

## 関東平野における地下温度分布と地下水流動系

宮越昭暢<sup>1</sup> 内田洋平<sup>2</sup>

Akinobu MIYAKOSHI and Youhei UCHIDA (2001) Distribution of subsurface temperature and groundwater flow system in the Kanto Plain. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 52 (6/7), p. 253-290, 15 figs, 1 table, 88 appendix figs.

**Abstract:** Temperature — depth profiles and groundwater levels were measured on 88 observation wells in the Kanto Plain. From observation results, subsurface temperature distribution in the Kanto Plain is assumed to be strongly affected by thermal advection due to groundwater flow, which has regional difference between high temperature area and low temperature area. The high temperature area is located in a low land around the Kinu, Tone Rivers and central part of the Kanto Plain. The low temperature area, on the other hand, is located in a high land and/or a mountain area around the Kanto Plain. Considering from observed distribution of subsurface temperatures and hydraulic heads, two local groundwater flow systems which discharge to the Tone River in Gunma Prefecture and to the Kinu River in Tochigi Prefecture, and one regional groundwater flow system which recharged in the peripheral area in the plain and discharges to central part of the plain are estimated. Moreover, there are subsurface temperature inversions in shallow layer due to the effect of surface warming. The distribution of inversion in the Kanto Plain has tendency that the depth of inversion in the recharge area is deeper than that in the discharge area, and this tendency suggests the existence of the regional groundwater flow system in the Kanto Plain.

### 要 旨

関東平野における 88ヶ所の観測井で地下温度プロフィールと地下水位を測定した。その結果、平野内の地下温度分布は、地下水流動による熱移流の影響を強く受けていることが明らかになった。関東平野の地下温度分布は、高温域と低温域の分布に地域性を持つ。高温域は、栃木県鬼怒川沿いと群馬県利根川沿いの低地および関東平野中央部に分布する。一方、低温域は埼玉県、群馬県、栃木県の山地・台地・丘陵部に分布する。観測された地下の温度分布と水理水頭分布を併せて考察することにより、群馬県利根川沿いと栃木県鬼怒川沿いで流出する局地的な流動系と、平野周辺部で涵養され関東平野の中央部で流出する広域的な流動系の存在が推定される。更に、地表面温度上昇の効果として、浅層に地下温度逆転層が形成されるが、この逆転層は涵養域で深く流出域で浅くなる傾向が認められ、この結果も広域的な地下水流動系の存在を示唆している。

### 1. はじめに

平野部や盆地における地下の温度分布と地下水流動に関する研究は、温度測定機器の精度向上や地盤沈下対策のための観測井の増加などにより、いくつか試みられている。しかし、調査地域特有の地形・地質条件などに支配される地下水の流れは複雑である上、都市化に伴う揚水・地表面の温暖化などの人為的な要因が地下の温度場に影響を与えていることも報告されている。

関東平野は本邦最大の平野であり、東京をはじめとして大都市が数多く分布している。関東平野における地下水流動に関する研究は従来から行われているが、それぞれ行政区分や地域ごとにおける調査・研究であり、平野全域におよぶ広域的な地下水流動系に関する研究例はほとんどない。地下水は我々人間にとって貴重な資源の一つであり、その開発・利用を考える上で地下水の挙動を知ることは非常に重要なことである。過剰な地下水の汲み上げが引き起こす地盤沈下問題や地下水の汚染問題を取り扱うときにも、地下水の流動系を把握することが問題解決への第一歩となる。また、ヒートポンプなどを用いた地中熱の直接利用を考える場合にも、地下の温度分布や地下水の賦存状況を知ることが必要不可欠となる。

<sup>1</sup> 千葉大学大学院自然科学研究科 (Graduate School of Science and Technology, Chiba University. 1-33 Yayoi-cho, Inage-ku, Chiba, 263-8522 Japan)

<sup>2</sup> 地圏資源環境研究部門 (Institute of Geo-Resources and Environment, GSJ)

Keywords: Kanto Plain, subsurface temperature, groundwater flow system, temperature inversion

本研究では、関東平野における88ヶ所の観測井で測定した水理水頭分布、地下温度分布および地下温度プロファイルの分布特性から地下水流動系を推定するとともに、地表面の温暖化が地下温度場に与える影響も検討することにする。

## 2. 従来の研究

関東平野中央部における地下水の研究として、木野(1970)は被圧地下水の水質区分を行い、多量のCl含有によって特徴付けられる化石塩水的な「準化石水」として古利根地下水塊の存在を指摘し、循環性地下水および流動地下水として古河流動地下水・浦和流動地下水・熊谷流動地下水の存在を指摘した。関東平野における地下の温度分布に関する研究として高橋(1967)は、ローム層台地と千葉県の下野台地の地下温度分布は低温であり、海岸部に向かうに従い高温になる傾向を指摘した。その他、局地的に高温となる地域として群馬県館林、埼玉県羽生・鴻巣などを挙げている。また、Dapaah-Siakwan *et al.* (1995)は、東京都内に設置されている30ヶ所の観測井において地下水温を測定し、地下の温度分布から東京都の地下水流動を推定した。それによると、武蔵野台地と下町低地の地下温度分布および地温勾配分布は明確な違いがあり、狭山丘陵周辺の地下温度が低いのは狭山湖・多摩湖からの地下水の涵養を示している。一方、矢野ほか(1999)による日本列島地温勾配図によると、関東平野東部および関東山地周辺では地温勾配は約20°C/kmの比較的小さい値が分布し、平野中央部では約25°C/kmと大きくなっている。矢野ほか(1999)が地温として扱ったのは、深度300 m以深の深井戸データであり、300 m以浅の温度勾配のデータは地下水流動による熱移流の影響が大きくなるために除外している。しかしながら、温度勾配が関東平野東部や関東山地周辺で小さく、平野中央部で大きくなることは、300 m以深でも広域流動系による熱移流の効果があることを示唆している。

関東平野では揚水に伴う地盤沈下が古くから社会問題となっており、平野内には地盤沈下対策用の観測井が多数設置されている。現在でも関東平野では、埼玉県北葛飾郡鷺宮町で年間3.3 cm、平野中央部の茨城県下妻市およびその周辺にて年間2.2 cmの地盤沈下が報告されている(環境庁, 2000)。揚水は水理水頭の分布に大きな影響を与え、特に揚水の盛んな地域においては水理水頭が負の値を示すことがある。内田(1998)は、関東平野と同様に揚水の盛んな濃尾平野において揚水が地下温度場に与える影響を非定常数値解析により検討した。それによると、水理水頭分布は揚水の影響を強く受けるのに対し、地下温度は揚水の影響による地表面からの誘発的涵養のために浅層で地下温度が低下するが、その変化は非常に小さいことを示した。

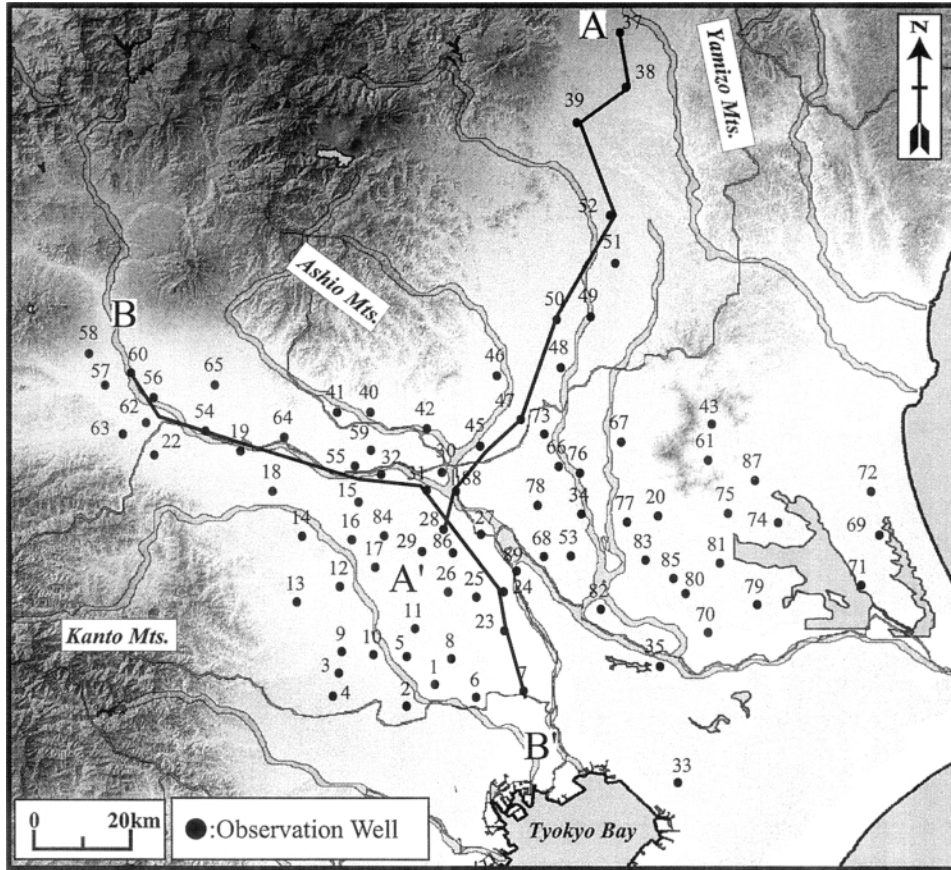
一方、地下の温度場には地下水流動の他に地表面の温暖化に伴う影響も現われることが報告されている。近年の大きな気候変化である1880年から1940年の温暖化現象によって、地下50~100 mで地温の逆転現象が生じていることが北アメリカ、ヨーロッパやオーストラリアなどで報告されている。(Cermak, 1971; Jessop, 1990)。日本においても地温逆転についていくつかの報告があるが、全ての地域で地温逆転が形成されているとは限らない(Taniguchi *et al.*, 1999; 佐倉, 2000)。Uchida *et al.* (1999)は、濃尾平野における過去100年間の気候変動を組み入れた非定常3次元熱輸送モデルを構築し、平野北部の地下水涵養域に地温逆転現象が現れることを明らかにした。地温逆転現象のメカニズムを知るためには、地表面の温度上昇と地下水流動に伴う熱移流の両者の影響を考慮しなくてはならない。

## 3. 研究方法

### 3.1 研究地の概要

関東平野は日本列島最大の平野であり、周囲を丹沢山地、関東山地、足尾山地、八溝山地に囲まれている(第1図)。関東平野の地形は、平野周辺部の丘陵、中央部の広い台地、これらを開析した低地にわけられる。丘陵を構成する地層はおもに下部更新統の海成層や湖成層・扇状地礫層などで、高位段丘の扇状地礫層がこれを覆い、丘陵斜面を形成する。台地の大部分は最終間氷期の高海面(下末吉海進)期に形成された海成層や河成の扇状地堆積物からなる中位段丘で、一部には最終間氷期以降の河川の下刻により形成された低位段丘もふくまれる。これらの台地を構成する地層を関東ローム層が覆う。低地は、平野を流れる諸河川の自然堤防や後背湿地を含む氾濫原と、沿岸の海岸平野などからなる。低地を構成する地層は沖積層で、河川の下流域はほとんど更新世末期の七号地海進期、および完新世有楽町海進期の海成層からなっている。沖積層の基底は起伏のある谷地形をなすことが多く、低位段丘が沖積層下に埋没していることもある。これらの埋没地形は、最終氷期の低海面期に形成されたものと考えられる。

関東周縁部の被圧地下水と密接な関係を持つのは、下総層群相当層であると考えられている(木野, 1970)。鈴木(1996)は、上総層群および下総層群の基底深度を示しているが、これらの境界については地質的に類似するため識別が困難であるとしている。上総層群の基底深度分布は下位の三浦層群の基底深度分布とは異なり、東京湾北部や房総北部を中心とする東西に長い盆状の比較的単純な構造を持っており、現在の関東平野の輪郭にほぼ沿う形で形成されている。最深部は東京湾北部沿岸の千葉市付近にあると推定されている。下総層群基底深度は、東京湾沿いの千葉県沿岸部で最も深く深度は400 m以



第1図 研究地域と観測井の分布  
Fig. 1 Location of study area and observation wells.

上である。堆積盆の形状は、北西-南東に長い楕円状を呈しており、房総側では急激にその深度を減じているが、北東側の深さの変化は緩やかである。下総層群の堆積盆の中心は上総層群に比べてより北側に位置しており、三浦層群以降の堆積中心の北側移動が継続している。また、堆積盆の延長方向も上総層群とは異なっている。下総層群の構成物は上位層ほど粗粒になる傾向を示し、下総層群の上部層では海成から河成あるいは湖沼成の堆積物に移行する。

関東平野中央部においては下総層群が有力な帯水層であるが、下総層群と上総層群の地質による区分は難しい。本研究対象地域の広域な地下水流動系においては、地下水流動の連続性、流速が非常に遅いことなどを考慮すると、下総層群・上総層群の帯水層区分はさほど重要ではないため区別せずに取り扱った。

### 3.2 測定方法

関東農政局と県が管理している88ヶ所の地盤沈下対策用観測井と地質調査所が管理している観測井の合計88ヶ所の観測井において、地下水位および地下水温度の測定を行った。観測した観測井の数は88ヶ所である(第1表)。関東平野では、同位置に複数の異なる深度の観測井が設置されている場合もあり、全体として観測井の

深度は30 mから600 mの範囲にある。測定は、1999年10月14日から2000年11月20日にわたって行い、水理水頭分布および地下水温度分布のデータを得た。地下水温度は、観測井内においてデジタル・サーミスタ温度計(株式会社テクノ・セブン社製、分解能0.01°C)を使用し、地表面から深度300 mまでは2 m間隔で、深度300 mから深度600 mまでは5 m間隔で計測した。なお、観測井内の各深度の水温をその深度の地中温度として取り扱うためには観測井内における対流発生の有無を検討する必要がある。これに関してKrige (1939)は、井戸の口径、水の物理定数等から、理論的に対流が発生する臨界値を求める式を提示している。井戸の口径に関しては、半径10 cm程度以内の井戸においては自由対流があるとしてもその影響は小さいという指摘がある(谷口, 1987)。本研究においても、関東平野の測定に用いた観測井の口径等から、井戸内の各深度の地下水温度を周囲の地中温度とみなすことにした。

## 4. 観測結果

### 4.1 水理水頭分布と地下水温度分布

第2a図と第2b図は、第1図に示した栃木県鬼怒川上流部から平野中央部に至るA-A'(観測井37-28)断面、

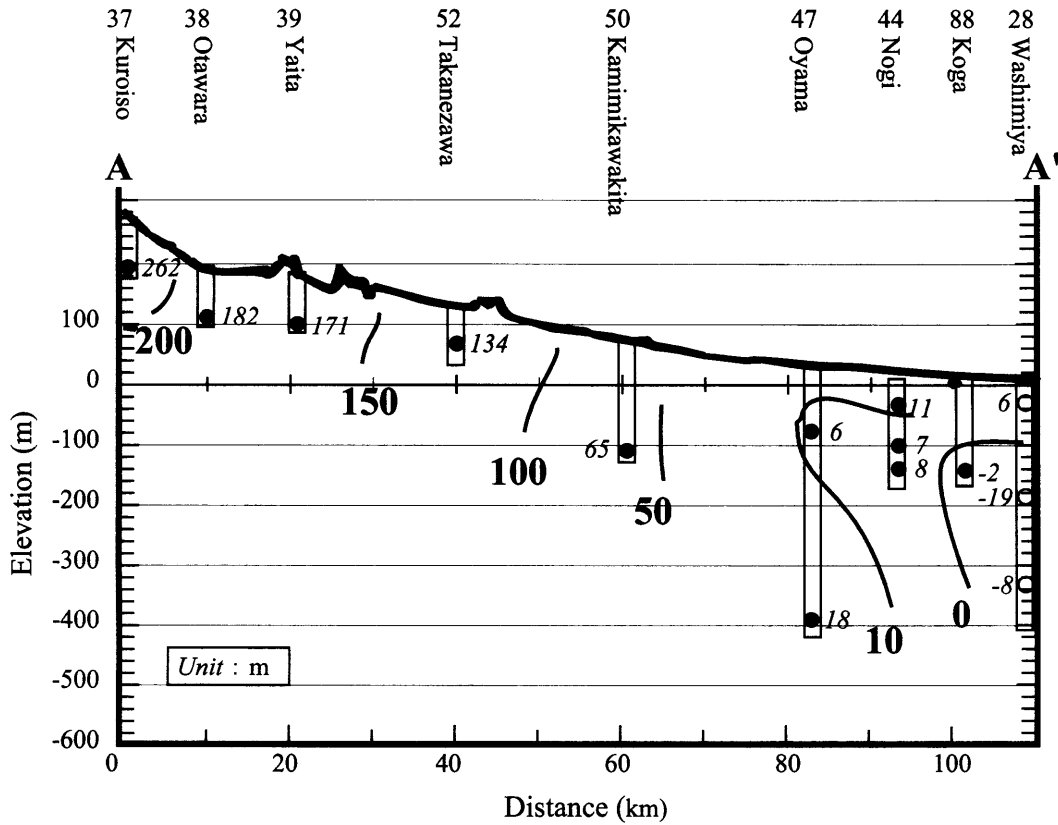
第1表 観測井一覧

Table 1 List of observation wells.

No.	観測井名	所在県
1	戸田	埼玉県
2	和光	埼玉県
3	三芳	埼玉県
4	所沢	埼玉県
5	浦和	埼玉県
6	川口	埼玉県
7	八潮	埼玉県
8	浦和東	埼玉県
9	川越	埼玉県
10	上福岡	埼玉県
11	大宮	埼玉県
12	川島	埼玉県
13	坂戸	埼玉県
14	大里	埼玉県
15	行田	埼玉県
16	鴻巣	埼玉県
17	北本	埼玉県
18	熊谷	埼玉県
19	深谷北	埼玉県
20	地質調査所	茨城県
21	筑波大学	茨城県
22	神川	埼玉県
23	越谷	埼玉県
24	庄和	埼玉県
25	春日部中央	埼玉県
26	岩槻井	埼玉県
27	幸手	埼玉県
28	鷲宮	埼玉県
29	久喜	埼玉県
30	北川辺	埼玉県
31	大利根	埼玉県
32	羽生	埼玉県
33	千葉北	千葉県
34	石下	茨城県
35	沼南	千葉県
36	八街	千葉県
37	黒磯	栃木県
38	大田原	栃木県
39	矢板	栃木県
40	佐野吾妻	栃木県
41	足利	栃木県
42	栃木藤岡	栃木県
43	八郷第2	茨城県
44	野木(公害課)	栃木県

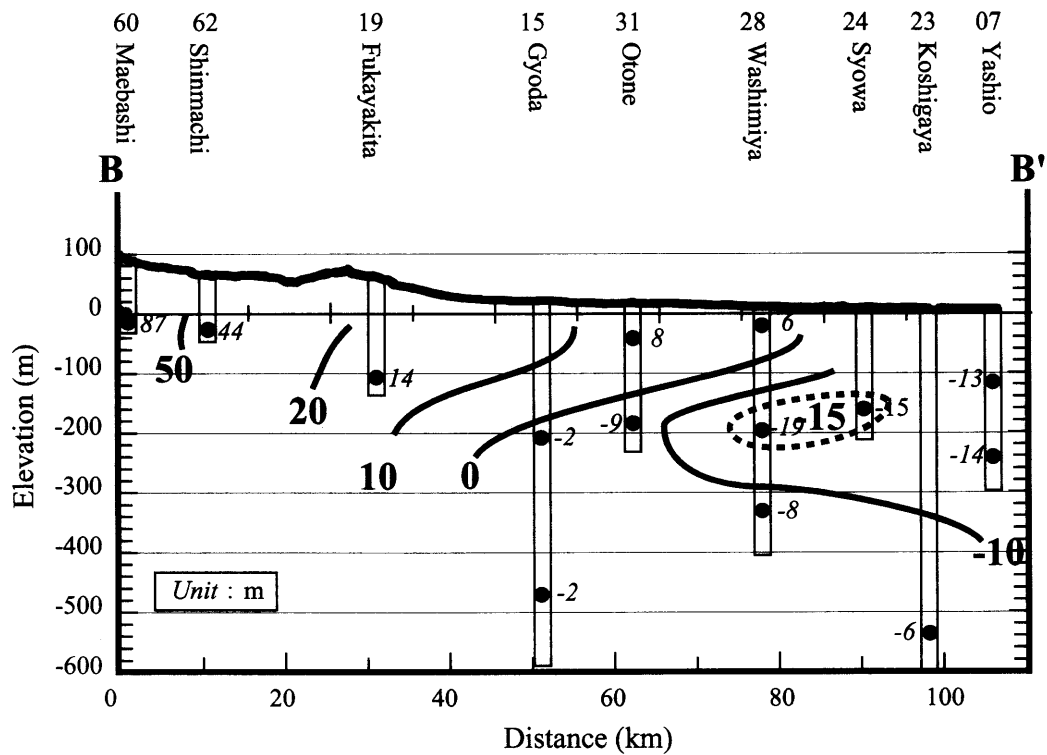
No.	観測井名	所在県
45	野木潤島	栃木県
46	小山豊田北	栃木県
47	小山	栃木県
48	南河内	栃木県
49	真岡	栃木県
50	上三川北	栃木県
51	芳賀	栃木県
52	高根沢	栃木県
53	岩井第2地区	茨城県
54	伊勢崎	群馬県
55	明和西	群馬県
56	玉村	群馬県
57	高崎	群馬県
58	群馬	群馬県
59	館林	群馬県
60	前橋	群馬県
61	八郷第1	茨城県
62	新町	群馬県
63	群馬藤岡	群馬県
64	太田	群馬県
65	(佐)東	群馬県
66	茨城八千代	茨城県
67	明野	茨城県
68	岩井	茨城県
69	北浦	茨城県
70	竜ヶ崎	茨城県
71	麻生	茨城県
72	鉾田	茨城県
73	結城	茨城県
74	出島	茨城県
75	土浦	茨城県
76	下妻	茨城県
77	豊里	茨城県
78	猿島	茨城県
79	江戸崎	茨城県
80	牛久	茨城県
81	阿見	茨城県
82	守谷	茨城県
83	谷田部	茨城県
84	騎西	埼玉県
85	莖崎	茨城県
86	杉戸	埼玉県
87	石岡	茨城県
88	古河	茨城県

関東平野における地下温度分布と地下水流動系 (宮越 ほか)



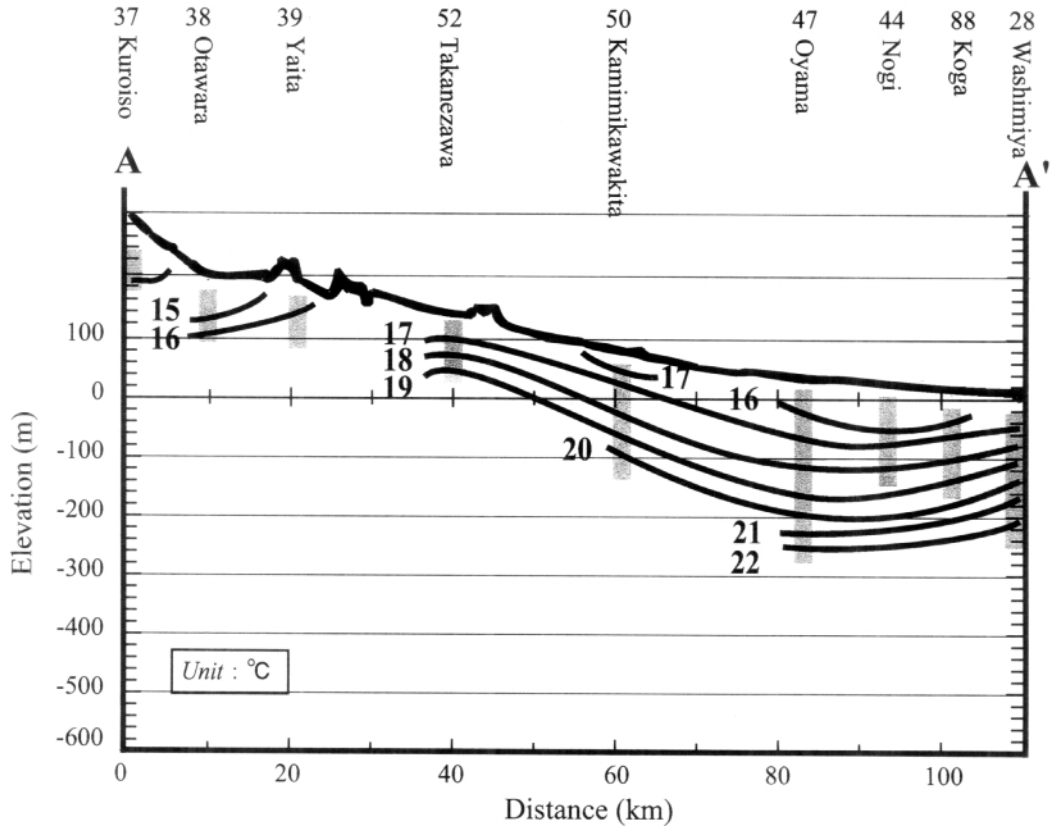
第2a図 A—A'断面における水理水頭分布。斜字はスクリーン深度での水理水頭を示す。

Fig. 2a Vertical distribution of hydraulic heads in cross sections along A-A' in Fig. 1. Italic number shows the hydraulic head at the screen.



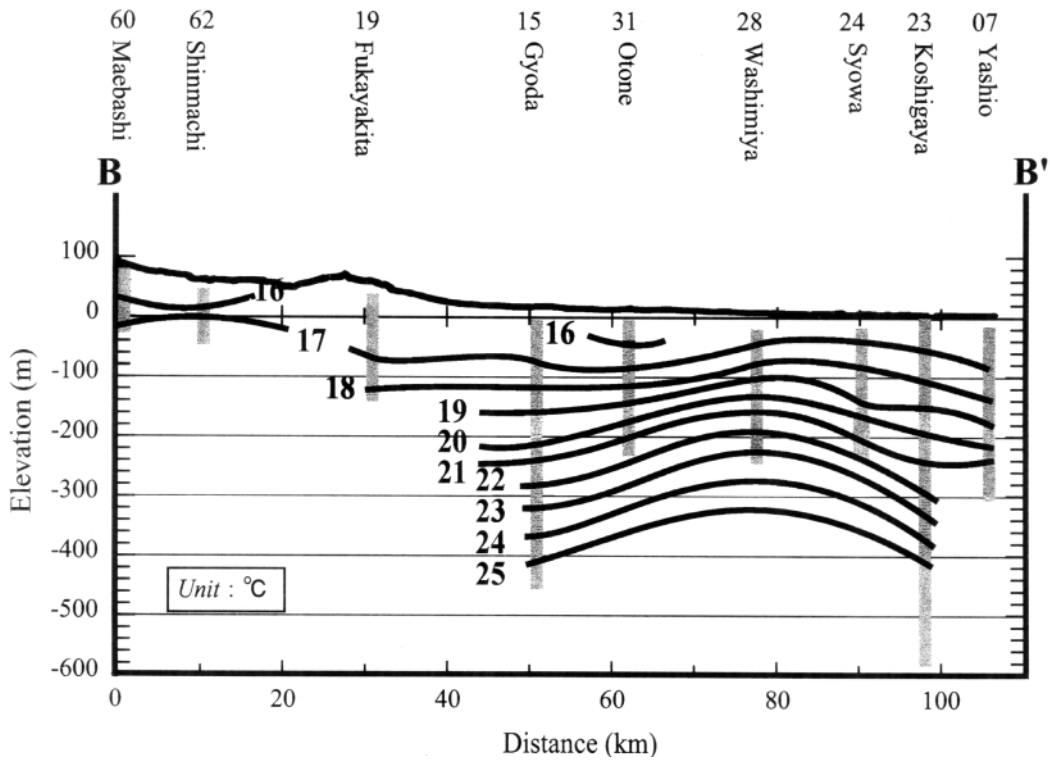
第2b図 B—B'断面における水理水頭分布。斜字はスクリーン深度での水理水頭を示す。

Fig. 2b Vertical distribution of hydraulic heads in cross sections along B-B' in Fig. 1. Italic number shows the hydraulic head at the screen.



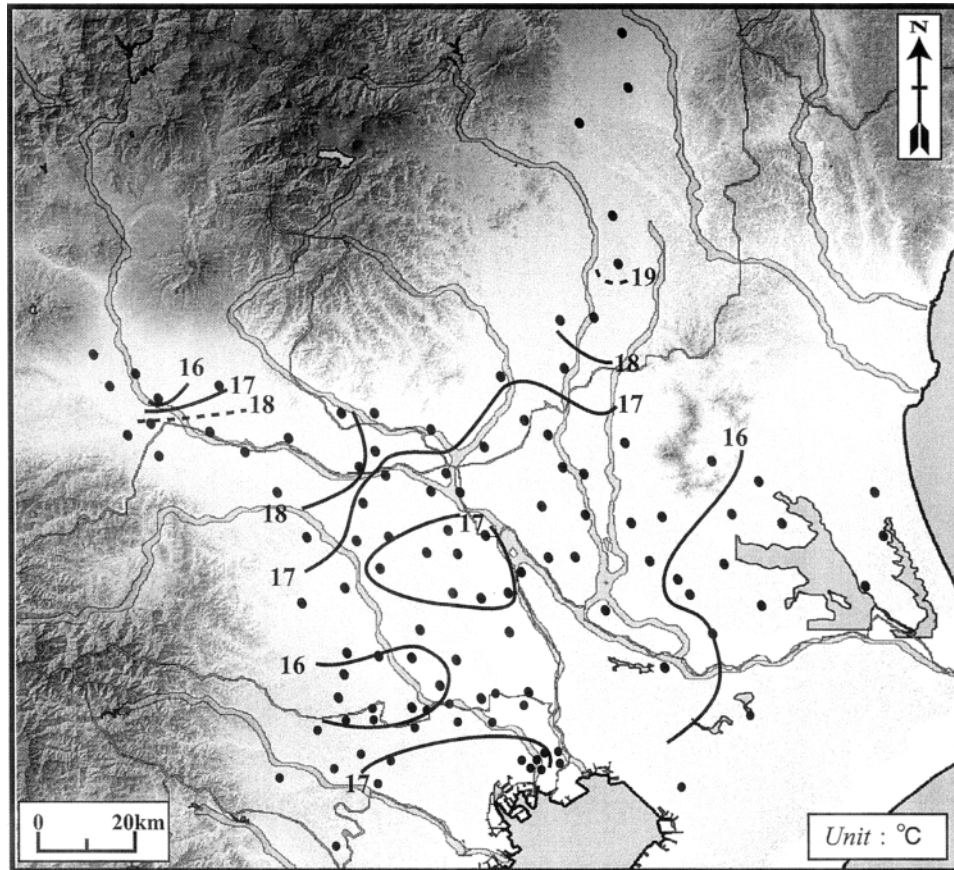
第3a図 A—A'断面における地下温度分布.

Fig. 3a Isotherms of subsurface temperature in the same cross section as Fig. 2a.



第3b図 B—B'断面における地下温度分布

Fig. 3b Isotherms of subsurface temperature in the same cross section as Fig. 2b.



第4a図 標高-50 mにおける平面地下温度分布。東京都のデータはDapaah-Siakwan *et al.* (1995)による。  
 Fig. 4a Isotherms of subsurface temperature at 50 m below sea level. Data in Tokyo is referred from Dapaah-Siakwan *et al.*, (1995).

および利根川上流部から平野中央部に至るB-B' (観測井60-07)断面における水理水頭分布図である。A-A'断面における水理水頭分布(第2a図)は、鬼怒川上流部の喜連川丘陵・宝積寺台地で100 m以上と高く、下流の平野中央部では低くなる。平野中央部の標高-100~-200 mでは、水理水頭が負の値を示す地域が存在する。B-B'断面における水理水頭分布(第2b図)は、利根川上流部の前橋台地付近は50 m以上と高く、下流の平野中央部へ向かうに従い低くなる。A-A'断面と同様に平野中央部の標高-100~-200 mで水理水頭は負の値を示す。

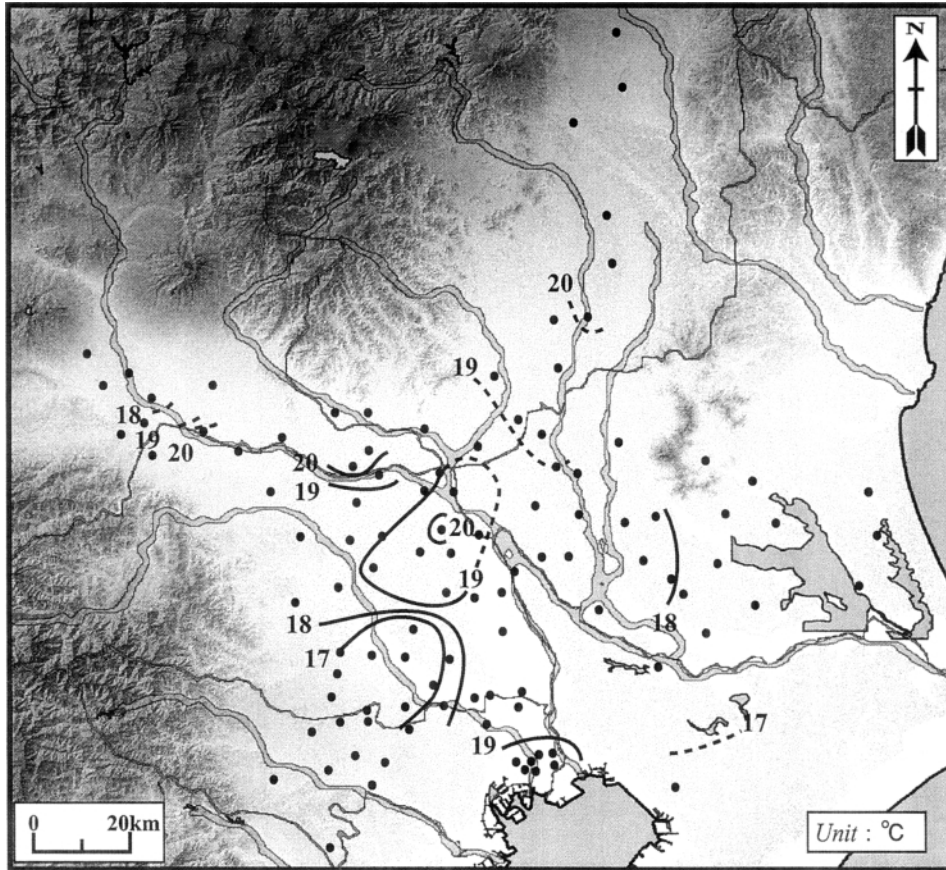
第2a図と同様のA-A'断面における地下温度分布を第3a図に示す。鬼怒川上流部の喜連川丘陵・宝積寺台地に位置する黒磯・大田原付近では地下温度は16°C以下と低くなっている。一方、鬼怒川沿いに位置する高根沢・上三川北付近では、20°Cを超える深度が浅い。また、関東平野中央部においても、鷲宮付近で20°Cを超える深度が浅い。第2b図と同様のB-B'断面における地下温度分布を第3b図に示す。利根川上流部の前橋台地に位置する高崎付近では地下温度は17°C以下の低温部も存在する。一方、下流方向へと地下温度は高くなり、特に平野中央部で20°Cを超える深度が浅い。第4a図に標

高-50 mにおける平面地下温度分布を示す。温度の比較的高い地域は、低地に位置する群馬県利根川沿い(18°C前後)、栃木県鬼怒川沿い(18°C前後)、および平野中央部(17.0~17.5°C)である。また、温度の比較的低い地域は、埼玉県丘陵部(15.5~16.4°C)と茨城県台地部(15.1~16.0°C)である。第4b図に標高-150 mにおける平面地下温度分布を示す。地下温度の高い地域と低い地域の分布傾向は標高-50 mのと類似する。地下温度の比較的高い地域は、群馬県利根川沿い(20.1~22.9°C)、および関東平野中央部(19.2~20.3°C)である。一方、地下温度の低い地域は埼玉県丘陵部(16.1~16.4°C)である。標高-50 mと標高-150 mの平面地下温度分布を比較すると、高温域・低温域の分布傾向は一致するが、特に標高-150 mでは、関東平野中央部の高温域がより広範囲に分布する。また、足利、明和西、栃木藤岡、太田、および館林では局地的に地温が高くなり、標高-50 mで18°C前後、標高-150 mで22°Cより高い値を示す。

#### 4.2 地温勾配

第5図に各観測井における測定結果から求めた地温勾配を示す。地温勾配を求めるための計算式は、





第4b図 標高-150 mにおける平面地下温度分布。東京都のデータは Dapaah-Siakwan *et al.* (1995)による。  
 Fig. 4b Isotherms of subsurface temperature at 150 m below sea level. Data in Tokyo is referred from Dapaah-Siakwan *et al.*, (1995).

地温勾配=(坑底温度-基準温度)/坑底深度

とした。基準温度は、各観測井最寄りの気象庁気温観測地点の年平均気温(気象庁, 1999)を用いた。一般的に地温勾配とは、地中の温度が熱伝導によって深さとともに増加する程度のことと解釈されることが多いが、本研究で扱う地温勾配は、熱伝導のみではなく地下水の流れによる熱移流も含んだ地中温度の増加率である。

関東平野における地温勾配の分布は、埼玉県丘陵部(0.7~1.3°C/100 m)、群馬県利根川上流部(1.0~1.9°C/100 m)、茨城県台地上(1.5~1.7°C/100 m)、および栃木県鬼怒川上流部(0.7~1.4°C/100 m)において小さい値を示し、特に埼玉県丘陵部、および栃木県黒磯付近で1.0°C/100 m以下の値を示す地域があった。一方、地温勾配の大きい地域は平野中央部で3.0~3.6°C/100 mの値を示すほか、局地的に栃木県藤岡、群馬県明和西、足利付近において4.0~4.2°C/100 mの値を示している。

#### 4.3 地温逆転現象

地下の温度場には、地表面での気候変動が記録されていることも知られている。数10万年にわたる更新世の氷河の効果は地表下数1000 mにもおよび、最近の2000

年間の気候変化による効果は地表下500 mまで及んでいるとされる(Jessop, 1990)。

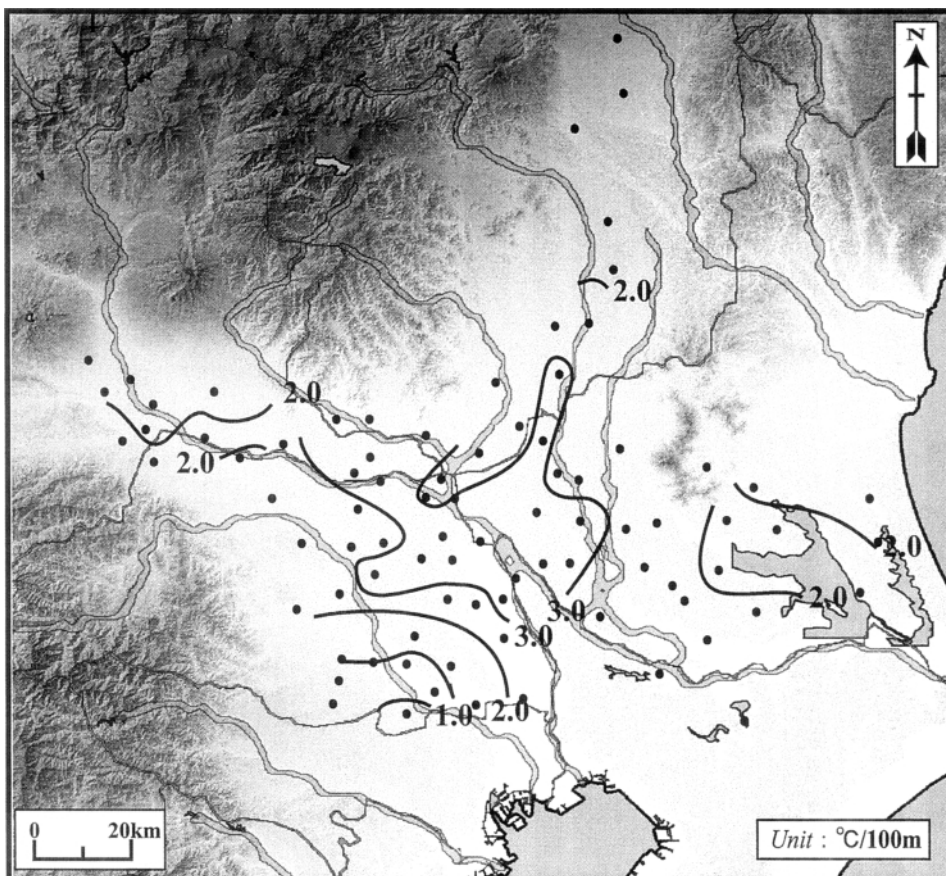
関東地方では1900年から2000年の100年間に於いて東京2.3°C、熊谷1.7°C、前橋1.5°C、宇都宮1.3°C、水戸1.0°C、横浜1.5°Cの年平均気温の上昇が確認されており(第6図)、この気温上昇が地温の逆転を引き起こしたと考えられる。一般に気温の季節変動が地温に及ぶ深度は20 m以浅であるので(木内, 1950)、温度プロファイル中の深度30 m以深で温度の最小値を含んでいるものを地温逆転現象として捉えた。地温逆転現象の認められた観測井とその深度を第7図に示す。地温逆転現象は埼玉県丘陵部、茨城県常陸・常総台地部、群馬県利根川上流部、および関東平野中央部で確認された。地温逆転深度は関東平野中央部では深度38~46 mと浅く、群馬県利根川上流部および茨城県台地部では深度44~80 m、埼玉県丘陵部では深度56~140 mと深い傾向を示した。

### 5. 考察

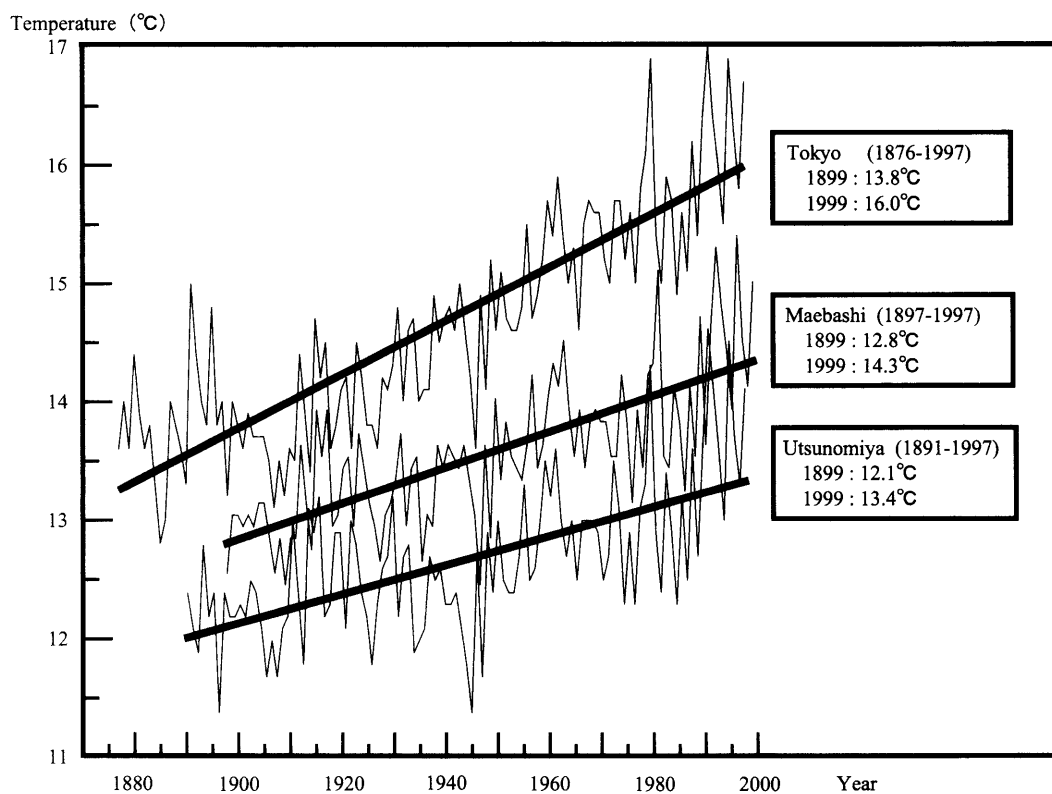
#### 5.1 水理水頭分布から推定される地下水流動系

観測された水理水頭分布(第2a図, 第2b図)から関東平野における地下水の流れを推定することができる。

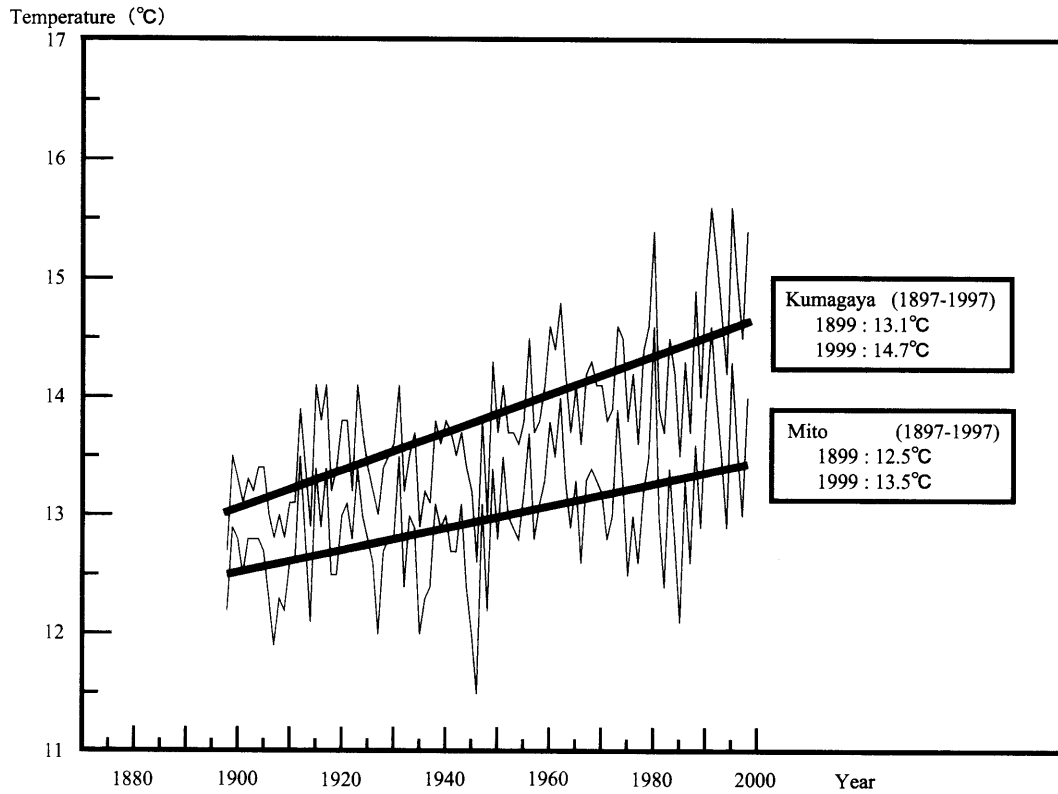




第5図 地温勾配分布  
Fig. 5 Thermal gradient map.

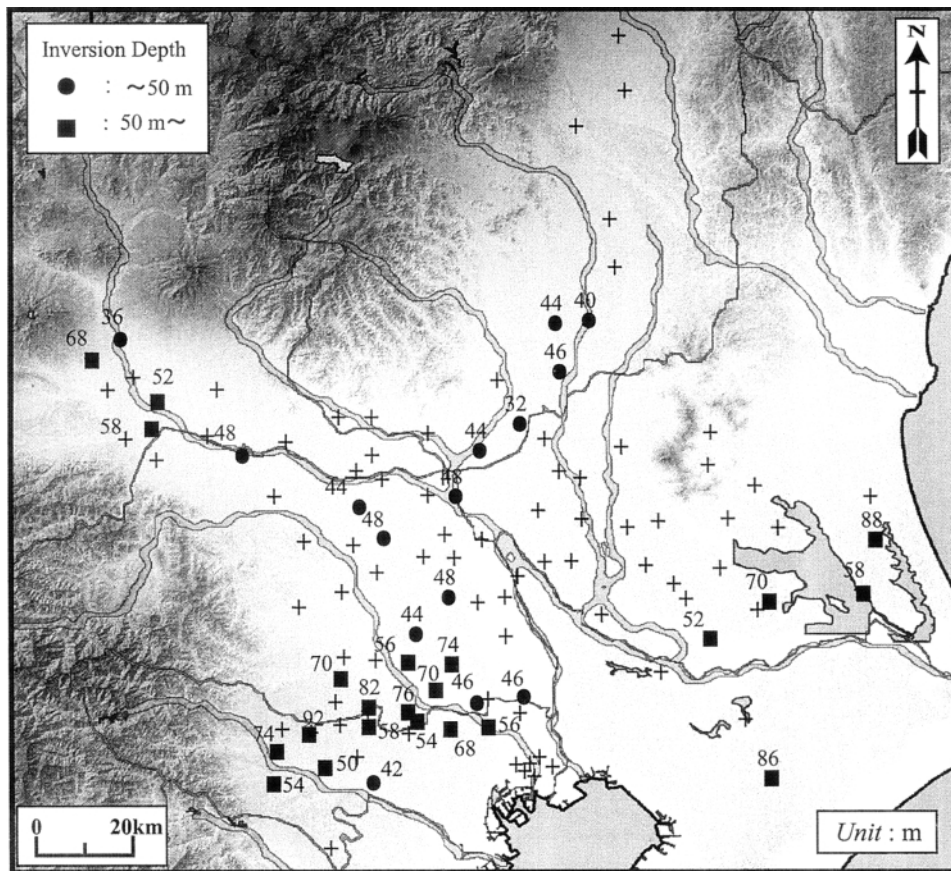


第6a図 東京・前橋・宇都宮における気温変化(気象庁, 1999より作成)  
Fig. 6a Temperature changes in Tokyo, Maebashi and Utsunomiya (after Japan Meteorological Agency, 1999).



第6b図 熊谷・水戸における気温変化(気象庁, 1999より作成)

Fig. 6b Temperature changes in Kumagaya, and Mito (after Japan Meteorological Agency, 1999).



第7図 地温逆転深度分布

Fig. 7 Distribution of subsurface temperature inversion depths.

水理水頭分布は、利根川上流部および鬼怒川上流部で100 m以上と高い値を示し、河川沿いに東京湾岸部へ至るに従い低くなる。この水理水頭分布から考えられる地下水流動は、平野周縁部の台地や丘陵上で涵養され平野中央部の低地付近に向かう流れである。また、平野中央部の標高-50~-200 m付近においては、水理水頭が負の値を示している。平野中央部は現在でも地盤沈下が確認されている地域であり、標高-100~-200 mでは揚水井のスクリーンが集中しているため、揚水の影響によって水理水頭が大きく低下していると思われる。関東平野水理地質図(木野・安藤, 1962)によると、関東平野中央部の幸手と古河付近では自噴帯が形成されていた。このことは、当時の関東平野中央部は地下水の流出域であったことを示している。しかしながら現在では自噴帯は存在しておらず、これは揚水のためと考えられる。平野中央部の水理水頭値が著しく低下して地下水の流れが集中しているのも、揚水の影響と考えられる。

## 5.2 地下温度分布から推定される地下水流動系

関東平野における標高-50 mの地下温度分布(第4a図)において、16.0°C以下の低温域は群馬県利根川上流部・栃木県鬼怒川上流部・埼玉県丘陵部・茨城県常総台地に分布する。一方、標高-150 mの地下温度分布(第4b図)は、20°C以上の高温域が群馬県利根川沿いの利根川中流低地、栃木県鬼怒川沿いの鬼怒川低地、および関東平野中央部の低地に形成されている。また、地温勾配分布については、関東平野周辺の丘陵部、および台地上で低くなり、関東平野中央部で高くなる傾向がある。この地下温度分布を水理水頭の分布(第6図)と併せて考慮すると、関東平野周辺の台地・丘陵は地下水の涵養域に相当しているため地下温度の低温域が形成されていると言える。

一方、栃木県鬼怒川沿いの高温域は、周囲の台地・丘陵で涵養された地下水が鬼怒川沿いの低地に集まり、鬼怒川へ流出する局地的な地下水流動系により形成されたと推定される。同様に群馬県利根川沿いの高温域についても周囲の台地・丘陵部で涵養された地下水が利根川沿いの低地に集まり、利根川に流出する局地的な地下水流動系により形成されたと推定される。水理水頭分布は、各観測井のスクリーン深度に依存するため詳細な3次元の分布を把握することは難しい。一方、地下の温度分布はスクリーン深度に依存しない鉛直一次元の連続したデータとして扱えるため、地下温度の3次元分布を把握することにより、水理水頭分布には現れていない局地的な流動系の存在も推定できる。

平野中央部の高温域は平野周囲の山地・丘陵・台地で涵養され平野中央部で流出する、より広域的な地下水流動系の存在を示唆しているが、現在では平野中央部で地下水の自然湧出を見ることはほとんどできない。地下の

温度分布は揚水の影響をあまり受けないことが報告されている(内田, 1998)。地下温度分布から推定される広域的な地下水流動系は、自然の地形・地質条件に支配された揚水が行われる以前の地下水流動系を示していると考えられる。

## 5.3 地下温度プロファイルの分布特性

観測された88個所の温度プロファイル(付図1~88)は、温度勾配とその形状から流出域型、涵養域型、そして中間型の3タイプに分類できる。プロファイルのタイプ別分布を第8図に示す。一般に地温勾配の平均値は3.0°C/100 mといわれているが(力武, 1992)、地温勾配が3.0°C/100 m以上で、かつプロファイル全体の温度が高い流出域タイプは関東平野中央部に分布している。プロファイルの温度が全体的に低く、かつ温度勾配が小さい(2.0°C/100 m以下)涵養域型は、埼玉県丘陵部、栃木県鬼怒川上流部、群馬県利根川上流部、および茨城県台地上に分布している。また、プロファイルが一定の地温勾配を持ち(2.0~2.5°C/100 m)、前述した2タイプの中間的な性質を持つ中間域型は平野中央部周辺に分布している。以上3つに分類されたプロファイルは、周囲の台地、丘陵および山地から平野中央部に向かい、涵養域型→中間域型→流出域型と平野中央部を中心とする同心円状に分布している。これらの地下温度プロファイルの分布特性は地温勾配分布と同様に、平野内の広域地下水流動系の影響を大きく反映しているものである。

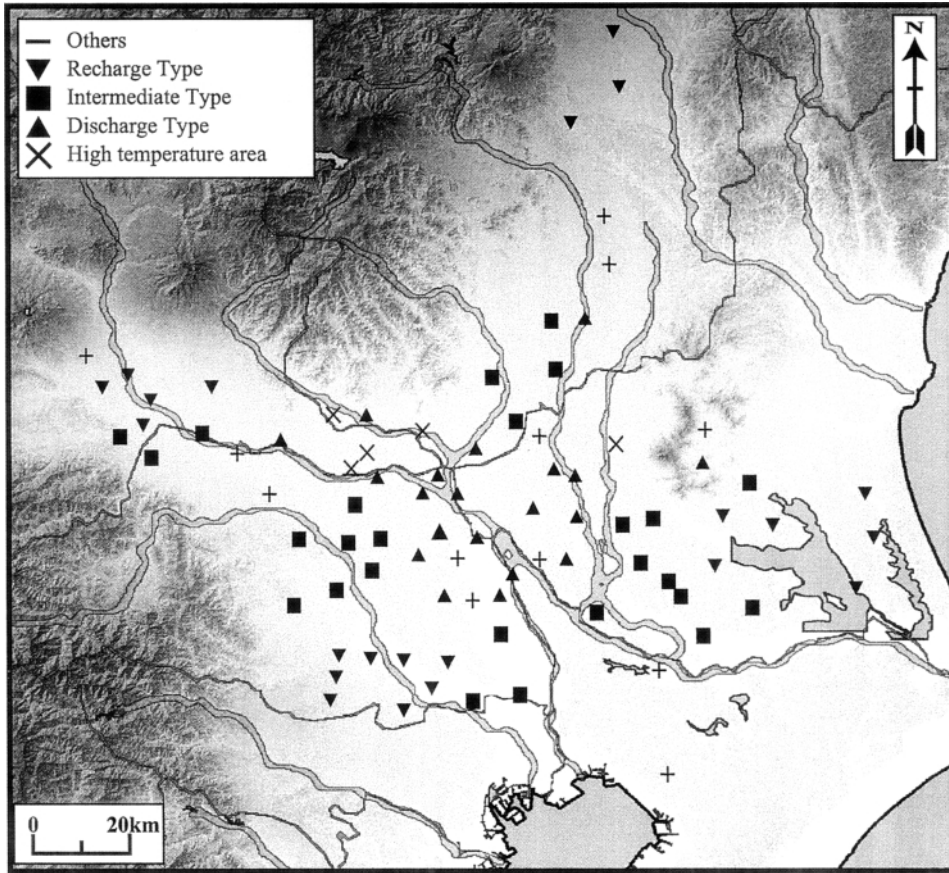
## 5.4 地温逆転現象

地温逆転は、埼玉県丘陵部、茨城県常陸・常総台地部、群馬県利根川上流部、栃木県鬼怒川沿いおよび関東平野中央部で認められた(第7図)。地温逆転深度は、地下水流出域と考えられる関東平野中央部および鬼怒川沿いの低地では深度38~46 mと浅く、地下水涵養域と考えられる群馬県利根川上流部および茨城県台地部では深度44~80 mで観測され、特に埼玉県丘陵部では深度56~140 mと深い。このような地温逆転の分布形態には、平野内の地下水流動が大きな影響を与えていると思われる。そこで、地表面の温度変化と地下水流動が地下温度プロファイルに与える影響を評価するために、平野中央部と埼玉県丘陵部を対象として鉛直一次元の熱輸送方程式の解を求めた。

地下水と熱の流れに関する鉛直一次元の基本式は以下のとおりである(Stallman, 1963; Bredehoeft and Papadopoulos, 1965)。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \frac{c_w \rho_w}{c \rho} v_z \frac{\partial T}{\partial z} \quad (1)$$

また、地下水と地層は熱的平衡状態にあり、地下水の熱容量と密度は一定、地表面の温度は一次関数的に上昇



第8図 温度プロファイルのタイプ別分布

Fig. 8 Distribution of temperature profiles as classified into three types.

すると仮定すると、初期条件と境界条件は以下のとおりである。

$$T = T_0 + az \quad z > 0, t = 0 \quad (2)$$

$$T = T_0 + bt \quad z = 0, t > 0 \quad (3)$$

ここで、 $t$  は地表の温度上昇開始後の時間、 $T$  は温度、 $T_0$  は  $t = 0$  における地表面の温度、 $a$  は温度勾配、 $b$  は地表温度の増加率、 $k$  は温度拡散率、 $v_z$  は鉛直方向の地下水速度、 $cp$  は地層の熱容量、 $c_w \rho_w$  は流体の熱容量である。初期条件(2)と境界条件(3)のもとで、(1)式の解は次のように求めることができる(Taniguchi *et al.*, 1999).

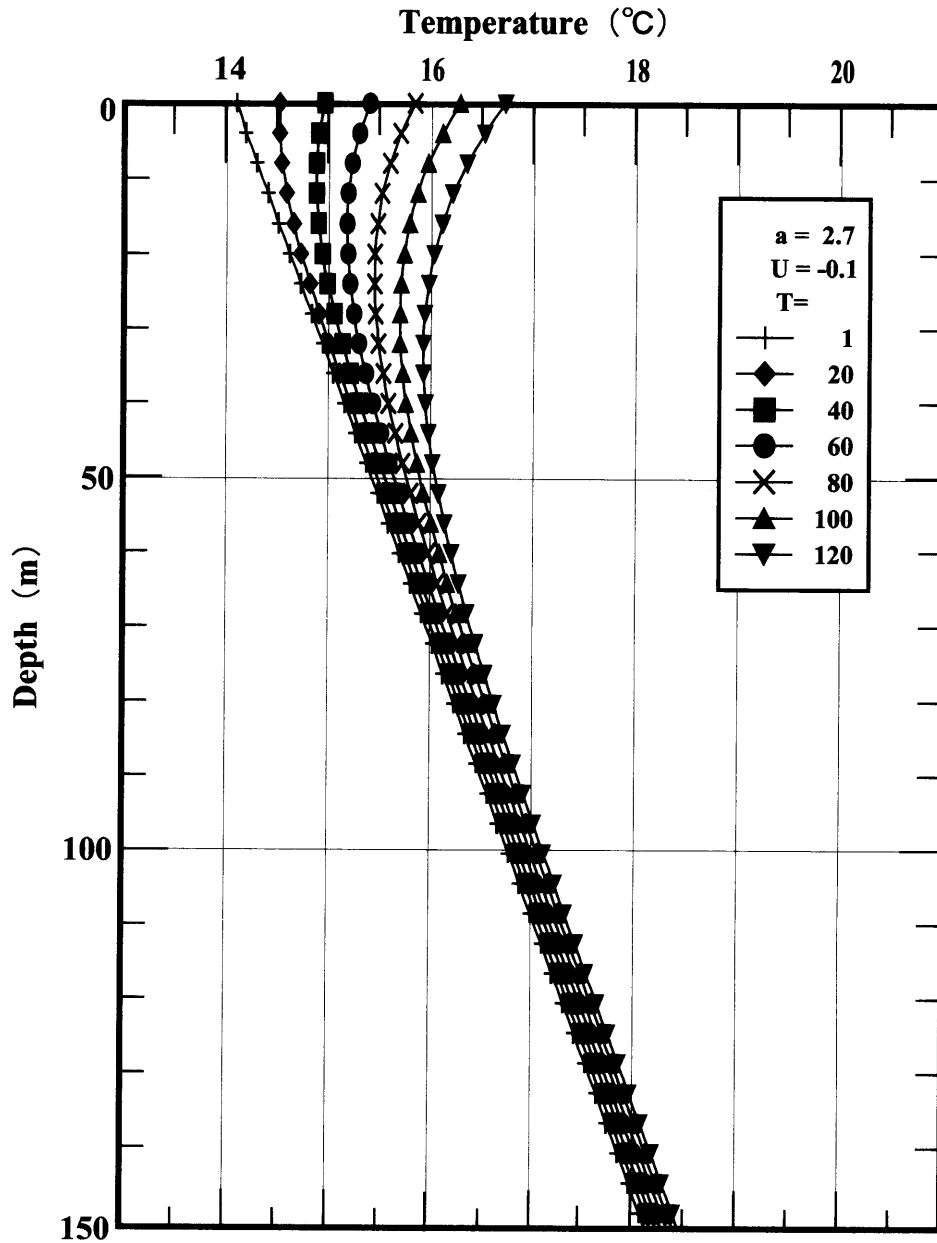
$$T = T_0 + az - Uat + \frac{1}{2U}(b + Ua) \left[ (Ut - z) \times \operatorname{erfc} \left( \frac{z - Ut}{2\sqrt{kt}} \right) + (Ut + z) e^{v_z/k} \operatorname{erfc} \left( \frac{z + Ut}{2\sqrt{kt}} \right) \right] \quad (4)$$

ここで、

$$U = \frac{v_z c_w \rho_w}{cp}, \quad v_z \neq 0 \quad (5)$$

である。なお、計算において温度勾配  $a$  の値は現地測定から得られた温度プロファイルから平野中央部では  $a = 2.7 \times 10^{-2} \text{ }^\circ\text{C/m}$ 、埼玉県丘陵部で  $a = 1.2 \times 10^{-3} \text{ }^\circ\text{C/m}$  とした。また、第6図より本地域における平均値  $T_0 = 13.8 \text{ }^\circ\text{C}$ 、 $b = 2.0 \times 10^{-2} \text{ }^\circ\text{C/year}$  を用いた。水文地質および熱輸送に関するパラメータは各地質の一般的な代表値(Domenico and Schwartz, 1990)を参考にし、 $k = 5.8 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{sec}$ 、 $cp = 0.7 \text{ kcal/m}^3/^\circ\text{C}$  とし、時間  $t$  と流速  $U$  をそれぞれ変化させて(4)式を解いたものが第9a～9c図である。

第9a図は平野中央部において、一定フラックス条件の下で時間  $t$  が地温逆転現象に与える影響を評価したものである。第9a図から、時間経過によりプロファイル中の最低温度の深度が増し、地温逆転が明確になることがわかる。この計算結果から観測された地温逆転現象の形成には100年ほどの時間スケールが必要であると考えられる。第9b図は、平野中央部において  $t = 100$  で地下水流速が地温逆転現象に与える影響を評価したものである。地下水の上向きの流れが速くなると、最小温度の深度が上方へ推移していく。実測した温度プロファイルと比較すると  $U = -0.3 \sim -0.1 \text{ m/year}$  が最適値となり、地下水流出に伴う上向きの流れにより最小温度が形成される深度は25～50mの浅層となることがわかる。地下



第9a図 平野中央部における時間  $t$  をパラメータとした場合の地表面温度が変化したときの温度プロファイル。  
 $U = -0.1$  m/year, 正の値は下向きの流れを表す。

Fig. 9a Calculated temperature profiles due to surface temperature increase when  $U = -0.1$  m/year in central part of the plain. Positive value of  $U$  represents downward flow.

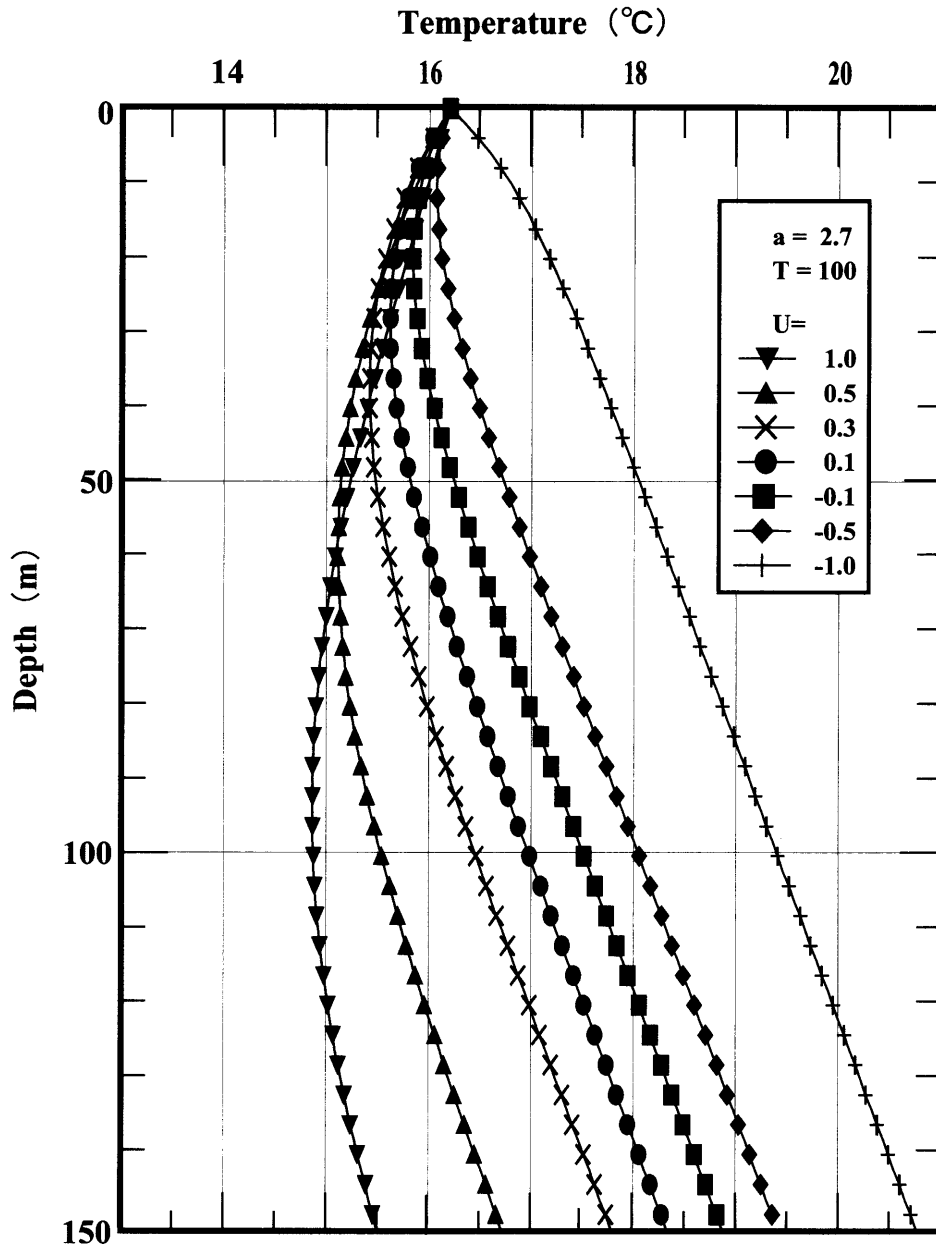
水の上向きの流れに伴う  $U$  の値が  $-0.3$  m/year よりも大きくなると地温逆転深度は深度 25 m よりも浅くなるため、温度プロファイルの季節変動に隠され地温逆転は観測できない。同様に、第 9c 図は埼玉県丘陵部において  $t = 100$  で地下水流速の影響を評価したものである。実測した温度プロファイルと比較し  $U = 0.1 \sim 0.3$  m/year が最適値と考えられ、地下水涵養に伴う下向きの流れにより最小深度が 70~100 m の深層となることがわかる。以上の数値解析の結果、地温逆転が形成されるには長い時間が必要であり、さらに、逆転深度は地下水流動の影響により下向きの流れが卓越する地下水涵養域

で深くなり、上向きの流れが卓越する地下水流出域では浅くなることが明らかとなった。

## 6. ま と め

関東平野における 88ヶ所の観測井で、水理水頭分布と地下温度プロファイルを計測した結果、以下のことが明らかになった。

1. 水理水頭分布は関東平野周縁部の台地および丘陵上で高く、平野中央部の低地付近へかけて低くなる。これは、平野周囲の台地・丘陵上で涵養され、平野中央部へ



第9b図 平野中央部における  $U$  をパラメータとした場合の地表面温度が上昇したときの温度プロファイル。  
 $t = 100$  year, 正の値は下向きの流れを表す。

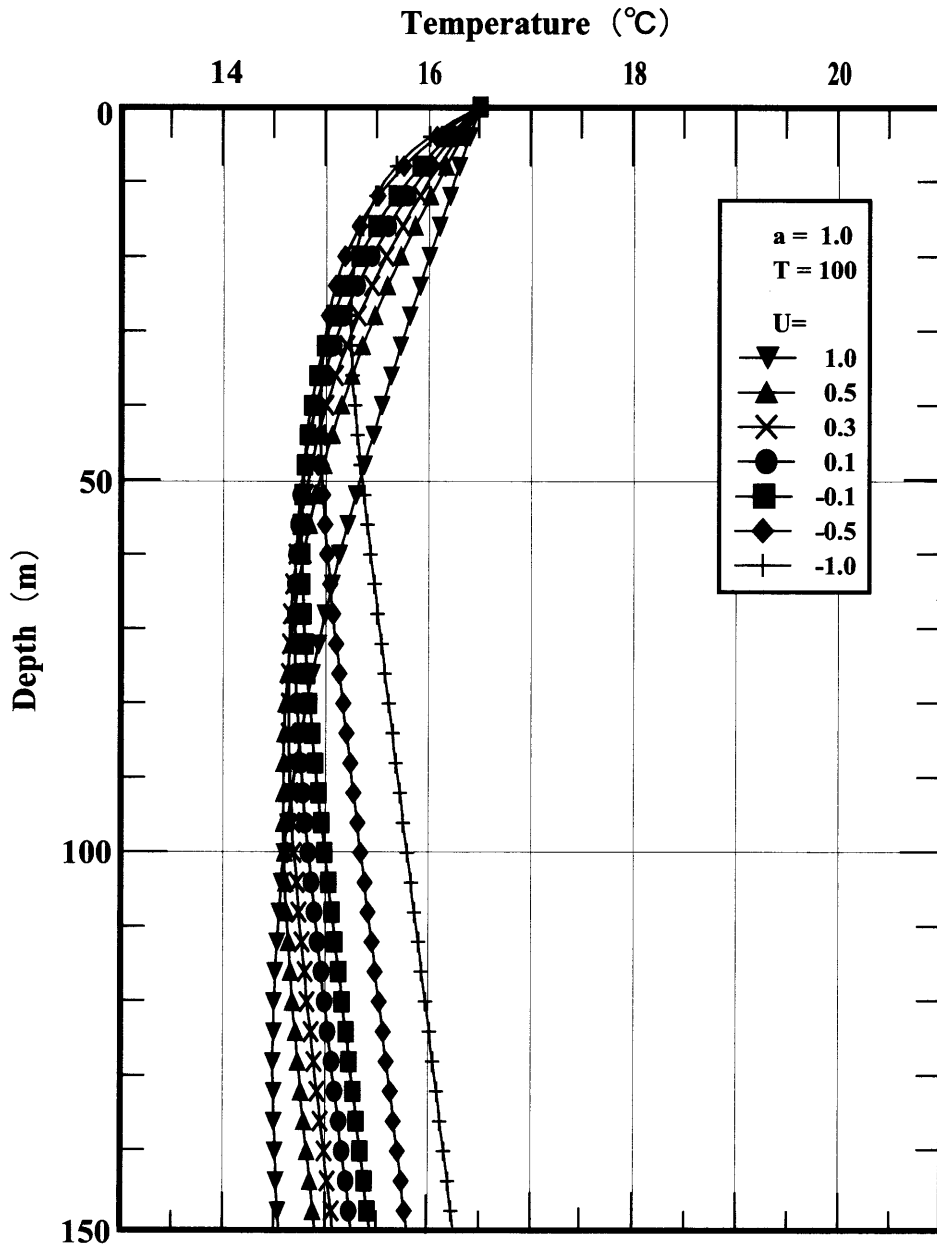
Fig. 9b Calculated temperature profiles under condition of different vertical velocities of groundwater flow in central part of the plain for  $t = 100$  year. Positive value of  $U$  represents downward flow.

向かう地下水の流れの存在を示している。しかし、平野中央部において、地下水の地表面への流出は確認されず、標高 $-50 \sim -200$  m 付近に水理水頭値が負の値を示す地域が存在する。これは、地下水揚水の影響を反映しているものである。

2. 地下の温度分布からも、関東平野周縁部の台地および丘陵地で涵養され、平野中心部に流出する広域的な流動系の存在が確認された。関東平野は周囲を山地と丘陵に囲まれており、地形・地質も盆地構造を呈している。このような地形・地質条件に支配された広域流動系によって、平野の中心部に高温域が形成されたと考えられ

る。水理水頭分布と異なり、地下温度分布は揚水の影響を反映しにくいため現在の地下温度分布には揚水の影響を確認できない。地下温度分布から推定される地下水流動系は、著しい揚水が開始される以前の自然な地下水流動系を示していると考えられる。

3. 地下の温度分布には、水理水頭分布からは把握できない2つの小さな規模の地下水流動系が認められた。群馬県の利根川沿いと栃木県鬼怒川沿いで流出する局地的な流動系である。群馬県と栃木県に分布する平地は、三方を山地で囲まれ一方は関東平野中央部へつながっており、細長い盆地状を呈している。三方の山地周辺で涵養



第9c 図 埼玉県丘陵部における  $U$  をパラメータとした場合の地表面温度が上昇したときの温度プロファイル。  
 $t = 100$  year, 正の値は下向きの流れを表す。

Fig. 9c Calculated temperature profiles under condition of different vertical velocities of groundwater flow in Saitama upland regions for  $t = 100$  year. Positive value of  $U$  represents downward flow.

され、川へ流出する局地的な流動系によって、それぞれ利根川と鬼怒川沿いに高温部が形成されたと考えられる。4. 関東平野では1900年から2000年の100年間で、年平均気温が約 $2.0^{\circ}\text{C}$ 上昇している。この気温上昇に伴う地表面温度の上昇により、地温逆転が形成されたと考えられる。その形成には地下水流動系が大きくかかわっており、解析結果から平野周辺部の地下水涵養域ではより深層に、逆に平野中心部の地下水流出域ではより浅層に地温逆転が認められることが明らかとなった。

ことにより、関東平野における広域的・局地的な流動系を推定することができた。このことは、地下の温度分布が地下水流動系を区分するためのトレーサーとして有効であることを意味している。今後は、推定した地下水流動系を検証する上で、水質など他のトレーサーを用いること、地形・地質条件・揚水や更には地表面温暖化などの要素も含めた地下水流動と熱輸送のシミュレーションを用いることによって、より詳細な地下環境を明らかにすることができると思われる。

水理水頭分布と共に3次元の地下温度分布を把握する

謝辞 本研究を進めるにあたり現地調査において、関東



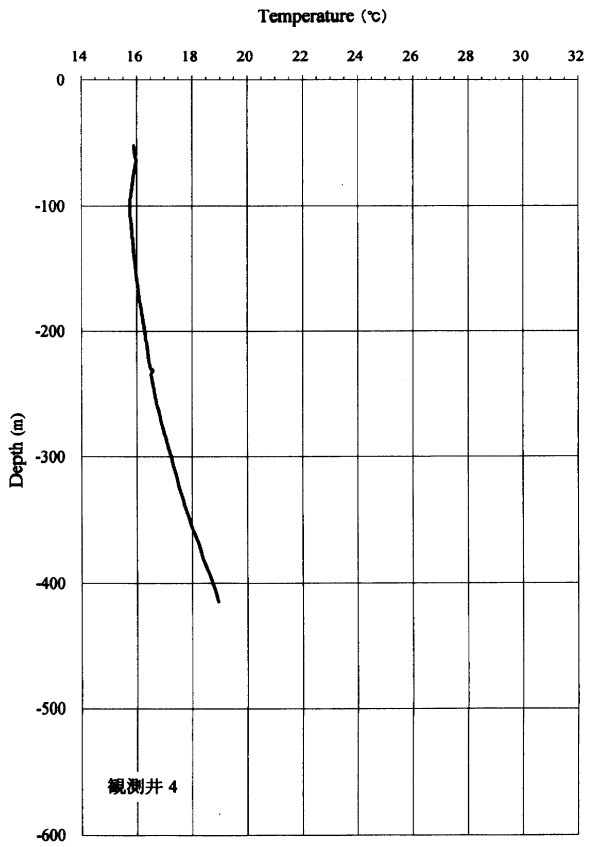
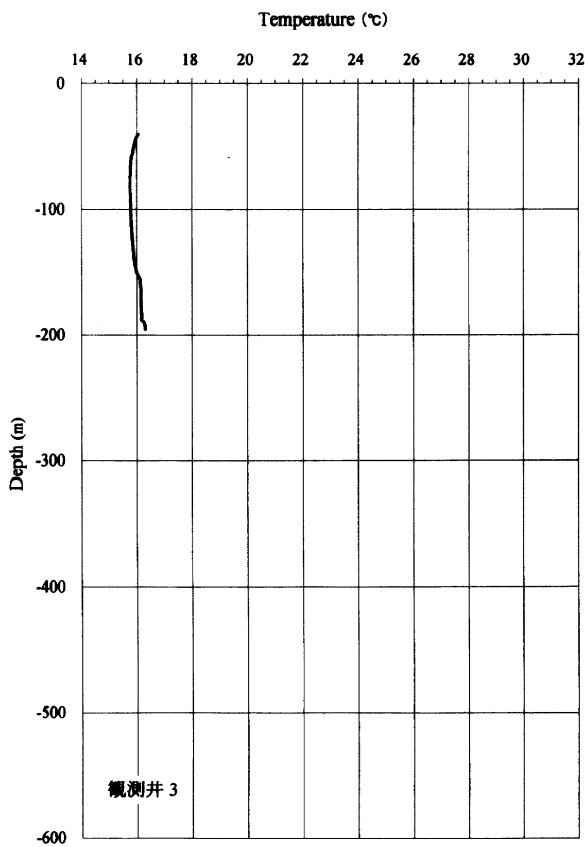
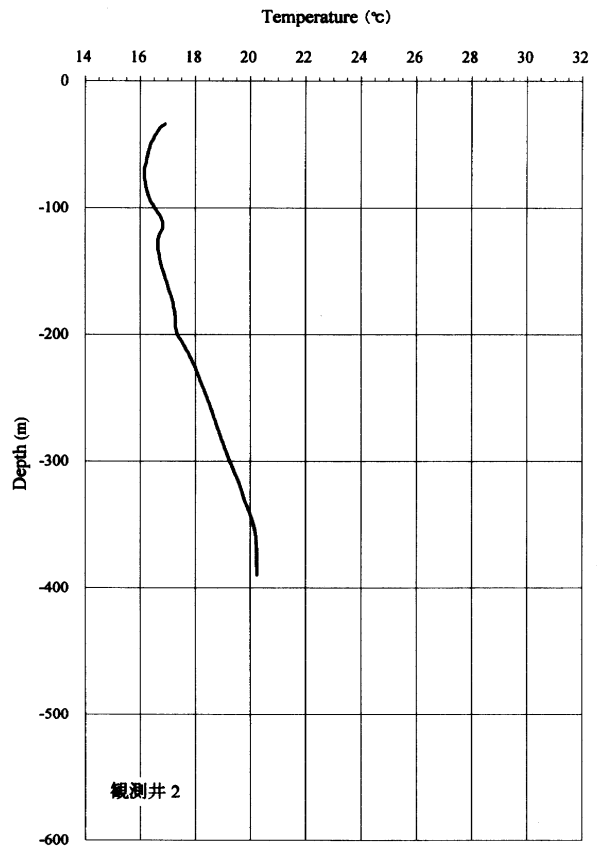
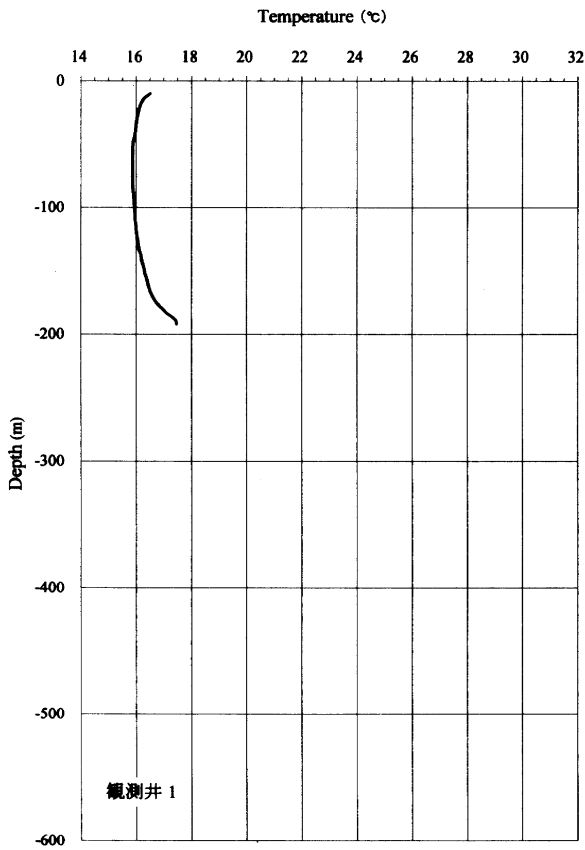
農政局計画部資源課，茨城県企画部水・土地計画課，群馬県環境生活部環境保全課，埼玉県環境生活部大気水質課，栃木県企画部水資源対策室にご協力を賜った。千葉大学大学院自然科学研究科の林武司氏，筑波大学大学院環境科学研究科の関寿子氏には，現地測定にご協力を頂いた。千葉大学理学部地球科学科の佐倉保夫教授，産業技術総合研究所地質調査総合センターの石井武政氏，丸井敦尚氏，安原正也氏には有益なコメントを頂いた。また，産業技術総合研究所地質調査総合センターの佐藤努氏には本稿の改良に関して貴重な査読コメントを頂いた。以上の方々に深くお礼申し上げる。

## 文 献

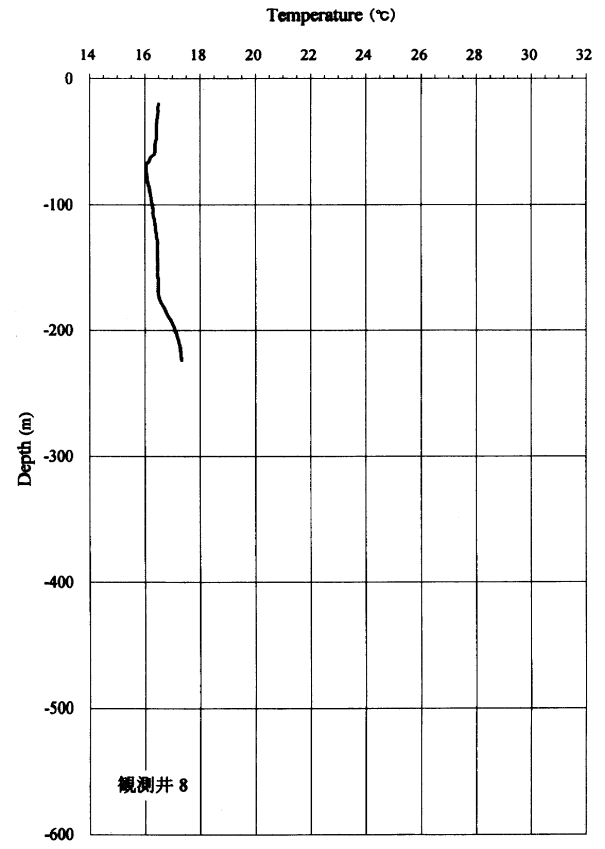
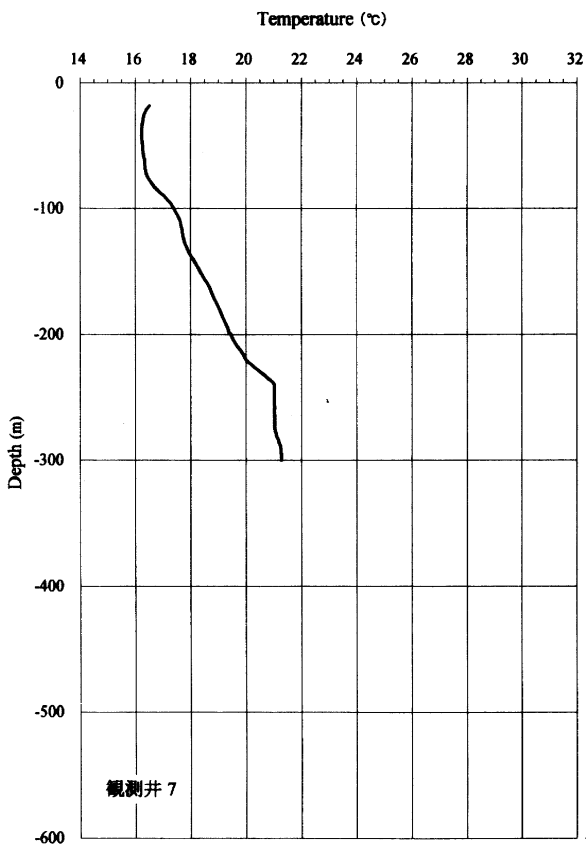
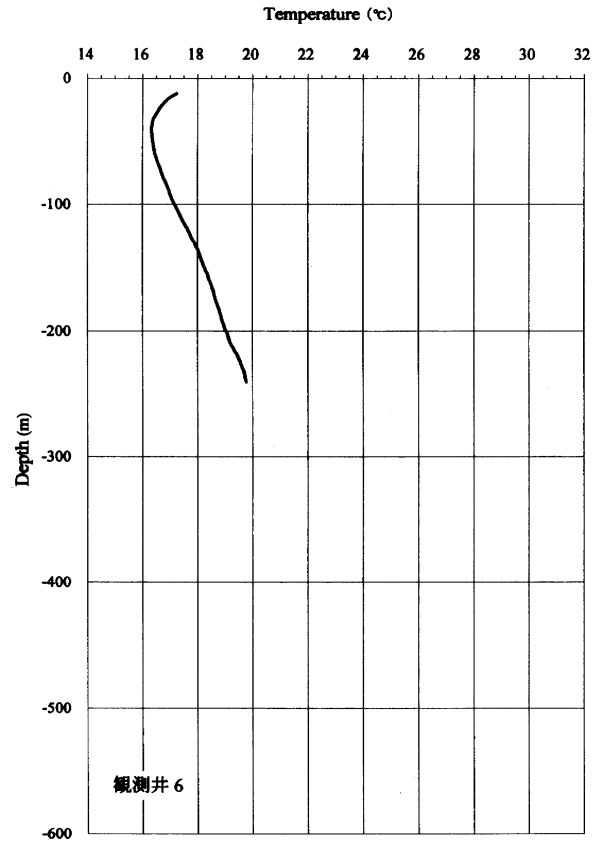
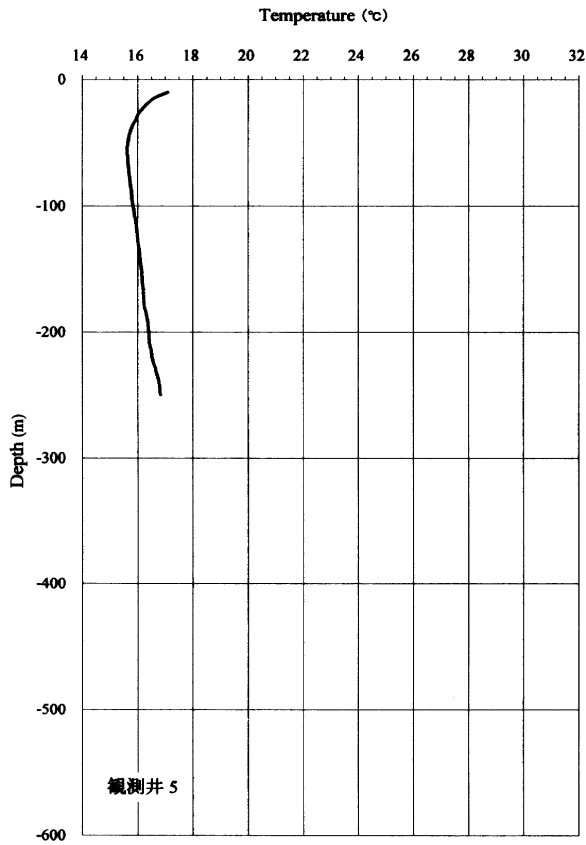
- Bredehoeft, J. D. and Papadopoulos, I. S. (1965) Rates of vertical groundwater movement estimated from the earth's thermal profile. *Water Resour. Res.*, **1**, 325-328.
- Cermak, V. (1971) Underground temperature and inferred climatic temperature of the past millennium. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **10**, 1-19.
- Dapaah-Siakwan, S., Kayane, I., and Ishii M. (1995) Qualitative study of subsurface temperature distribution in the semi-confined aquifer system of Tokyo, Japan. *J. Jpn. Assoc. Hydrol. Sci.*, **25**, 153-169.
- Domenico, P. A. and Palciauskas, V. V. (1973) Theoretical analysis of forced convective heat transfer in regional ground-water flow. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **84**, 3803-3814.
- Domenico, P. A. and Schwartz, F. W. (1990) *Physical and Chemical Hydrogeology*, John Wiley and Sons, New York, 824p.
- Jessop, A. M. (1990) *Thermal Geophysics*. Elsevier, Amsterdam, 306p.
- 環境庁(2000) 水質保全局企画課地下水・地盤環境室平成11年度全国の地盤沈下の概況について。環境庁報道発表資料。
- 木野義人(1970) 関東平野中央部における被圧地下水の水理地質学的研究。地質調査所報告, no. 238, 39p.
- 木野義人・安藤武(1962) 日本水理地質図「関東平野中央部水理地質図」, 地質調査所。
- 木内四郎兵衛(1950) 土壤気象の研究—恒温層深度と温度に関する考察。地学雑, **59**, 88-92.
- Krige, L. J. (1939) Borehole temperature in the Transvaal and Orange Free State. *Proc. Roy. Soc. Amer.*, **173**, 450-474.
- 気象庁(1999) 気象庁統計室内部資料。
- 力武常次(1992) 地球科学ハンドブック。聖文社, 東京, 296p.
- 佐倉保夫(2000) 気候変化に伴う地下の熱環境変化。陸水学雑誌, **61**, 35-49.
- Stallman, R. W. (1963) Computation of ground-water velocity from temperature data, USGS Water Supply Paper, 1544-H, 36-46.
- 鈴木宏芳(1996) 江東深層地殻活動観測井の地質と首都圏地域の地質構造。防災科学技術研究所研究報告, **56**, 77-123.
- 高橋 稠(1967) 地下水地域調査にみられる水温の総括的研究。地質調査所報告, no. 219, 41p.
- 谷口真人(1987) 長岡平野における地下水温の形成機構。地理学評論, **60**, 725-738.
- Taniguchi, M., Shimada, J., Tanaka, T., Kayane, I., Sakura, Y., Shimano, Y., Dapaah-Siakwan, S. and Kawashima, S. (1999) Disturbances of temperature-depth profiles due to surface climate change and subsurface water flow: 1. An effect of linear increase in surface temperature caused by global warming and urbanization in the Tokyo metropolitan area, Japan. *Water Resour. Res.*, **35**, 1507-1517.
- 内田洋平(1998) 濃尾平野における揚水の地下温度場に与える影響について。日本水文科学会誌, **28**, 45-60.
- Uchida, Y., Sakura, Y., and Anderson, M. P. (1999) Subsurface temperature field in the Nobi Plain, Central Japan: Proceedings of the International Symposium on Groundwater in Environmental Problems. In Sakura, Y., and Tang, C., ed., Chiba University, 43-46.
- 矢部長克・青木廉二郎(1927) 関東構造盆地周縁山地に沿へる段丘の地質時代。地理学評論, **3**, 79-87.
- 矢野雄策・田中明子・高橋正明・大久保泰邦・笹田政克・梅田浩司・中司昇(1999) 300万分の1日本列島地温勾配図, 地質調査所。

(受付: 2001年4月13日; 受理: 2001年7月18日)

関東平野における地下温度分布と地下水流動系（宮越 ほか）

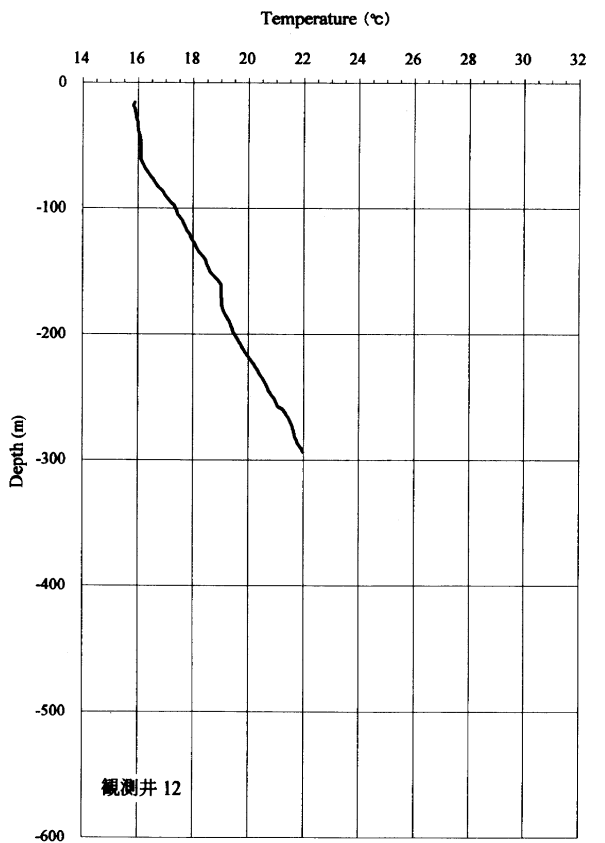
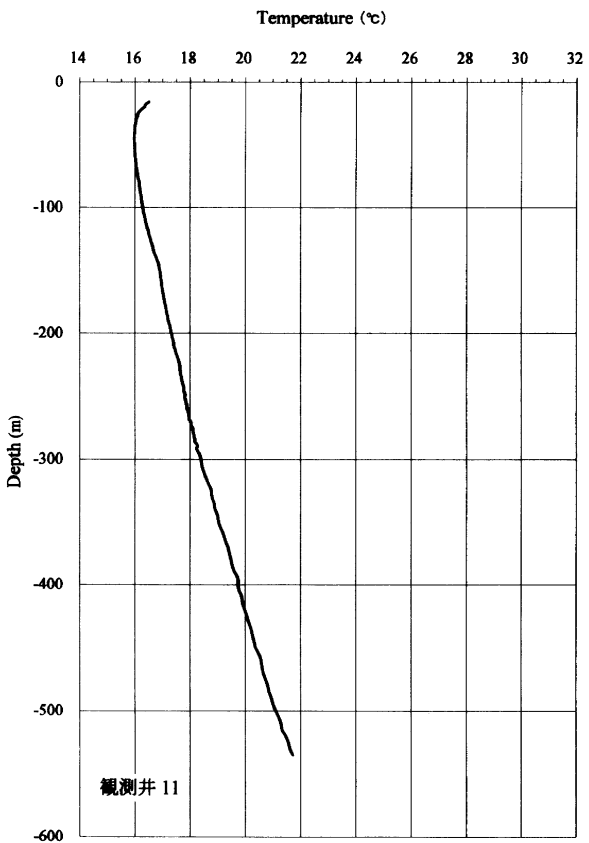
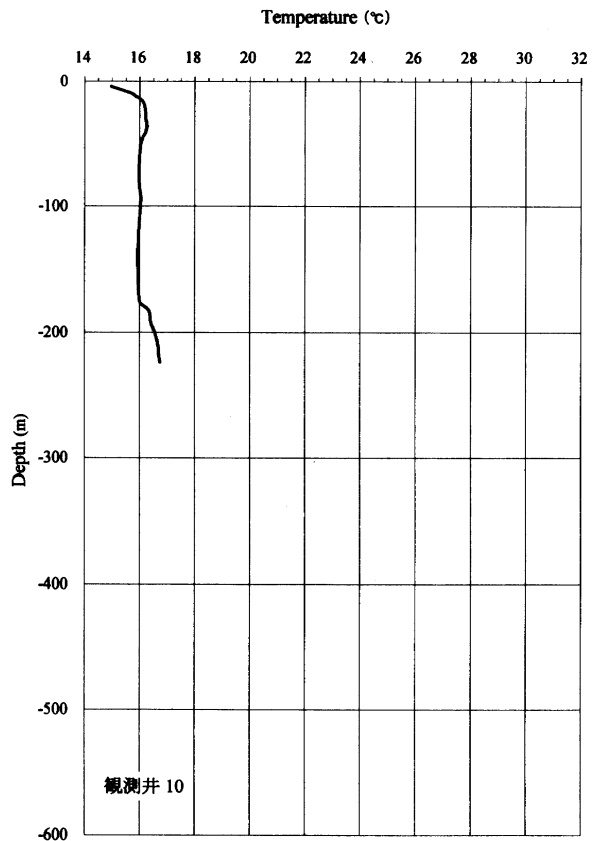
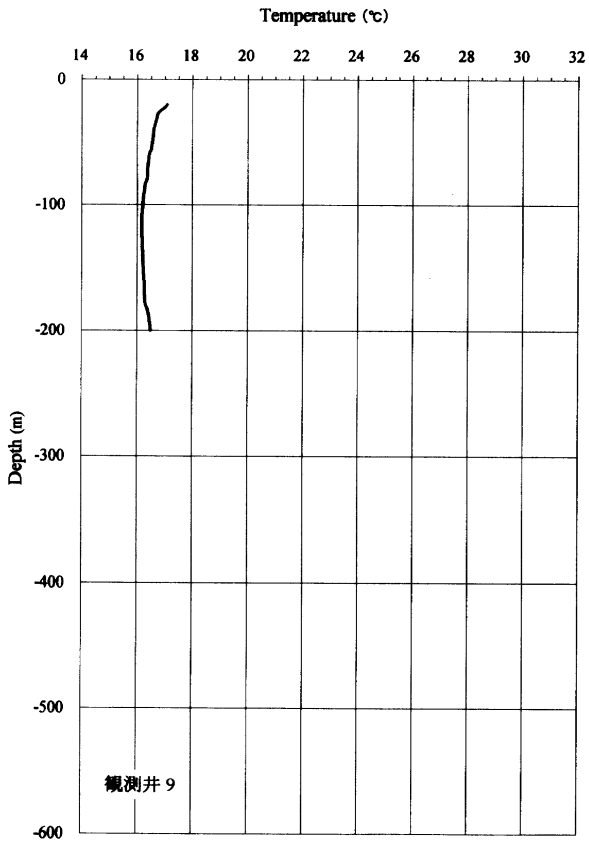


付図 観測井 1-4 鉛直温度プロファイル  
Appendix fig. Well 1-4 Temperature profiles.

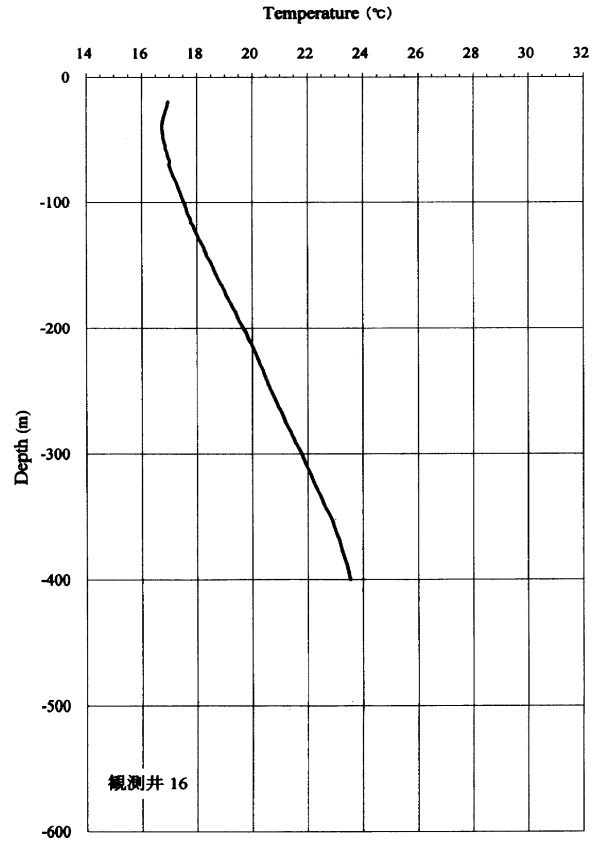
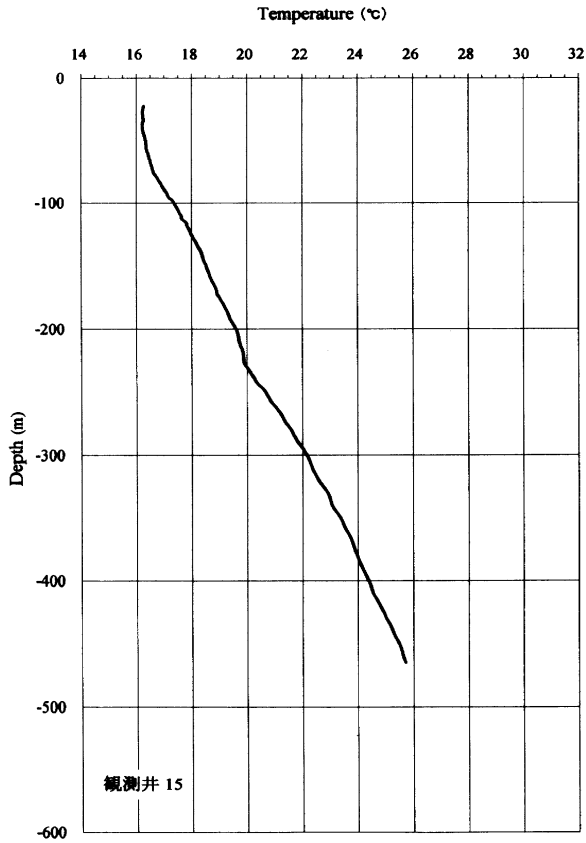
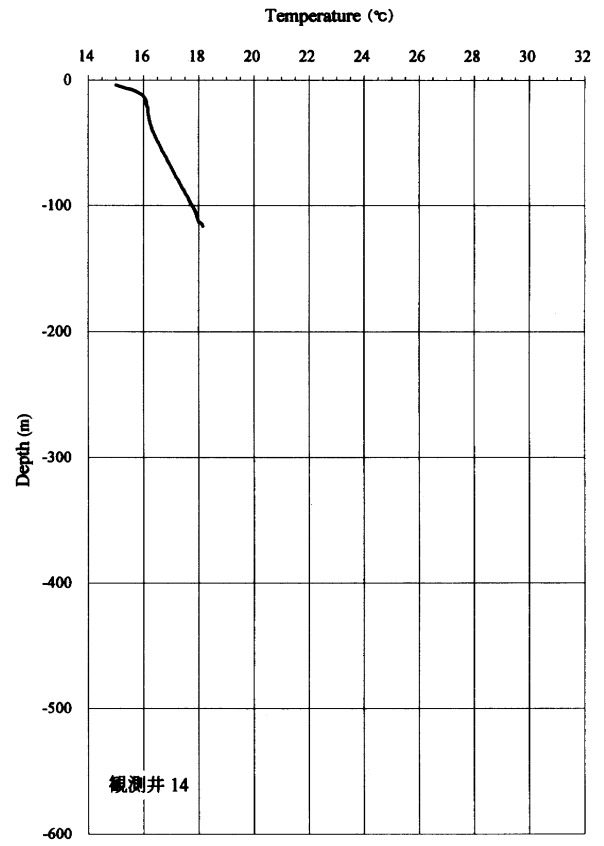
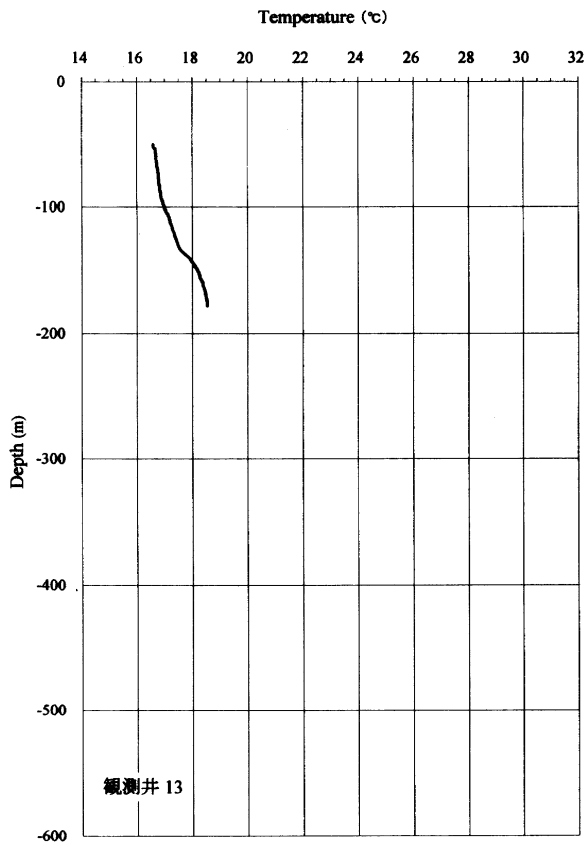


付図 観測井 5-8 鉛直温度プロフィール  
Appendix fig. Well 5-8 Temperature profiles.

関東平野における地下温度分布と地下水流動系 (宮越 ほか)

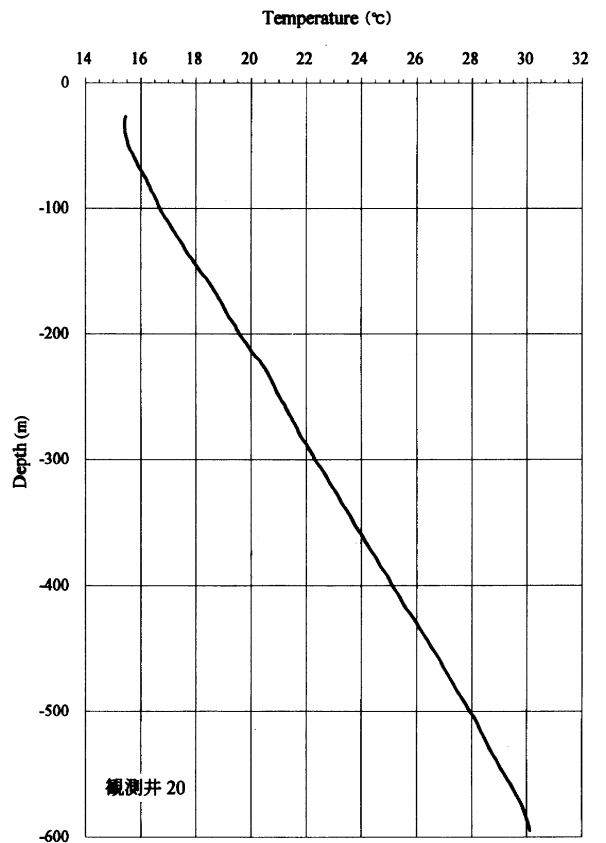
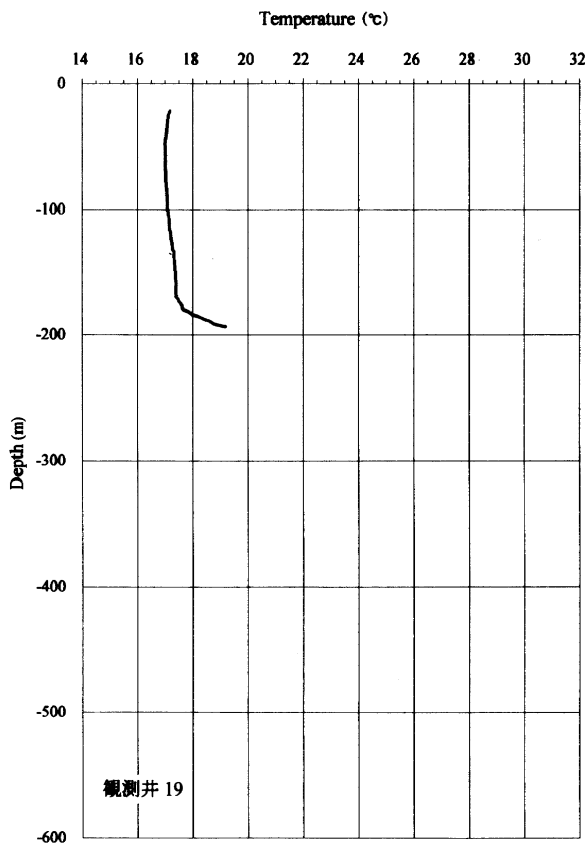
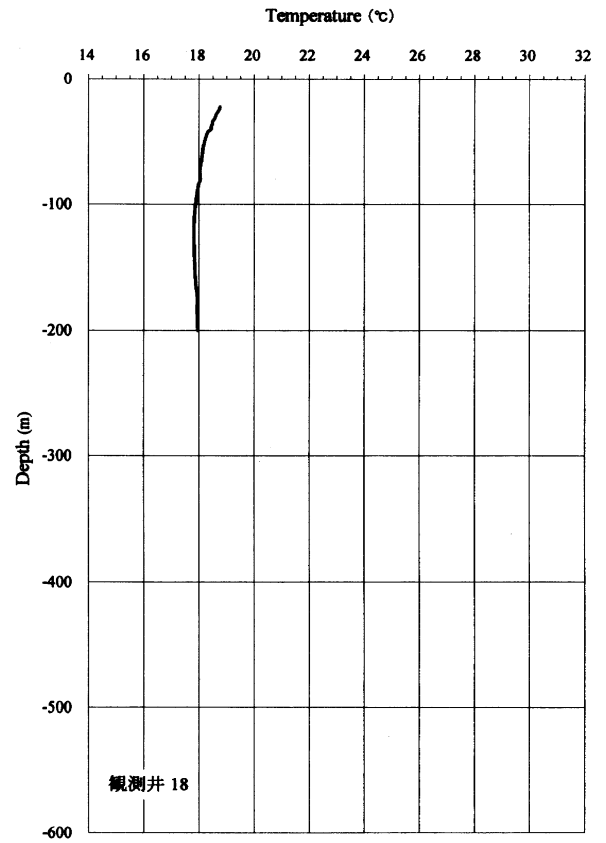
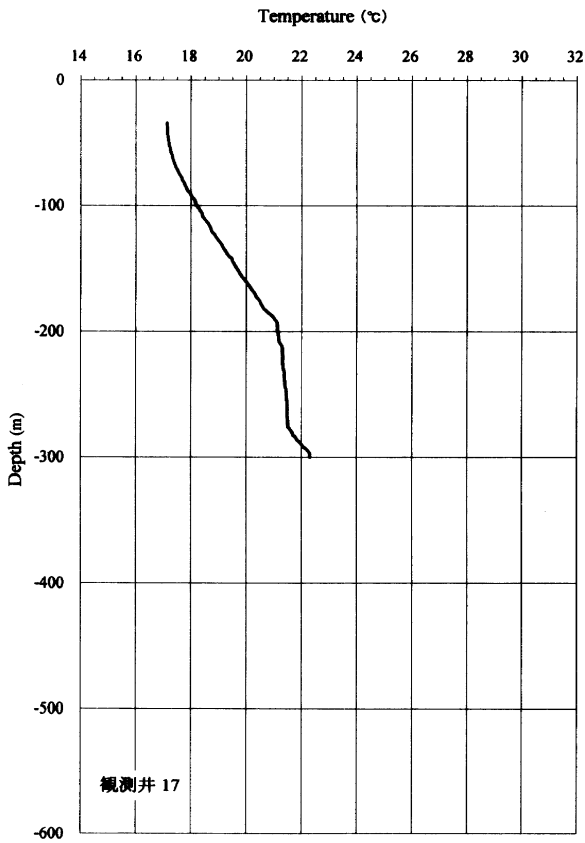


付図 観測井9-12 鉛直温度プロファイル  
Appendix fig. Well 9-12 Temperature profiles.

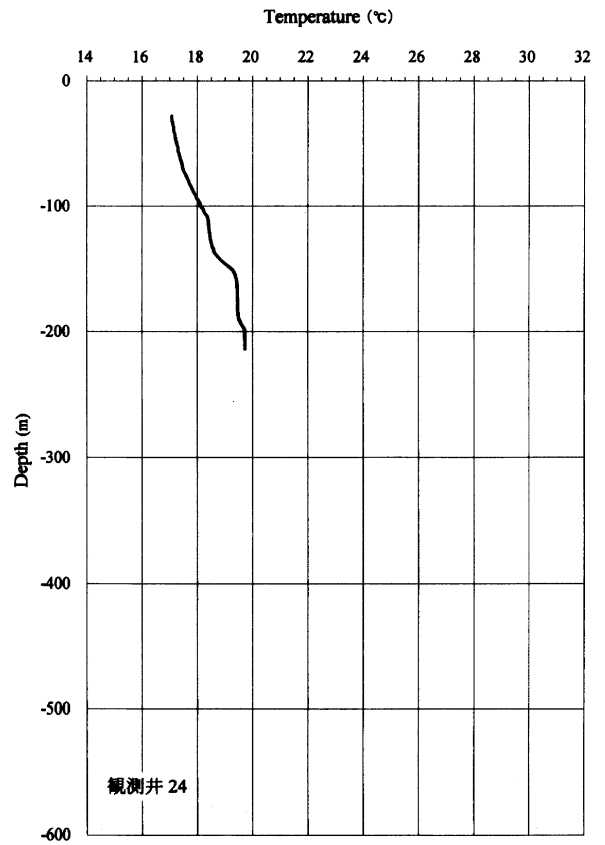
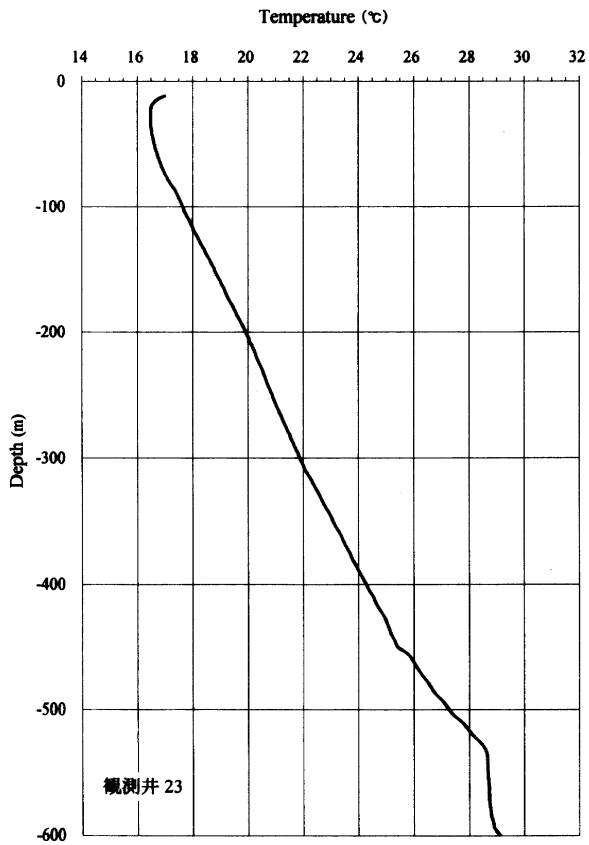
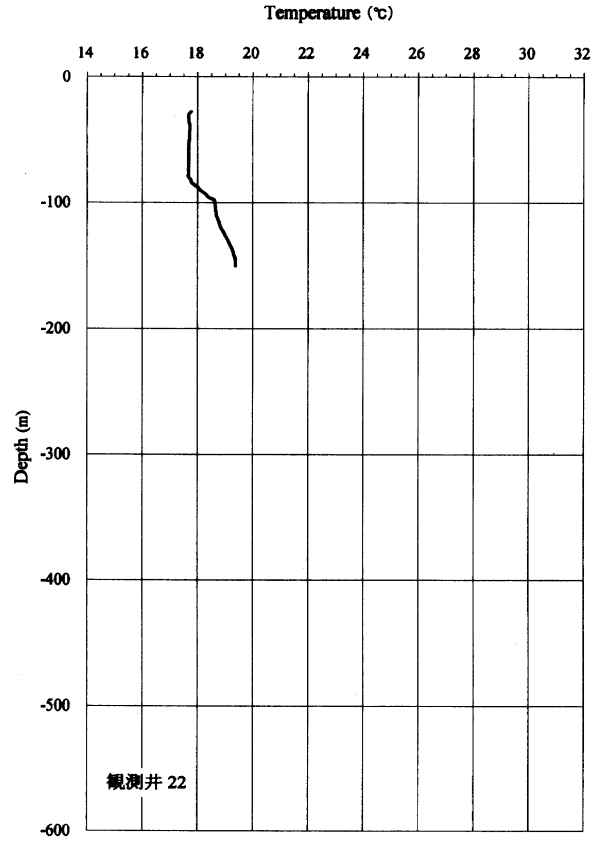
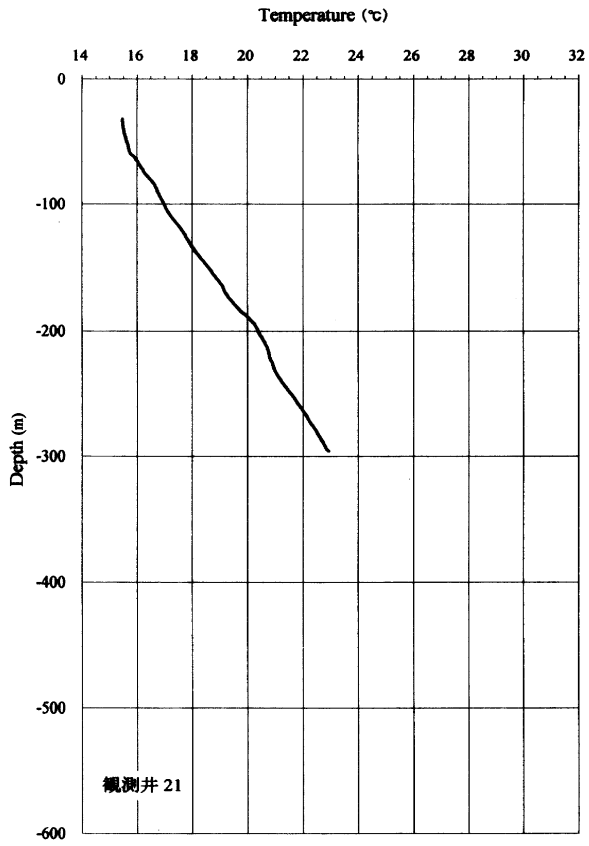


付図 観測井 13-16 鉛直温度プロフィール  
Appendix fig. Well 13-16 Temperature profiles.

関東平野における地下温度分布と地下水流動系 (宮越 ほか)



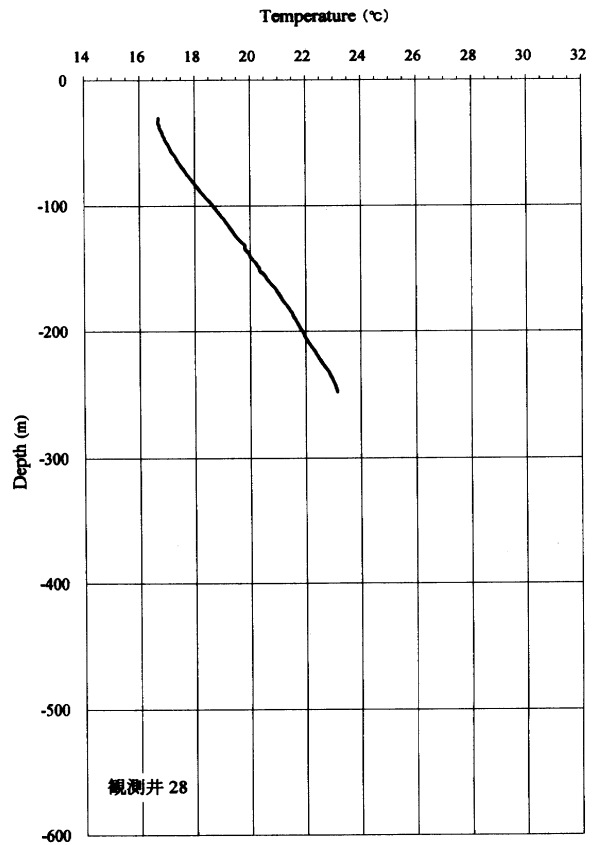
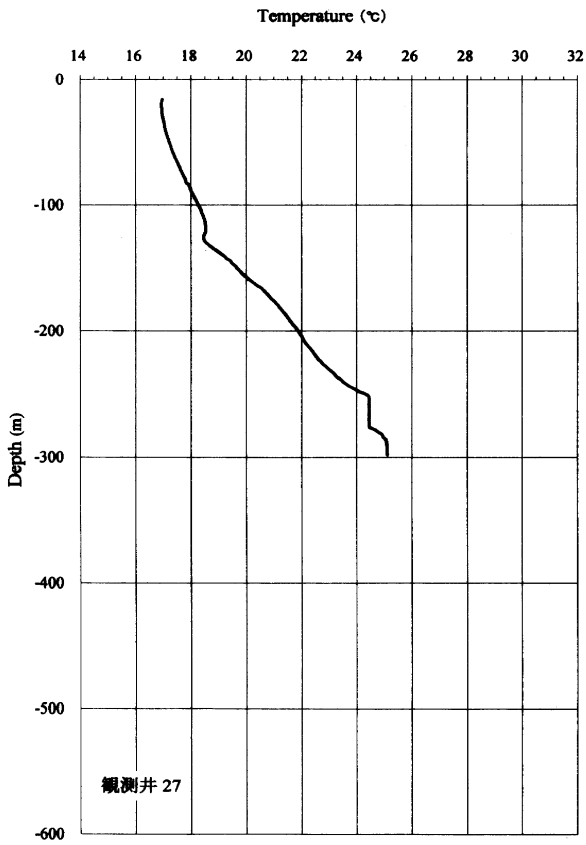
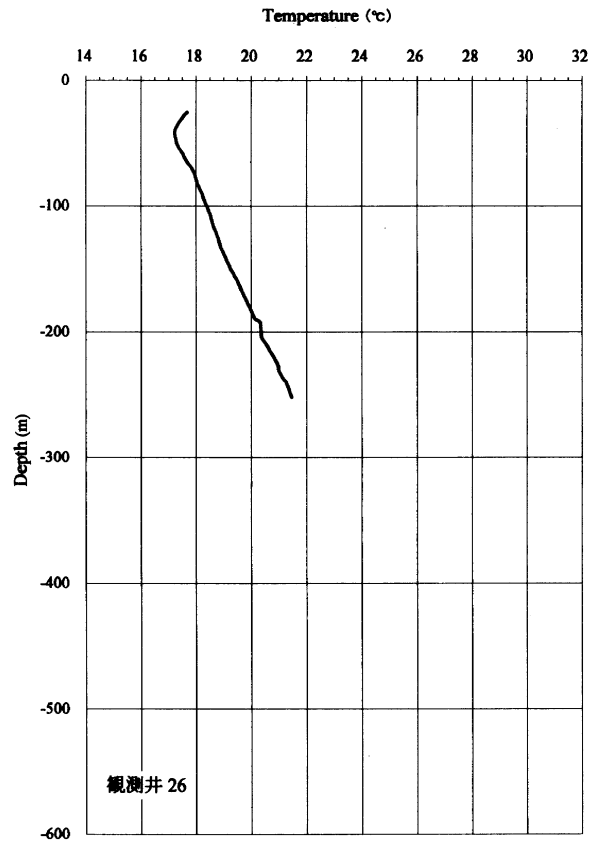
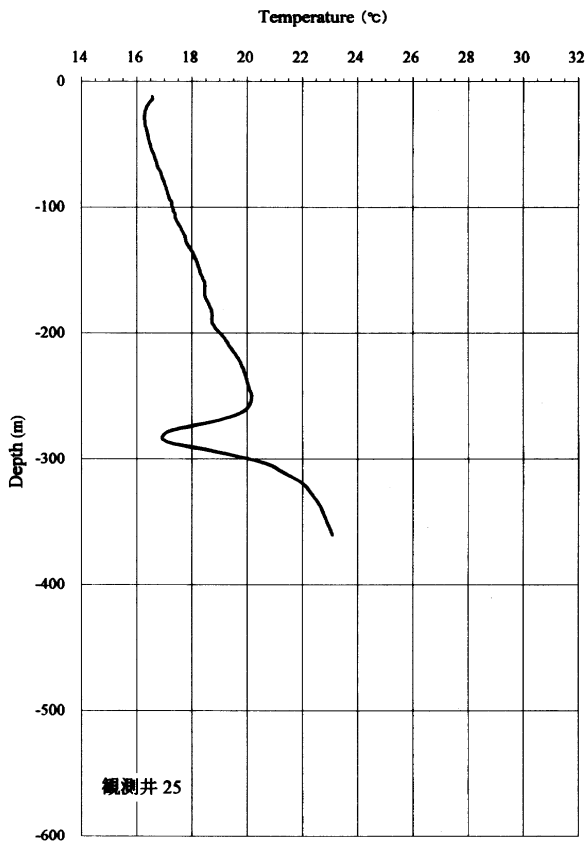
付図 観測井 17-20 鉛直温度プロファイル  
Appendix fig. Well 17-20 Temperature profiles.



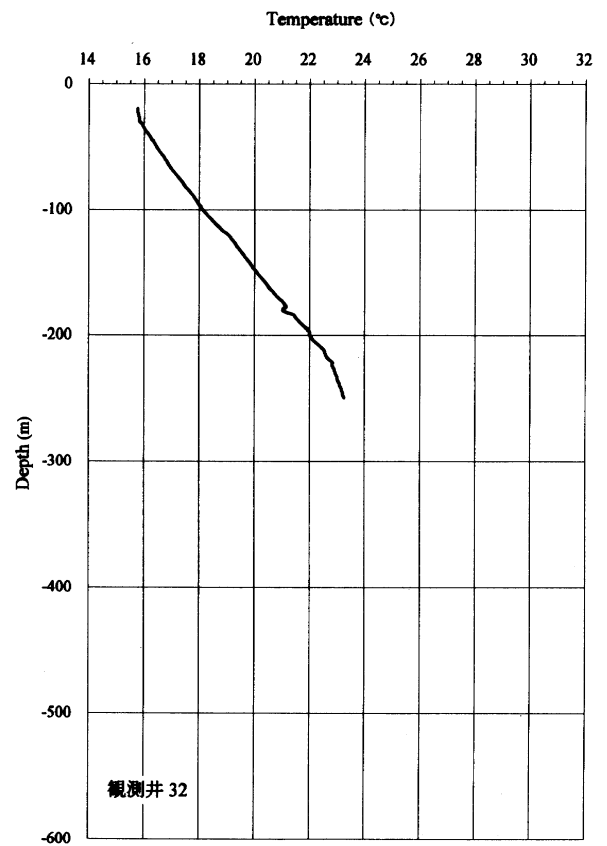
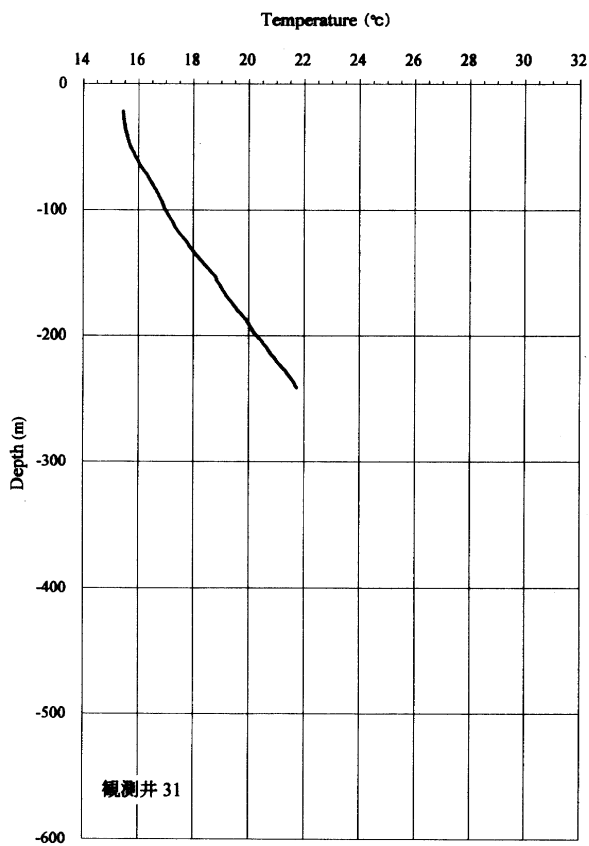
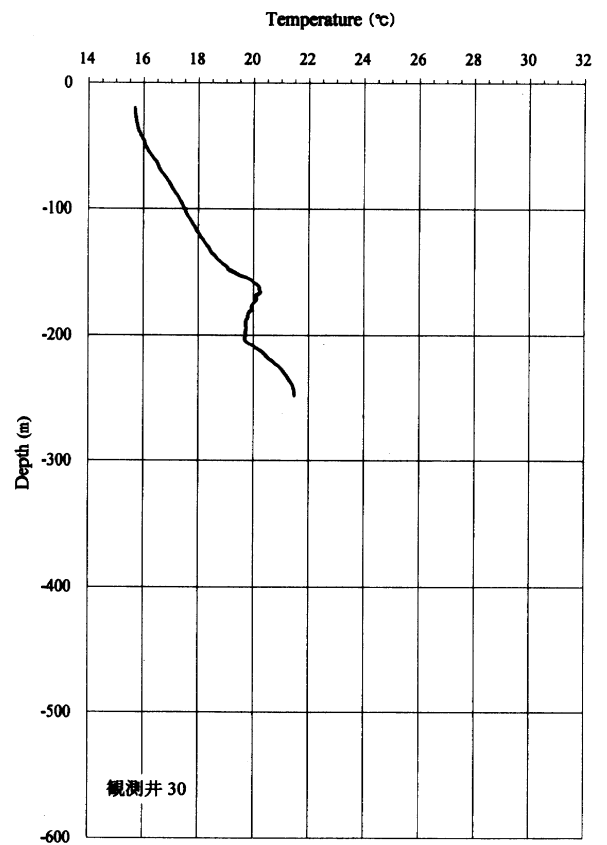
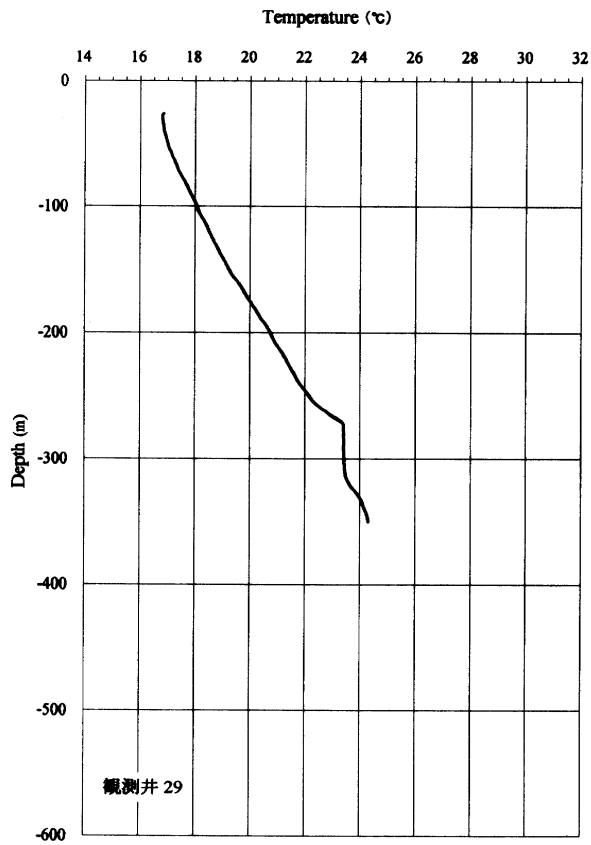
付図 観測井21-24 鉛直温度プロフィール  
Appendix fig. Well 21-24 Temperature profiles.



関東平野における地下温度分布と地下水流動系 (宮越 ほか)

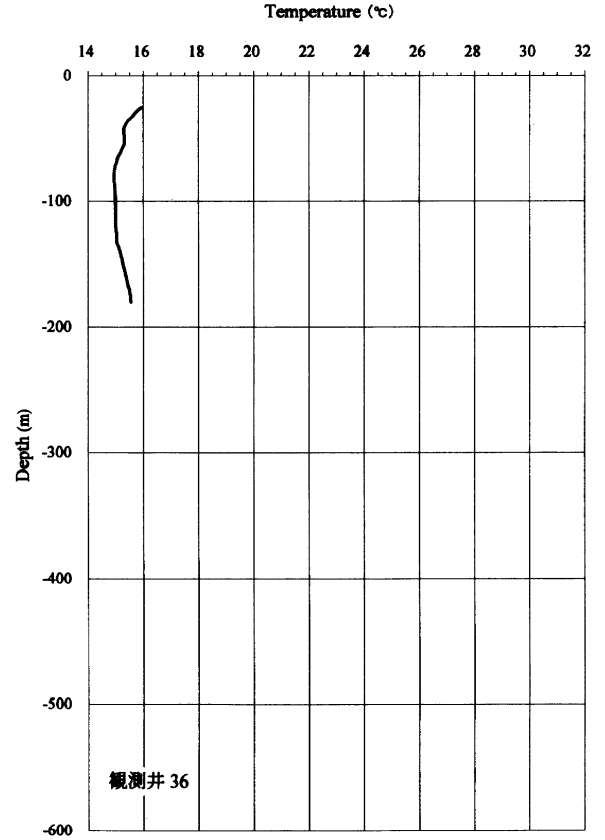
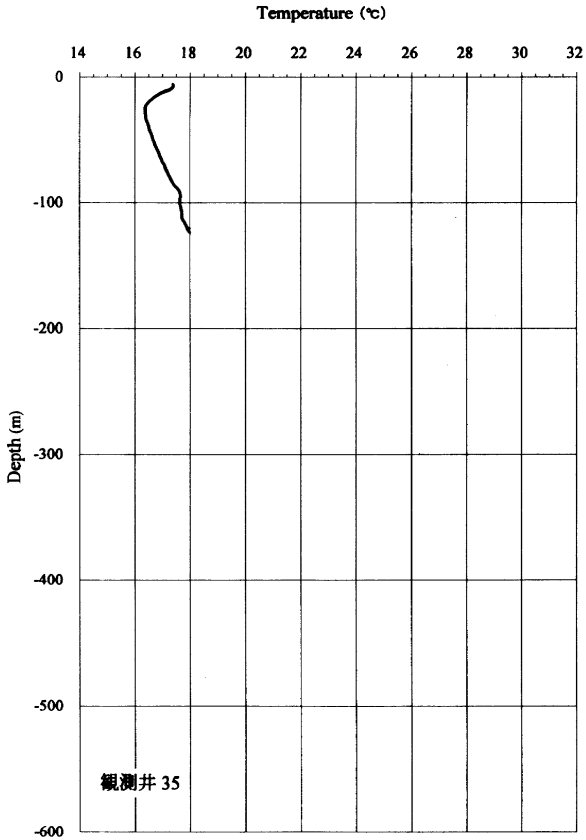
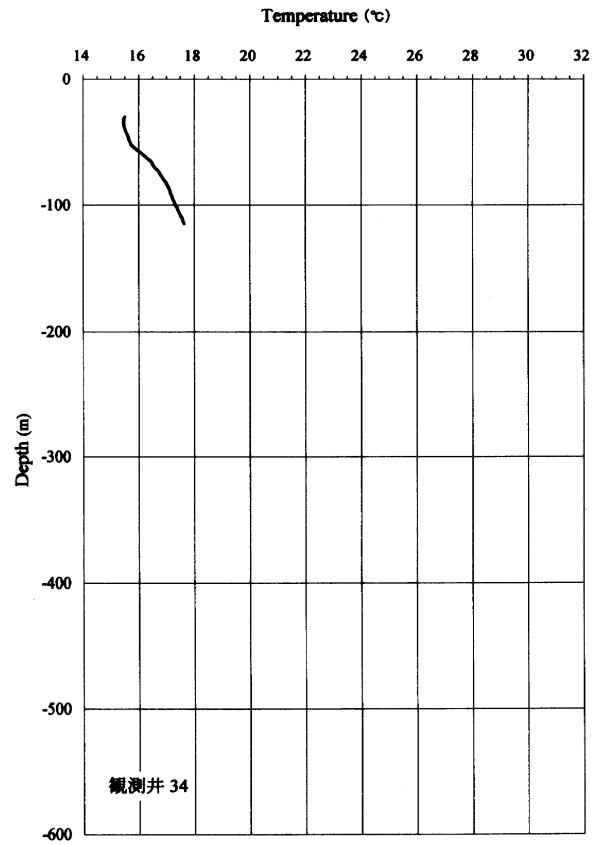
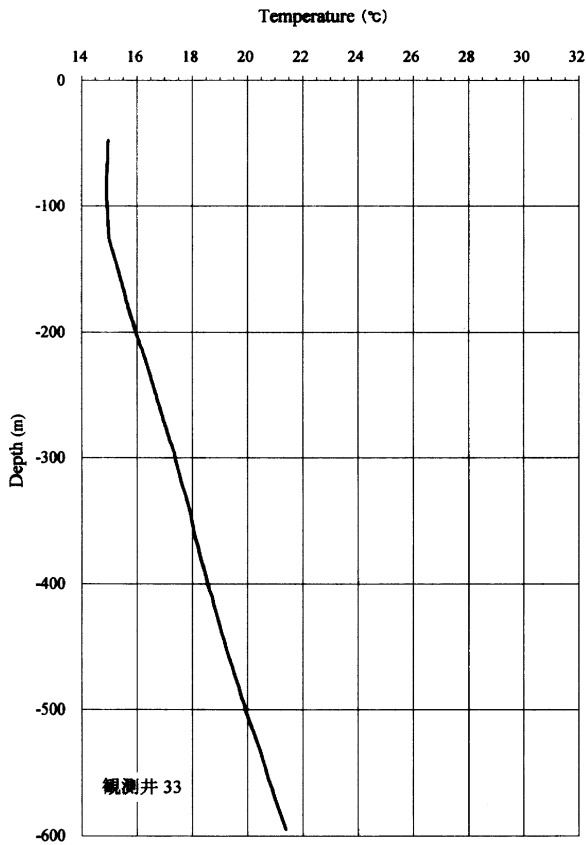


付図 観測井 25-28 鉛直温度プロファイル  
Appendix fig. Well 25-28 Temperature profiles.

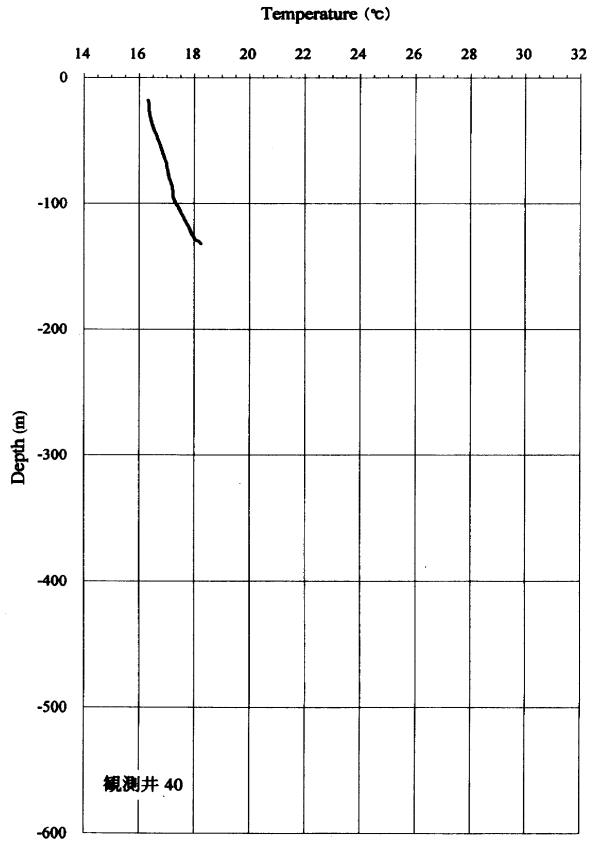
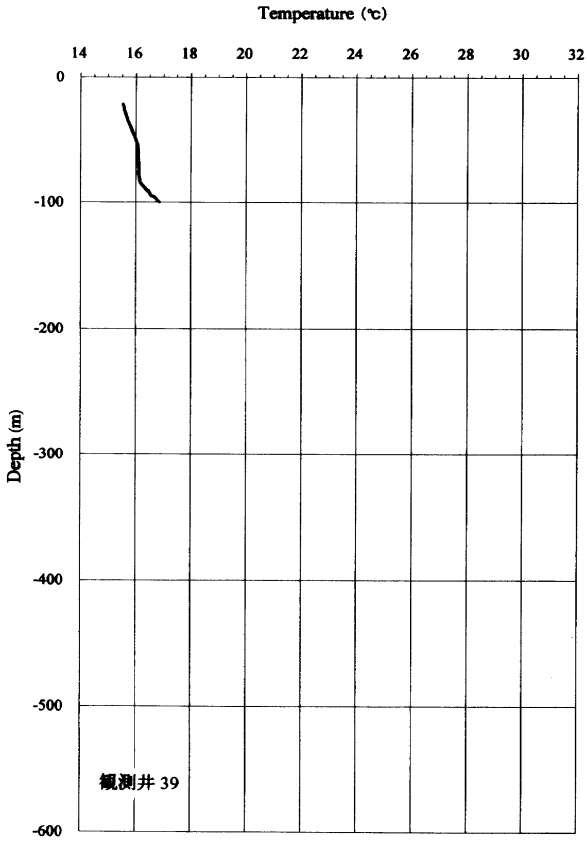
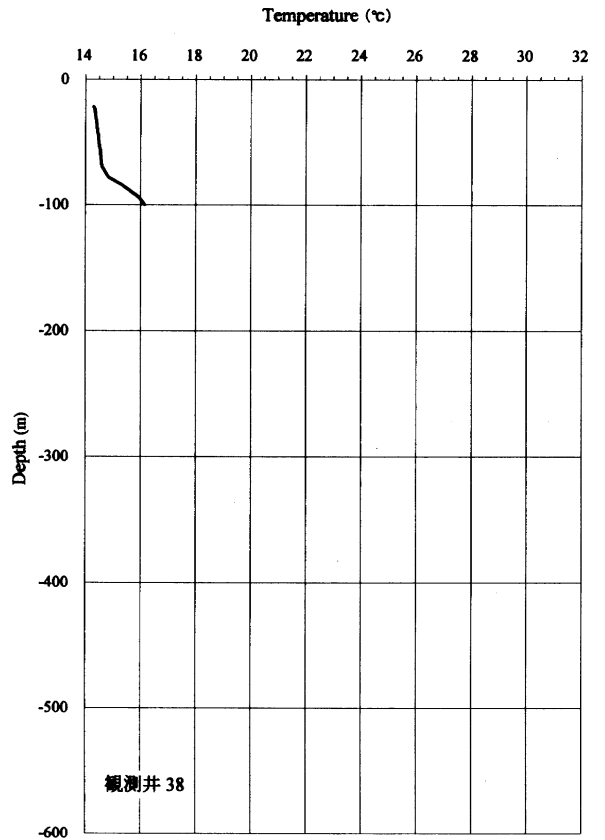
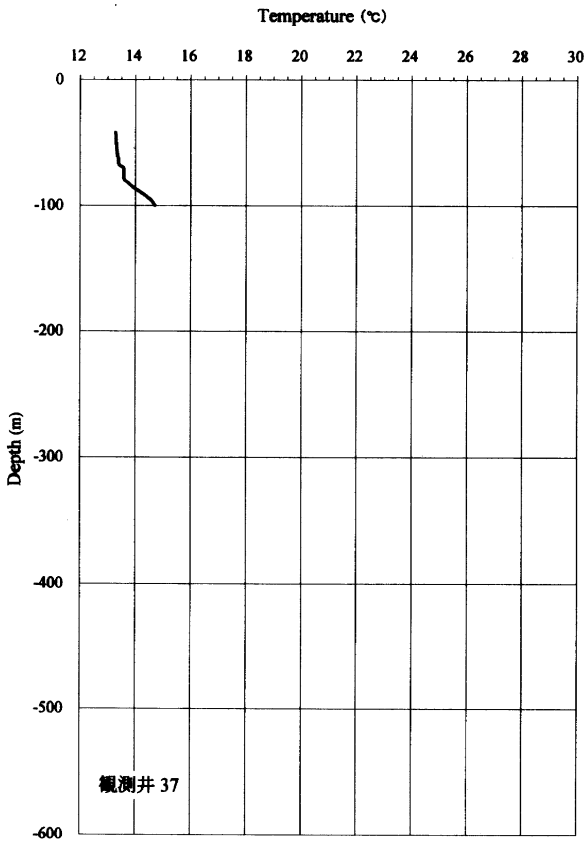


付図 観測井 29-32 鉛直温度プロフィール  
Appendix fig. Well 29-32 Temperature profiles.

関東平野における地下温度分布と地下水流動系 (宮越 ほか)

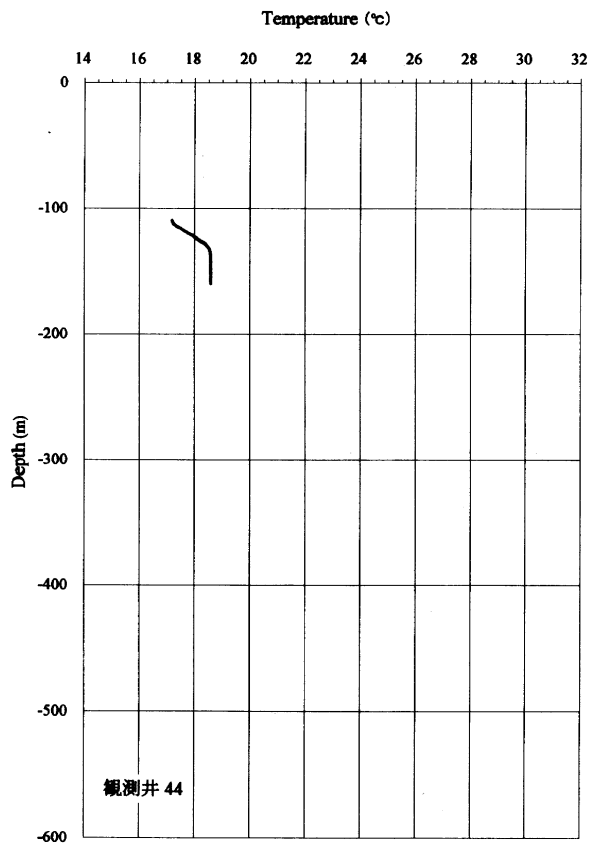
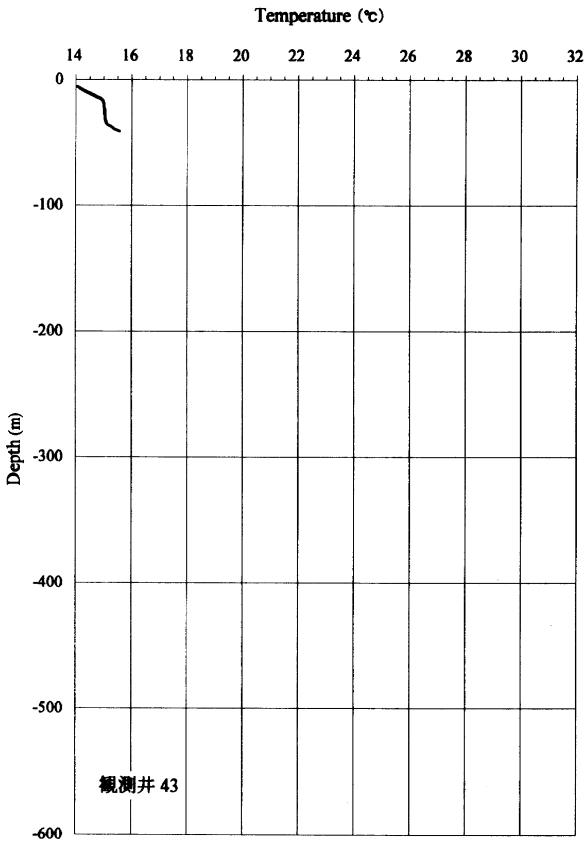
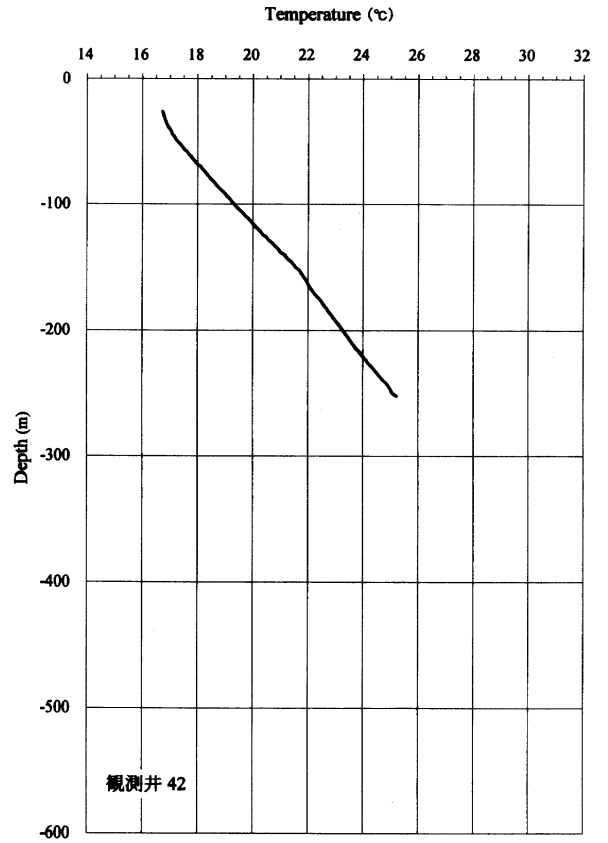
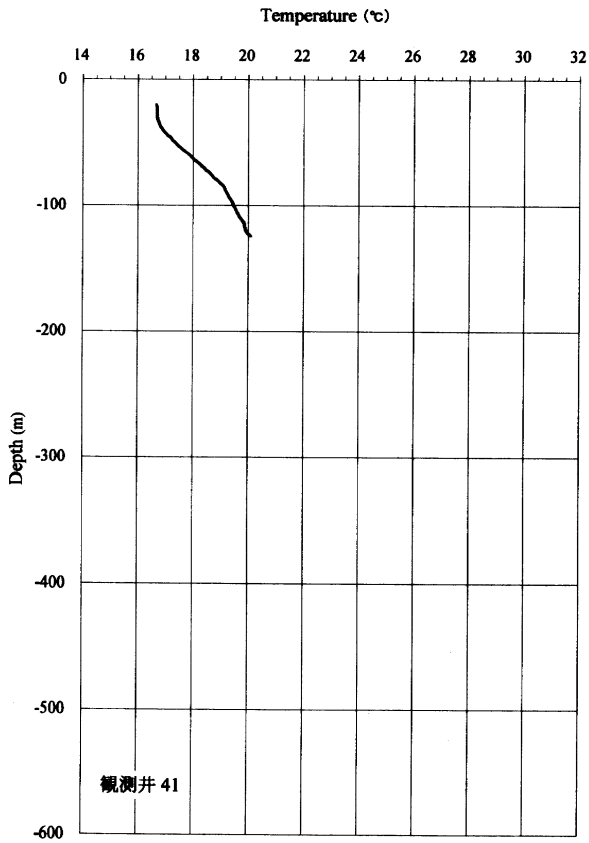


付図 観測井 33-36 鉛直温度プロファイル  
Appendix fig. Well 33-36 Temperature profiles.

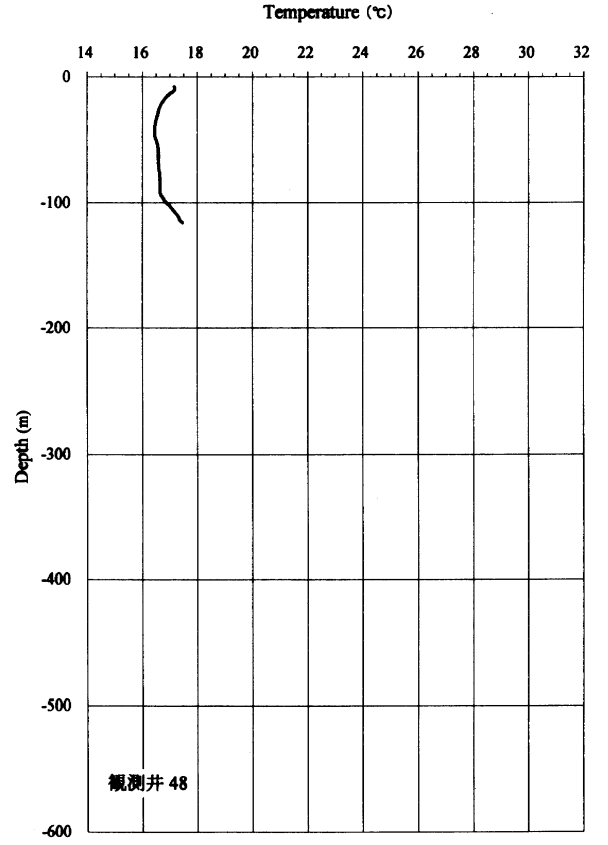
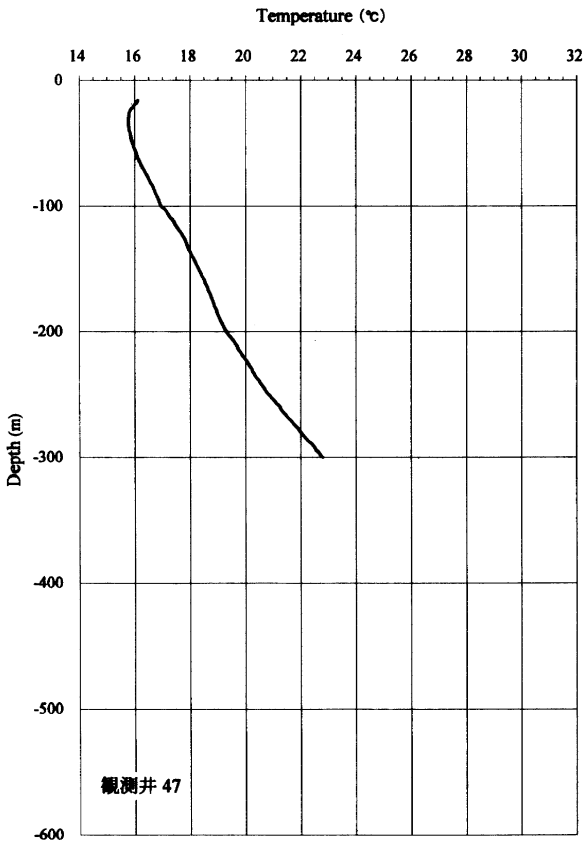
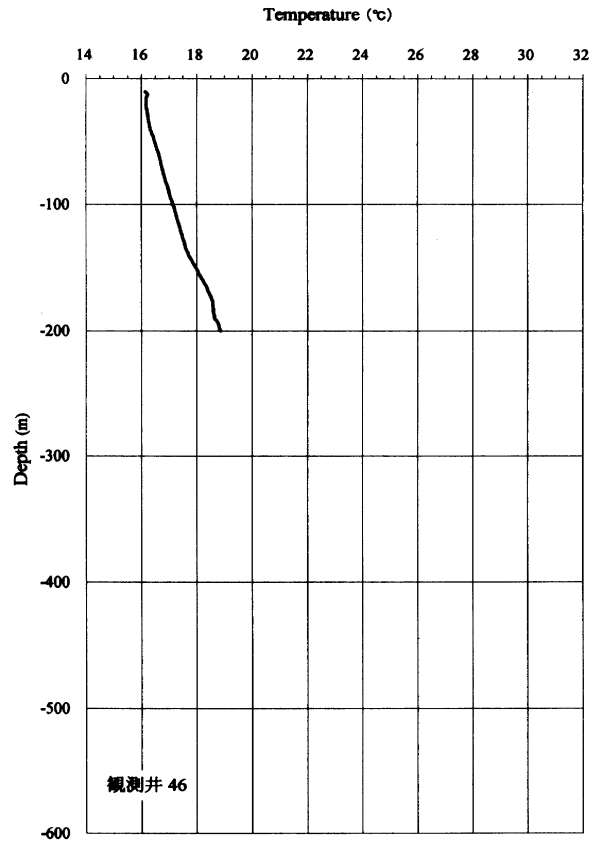
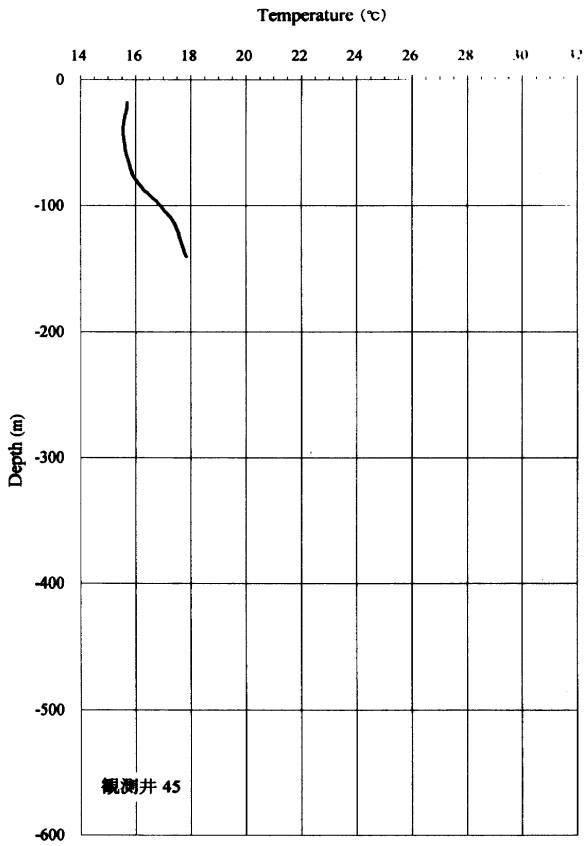


付図 観測井 37-40 鉛直温度プロフィール  
Appendix fig. Well 37-40 Temperature profiles.

関東平野における地下温度分布と地下水流動系（宮越 ほか）

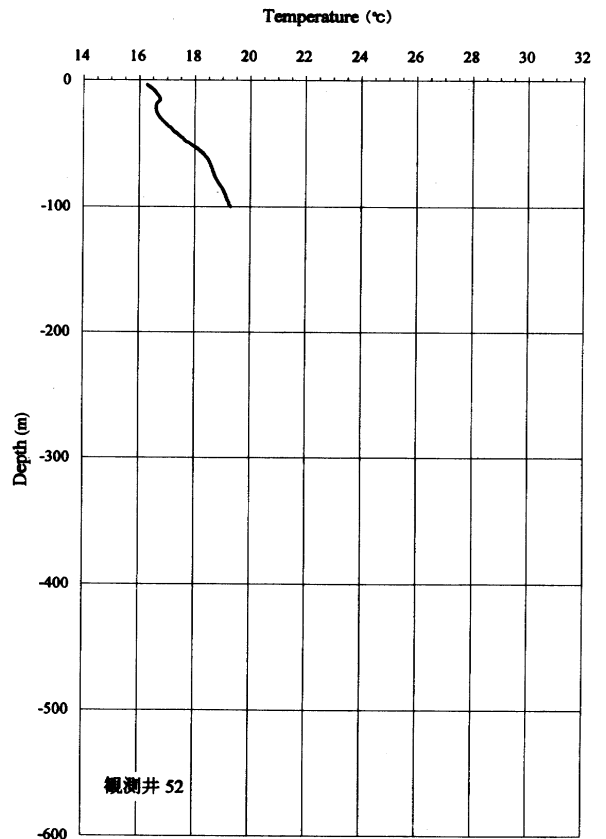
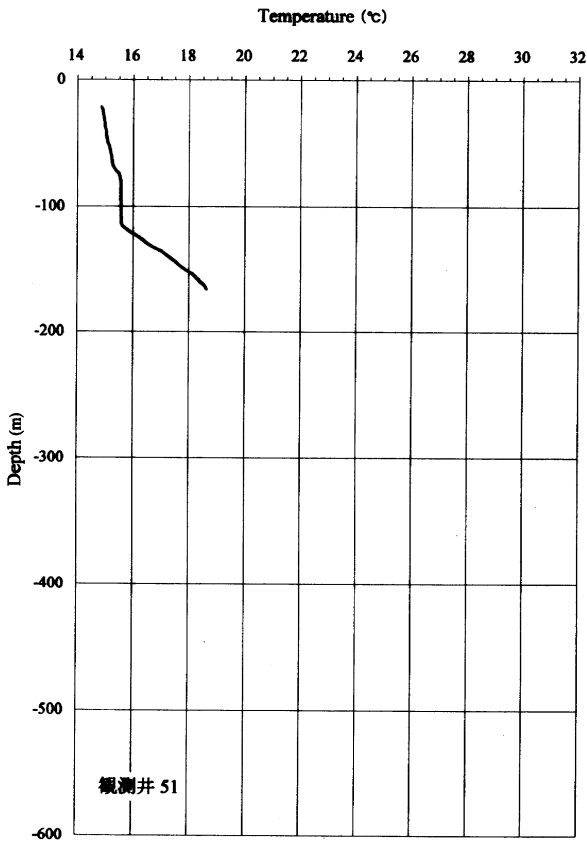
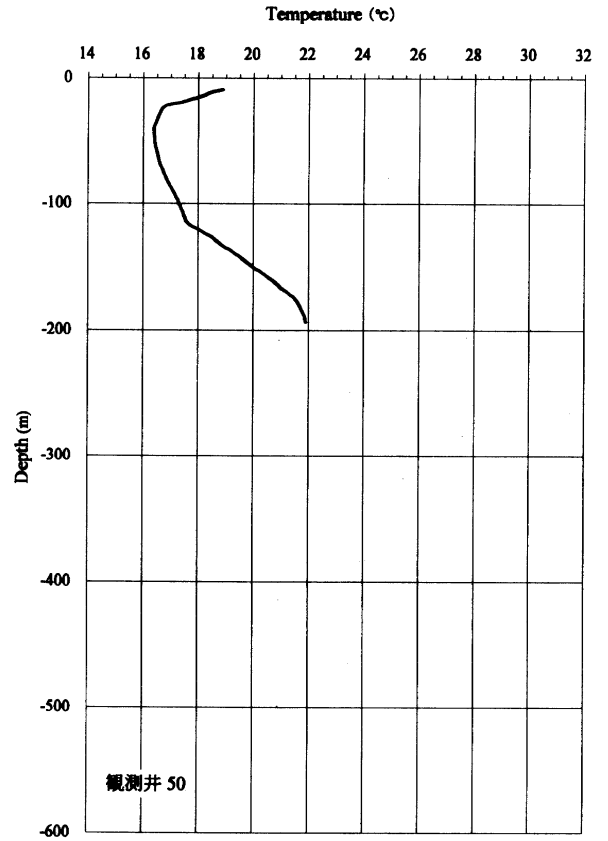
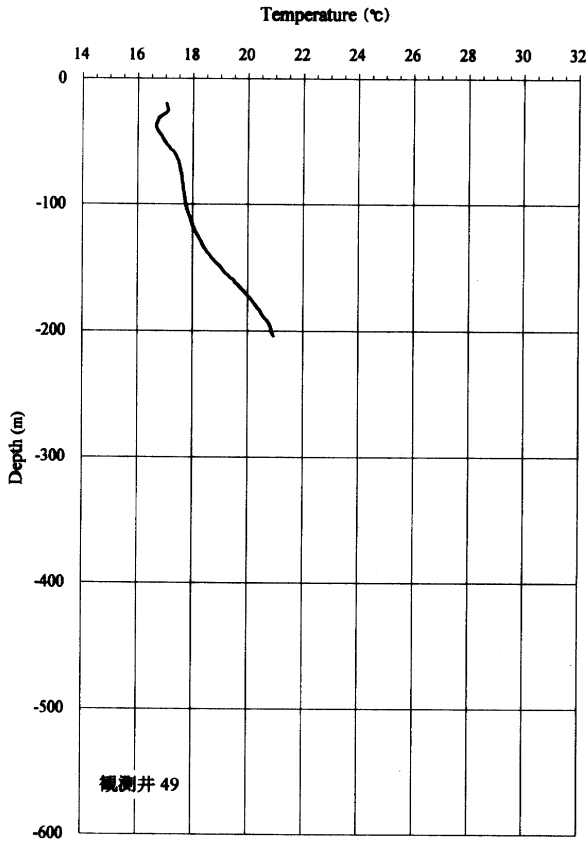


付図 観測井 41-44 鉛直温度プロファイル  
Appendix fig. Well 41-44 Temperature profiles.



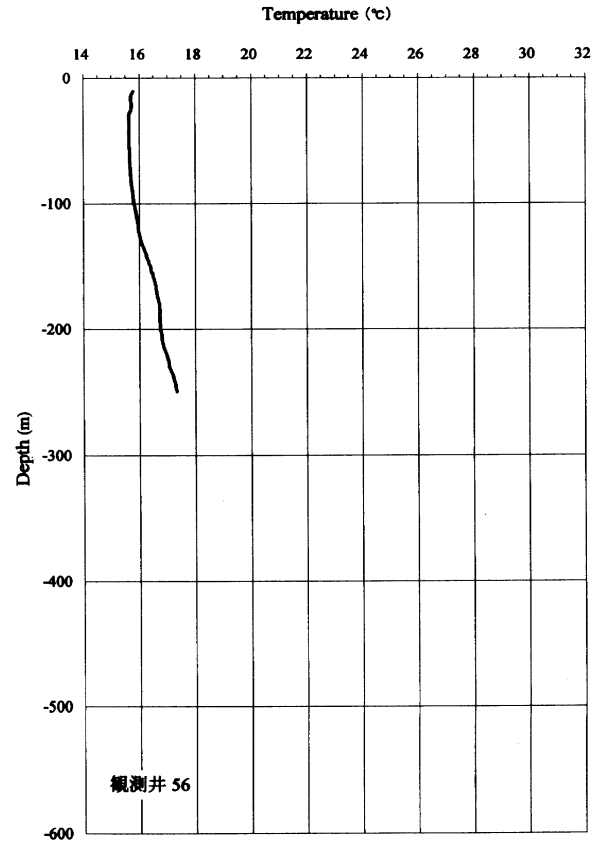
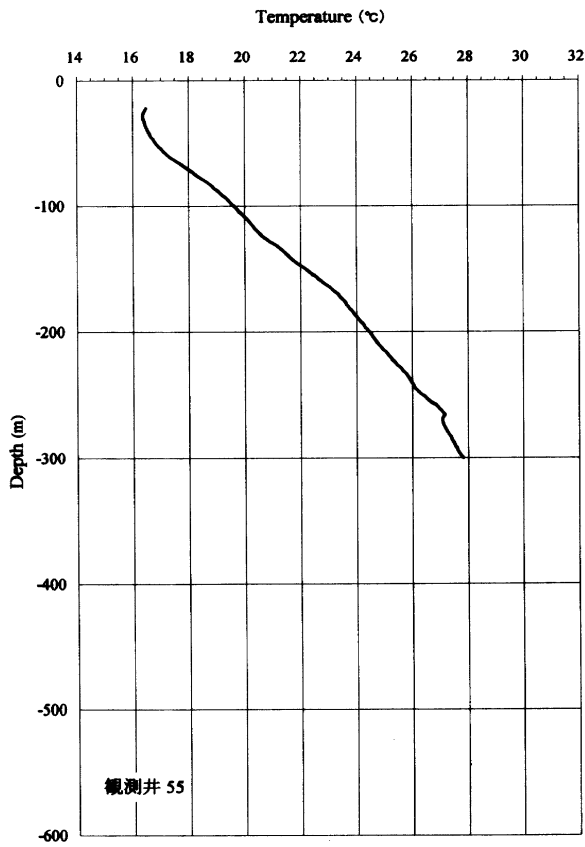
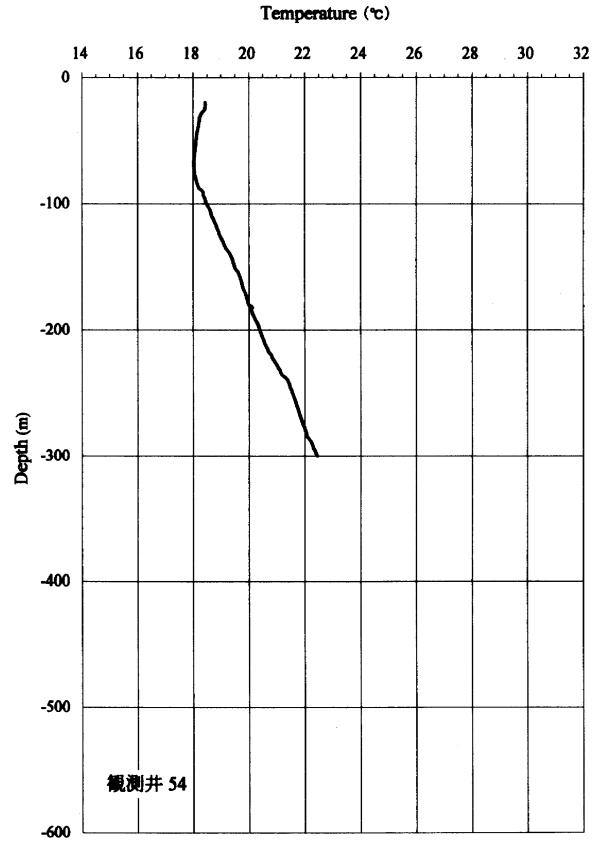
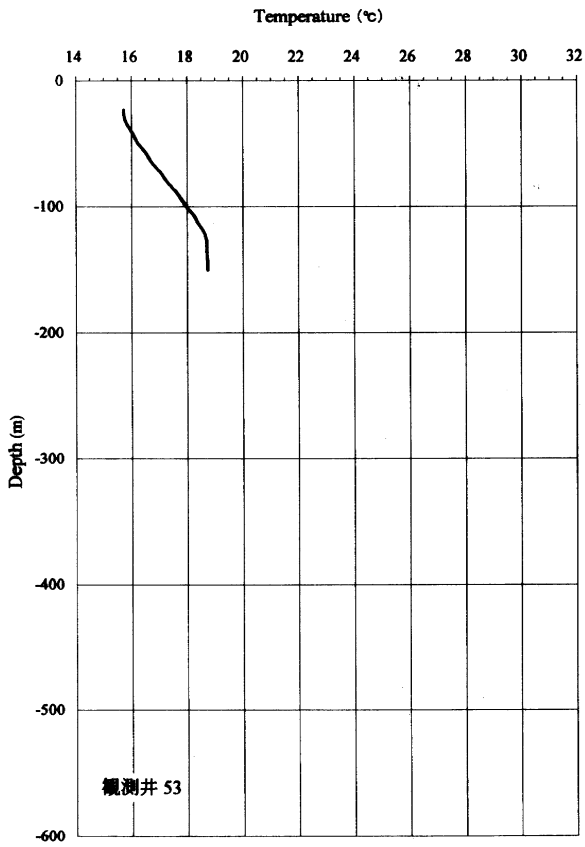
付図 観測井 45-48 鉛直温度プロファイル  
Appendix fig. Well 45-48 Temperature profiles.

関東平野における地下温度分布と地下水流動系 (宮越 ほか)



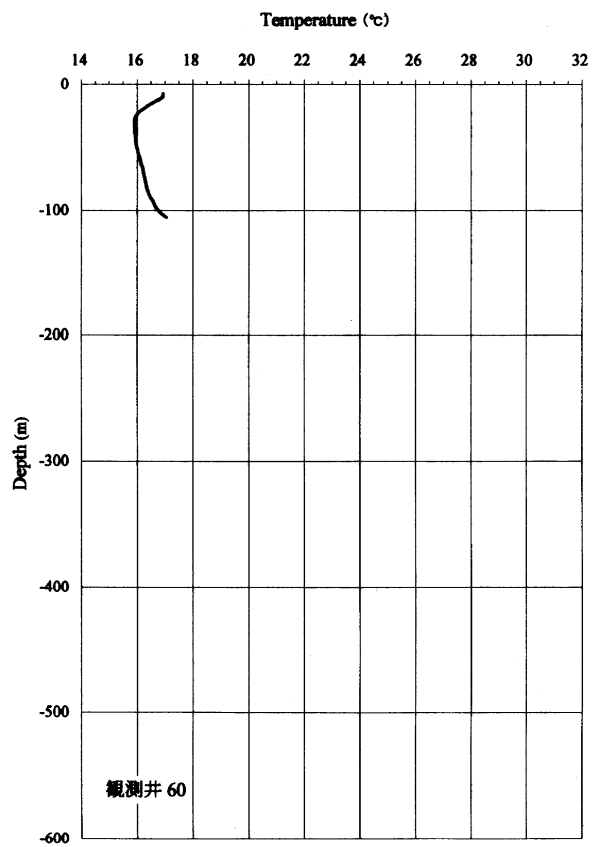
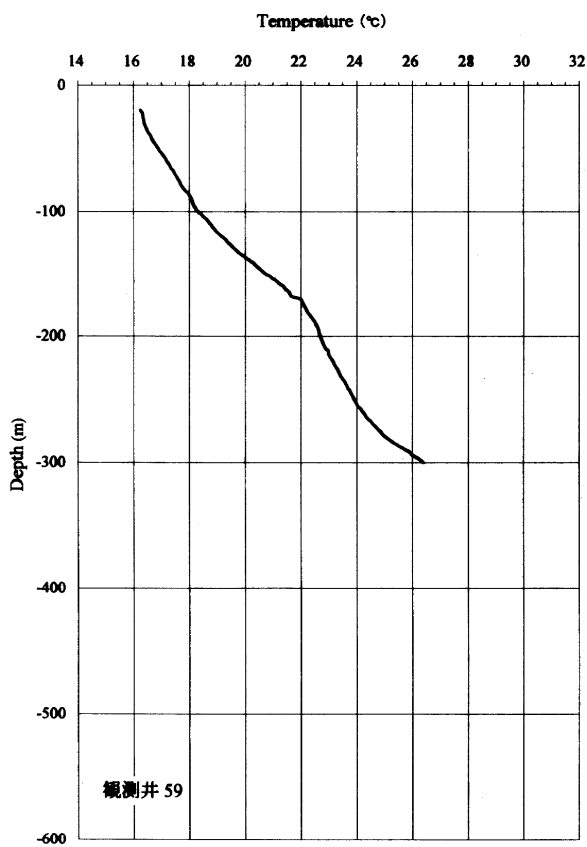
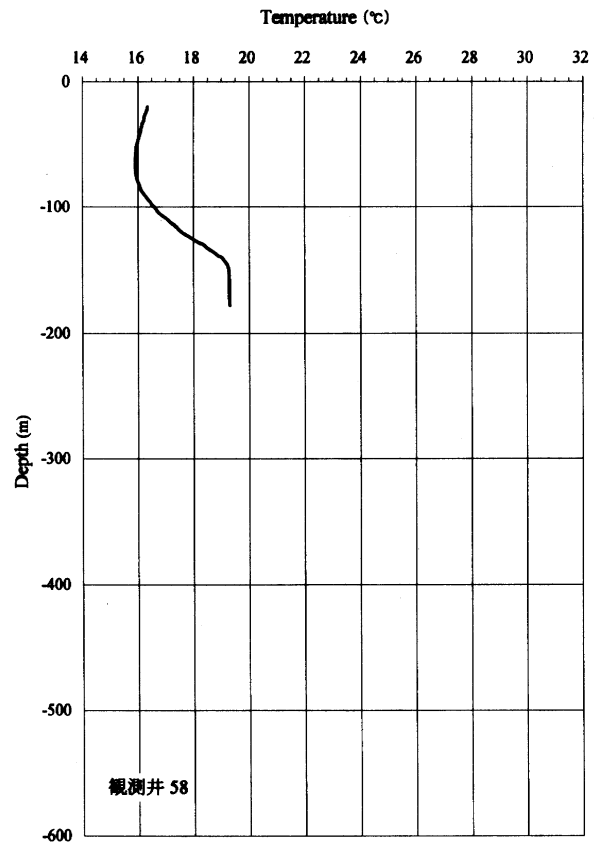
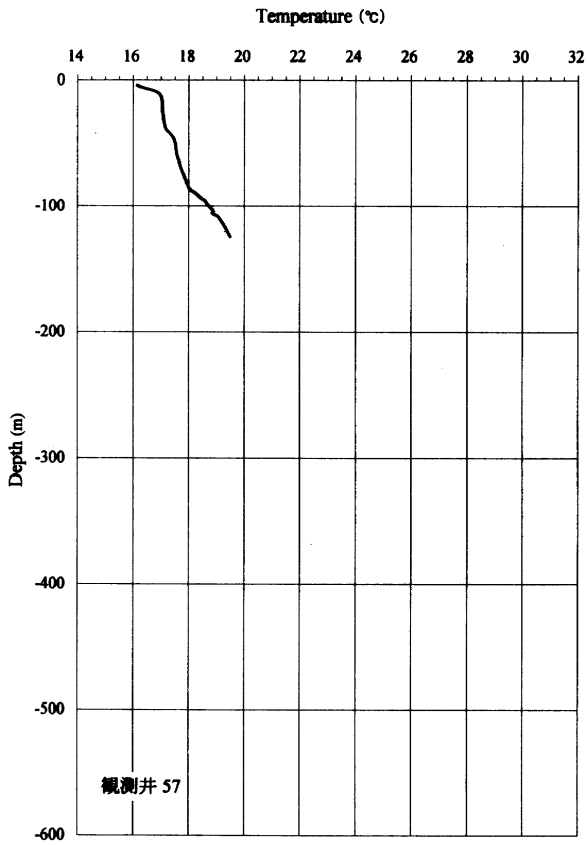
付図 観測井 49-52 鉛直温度プロファイル  
Appendix fig. Well 49-52 Temperature profiles.



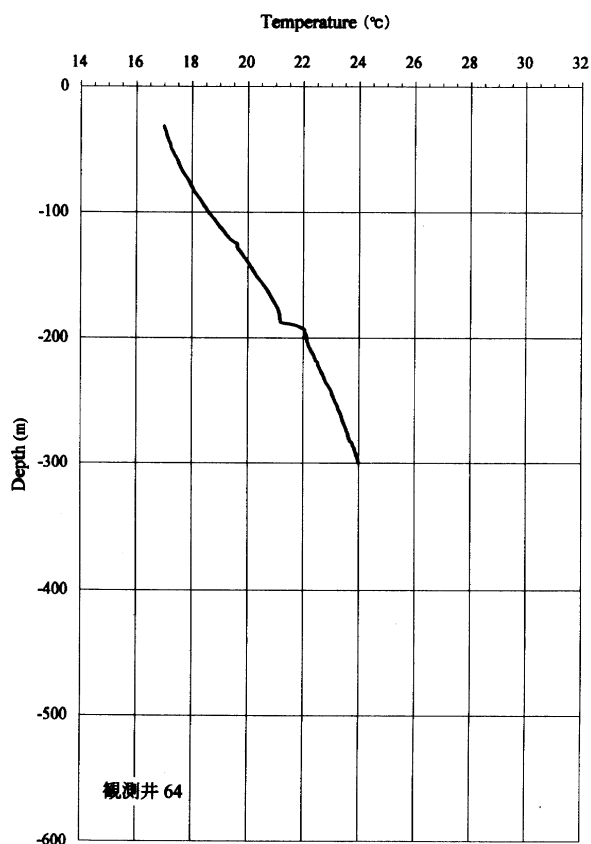
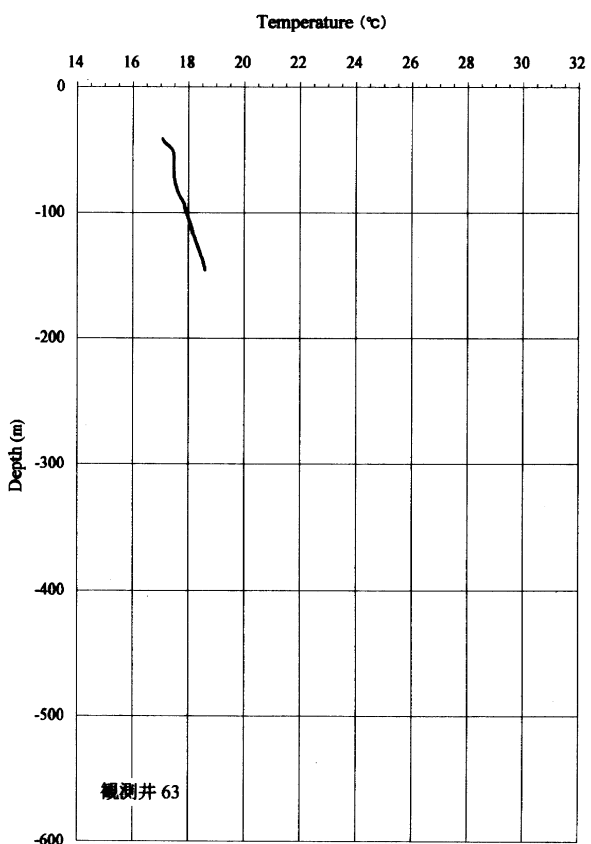
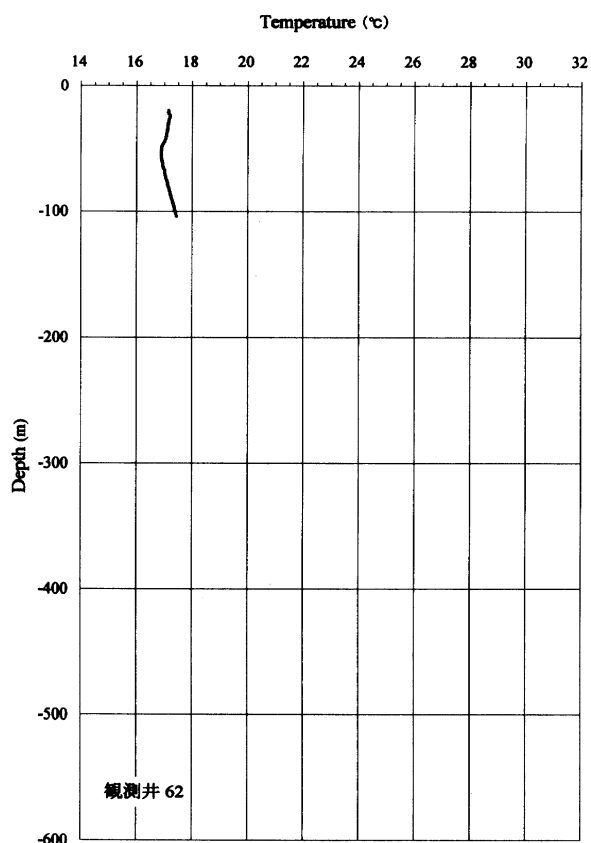
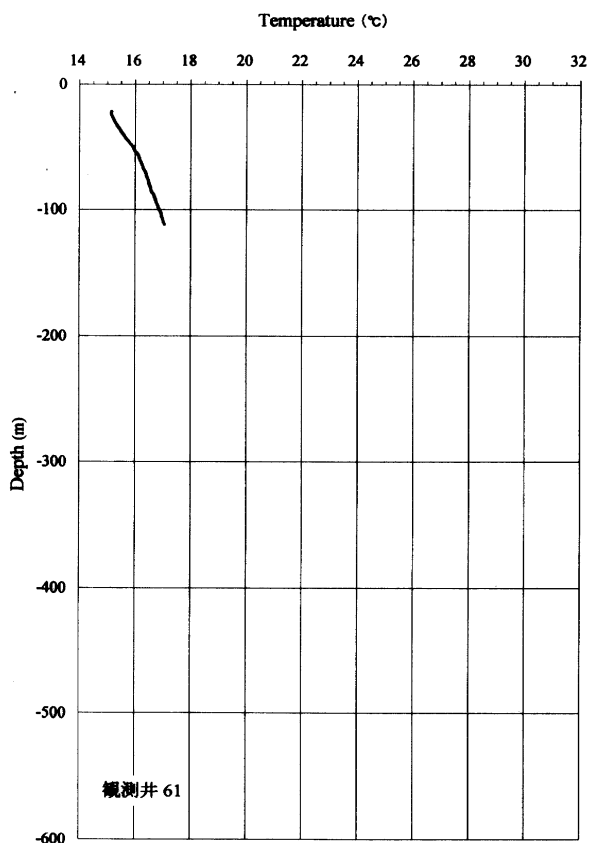


付図 観測井 53-56 鉛直温度プロファイル  
Appendix fig. Well 53-56 Temperature profiles.

関東平野における地下温度分布と地下水流動系 (宮越 ほか)

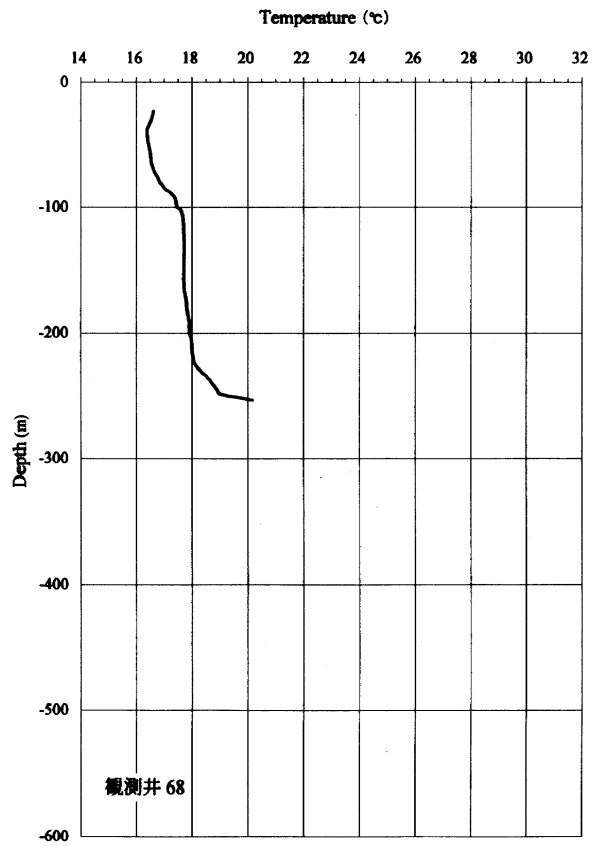
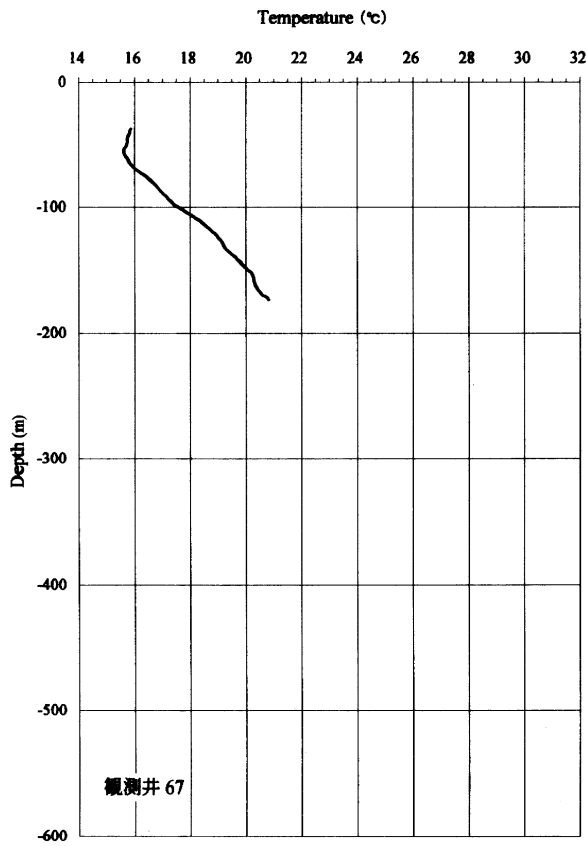
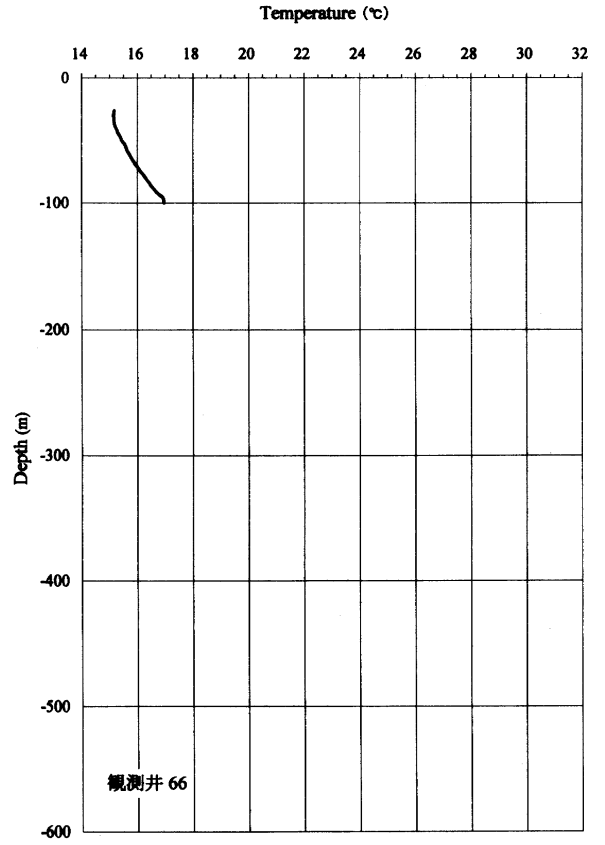
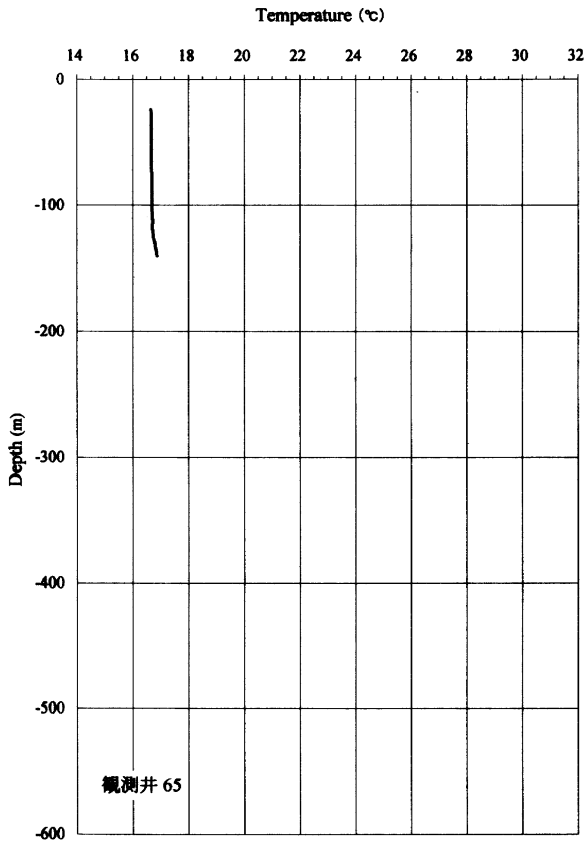


付図 観測井 57-60 鉛直温度プロファイル  
Appendix fig. Well 57-60 Temperature profiles.

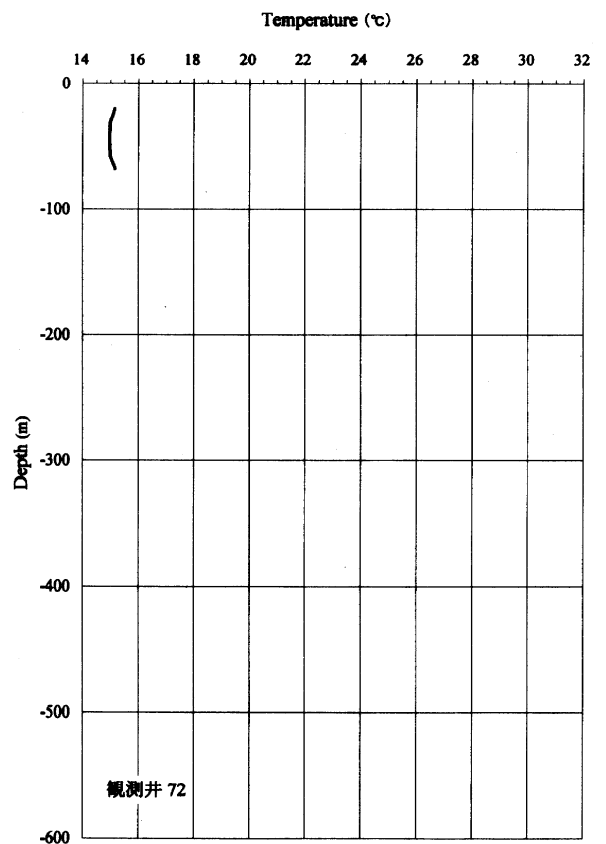
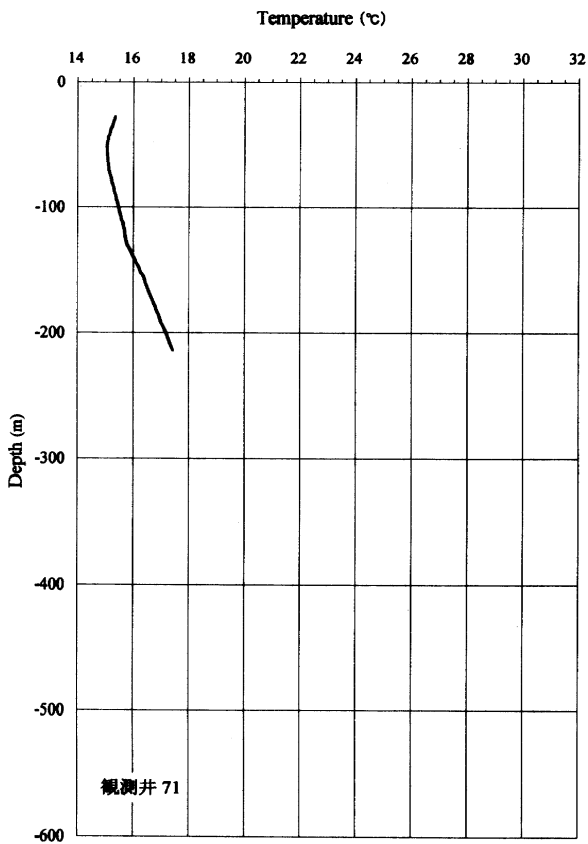
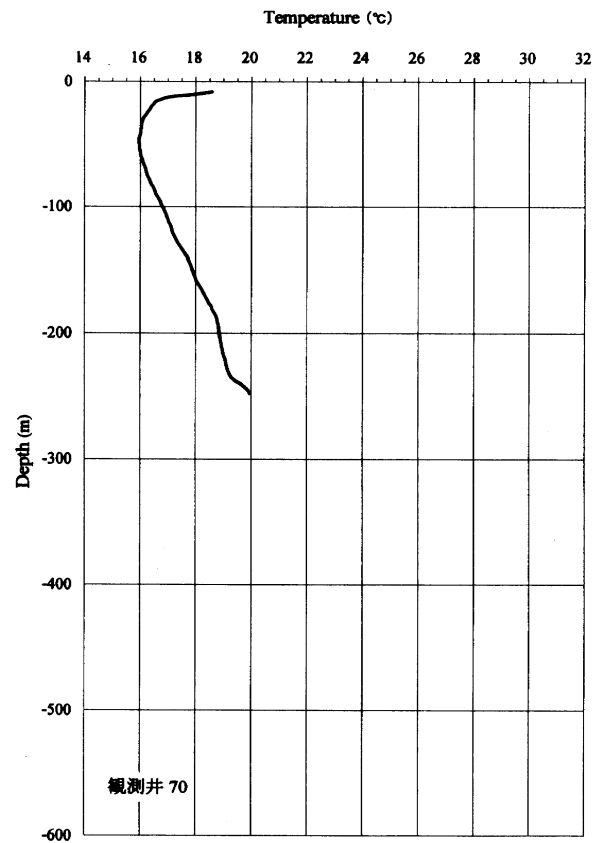
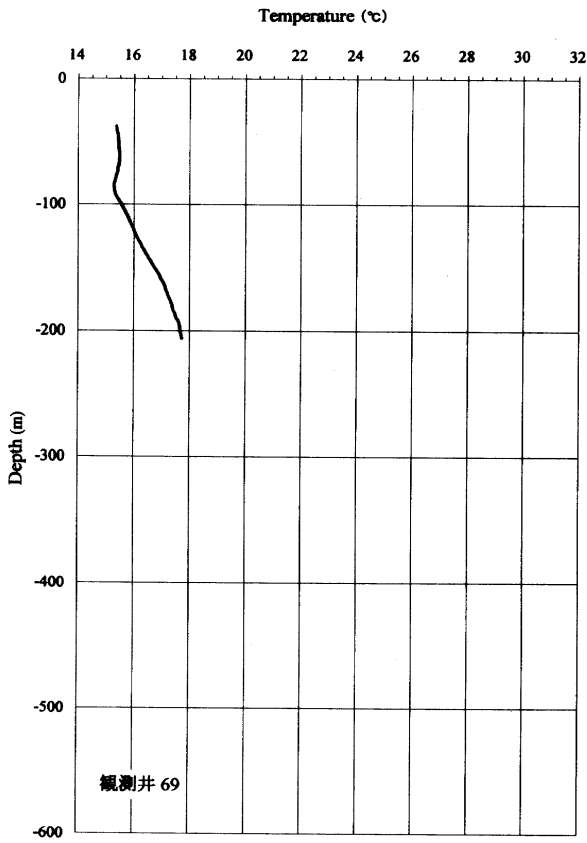


付図 観測井 61-64 鉛直温度プロフィール  
Appendix fig. Well 61-64 Temperature profiles.

関東平野における地下温度分布と地下水流動系（宮越 ほか）

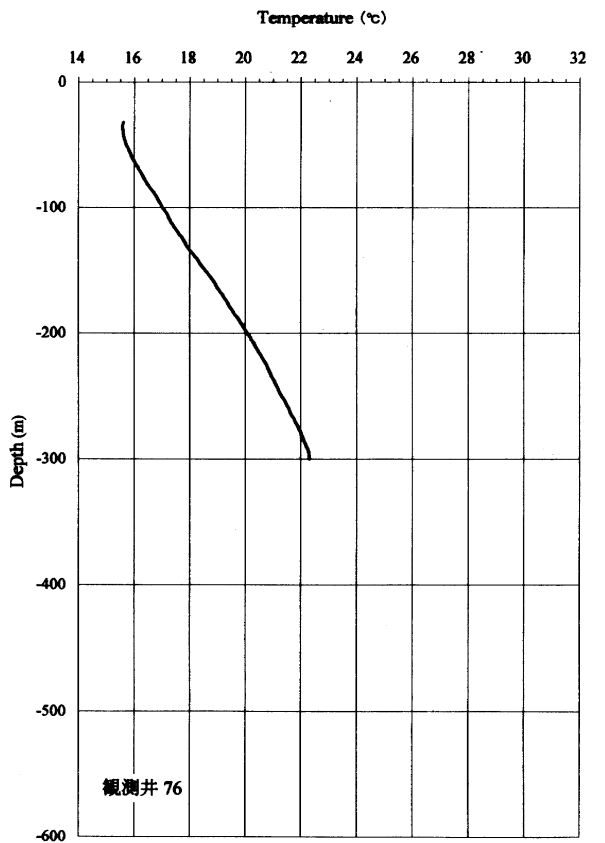
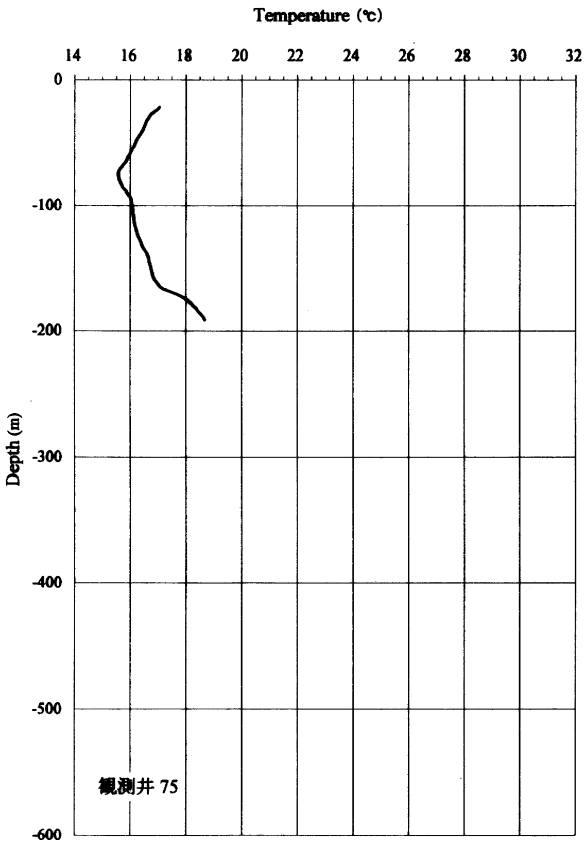
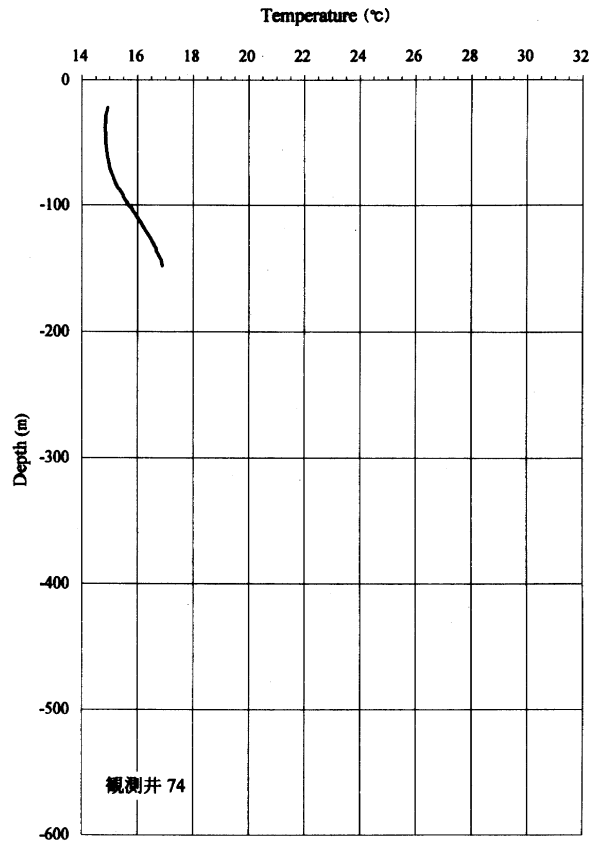
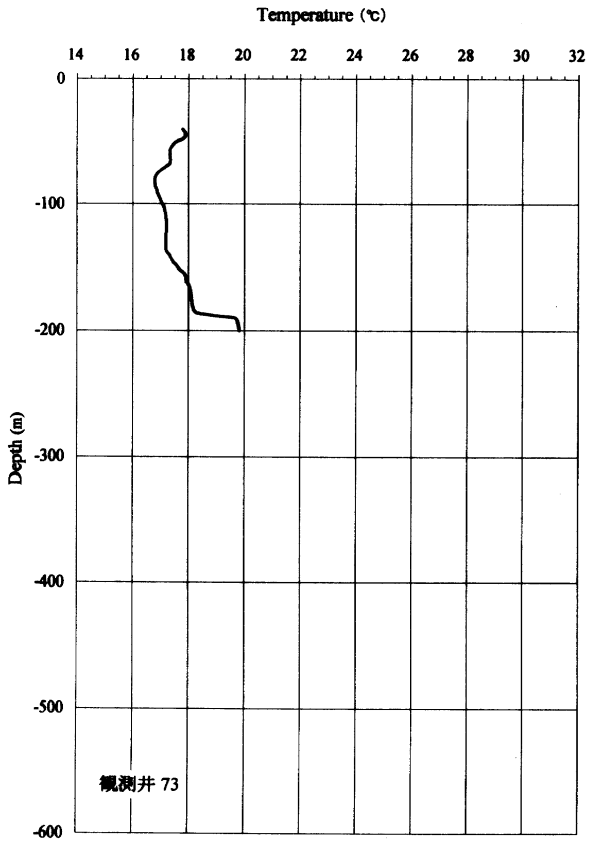


付図 観測井 65-68 鉛直温度プロフィール  
Appendix fig. Well 65-68 Temperature profiles.

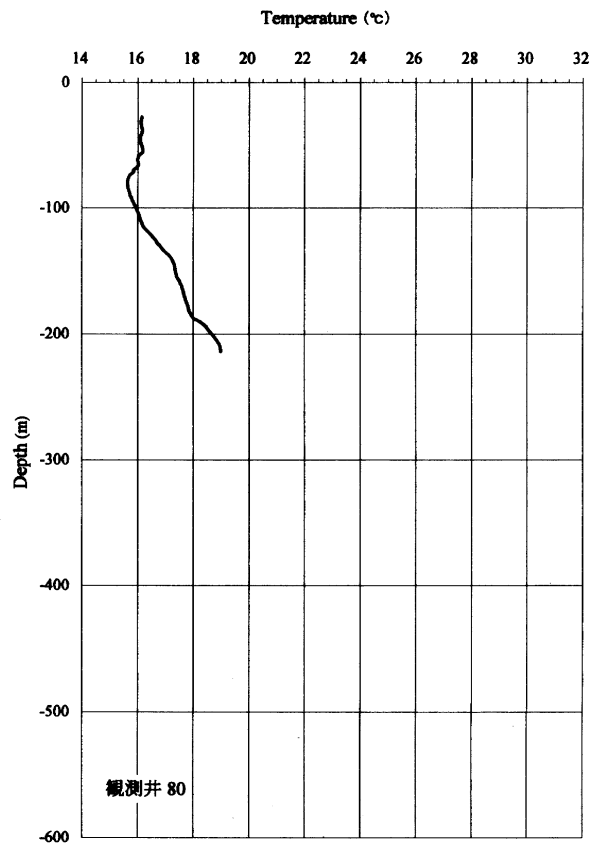
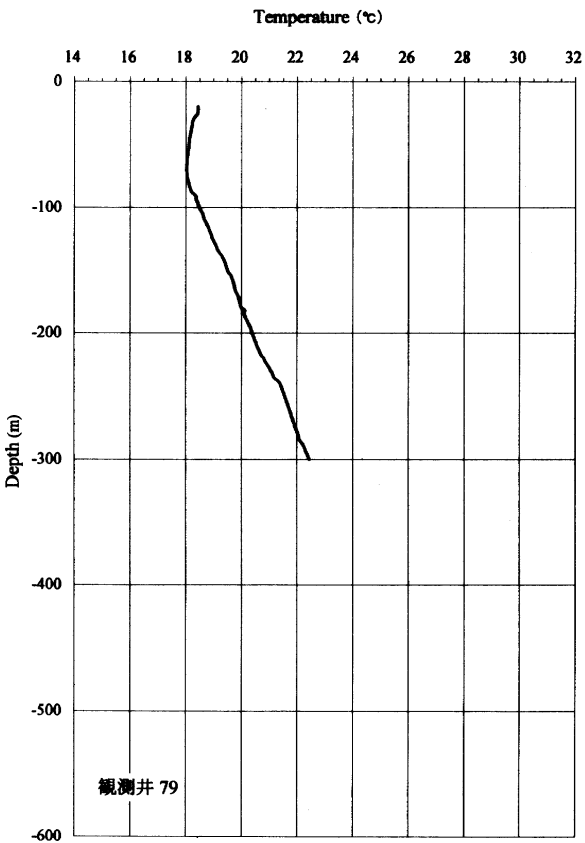
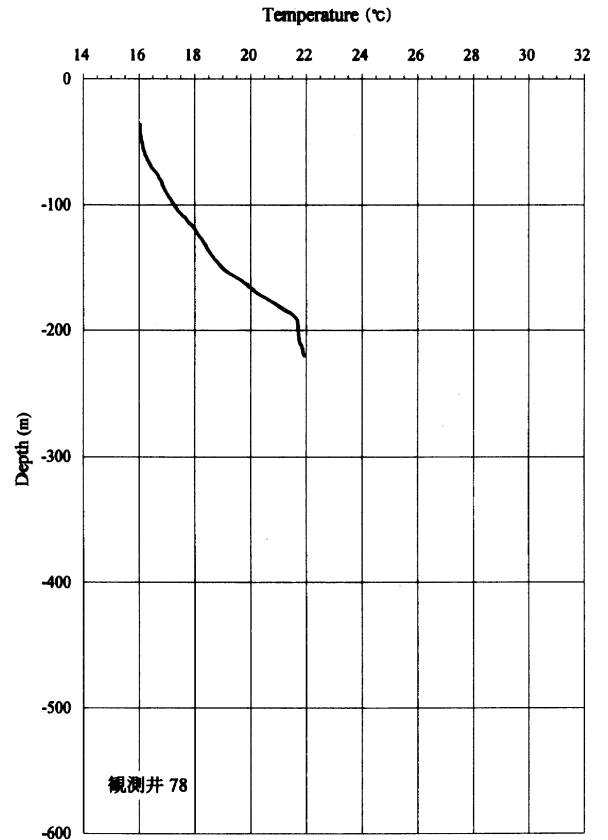
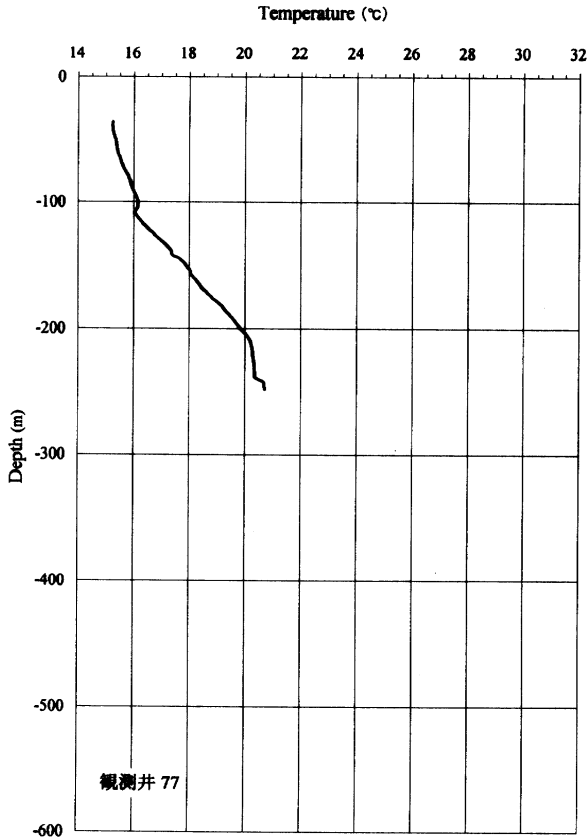


付図 観測井 69-72 鉛直温度プロフィール  
Appendix fig. Well 69-72 Temperature profiles.

関東平野における地下温度分布と地下水流動系 (宮越 ほか)



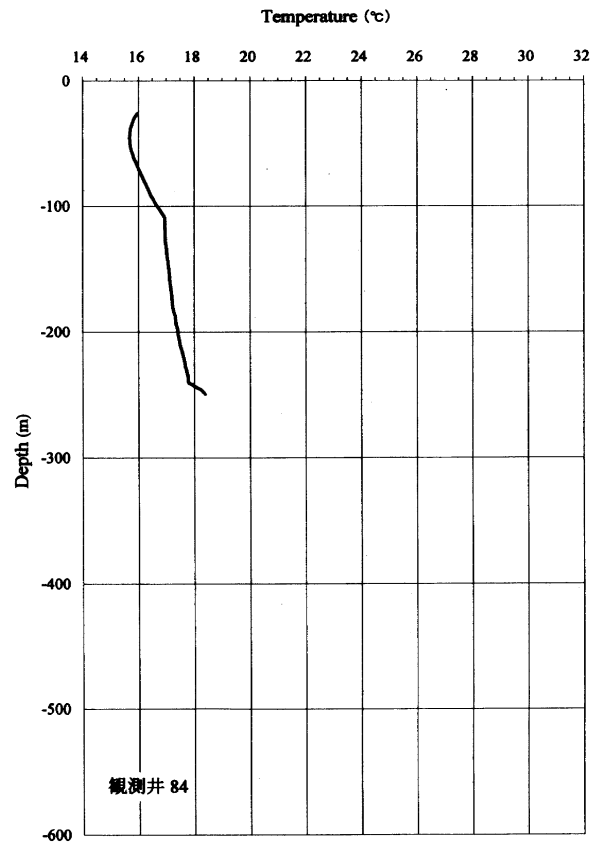
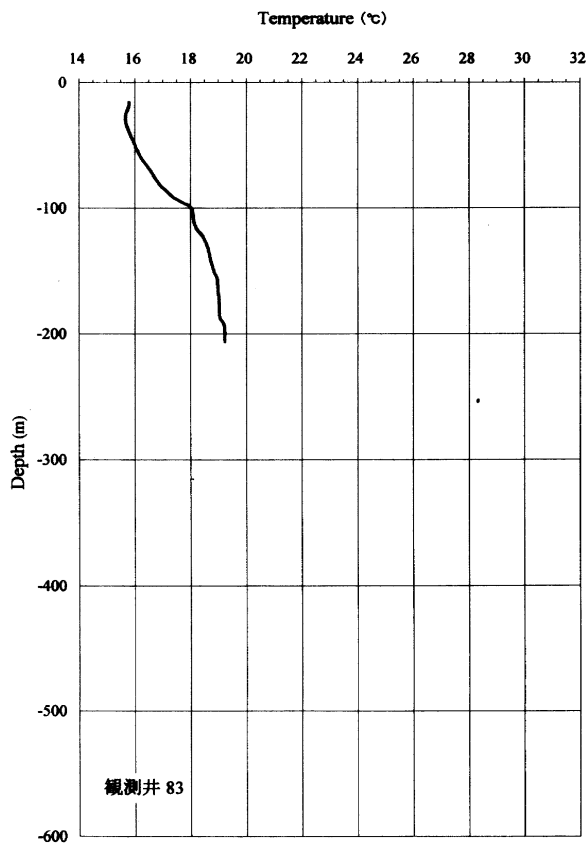
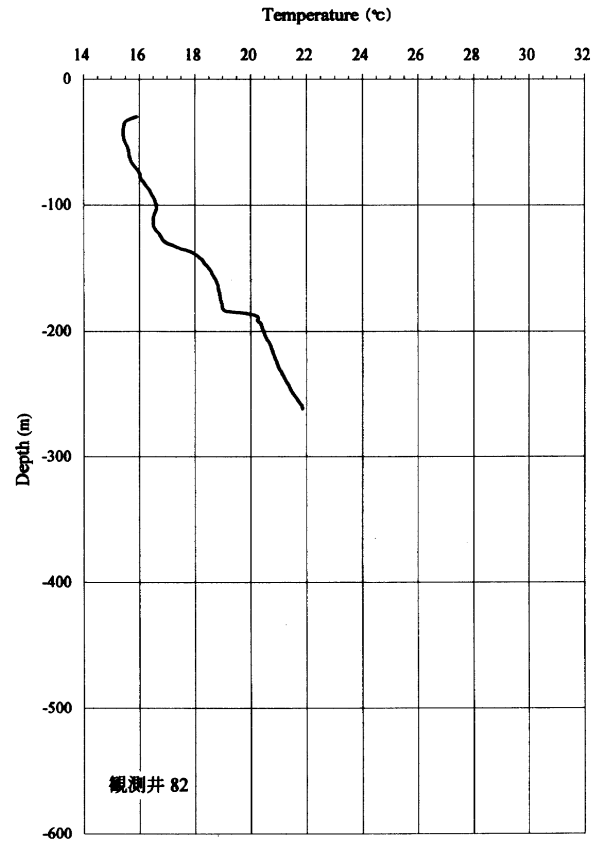
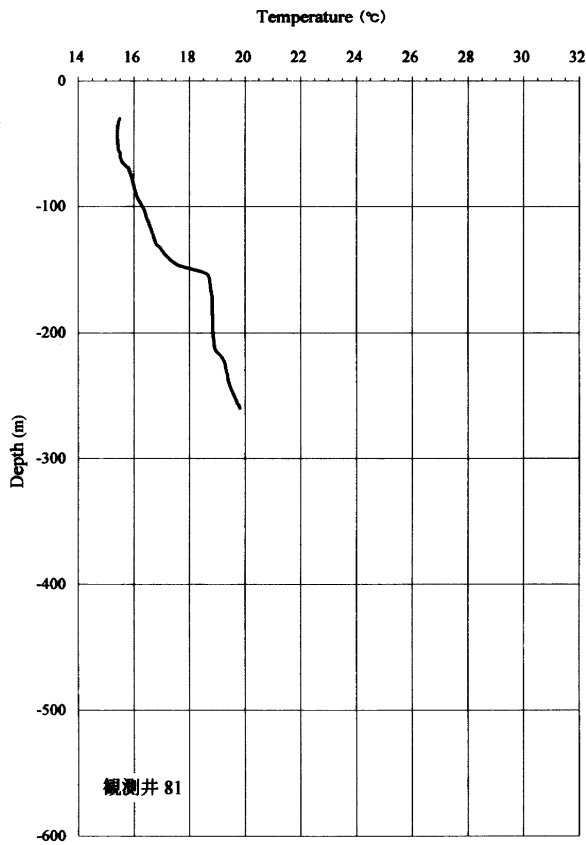
付図 観測井 73-76 鉛直温度プロフィール  
Appendix fig. Well 73-76 Temperature profiles.



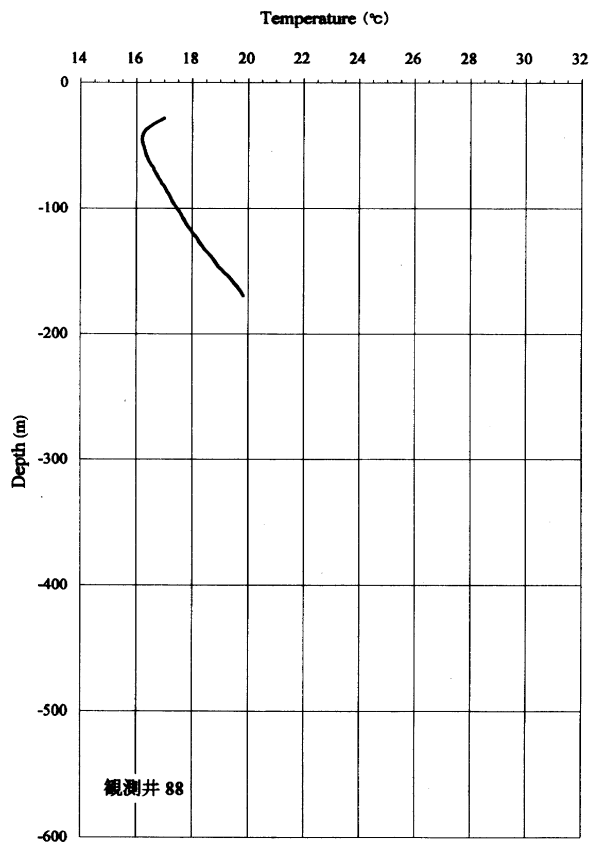
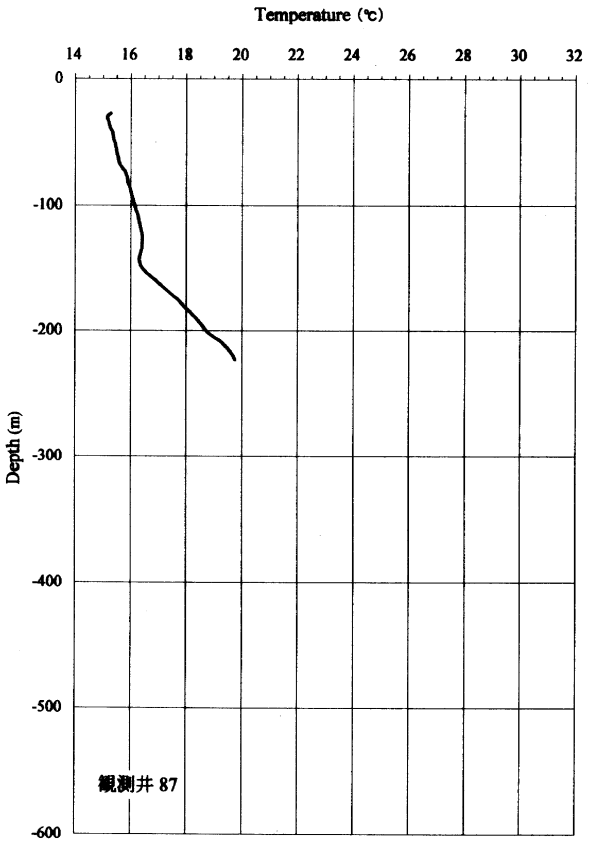
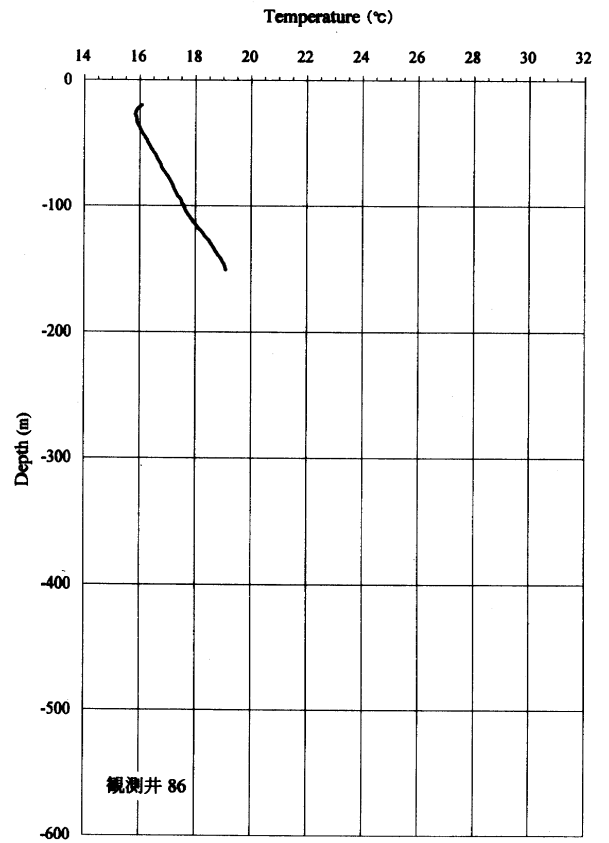
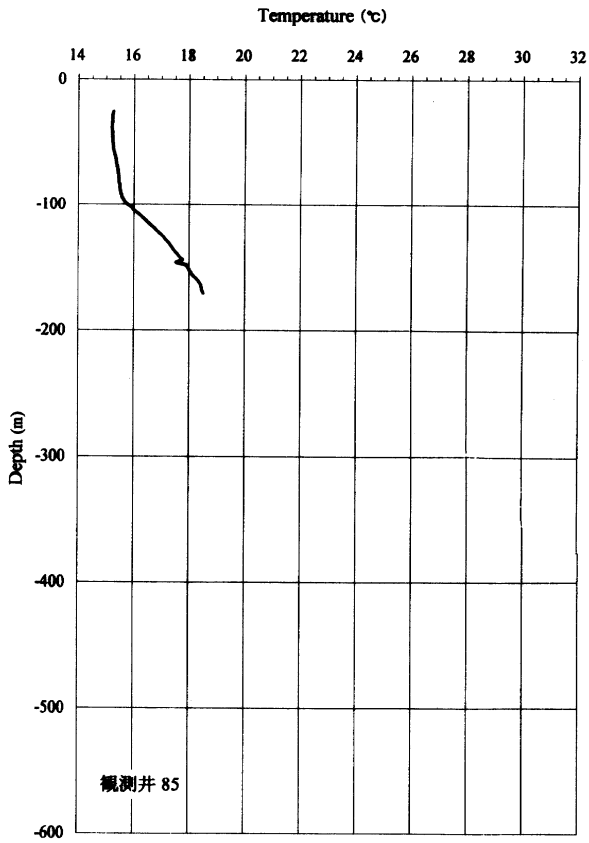
付図 観測井 77-80 鉛直温度プロフィール  
Appendix fig. Well 77-80 Temperature profiles.



関東平野における地下温度分布と地下水流動系 (宮越 ほか)



付図 観測井 81-84 鉛直温度プロファイル  
Appendix fig. Well 81-84 Temperature profiles.



付図 観測井 85-88 鉛直温度プロフィール  
Appendix fig. Well 85-88 Temperature profiles.