

ひうち灘の海面における熱収支

田中正昭・中島暢太郎

HEAT BALANCE AT THE SEA SURFACE OVER HIUCHINADA IN SETO INLAND SEA

By Masaaki TANAKA and Chotaro NAKAJIMA

Synopsis

In order to investigate the heat balance at the sea surface over Hiuchinada in Seto Inland Sea, observations of Sea-surface temperature, radiation and precipitation were made at Uoshima Island located in the central part of Hiuchinada from Oct. 1972 to Oct. 1973. The seasonal variation of observed radiation is likely to the sine curve with a period of a year and maximum value appears in July and minimum one in December. That of observed sea-surface temperature is also likely to the sine curve, but phase of the variation of sea-surface temperature lags about 2.5 months behind that of radiation.

Calculated average annual values of the heat balance terms were as follows; net short-wave radiation Q_A : 270 ly/day, net long-wave radiation Q_B : 130 ly/day, latent heat transfer Q_e : 105 ly/day, sensible heat transfer Q_h : 25 ly/day. Then, gains and losses of energy at the sea surface must balance at Hiuchinada through the year.

1. ま え が き

ひうち灘は、Fig. 1 に示したように瀬戸内海のほぼ中央に位置し、東西約50km、南北約40km のひろがりを持ち、平均水深約25mの海域である。この海域は、北と南は中国山地、四国山地によって日本海、太平洋の外海と隔離されているが、東は播磨灘から紀伊水道へ、西は伊予灘、周防灘、豊後水道へとつながり最終的には外海と結ばれている。

このような海域では、海洋表面でそのスケールに依存した大気と海洋の相互作用が生じ、その結果、気温、海水温、水蒸気圧等の物理量は、より大きなスケールの現象によって決まる平均場から、その海域特有な偏差の場を形成する。ひうち灘周辺の気温と海水温度の変化の様子から、各物理量がどのように影響をおよぼしあっている

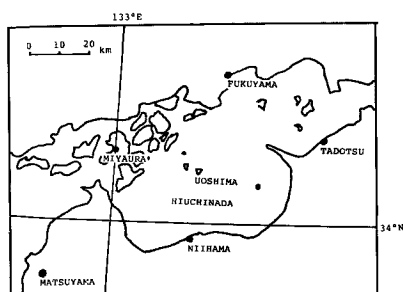


Fig. 1 Location of the stations for observation over Hiuchinada.

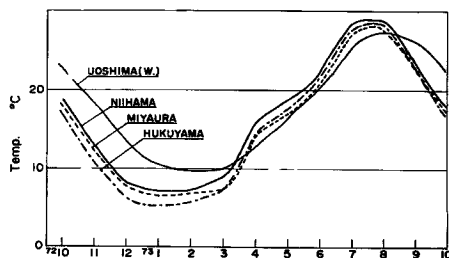


Fig. 2 Comparison the seasonal variation of observed sea-surface water temperature at Uoshima with air temperatures in three indicated stations.

るか具体的に検討してみよう。**Fig. 2**に1972年10月から1973年10月の間の、ひうち灘のほぼ中央部に位置する魚島北岸でわれわれが観測した月平均表面海水温度と、大三島宮浦、新居浜、福山の気象庁の観測による月平均気温を示した。3地点の気温は、代表性の点で多少問題があるかもしれないが、定性的な議論のかぎりでは、それぞれ、ひうち灘海域部、中国地方沿岸部、四国地方沿岸部の気温と考えてよいであろう。瀬戸内海の表面海水温度は外海に比べて水深が浅く、さらに外海との交流が弱いので、冬から春にかけては太平洋に比べて低く、逆に夏は高いのが特長である。気温をみると、3地点とも春から夏、すなわち4月から8月の間、海水温度より高く、秋から冬、すなわち9月から3月の間、低くなっている。これは、この地域の気温は海水温度と平衡状態に達しているのではなく、より大きなスケールの現象、すなわち夏季は南からの暖気移流、冬季は北からの寒気移流によって支配されていることを示している。3地点の気温をさらに詳しく比較すると、夏季、高い順に、新居浜、福山、宮浦となり、海域部の宮浦の気温が中国沿岸部の気温より低い。このことは冷めたい海面が大気を冷却していることを示している。海水温度が気温より高い冬季、気温は低い順に、福山、宮浦、新居浜となり、このことは、この期間、中国地方から四国地方への風が卓越していることを考えれば、暖かな海面で大気が暖められた結果と解釈できる。しかし夏季、気温が低温になるところは海域部、冬季、高温になるのは四国の新居浜と両者は一致しない。これは夏季の南風が、冬季の北風より弱いためと考えられる。このように、海域の気温偏差の場を決める要素は、海面での熱作用とともに、大気がその海域に滞在する時間スケール、すなわち海域の空間スケールと風速、さらには大気中の鉛直熱輸送にかかわる大気の安定度などであろう。

海洋と大気の相互作用によって形成される、このような偏差の場は、その海域で特有な、霧とか海陸風といった気象現象と密接に結びついている。海面での熱収支の様子を、この海域について明らかにすることの意味の一つはここにある。また、海洋中での熱収支を考えれば、海面を通しての大気と海洋の熱エネルギーの授受の差は、海水温度の増減と海洋中の一般流や拡散による輸送によってバランスされなくてはならない。したがって海面での熱収支を明確にすれば、間接的に海洋の挙動をある程度推定することができる。

年間の蒸発量、降水量などは、瀬戸内海の各海域毎に、宇野木らによって推定がなされている¹⁾。しかし熱収支各項の季節変化まで論じたものはないようである。われわれは、表面海水温度、日射量、降水量をひうち灘の魚島に独自の測器を設置し、1972年10月から1973年10月まで1年1ヶ月測定した。この測定値を基に気象官署の資料を利用して熱収支各項を計算した。以下その結果と、その結果から推定される海洋の挙動について考察する。

2. 熱収支各項の算定法

海面が吸収する太陽からの短波放射 Q_A は、

$$Q_A = (1 - A) Q_T$$

より求めた²⁾。ここで Q_T は日射計で測定される水平面日射量であり、 A は海面のアルベードで月別時刻別の太陽高度により決まる³⁾。**Fig. 3**に計算にもちいた魚島付近での A の値の推定値を示す。 Q_B は有効放射で、ブウダイコの実験式、

$$Q_B = s\sigma T_a^4(0.39 - 0.58\sqrt{E_a})(1 - cC^2) + 4s\sigma T_a^3(T_w - T_a)$$

より求めた²⁾。 T_a , T_w は絶対温度で表わした気温と表面海水温度、 E_a はミリバールで表わした大気の水蒸気圧、 C は10分の1単位で表わした雲量である。定数 s , σ , c

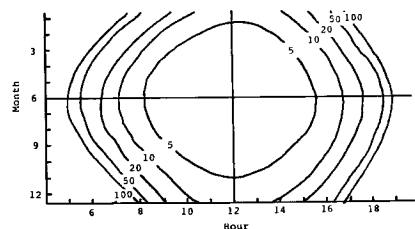


Fig. 3 Isoleths of the albedo of sea surface at Uoshima (%).

は黒体放射と海水放射の比, ステファンボルツマン定数, 緯度による定数で, それぞれ, $s=0.95$, $\sigma=0.826 \times 10^{-10} \text{ ly/min } ^\circ\text{C}^4$, $c=0.65$ をもちいた。 Q_e , Q_h は蒸発による潜熱輸送, 海水と空気の接触による顕熱輸送で, 計算は, いわゆるバルク公式,

$$Q_e = \rho L C_E \frac{0.622}{P} (E_s - E_a) U$$

$$Q_h = \rho C_p C_H (T_w - T_a) U$$

をもちいた。 C_E , C_H は潜熱, 顕熱の輸送係数で, 両者は等しいとし, 1.1×10^{-3} の値をもちいた⁴⁾。 P は大気圧 (mb), E_s は飽和しているとして表面海水温度から求められた海面の蒸気圧 (mb), U は風速である。定数 ρ , L , C_p は空気の密度, 蒸発の潜熱, 定圧比熱で, それぞれ, $\rho=1.25 \times 10^{-3} \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, $L=586 \text{ cal}/^\circ\text{C}$, $C_p=0.24 \text{ cal}/\text{g}\cdot^\circ\text{C}$ をもちいた。

3. 計算にもちいた資料

計算にもちいた資料のうち, 表面海水温度 T_w と水平面日射量 Q_T は, 魚島でわれわれが測定した値をもちいた。この観測結果については次節で詳しく示す。計算に必要な他の気象要素については, 気象月報から気温 T_a は愛媛県宮浦, 蒸気圧 E_a は, 松山の湿度から換算, 風速 U は多度津, 雲量 C は松山の値をもちいた。Fig. 4 に収支計算につかった雲量 C , 風速 U , 気温 T_a , 表面海水温度 T_w , 大気の蒸気圧 E_a , 海面の飽和蒸気圧 E_w の旬間平均値を示した。バルク公式より求める潜熱 Q_e , 顕熱 Q_h の輸送量は風速に比例し, 風速の妥当性が計算値に大きな影響を与える。ここでは, 月報にある愛媛県波止浜と香川県多度津の風速と, 魚島の山頂で宮田が観測した断片的な風速記録とを比較して, より魚島の風速に類似していると思われる多度津の記録をもちいた。

4. 魚島における表面海水温, 日射量, 降水量の測定値

魚島は, Fig. 1 に示したように, ひうち灘のほぼ中央部に位置する (34°N , $133^\circ15'\text{E}$), 面積 1.5 km^2 の小島である。表面海水温度は, 島の北に面した海の陸から約 20 m 沖合, 平均水深 4 m のところに, 海底に固定したワイヤーにブイをつなぎ, このブイに白金抵抗温度計を, 海面下約 20 cm から 30 cm の位置に常に保持されるように取り付け連続的に測定した。記録計は自動平衡型のものを温度計感部から 100 m 離れた海岸の屋内に設置した。水平面日射量は英弘差温日射計を一日中日のあたる海岸近くの海面から約 5 m の建物の屋上に設置して測定し, 記録は自動平衡型記録計によった。他に, 熱収支計算には直接関係ないが, 自記雨量計によって雨量強度も同時に測定した。

1972年10月から1973年10月の間の, 日水平面日射量, 日平均表面海水温度, 日降水量の測定値を Fig. 5 に示した。水平面日射量は雲によって減少するが, 雲が無いときの値を結ぶと12月に最小, 6月に最大の一年周期の変化をしている。一年間の平均値は 297 ly/day であった。表面海水温度の年平均値は 17.8°C で, その変

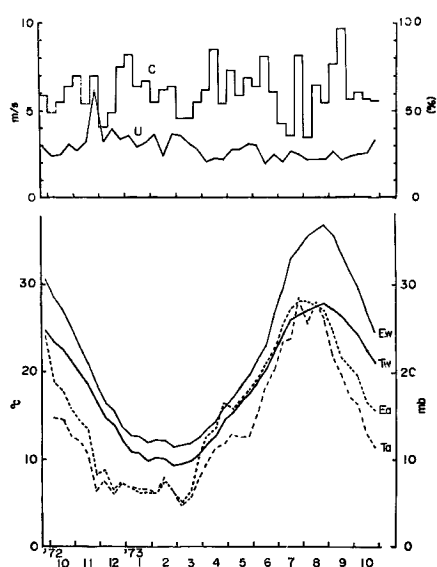


Fig. 4 Ten-days average values used in the calculation, in the upper, cloud amount C and wind speed U , in the lower, air temperature T_a , air vapor pressure E_a , sea surface temperature T_w , and saturated vapor pressure at the sea surface.

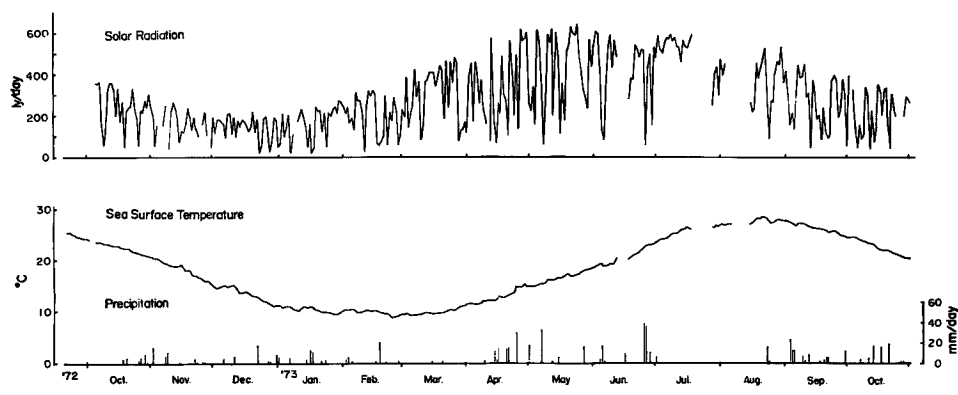


Fig. 5 Seasonal variations of observed solar radiation, daily mean sea-surface temperature and daily precipitation at Uoshima.

動の様子は、2月末に最低9°C、8月最高28.5°Cの一年周期の正弦曲線をなしている。このように夏季の水温が高く、冬季低いのが、瀬戸内海で最も外洋から遠いひうち灘の水温変動の特長で、平年値で冬から春にかけて、太平洋の水温より約10°C低い⁵⁾。表面水温の数日ないし10数日の変動は、降水、風との相関が大きい。すなわち夏季降水がある場合と、冬季風が強い場合、表面海水温度は低下している。この風速と表面海水温度の低下については、1972年11月から12月の様子を、後節で検討する。

1973年の夏季、西日本は降水量が極端に少なく、水不足が各地にみられた。魚島も7月3日から8月15日まで無降水日が続き、7月と8月の降水量はわずか29mmであった。1972年11月から1年間の魚島の降水量は671mmで、平年値1000mmより少ない⁵⁾。これはこの一年間、日だった台風が一つも来なかったことにも原因があると考えられる。四国の多度津、中国の福山の同期間の降水量は、938.5mm、1026mmで、海域部の魚島の降水量は陸地部の値に比べて、30%強少ない。この傾向は、夏季、冬季とも同様であった。

5. 計算結果と考察

1972年10月から1年1ヶ月について、10日間間隔で熱収支各項を2節で述べた手順により計算した。Table 1に、年間平均の各気象要素の値と、計算された年間平均の熱収支各項の値、末尾には、熱収支各項の総和から定義される海洋表面の貯留熱 Q_s 、すなわち、

Table 1. Average annual meteorological elements used in the calculation and calculated values of heat balance terms.

	T_a	R. H.	U	T_w	C	Q_A	Q_B	Q_e	Q_h	Q_s
Hiuchinada Nov. 1972-Oct. 1973	15.5°C	68%	2.9m/s	17.8°C	0.62	270 y/day	130 ly/day	105 ly/day	25 ly/day	10 ly/day
Tanabewan 1963	17.2	70	5	20.3	0.4	309	129	270	54	-144

$$Q_s = Q_A - Q_B - Q_e - Q_h$$

の値を示した。 Q_s の正符号は大気から海洋への熱の流れを示す。蒸発による潜熱輸送量の年平均値105ly/dayを年間の蒸発量に換算すると655mmとなる。この値は先述した宇野木らがひうち灘で推定した値1450mmの半分以下である。この差の原因は、年平均風速を宇野木らの方が大きく見積っているためと思われる。付け加

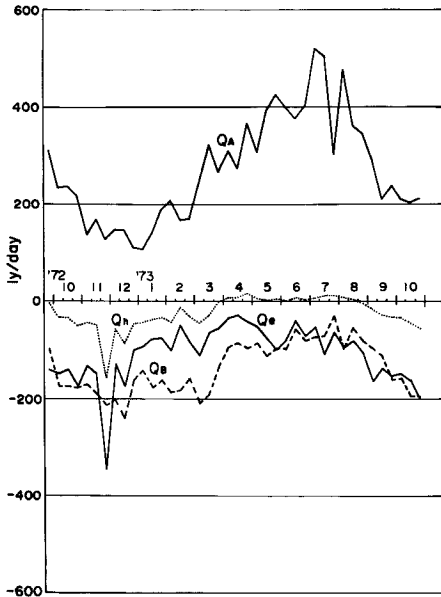


Fig. 6 Seasonal variations of calculated ten-days average heat balance terms, net short-wave radiation Q_A , net long-wave radiation Q_B , Sensible heat transfer Q_h and latent heat transfer Q_e .

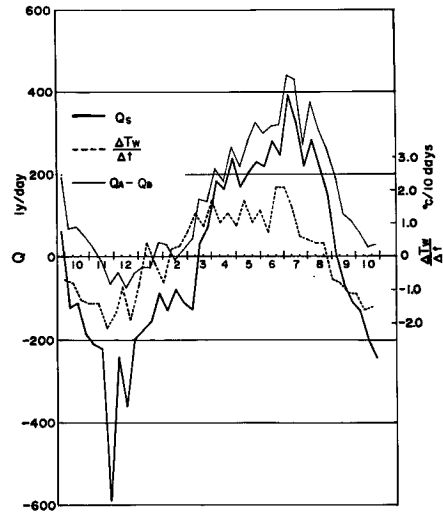


Fig. 7 Seasonal variations of calculated ten-days heat balance terms, net radiation $Q_A - Q_B$, heat storage Q_s and that of sea surface temperature change rate for ten days $\Delta T_w / \Delta t$.

えれば、宇野木らが推定した年間降水量1200mmは、この年の魚島での実測値671mmより8割も多い。

Fig. 6に熱収支各項の季節変化を示した。太陽からの短波放射 Q_A は、地理的な位置と大気の状態によるが、12月末最少7月初め最高の値となり、その変化は大雑把にみて、一年周期の正弦曲線をなしている。有効放射 Q_B は10月から2月まで、ほぼ180ly/dayで一定、気温が表面海水温度より高い4月から8月までは冬季の約半に減少している。潜熱輸送 Q_e 、顕熱輸送 Q_h はともに夏季小さく、冬季大きい年変化をしている。11月下旬の極値は強風によるもので後にもう一度ふれる。気温が表面海水温度よりごくわずかながら高い4月から8月までは、接触による顕熱の流れは大気から海洋表面に向かう。このため下層大気は冷却され、温度の逆転層を形成し、このことが瀬戸内海海域に、春から初夏にかけて広域でかつ持続時間の長い霧を存在させる原因の一つとなっている。

Fig. 7に、純放射 $Q_A - Q_B$ 、海洋表面の貯留熱 Q_s 、10日間の温度の増分で定義した表面海水温度の時間変化率 $\Delta T_w / \Delta t$ の季節変化を示した。貯留熱への熱収支各項の貢献の割合をみると、夏季は、放射 $Q_A - Q_B$ が圧倒的に大きい、冬季になると、放射のしめる割合は相対的に小さくなり、潜熱、顕熱による熱輸送の役割が無視できなくなる。海洋が暖められる貯留熱 Q_s が正の値をとる期間は3月から8月、冷される負の値をとる期間は9月から2月と、その期間が等しい。

春から夏にかけて大気から海洋に入る熱量の総和は、 36 kcal/cm^2 、秋から冬の間に海面から出ていく熱量は 34 kcal/cm^2 となり、差引この年は年間を通して 2 kcal/cm^2 の熱量が大気から海洋に供給されていたことになる。しかし各項の計算精度からみて、このことは強く主張できない。むしろこの結果からひうち灘の海面からの熱の出入りは年間平均すると、ほとんどない、あってもごくわずかであると考えの方が妥当であろう。

国司らは紀伊水道に面した田辺湾の海面での年間平均の熱収支各項の算定を行なっている⁶⁾。その計算結果

ともちいた気象要素の値を **Table 1** の下段に示した。国司らはこの結果から、田辺湾では年間を通して 53kcal/cm^2 (144ly/day) の熱量が海洋から大気へ放出されていることを示した。さらに白浜海洋観測塔で測定された水温の連続記録に表われる水塊の移動にともなう水温の一方的変移を解析し、海洋から大気へ放出される熱量と海水の交流によって、外海から田辺湾に入る熱量がほぼ等しいことを見いだしている。この田辺湾とひうち灘での熱の出入の違ひすなわち田辺湾では多量の熱が海洋から大気へ放出されているのに対し、ひうち灘ではほとんど出入がないことの原因は、田辺湾は外海に近く、ひうち灘は遠いことによる海水の交流の強弱にあると思われる。

ここで、ひうち灘の海洋中での熱収支を考えてみる。海面を通して大気から海洋に供給される熱量 Q_s は、そこでの海水温度の上昇と、流れや拡散による輸送によって再分配される。ひうち灘での貯留熱 Q_s の季節変化は **Fig. 7** から大雑把にみると、11月末に最小、7月初めに最大となる年平均値ゼロの一年周期の準正弦曲線とみなせよう。一方、海水温度は **Fig. 5** から一年周期の季節変化をして一年間でもとの温度に戻っている。(もちろん表面海水温度と、この場合の海水温度とは厳密には異なる)。一年間での貯留熱ゼロ、水温の上昇ゼロからこの海域は水平には熱的にクローズされている、すなわち海水の流れによる熱輸送がなくても熱的に

バランスしている可能性がある。この考えに立てば **Fig. 7** に示した実測値から求めた表面海水温度変化率 dT_w/dt と貯留熱 Q_s の変節変化の位相が一致しなければならない。しかし、**Fig. 7** から明らかなように両者の間に位相差が約1ヶ月あり水温の昇降が先行している。結論として、ひうち灘では水平の流れによって熱量は輸送されている、しかし一年間での正味熱輸送ではゼロとなる条件付であると言えよう。この条件は、ひうち灘が夏季他海域より高温、冬季低温であることから、夏から秋の寒冷海水流入、冬から春の温暖海水流入によって満されていると思われる。これ以上の推論は海水温度の鉛直分布、流れなどの実測値にもとづいてなされるべきで今後の課題である。

最後に、前述した強風とそれにもなう海水温の降下について考察する。**Fig. 8** に1972年11月12月の多度津の日平均風速と鳥島の日平均表面海水温度を示した。11月末から12月初めにおよぶ強風時、さらに11月17日や12月12, 13, 14日のようにもっと短期間の強風時も明らかに水温の降下をとまっている。11月21日から12月3日の期間、大陸の高気圧が優勢となり、西高東低の冬型気圧配置となった。このため季節風が強まり、特に21, 24, 27, 30日は瞬間風速 20m/s 前後の強い北西の低温で乾燥した風が吹いた。**Fig. 6** から海面からの潜熱 Q_e 、顕熱 Q_h の放出は、この10日間で 3.5kcal/cm^2 , 1.6kcal/cm^2 と推定され、その和は海洋から放出される年間の全熱量の15%にもおよぶ。このような異常気象現象が全体の熱収支に与える影響の大きいことがわかる。表面海水温度降下率もこの期間 $2.1^\circ\text{C}/10\text{days}$ と最大となっている。表面海水温度は風の強くなった21日(18.1°C) から降下しはじめ12月3日 (14.5°C) ま

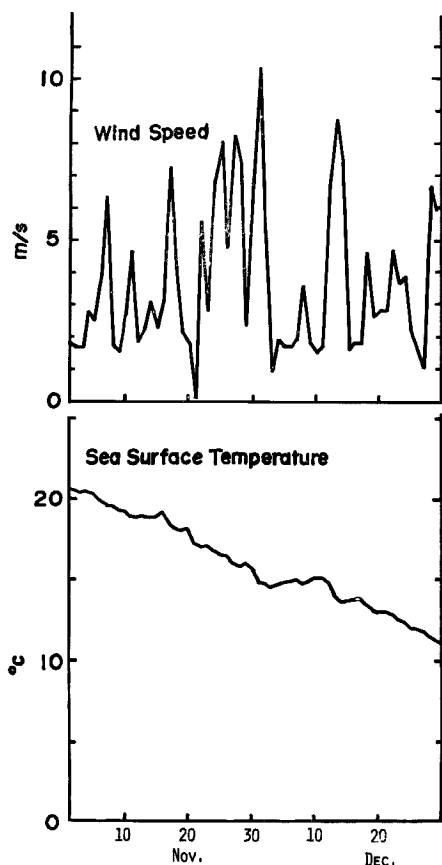


Fig. 8 Comparison the wind speed with the change of the sea surface temperature through Nov. to Dec. 1972.

で続いた。この13日間、貯留熱 $-5.7 \times 10^{11} \text{ly/day}$ の割合で海洋が冷やされ、海水温度が $18.1-14.5=3.6^{\circ}\text{C}$ 下がりがり、さらに海水温度が鉛直に一樣であるとすれば、冷却の影響のおよんだ深さは約20mとなる。また3日後、わずかではあるが、水温の上昇がみられる、これは鉛直の混合が進んだことを示しているのかもしれない。

謝 辞

この研究は、文部省科学研究費特別研究「沿岸地帯の開発に伴う自然災害の予測の研究」代表者飯田汲事において、われわれが分担した「沿岸における水塊気塊の形成」の研究の一部である。研究を進めるにさいして討論に参加していただいた同研究班のメンバーに感謝する。特に同メンバー広島女子大学宮田賢二助教授には、観測地点の決定、測器の設置、保守等に常に協力していただいた。

長期間にわたる観測が維持できたことは、地元、愛媛県越智郡魚島村役場と、同中学校の御援助があったため、ここに感謝の意を表す。特に前村長故竹部虎一氏、現教育長佐伯真登氏の御協力に対して謝意を表す。

観測器の現地設置において設計から設置まで常に中心的役割を果たしていただいた当研究室北川吉男技官および、設置、観測に御協力いただいた多数の方々に感謝する。

参 考 文 献

- 1) 速水頌一郎, 宇野木早苗: 瀬戸内海における海水の交流と物質の拡散, 第17回海岸工学講演会論文集, 1970, pp. 385~393.
- 2) Kondratyev, K. Y. A.: Radiation in the Atmosphere, Inter. Geoph. Ser., Vol. 12, Academic Press, 1969, pp. 439.
- 3) ブドウィコ (内島善兵衛訳): 地表面の熱収支, 河川水温調査会, 1956, p. 32.
- 4) Kitaygorodskiy, S. A., Kuznetsov, O. A. and G. N. Panin: Coefficients of Drag, Sensible Heat and Evaporation in the Atmosphere Over the Surface of a Sea. IZV. Atmos. and Ocea. Physics, Vol. 9, No. 11, 1973, pp. 644-647.
- 5) 海洋気象学会: 瀬戸内海の気象と海象, 神戸海洋気象台集報 No. 177, 1967.
- 6) 国司秀明, 西勝也, 由佐悠紀: 白浜海洋観測塔における水温変動について, 京都大学防災研究所年報, 第8号, 1965, pp. 479-493.