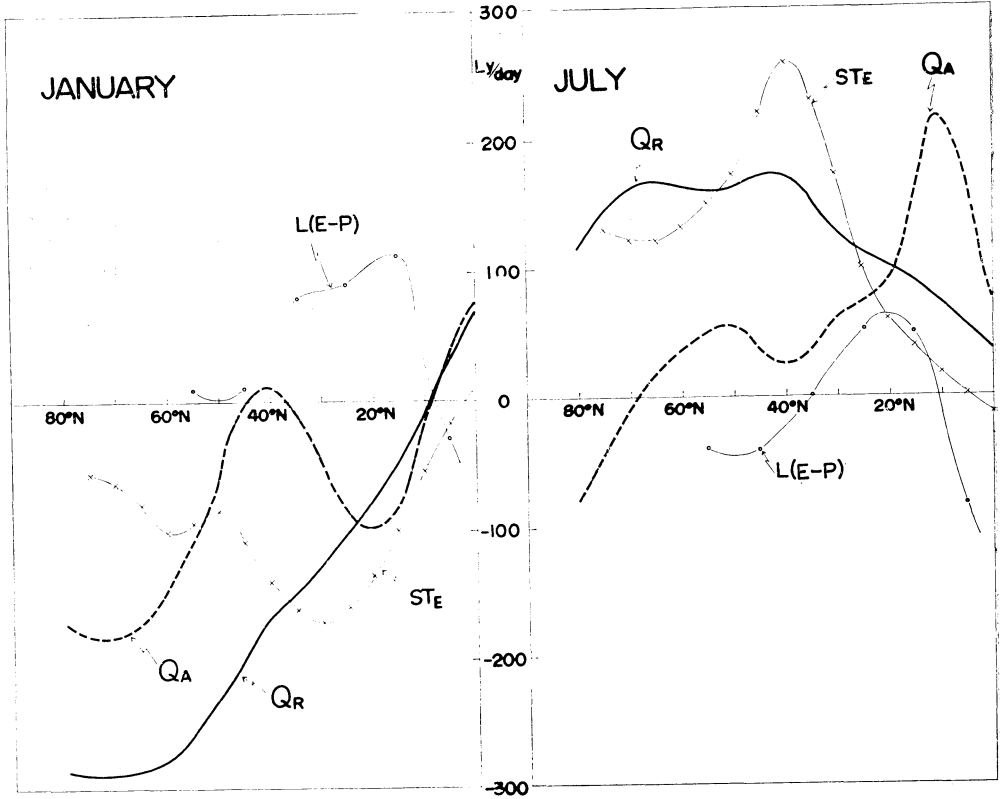
高圧部に存在し、そこで得られた多量の水蒸気は下層の貿易風によって、その南の赤道低圧部に運ばれ、そこで積雲規模の対流活動により、凝結を通して多量の顕熱が放出されその大部分は上部対流圏に運ばれる。すなわち、海洋は低緯度の直接循環を維持するのに重要な役割をしている潜熱に日射を変換する役目を有している。いわば、蒸気機関のボイラーに当る。

第1図に示すように、大気-地球系の冷熱源 $Q_R$ (大気上限での放射収支量で決定される)の南北分布の季節変化は非常に大きいにもかかわらず、大気の冷熱源 $Q_A$ の分布の特徴はそれほど変化していない。その一つの原因は海洋が非常に大きな熱容量をもっていることに帰せられる。 $Q_R$ と $Q_A$ の差は次のように表現できる。

$$Q_R - Q_A = ST_E + L(E - P) + FQ_E \quad (1)$$

ここで $ST_E$ は海洋の熱貯蔵量の変化、 $E$ は地球表面からの蒸発量、 $P$ は大気中での降水量、 $FQ_E$ は海流による顕熱交換量、 $L$ は凝結の潜熱である。第1図には、Fritz (1958)が求めた $ST_E$ の値が示してあるが、夏は多量の熱を貯蔵し、冬はそれを多量に放出して、外因的な $Q_R$ の変動を極端に弱くしている状況がよくわかる。さらに、すでにのべたように、海洋から大気に与えられる熱の大部分は潜熱の形であり、それが大循環の運動に直接きく顕熱はどこで変換されるかは大気の運動にまかされている( $L(E-P)$ の項の役割)、この様に、海洋は大循環の変動をなるべく少くする緩衝装置の役割をも果し

\* Symposium on the Interaction between Ocean and Atmosphere



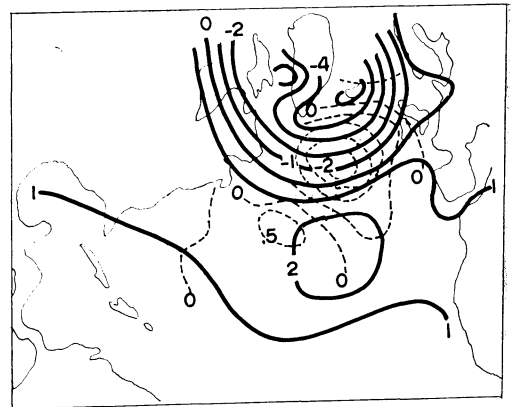
第1図 大地—地球系の冷熱源  $Q_R$  (太実線) と大気の冷熱源  $Q_A$  (太破線) との関係.  $S_{TE}$  は Fritz の求めた海洋の熱貯蔵の変化量  $L(E-P)$  は Jacobs の求めた海洋上における蒸発熱—凝結熱の分布を示す. 単位はすべて  $ly/day$ .

ている。気象衛星 NIMBUS の出現により、地球—大気系の冷熱源  $Q_R$  の分布を全地球的規模で観測することが容易になろうとしている。これは大循環の変動の研究に大きな光を投げかけるものと期待されているが、海洋の大きな調整作用のため、 $Q_R$  と大気大循環の間にそれほど顕著な関係が見出されない恐れが充分ある。

2. 大規模気象現象と表面海水温

大気と海洋とは、その境界層において運動量、顕熱、潜熱、放射などの交換を通して、相互に複雑な関連をもって変化しつつ運動している。気象の立場から海洋の効果をみると、最も重要なのはその熱的作用であり、それは表面海水温により一応代表される。そのため、表面海水温の変化に伴っていかなる気象変化が生じ得るかということが、まず問題となる。

Bjerknes (1962) は、第2図のような同時関係を見出している。アイスランド低気圧が発達しているとき、大西洋において、 $40^{\circ}N$  を境にして北で海水温の強い上昇、



第2図 海面気圧の変化と表面海水温の変化との関係. 太実線は気圧 (mb), 破線は表面海水温 ( $^{\circ}C$ ) の変化量. いずれも1902年から1904年の年平均を引いたもの. Bjerknes (1962) による.

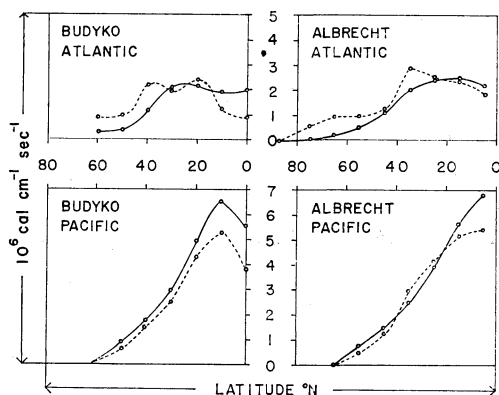
南で下降がおこっている。彼は地表風系の変化に伴う吹

送流の変化から説明しているが、逆にこのような海水温の水平傾度の強化によりアイスランド低気圧が発達したとも定性的に説明し得る。また筆者は同様な関係を冬季の北太平洋でも見出している。しかし、かかる事実だけから、海水温変化と気象変化の間に存在する因果関係を量的に抽出することは難しい。相互作用の反応時間をはかるにこすと思われる1カ月または1カ年の平均場の間の同時関係から、因果関係を見出すことは原理的に無理であり、これをさけるためには、反応時間と同程度かそれより短い時間間隔で現象を追う必要がある。しかし表面海水温の変化は、海面での放射収支、蒸発、顕熱放出、海水中での乱流熱交換、水平移流及び湧昇流などの多くの項の変化からなり、それ自身気象の効果で変化しつつ、気象に影響を及ぼしている。短い時間間隔で、広い領域にわたり、上記のことを量的に記述するに足る観測資料を得ることは、当分の間不可能と思う。かかる現状において、我々の進むべき一つの方法は、最近気象の分野でさかに行なわれて、種々の成功をおさめている数値実験の方法を、大気と海洋の相互作用の研究に適用することであろう。そのためには、まず海洋の表面水温を平年値で固定した大気の大循環の数値実験 (Mintz-荒川によって行なわれている)、気象条件を平年値で固定した海洋の大循環の数値実験が成功をおさめる必要がある。最後に両者とも変化しつつある場合の数値実験により相互作用の実体を量的に把握することが可能となろう。附言すれば、Mintzらは数年以内に海洋の変化を一応考慮した大気大循環の実験を行うことを目標としている。

海水の循環に関する諸問題

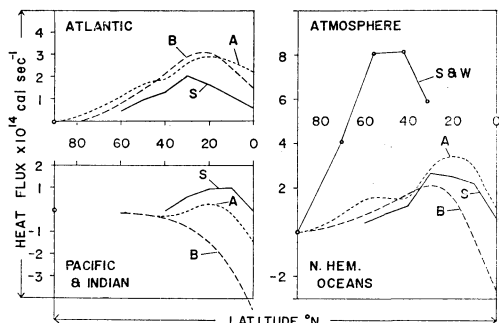
高野 健 三 (東大理)

海水の大循環は、海面に働く風の応力と、海面での熱の出入によって生ずる。河川水の流入や、氷の生成、融解や蒸発、降雨、降雪による水の出入、海底から海水に与えられる熱は無視してもよいだろう。風の速さと応力との関係や海面に働く応力のうち、大循環に寄与する分の割合、等の問題について十分確かな知識を持っていない。海面を出入する熱に関する知識の確からしさも同等、又はそれ以下にすぎない。第3図を見ると、太平洋では入る熱量も、出る熱量もそれぞれ大西洋での値より大きい、その差は小さく、海水は熱せられているのか、冷やされているのか分らないが、大西洋では出入熱量の差は比較的大きくて、北部では明らかに冷やされている。太平洋は大西洋よりずっと広いので、海洋性の特



第3図 実線は海が受ける輻射熱、破線は蒸発その他で失う熱量。2つの曲線の差が熱の出入を示す。(Bryan<sup>1</sup>による)

徴を示しているらしい。海水は、南極周辺と、大西洋北部だけで、表層から深層へ沈降すると考えられており、大西洋北部での沈降と冷却との間には、何か関係があるかも知れない。ただし表層の水温は太平洋北部より、大西洋北部の方がむしろ高い(塩分も2~3%高い)。第4

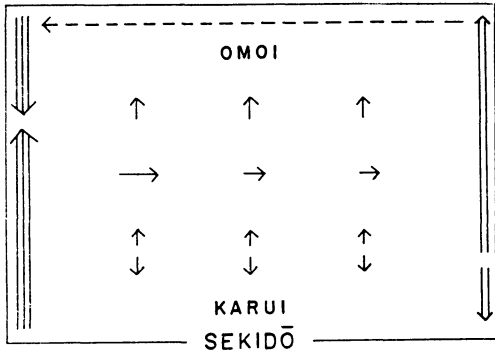


第4図 北向きに輸送される熱量 A, B, S & W はそれぞれ Albrecht, Budyko, Sverdrup, Stair と White の計算によることを示す。(Bryan<sup>1</sup>による)

図は、海水と大気が南から北へ輸送する熱量を示す。大西洋では、南半球から北半球へ、海水による熱の移動が見られるが、太平洋では何とも断定出来ない。北半球全体としては、海水が運ぶ熱量は、大気そのものの10~20%にすぎない。なお、海水の鉛直循環は、運動としては弱い、多量の熱を輸送し、海水が南北方向に運ぶ熱量の少くとも半分は、鉛直循環によるらしい<sup>1)</sup>。将来は、大気、海洋、陸地を総括してそれぞれの熱収支や、相互作用が明らかになるだろうが、海水の大循環だけを切り離

して考えてみても、このように海面での境界条件のあいまいさも一因となって、風の応力と熱とがどのように大循環を惹き起こしているのかよく分っていない。

以前、大循環は風の応力で生ずると考えられていたが、最近の研究では、熱の効果も決して小さくない事になってきた<sup>2,3)</sup>。熱が主要な原因であるとする説もある。その1例が第5図で、海面で出入する熱を与える代



第5図 表面密度を緯度だけの関数として余弦曲線で与えた時の、北半球での表層の流れ。海は矩形で深さは一定としてある。矢の長さは必ずしも流速を表わさない。

りに、密度（海水の密度は主として温度でできるから、温度と云ってもよい）を与え、いろいろな仮定の下に流体の方程式を解いた結果である。もし、大きく見て、海面の密度（温度）分布が、海面での熱の出入によってほぼさまざなり、風成流を通じての風の影響が小さいなら、第3図を、熱の出入が惹き起こす大循環と見てもよいわけである。太平洋、大西洋の赤道付近と高緯度での表面水温の差は平均して約 25°C である。熱の出入だけでこの程度の差を説明出来るのか、又は風成流の干渉が多少必要なのか、不明である。図が示すように、熱大循環は、大洋の西側に、黒潮や親潮にあたる強い流れを生ずる。風成大循環は、これと定性的にはよく似ているが、定量的にはずっと弱くなって、従来の考え方と非常に違っている。この点は、大きな課題となる。この例では、深層と表層とは流れの向きが逆である。また風成大循環は、数日から1カ月程度の遅れで風の年間変化を追って行くが、熱大循環は、数年から10年程度遅れる。つまり、熱大循環は、平均気候にのみ左右される<sup>4)</sup>。

海底地形や、海の形が大循環に及ぼす影響についてはほとんど研究されていない。

文献

- 1) Bryan, K. (1962): Measurements of Meridional Heat Transport by Ocean Currents. Journ. Geophys. Res., **67**, 3403-3414.
- 2) 高野健三 (1964): 深層での水の流れ。うみ, **1**, 75-83。(総合報告)
- 3) 高野健三 (1964): 熱塩大循環について。日本海洋学会誌, **20**, 135-147。(総合報告)
- 4) Takano, K. (1964): Variation annuelle de la circulation générale dans les oceans. La mer, **1**, 51-61; **2**, 1-21.

海表面付近の気象状態について

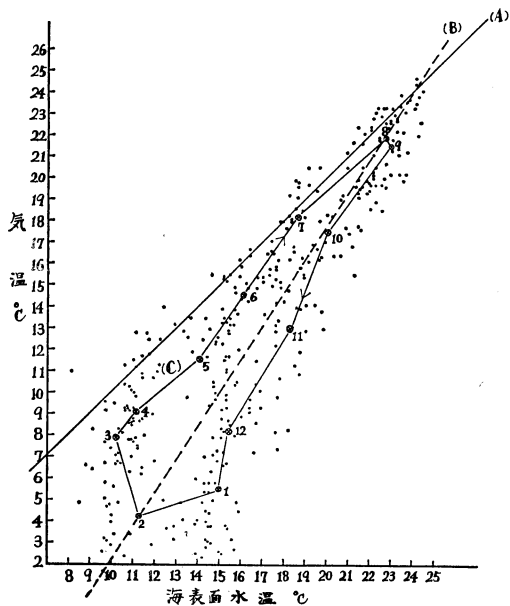
尾形 哲 (気象庁)

海洋と下層大気の相互作用について、これまでの諸研究は主として沿海の観測資料を用いているものが多いので、筆者は大洋上の値として南北両定点 (29°N, 135°E および 39°N, 153°E) の資料を使用して、海表面と下層大気との関係を述べる。

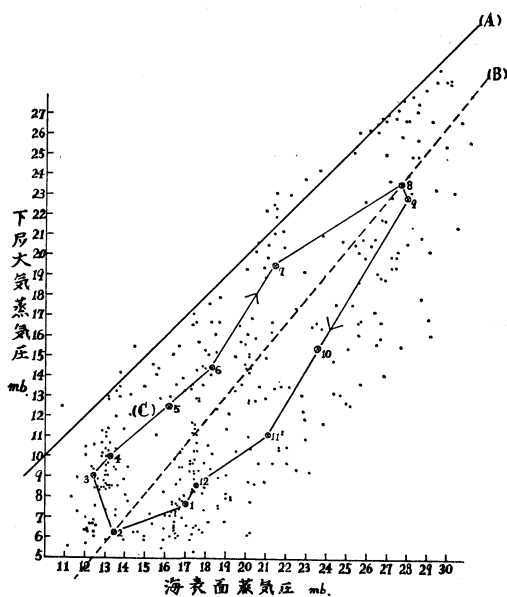
1. 巨視的な面よりの考察

筆者が両定点の観測資料の月平均値を使用して調べた結果、とくに気温と海表面水温との間には極めて大きな正相関があることを知った (北点:  $+0.937 \pm 0.011$ , 南点:  $+0.970 \pm 0.007$ )。このことは気候学的にみた場合、海洋上の大気は海況の影響を強く受けていることを示している。また海表面水温と下層大気の気温との差が大きいほど相互干渉は激しく、この水気温差と風速・下層の気温減率の間にも有意な関係が見出される。とくに北点では水気温差が大きくなる冬期に 1000mb~800mb の間の成層は極めて不安定である。11月~2月の高層観測回数中 71%程度は海表面より 500m 程度までが超断熱減率を示している。また北点の海表面水温と宮古の気温との間には  $+0.928 \pm 0.012$  という高い相関があり、東北地方の気温と三陸沖の海況に密接な関係があることを実証し、岡田らの先見の明を示している。

月平均値の代りに日平均値を用いて上述の関係をみると、第6, 7図のとおりとなる。第6図は地点における海表面水温と気温の1年間の相対値である。図中 (A) 線は両者の等値線を、⊗点は各月の平均値を示す。この月平均値の変化は時計廻りで、これは大陸の東方洋上の海上気候特性である。図上で月平均値で囲まれた面積は南点よりも北点の方が拡がり大きい。(B) 線はその傾向線である。第2図は北点の海表面蒸気圧と下層大気の蒸気圧との関係を表わす。この両者の蒸気圧の差は大気下層に対する水蒸気の補給の状態を示している。第6図、



第6図 海表面付近における下層大気との熱交換  
北点(1952, Nov.-1953, Oct.) 日平均値  
を使用。

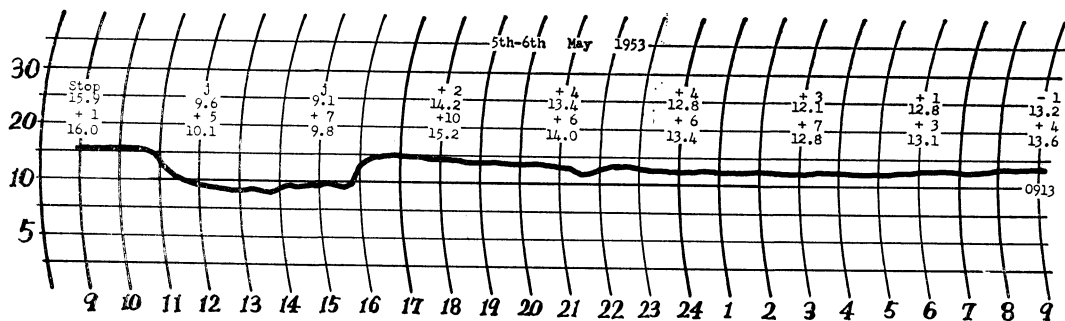


第7図 海表面付近における下層大気の不飽和度  
北点(1952, Nov.-1953, Oct.) 日平均値を  
使用

第7図より冬期には海表面より熱・水蒸気が非常に大きく流入していることがわかる(図2の海表面蒸気圧mbは海表面水温より算出した)。

2. メソ的な交換

同一気団に属する大気が海表面水温の異なる海域に停滞した場合に下層大気を受ける変形の例として第8図に



第8図

1953年5月5日金華山——北点間で観測した結果を示す。この場合は三陸東方洋上に優勢な高気圧があり、われわれの観測した範囲内ではとくに大きな気象じょう乱は見出せない単調な気象状態であった。気温自記紙は極めて顕著な変化をしており、これを海況変化と対照すると、海表面水温が15.9°Cから5.4°Cに急降したのに対して、気温は16.0°Cから10.1°Cまで下降している。この降下は冷水域に突入したためのもので、逆に暖水域に入

った場合には逆の現象がみられる。なお冷水域においては風速の減少等顕著な気層の安定化が見られるが、逆に黒潮または暖流上においては大気下層の不安定化現象がよくみられ、その上で不安定線またはスコールラインが発生することはすでによく知られている。

4. 微気象的な面よりの考察

海表面より熱・水蒸気・運動量の交換を考える場合、もっとも知りたいのは海表面からの蒸発量である。しか

し実際の洋上では穏やかな場合でも蒸発量は正確には求めがたい、筆者はその第一歩として海面に特殊な蒸発計を使用してその値を求めた。これを Jacobs の式

$$E=0.142(e_w-e_a)V_a \quad (1)$$

による計算値と比較すると 30~40% 実測値が大きかった。Jacobs 式は風速が弱い場合に実測値よりも過小に計算されるので、この点の補正が必要である。これに対して Laebastu は Rowher の求めた式(2)を推している。

$$E=(0.26+0.116V_a)(e_w-e_a) \quad (2)$$

(2)式による計算値をわれわれの実測と比較した結果、非常によく一致した。Laebastu は海表面付近の気象状態とくに垂直プロファイルを(2)式で計算し実測に近い値を得ている。

理論的に海表面付近の気象状態を求めこれによって蒸発量を計算する式を求める努力は各国でなされているが、洋上観測の精度向上には多くの制約があり、どのようにして観測するかが当面の問題となっている。荒天の場合には海表面はさらに複雑となり、波頭ならびに波頭より発生する“しぶき”による蒸発量などまで考えた場合、問題は一層複雑になる。したがって、海洋上では波浪の問題をともに考究して行かなければ進歩は望めない。

以上全体を通じて沿岸に近い海洋上の観測は洋上のそれとくらべて非常に容易であることは事実であるが、果して純粋に洋上の値として採用してよいかどうか疑問がある。上述の問題点を追究する場合、巨視的な面から微気象的な面まで、精度のよい観測値を蓄積することが今後の急務といえよう。

### 伊東海洋気象観測塔について

菱田 耕造(気研)

約2年前本邦近海における異常冷水の問題が起った際、科学技術庁より特別研究促進調整費が、その対策として海洋関係に支出されることになり、その一環として38年7月に海洋観測法による連続海洋観測の試験研究を気象研究所海洋研究部が担当することになった。経費は塔の試作として750万円。観測計器及び電源設備など510万円が主なものである。

その後約半年を経て完成し、昨年来観測が開始されたが、観測結果については別の機会とし、大体的内容を述べたい。(スライドを使用)

その主なる目的は異常冷水の原因を追究するのに、単に水温を測定するばかりでなく、表面水温に関係する海

洋気象の各要素を同時に観測して、その因果関係を明らかにし、将来の水温予想の基礎に役立てたいことであつた。従って水温4点、気温(乾球、湿球)2点、放射(短波長波、アルベード)、潮位、波浪、潮流(流速、流向)、塩分、濁度、風向風速などの各要素を予算の許す限りとりあげた。

海洋に固定点を作ることは、海洋観測上絶対欠くべからざるものであるが、色々方法はあっても高価につくので、我が国では白浜の京大の観測塔があるに過ぎない。これは水深5mのところであるが、さらに深い所を目ざして水深20mの地点を伊東沖に選んだ。

また塔の設置に杭打ち基礎の今までのやり方では費用が到底足りないので、浮力式とし陸上で塔を作って海中におく工法を採用したが、これは日本でもはじめてであつて、その成果は注目されている。

大気海洋の相互作用を考える場合、海洋のデータは今まで非常に足りないことが痛感されていたので、連続記録をとれる様にした。また年間通じてのいわば気象学的な熱収支の計算は今までであったが、例えば日々の予報などに熱を導入するような場合には日々のデータが必要であり、従来使われてきた式がこの際あてはまるかどうか検討する必要があるのではないかと考えたからである。たゞし電力は蓄電池のため極力消費を節減せざるを得ないので、間欠的に作動させる仕組みもとり入れた。なお電池の充電や機械の清掃、整備、自記紙取替など保守に1ヶ月1回ぐらい行けば事足りるように考慮した。

1年間の経過を顧みると、データもかなりとれ、興味ある現象も認められるが、何分はじめてのデータであり、いろいろの要素がからんでいるので早急に結果を出すことはここに差し控えたいが、直流用マイクロモーター(打点記録計中の)の故障を如何に少くするかまた検定を行なって精度を如何に向上するかなどの技術的課題の他に海鳥がとまって、長波放射計感部を傷つけたり、魚釣りのための観光船が繫留するために塔が使われたりするなど、人畜の害や、水中部にカキが付着するなどのいろいろと頭を悩ますくだらないことが起つて、その退治策も容易ならぬことがらである。

### Air-sea boundary problems

—波の上の境界層に関して—

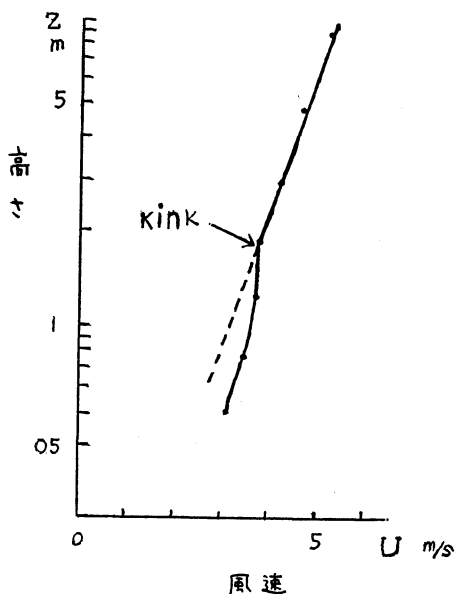
竹田 厚(東大理)

Air-sea boundary における鉛直輸送の特徴は、風の運動量が境界面を通過して海水に波や流れの運動の形で

運ばれることであろう。その結果、例えば海面の波動が、その上の空気の乱流構造を変化させ、更に運動量や熱等の乱流輸送のメカニズムに何らかの影響を与えることが考えられるわけである。もちろんこのメカニズムを生む主体は力学的な乱れであり、熱的な浮力の影響や、上のような波の影響がこれに加わることになる。

我々が知りたいことは、通常観測できるような平均量でもって、air-sea boundary におけるいろいろの輸送量、あるいは輸送の過程に起るさまざまな現象（例えば波）を表わすことができないかということである。それは結局境界層中の上のような原因による乱れが、いろいろの（平均）状態のもとで、物理的に如何なる輸送のメカニズムを有すかということが完全に説明されることである。（輸送量を  $\rho K \partial u / \partial z$  の形で表わした場合の輸送係数  $K$  の物理的な意味をはっきりさせることに等しい）。

こゝで波のある海面への運動量輸送のメカニズムの特徴を暗示するような例について、少しばかり考えてみたい。それは波のある水面上の Wind profile が、第9図



第9図

に示すように特徴ある kink をすることである。従来、観測によって風の応力=運動量輸送を求めようとするとき最も有力な手がかりとなったのは Wind profile の対数分布法則であった。しかし、kink はそれを否定するものである。この事実は Bruch (1940) 以来何人かの人

々によって指摘されてきた。

これについて次のような一つの説明を試みることができるだろう。kink は一般に下層で wind profile の勾配  $U_*$  の減少する形をしている。上層から保存されて運ばれてきた運動量がみかけ上減少したと考えられる。それにはこの層に、上層からの運動量を食ってしまう sink が必要である。例えば下から運動量の輸送があってそれと相殺していることも考えられるであろう。事実、波の上で風速変動を測定したところ、レイノルズ応力  $\rho u'w'$  が正（上向）となるような成分が見られた。しかしその周期は波に大体一致している。すなわち、この変動成分は波の波長に相当した大きさの渦と考えられる。乱流境界層の中でこれと同じ大きさの渦を考えてみると、充分高いところでは等方性であって輸送には寄与しない。しかしその大きさと略々同程度の高さより下層では非等方性となり鉛直輸送の担い手になることが Panofsky 等の研究によって知られている。従って、波長と同程度の高さよりも下層では同じ大きさで、一方は下向き、他方は上向きに運動量を輸送する渦が共存することになる。その辺に、ある高さで、運動量輸送が減少するような kink が起る原因があるのではないだろうか。因みに、いろいろな人のデータについて kink の高さと波の波長との関係を調べると、ばらつきはあるが大体波長の  $1/2$  に比例している結果が得られた。

とにかく大気と海水の間の輸送を正確に求めるためには、輸送のメカニズムを一つ一つ解き明かしていかなければならない。このような現象を Profile の方法で観察しようとする、非常に多くのデータから間接的に帰納することになる。

しかし、測定技術の進歩により乱流輸送のメカニズムに立入った直接測定が可能になり、すでに陸上においては輸送のスペクトル (co-spectra) 等かなりの成果を得ている。海面上においてもこのような現象面からの研究が必要である。

### 海面からの顕熱の補給について

大河内 芳雄 (気象庁電計)

電子計算室では地衡風近似の4層バロクリニクモデルで36時間予報をルーチンに行なっている。初期の断熱大気を用いたモデルから、その後水蒸気による潜熱効果を入れた非断熱大気モデルに変わったが、冬期、特に日本海に出来る袋状低気圧の予報は困難であり、又大陸からの高気圧の張出しも強めに予報される傾向があった。

これについては色々論議されたが、海面からの顕熱補給の効果が重要な役割をしているので、1963年から、この面の改良が行われた<sup>1)</sup>。

ルーチンモデルでも多くのテストの結果、顕熱効果も含めた現在のモデルが1964年1月より採用された。

このモデルでは500mb面で温度方程式

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = -\mathbf{v} \cdot \nabla (\xi + f) + f_0 \left( \frac{\partial w}{\partial p} \right)$$

を計算して、先づ500mb. 面の高度を求め、次に

thickness の関係式

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\mathbf{v} \cdot \nabla h + \frac{\Delta p}{g} s \cdot w + \frac{\Delta p}{g} \frac{1}{p} \frac{R}{C_p} \left( \frac{dQ_L}{dt} + \frac{dQ_s}{dt} \right)$$

を用いて他の層の高度を求めているが、700mb 面から900mb 面の高度を求める際に

$$\frac{dQ_s}{dt} = A \cdot v_0 (T_s - T_0) \cdot \left( \frac{p}{p_0} \right)^2$$

という、顕熱効果を入れる。もちろん、800mb の  $\omega$  を求める際にもこの効果は入れてある。 $\frac{dQ_L}{dt}$  は潜熱効果である。ここで  $A=0.0015 \text{ m sec}^{-2} \text{ deg}^{-1}$ ,  $v_0=0.75 \times v_{900}$ ,  $T_0=T_{800}+10^\circ\text{C}$ ,  $\left( \frac{p}{p_0} \right)^2=0.64$ ,  $T_s$  は月平均海水温を用いている。このように近似的方法ではあるが、海面からの顕熱補給の効果を入れることにより、特に、冬期の予報結果は大巾に改善されてきた。第1表に冬期の下層の月平均相関係数を示す。これを見ると1964年1月以後の相関係数が以前のものに比較して一段と良くなっていることがわかる。これは海面からの顕熱補給が、冬期の日本附近において非常に大きな役割を果していることを示している。

第1表

月平均	相関係数	月平均	相関係数	
1961年11月	0.61	1963年11月	0.75	} $\frac{dQ_L}{ds}$ を含む
〃 12月	0.52	〃 12月	0.67	
1962年1月	0.51	1964年1月	0.73	} $\frac{dQ_L}{dt} \frac{dQ_s}{dt}$ を含む
〃 2月	0.51	〃 2月	0.70	
〃 3月	0.62	〃 3月	0.74	

次に、このような仮定で予報していった場合、どの程度の熱が海面から空気中に輸送されているかを調べてみる。

$$\frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_0} \frac{dQ_s}{dt} dp = \frac{1}{g} \frac{A}{p_0^2} v_0 (T_s - T_0) \frac{1}{3} (p_0^3 - p_1^3) \times \frac{36}{4,186} \dots [\text{cal cm}^{-2} \text{ hr}^{-1}]$$

として顕熱を flux form にする。なお  $P$  は一応 1000

mb から 400mb迄をとり、1時間毎の値を計算して24時間分加え合せたものを1日量とみなして  $\text{cal cm}^{-2} \text{ day}^{-1}$  ( $\text{ly day}^{-1}$ ) の単位に換算して示すと、日本海からの顕熱の平均補給量は第2表のようになる。

第2表

1964.							
Nov.30	Dec. 1	2	3	4	7	8	
584.8	1193.9	1277.2	875.2	608.7	927.0	964.9	
9	10	11	15	16	18	21	
1074.8	763.6	795.3	626.3	750.5	435.5	426.4	
22	23	24	25	28			
217.4	186.6	96.6	256.2	412.1	[unit : Cal cm <sup>-2</sup> day <sup>-1</sup> ]		
1965.							
Jan. 4	5	6	7	8	11	12	
897.4	637.2	368.2	185.5	233.3	1016.9	1092.2	
13	14	18	19	20	21	22	
874.6	541.4	202.7	231.0	457.9	622.5	658.4	

第2表に示した値は、前日の21時を初期値として予報した結果を用いて計算したもので、実際とは多少違ってくるが、これを北陸地方の新積雪量と比較してみると、割合良い対応を示している。もちろん、これは日本海全体の平均値なので、maximum が北や南の方に片寄っている場合もあるので、一概には云い得ないが、1000ly day<sup>-1</sup> を越える日には相当量の降雪が見られ、500ly day<sup>-1</sup> 以下の日では殆んど新積雪がなく、500~1000ly day<sup>-1</sup> の日については、max. の位置や季節によって違ってくるが、大体降雪があり、積雪量は前日の補給量にも関係しているようである。

以上少ない例なのであまり断言出来ないが、冬期日本海から補給される顕熱量は相当大きく、また、北陸地方の降雪量とも密接な関係があると云うことが出来る。

また、このモデルを用い、北半球スケールでの10日予報をはじめた。それによって、太平洋、大西洋の熱源の役割の大切さがわかってきたが、この点は次回のシンポジウムで改めて述べてみたい。

- 1) Gambo, K 1963: The Role of Sensible and Latent Heats in the Baroclinic Atmosphere. Jour. Met. II, 41, 233-246.



## 討 論

### 1. 表面海水温 $T_s$ の変化について

片山は要旨にもあるように、海水が大気の大循環に果す役割を強調した後に、表面海水温の予報式をのべた。表面海水温を固定した場合の大気大循環は Mintz-荒川等によって行われているが、 $T_s$ の時間変化を次に考慮しようとするわけである。

$T_s$ の変動にきくものとして、高野は、かつての風成海流の考えに対し、赤道と高緯度との水温差(約  $25^{\circ}\text{C}$ )による海水の循環に関する最近の研究を報告した。この考え方は気象関係者としては新しい考えであり、多くのこまかい質問があった。

片山は海洋を二層モデルと考え、数値実験を試みるべきだとのべたが、高野は、海洋学ではまだその段階にきていないという見解をのべた。このようなわけで、大気と海洋との相互作用を入れるには、どのようなモデルが本質的であるか、といった議論までにはいかなかった。次回には必ずとりあげるべき興味ある問題であった。

### 2. Jacobs の実験式に関して

尾形は定点の観測値を用い、今迄よく用いられている Jacobs の実験式に対し、風速が零の時も蒸発がおこりうるような Rowher の実験式の吟味をのべた。

これに対し、竹田は、海面における eddy flux の観

測から drag coefficient を求めるべきだとのべた。その拡張として、Jacobs の公式等のみちびきたいという意欲的な見解をのべた。予報にたづさわる人からは、上述のようなこまかい差違のある蒸発の実験公式によって、予報上本質的な差があるかどうかとの反問もあった。これに対しては、スケールの考えで整理しないと問題点が明瞭にならないことも指摘された。

なお、尾形によって、北方定点の低温と宮古の気温との相関にからみ、海況予報と長期予報との連関が論じられた。これに対し片山は、大気の流れによって海水温の分布がきまるのか、海水温の分布で大気の流れが支配されるのかということがまずあきらかにされる必要があると強調した。

大河内は、日本海からの顕熱輸送と裏日本の降雪量を示し、下層大気現象と、海洋からの顕熱輸送とはきり離せないものであることを強調した。前記片山のどちらが原因かという考えにむすびつけて、もっと討論を行ないたかったが、時間切れになってしまい大変残念であった。

菱田は海洋観測の困難な点を指摘したが、それにもまして、何を観測すべきか、空間スケール、時間スケールの問題ともからみ合せて、観測について基本的な討論がこれからも必要のように思えた。

## 〔書 評〕

### 小 気 候 調 査 法

小沢行雄・吉野正敏 共著 新書版, 218頁, 古今書院(形成選書)定価 550円

オレンジイエローと濃いグリーンのみかん畑に囲まれて走っていた湘南電車が、大磯を過ぎて平塚にかかると、それまでの豊かな色彩は一瞬に消えさって、荒涼とした初冬の相模原が車窓に展開してくる。こうした景観の急激な変化は、多少の注意をはらって車窓を眺めた旅人には、それほど珍しいことではない。

これを主に局地的な気候の変化によるものであるが、気候図を調べてみてもわからない。日本ゼンたいというような大気候の変化はわかっている、こうした身近な小気候は、ほとんどわかっていないのが現状である。

しかしわれわれの社会生活や経済生活には、こうした局地的な小気候がわからないと、無意味なことが多い。土地を開発するにも、農業の経営をするのにも、工場を建てるにも、目的地の気候がわからないと計画の樹てようがない。

こんど小沢・吉野両氏が著わした「小気候調査法」はどうしたら、気候資料の無い地点の気候を推定できるかがくわしくわかりよく述べられている。

局地的な気候の推定は、現在の気候学の盲点であったが、この本はその盲点に光を点じたといえるだろう。

また身近な気候を調べるということは、教育上自然を理解する上に、大きな意味がある。

このような点から、この本は立地条件が大きな関係をもつ諸産業に従事する人びとはいうまでもなく、地学の教育にたづさわる方がたにぜひ読んでいただきたい。またメソ気象学の基礎として、気象技術者も一読されるならば、業務上利することが少なくないであろう。

小沢・吉野の両博士は新進気鋭な学者である。研究の貴重な時間をさかれて自らの手になる成果をおしみなくつぎ込まれ、学問の実社会への応用へ、努力を傾注された態度に敬意を表する。

わたしは、これが一小書ではあるけれども、産業面教育面への寄与において、また学問的意義において、将来の大きな発展方向を示すものであることを信ずるものである。(安藤隆夫)