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

○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 Robert Woodbury

1 はじめに: 半乾燥地域での地面蒸発—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。

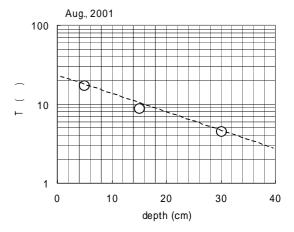
3 観測結果: 地温は周期的に日変化をするが、ある測定点での最高値と最低値との差(ΔT)の月平均値を深さ(X)に対してプロットした結果が図1である。ここに、上・下図はそれぞれ雨季、乾季でのものである。データは深さ方向に直線的に減少しおり、この関係は次式で与えられる。

$$\Delta T = (\Delta T)o \times \text{Exp}(-\lambda \cdot X) \qquad \cdots \qquad (1)$$

ここに、 λ は破線の傾き、(Δ 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)



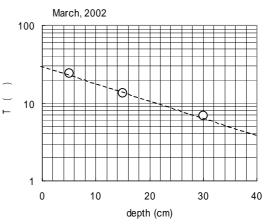


図1 $\Delta T \geq X \geq 0$ 関係 (深部)

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

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。

4 解析

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、 Λ : 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

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

 $T(X, t) = T_0 + A(0) \cdot \operatorname{Exp}(-X/X_d) \cdot \sin(\omega t - X/X_d) \cdot \cdots (5)$ ここに、 $X_d = \sqrt{(2 D_h/\omega)}$ で、 $\omega = 2 \pi/24 (h^{-1})$ である。

例えば、深さ X_1 、 X_0 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。

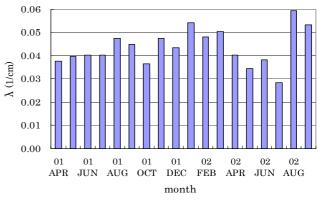
$$\mu = (1/\omega) \cdot (1/X_d) \cdots (7)$$

2) 検討: 式(5)での (1/Xd) 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 $25~\mathrm{cm}$ 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 2 、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、 $D_h = 8.18 \times 10 \text{ cm}^2 \text{ h}^{-1} \text{ と計算できる}$ 。

式(6)は図4に対応し、そこではX=5cmを基準とした。従 って、式(7)に ω 値と実測値の μ = 0.15 \sim 0.2 h·cm⁻¹を代入する と、 $(1/X_d)$ =0.040~0.052 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 Dhが物理定数的に与えられることが分かった。

5 おわりに 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。

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



λ値の月変化 (深部) 図 2

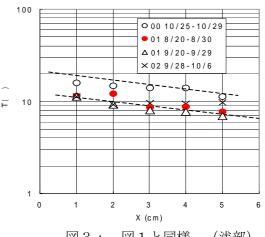
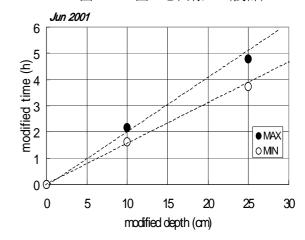
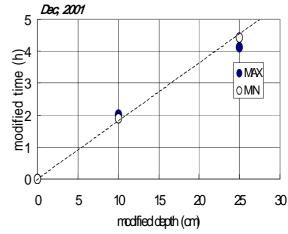


図1と同様 (浅部)





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)