西オーストラリア半乾燥地域での地温の変化特性について

〇大同工業大学大学院	学生員	榎本	哲平	
大同工業大学	正員	下島	栄一・ 堀内	将人
岐阜大学	非会員	玉川	一郎	
CSIRO, Australia	非会員	Rober	rt Woodbur	у

<u>1 はじめに</u>: 半乾燥地域での地面蒸発一塩類集積の関係を 調べるため、2000年より3年間、西オーストラリア半乾燥地で 水文・気象観測を実施した¹⁾。本文は、地面での熱収支を解明 する上で必要な地温変化の特性を、そこで得られた地温データ の解析を通して検討したものである。

2 現地の概要と観測: 現地観測の場所は西オーストラリ ア・パースより約 90km 東に行った Bakers Hill にある科学産 業研究機構(CSIRO)の Yalanbee 試験地内の裸地である(写真 1)。表層 30cm 程度は砂質土壌(中央粒径は 0.55mm である が、かなりの広く分布)で構成され、その下方は粘土やシルト の層が位置する。年降雨量は約 400mm で、雨季の冬~春(7 月 ~10 月)には地下水面が表層に形成され、土湿は高くなるが、 乾季(12 月~3 月)は地面の乾燥が進み、塩クラストが見られる。

地上には気象自動計測タワー(MAWS101, 201; Vaisala)を 設置し、特に地下には、深さ5 cm、15 cm、30 cm に温度計 (QMT03)を埋設し、10 分間平均のデータを収録した。また、 地中水蒸気の挙動を調べるために、棒状のポータブル温湿度セ ンサー(HMP42, Vaisala)を地表近く(1cm, 2cm, 3cm, 4cm, 5cm)に定期的に挿入し、1時間間隔で、約 10 日間の測定も 実施した。両者の測定場所は離れていたので、この2種類のデ ータを同一のものとして扱うことは問題があった。

<u>3</u> 観測結果: 地温は周期的に日変化をするが、ある測定 点での最高値と最低値との差(*ΔT*)の月平均値を深さ(*X*) に対してプロットした結果が図1である。ここに、上・下図は それぞれ雨季、乾季でのものである。データは深さ方向に直線 的に減少しおり、この関係は次式で与えられる。

 $\Delta T = (\Delta T)o \times Exp(-\lambda \cdot X)$ … (1) ここに、 λ は破線の傾き、($\Delta T)o$ は破線の縦軸との交点である。

2001年4月~2002年9月の期間での λ 値をまとめると図2 となる。月によって少し変動するが、 λ 値はほぼ一定の 0.04 cm⁻¹となっている。また、表層部で測定した地温の状況は図3 の通りであり、図1と同様に直線的な変化を示す。そこでの λ



写真1:Yalanbee 試験地(May 25, '03)





値は、原因は不明であるが 0.15 cm⁻¹を示す1月、2月を除外すると、他の全ての月でほぼ 0.06 cm⁻¹になり、

キーワード:西オーストラリア、半乾燥地、現地観測、地温、土壌熱的特性

連絡先 〒457-8532 名古屋市南区白水町40 大同工業大学都市環境デザイン学科 TEL (052)612-5571, FAX: (052)612-5953

λ (1/cm)

上記深部でのλ値より少し大きくなることが分かった。

日変化をする地温で、最高・最低値を与える時刻は深 さ方向に遅れる。深さ 5 cm でのこれらの生起時刻を基 準にとり、15 cm、30 cm での月平均の様子を調べた結 果が図4 である。データはほぼ原点を通過する一つの直 線に従って変化しており、この線の傾き(μ) は 0.15~ 0.2 h·cm⁻¹の範囲の値であることが分かった。

<u>4 解析</u>

 1)基礎式: 土壌中の熱移動は熱伝導で起こり、またそこでの水分量分布が簡単のため一様である仮定すると、 連続式を用いて次の基礎式が得られる²⁾。

 $\partial T / \partial t = D_h \times \partial^2 T / \partial X^2 \cdots (2)$ ここに、 $X : 深さ、 t : 時間、また熱拡散係数 D_h = \Lambda / C_h で$ 与えられ、 $\Lambda : 熱伝導率、 C_h : 土の体積比熱である。$

式(2)を次の境界条件式

 $T(0, t) = T_0 + A(0) \cdot \sin \omega t \cdots (3); T(\infty, t) = T_0 \cdots (4)$ で解くと、地温変化を与える解を得る²⁾。

例えば、深さ X₁、X₀で最高地温を示す時刻が t_{max,1}、t_{max,0} であるとすると、式(5)より次の関係が成立する。

 $(t_{max,1} - t_{max,0}) / (X_1 - X_0) = (1/\omega) \cdot (1/X_0) \cdots (6)$ この関係式は図4に対応し、次式の成立が期待される。

 $\mu = (1/\omega) \cdot (1/X_d) \cdots (7)$

2)検討:式(5)での($1/X_d$)は λ に対応するので、図2より地温変動の減衰深 X_d は季節に無関係で、その値は約 25 cmであることが分かる。実際、 Λ と C_h は土壌水分量の増加関数であるが²⁰、両者の比 Λ/C_h をとると、結果的に季節(含水量)の影響が相殺されていることが分かる。またこれより熱拡散係数の定義式より、 $D_h \neq 8.18 \times 10 \text{ cm}^2 \text{ h}^-1$ と計算できる。

式(6)は図4に対応し、そこではX=5 cmを基準とした。従って、式(7)に ω 値と実測値の $\mu = 0.15 \sim 0.2 \text{ h} \cdot \text{cm}^{-1}$ を代入すると、($1/X_d$)=0.040 \sim 0.052 cm⁻¹と計算される。この値は図2などで示した λ の評価値にほぼ一致している。結局、この一致は、土壌の水分量分布は必ずしも一様ではなく、式(2)の成立は保証されないが、上記での近似的な理論的展開が妥当であったこと、また D_h が物理定数的に与えられることが分かった。

<u>5 おわりに</u> 今後、現地土壌の熱的特性を室内実験的に調べる など、ここで得た結果の詳細な検討が必要である。本研究は科 研基盤(B)(代表:下島, 2000~2002 年度)、基盤(C)(代表:下島; 2003 年度~)の援助及び CSIRO の協力を得た。

<u>参考文献</u>: 1)下島ら(2003): 科研基盤(B)報告書、2)Campbell, G.S.(1985): Soil Physics with Basic, Elsevier.



図4: 最高・最低地温の時刻と深さとの関係 (MAX、MIN は最高、最低に対応)