

地表面の熱収支の研究, わかるということ

—2001年度藤原賞受賞記念講演—

近 藤 純 正*

1. はしがき

この度, 日本気象学会藤原賞をいただき, ありがとうございます。推薦者の方々, ならびに選考委員の方々に厚く御礼申し上げます。私がこれまでの45年間にわたり研究ができたのは, 恩師をはじめ, よい先輩, 後輩たちのお陰だと思っています。

本日は, 「地表面の熱収支の研究—わかるということ—」という題でお話します。前半では, 私の45年間の研究を次の3つにまとめ, それぞれ第2~4節で述べます。

- ① 湖面蒸発と大気境界層の研究
- ② バルク法の確立と気団変質の研究
- ③ 陸面上における降水量と蒸発量の関係

後半では私の研究で面白かったこと:

- (ア) 裸地面上の極小低温層
- (イ) 拾ってきた松の木に学ぶ

について第5~6節でお話し, 「わかるということ」は, どういうことなのか, 皆さんに伝われば幸いに思います。

2. 十和田湖の蒸発の研究に始まる

私が東北大学の大学院に進学したとき, 故・山本義一先生から, 十和田湖の蒸発の研究を課題として与えられました。

当時は, すでに, 接地境界層では風速などの鉛直分布を表わす, いわゆる「対数則」が知られていました。例えば, 風速 U は次式で表わされます。

$$U(z) = \frac{u^*}{k} \ln \frac{z}{z_0} \quad (1)$$

* 東北大学名誉教授。

—2001年5月30日受領—

—2001年7月2日受理—

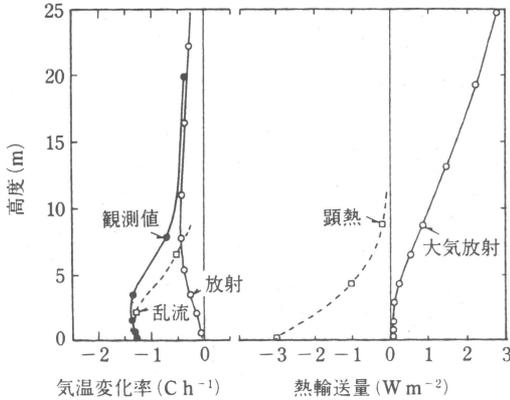
ここに z は地表面からの高さ, u^* は摩擦速度 (乱流の強さのスケール), z_0 は空気力学的粗度 (地表面の幾何学的な小さな起伏とその配列に関係し, 水面で小さく, 森林や都市で大きい), $k (=0.4)$ は Karman 定数です。気温や水蒸気量の鉛直分布についても, 式 (1) に類似な式で表わされます。対数則に基づくならば, 蒸発量は次の Thornthwaite-Holzman (1939) の式で求められます。

$$E = \frac{k^2(a_1 - a_2)(U_2 - U_1)}{\ln(z_2/z_1)^2} \quad (2)$$

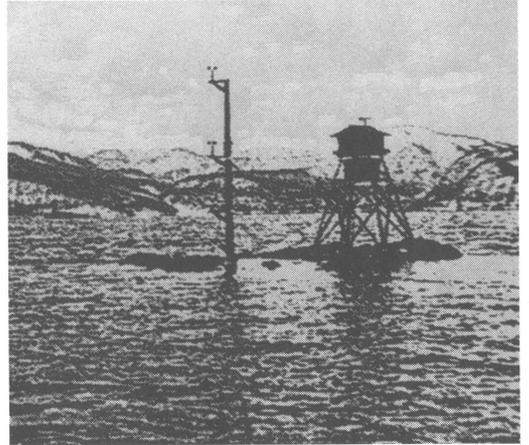
ここに, a_1 と a_2 , U_1 と U_2 は高度 z_1 と z_2 における水蒸気量 (kg m^{-3}) と風速です。

十和田湖は平均水深が80 m あります。冬になると, 気温は下がっても, 水温はそれほど下がらず気温に比べて 10°C 程度も高い状態になります。そんなとき, 式 (2) で計算すると, 風速が同じとした場合, 大気が不安定になるほど, 蒸発量は小さくなる。これは, 直感的におかしいと思いました。つまり, 大気が不安定になると, 上下の混合が活発になり実際の蒸発は盛んになるのだが, 観測では水蒸気量の差 ($a_1 - a_2$) も風速の差 ($U_2 - U_1$) も小さくなるので, 式 (2) にあてはめると蒸発量はかえって小さくなったわけです。

対数則に基づく式 (2) は大気安定度の効果を考慮していないので蒸発量は正確に算定できません。同じことが世界中で問題になりました。つまり, 乱流の生成は, 機械的作用と浮力作用によるのですが, 対数則では後者を含んでいません。故・山本義一教授は, 風速の鉛直分布を表わす方程式を導き出しました。その方程式は後年, KEYPS 式と呼ばれることになりましたが, 同じ時代に, 同じような方程式を導出した人々のインシヤルを取った呼び名です (Kazanski and Monin, 1956; Ellison, 1957; Yamamoto, 1959; Panofsky,



第1図 微風の晴天夜間における気温変化率の例。左図：大気冷却の観測値(黒丸), 放射冷却(白丸), 乱流冷却(四角印と破線)の鉛直分布。右図：顕熱輸送量(四角印と破線)と正味大気放射量(丸印)の鉛直分布, ただし正味大気放射量は上向きを正とし, 地表面での値との差で示した(Kondo, et al., 1978 ; 近藤, 2000, 図4.18)。



第2図 十和田湖御門石の高さ5.5 mの観測塔, 1963年早春に撮影。

1961 ; Sellers, 1962)。

しかしKEYPS式は,

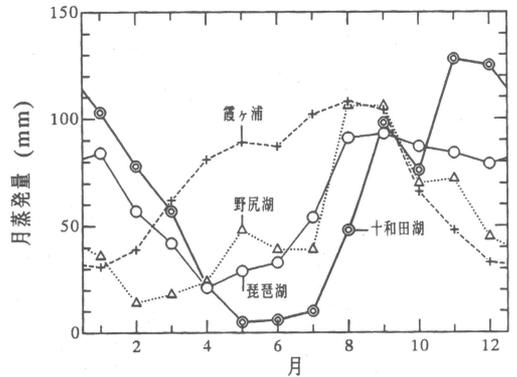
- ① 定常で水平方向に一様の仮定
- ② 大気放射による熱輸送を無視

の基に導かれたものです。それゆえ, KEYPS式が実際に成り立つかどうかを確かめなければなりません。

そこで私は, いわゆる普遍関数(風速などの鉛直勾配と高さの関係)を観測から決める仕事を始めました(Kondo, 1962 ; 近藤, 1994, p. 106)。その結果, 特に安定なとき, KEYPS式は成立しないことと, 大気放射の効果が無視できないことが分かってきます。

第1図は, しばらく後の研究結果ですが, 夜間の非常に安定なときを示したもので, 図の右側の破線は顕熱輸送量の鉛直分布です。熱輸送量が近似的に一定と見なされるのは高度1 mまでのごく狭い範囲となっています。つまりこの例では, 接地境界層は高度1 mまでの範囲であり, 高度10 mから上層では乱流による熱輸送はほとんど行われていない。同時に, 正味大気放射量は高度とともに増加している。これら乱流と放射の作用によって下層大気の気温は時間とともに下降している。これは極端に安定な状態の例であります, 大気放射の作用はいつでも作用しており, 厳密な意味では, 定常状態は存在しません。

現在, 各方面で接地境界層の数値シミュレーション



第3図 十和田湖(平均水深80 m), 琵琶湖(40 m), 野尻湖(21 m), 霞ヶ浦(3 m)における蒸発量の季節変化(近藤, 1994, 図7.14)。

が盛んに行われていますが, 特に安定度が強いときの結果はうまくできていません。その改良として, 安定なときの普遍関数の実験式(近藤, 1994, p. 107)を利用することと, 大気放射を考慮することを提案しておきます。

3. バルク法の確定とAMTEXの研究

大気安定度の効果が分かってきたので, 十和田湖では安定度を考慮して蒸発量を求めることになりました。第2図は十和田湖のほぼ中央にある御門石と呼ばれる小さな岩礁に建てた高さ5.5 mの観測塔です。この観測塔の4つの高さで風速を測り蒸発量を求めてい

ました。ところが、冬の強風日には波しぶきが飛んできて、観測塔の高さ2 m以下は大きな水の塊となってしまう、観測できなくなりました。

このことが、バルク法を生み出すきっかけとなったのです。バルク法とは1高度のデータ(風速, 気温, 湿度)と水温を使って顕熱・潜熱輸送量を求める実用的な方法のことです。

こうして十和田湖, 野尻湖(長野県)など, 日本各地の湖面蒸発を求めていきました(Yamamoto and Kondo, 1964; 1968; Yamamoto *et al.*, 1972)。第3図は深さの異なる湖の蒸発量の季節変化を比較したものです。十和田湖のように水深が深い湖からの蒸発量は秋～冬に多く, 春～夏に少ないことが分かってきました。それまでの常識を変えなければならぬ結果となったのです。

これまでの話をまとめてみますと, 十和田湖の蒸発の研究は式(2)から始めたのですが, この式は大気の安定度が考慮されていないために, 蒸発量は正確に求められません。そこで, 安定度を考慮したKEYPS式が出てきたのですが, 基礎研究で調べてみると, 特に安定なとき成立しないことが分かり, 実用的には風速などの鉛直分布を表わす普遍関数として実験式を用いることにしました。そうして十和田湖のような深い湖では, 水中に貯えられる貯熱量(春～夏に貯えられ, 秋～冬に放出される熱量)の効果が非常に大きく, 蒸発量は秋から冬に大きいことが明らかになりました。

こうして, 湖面蒸発の研究が終わりかけていた時代のことです。冬の台湾付近で発生した低気圧が急速に発達して, 首都圏に大雪を降らせ交通麻痺を起こし, また, 大型船舶の大破という事件があり, 天気予報の精度向上が要望されるようになりました。

国際協力研究としてAMTEX (Air Mass Transformation Experiment, 気団変質実験)が計画され, 沖縄近海で実施されることになりました。AMTEXでは, 海面熱収支量を求めることになりましたが, バルク法の精度を上げなければなりません。私は, 1967年に防災センター平塚支所(神奈川県平塚市)に転勤してきました。防災センターは発足したばかりで, 内藤玄一さんや藤縄幸雄さんら, 20歳代の若い人々がいて, 私は30歳過ぎの研究室長, もっとも充実した時代でした。海面をはさんで, 大気と海中の境界層の論文をたくさん書くことができました(Kondo, 1976a; Kondo and Fujinawa, 1972; Kondo and Naito, 1972; Kondo *et al.*, 1972; 1973; 1979など)。



第4図 平塚沖観測塔。沖合1 km, 水深20 m, 水面上の高さ25 m, 1965年9月設置。

第4図は相模湾にある平塚沖観測塔の写真です。この観測塔は世界でも有数のものでして, 海底ケーブルを通して, データは陸上のコンピュータで採取できるようになっています。

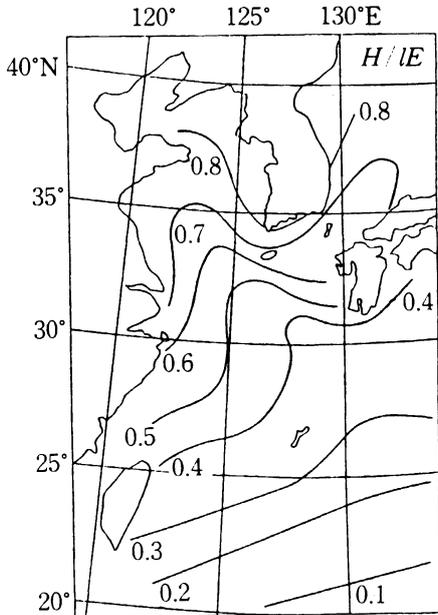
平塚における研究によって, 水面上のバルク法が確立できたので(Kondo, 1975; Kondo and Ishida, 1997), AMTEXの研究を行うことになります。

バルク法の原理を要約すると次のようになります。蒸発量 E は,

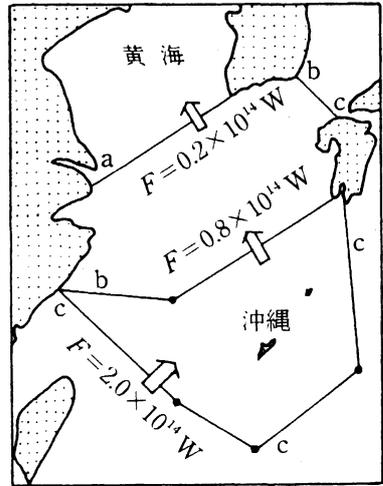
$$E = C_e U (a_s - a) \quad (3)$$

で表わされます。蒸発量は水面の水蒸気量 a_s (=水面温度に対する飽和水蒸気量)と大気の水蒸気量 a の差に比例します。蒸発量は a_s と a が交換される速度に比例するわけですから, その交換速度(乱流の鉛直速度の平均)は風速 U に比例する形となっています。風速 U が同じであっても, 交換速度は不安定なとき大きく, 安定なとき小さくなる。その効果はバルク係数 C_e が安定度によって変わるようになっています。安定度は水温・気温差 ($T_s - T$) と風速の関数で表わされます。同じようにして, 顕熱輸送量は式(3)の $(a_s - a)$ を(単位体積の空気の熱容量 $c_p \rho \times$ 水温・気温差)に置き換え, C_e が顕熱交換のバルク係数 C_H に換わります。

第5図は, 冬の東シナ海におけるポーエン比, すなわち顕熱輸送量と潜熱輸送量の比の分布です。ポーエン比は北のほうほど大きく, 南ほど小さくなっています。これを気団変質の立場から, 南北での相対的な関係について解釈してみます。大陸から乾燥・寒冷気団が北風となって黒潮上に流れてきたとき, 北のほうで



第5図 2月の東シナ海とその周辺におけるポーエン比(顕熱輸送量/潜熱輸送量)の分布 (Kondo, 1976 b).



第6図 第5図に同じ, ただし海洋の水平運動による熱輸送の収束量(境界線 a, b, c を通る正味量) (Kondo, 1976 b).

は海面から熱をもらって暖められる。暖かになると、大気を含み得る水蒸気量が指数関数的に増加するので、南のほうでは、顕熱というよりは水蒸気の供給を受けて湿潤化される。これが、ポーエン比の気温依存性です。

ポーエン比の分布図のほか、海面から大気へ失う全熱輸送量(=顕熱輸送量+潜熱輸送量-正味放射量)の図も作りました。その図について、海洋混合層内における水温の上昇・下降を考慮して、海域ごとに面積積分すると、海洋による熱輸送量が求まります。

第6図はその結果を示したものです。黒潮が運ぶ熱は莫大な量、すなわち熱収束量で $2 \times 10^{14} \text{ W}$ の大きさであることが分かりました。この熱輸送量は北緯25度付近の北半球全体についての海洋熱輸送量年平均値と比べると、その約10%に相当します。北半球全体の面積と比べると、沖縄海域は小さいので、エネルギー交換の激しい場所であると言えます。

ここまでの私の1970年代中ごろまでの研究です。

4. 陸面過程の研究

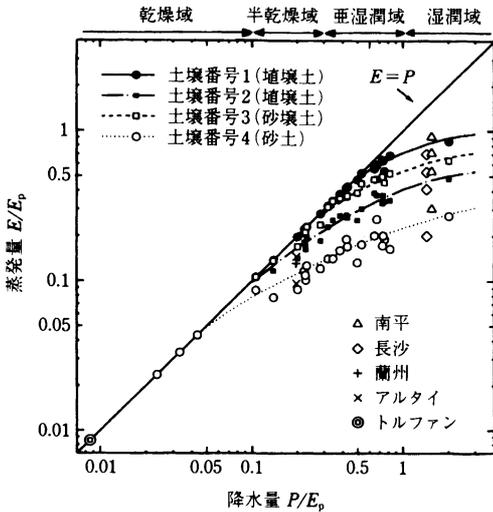
以後、私は東北大学にもどってからは、優秀な教え子たちに恵まれて、積雪面、森林などの植生地、複雑

地形の熱収支、新バケツモデルの開発、融雪と河川流出の研究などを行いました。それらの研究については時間の関係で割愛いたします。

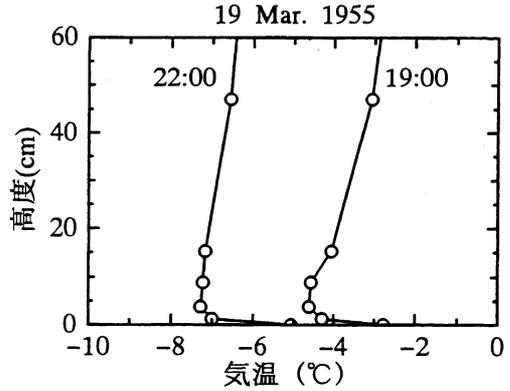
1980年代後半のことでした。中国乾燥域における水収支・熱収支の研究を日中共同でやらないか、という話がありました。しかし、乾燥域での蒸発量は熱収支量に換算して $\pm 20 \text{ Wm}^{-2}$ 程度であり、従来の観測法では誤差に相当します。それゆえ、蒸発量評価の新しい手法の開発に取り掛かりました。三枝信子さんの協力を得て、裸地面蒸発のパラメータ化が出来上がりました (Kondo *et al.*, 1990; 1992; Kondo and Saigusa, 1994)。

第7図は徐健青さんと一緒に行った研究のまとめでありまして、年蒸発量と年降水量の気候学的な関係です (Kondo and Xu, 1997)。ただし、縦軸・横軸は新・ポテンシャル蒸発量 E_p (近藤・徐, 1997; 近藤, 2000, p. 222, p. 307) で無次元化してあります。両者の関係は土壌の種類ごとに明瞭に分類されます。番号1は関東ロームのような保水性のよい土壌、番号4は水はけのよい砂地に相当します。

ここで新・ポテンシャル蒸発量について説明しておきましょう。従来、地面が十分に湿っているときに生じる最大蒸発量、あるいは可能蒸発量のことをポテンシャル蒸発量と呼んできました。しかし、その定義は明確でなく、現実にはポテンシャル蒸発量としている



第7図 年蒸発量と年降水量の関係, いずれもポテンシャル蒸発量で無次元化した量. 中国各地の代表30地点について土壤種類ごとに示した (Kondo and Xu, 1997; 近藤, 2000, 図8.2).



第8図 裸地面上の極小低温層の観測 (Lake, 1956).

いような代用量が使われてきました. そのうちで定義が明確なペンマン式によるポテンシャル蒸発量は, 正味放射量を用いて定義されるようになっていきます. しかし, 蒸発量など熱収支量が $\pm 20 \text{ Wm}^{-2}$ 以内の精度で, 広域分布を知りたい要望がでてきた現在では, ペンマン式によるポテンシャル蒸発量では不十分になってきました. つまり, 正味放射量は同じ地域であっても, 地表面の種類や乾湿によって 50 Wm^{-2} 程度も異なることがあります. そこで, 筆者らは地表面の種類に依らず地域の気象条件だけで決まる, 黒い湿った仮想的な標準面からの蒸発量を新・ポテンシャル蒸発量として定義しました (近藤, 2000, p. 222).

裸地面と同様に, 植生地における蒸発散量についても, 新・ポテンシャル蒸発量で無次元化すると地表面の種類ごとにまとまります (近藤, 2000, 図7.19).

以上は, 私の45年間にわたる研究の粗筋です. 残りの時間で, 面白かった話を2つしたいと思います.

5. 極小低温層ができること

私の最初の研究は, ほんとうは裸地面上の極小低温層の研究です.

第8図は Lake (1956) が発表した論文の一部です. 静かな晴天夜の裸地面上では, 最低気温は地表面ではなくて, 10 cm 程度の高さにできています. 普通には晴

天夜間には地表面温度がもっとも低温になるのですが, そのような従来の常識では考えられない現象が示されています.

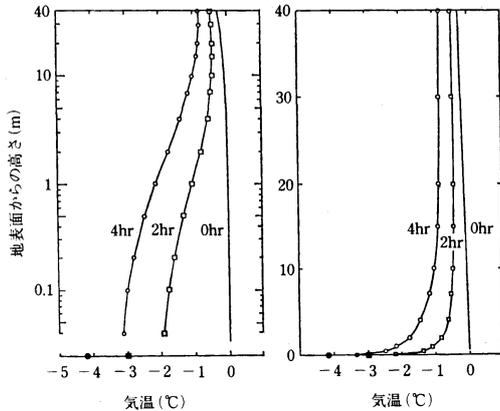
“放射の作用で説明できないか?”を問い掛けるような論文です. 皆さん, 10 cm 付近を10 km の高度と見なしていただくと, この低温層の下は対流圏, 上は成層圏に相当すると思いませんか.

故・山本義一先生は大気放射の専門家ですから, 大学院修士課程1年生の私に対して, これが仙台でも観測できないかどうか, そうして大気放射の作用によって説明できないか, 検討するように指示されました.

私は, 山本の放射図 (Yamamoto, 1952) の原理に基づいて, 数値計算で放射フラックスと気温の高度分布の時間変化を求めました. 結論を先に言うと, 放射伝達は遠隔作用と近接作用の両方を持ち, 後者は熱伝導作用に似ていて, 第8図に示されたような極端な低温層は決して起きるはずがありません.

そのことは後で分かってくるのですが, 当初は数値計算を数か月も続けました. もちろん, 晴れた日の夜は, あちこちへ出かけて, 極小低温層を観測しました.

第9図は大気放射だけを考慮したときの, 温度の鉛直分布の計算結果です. 同じ結果について, 高ささを左の図では対数目盛りに, 右の図では直線目盛りに描いてあります. 地温と気温は連続につながらず, 約 1°C の不連続となっています. この不連続ができる性質は, いわゆる放射平衡において, 地表面とその直上で温度ギャップができることと同じです. 手回し計算機を回しているうちに, 温度ギャップができることの物理的な意味が分かってきます. その説明は長くなるので, 教科書「地表面に近い大気の科学」(近藤, 2000, p. 132)



第9図 大気放射だけを考慮したときの地表面(黒印)と大気(白印)の冷却の計算結果. 同じ結果を対数目盛りの高さ(左)と、直線目盛りの高さ(右)で表わしてある(近藤, 2000, 図4.16).

にゆずることになります。

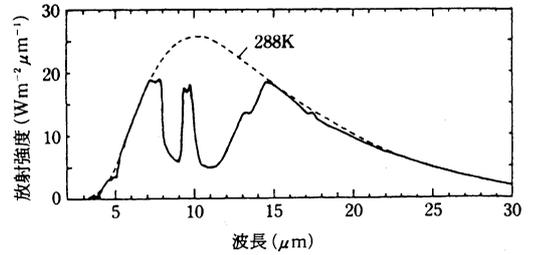
さて、この計算を、毎日毎日しているうちに、突然、この図から極小低温層ができる原理に気づきました。仮に、地表面が長波放射に対して黒体でないとします。すると、見かけ上、地表面の放射温度はずっと低温であるため、地上の気温はそれに引きずられて冷却する。しかし、実際の地表面は高温なので、地表面直上の気温は熱伝導の作用で地表面温度に等しくなければならない。

このことに気づいたので、こんどは放射と熱伝導の両方を考慮して計算を続けると、第8図に示されたような極小低温層が見事に現れました。

ところがです、たいへんなことに気づきました。日本の放射図は、地表面を黒体としたものであり、黒体でない場合には、上向き放射量は正確には計算できません。ただし、ここで必要としている 1 Wm^{-2} 以下の精密な計算の場合のことでして、通常熱収支量の計算では放射図は利用できます。

第10図のように、地上における下向きの大気放射量は、いわゆる“大気の窓領域”のエネルギーが少なく、スペクトル形は凹凸しているのです。地表面で反射されて上向き放射量の一部となるスペクトルも凹凸形になる。そのため、厳密には、波長別に計算しなければならなくなりました。

上向き・下向き放射量を波長別に計算して、気温の時間変化を求めてみると、極小低温層は高さ10 cm程



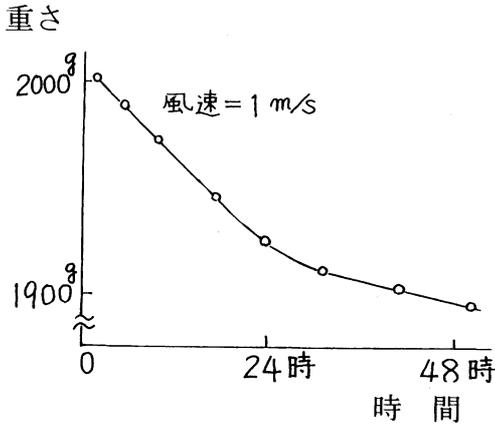
第10図 地上における下向き大気放射の例(実線)と、288 Kの黒体放射(破線)のスペクトル(近藤, 2000, 図2.12).

度ではなくて、数mの高度に形成され、しかも地表面温度より僅か $0.1\sim 0.2^\circ\text{C}$ ほどの低温でしかない。その結果、観測されたような強い極小低温層は移流によるものだと考えました。つまり、現実の地表面は空間的に一様でなく、冷却しやすい場所(草地や乾いた裸地など)とそうでない場所(やや湿った所など)が必ずあり、高温の地表面上に冷気が流れてきて極小低温層が形成される。実際に、ビルの屋上のようにコンクリートの手すりを取り囲まれた所で測ってみても、あるいは窓を開けた部屋の中でも低温層は観測できます。もし、この部屋の中でも、外気温度よりも高温になっていて、隙間風が入ってくれば、低温層はできるはずで

す。その時から30年も過ぎ、昭和の最後の年になりました。私は、心臓手術のために140日間入院したことがあります。大部屋の病室で、私は他の人より20 cm低いベッドに寝ていましたが、夜、私だけが寒いと看護婦に申し出ました。そうして、こっそり病室内の温度分布を測ってみたら、私のベッドの高さがちょうど低温層に入っているではありませんか。びっくりしました。それは、病室の窓ガラスの内側で冷却された冷気が窓ガラスと窓カーテンの隙間を降下したのち、床の上をゆっくり流れてきて、私のベッドの高さが極小低温になっていたのです。

このようにして、極小低温層はごくありふれた現象であり、いろんな所に形成されることが、30年もかかって分かった幸いです。

私は入院中に、記録書「万流記」をつくりましたが、その本の付録に詳細を書いています。入院中に、初めて歌をつくりましたが、短歌というのには、気が引けるので、川柳をもじって、千の上の万をとり、万流と呼ぶことにしました。「万流記」は退院するとき、看護婦さんたち、お世話になった方へのお礼のしるしと



第11図 松の木の幹を十分にぬらした後, 乾燥するときの重量の時間変化.

して差し上げました。あとで看護婦の部長さんからお手紙を頂きまして, 手紙には「数年後に病院を建て替えるときには, 極小低温層が極端に現れないように, 考慮します」と書いてありました。今は, 病院は新築となっています。

6. 拾ってきた松の木に学ぶ

最後の話に入ります。雨の日の森林で, ぬれた樹木から蒸発する現象を遮断蒸発と呼んでいます。日本のような気候条件では, 森林からの年蒸発散量の30~40%が雨の日の遮断蒸発によるものでして, この現象は水・エネルギー循環で非常に重要です。私は, 遮断蒸発のパラメータ化をするために, 宅地造成地から松の木の幹をもらってきて, 水で十分にぬらした後, 風洞に入れてどのように乾くかを測ってみました。

第11図に示すように, 風速, 1 ms^{-1} で乾かすと, およそ24時間目まで直線的に重さが減っていきました。線の勾配が蒸発速度です。しかし24時間後の傾斜は小さくなりました。

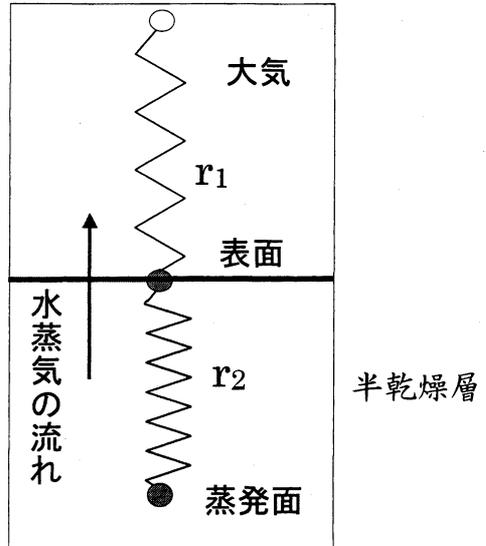
今度は風速を 3 ms^{-1} 程度に大きくして, 同じ実験をしてみると, 最初のころは傾斜が風速 1 ms^{-1} の時よりも急勾配でした。しかし実験を続けると, 傾斜は 1 ms^{-1} の時と同じで風速と無関係になり, 大変驚きました。このとき, 砂漠での現象を連想しました。

ちょうどその頃, 三枝信子さんが裸地面蒸発の数値計算をやっていたので, 土壌がある程度乾いた後は, 蒸発速度は風速に依らなくなることを確かめるように頼みました。結果は J. Appl. Meteor. 誌 (Kondo et al., 1992) に報告してあります。松の木の24時間目は, 砂

乾燥時 $r_1 \ll r_2$

合成抵抗 $r = r_1 + r_2$

$\doteq r_2$



第12図 半乾燥層(土壌, 樹木など)が乾燥するときの抵抗表示式の説明図.

漠での30日目に相当していることがわかりました。

蒸発速度が風速に依らなくなる原理は, 高校の物理で教わった直列抵抗の原理と同じです。松の木の表面について, ある程度乾燥したときの蒸発を考えます。第12図を参照すると, 水が蒸発する場所(蒸発面)は半乾燥層の内部にあり, そこから表面まで, 水蒸気は大きな抵抗 r_2 によって流れてきます。そこからは大気中の乱流で運ばれますが, 抵抗 r_1 は r_2 に比べて十分に小さい。 r_1 は風速に逆比例する値です。すると直列抵抗の原理によって, 合成抵抗は近似的に r_2 に等しくなる。拾ってきた松の木から, 直列抵抗の原理を改めて学んだのです。

松の木の幹を砂漠に置き換えても同じなわけです。つまり, 土壌が乾いてくると蒸発速度は風速にほとんど無関係になります。洗濯物, 厚手物, あるいは魚の干物を乾かす科学も, 陸面過程の研究とまったく同じです。私は自宅で洗濯物を干す実験をして面白かったので, そのことを「地表面に近い大気の科学」(近藤, 2000)のQ&Aに載せておきました。

洗濯物の科学と、皆さんがアジア諸国で陸面過程を研究するのも、現象が分かるということでは、同じだと思いました。

7. あとがき

記念講演は20分間の限られた時間でありましたが、この解説では、そのときの内容に図3枚と、約20%の文章、および文献を加筆しました。

参 考 文 献

- 近藤純正(編著), 1994: 水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支—, 朝倉書店, 348pp.
- 近藤純正, 2000: 地表面に近い大気の科学—理解と応用—, 東京大学出版会, 324pp.
- 近藤純正, 徐 健青, 1997: ポテンシャル蒸発量の定義と気候湿度, 天気, **44**, 875-883.
- Ellison, T. H., 1957: Turbulent transfer of heat and momentum from an infinite rough plane, *J. Fluid Mech.* **2**, 456-466.
- Kazanski, A. B. and A. S. Monin, 1956: The turbulence in surface inversions, *Izvestia Akad. Nauk. SSSR, Geophys.*, Ser. **1**, 76-86.
- Kondo, J., 1962: Observations on wind and temperature profiles near the ground, *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. **5**, *Geophys.*, **14**, 41-56.
- Kondo, J., 1975: Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions, *Bound.-Layer Meteor.*, **9**, 91-112.
- Kondo, J., 1976a: Parameterization of turbulent transport in the top meter of the ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **6**, 712-720.
- Kondo, J., 1976b: Heat balance of the East China Sea during the Air Mass Transformation Experiment, *J. Meteor. Soc. Japan*, **54**, 382-397.
- Kondo, J. and Y. Fujinawa, 1972: Errors in estimation of drag coefficient for sea surface in light winds, *J. Meteor. Soc. Japan*, **50**, 145-149.
- Kondo, J., Y. Fujinawa and G. Naito, 1972: Wave-induced wind fluctuation over the sea, *J. Fluid Mech.*, **51** (part 4), 751-771.
- Kondo, J., Y. Fujinawa and G. Naito, 1973: High-frequency components of ocean waves and their relation to the aerodynamic roughness, *J. Phys. Oceanogr.*, **3**, 197-202.
- Kondo, J. and S. Ishida, 1997: Sensible heat flux from the earth's surface under natural convective conditions, *J. Atmos. Sci.*, **54**, 498-509.
- Kondo, J., O. Kanechika and N. Yasuda, 1978: Heat and momentum transfers under strong stability in the atmospheric surface layer, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1012-1021.
- Kondo, J. and G. Naito, 1972: Disturbed wind fields around the obstacle in sheared flow near the ground surface, *J. Meteor. Soc. Japan*, **50**, 346-356.
- Kondo, J., Y. Sasano and T. Ishii, 1979: On wind-driven current and temperature profiles with diurnal period in the oceanic planetary boundary layer, *J. Phys. Oceanogr.*, **9**, 360-372.
- Kondo, J., N. Saigusa and T. Sato, 1990: A parameterization of evaporation from bare soil surfaces, *J. Appl. Meteor.*, **29**, 385-389.
- Kondo, J., N. Saigusa and T. Sato, 1992: A model and experimental study of evaporation from bare soil surfaces, *J. Appl. Meteor.*, **31**, 304-312.
- Kondo, J. and N. Saigusa, 1994: Modeling the evaporation from bare soil with formulation of vaporization and water vapor diffusion in the soil pores, *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 413-421.
- Kondo, J. and J. Xu, 1997: Seasonal variations in heat and water balances for non-vegetated surfaces, *J. Appl. Meteor.* **36**, 1676-1695.
- Lake, J. V., 1956: The temperature profile above bare soil on clear nights, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **82**, 187-197.
- Panofsky, H. A., 1961: An alternative derivation of the diabatic wind profile, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **87**, 109-110.
- Sellers, W. D., 1962: A simplified derivation of the diabatic wind profile, *J. Atmos. Sci.*, **19**, 180-181.
- Thornthwaite, C. W. and B. Holzman, 1939: The determination of evaporation from land and water surface, *Mon. Wea. Rev.*, **67**, 4.
- Yamamoto, G., 1952: On a radiation chart, *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. **5**, *Geophys.*, **4**, 9-23.
- Yamamoto, G., 1959: Theory of turbulent transfer in non-neutral conditions, *J. Meteor. Soc. Japan*, **37**, 60-70.
- Yamamoto, G. and J. Kondo, 1964: Evaporation from Lake Towada, *J. Meteor. Soc. Japan*, **42**, 85-96.
- Yamamoto, G. and J. Kondo, 1968: Evaporation from Lake Nojiri, *J. Meteor. Soc. Japan*, **46**, 166-177.
- Yamamoto, G., Ba T. Chein, N. Yasuda and J. Kondo, 1972: Evaporation from deep lakes in Japan, *J. Meteor. Soc. Japan*, **50**, 423-430.

Heat Budget at the Ground Surface
—Deeper Understanding of a Phenomenon—

Junsei KONDO

Professor emeritus from Tohoku University, Nakazato 49-6, Hiratsuka, 254-0054, Japan

(Received 30 May 2001 ; Accepted 2 July 2001)

極域・寒冷域研究連絡会のご案内

極域・寒冷域研究連絡会より, 2001年秋季大会(岐阜)での開催内容のご案内をいたします。

日時: 2001年10月12日(金) 17:45~2時間程度

場所: 大会B会場(岐阜県民文化ホール未来会館
3階ハイビジョンホール)

話題:

1. 南極第6期観測開始にあたって
「5か年計画の概要と南極へのアクセス方法の新展開」

平沢尚彦(国立極地研究所)

2. GAME/Siberiaから見るシベリアの水循環
「GAME/Siberiaの概要」
「東シベリア・カラマツ林での熱・水循環の年々変動とカラマツ, アカマツ林での熱収支特性の相違」

太田岳史(名古屋大学生命農学研究科)

- 「1次元モデルによるエネルギー・水交換の推定と考察」

山崎剛(東北大学大学院理学研究科)

- 「航空機観測から得られた東シベリアの大気境界層構造の季節変動」

檜山哲哉(名古屋大学地球水循環研究センター)

- 「水同位体比から見た東シベリアの水循環」

杉本敦子(京大学生態学研究センター)

はじめに2002年開始の南極第6期観測の計画と, 今年1月にケープタウンー南極大陸間のジェット機によ

る人員輸送に日本も参加したことなど, 今後の新たな観測の可能性を含めて報告していただきます。

今回の特集はシベリアです。GAMEプロジェクトでは広大な凍土の広がるシベリア域での熱・水収支過程を明らかにするために, 1996年から大気-地表面間の熱・水収支観測を行ってきており, 2000年には航空機も導入した集中観測を行いました。今回はタワー観測によって得られた鉛直1次元(プロットスケール)での熱・水収支のプロセス解明とモデルによる考察, 航空機観測によって得られた数10 kmスケールでのフラックス分布と大気境界層の構造, また視点を変えて同位体から見たシベリア域での水循環の特徴について, 最新の研究成果を報告していただきます。

代表: 木村龍治(東京大学海洋研究所)

世話人: 平沢尚彦(国立極地研究所)

中村尚(東京大学理学部)

浮田甚郎(米国航空宇宙局)

高田久美子(地球フロンティア研究システム)

阿部彩子(東京大学気候システム研究センター)

佐藤薫(国立極地研究所)

本田明治(地球フロンティア研究システム)

問い合わせ先:

地球フロンティア研究システム 本田明治

Tel: 045-778-5514, Fax: 045-778-5707

E-mail: meiji@jamstec.go.jp