

# 北海道オホーツク海沿岸における海水期の 水平面日射特性について

中 村 圭 三<sup>\*1</sup>・三 谷 雅 肆<sup>\*2</sup>・石 川 信 敬<sup>\*3</sup>・高 山 晴 光<sup>\*4</sup>

## 要 旨

北海道のオホーツク海沿岸における1993年から2002年までの日射量観測の結果から、海水期の水平面日射特性、特に日射におよぼす海水面の反射日射の効果を雲の有無に分けて検討した。その結果得られた主な知見は次の通りである。1. 大気透過率は1月から2月(海水最盛期)にかけて、大略約0.75~0.85の比較的高い値を示した。その原因は、主としてこの期間の低い大気水蒸気量によるものと考えられるが、海水による海塩飛散の抑制が大気中エアロゾル濃度の低下につながり、これもその原因の1つと史料される。2. 快晴日の水平面1日積算散乱日射量は、海面が広範囲に海水で覆われる状況下では、通常快晴日に予測される値の2倍近くにも達した。3. また、1日積算散乱日射量は雲量と共に増加する傾向を示し、特に海水量が大きいほどその傾向は顕著である。4. 海水量と1日積算全天日射量との関係は、いずれの旬においても全天日射量は海水量と共に増加する傾向にあり、海水面-雲底面間での反射日射の効果が考えられた。

## 1. はじめに

北海道のオホーツク海沿岸においては、年によって期間の長さに大きな変動はあるが、1月の中旬から4月中旬にかけて海面は海水に覆われる。海面が開水面から海水面に変化することにより、海面からの熱輸送量・蒸発量は減少し、また海面のアルベドは増大する。この熱輸送量と蒸発量の減少は、沿岸部の気温の低下(中村, 1996)と大気中水蒸気圧の低下を引きおこす。また、アルベドの増大により、海水面での反射日射が大気中で散乱し、さらに曇天日には雲底面で再反射するため、地上の日射量が増大することも考えられる。吉田(1970)は札幌の日射量と日照率のデータ解析から、積雪により地表と天空、特に雲との間の散乱は増大し、積雪の有無による水平面日射量の差が50%にもおよぶことを明らかにした。また、高尾ほか(1995)

はつくば、および南極昭和基地での紫外域日射の観測結果の比較から、日射量の増大に関わる雪面-雲面間の反射日射の著しい効果を報告している。三谷・中村(1989)は北海道オホーツク海沿岸中央部に位置する紋別での1983年から1989年までの7年間にわたる海水期の全天日射量の観測結果から、全天日射量は海水量との間に正相関を示し、2~3月に大気透過率の極大が現れることを報告した。さらにまた、同地における1995年から1999年までの5年間におよぶ快晴日(雲量1以下)の直達日射量の観測から、この海水期の大気透過率の特性を確認(中村ほか, 2001)してきた。

ここでは、1993~2002年(2000, 2001年を除く)に紋別において行った水平面全天日射量、あるいは散乱日射量の観測結果から、雲の有無を区別しながら、海水量の直達日射や散乱日射におよぼす影響について、特に雲量をパラメーターとして検討し、海水面のアルベドの効果について二三の知見を得た。

## 2. 日射の観測と解析

### 2.1 観測の方法

本研究での日射の観測は、北海道オホーツク海沿岸地域の中央部に位置する紋別市(第1図)において、

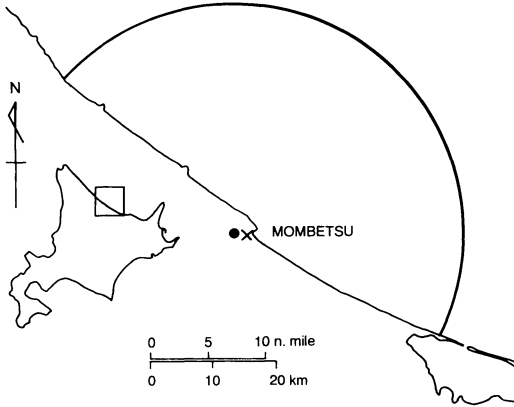
\*1 敬愛大学国際学部. \*2 道都大学教養部.

\*3 北海道大学低温科学研究所.

\*4 敬愛大学環境情報研究所(客員研究員).

—2002年12月3日受領—

—2003年2月5日受理—



第1図 観測地域。円弧は、レーダーによる20海里以内の海水量の観測範囲を示す。  
X: 日射量観測地点, ●: レーダー観測局。

1993年から1999年, および2002年の1月から4月までの海水期に全天日射量と散乱日射量を測定することによって行われた。

使用した日射計は, 精密全天日射計 (英弘精機製 MS-801) 2台, その内1台には散乱日射量を測定するために直達日射を遮る遮光バンド (英弘精機製) を取り付け, 紋別港内に位置する紋別漁業協同組合の建物4階屋上 (北緯44°21', 東経143°21') にこれらを並列に設置して使用した。この遮蔽バンドの測定値に対する補正係数は, この地の1月1日から4月30日に対して1.023から1.100であった。また, 全天空にしめる日射の障壁として若干の山嶺があったが, 天空の立体角投射率は0.99程度で, この障壁は日射の決定に無視できる程度のものであった。

観測は昼夜を問わず30分, あるいは1時間ごとの瞬間の日射量を自動記録することによった。実測した全天日射量と散乱日射量のほか, その差から直達日射量を評価し, それぞれの日射量の経時変化を得た。それらの図積分から, それぞれの日射成分の1日積算日射量を得た。日射量の解析においてはこの1日積算値に注目した。

日射特性におよぼす海水の影響, すなわち海水で覆われる海面のアルベドの日射への影響を検討するため, 特にその海水の広がりを表すための因子として海水量を定義した。これは観測点から20海里 (約37 km) までの範囲にある海面上を海水面が占める面積率と定義したが, 実際には, これは日射量観測点局近傍の北海道大学低温科学研究所附属流水研究施設で毎日観測

される海水レーダーの撮影結果 (午前9時撮影) から上記の面積率, すなわち海面の海水による被覆率 (%) で海水量を表示することとした。レーダー図面上の面積の読み取りは, 精度の向上をねらってコンピュータ上で行った。

## 2.2 日射と大気透過因子

大気中を透過する日射は, Beerの法則に従い, 地上での法線面直達日射強度  $I(\lambda)$  は次式で表される。

$$I(\lambda) = H_0(\lambda) E_0 \cdot \exp \left[ - \left\{ k_R(\lambda) \frac{p}{p_0} + k_a(\lambda) + k_g(\lambda) \right\} m \right] \quad (1)$$

ここで  $H_0(\lambda)$  は波長  $\lambda$  の大気外日射量,  $E_0$  は太陽-地球間距離の補正係数,  $p/p_0$  は気圧の実際値と標準値の比,  $m$  は大気経路,  $k_R(\lambda)$ ,  $k_a(\lambda)$ ,  $k_g(\lambda)$  は, それぞれ, 空気分子の, エアロゾルの, および水蒸気や二酸化炭素等気体分子の大気中における光学的厚みを表す因子である (浅野ほか, 1983; 村井, 1987; Paltridge *et al.*, 1976)。

$\lambda$  に関する (1) 式の積分が観測される直達日射量となるが,  $\lambda$  の関数である各因子の波長平均, すなわち,  $k_R(\lambda)$ ,  $k_a(\lambda)$ ,  $k_g(\lambda)$ , それぞれに対する波長平均,  $K_R$ ,  $K_a$ ,  $K_g$  が定義できれば, 法線面の直達日射量  $J$  は次式で表される。ただし,  $p/p_0$  は1,  $H_0(\lambda) \cdot E_0$  の  $\lambda$  に関する平均を  $J_0$  とする。

$$J = \int_{\lambda} I(\lambda) d\lambda = J_0 \cdot \exp(-\alpha m) = J_0 P^m \quad (2)$$

$$\alpha = K_R + K_a + K_g \quad (3)$$

$$P = \exp(-\alpha) \quad (4)$$

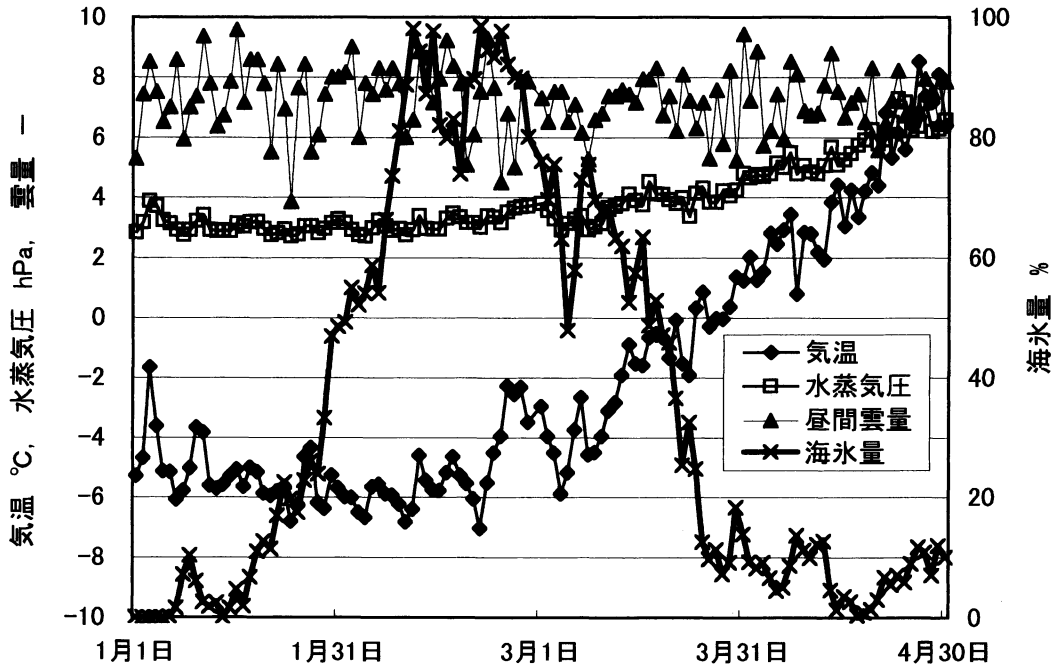
ここで,  $\alpha$  は消散係数,  $P$  は大気透過率である。実際の場合, 測定される水平面直達日射量  $J_H$  は, 太陽高度を  $h$  として次式で表される。

$$J_H = J_0 \cdot P^{1/\sin h} \cdot \sin h \quad (5)$$

水平面直達日射量の1日積算値  $S_{JH}$  は, (5) 式を1日間 ( $t_1$  から  $t_2$ ) にわたって積分することによって得られる。一般に  $P$  は時間に関係するが, ここで時間に関係しない1日平均大気透過率  $P_{av}$  を定義し,  $S_{JH}$  は次式で表される。

$$S_{JH} = J_0 \int_{t_1}^{t_2} P_{av}^{1/\sin h} \cdot \sin h \cdot dt \quad (6)$$

先に三谷・中村 (2002) は, 数年にわたって年間を



第2図 観測期間中の気象条件の推移, 1993年~1999年, 2002年の内, 4~8年間の平均値.

通じた快晴日の1日積算水平面直達日射を観測し, (6)式による大気透過率の1日平均値が妥当なものであることを確認している。(6)式にはシンプソン則による数値積分を適用, そのきざみの数は1時間につき4とした. 積分の収束状況は充分であった.

### 2.3 観測環境の気象条件

日射観測時における観測地点の気象要素, すなわち大気の水蒸気量, 気温, 降水量, 昼間の雲量などは, 気象庁紋別候所の観測データを引用した.

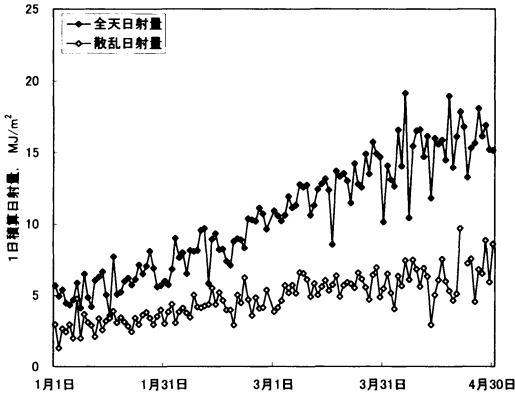
北西から南東にほぼ直線状に伸びるオホーツク海沿岸の海岸線上に日射観測点はある(第1図), 先に定義した海水量を求めるに際して採った半径20海里の円は, この海岸線により二分される. 観測点の北東方向に広がる円内海面部分の面積は円全体の45%で, 残りの陸地部には若干の市街地のほか畑や草地, 山林などがあり, 観測期間中, 特に1月から3月には積雪のある状態が続くので, 海水量のみが大きな反射日射の効果を生む要因ではないことに注意したい. しかし, 雪面の広がり観測期間中ほとんど変化が無いので, 変動の著しい海水面のみを観測点近傍水平面のアルベドの変動要因として考慮すればよいといえる.

毎日の平均気温, 大気水蒸気圧, 昼間雲量(9時, および15時の平均値), および海水量(午前9時の値)

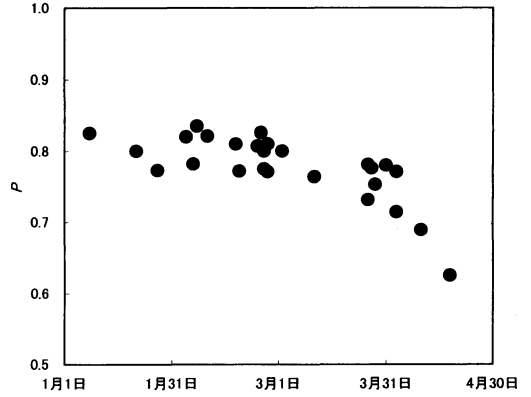
について, 日射観測を行った年, すなわち1993年から1999年, および2002年の8年間にわたるこれら気象要素の平均値を求め, 1月1日から4月30日までの経日変化として第2図に示した(海水量は1993年から2002年までの10年間の平均). この期間を海水期としたが, 実際には1月下旬から3月下旬, その最盛期は2月上旬から3月中旬までの2か月足らずの期間である. 特に, 海水量が80%を越える期間は2月中・下旬のみとみてよい. また, 1月の海水量は散発的な場合が多く, 図中のこの月の値は, 主として2000年および2001年の結果が反映されたものにすぎない. 4月の場合も同様で, 図中の値は限られた年の値, 特に1993年において海水が5月初旬にまでおよんだときの結果が反映されている.

1月から3月上旬までの気温と大気水蒸気圧は, それぞれ日平均約 $-6^{\circ}\text{C}$ , および約 $3\text{hPa}$ を中心に日々変動したが, その後海水量の減少と共に上昇し始めた. 一方, 雲量は著しい日々の変動を示すものの, 昼間の平均雲量はおおむね $6\sim 8$ で推移している.

雲量や大気水蒸気圧は, 地上で観測される日射量に直接関係する. 一方, 海水量は観測域のアルベドに関係し, これも直接日射量に影響することとなる. 以下には, 日射量と海水量との関係について, 主として雲



第3図 1日積算日射量の推移, 1993年~1999年, 2002年の内, 4~8年間の平均値.



第4図 大気透過率の推移.

量および大気水蒸気圧をパラメータとして検討することとした。

### 3. 日射量観測結果とその検討

#### 3.1 日射と大気透過率

1993年から1999年まで、および2002年の8年間にわたり、特に北海道のオホーツク海沿岸の海水期における日射量観測から、第3図に示す日射量の経日変化を得た。これは直接実測された水平面での全天日射と散乱日射の1日積算値であり、両者の差が直達日射量となる。各日射量の日々の値は上記期間での平均値であるが、限られた期間の観測の中断や突然の欠測もあったため、平均化された年数は4~8年と、月日によって様ではない。

1日積算全天日射量は、大略1月初旬の5 MJ/m<sup>2</sup>から4月下旬の16 MJ/m<sup>2</sup>へと比較的急激に増加した。一方、散乱日射量については、その1日積算値の全天日射量に占める割合は、1月初旬の約50%から4月下旬の30%へと漸減した。

快晴日に観測された1日積算直達日射量を(6)式に適用して $P$ を求めることができる。この際、選んだ $P$ に基づく積分結果が観測値に一致するまで積分計算を繰り返す試行錯誤の方法を採った。得られた $P$ をその経時変化として第4図に示した。

#### 3.2 日射に及ぼす海水の影響

##### (1) 海水の快晴日直達日射への影響

(3)式や(4)式が示すように、消散係数、あるいは大気透過率は、大気中の水蒸気圧やエアロゾル濃度に関係する。三谷・中村(2002)も年間を通じての日射量の観測から、大気中の土壌粒子濃度の異なる2つ

の季節で、それぞれに対応した水蒸気圧と消散係数との直線的関係を得て既に報告した。

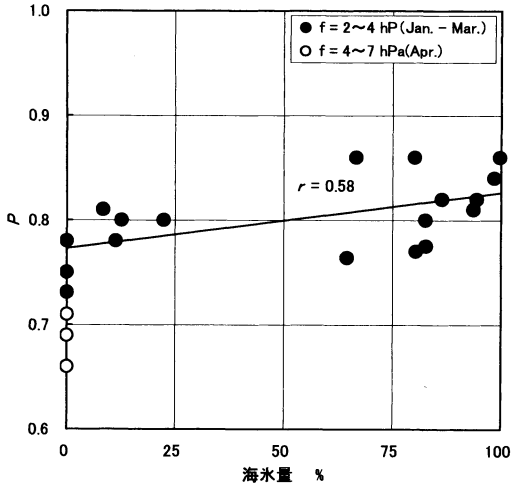
海水期の気温の低下は大気水蒸気圧の低下をまねき、結果として大気透過率の増加が考えられる。第4図でも認められるように、大気透過率 $P$ は1月から海水量の大きい2月期にかけて大略0.75~0.85の比較的高い値を示すが、このことについて大気透過率と海水量との関係から以下に検討しよう。

快晴日(雲量0)に観測された大気透過率 $P$ を海水量に対してプロットした第5図に示すように、 $P$ は海水量と共に増加する傾向を示している。図中の各点は観測時の水蒸気圧が互いに異なるため、水蒸気圧の変動幅のある範囲に押さえた2つのグループ、すなわち、1~3月(水蒸気圧2~4 hPa)と4月(水蒸気圧4~7 hPa)のデータにわけて検討した。4月の場合の $P$ は、海水量がゼロの場合のもののみであるが、1~3月の場合の $P$ に比べて小さくなる。それは両者の水蒸気圧の差によるものと考えられる。

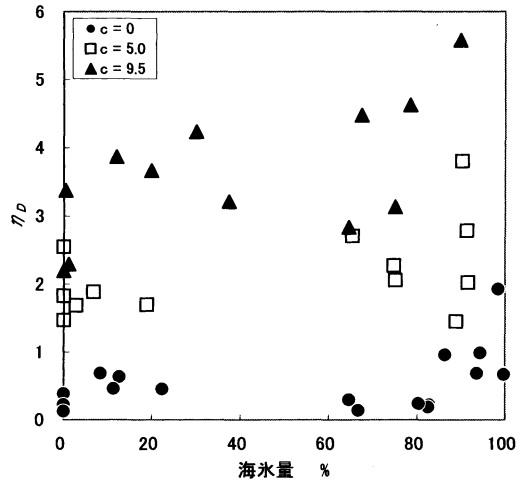
一般に海岸域では、大気への著しい海塩の飛散が考えられる。これが海水によって抑制されることが想像できるが、実際そのことをオホーツク海沿岸地域において確認した報告が幾つかある(工藤, 1975; Nakamura, 1991; 三谷ほか, 2000)。海水の海面被覆のみならず、海水による波の消滅によっても海水の飛散が著しく抑制されるものと考えられる。これらの報告に照らして第5図の結果を考えると、海水によってこの地域の大気エアロゾル濃度が低下し、その結果、大気透過率は増加したものと推察される。

##### (2) 海水の快晴日散乱日射への影響

海面が海水に覆われるにつれ、すなわち海水量の増



第5図 大気透過率におよぼす海水量の影響 (f = 大気水蒸気圧, r = 相関係数).



第6図 散乱日射量におよぼす海水量の影響 (C = 雲量).

加につれて観測域の水平面アルベドの顕著な増加が予想される。Kondratyev (1969) は、快晴日の雪原での散乱日射量が、雪の無い浅い草地での値の2倍以上にも達する例をあげ、反射日射による散乱日射量の増大を指摘している。

第6図は、海水量の増加に伴う1日積算散乱日射量の増加をみたものである。ここで縦軸の  $\eta_D$  は海水量の増加に伴う散乱日射量の増加率で、1日積算散乱日射量  $S_{DH,ob}$  (実測値) とその推算値  $S_{DH,cal}$  から次のように定義した。

$$\eta_D = \frac{S_{DH,ob} - S_{DH,cal}}{S_{DH,cal}} \quad (7)$$

散乱日射量の推定式には Berlage (1928) の式のほか、これを修正した松尾ほか (1960) の式、(8)式が、特に技術の分野で知られており、既に年間を通じてこの式の有効性を確認し報告した (三谷・中村, 2002)。

$$D_H = 1.2 \cdot J_0 \cdot \sin h \left( \frac{1 - P^{1/\sin h}}{1 - 1.4 \cdot \ln P} \right) (1 - P) \quad (8)$$

1日積算散乱日射量は、この式の終日の積分、(9)式より得られる。

$$S_{DH} = \int_{t_1}^{t_2} D_H dt \quad (9)$$

この積分も先と同様、シンプソン則による数値積分によった。大気透過率  $P$  については、快晴日 (雲量ゼ

ロ) のデータに関しては1日積算直達日射量から得た1日平均値を使用し、その他のデータに関しては、先に求めたこの地域における大気透過率の年間推移から求めた。ここでは、海水量の増加が快晴日の散乱日射におよぼす影響について検討し、雲量のある日の散乱日射への影響は次節で検討する。

第6図の雲量ゼロの場合、海水量の増加に伴う散乱日射量の増加は、特に海水量が80%を超える点で顕著となり、 $\eta_D$  が1以上、すなわち、海水面による反射日射の無い場合に予測される散乱日射量の2倍近くにも達している。しかし、海水量が80%以下では  $\eta_D$  は0.5前後でほぼ一定である。ここで海水量は、観測域での反射面の大きさに直接関係しよう。先にも記したように、この海水量は観測地近傍を中心とする円内海面域に定める海水面の割合である。同円内陸上域の雪面も海水面同様に観測域の強いアルベドの要因として考慮すれば、この陸上域は同円内域の55%をしめる上にそのかなりの部分が雪面と見なし得ることから、第6図の横軸を海水面と雪面による反射面の大きさとしたとき、海水量0%の状態でも既にそれは55%に達していることとなる。 $S_{DH,cal}$  の計算精度のほか、このことも海水量0%近辺で  $\eta_D$  が0.5前後になっていることと理由と考えられる。

(3) 雲量のある日の散乱日射量への影響

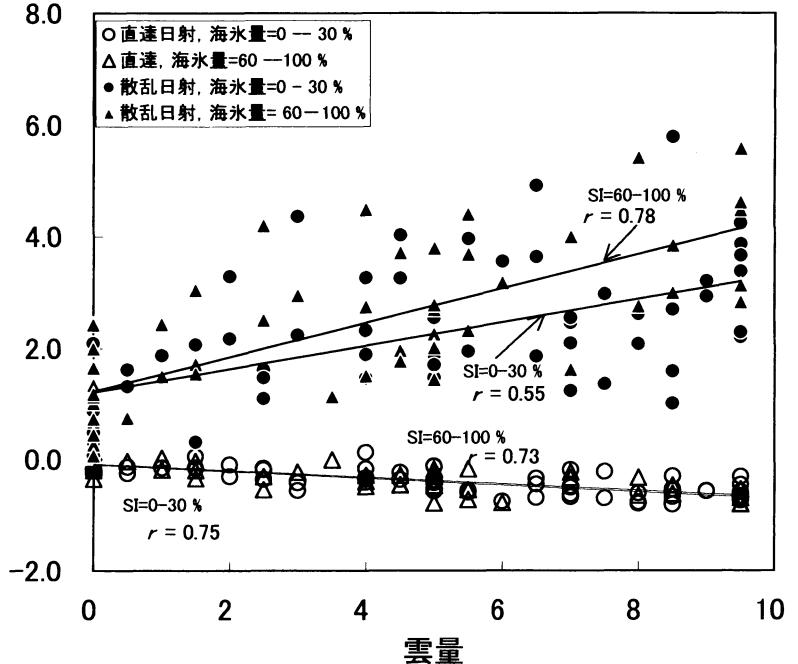
第6図において、雲の無い日の海水面による反射日射が大気中で散乱し、地上の散乱日射量が増加することを確認した。この図には雲量のある場合の代表的な例

として、雲量が5.0と9.5の場合についての $\eta_D$ と海水量との関係も示した。雲量条件によって十分なデータが得られない場合もあったが、他の雲量においてもおおむね同様の関係が得られた。データのばらつきが著しいものの、この図から散乱日射量は海水量と共に増加することが見て取れる。雲のある場合にも海水面での反射日射は雲底面で再反射し、地上に達する日射量を増加させると推定されるので、ここではこの反射日射をも散乱日射に含めて $\eta_D$ を評価した。

海水面からの反射日射の効果と雲量との関係として検討したものが第7図である。海水量が30%以下と60%以上との場合に分けて検討したが、海水量が30~60%の場合は、データ数が少ないために省略した。

ここで、 $\eta_D$ と雲量との関係を直線回帰式で表示した結果、海水量の30%以下と60%以上で、それぞれ相関係数が0.55、および0.78を示し、互いに勾配は異なるものの、共に大略1の縦軸( $\eta_D$ 軸)切片を持った関係を得た。この縦軸切片は快晴日の $\eta_D$ であって、先の第6図の雲量ゼロの場合の結果に相当する。一方、先に示したように、第6図は陸上部の雪面によるアルベドの効果のためか、海水量の少ない場合でも $\eta_D$ が0.5前後に、また海水の多い場合には1近くにある。第7図の雲量ゼロ近辺でのデータのばらつき、海水量を30%あるいは40%の幅をもってとらえた点、さらには、散乱日射量の測定精度や推算精度を考慮すれば、この図の縦軸切片から雲量ゼロの場合の $\eta_D$ と海水量との関係を結論づけることはできないものの、第6図や第7図の結果は、散乱日射におよぼす海水の影響を示唆しているものといえよう。

第7図において、雲量のある日の1日積算散乱日射量に関して、その快晴日の予測値からのずれ、すなわち $\eta_D$ と雲量との関係について検討してきたが、ここで直達日射量に関しても同様に1日積算直達日射量の実測値に対するその快晴日の予測値との差の割合を $\eta$



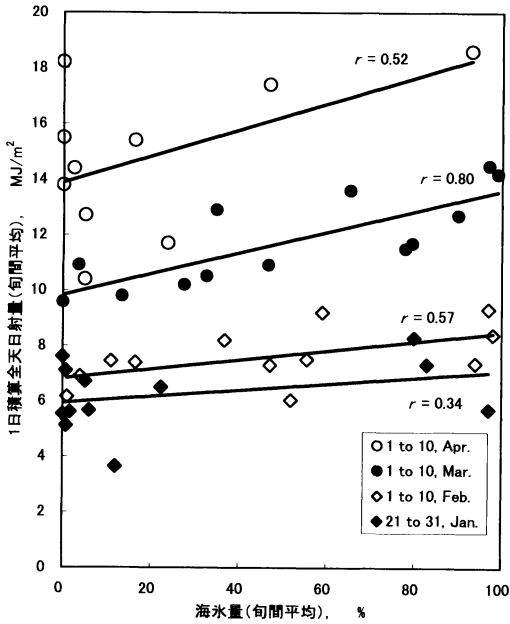
第7図 海水期における日射量と雲量との関係 (SI=海水量,  $r$ =相関係数)。

として、これと雲量との関係を検討した。この図から1日積算直達日射量におよぼす海水量と雲量の影響は、散乱日射の場合に比べて小さいことがわかる。

### 3.3 全天日射量による検討

前節では日射におよぼす海水の影響について、 $\eta_D$ や $\eta_f$ を尺度として、日射の成分に関しては直達、および散乱日射に分けて、また気象条件に関しては雲量の有無、すなわち雲量ゼロの快晴日とそうでない日とに分けて検討した。この日射量の推定値からの偏倚量、 $\eta_D$ や $\eta_f$ は、日射におよぼす太陽高度の効果を消去するために導入したものであるが、実際には日射量の実測値で直接検討するのが望ましいものと言えよう。以下には実測された全天日射量を尺度とし、これにおよぼす海水の影響について、その大略的量的評価を試みた。

一般に海水量は日々著しく変動する。当然のことながら、同一月日であっても、年によって海水量が大きく異なることは珍しくはない。特定の日を選ぶことによって太陽の位置の条件を定めて、その日の全天日射量と海水量とを多年度にわたって追跡することは、両者の関係を知る上で興味深い。実際には雲量も著しく変動するのでその追跡は困難である。ここでは単一日でなく複数日を選び、その期間の雲量平均値が多年度にわたってある狭い値の範囲に収まれば、これを一



第8図 1日積算全天日射量におよぼす海水量の影響 ( $r$ =相関係数).

定と見なし、すなわち全天日射量の変化に関する雲量変動の効果を排除して、全天日射量と海水量の関係を検討できると考えた。

既に三谷・中村(1989)はこのような方法で、この地域における1983年から1989年にかけての日射の観測値を用いて、全天日射量と海水量との関係を検討した。これらのデータをも含めた1983年から1999年、および2002年のほぼ18年間に得られたデータから、1月下旬から4月上旬までを8つの旬に分けた各旬の平均全天日射量と海水量を各年毎に求め、特に4つの旬について第8図にそれらの関係を示した。データのばらつきは著しいが、いずれの旬においても1日積算水平面全天日射量は海水量と共に増加する傾向を示した。この日射量と海水量との関係を直線回帰式で表示した結果、その相関係数  $r$  は、すべての旬について0.34~0.80の範囲にあり、平均値は0.51であった。

図の各点に関わる雲量の旬平均値は、二三の例外を除いて7前後に集中し、ほとんどが5~9の範囲にあった。海水面で反射した日射がこの雲量の下での雲底面で再反射し、その結果、海水量と共に全天日射量が増加するものと考えられる。すなわち、第8図の結果は、海水量に伴う日射観測域内のアルベドの増加が海水面と雲底面間の反射日射を高め、全天日射量を増

加させたものと考えられる。その効果は、1、2月よりも3、4月に顕著であり、1月下旬では、海水量が100%のときの全天日射量は、これの無い場合の約15%の増加であるのに対して、3月上旬になると約40%の増加となっている。この相違については、海水面-雲底面間での相互の反射効果の詳細な検討のもとに、太陽高度等を考慮しながら今後明らかにしていきたい。

#### 4. まとめ

北海道オホーツク海沿岸のほぼ中央部の紋別市において、1月から4月までの海水期の水平面全天日射量と散乱日射量を1993年から1999年、および2002年にわたって観測し、特に、この地域の日射特性におよぼす海水の影響について調査した。

快晴日の1日積算直達日射量から日平均の大気透過率を求め、海水期における時間的推移を得た。大気透過率は1月から海水量の大きい2月期にかけて大略0.75~0.85の比較的高い値を示し、3月から4月にかけて顕著に低下する傾向を示した。海水期に観測された高い大気透過率は、主としてこの期間の低い大気水蒸気量によるものと考えられるが、海氷による海面被覆や波の緩衝が大気中への海塩飛散を抑制し、大気中のエアロゾル濃度を低下させて、大気透過率を上昇させる効果も考えられた。

快晴日の水平面1日積算散乱日射量と海水量との関係を検討した結果、海面が広範囲に海水で覆われる状態のもとでは、散乱日射量は通常快晴日に予測される値の2倍近くにも達し、海水面で反射した日射の大気中での散乱効果が考えられた。また、雲量のある日においても海水面と雲底面との間の反射によって、散乱日射量について同様の傾向が認められた。

海水量をパラメータとして、雲量と1日積算日射量との関係を検討した。散乱日射の場合、日射量は雲量と共に増加する傾向を示し、特に海水量が大きいほどその傾向は顕著であった。一方、直達日射の場合には、当然ながら日射量は雲量と共に低下する傾向を示したが、海水量の差による影響は著しいものではなかった。

1月下旬から4月上旬にかけて各旬の平均値によって、海水量と1日積算全天日射量との関係を検討した。いずれの旬においても全天日射量は海水量と共に増加する傾向にあり、海水面-雲底面間での反射日射の効果が考えられた。すなわち、海氷のない場合の1日積算全天日射量に比べ海水量が100%の場合のそれは、1月下旬で約15%の増加、3月上旬になると約40%の増加

を示した。ここで各旬の平均雲量は7前後に集中、ほとんどのが5～9の範囲にあった。

### 謝 辞

本研究を実施するに当たり、海水データは北海道大学低温科学研究所附属流氷研究施設よりご提供いただきました。ここに記して、深く感謝申し上げます。

なお、本研究は、2000年度日本地理学会秋季学術大会にて発表したものに、その後加筆修正したものである。

本研究には、北海道大学低温科学研究所一般共同研究補助金(研究代表者：中村圭三、採択番号99-47, 02-52)を使用した。

### 参 考 文 献

- 浅野正二, 村井潔三, 山内豊太郎, 1983: 大気汚濁係数の算出法の改良について, 研究時報, 35, 135-144.  
 Berlage, H. P., 1928: Meteorologische Zeitschrift, 174-178.  
 Kondratyev, K. Y. 1969: Radiation in the Atmosphere, Academic Press, 376-377.  
 工藤哲也, 1975: オホーツク海常呂海岸における空中塩分量と流水との関係, 第86回日本林学会大会講演集, 425-426.  
 三谷雅肆, 中村圭三, 1989: 紋別における水平面全天日

射一特に流水期における全天日射特性について一, 道都大紀要(教養部), 8, 1-10.

- 三谷雅肆, 横平 弘, 野口和泉, 2000: オホーツク海沿岸地域における酸性沈着, 日本化学会誌, 2000, 347-356.  
 三谷雅肆, 中村圭三, 2002: 日射量の評価における大気透過率について, 太陽エネルギー, 28, 39-44.  
 村井潔三, 1987: 太陽エネルギーの分布と測定(柴田和雄・内嶋善兵衛編), 学会出版センター, 20-24.  
 Nakamura, K., 1991: On the Relation between Sea Salt Contamination in the Atmosphere and Sea Ice Coverage in a City Facing Sea Ice Field, Climatological Notes, 40, 189-197.  
 中村圭三, 1996: 北海道オホーツク海沿岸における海水による気温低下の定量的把握, 天気, 43, 383-390.  
 中村圭三, 三谷雅肆, 石川信敬, 高山晴光, 2001: 北海道オホーツク海沿岸紋別における海水期の大気透過率特性について, 環境情報研究, 9, 1-16.  
 Paltridge, G. W. and C. M. R. Platt, 1976: Radiative Processes in Meteorology and Climatology, Elsevier, 116-125.  
 高尾俊則, 下道正則, 伊藤真人, 宮川幸治, 1995: 昭和基地で観測された紫外域日射一雪面反射による増幅とオゾンホールの影響一, 高層気象台彙報, 55, 23-29.  
 吉田作松, 1970: 水平面日射量におよぼす積雪の影響, 研究時報, 22, 85-90.

## On the Characteristics of the Insolation on Horizontal Surface in the Sea Ice Stage in the Coastal Area of Sea of Okhotsk in Hokkaido, Japan

Keizo NAKAMURA\*<sup>1</sup>, Masashi MITANI\*<sup>2</sup>,  
 Nobutaka ISHIKAWA\*<sup>3</sup> and Harumitsu TAKAYAMA\*<sup>4</sup>

\*<sup>1</sup> (Corresponding author) Faculty of International Studies, Keiai University,  
 1-9 Sanno, Sakura-shi, Chiba-ken, 285-8567, Japan.

E-mail: nakamura@kokusai.u-keiai-sakura.ac.jp

\*<sup>2</sup> Department of General Education, Dohto University.

\*<sup>3</sup> Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University.

\*<sup>4</sup> Institute of Environmental Studies, Keiai University.

(Received 3 December 2002; Accepted 5 February 2003)