

温暖化に伴う大阪平野の地温モニタリング

岡山理科大学 北岡 豪一
(株)地域 地盤 環境 研究所 有本 弘孝
地下水環境研究会 吉岡 龍馬

1. はじめに

現在進行中の環境の温暖化は、生物多様性の低下など、地上、水中、地中の生態系に深刻な影響を与えるものとして、国連機関をはじめさまざまな組織のフォーラムで取り上げられ、活発に議論されている。我が国でも気候の温暖化が進行中であることは、130年以上にわたる気象庁の長期資料をみて明らかであり、各地の年平均気温は、年々加速性を増しながら上昇しているのが実状である。

温暖化の現象は、化石燃料を主なエネルギー源とする人間活動によって引き起こされ、太陽によるエネルギー循環系にその廃熱が付加されることに起因すると考えられている。付加された熱の大部分はエネルギー循環の遅い大地に蓄積され、それが赤外線放射によって大気を温める。大地の温暖化は、実際、各地の地温の鉛直分布に明瞭に現れているので、温暖化の履歴は地温の鉛直分布として記録保存されていると言え、地温の鉛直分布から当該地域における過去の温暖化の履歴が推定できる可能性がある。各地の気温の長期データを比べると、大阪では、気温の温暖化が早くから起こっており、地中のより深部まで温暖化の影響が及んでいるものと考えられる。

しかし、地温の分布は過去の地表温度の履歴が明らかでなければ理論的に求めることができない。逆に、地温分布から過去の地表温度の履歴を求めようとする逆問題解析の方法は、地球科学の分野でしばしば用いられており、この方法によって、過去の各時期の地表温度の再現が行われている(山野, 2010)。我が国のように、過去の気温データが揃っていて、ある程度の定式化が可能な地域では、それを用いて順問題として解析できる可能性がある。順問題として扱えば、地域的な温暖化の特性が少ないパラメータで表現され、比較しやすいというメリットがある。

本稿では、大地の温暖化を順問題として扱うことを目指して、気温の温暖化の定式化を試み、それを境界条件とする熱拡散方程式の解析解が実測地温の分布に最適となる地表条件パラメータを推定し、地表温度の履歴を明らかにしようとする。

2. 地下温度プロファイルの形成メカニズム

温暖化に伴う地温形成のメカニズムは、熱的性質が一様な半無限の媒体(地層)で表面(地表)の温度がステップ状に上昇したとして、媒質内温度分布の変化を熱伝導理論を用いて計算すると理解しやすい。地下水流の影響が無視される場合を考え、地表から深さ z 、時間 t における地温を $\theta(z, t)$ で表すと、1次元熱拡散方程式は、

$$\frac{\partial \theta(z, t)}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 \theta(z, t)}{\partial z^2} \quad (2.1)$$

である。ここに、 κ は媒質の熱拡散率で、地層の熱伝導率 k 、比熱 c 、密度 ρ を用い、 $\kappa \equiv k/\rho c$ である。地表温度が一定の θ_{s0} に保たれ、かつ深部から一定の熱フラックス(地殻熱流など)がある場合、深さ z における定常地温 $\theta_b(z)$ は、(2.1)式の解として、

$$\theta_b(z) = \theta_{s0} + \gamma z \quad (2.2)$$

である。ここに、 γ は増温率(地温勾配)である。 $\theta_b(z)$ は温暖化が始まる前のバックグラウンド地温の分布を表すとみることができよう。こういう地温状態において、地表の温度が時刻 $t=0$ に $\Delta\theta$ だけステップ状に上昇すると、時刻 t における地温分布 $\theta(z,t)$ は、重ね合わせの原理から、

$$\theta(z,t) = \theta_b(z) + \Delta\theta \cdot \operatorname{erfc} \frac{z}{2\sqrt{\kappa t}} \quad (2.3)$$

となる(Carslaw & Jaeger, 1959)。

図1は、 $\theta_{s0} = 15.0^\circ\text{C}$ 、 $\gamma = 0.030^\circ\text{C/m}$ 、 $\kappa = 5.0 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ として、 $\Delta\theta = 3.0^\circ\text{C}$ の場合を計算したものである。地表でステップ状の温度上昇が起こると、時間が大きく経過しない範囲では、ある深さで極小となる地温分布ができる。その極小となる深さは時期とともに深まり、単調増加に移行する。ステップ状の地表温度の上昇は非現実的であるが、地温が極小となる深度は、目安として10年後で約30 m、50年後に約50 mである。実際においても数10年後の曲線と類似した地温分布が多くの地域で観測されている。

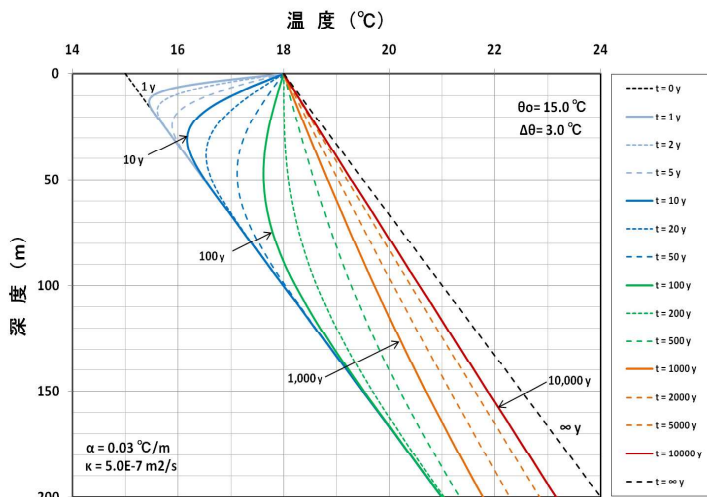


図1 地表温度がステップ状に上昇した時の地下温度分布の変化

3. 地下温度の観測

(1) 観測方法

井戸管内の水の温度は、井戸管の材質や井戸管と地層との密着度などの影響を受けるが、時間変動が小さい場合は、周囲の地層の温度にほぼ等しく、近似的にその深さの地温を表しているものと考えられる。通常の地温勾配では、大口径の管内でも水の対流は生じない。

観測は、温度と圧力を同時に測定できる測定器(メモリーを内蔵)を手動の巻き上げ機を用いて井戸管中を約2 cm/sの速度(記録間隔1 s)で降下させることによって行った。測定器はアレック電子社(現在、JFEアドバンテック社)製Compact-TD計(写真)で、温度の測定精度は $\pm 0.02^\circ\text{C}$ 、分解能は 0.001°C 、水深の精度は $\pm 2 \text{ cm}$ 、分解能は1.5 mm、水深200 mまで計測可能である。



写真 温度-水深測定器 (Compact-TD)

(2) 大阪平野で地温観測した井戸

大阪平野で地温観測した井戸の位置を図2に、井戸所有者を表1に示す。観測は、12地点の13井戸で、2005年、2007年、2009年、及び2010年に都合25井戸で行った。孔底深度の深い井戸でも観測は深度200 m以浅の範囲で行った。

表1 地温観測した観測井戸

観測井戸	井戸所有者
新森小路小学校	国交省淀川河川事務所
鴻池2	大阪府環境農林水産部
長瀬	
港A, 港B	大阪市環境局
中之島B	
大正高校	地下水協議会
福島公園	地下水協議会 (2009年6月以前は中之島 高速鉄道)
西梅田公園	
西天満公園	
中之島西公園	
西船場公園	
道修町(市道)	

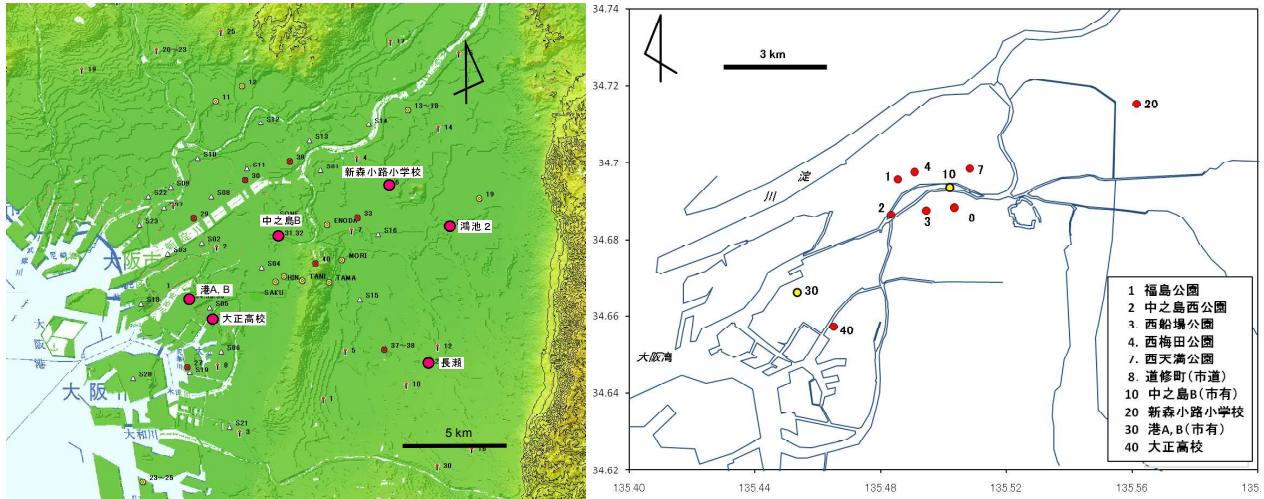


図2 観測井戸の位置 (右図は、中之島周辺の井戸の位置を示す)

(3) 大阪平野の地下温度プロファイル

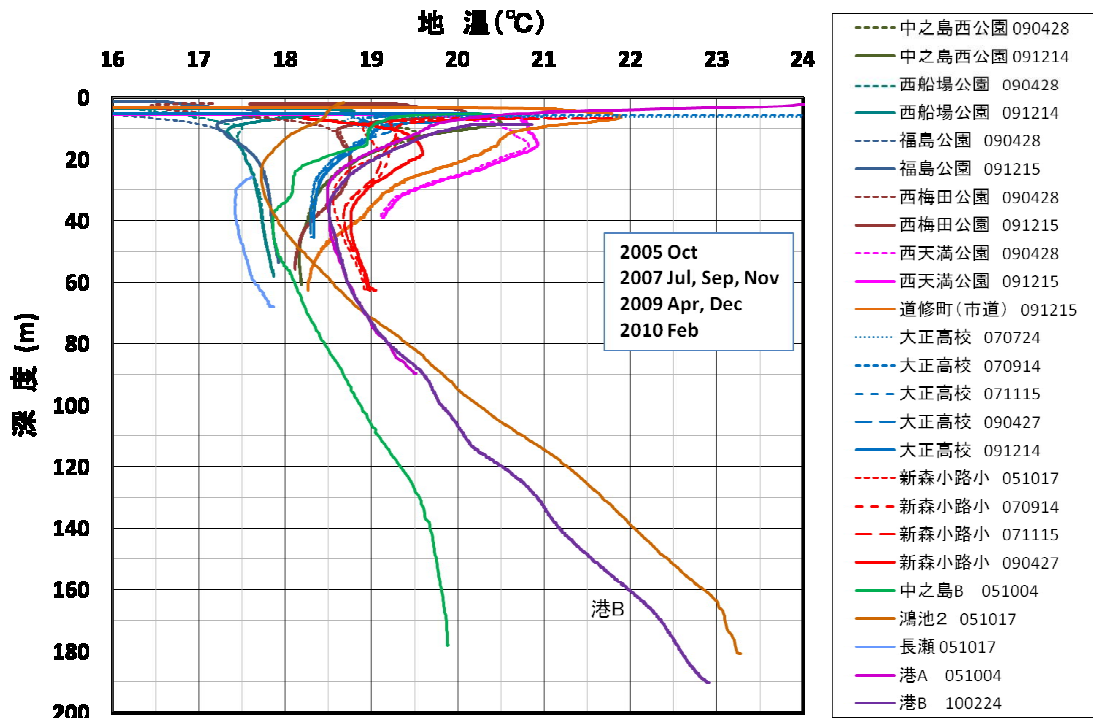


図3 大阪平野の地温の鉛直分布(2005~2010)

地温の観測結果を一括して図3に示す。2回以上観測した井戸では古いものを破線と点線で示した。深さ10数mまでの地温は地表温度の季節変動の影響を受けるので、20m以深の地温に着目する。約60m以浅の浅部地温は、ほとんどの井戸で極小をもつプロファイルになっていて、図1の理論分布と類似しているので、地温プロファイルには温暖化の影響が現れていると考えられる。ただし、福島公園と西船場公園では極小が明瞭でなく、地温は高くない。また、約60m以浅の地温は例外なく時期とともに上昇しているので、熱が地中を拡散している状況を知ることができる。そして、20m~40m深の浅層地温は、極小となる深度が深いものほど高い傾向が見られる。浅層地温は、西天満公園で最も高く、次いで修道町(市道)である。両井戸で地温が極小となる深さは孔底(修道町では60m深)よりも深くなっており、この付近では、ローカルな温暖化

(ヒートアイランド現象)が早くから起こっていた可能性がある。しかし、隣接する西船場公園、福島公園、及び中之島 B の地温がなぜ 50m 深以浅の浅層で高くないのか不明である。

20 m 以深の地温を全般的にみると、観測した範囲内では、地温の範囲は、20 m 深で約 3.5 °C 幅と広いが、60 m 深になると約 1.4 °C 幅に縮まる。しかし、180 m 深の深部になると再び 3.0 °C 以上の幅に広がる。浅層部の地温の広がりや場所による温暖化の始まりや熱量の違いによるものと考えられる。Taniguchi & Uemura (2005)は、大阪市中心部では近郊と比べて地表温度の上昇開始時期が早く、上昇量も大きいことを推定している。今回、中心部の狭い範囲でも場所による違いのあることが明らかとなった。

ところで、市中心部から南西の海よりに位置する港 A と B、及び大正高校における地温は、浅部、深部ともに大阪平野全体の中間的な値を示している。とくに港 B では、深部で深さに対する直線性がよい。ここでは、港 B 井から得られた地温が大阪平野の平均的な状態を表しているものと考え、検討することにする。

なお、100m より深い深部における地温の地域的な違いに関しては、ここでは言及しない。(部分的な検討は、有本ら(2007)により報告済みである。)

(4) 港B井の地下温度プロフィール

「港 B」井は、地下水位観測用として 1986 年 6 月に 465 m の深さまで掘削された単管で、ストレーナーは孔底付近の 441~446 m 深の範囲に限られている。観測された地温は、浅層部、深層部ともに、大阪平野の平均的な地温を表しているとも見られるので(図 3)、この井戸は地温のモニタリング用として適していると考えられる。この井戸で、2010 年 2 月 24 日に孔井内水温を 200 m 深付近まで観測した。観測は、測器を 2 cm/s の速さで下ろし、水深と水温のデータを 1 秒間隔でデータログに収録した。

図 4 は、管内水温を地表からの深度に対してプロットしたものである。水温は周りの地温に等しいとみなすと、地温は浅層では深さとともに低下するが(プロットは水面以深)、ある深さ(地表から約 37 m)で極小となり、それ以深では深さとともに上昇するパターンである。このパターンは図 1 の地温鉛直分布と類似しているので、温暖化の影響を表しているものと考えられる。

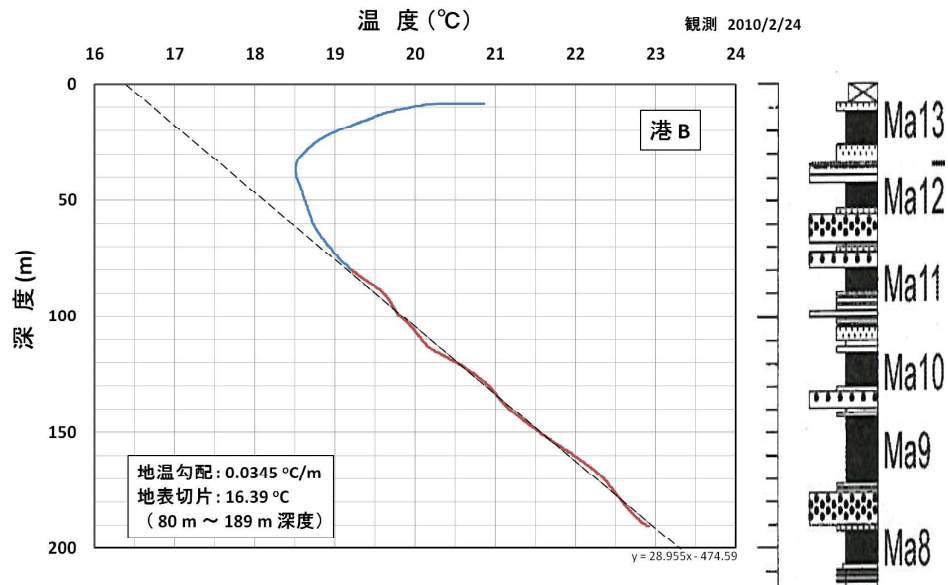


図 4 大阪市水位観測井「港 B」における地温の鉛直分布 (2010 年 10 月 24 日)

地表から深さ約 70 m 以深で地温は深さに対して直線的になるが、波状の変動を伴っている。この変動は、地温勾配が砂層よりも海成粘土層 (Ma11, Ma10, Ma9) で大きくなっている(図 4)、粘土層と砂層の熱的

特性によるものと考えられる。それは、水飽和の地層では、一般に砂層の熱伝導率は粘土層よりも大きく、それと矛盾しないからである。ただし、水の動きがあれば、見かけの熱伝導率が増すので、透水性の砂層中に水の動きが存在していることを示している可能性もある。

図 4 に引いた破線は、熱的性質の異なる粘土層と砂層の互層を平均的な熱伝導率をもつ単一層とみなし、80 m 以深の地温が深さに対して直線的であるとして最小二乗法で求めたものである。大阪市港区における地温勾配は $0.0345\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$ 、地表切片は $16.39\text{ }^{\circ}\text{C}$ とみなせる。

4. 気候の温暖化の定式化の試み

1) 指数関数型の温度変化

各地の気温資料(気象庁)を見ると、年平均気温は年々加速性を帯びながら上昇しているパターンが共通して認められる。

大阪における 1883 年以降 127 年間の年平均気温(気象庁)を図 5 に示す。近似曲線は、気温が指数関数的に上昇するものと仮定して最小二乗法で求めたものである。気温の長期変動は指数関数によってある程度表現が可能のように見える。

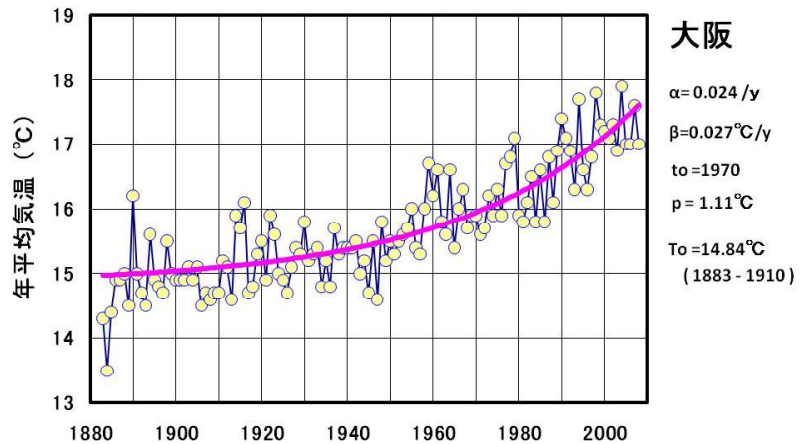


図 5 大阪における年平均気温の長期変化(大阪気象台)

ある範囲の環境(バルク)のエネルギー量(大気、地表、地中を含めた熱量)を E 、その範囲にある物質が単位時間に正味受け取る熱量を Q とすれば、 $dE/dt = Q$ が成立する。環境の平均的な温度を θ_E 、熱容量を C_E で表すと、温度変化は、

$$C_E \frac{d\theta_E}{dt} = Q \quad (4.1)$$

で表せる。正味の受熱量 Q には、太陽からの短波放射 R_S 、大気からの長波放射(下向き) R_A 、大地からの長波放射(上向き) R_G 、顕熱輸送 H 、潜熱輸送 L 、地熱による伝熱 G 、及び人間活動による廃熱 A などが考えられ、 $Q = R_S + R_A + G - R_G - H - L + A$ で表される。

往古より受熱量(R_S と G)と宇宙への放熱量がバランスするように定常状態が形成されていて、温暖化が起こる前は、 $dE/dt = 0$ 、すなわち、 $Q_{st} = R_S + R_A + G - R_G - H - L = 0$ が成り立っていたものと考えられる。人間活動 A が加わることによって新たな状態に移行するので、 Q_{st} はゼロではなくなるが、移行には長時間を要するものと想定して、近似的に $Q_{st} \approx 0$ の関係が成り立つものとするれば、(4.1)式は、(4.2)式になる。

$$\frac{d\theta_E}{dt} \approx \frac{A}{C_E} \quad (4.2)$$

人類のエネルギー消費の歴史をみると、産業革命以降急激にエネルギー消費が拡大し、指数関数的に増加しているようにみえ(図 6)、気温もそれに呼応しているように見える(図 7)。そこで、人間活動に伴うエネルギー消費量(年当たり) A は、時間とともに指数関数的に増大し、

$$A = A_0 e^{\alpha(t-t_0)} \quad (4.3)$$

で表されるものと仮定する。 A_0 は時刻 t_0 におけるエネルギー消費量を表し、 α は定数である。(4.3)式を微分すると、

$$\frac{dA}{dt} = \alpha A_0 e^{\alpha(t-t_0)} = \alpha A$$

となるので、エネルギー消費量の増加速度がそのときのエネルギー消費量に比例していることを意味している。その比例定数 α は年当たりの相対的なエネルギー消費増加量を表すので、増加率と呼ぶことにする。(4.3)式は極めて粗い仮定であるが、この指数関数的な増加特性には、人間という生き物のもっている性質が反映されているのかも知れない。

ローカルなエネルギー消費においても、これと同様の指数関数的な特性を想定すると、(4.2)の A に(4.3)を入れることができる。環境の平均的な温度 θ_E の変化は、環境の平均的な気温 θ_a の変化に比例的であるとして、 $d\theta_a/dt = B \cdot d\theta_E/dt$ を仮定すると(B は定数)、気温 θ_a の上昇速度は、

$$\frac{d\theta_a}{dt} = \beta \cdot e^{\alpha(t-t_0)} \quad (4.4)$$

で表される。ここに、 $\beta = A_0 B / C_E$ である。

(4.4)式を積分し、無限の過去($t \rightarrow -\infty$)におけるバックグラウンド気温を θ_{ab} で表すと、気温 θ_a は、

$$\theta_a = \theta_{ab} + p \cdot e^{\alpha(t-t_0)} \quad (4.5)$$

となる。ここに、 $p = \beta / \alpha$ は、 $t = t_0$ における気温 θ_a の上昇 $\theta_a - \theta_{ab}$ を表す。また(4.5)式を微分すると、 $d\theta_a/dt = \alpha \cdot (\theta_a - \theta_{ab})$ になるので、 α はバックグラウンドからの気温上昇に対する気温の増加率を表す。このようにして、温暖化の履歴特性を指数関数のパラメータ α 、 p 、 t_0 を用いて表すことにする。

大阪の気温(図5)に(4.5)式を最小二乗法でフィッティングさせ、パラメータ α 、 p と t_0 の最適値を求めようとすると、指数関数のもつ変動の少ない特性により、パラメータ t_0 の値にある幅で任意性の生じることが分かった。 t_0 に種々の値を与えて(固定して)、ふたつのパラメータ α と p を推定してみると、図8のように、 α に関しては t_0 に関係なく(t_0 のある範囲で)安定した値が得られ、気温の温暖化表現には t_0 は強く影響しないことが確認された。図8の p の変化は、大阪では1900年頃に気温の温暖化が始まったことを示唆し、また、現在の気温がバックグラウンド気温よりも約 3°C 高くなっていることを示している。図5の曲線は、 θ_{ab} に1883年から1910年までの28年間の平均気温 14.84°C をとり、 $t_0 = 1970$ として最小二乗法で求めたものである。大阪にお

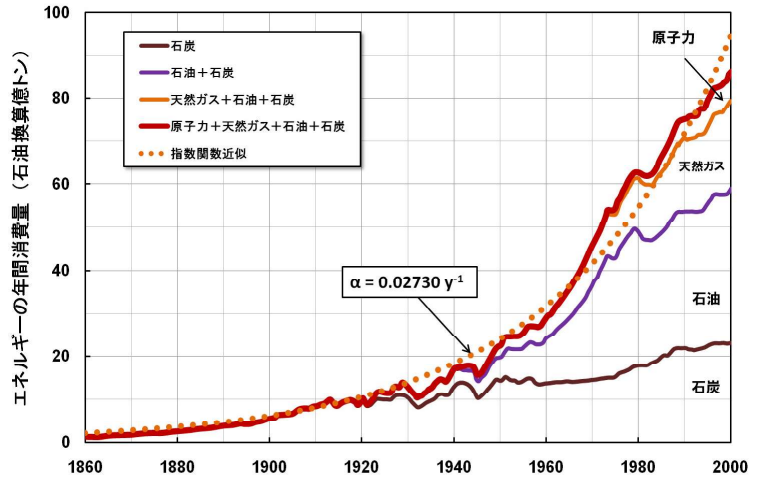


図6 世界のエネルギー消費量の変遷

消費量は茅(2003)の図から水力と薪炭を除いたもの。点線はその指数関数近似

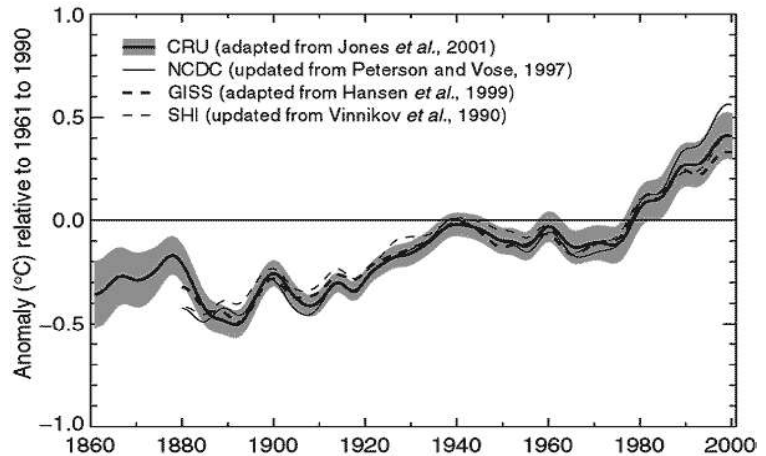


図7 陸地の平均的気温の1961-1991に対する相対変化

(IPCC Third Assessment Report, 2003)

ける値として、 $\alpha = 0.0242 \text{ y}^{-1}$ 、 $p = 1.108 \text{ }^\circ\text{C}$ が得られ、この回帰曲線は標準偏差 $0.44 \text{ }^\circ\text{C}$ の精度をもつ。

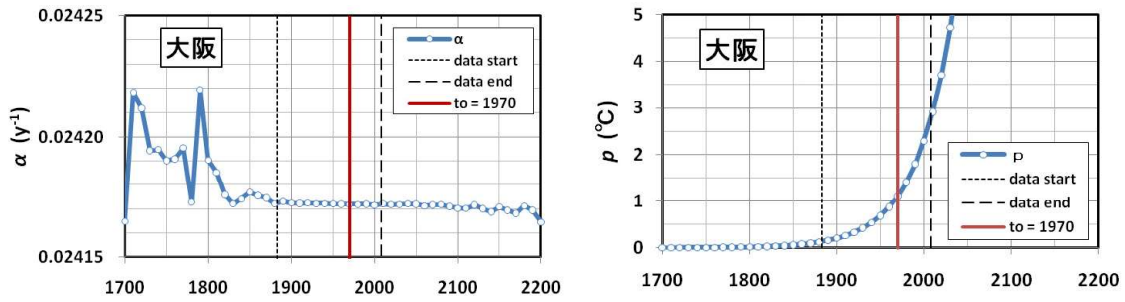
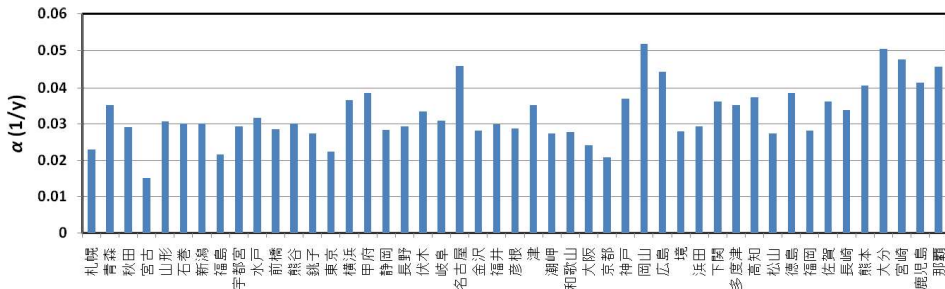


図8 t_0 の違いによるパラメータへの影響 (左図： α ，右図： p)

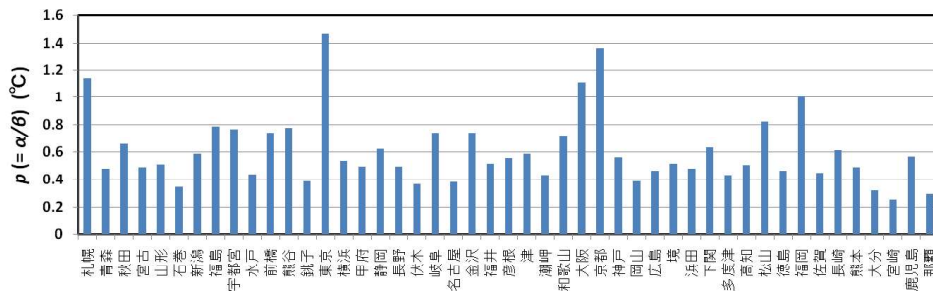
日本経済が飛躍的に成長を遂げたのは1955年から1973年までの18年間であるとされているので、温暖化の影響は1970年には地域ごとで現れていたものと考え、 t_0 として1970を選ぶこととし、各地の1970年における気温のバックグラウンドからの上昇 p と増加率 α を比べてみる。

2) 各地の気温の温暖化の比較

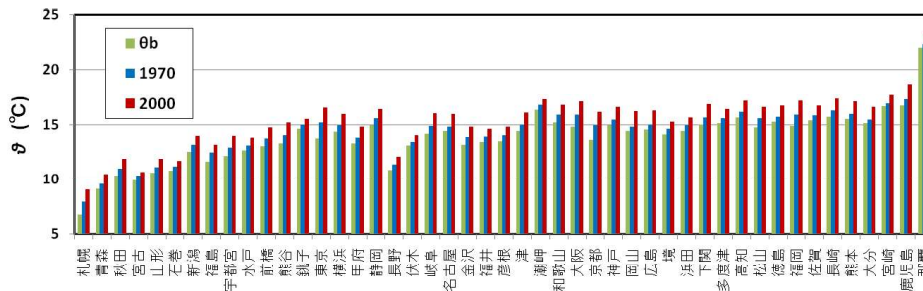
参考のため、 $t_0 = 1970$ としたときの各地の α と p の値を図9に掲げる。なお、バックグラウンド気温 θ_{ab} は、観測が始まってから20年以上の期間で平均をとった。



(a) 各地の気温の上昇率 α の値



(b) 各地の p の値(1970気温の θ_{ab} からの増分)



(c) バックグラウンド気温(θ_{ab} :1910までの平均気温)と、1970気温($\theta_{ab} + p$)及び2000気温

図9 各地における温暖化パラメータと回帰温度(ただし、 $t_0 = 1970$)

岡山で α の値が著しく高いのは、1982年10月に観測所が郊外から市街地に移転したことによる影響が考えられる。広島でも1987年に市街地へ移転しているので、やや特異性がみられる。解析の際には観測記録の連続性について確認する必要がある。

5. 地下温度の解析方法

温暖化による各地の気温の上昇が(4.5)式の指数関数型の表現によって近似されることがほぼ確認されたので、地表温度についても、その変動部分 $\theta_{sw}(t)$ が気温の変動部分と同じパターンで表されるものとする。

$$\theta_{sw}(t) = p \cdot e^{\alpha(t-t_0)} \quad (5.1)$$

ただし、 α と p は気温と同じ記号を使う。この温暖化部分による地温への影響を $\theta_w(z, t)$ で表す。

半無限媒体で、その表面温度が時間に対して指数関数的に変化する場合の解析解は Carslaw & Jaeger (1959)で解かれているので、それを参考にすると、地温の温暖化影響部分 $\theta_w(z, t)$ は、

$$\theta_w(z, t) = \frac{p}{2} e^{\alpha(t-t_0)} \times \left\{ \begin{array}{l} \exp\left(-z\sqrt{\frac{\alpha}{\kappa}}\right) \operatorname{erfc}\left(\frac{z}{2\sqrt{\kappa(t-t_0)}} - \sqrt{\alpha(t-t_0)}\right) \\ + \exp\left(z\sqrt{\frac{\alpha}{\kappa}}\right) \operatorname{erfc}\left(\frac{z}{2\sqrt{\kappa(t-t_0)}} + \sqrt{\alpha(t-t_0)}\right) \end{array} \right\} \quad (5.2)$$

となる。これに(2.2)式のバックグラウンド地温 $\theta_b(z)$ を重ね合わせることで、地温 $\theta(z, t)$ は、

$$\theta(z, t) = \theta_b(z) + \theta_w(z, t) \quad (5.3)$$

で表される。(5.3)式に含まれるパラメータは、バックグラウンド地温を定める地表温度 θ_{s0} と地温勾配 γ 、地表温度の温暖化を表す α 、 p と t_0 、及び地層の熱拡散率 κ である。深部までデータのある「港 B」に関しては、温暖化前の地表温度 θ_{s0} と地温勾配 γ に図4で求めた結果を利用することができるので、温暖化地温を決めるパラメータは、 α 、 p 、 t_0 及び κ の4個となる。

6. 地中温暖化履歴の解析事例: 港 B

「港 B」井で観測された地温のうち、地表温度の年変動の影響を受けない20 m以深、200 m 深までのデータに、(5.3)式によるフィッティングをかけた結果を図10に示す。得られたパラメータの値は、

$$\begin{aligned} \alpha &= 0.01303 \text{ y}^{-1} \\ p &= 1.484^\circ\text{C} \\ t_0 &= 1929.8 \\ \kappa &= 2.98 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s} \end{aligned}$$

であり、実測地温と回帰曲線との間の標準偏差(誤差)は 0.054°C である。得られた地層の熱拡散率は不合理な値ではない。

この結果を用いて、過去の地表温度を計算し、年平均気温と比べたものが図11である。地表温度は気温よりも高くなっている。これは、年平均的には、大地から大気の方にエネルギーが輸送されていることを示し、これによって大気が温められていることが分

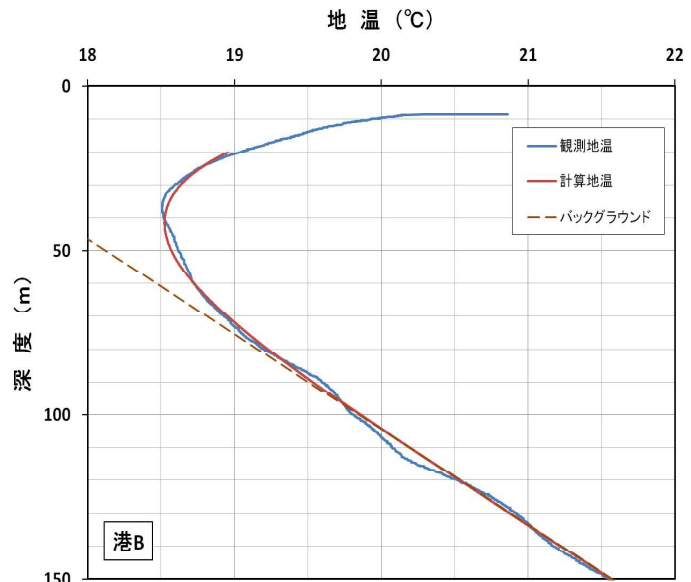


図10 観測地温への回帰

かる。地表温度が気温よりも高いのは、温室効果を表しているといえ、地表における、日射(短波放射)と大気への正味長波放射、顕熱輸送、潜熱輸送のバランスによるものである。これに人間活動による加熱が加わることになる。図 11 の右図は、地表温度と気温の差をとったものである。温暖化が始まる前は、温度差は 2.5 °C 程度であったが、気温の温暖化が進むにつれて温度差が大きくなる傾向が認められる。これは、人工的に生成された熱によって大地が暖められていることを示していると言えよう。

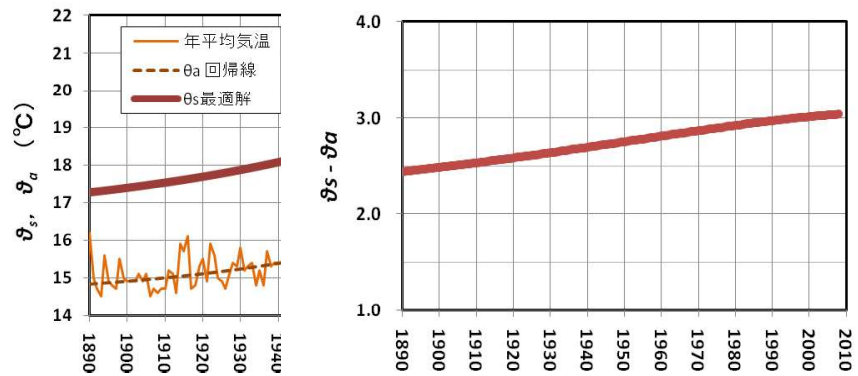


図 11 推定地表温度と回帰気温の比較 (左: 地表温度と気温, 右: 地表温度と気温の差)

地表温度と気温を観測期間外に外挿すると(図 12), 2050 年には、気温はバックグラウンド気温よりも 5°C 以上高くなり、地表温度は温暖化以前の温度よりも 7°C 以上高くなると予想される。

なお、図 9(a)の気温の増加率の平均的な値は図 6 のエネルギー消費の増加率の値に類似しているが、地表面温度の増加率はその半分程度である。これは、大気は人間活動による廃熱にそのまま感応するが、大地は人間のエネルギー消費の一部を徐々に蓄熱していることを示していると言えよう。

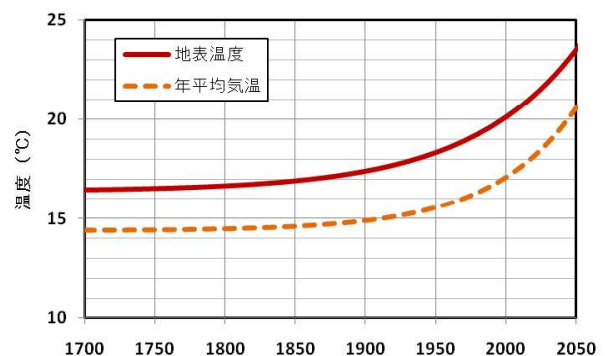


図 12 推定地表温度と回帰気温の外挿

7. 地中に蓄積されたエネルギー

(5.2)式は温暖化による地温の上昇部分を表す(図 13)。これを地表から深部まで積分すると、97.3 °C・m の積算温度が得られる。積算温度に地層の熱容量を乗じると、温暖化によって地中に蓄積された単位面積当たりの熱量が見積もられる。2010年2月までに蓄積された熱量は、地層(砂と粘土)の密度を $1.9 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ 、比熱を $1.2 \times 10^3 \text{ J/kg K}$ とすると(熱容量: $2.3 \times 10^6 \text{ J/m}^3 \text{ K}$)、 1 m^2 当たり $2.2 \times 10^8 \text{ J/m}^2$ に対応される。この値は、バンコク中心部の地温分布から見積もられた値(濱元ら, 2009)とほぼ同じである。この熱量(63 kWh/m^2 の電力使用量に相当)は、1 世帯、1 月当たりの平均的な電力使用量 300 kWh を参考にする、1 世帯あたりの敷地面積が 114 m^2 のとき 2 年間の電気使用量に相当する。大地に蓄積された温暖化熱は、エネルギー備蓄として将来、有効利用されるときがくるであろう。

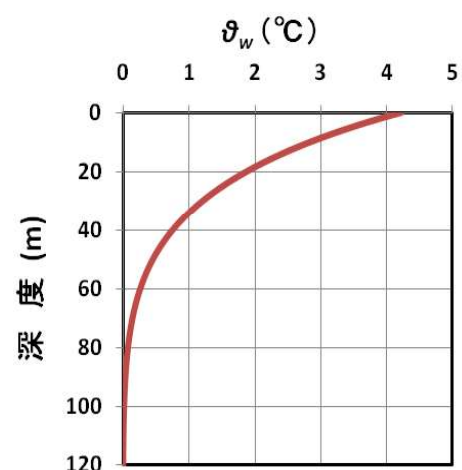


図 13 温暖化による地温上昇

8. おわりに

過去における温暖化の現象は、長期にわたる観測資料のある気温に関しては指数関数によってある程度表現が可能であることが知られた。地表における温暖化においても同様の指数関数的な地表温度の上昇を仮定すると、地下温度分布の変化を解析的に取り扱うことができる。その解析解を地下温度プロファイルにフィッティングさせることにより、地表温度の過去の温暖化履歴を容易に復元することができる。この方法の特徴は、逆問題解析とは違って、少ないパラメータを用いて過去の地表温度を容易に復元できるという点にある。本稿は、気温の長期変動資料に基づき、地表温度の温暖化が指数関数的であるとして、地温プロファイルデータを簡単に扱うことができることを示しただけである。しかし、なぜ、気温上昇が指数関数的であるのかという問題は残される。

化石エネルギー資源の埋蔵量の有限性や地球環境そのものの有限性を考えると、無尽蔵資源と無限媒体を暗黙の前提とする指数関数的な上昇は、いずれ、頭打ちになるのは必至であろう。指数関数近似が適用可能であるのは、現在よりも過去の事象に限られるのかも知れない。図 6 のエネルギー消費量の長期的な推移には、近年、そのかげりが見られるからである。

また、述べておかなければならないことは、この方法は、過去数百年スケールの気候変動やさらに縄文期、氷河期までの長期変動の現象にまで拡張させることができないことである。ここでは、温暖化の現象を単純な指数関数で表現したに過ぎないからである。もし、過去数百年、または数千年にわたる環境温度の変動が指数関数の組み合わせによって表現されることが保証されれば、ここで行った方法はその分野で応用可能となるかも知れない。自然現象は、時間に対して指数関数的な挙動を示すことが多いからである。

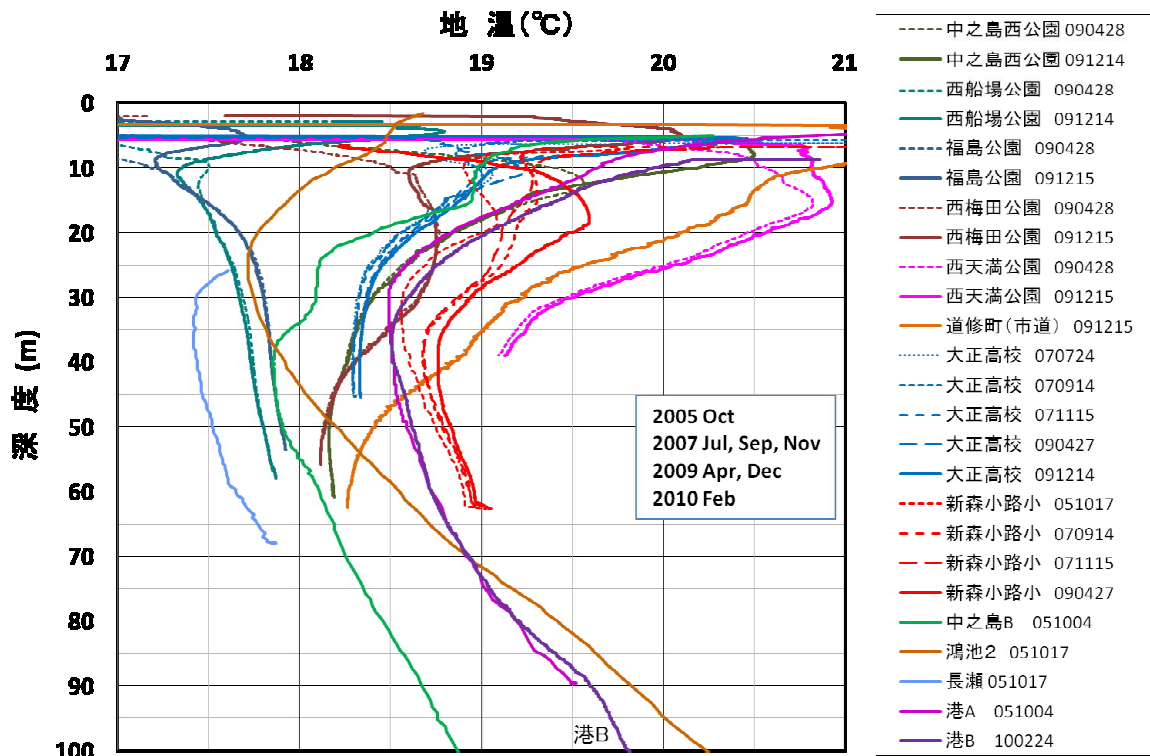
謝辞

地温観測に際しては、国土交通省近畿地方整備局淀川河川事務所、大阪府環境農林水産部、大阪市環境局、中之島高速鉄道(株)、京阪電鉄(株)、並びに地下水協議会から、数々の便宜供与をいただいた。また、大阪市環境局所有の観測井港 B における観測経費の一部は、人間文化研究機構・総合地球科学研究所のプロジェクト「地下環境に残る人間活動の影響(代表:谷口真人)」からの補助によるものである。ここに記して謝意を表します。

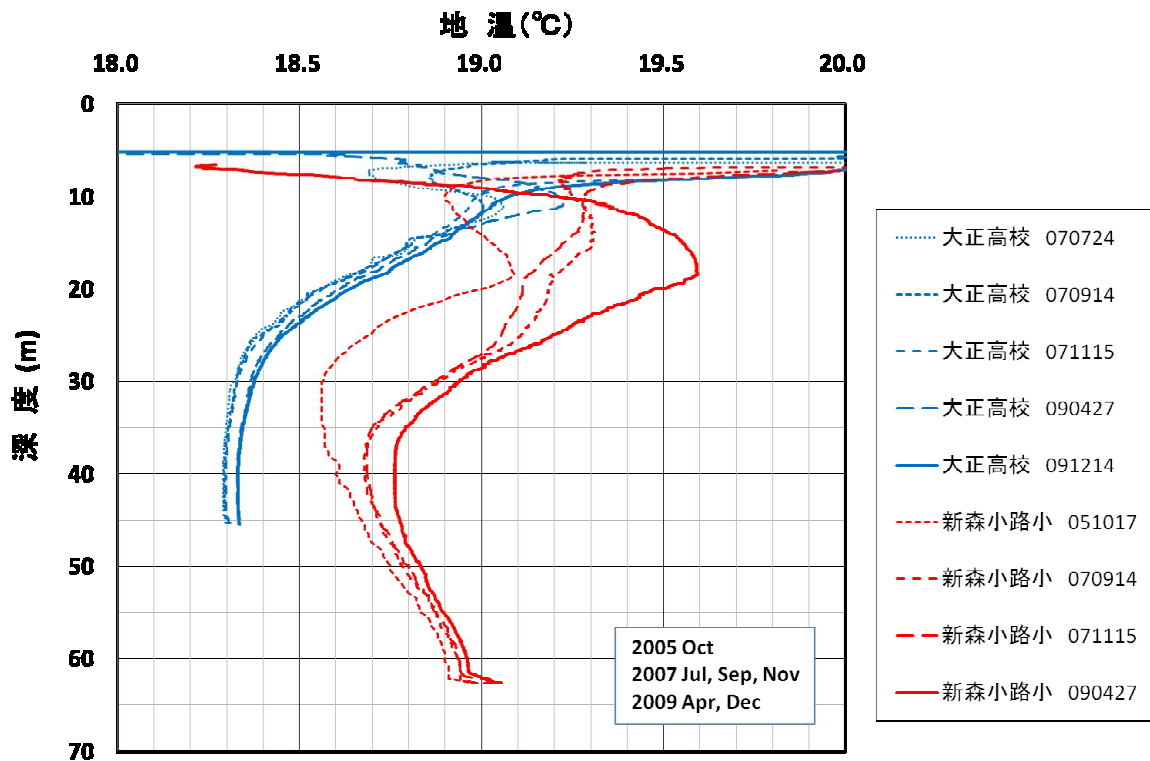
参考文献

- 有本弘孝, 北岡豪一, 谷口真人, 吉岡龍馬, 上村剛史: 大阪地盤における地下温度鉛直分布の地域性, 地下水地盤環境に関するシンポジウム 2007 発表論文集, 地下水地盤環境に関する研究協議会, 51-60, 2007.
- 茅 陽一 (監修): 「環境年表 (2004/2005)」, オーム社, 569 pp, 2003. 図 6 は本文献中の図 3 をデジタル化して読み取って作成したものである。元図は, Oil Economist Handbook, BP 統計, IEA: "Energy Balances of OECD countries", "Energy Balances of Non-OECD countries" のデータから作成されている。
- 濱元栄起, 山野 誠, 後藤秀作, 谷口真人: 地下温度データを用いた過去の地表面温度履歴の推定—バンコク地域への適用—, 物理探査, 62(6), 575-584, 2009.
- 山野 誠: 都市の地下熱環境の復元, 「アジアの地下環境—残された地球環境問題」(谷口真人 編), 243 pp, 187-213, 学報社, 2010.
- Carslaw, H. S. and J. C. Jaeger: "Conduction of Heat in Solids", Oxford Univ. Press, 510 pp, 1959.
- Taniguchi, M. and T. Uemura: Effects of urbanization and groundwater flow on the subsurface temperature in Osaka, Japan. *Physics of Earth and Planetary Interiors*, Vol.152 (4), 305-313, 2005.

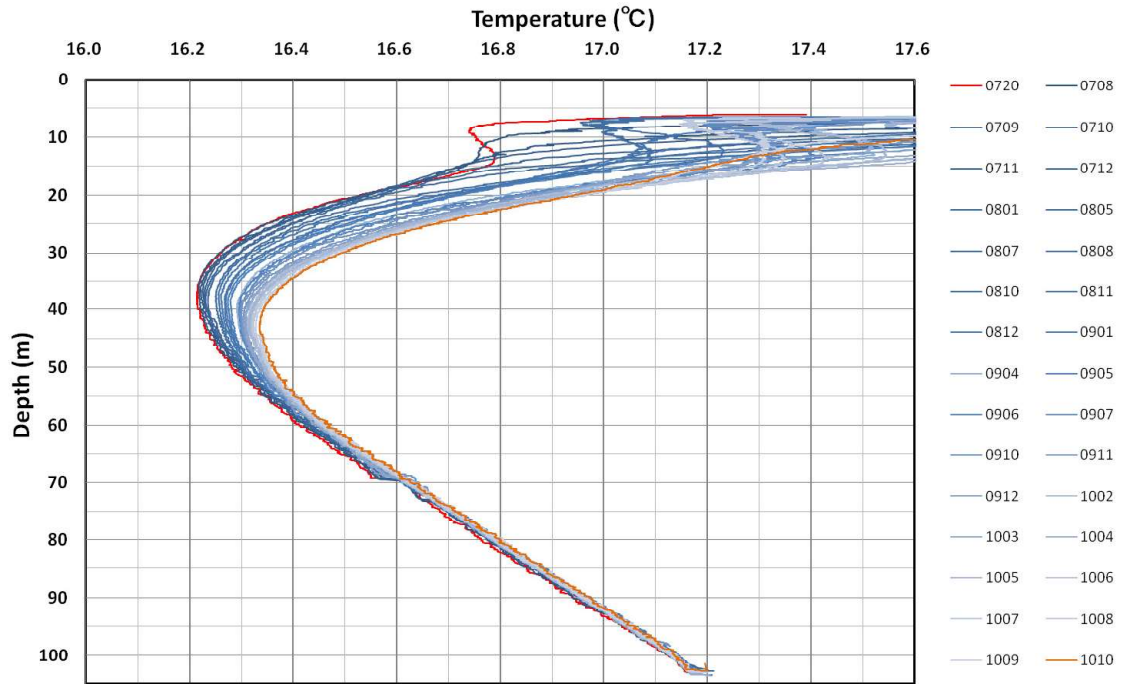
附属資料



付図1 大阪平野の地温の鉛直分布 (図3の100 m 深以浅を拡大)

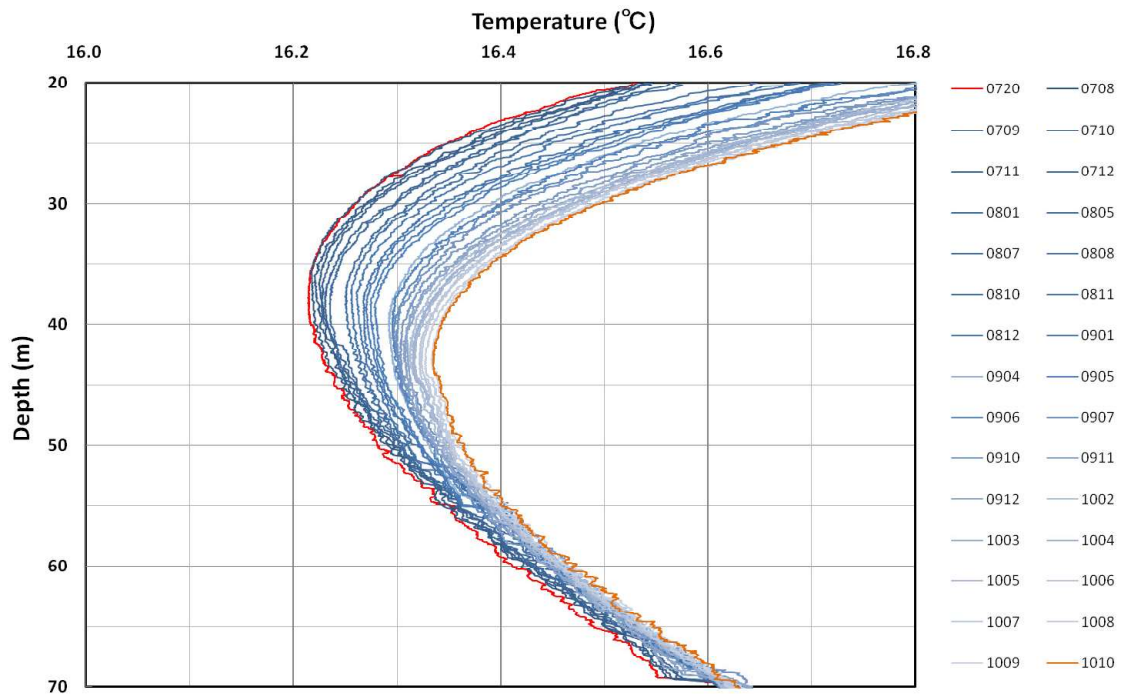


付図2 新森小路小学校と大正高校における地温鉛直分布の変化 (付図1を拡大)



付図3 岡山における観測例（岡山理科大学観測井戸）

2007年7月から2010年10月までの間にほぼ月1回の割合で観測した結果である。ただし、3ヶ月間の未測定が2回、2ヶ月間が1回、1ヶ月間が3回ある。付図1の大阪の地温と比べると、岡山（近郊）の地温は平均的に2℃程度以上低い。地温極小の深さは大阪に比べて浅いとは言えない。1900年前後における20年間の平均気温は、岡山（旧気象台）で14.46℃、大阪で14.84℃である。



付図4 深度20m～70mを拡大（岡山理科大学観測井戸）

時期の経過とともに、地温が極小となる位置が徐々に深まっている。この2年3ヶ月の観測期間に、地温は30m深で0.12℃、40m深で0.06℃、50m深で0.04℃、60m深で0.03℃だけ上昇し、地温が極小になる深度は、36.3mから42.8mに6.5m進んだ。