

# 地下温度分布と地下水流動

内田 洋平<sup>1)</sup>・安川 香澄<sup>1)</sup>・天満 則夫<sup>1)</sup>・大谷 具幸<sup>2)</sup>

## 1. はじめに

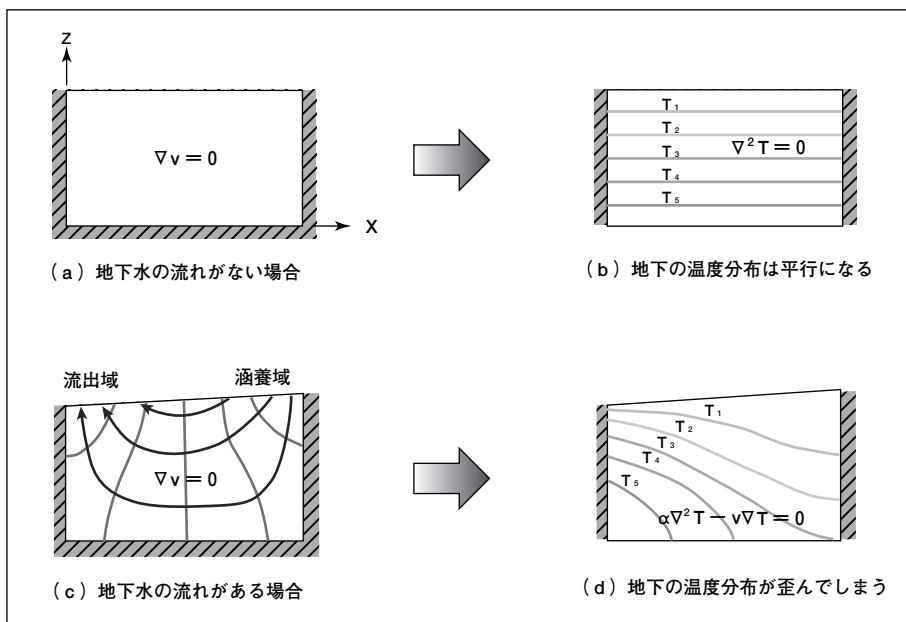
近年, 地球環境の観点から, 太陽エネルギーや風力等の自然エネルギーの利用が見直されてきており, 地中熱の利用にも関心が高まってきています. 地中熱とは, 空調や給湯の熱源として利用可能な土壌や岩盤中の熱エネルギーのことです. しかし, 日本では競合する空気熱源のシステムに比べ初期コストが高く, また諸外国と比べても導入コストが高いために, 地中熱の利用がなかなか進んでいないのが現状です.

地中熱利用システムを日本に適用する場合に考慮しなければならない要素の一つとして, 地下水の流れが挙げられます. 日本の大都市は主に平野や盆地に位置しており, 欧米などの安定大陸とは違い, 軟弱な

第四系の堆積層が厚く分布しています. この堆積層中では地下水の流れが非常に活発であり, 地中熱利用のシステム設計に大きな影響を及ぼしているのです. 本稿では, 地中熱利用システムを設置するには考えなくてはならない, 浅層の地下温度構造と地下水流動の関係について解説します.

## 2. 従来の研究

水文学の分野では, 古くから地下温度場の形成には, 熱の伝導だけではなく, 地下水流動に伴う熱の輸送が大きな役割を果たしていることが知られていました. また, 近年の温度測定機器の技術向上により, 地下の温度測定は, 精度も高くかつ容易に行われるよう



第1図  
地下水流動系と地下温度構造の関係.  $v$ は地下水の速度,  $T$ は温度,  $\alpha$ は熱伝導率. 原図は Domenico and Palciuskas (1973).

1) 産総研 地図資源環境研究部門  
2) 岐阜大学 工学部  
〒501-1193 岐阜市柳戸1-1

キーワード: 地下温度構造, 地下水流動, 熱輸送, トレーサー, 水質, 環境同位体

になりました。地下の温度は、地表面温度と地殻熱流量だけではなく、様々な要因によって変化します。従来、地殻熱流量は、地表面温度と孔底温度のデータから温度勾配を求め、熱パラメータ(熱伝導率)との積から求められていました。しかし、実際の地中の温度分布は地下水の流れによる熱輸送の影響を強く受けており、その分布には大きな偏りがあります(第1図)。特に浅層部分(第四系内)の地下温度分布は、その地域の広域的な地下水流動の影響を受けているだけではなく、都市化による地表面温暖化や揚水などの人為的な影響も受けており、非常に複雑です。この複雑な地下温度構造を把握することは、地中熱を経済的・効率的に利用するために必要不可欠です。

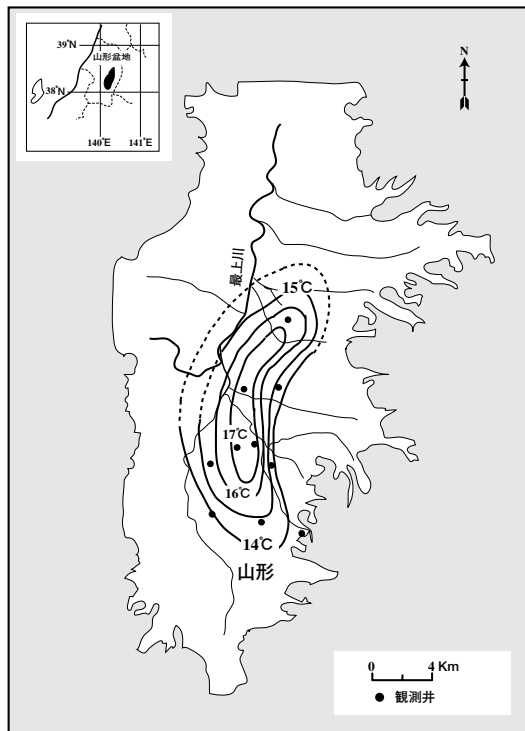
国内における3次元の地下温度分布と地下水流動に関する調査・研究には、谷口ほか(1989)の阿蘇西麓台地、Sakura(1993)の米沢盆地、また、内田ほか(1993)の山形盆地における同様な研究があります。いずれも、盆地周辺部では温度が低く中心部で温度が高くなる傾向を示しており、Domenico and Palciuskas(1973)の解析解を用いることにより、盆地内

の地下温度分布は広域地下水流動系を反映していることを示しました。また、内田ほか(2001)は、日本各地における浅層の地下温度分布に関する測定結果をまとめるとともに、広域地下水流動型、扇状地型、広域地下水流動と地表面温度上昇の複合型、地熱地域型の4つのタイプに浅層地下温度場を区分し、それぞれの特徴を述べています。

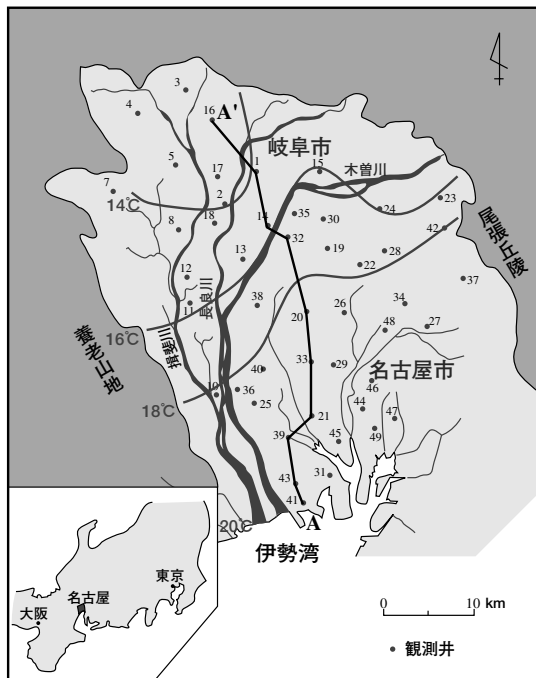
### 3. 地下温度分布の偏在性

第2図に山形盆地における地下の温度分布を示します。盆地内の地下水の一部は広域地下水流動系によって移動しています。つまり、地下水流動は、盆地の地形や地質などの条件に三次元的に支配され、周囲の山地や丘陵地で涵養された地下水は、盆地中央部の地表へ集中します。島や山地の地下水が発散型の流れであるとするれば、盆地の地下水は収束型の流れであると言えます。

乾燥・半乾燥地域の内陸部では、水は中央部の低地に集中し、蒸発が盛んなために、外洋へ流出する河川を持たない内部流域が存在します。日本のよう



第2図 山形盆地における標高50mの地下温度分布(内田ほか, 1993)。



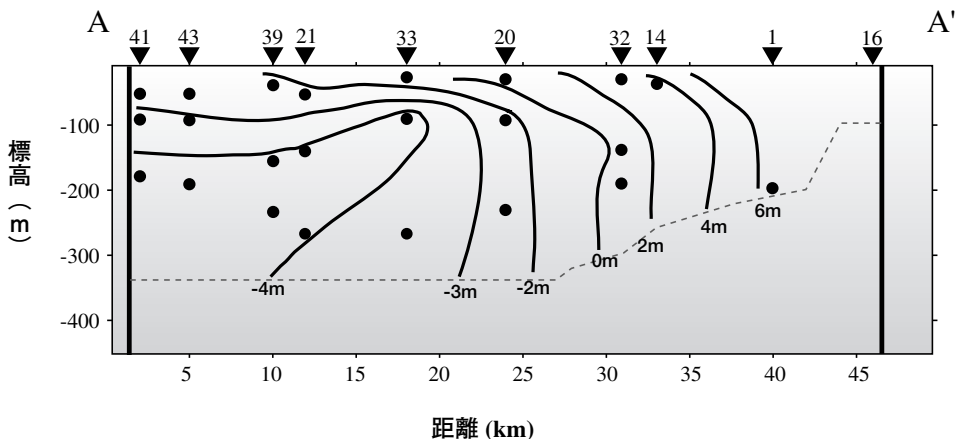
第3図 濃尾平野における標高-100mの地下温度分布(地質調査総合センター, 2005b)。A-A'断面の水理水頭分布と地下温度分布を第4図に示す。

な湿潤気候のもとでは内部流域は存在せず、全ての川は盆地の排水を集水して盆地の外へ流れています。盆地の地下温度分布は、このような地下水の広域流動系に大きく支配されており、涵養域である盆地の周辺部(山地や丘陵地)では温度が低く、流出域である盆地中心部では、地下水の熱輸送効果によって温度が高くなります。これは、地下水が盆地の中心部へ移動する間に、地下深部からの熱伝導によって次第に温められることによります。涵養域と流出域での同標高の地下温度を比較すると、山形盆地では3℃の違いが現れています。

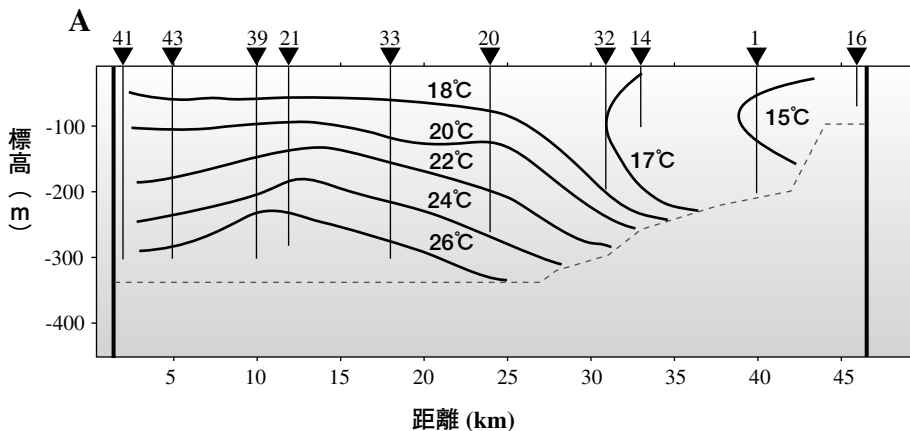
平野においても、盆地と同様に地下水流動の地下温度分布への影響が現れています。第3図に濃尾平野における標高-100mの地下温度分布を示します。濃尾平野の広域的な地下水は、主に平野の北部で涵養され、平野中心部および伊勢湾方面へ流動していると考えられています。地下の温度分布はこのような広域流動系による熱輸送の影響を受けて、平野北部の涵養域では14℃と低く、流出域である中心部から伊勢湾方面にかけて20℃以上と高くなっています(内田, 1998; 内田・佐倉, 1999)。第4図に、濃尾平野の南北断面(第3図中のA-A'断面)における水理水頭分布と地下温度分布を示します。地下水は、水理水頭(水理ポテンシャルとも言う)の高い方から低い方へ向かって流れます。この水理水頭分布(第4a図)から、濃尾平野の地下水の流れを読むことができます。平野中心部の標高-100mから-200mにかけて揚水の影響が地下水流動系に表れています。平野中心部の

標高-100mから-200mの範囲は揚水井のスクリーンすなわち取水部位が集中しており、その揚水の影響によって水理水頭の低下部分が形成されています。地下水はこの水理水頭の低下部に向かって流れています。また、平野中心部から南部にかけて地下-100m以浅の等水理水頭線は、地表面とほぼ平行に分布しています。この水理水頭の分布形態は、揚水によって強制的に浅層部の地下水を下方へ引き込む現象を示しており、これを誘発的涵養と呼んでいます。一方、広域の地下水流動系は、平野北部で涵養され、伊勢湾方面へ流出する形態を示しています。同断面の地下温度分布(第4b図)は、南部と北部とで、その温度分布に大きな違いが認められます。北部では南部と比べて温度が低く、温度勾配も低くなっています。これは、涵養域における地下水の下向きの流れによるものです。一方、南部においては、温度も温度勾配も高くなっています。これは、地下水流動に伴う熱輸送の結果です。

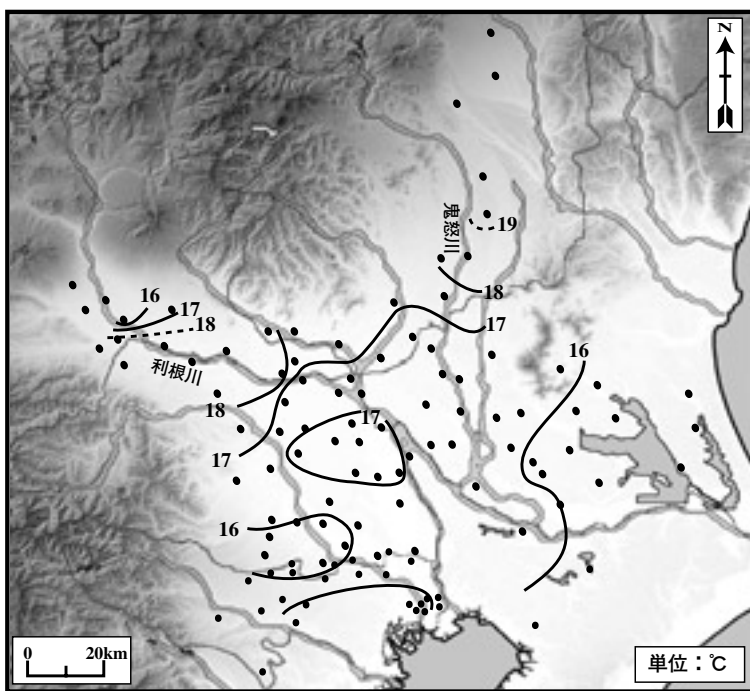
一方、関東平野における標高-50mの地下温度分布(第5図)は、濃尾平野の地下温度分布と比べて複雑であり、高温域および低温域の分布に地域性が認められます。温度の高い地域は、群馬県利根川沿い、および栃木県鬼怒川沿いの低地、関東平野中央部に分布しています。群馬県と栃木県の地形は三方を山地で囲まれ、細長い盆地状を呈しています。三方の山地周辺で地下水が涵養され、利根川と鬼怒川へ流出する地域的な流動系によって、それぞれの河川沿いに高温域が形成されていると考えられます。一方、



第4a図 第3図A-A'断面における水理水頭分布。ドットはスクリーン深度、破線は第四系と第三系の境界を示す(地質調査総合センター, 2005b)。



第4b図 第3図A-A断面における地下温度分布. 実線は観測井の測定深度を示す(地質調査総合センター, 2005b).



第5図 関東平野における標高-50mの地下温度分布(地質調査総合センター, 2005a).

平野中央部に分布している高温域は、濃尾平野と同様に関東平野周辺の山地や丘陵地で涵養され、平野の中央部に集まる広域的な流動系によって形成されていると推察されています(宮越・内田, 2001).

#### 4. 仙台平野における地下温度構造の研究

地中熱利用に関しては、ヒートポンプを用いて採熱

量を上げる場合が多く、その設計や設置方法、地中熱利用に関する圃場実験や数値シミュレーションなどの研究が、数多く行われています(例えば、藤井ほか, 2004など)。これらの研究では、建築物一棟の周辺のみといった比較的狭い範囲で数値モデルの境界を設定し、境界における熱および地下水の流れに関しては考慮していない例が殆どです。しかし、住宅地などに地中熱利用システムを導入する場合には、効率の

良いシステム設計をするためにも、比較的広範囲にわたる地下水流動・熱輸送モデルを構築し、流域全体における地下水流速や地下の温度分布を把握することが必要です。また、地中熱利用の地下環境への影響を評価するためにも、流域規模の大きさを有するモデルが必要です。

産総研・地圏資源環境研究部門では、平成13～15年度に、新エネルギー・産業技術総合開発機構(NEDO)の産業技術研究助成事業「地中熱利用の最適化のための地下水水理予測手法に関する研究」を実施しました。この研究の一環として、仙台平野における地下温度構造の現地調査、およびシミュレーションモデルの構築を行いました。ここでは、仙台平野の調査結果と広域シミュレーションモデルについて紹介します。

#### 4.1 測定結果

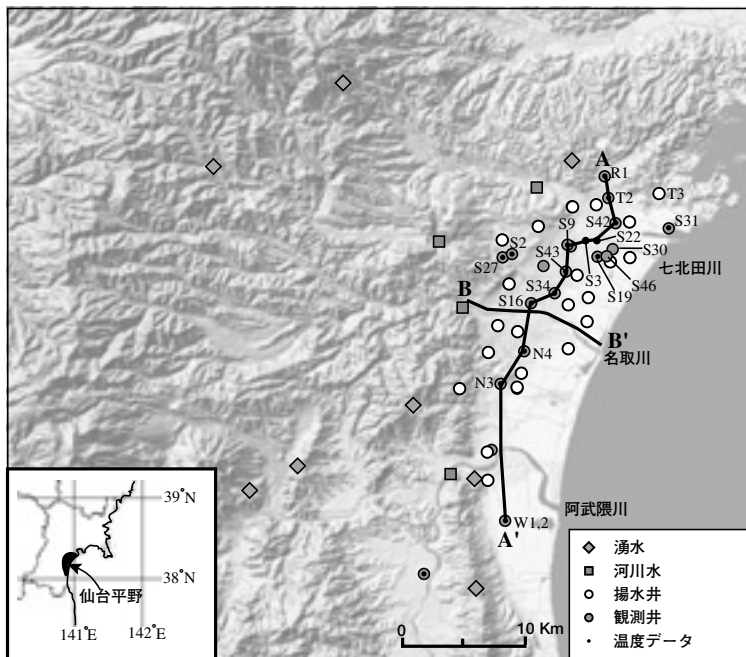
仙台平野は、宮城県南東部に位置する海岸平野です。平野は南北に細長く、海岸線から後背山地・丘陵地までの距離が約10km、海岸線長は約40kmです。現地調査は、県および市町村が管理する地盤沈

下対策用観測井(18地点)、上水道・工業・個人用揚水井(31地点)、湧水(8地点)、ならびに河川(6地点)の合計63地点を対象として、2000年から2003年にかけて実施しました(第6図)。

採取した試料は、現地にて水温、pH、および電気伝導度(以下、EC)を測定し、試料の一部はポリビンに詰めて実験室に持ち帰り、目的別の分析を実施しました。

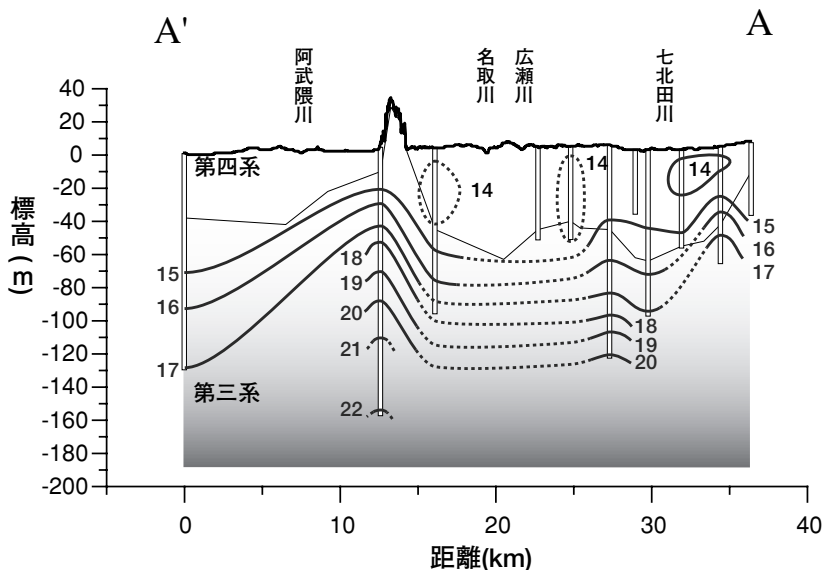
前章でも述べましたが、一般に堆積盆地や堆積平野の地下温度分布は地下水の流動の影響を受けており、地下水の涵養域と流出域とでは温度に違いが認められます。しかし、仙台平野の平面地下温度分布には、両者の明瞭な温度差が確認されませんでした。そこで、仙台平野における地下温度構造をもう少し詳細に見てみましょう。南北の測線断面(A-A'断面)における地下温度分布を第7図に示します。第四系内の地下温度は約14℃～15℃で、温度勾配が非常に小さいことが特徴です。一方、第三系内では深度と共に地下温度が上昇しており、3℃/100m以上と第四系内と比較して高い温度勾配を示しました。

地下水の水質組成は、第四系内では滞留時間の短



第6図 仙台平野における調査地点(内田ほか, 2005)。A-A'断面における地下温度分布を第7図、B-B'断面における水理水頭分布と温度勾配分布の計算結果を第11図に示す。

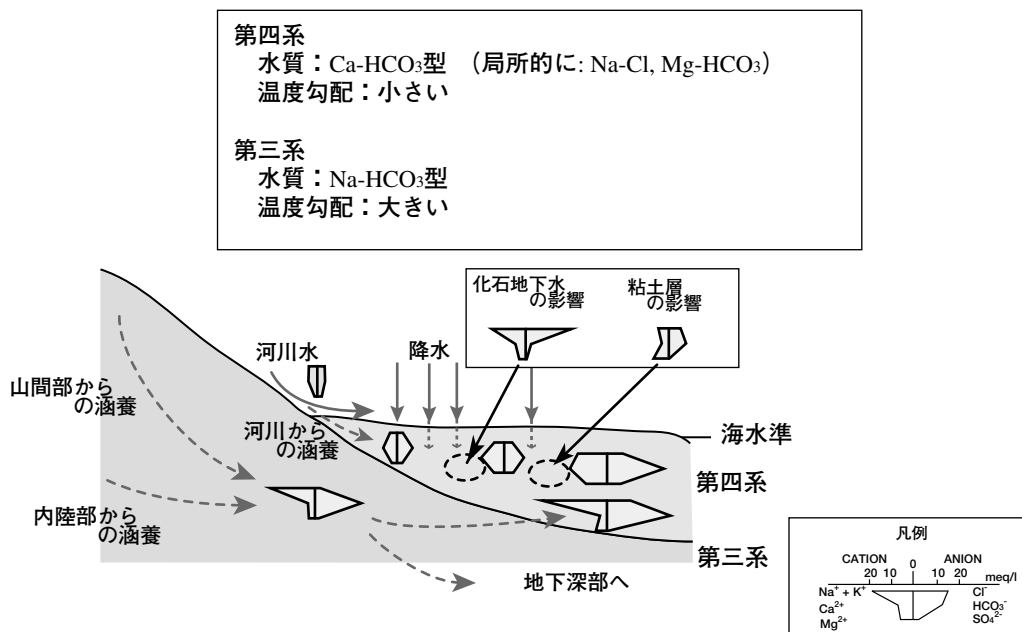




第7図 第6図A-A'断面における地下温度分布(地質調査総合センター, 2004).

いことを示す重炭酸カルシウム型を示し、第三系内では滞留時間の長いことを示す重炭酸ナトリウム型を示しました。一方、酸素・水素同位体比には、採水された深度に対する依存性が見られました。特に、第三系内の地下水は、第四系内の地下水よりも同位体

比が軽く、標高の高い地域で地下水が涵養されたことを示唆しています。これらの水質組成と酸素・水素安定同位体比の空間分布から、仙台平野における地下水流動系は、第四系内と第三系内で大きく異なると考えられます(第8図)。



第8図 仙台平野における地下水流動の概念図(内田ほか, 2005).

平野部の第四系内では、温度勾配が小さく、地下温度は約14℃を示す一方、第四系の基底面付近から第三系内にかけては、温度勾配が大きくなっています。第四系内の地下水は比較的滞留時間の短い水質を示しており、平野周辺部および河川などから涵養されていると考えられます。つまり、地表面から地下への地下水涵養に伴う冷熱の輸送が広範囲にわたって行われるため、第四系内の地下温度は低く、ほぼ14℃で一定の値を示すと思われます。

#### 4.2 3次元地下水流動・熱輸送モデル

次に、現地調査から得られた地下水流動系と地下温度構造の結果を再現する3次元地下水流動・熱輸送モデルについて紹介します。

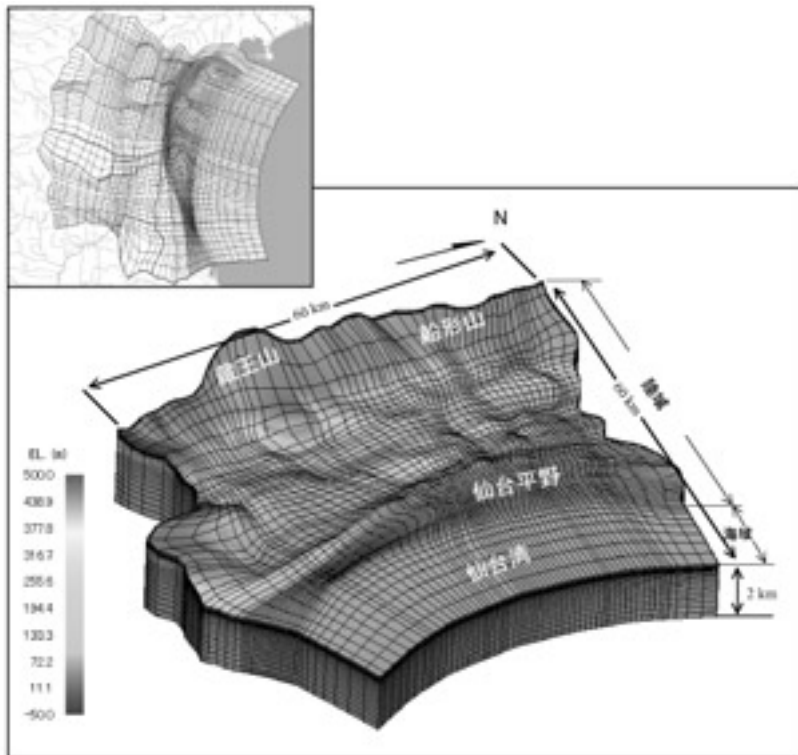
モデル化は、蔵王山系から仙台平野全域におよぶ約3,600km<sup>2</sup>を対象として行いました(第9図)。最終的なモデルの分割は、本誌(30～37頁)の天満ほかで示したように平面格子系は、19,599分割、総格子数は587,970分割です。モデルの範囲を仙台平野周辺だけではなく、平野の地下水を涵養している山間部ま

で拡大したのは、平野へ流入している地下水をできる限り正確に表現するためです。

本モデルにおける水文地質および熱輸送に関するパラメータを第1表に示します。これらのパラメータは、各地層に対する一般的な値の範囲内としました。

第10図に第7図と同じ断面における地下温度分布の計算結果を示します。観測結果と同様に、第三系が地表まで出ている部分(N3, R1近傍)の地下温度が、周辺よりも高くなっています。一方、S22～S43の間においては、第四系内の温度の計算結果が測定結果よりも高くなっています。その理由としては、モデルではこの付近に第四紀層の薄い領域があり、基盤である第三紀層からの熱供給があるためと考えられます。

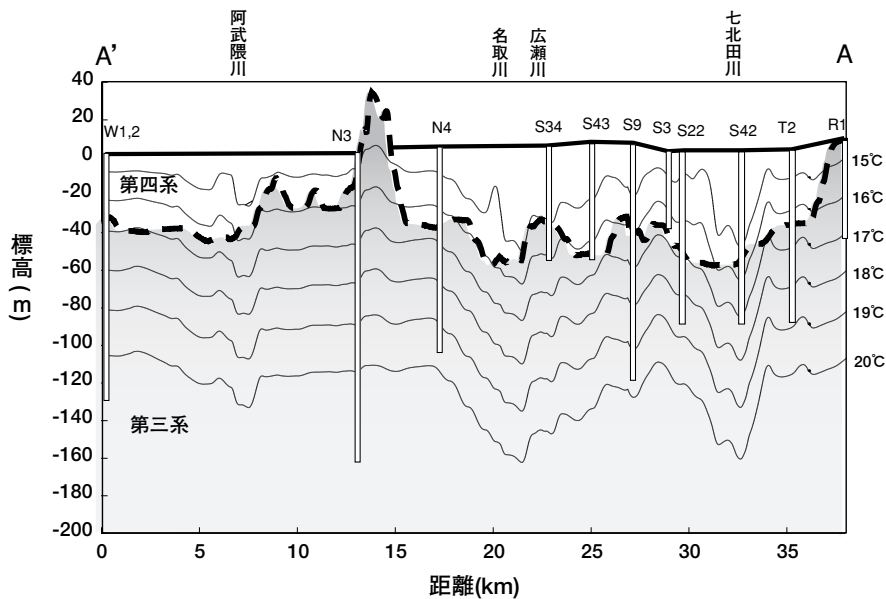
また、地下水の流れと地下温度構造の関係を把握するために、東西断面(第6図B-B'断面)における水理水頭分布と鉛直方向の温度勾配分布の計算結果を示します(第11図)。第四系内の等ポテンシャル線は、ほぼ垂直に分布しており、地下水がほぼ水平に流動することを示しているのに対し、第三系内の等ポテ



第9図 仙台平野におけるモデル化の範囲(内田ほか, 2005) →口絵参照。

第1表 仙台平野の3次元地下水流動・熱輸送モデルにおける水文地質および熱輸送に関するパラメータ(内田ほか, 2005).

絶対浸透率	第四系： $2 \times 10^{-11}$ (m <sup>2</sup> ) 第三系： $1 \times 10^{-15}$ (m <sup>2</sup> )
有効空隙率	第四系：20 (%) 第三系：10 (%)
熱伝導率	地層：第四系 0.93 (W/m・K), 第三系 1.20 ~ 1.70 (W/m・K) 水：0.561 (W/m・K) 空気：0.0241 (W/m・K) 流体の熱伝導率 $\lambda_f$ は、当該位置(格子)における水、空気の存在比に応じて、それぞれの熱伝導率 $\lambda_{water}$ , $\lambda_{air}$ と水相飽和率 $S_w$ の関数として以下のように仮定する。 $\lambda_f = \lambda_{water} S_w + \lambda_{air} (1 - S_w)$
比熱	水：4.2 (kJ/kg・K), 岩石：0.96 (kJ/kg・K), 空気：1.0 (kJ/kg・K) 流体の比熱は、次式により近似する。 $c_f = c_{water} S_w + c_{air} (1 - S_w)$
岩石密度	2,500 (kg/m <sup>3</sup> )
大気温度	14.5°C (仙台気象台平均気温より)
降雨条件	1.71 (mm/d) (仙台気象台平均降水量より)
温度境界条件	上面：大気温度 (14.5°C), 下面：79°C (固定境界), 側面：断熱境界
初期温度勾配	0.03 (°C/m)



第10図 地下温度分布の計算結果(内田ほか, 2005). 破線は第四系と第三系の境界を示す.

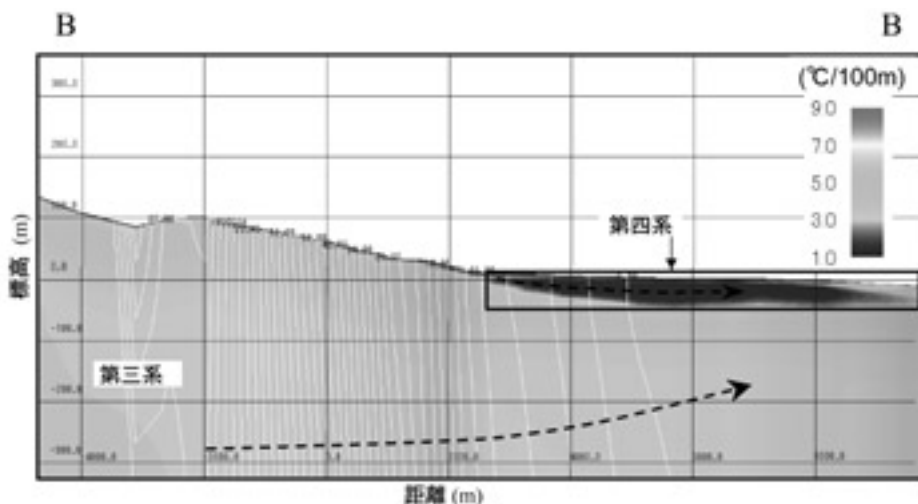
ンシャル線は、海側に傾斜しており、平野山地方向の下部から海岸方向へ向かって上昇する地下水流動の存在を示しています。そして、温度勾配分布に於いては、第四系内では勾配が小さいのに対し、第三系内では勾配が大きくなっています。この温度勾配の違いは、第四系内と第三系内の地下水流動の形態が大きく異なるために生じているものです。

く異なるために生じているものです。

全体として、観測値と計算結果はよく一致しており、本研究により得られたモデルは、現地調査から明らかになった仙台平野の地下水流動系と地下温度構造をほぼ正しく表現していると言えるでしょう。

地中熱利用による周囲への温度影響評価を行う際





第11図 B-B断面における水理水頭分布と温度勾配分布の計算結果(内田ほか, 2005)。

には、本研究で構築された3次元地下水流動・熱輸送広域モデルから、対象とする建物周辺の部分を切り出して用いることにより、設定の難しかった建物や街区単位のモデルの境界条件や、広域地下水流動の影響を組み入れたシミュレーションが可能となります。

#### 参考文献

- 地質調査総合センター(2004):水文環境図No.1「仙台平野」,地質調査総合センター。  
 地質調査総合センター(2005a):水文環境図No.3「関東平野」,地質調査総合センター。  
 地質調査総合センター(2005b):水文環境図No.4「濃尾平野」,地質調査総合センター。  
 Domenico, P. A. and Palciauskas, V. V. (1973): Theoretical analysis of forced convective heat transfer in regional groundwater flow. Geol. Soc. Amer. Bull., 84: 3803-3814.  
 藤井 光・石上 孝・大島和夫・金子 泰(2004):大地結合ヒートポンプシステムを用いた融雪システムの設計に関する実験および数値的検討,日本地熱学会誌, 26, 39-57。  
 宮越昭暢・内田洋平(2001):関東平野における地下温度分布と地下水流動系,地質調査研究報告, 52, 6/7, 253-290。  
 Sakura, Y. (1993): Groundwater flow estimated from temperatures in the Yonezawa basin, northeast Japan. Int. Assoc. Hydrol. Publ. 215, 161-170。  
 谷口真人・島野安雄・榎根 勇(1989):地下水温を用いた阿蘇西麓台地の地下水流動解析, ハイドロロジー, 19, 171-179。  
 内田洋平(1998):濃尾平野における揚水の地下温度場と与える影響について, 日本水文科学会誌, 28, 45-60。  
 内田洋平・佐倉保夫(1999):濃尾平野における地下温度プロフィール, 地質調査所月報, 地質調査所, 50, 635-659。  
 内田洋平・佐倉保夫・荒川高嗣(1993):山形盆地の地下の温度分布から推定される地下水流動, ハイドロロジー, 23, 169-179。  
 内田洋平・佐倉保夫・谷口真人(2001):日本の浅層地下温度場-新しい地下温度場の捉え方-, 日本地熱学会誌, 23, 167-180。

内田洋平・安川香澄・天満則夫・大谷具幸・森 康二(2005):仙台平野における地下温度構造に関する研究その1.3次元地下水流動・熱輸送広域モデルの構築, 日本地熱学会誌, 27, 115-130。

#### 付記. 地下温度データの公表

地質調査総合センターの前身である地質調査所では、主に地下水の賦存量を表現した計41地域の「日本水理地質図」シリーズが刊行されてきました。この内容を見直し、地下水を含む水文環境を流動や質に重点を置いて新たに編集・出版することになったのが「水文環境図」シリーズです。

従来の地下水流動に関する研究では、地下水中の溶存成分、環境同位体などがトレーサーとして用いられていました。しかし、各トレーサーはそれぞれ異なる特性を有するので、それらのトレーサーを個別に使用するよりも複合的に用いたほうが、より高精度の調査・研究が可能となります。水文環境図はCD-ROMの形式で提供され、そこには、地下水位、一般水質、酸素・水素安定同位体比に加えて、観測井で測定された温度-深度プロフィール、地下の温度分布図などの様々なデータが収録されています。水文環境図に掲載されているデータは、従来の地下水の研究だけではなく、地中熱利用のための基礎データとしての活用が期待されます。

UCHIDA Youhei, YASUKAWA Kasumi, TENMA Norio and OHTANI Tomoyuki (2005): Subsurface thermal structure and groundwater flow system.

<受付: 2005年4月18日>