

# 砂丘地における蒸発散について

—熱収支法による蒸発散量の推定—

矢野友久・塩見文明\*

(鳥取大学農学部農業水文学研究室)

長智男

(鳥取大学農学部附属砂丘利用研究施設水文かんがい部門)

## Evapotranspiration in a Sand Dune Area

—Estimation of Evapotranspiration by the Energy Balance Method—

Tomohisa YANO and Fumiaki SHIOMI

(Department of Irrigation and Drainage Engineering, Faculty of Agriculture, Tottori University)

Tosio CHO

(Division of Hydrology and Irrigation, Sand Dune Research Institute,  
Faculty of Agriculture, Tottori University)

Measurements on evapotranspiration and weather conditions in the Tottori sand dunes during summer, 1972, indicated that under conditions of high air temperature, strong wind and large pressure deficit, evapotranspiration was generally great and changed remarkably with relatively constant net radiation, and that daytime latent heat flux exceeded the difference between net radiation and soil heat flux resulting from advective heating. Downward flux of sensible heat was verified by measurements of the air temperature profile near the crop surface, indicating there was inversion of temperature within the first 30 cm of the crop surface. In order to avoid horizontal divergence of water vapor and heat flux, it is commonly stated that the ratio of measurement height to fetch should be 1 : 100 or less. Though the fetch was 10 to 30 m in our field, estimates of evapotranspiration by the energy balance method comparatively agreed with evapotranspiration as measured by a floating lysimeter by locating the temperature and humidity sensors as close to the surface as possible.

### 緒言

砂丘地の夏は、湿潤気候下でありながら、他の地域に比較して高温・乾燥の気象環境にあり、乾燥地の蒸発散

量に匹敵するような大きな蒸発散量がしばしば生ずる。熱収支法、傾度法、組み合わせ法などの気象要素によって蒸発散量を推定する方法は、砂丘地内の圃場と周囲の裸

地との水分および熱環境の違いによる周辺効果が著しく影響するために、十分な精度が得られ難い。著者らは、すでに報告を行なった昭和46年度の測定りと同様に、同一作物をやや広く植栽した圃場の中央にライシメーターを設けて蒸発散量を実測し、微気象観測を行なって、主として熱収支法により蒸発散量を算定し、実測値との比較を行なった。

観測方法

蒸発散量の実測は、砂丘利用研究施設内の圃場において、フローティングライシメーター（土壌槽1.2×1.2 m、深さ0.9 m）を用いて行なった。供試作物はオーチャードグラスとケンタッキー31フェスクの2:1混植で、周辺効果をなるべく少なくするために、ライシメーター内だけではなく、ライシメーターを中心にして16×20 mに対して植栽した。蒸発散量の測定は昭和47年5月から10月まで行ない、とくに、8月中旬から9月上旬にかけて、晴天日を対象として9日間の集中気象観測を行なった。観測時間は8時から18時までの10時間であり、観測内容は、示差輻射計による植被面の純放射量（高さ1.2 m）、地中熱流板および曲管ガラス温度計による地中熱伝達量（深さ3 cm）、アスマン型通風乾湿計による乾・湿球温度（植被下、20, 30, 40, 50 cm）、ロビンソン小型風速計による風速（高さ50 cm）である。観測は1時間ごとに行ない、蒸発散量および純放射量は1時間あたりの値を自記紙から読みとり、風速は各時刻の10分間平均風速をとった。集中観測時の生育状態は、草丈約40 cmであったが、圃場全体にわたって倒伏しており、葉面積指数は4~5であった。カン水については、砂丘地では根群域の砂の有効水分量が小さいので、日蒸発散量の多少と降雨の分布によっては土壌水分の不足を生じやすく、それが蒸発散量に影響を与えるおそれがある。したがって、カン水は前日までの日蒸発散量、降水量、テンシオメーターによる土壌水分張力をみながら、生育に適する水分状態を保つようにひんぱんに行なった。

結果と考察

1. 観測結果

集中観測により得られた熱収支項および蒸発散量と各気象要素との関係を Fig. 1 および 2 に示す。ここで、気温 (T)、飽差 (d) および風速 (u) の測定高は50 cm (植被面上30 cm) である。気象要素の測定高を通常行なわれる高さより低くしたのは、前年度の結果から、とくに温度および湿度は植被面に近い高さで変化が著しい

ことを考慮に入れたためである。潜熱伝達量 (LE) は蒸発散量の実測値 (ET) に蒸発の潜熱 (L=580 cal/g) を乗じて計算した。顕熱伝達量 (A) は、植被面における熱収支式  $R_n = LE + A + S$  ( $R_n$ : 純放射量, S: 地中熱伝達量) より逆算したものである。なお、地中熱伝達量の値は、深さ3 cm に埋設した熱流板による実測値

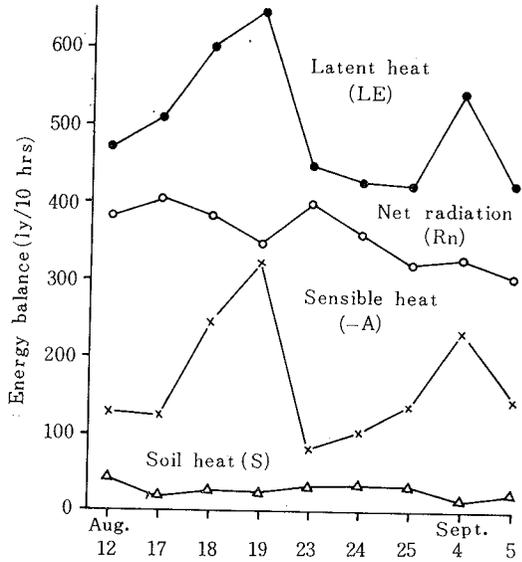


Fig. 1. Energy balance of crop surface for 10-hour periods (0800-1800) during summer, 1972.

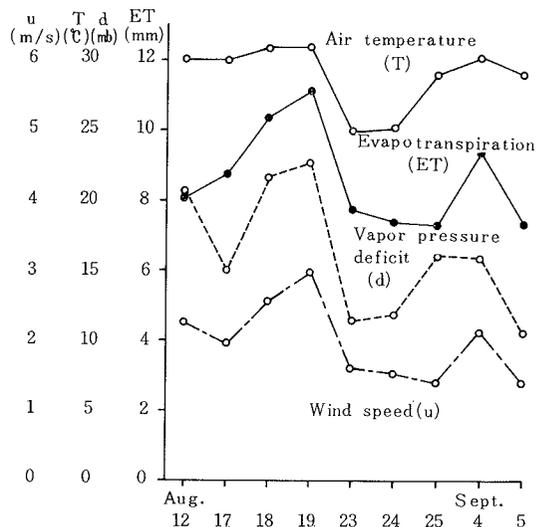


Fig. 2. Measured evapotranspiration and weather conditions for 10-hour periods (0800-1800) during summer, 1972.

が、熱流板と砂との大きな接触抵抗のためか、過小に示されたので、つぎに示す方法により地中熱伝達量を推定した。熱伝導理論によれば、地中熱伝達量  $S$  と地表面での貯熱量  $S_0$  との間にはつぎの関係がある<sup>2)</sup>。

$$S = \alpha S_0 + \beta (T_s - \bar{T}_s) \quad (1)$$

ここで、 $T_s$  : 地表面温度、 $\bar{T}_s$  : 平均地温、 $\alpha$  および  $\beta$  : 土壌の熱伝導率、体積熱容量などの熱的特性の関数である。ここでは、 $S_0$  の実測値と前年度における  $S$  および  $S_0$  の実測値を用いて1式によって  $S$  を推定することを試みた。すなわち、地表面温度と平均地温の差は時間ごとに変化するもので、前年度における1時間ごとの  $S$  と  $S_0$  の関係を検討したところ、Fig. 3 のように、両者の間にはほぼ直線関係がみられたので、最小二乗法により  $\alpha$  ならびに  $\beta (T_s - \bar{T}_s)$  を決定し、今回の実測値  $S_0$  を用いて  $S$  を推定した。この操作においては、主として土壌水分量の関数である係数  $\alpha$  と  $\beta$  および表面温度と平均地温の差が前年度と同一とみなしている関係上、算定値の精度は他の熱収支項の精度に比べると低い、Fig. 1 にみられるように絶対値が他の熱収支項に比べて著しく小さいので、その誤差は無視できると思われる。

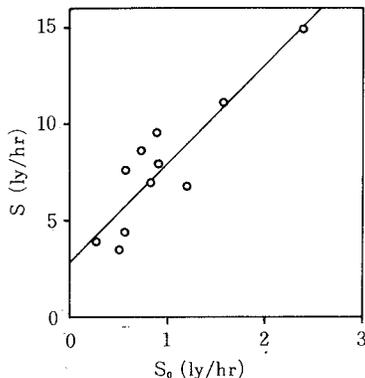


Fig. 3. Relation between soil heat flux ( $S$ ) and heat storage at surface ( $S_0$ ) for a period 1100-1200 during summer, 1971.

純放射量は、晴天日を選んだためにあまり変化なく、300~400ly 程度であり、地中熱伝達量も15~40ly であるのに対して、潜熱伝達量は420~645lyの範囲で大きく変化している。熱収支式から計算される顕熱伝達量の値は、したがって、常に負の値、すなわち大気から植被面に向かう熱の流れを示し、蒸発散に対する熱エネルギー

の付加的補給源となっている。一般に、日中における温度の垂直分布は高さ方向に温度が減少し(テイ減)、夜間には逆に温度が増大する(逆転)にもかかわらず、日中に温度の逆転状態がみられる現象は、advective heating と呼ばれ、圃場周囲からの熱エネルギーの移流によるものであり、乾燥地のカンガイされる圃場によく生じる。

蒸発散量と気象要素の関係は、Fig. 2 にみられるように、全体的には気温、飽差、風速ともに、蒸発散量に強い影響を示しており、気温が高く、飽差ならびに風速が大きい条件のもとで、蒸発散量が大きくなると言える。しかしながら、これらの気象要素によって、潜熱伝達量(蒸発散量)あるいは顕熱伝達量(これと純放射量および地中熱伝達量によって蒸発散量を算定できる)を定量的に算定するのは困難である。すなわち、潜熱および顕熱伝達量はエネルギーの移動現象であり、これらは、移動法則によれば、表面と任意の高さの湿度(水蒸気圧)あるいは温度差に伝達係数(風速の関数)を乗じた形で表現されるからである。これについては、後で詳しく述べる。

## 2. 移流と蒸発散量

移流、すなわち熱および水蒸気の水平方向の流れは、砂丘地のように、カンガイされた植生地の周囲に裸地が存在する場合、相対的に高温で乾燥した周囲の空気が植生地の上を通過する際に、植被面付近で蒸発による湿度の増大および温度の低下による温・湿度分布の変化を生じる(Fig. 4<sup>3)</sup>)。この結果、植被面付近の温度逆

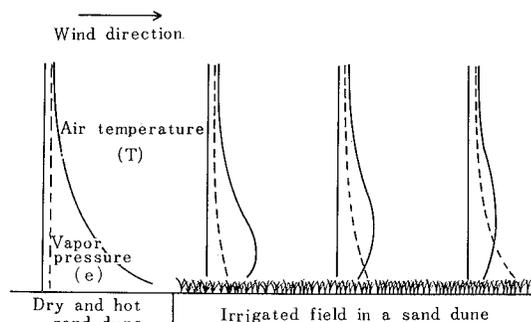


Fig. 4. Schematic representation of adjustment of air temperature and humidity profiles.

転、すなわち下向きの顕熱伝達量をもたらし、潜熱伝達量に対するエネルギーの補給源となり、したがって、大きな蒸発散量を示すことになる。このことは、後に示す

温・湿度プロファイルの測定例 (Fig. 5) により裏づけられ、温度分布は地上50cm以内に温度の逆転層が存在し、その層から植被面に対して下向きの熱の流れがあることを示す。他の測定結果もすべて同様な傾向を示した。

移流による温・湿度プロファイルの変化については、風洞実験、水分および熱の不連続変化あるいは表面粗度の不連続変化の解析など色々な観点から研究が行なわれているが、それらの結果を総合すると、測定点と圃場の風上端における温・湿度差の90%が調整、確立されるに必要な吹送距離 (フェッチ) は、一般に測定高の100倍と言われている<sup>4)</sup>。また、移流による蒸発散量の変化については、主として乾燥地において理論的ならびに実験的に研究が進められているが、まだ定説は得られていない現状である。

### 3. 熱収支法による蒸発散量の算定

熱収支法は、垂直熱収支式と顕・潜熱伝達量の拡散型一次元移動方程式とを組み合わせることによって、次式のようにあらわされる。

$$LE = \frac{R_n - S}{1 + \beta} \quad (2)$$

$$\beta = \frac{A}{LE} = \gamma \frac{(\partial T / \partial z)}{(\partial e / \partial z)} = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (3)$$

ここで、 $\beta$ : ボーエン比,  $\gamma$ : 湿度計定数,  $T$ : 温度,  $e$ : 湿度 (水蒸気圧),  $z$ : 高さである。熱収支法における仮定は、フラックスが垂直である (移流がない) こと、熱と水蒸気に対する拡散係数が等しいことであり、

この仮定のもとで、純放射量と地中熱伝達量のほか、ある二点間の温度および湿度差を測定することにより、潜熱伝達量、したがって蒸発散量を算定できる。

熱収支法により蒸発散量を推定する場合、砂丘地においては、以下に述べる理由により植被面になるべく近い位置で温・湿度の測定を行なうことが必要である。前記のように、温度プロファイルは高さ50cm程度あるいはそれ以内に温度の逆転層が存在するので、その層以下で温・湿度コウ配を測定しなければ正しいボーエン比を得ることはできない。つぎに、実験に用いた圃場は、主風方向 (北向き) に30m、南向きに10mのフェッチしかないの、垂直フラックスの仮定を満足させるためには、低い位置での測定が必要であり、また、このことによって熱と水蒸気の拡散係数が等しいという仮定に近づけることができると言われている<sup>5)</sup>。

蒸発散量の計算にあたって、3式の温・湿度コウ配は蒸発面での値を用いるのが厳密であり、蒸発面は風速が零となる見かけ上の表面である地面修正量Dと表面粗度z。の和とみなされる。この値は風速の対数分布則から決定されるが、一般に草丈の $\frac{2}{3} \sim \frac{3}{4}$  (この場合、13~15cm) と言われている。したがって、この値にもっとも近い20cmの高さと最高温度の生じる高さの間の温・湿度コウ配を使用することが望ましい。しかしながら、植被内においても温・湿度の変化があり、また、9月5日は20cmの高さに最高温度が生じたことなどから、測定高は最高および最低温度の生じる高さをとることにした。さらに、計算にあたっては、一時間ごとの温・湿度の測定値を用いて一時間あたりの潜熱伝達量を計算し、その値を

Table 1. Measured and estimated evapotranspiration during summer, 1972 (in mm/10 hrs).

Date	ET measured	ET estimated	$\frac{ET_{est}}{ET_{mea}}$	Measurement height	
	(mm)	(mm)		Low	High
Aug. 12	8.07	10.61	1.31	20	40
17	8.76	8.59	0.98	20	40
18	10.34	11.48	1.11	20	50
19	11.11	11.34	1.02	20	50
23	7.73	7.64	0.99	20	40
24	7.37	8.54	1.16	0	40
25	7.27	7.00	0.96	0	50
Sept. 4	9.34	7.43	0.80	0	30
5	7.31	6.97	0.95	0	20

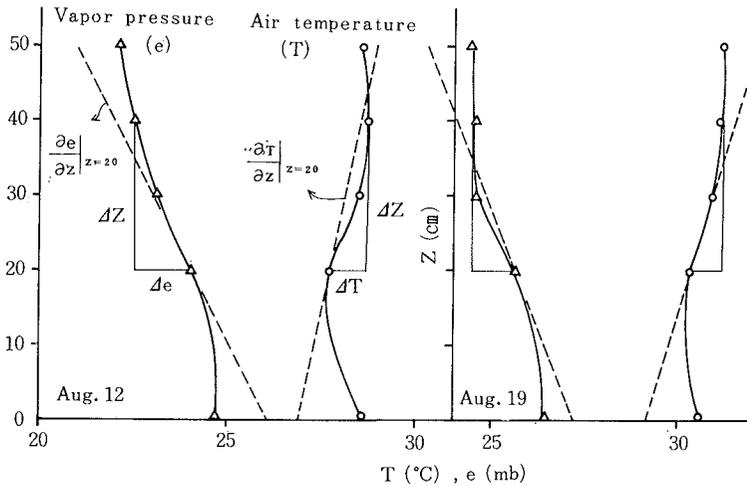


Fig. 5. Air temperature and vapor pressure profiles of selected days of summer, 1972.

合計するのが望ましいが、各時間ごとの温・湿度プロフィールには著しいバラツキがあり、[ときには  $\Delta T/\Delta e$  の値が不定になることもあったので、ここでは、観測時間の平均値を用いて温・湿度プロフィールを作成し、これによって蒸発散量を算定した。結果を Table 1 に示す。これによると、No. 1, 6, 8 を除いて、算定値と実測値はかなりよく一致するが、とくに、8月12日 (No. 1) は算定値の過大評価が著しい。8月12日および算定値と実測値がよく一致する8月19日 (No. 4) の温・湿度プロフィールを Fig. 5 に示す。プロフィールの曲線は各測定値をなめらかにつなぎ合せたものである。両者を比較すると、8月12日においては温度分布の変化が著しく、とくに20cmの温度が低い。したがって、まず考えられることは20cmにおける温度測定誤差である。つぎに、ポアエン比の計算にあたっては、蒸発面の  $\partial T/\partial e$  の代りに最高および最低温度の生じる高さの  $\Delta T/\Delta e$  を用いていることによっても誤差が生じることも考えられる。そこで、湿度プロフィールの高さ20cmにおいて接線をひくことにより得られた  $\partial e/\partial z$  と蒸発散量の実測値から逆算したポアエン比とによって高さ20cmにおける  $\partial T/\partial e$  を計算し、温度プロフィールに記入した (Fig. 5 中の点線)。この操作は、温・湿度プロフィールにおける分布型をフリーハンドで描いて作成したので厳密なものではないが、 $\partial T/\partial e$  (点線) の代りに  $\Delta T/\Delta e$  (細い実線) を用いることによって誤差を生じる場合があることを示すも

のであり、この誤差は温・湿度プロフィールの変化が大きいときに著しいと考えられる。8月12日においては、後に示す別の観点による検討の結果を考慮に入れると、むしろ20cmにおける温度測定誤差の可能性が強い。

つぎに、前年度における測定結果との比較を行なってみた。前年度の植生状態は草丈10cm、葉面積指数 7.5であった。植被面直上部と50cmにおける温・湿度測定から算定した蒸発散量は実測値に比べていずれも著しく小さい値を示した。前年度においては植被面上の温度分布の詳細な測定を行なっていないので、データの裏づけはないが、植生状態は前年度の場合がより繁茂しており、この状態のもとでは、同一の気象条件によって蒸発面の温度はより低く、最高温度の生じる高さもより低い位置になることが考えられる。最近のデータ\*によれば、晴天日における正午近くの温度プロフィールは、最高温度が植被面直上部から植被面上20cmの範囲で生じることを示している。したがって、前年度においては50cmの高さでの温・湿度測定がより小さい蒸発散量の算定値をもたらしたものと推測される。

最後に、潜熱伝達量および顕熱伝達量を拡散型移動方程式で表現する観点から検討を加えた。潜熱および顕熱伝達量は一次元拡散型方程式を積分し、積分拡散係数を風速  $u$  の関数とみなすことにより次式の形式で与えられる。

$$LE = f(u) (e_0 - e) \quad (4)$$

\* 昭和48年8月における観測結果 (未発表)

$$A = g(u) (T_0 - T) \quad (5)$$

ここで、 $f(u)$  および  $g(u)$  は風速  $u$  の関数を示し、添字 0 は表面を意味する。4 式は表面の水蒸気圧が飽和している場合の蒸発量の算定によく使われる。前に述べたように、潜熱および顕熱伝達量は、それぞれ風速と湿度および風速と温度に依存することが上式によって明らかである。気象要素により蒸発散量を推定する場合、実用的な見地からはなるべく簡単な方法、たとえば、ある一高度の気象要素によって蒸発散量を推定できることが望ましいが、表面での値が一定でないために、とくに日蒸発散量などの短期間蒸発散量の場合、精度よく推定することは困難である。

熱収支法において用いた温・湿度プロファイルにより、 $LE$  と  $u(e_0 - e)$  および  $A$  と  $u(T - T_0)$  との関係を示すと、Fig. 6 のようになる。ここで、 $e$  および  $T$  の値は最高温度の生じる高さで、 $e_0$  および  $T_0$  は 20cm の

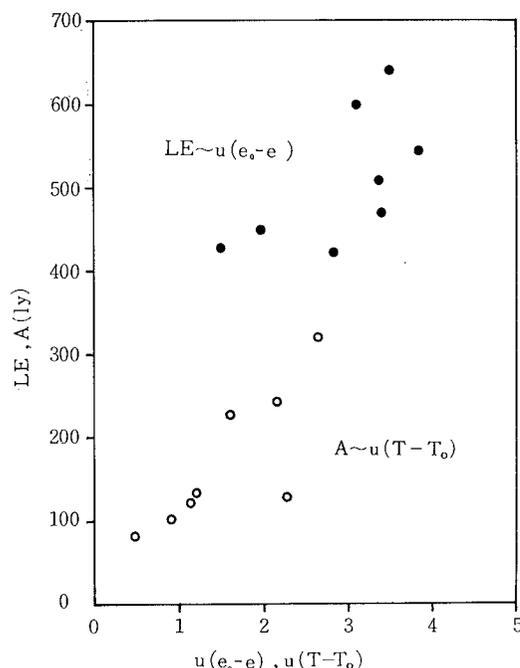


Fig. 6. Relations between  $LE$  and  $u(e_0 - e)$ , and between  $A$  and  $u(T - T_0)$  during summer, 1972.

高さでの値を採用した。9月5日の場合は最高温度が20cmの高さで生じているので、プロットから除外した。これによると、潜熱伝達量はかなりのバラツキを有し、顕熱伝達量は異常値1個を除いて強い相関を示している。この異常値は8月12日におけるものであり、この日は、前

記のように、熱収支法においても算定値と実測値との間に大きなへだたりがあり、高さ20cmの温度測定値に誤差があった可能性が強い。この種の方法によって蒸発散量を推定する場合、潜熱伝達量、すなわち蒸発散量を直接気象要素から算定するのではなく、顕熱伝達量を算定し、その値を用いて熱収支式から潜熱伝達量を推定する方法をとるべきである。これは、湿度よりも温度の測定がより容易で精度よく行なえることと、蒸発散量に最大の影響を及ぼす気象要素は純放射量であり、この値により蒸発散量の基底値とも言うべき値が決定され、残りの変動分が顕熱伝達量と地中熱伝達量に依存すると考えられることから合理的だと言える。

以上のように、主として気象要素によって蒸発散量を推定する目的で観測を行ない、検討を加えたが、現在の圃場の規模では、植被面にできるだけ近い高さで温度および湿度の測定を行なうことが絶対条件となる。この場合、微小な温・湿度差の測定を余儀なくされるので、検出器の性能が重要である。また、植被面の不均一により圃場の代表的な値が得られないなど、微気象的方法による蒸発散量の推定に対しては問題点が多い。一方、カンガイ排水計画や蒸発散量の推定に広く利用される蒸発散位の観点から研究を行なう場合について、蒸発散位は、一般に、作物の高さが均一であり、完全な被覆状態のもとで活発に生育している低い緑色作物の広い耕地において、給水が十分であることによって主として気象条件により決定される蒸発散量と定義されている。この中で、広い耕地とは、厳密には移流がないことを意味し、砂丘地などのように、圃場と周囲の熱および水分環境の違いが著しい場合は、圃場は少なくとも100mのオーダーの長さを必要とする。この蒸発散位はその地域の気候的特性の指標としても使われ、砂丘地に対してもその値を決定することが必要である。また、圃場の規模による実際の蒸発散量の違いについては、砂丘地圃場に不可欠なカンガイの計画などに使用されるデータとして明らかにすることが重要である。このように、今後、日本の中で比較的乾燥地の条件に近い砂丘地と乾燥地域の水使用に対して比較研究を進める上で、蒸発散量と微気象要素との関係を究明すべき問題が多く残されている。

## 結 論

砂丘地の夏期において、カンガイにより土壌水分が比較的高く保たれる場合の蒸発散量およびその気象要素との関係を見出し、気象要素による蒸発散量の推定を行なうために、前年度に引き続いて、ライシメーターにより

蒸発散量を実測し、同時に微気象観測を行なって、つぎの結果を得た。

1. 牧草の蒸発散量は、晴天日において、蒸発散に必要なエネルギー補給源である純放射量から地中熱伝達量を引いた値以外の付加的エネルギーを受け、著しく大きな値を示す。

2. この負の顕熱伝達量は大気から植被面に向かう熱の流れを意味し、植被面近くで測定した温度の垂直分布により裏づけられ、これは周囲に存在する砂丘裸地からの水分および熱の移流に起因するものである。

3. 前年度において、熱収支法による蒸発散量の算定値は実測値に対して著しい過小評価を示したが、今回は温度および湿度の測定をできるだけ低い高さで行なうことによって比較的精度よく算定された。

この研究には昭和47年度文部省科学研究費補助金を受けた。ここに謝意を表す。

## 文 献

1. 矢野友久他：鳥取大学農学部研究報告，25，109-117 (1973)
2. 内島善兵衛：農業技術，19，335 (1964)
3. Webb, E. K. : *Meteorol. Monographs*, 6 (28), 50 (1965)
4. Tanner, C. B. : *Conf. Proc. Evapotranspiration and its role in water resources management, Amer. Soc. Agr. Eng., Chicago*, 46 (1966)
5. Fritschen, L. J. : *Conf. Proc. Evapotranspiration and its role in water resources management, Amer. Soc. Agr. Eng., Chicago*, 36 (1966)