

## 鈴鹿東縁断層帯における地下水観測井の新設—北勢観測井—

佐藤 努\* 高橋 誠\* 佃 栄吉\* 上村 尚\*\* 菅原豊松\*\*

Tsutomu SATO, Makoto TAKAHASHI, Eikichi TSUKUDA, Hisashi UEMURA and Toyomatsu SUGAWARA (2000) A new groundwater observation well constructed on the Suzuka-toen fault zone - the Hokusei well -. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 51 (1), p. 1-16, 8 figs., 5 tables.

**Abstract:** A new observation well, the Hokusei well, was constructed on the Suzuka-toen fault zone for earthquake prediction and monitoring the activity of faults. As for the geology at the Hokusei well, a syncline of the Quaternary formation is reported in addition to an active fault, the Fumotomura fault. To monitor two kinds of groundwater contained in such geologic structures, syncline and active fault, the Hokusei well have double casing pipes that are arranged concentrically. The depth of the wells are 290 m and 500 m of the outer and inner pipes, respectively. In the inner pipe, there is a sequence of the screen near the axis of the syncline. In the outer pipe, there are three sequences of the screens near the Fumotomura fault.

The depth of the Fumotomura fault at the point of the well is assumed to be 170 - 190 m based on the core sample observation. The groundwater obtained from the fault depth is characterized to be rich in Si and Fe. The transmissivities of all aquifers are estimated to be about  $10^{-6}$  m<sup>2</sup>/s by pumping tests.

### 要 旨

北勢観測井は、地質調査所が1997年から1998年にかけて設置した活断層モニタリング施設の一つである。地震予知研究を視野に入れた活断層モニタリングを目的とし、鈴鹿東縁断層帯に属する麓村断層を貫くように掘削されている。麓村断層の下部には向斜構造が発達しており、北勢観測井の構造は、断層および向斜軸付近の地層を帯水層とする2種類の地下水の観測を同時に行うため、2重管構造となっている。井戸の深さはそれぞれ内管が500m、外管が290mで、前者のスクリーン深さ(429-439m)は向斜軸付近に、後者の2番目のスクリーン(184-205m)は麓村断層付近に設置されている。

北勢観測井における麓村断層の深度は、コア試料の観察などから170m~190m付近と推定される。断層付近の帯水層の地下水は、その上下3つの帯水層から得られた他の地下水と比べてSiやFeを多く含むことが判明した。しかし揚水試験から得られた透水量係数は、どの帯水層もほぼ同じ値を示し、およそ $10^{-6}$  m<sup>2</sup>/sであった。

### 1. はじめに

地質調査所地震地質部変動解析研究室では、地震予知

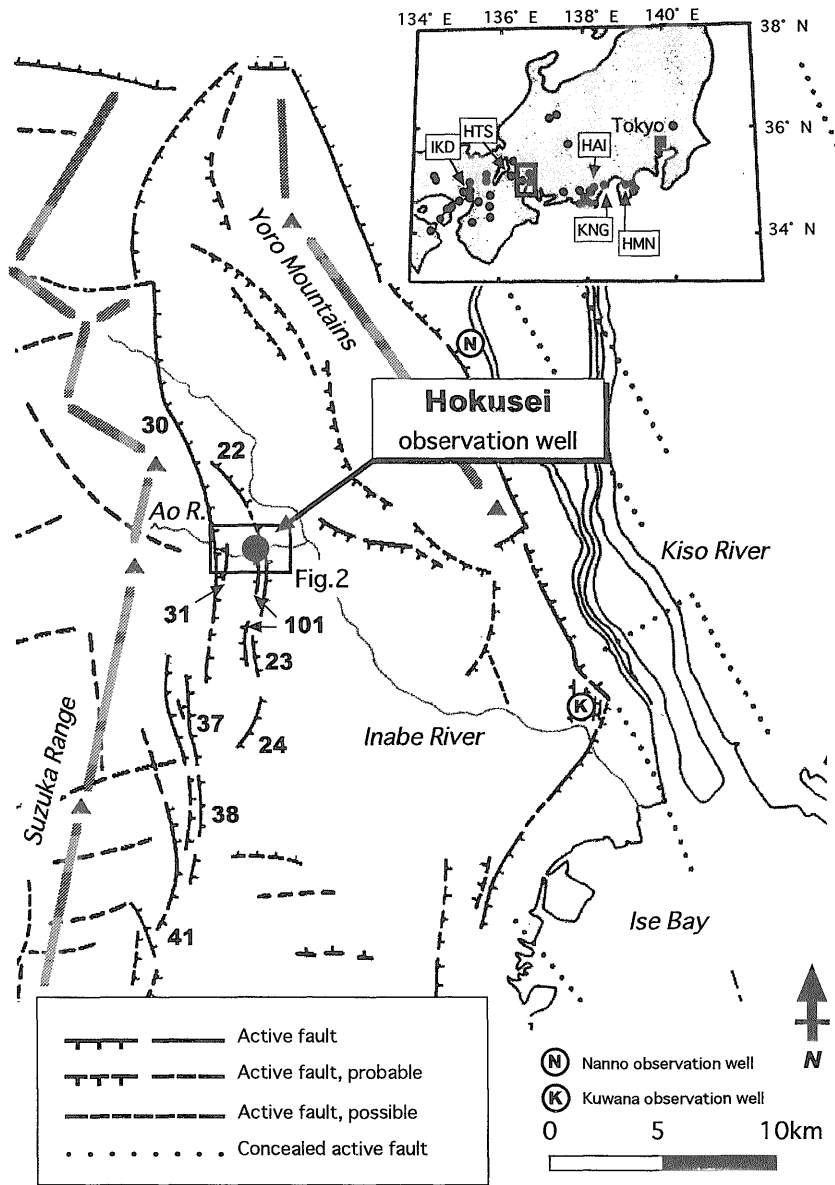
や活断層モニタリングを目的として、観測井における総合観測を行っている。観測項目は、地下水位、地殻歪、水温、化学組成、ラドン濃度、地震動、傾斜、GPS、気圧、雨量と多岐にわたり、観測地域は東海地域の15ヶ所をはじめとして南関東地域(2ヶ所)、中部内陸地域(3ヶ所)、近畿地域(25ヶ所)に広がっている(第1図参照)。特に中部内陸地域と近畿地域の計28ヶ所は、1995年1月17日に発生した兵庫県南部地震(M7.2)を契機として整備された新規観測井で、本報で紹介する北勢観測井もこれに含まれる。これらの観測の全体像については、佃(1998)によってまとめられているので参照されたい。

兵庫県南部地震の発生前における地質調査所での地下水観測は、主に東海地域および南関東地域で行われており、観測項目は主に地下水位もしくは自噴量、水温、化学組成、ラドン濃度、気圧、降水量等であった(高橋, 1993)。これらの観測井の中には、地質構造に特徴を持つものがいくつか存在する。主な例として挙げられるのは、向斜構造の所に設置された榛原および草薙観測井(第1図右上のHAIおよびKSN)や、断層上に設置された姫の湯観測井(第1図右上のHMN)である。これらの観測井では、その他の観測井に比べて地震に伴う変化が多く観測されており、地質構造の影響である可能性も考えられている(例えば松本, 1996)。

榛原観測井(HAI)は、静岡県中部に位置する(第1図)。Matsumoto(1992)は、1981年から10年以上にかけ

\*地震地質部 (Earthquake Research Department, GSJ)  
\*\*日鉄鉱業コンサルタント(株) (Nittetsu Mining Consultants Co., Ltd.)

Keywords: groundwater, Hokusei, Fumotomura fault, Suzuka-toen fault zone, Earthquake prediction



第1図 北勢観測井の位置。活断層位置と番号は活断層研究会(1991)による。活断層の名前は番号と共に第1表に記した。図右上は地質調査所の観測井(HAI: 榛原, KSN: 草薙, HMN: 姫の湯, HTS: 秦荘, IKD: 池田)の位置を示す。  
 Fig. 1 Location map of the Hokusei observation well. Distribution and number of the active faults are according to Research Group for Active Faults of Japan (1991). Name of the active faults are shown in Table 1. The upper right map shows the location of the observation wells of the Geological Survey of Japan (GSJ) (HAI: Haibara, KSN: Kusanagi, HMN: Himenoyu, HTS: Hatasho, IKD: Ikeda).

て得られた榛原観測井の水位記録について、多変量回帰および自己回帰モデルによる時系列解析を行い、地震に伴う変化を抜き出すことに成功した。それによると、少なくとも15以上の地震に関して地震後の水位変化が検出され、そのうち5つの例については、地震前にも水位変化に一定のパターンが現れたことが明らかになっている(松本, 1996)。松本(1996)は、気象庁の地殻歪データとの比較からこれらの水位変化は地殻歪変化によってもたらされたと考え、その最大の要因として榛原観測井の帯水層の非排水性の可能性を挙げている。また、1994年

に完成した静岡県中部に位置する草薙観測井(第1図右上のKNG)においても、榛原とよく似た地震後の水位変化が観測されている(松本, 1996)。反射法探査によって明らかにされた草薙観測井の地質構造(高橋・佃, 1998)からは、観測井が地質の向斜構造の軸近くに位置することが明らかになっている。草薙観測井では榛原観測井と同様に地下水が流動しにくい状態と予想され、このことが地震による水位変化が現れやすい要因になっているのではないかと述べられている(佃, 1998)。

姫の湯観測井(HMN)は伊豆半島中部に位置し(第

1 図), 井戸は断層上に掘削されている。1970年代から頻繁に起きている伊豆半島東方沖群発地震活動時や付近で生じた中規模地震時には, 毎回のよう自噴量の増加が観測されている(高橋, 1993)。断層において地震に伴って地下水に異常が見られるという現象は, 1995年兵庫県南部地震の際にも確認されている。この地震後に行った淡路島北部における地下水調査では, 地震直後に主に活断層や地質境界上で異常に地下水が湧出したことが明らかになった(佐藤・高橋, 1997)。断層上における地下水観測は現在まで様々な研究機関によって行われており, 断層以外の場所と比較して地下水異常が現れやすいケースがあることが報告されている(小泉, 1997)。

地質調査所では, 平成8年度補正予算によって近畿地域周辺において活断層モニタリング施設を設置することとなり, 我々は三重県北部に位置する鈴鹿東縁断層帯(松田, 1990)を候補地の1つとして選定した。鈴鹿東縁断層帯は, 南北に約34kmにわたってのびる活動度Bの活断層帯である(第2章参照)。この断層帯では, 1995年兵庫県南部地震を契機にして, 三重県地域活断層調査委員会(1996)によって重点的に調査が行われている。特に青川沿い(第1図)においては, 大深度反射法探査によって断層位置や地質構造が調査され, 断層下部に向斜構造が存在することが明らかになった。そこで我々は, 断層面上の地下水と向斜構造上の地下水を同時に観測できる観測井を青川沿いに設置した。本報では, こうして新設された北勢観測井について, まず観測井周辺の地質構造や活断層分布について述べ, 観測井の構造, そして掘削時に得られたデータなどを特に帯水層の水理定数に着目

して報告する。

## 2. 観測井付近の地質構造

北勢観測井は, 三重県員弁郡北勢町の青川沿いに位置する(第1図)。西に鈴鹿山脈, 東に養老山地がそびえ, その間を員弁川が北西-南東方向に流れている。観測井が面する青川は, この員弁川の支流の1つである。

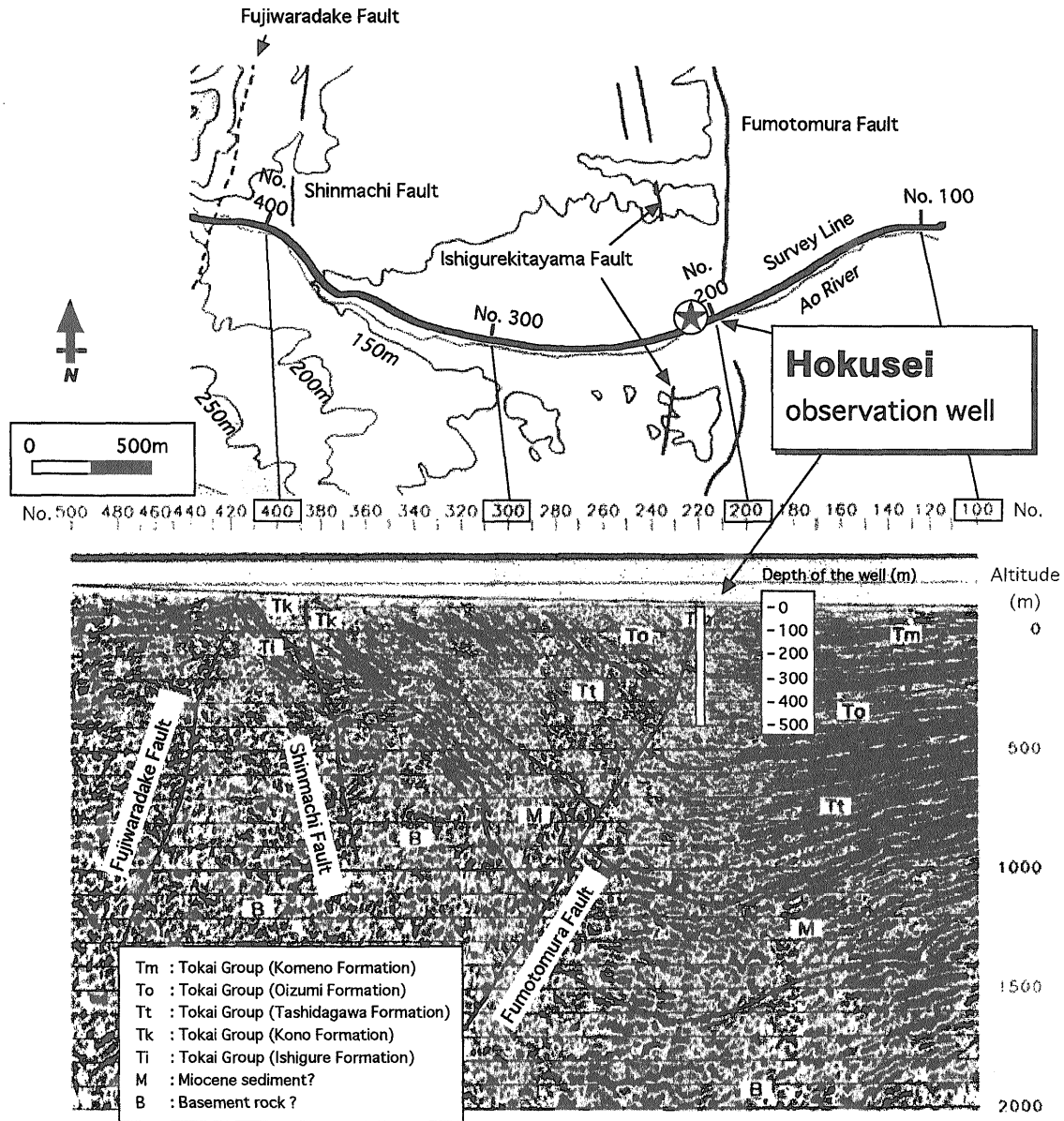
北勢地域は, 活断層が多く存在する地域でもある。第1図には, 活断層研究会(1991)による活断層の位置を示したが, 北勢観測井付近には南北方向にのびる断層がいくつか存在する。図中の番号は活断層研究会(1991)で用いられているもので, 第1表に断層名を記した。特にNo.22~24, 30, 37, 38, 41については, 松田(1990)によって「鈴鹿東縁断層帯」と名付けられている。この鈴鹿東縁断層帯に属する活断層は, いずれも平均すべり速度が0.1~1 m/1000yの範囲内と考えられており, 活動度はBとされている(活断層研究会, 1991; 松田, 1990)。

1995年兵庫県南部地震を契機として, 三重県地域活断層調査委員会(1996)が鈴鹿東縁断層帯の総合的調査を行った。その結果, 鈴鹿東縁断層帯の断層長は約34kmで, 発生地震の最大規模はマグニチュード(M)7程度と推定されている。また, 地震の発生間隔は約4,000年~6,000年と推定され, 最新の活動時期が11世紀初めから15世紀初めと推定されることから, 現時点ではM7程度の地震発生については切迫した状態ではないと結論づけられている。しかし我々が最も着目したのは, 青川沿いで行われた大深度反射法探査結果であった。

第1表 北勢地域の活断層(活断層研究会, 1991)。

Table 1 Active faults in Fig.1. (Research Group for Active Faults of Japan, 1991).

Number in Fig.1	Name of active faults	Average slip rate (m/1000y)	Remarks
22	Hatta	0.1~1	"Fumotomura" fault (Ota and Sangawa, 1984)
23	Uga	0.1~1	"Fumotomura" fault (Ota and Sangawa, 1984)
24	Tabika	0.1~1	"Fumotomura" fault (Ota and Sangawa, 1984)
30	Fujiwaradake	0.1~1	
37	Shakadake	0.1~1	"Odaka" fault (Ota and Sangawa, 1984)
38	Gozaishodake	0.1~1	"Komono" fault (Ota and Sangawa, 1984)
41	Nyudougatake	0.1~1	
31	Shinmachi	0.1~1	0.01~0.06m/1000y (Ota and Sangawa, 1984)
101	Ishigurekitayama	0.01~0.1	



第2図 北勢観測井と周囲の断層との位置関係。断層位置は太田・寒川(1984)、反射断面図は三重県地域活断層調査委員会(1996)による。Tm:東海層群米野累層, To:東海層群大泉累層, Tt:東海層群多志田川累層, Tk:東海層群古野累層, Ti:東海層群石樽累層, M:やや確度は低いが中新統相当層と推定される, B:やや確度は低いが基盤岩と推定される。

Fig. 2 Relationship between location of the Hokusei observation well and distribution of the active faults near the well. Distribution of the faults and a seismic log are according to Ota and Sangawa (1984) and Committee for Regional Active Fault Survey of Mie Prefecture (1996), respectively.

三重県地域活断層調査委員会(1996)による大深度反射法探査は、員弁川の支流の青川沿いで行われた(第2図)。この青川は北勢町と大安町の境界に位置し、西側の鈴鹿山脈から東側の員弁川へほぼ東西方向に流れている。また青川には、鈴鹿東縁断層帯に属する幾つかの活断層が交わっている。その断層名を挙げると、上流(西)側から藤原岳断層、新町断層、石樽北山断層、麓村断層である。麓村断層は、活断層研究会(1991)では治田断層(No.22)、宇賀断層(No.23)、田光断層(No.24)の3つに分けられている断層で(第1図、第1表)、太田・

寒川(1984)によってまとめられ麓村断層と名付けられた。最近ではこの麓村断層という名前が一般的に使われており、地質図等にも用いられている(吉田ほか, 1991)ことから、本報では麓村断層の名称の方を使用する。青川沿いにおける大深度反射法探査は、これらの断層の断面を視覚化すると共に、麓村断層の下部に向斜軸が存在することを明らかにした。

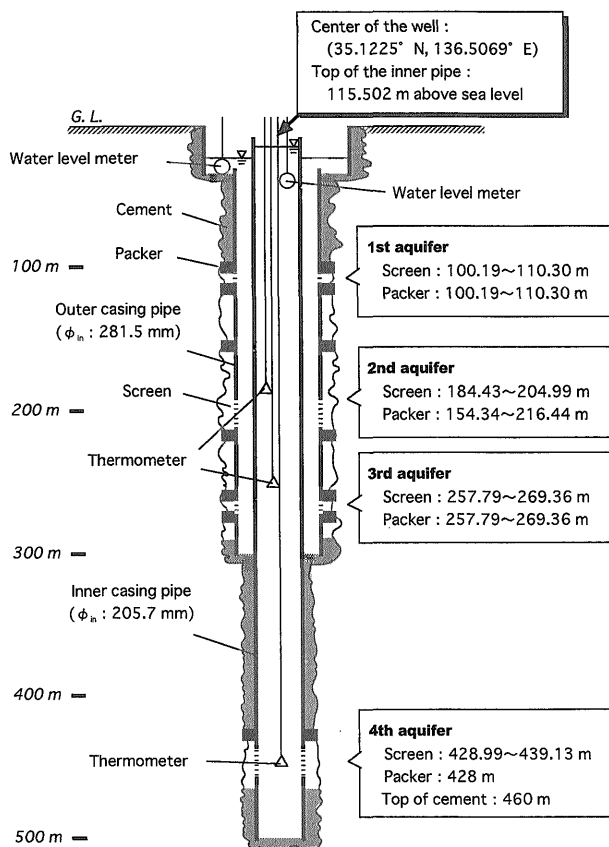
第2図に、大深度反射法探査の結果(三重県地域活断層調査委員会, 1996)の一部を示した。まず麓村断層(図中No.200:このNo.は大深度反射法探査の際に用いられ

た場所を示す番号) 付近を境界にして、地層の傾きが東西で大きく異なることが読みとれる。麓村断層はその境界に沿って地下に延びると考えられ、第2図から傾きは西傾斜約45°と推定されている。藤原岳断層や新町断層についてもその断面が明らかになっており、藤原岳断層は西傾斜、新町断層は東傾斜と考えられている。

また第2図からは、No.200付近の地下に向斜構造が存在することも読みとることができる。地上付近には麓村断層が存在し向斜構造も発達していないが、地下深部になるにしたがってだんだんと向斜構造が発達し、向斜軸は断層面から離れていくように見える。そこで我々は、No.200付近である程度の深さの観測井を設置すれば、上部において断層面上の地下水を、下部において向斜軸上の地下水を観測できると考えた。具体的には第2図の反射断面図に白抜きで示したように、麓村断層が地上に露出する地点 (No.200) 付近から150mほど西側 (No.220付近) において、深さ500mの井戸の掘削を計画した。このようにして、北勢観測井の概要は決定された。

### 3. 観測井の概要

第3図は、北勢観測井の構造図である。本観測井では、



第3図 北勢観測井の構造。  
Fig. 3 Structure of the Hokusei observation well.

麓村断層面における地下水と、その下部に存在すると考えられる向斜軸上の地下水の水位を同時に測定できるように、井戸は2重管構造となっている。内管のトップの標高は海拔115.502mで、井戸の中心の座標は北緯35.1225°、東経136.5069°である。また井戸の深さ(セメント上部深度)は、内管が約500m、外管が約290mとなっている。なお外管は、スクリーンが3箇所ある特殊な構造となっている。これは断層面上の地下水の水質の特徴を明らかにすることを目的に、断層面とその上下において地下水を採取したためである。

現在の観測項目は、水位、水温、気圧、降水量で、孔内測定項目に関しては将来ラドン観測やガス組成観測等を内管に追加できるような構造となっている。本観測井の詳細については、項目ごとに分けて以下に述べる。

#### 3.1 用地選定

本観測井の用地は、主に三重県地域活断層調査委員会(1996)による大深度反射法探査結果(第2図)を基にして選定した(第2章参照)。選定の条件は、以下の3項目である。

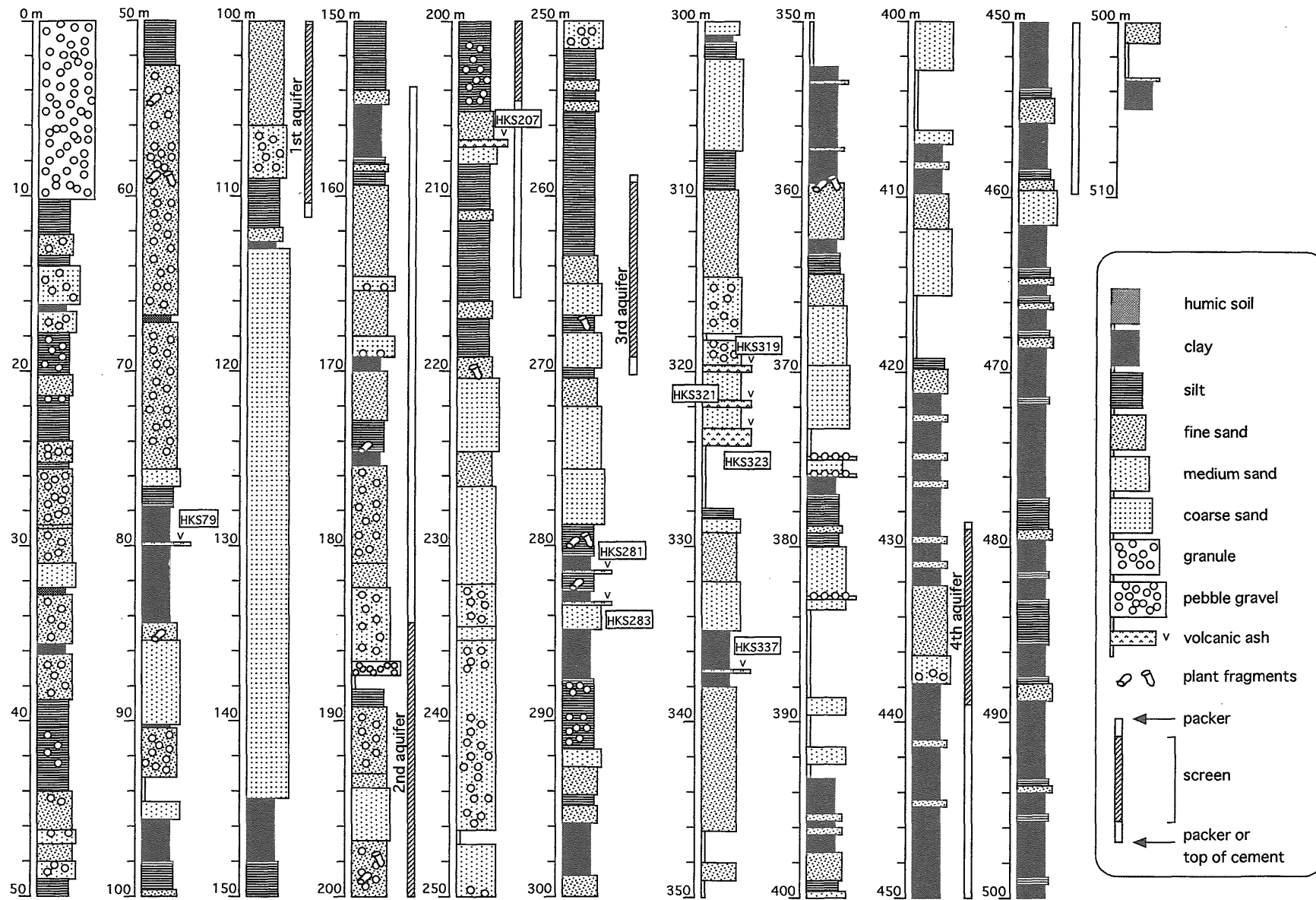
- 1) 大深度反射法探査測線(青川)に近い場所
- 2) 向斜軸(第2図のNo.220)付近
- 3) 長期の観測に支障の少ない公有地

この条件を満たす場所として青川の北側(北勢町側)の河川区域が選定され、河川法(昭和39年法律第167号)第26条第1項(工作物の新築等)の協議を行った結果、本観測井の設置が許可(許可番号: 桑土第3-149号)された。具体的な場所は、国道306号線と青川が交わる地点から青川に沿って西へ150mほどの地点である。この選定地(No.220)における麓村断層面は、第2図から地下およそ150mの深度に位置すると推定される。また掘削深度は、向斜軸が反射法探査結果に現れる深度として500mと決定した。井戸の構造は、断層面と向斜軸での観測を同じ場所で行うために、2重管構造とした。別々の井戸を掘削して両観測を行うことも候補に挙げられたが、掘削用地の青川河川区域が東西に細長い用地であり、掘削工事用に借用する土地なども考慮に入れると複数井戸の掘削は不可能であった。

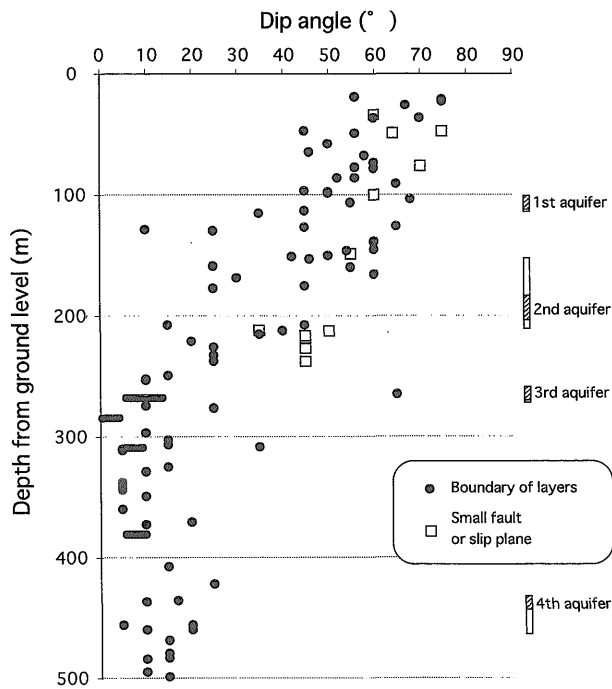
上記のように、選定地は地質構造という点に重点を置いて決定された。しかし、もし周囲に大量の地下水を揚水する井戸などが存在すると、地下水観測には適さない可能性がある。そこで我々は、北勢町役場への問い合わせや井戸データベース「いどじびき」(丸井ほか, 1996)などを用いて、深度が100mを越すような水道用・工業用等の井戸が選定地から少なくとも半径100mの範囲内に存在しないことを確認した。

#### 3.2 コア試料の採取

観測井設置はまず、コア試料の採取から行った。コア



第4図 北勢観測井のコア試料柱状図。  
 Fig. 4 Geologic column of the Hokusei observation well.



第5図 北勢観測井のコア試料の地層面および小断層の傾斜角。

Fig. 5 Dip angles of layers and small faults in the core sample of the Hokusei observation well.

試料の採取深度は0～505mで、コアの直径は深度0～41.2mが85.0mm (ロッド呼称:PQ)、深度41.2～505mが63.5mm (ロッド呼称:HQ)で、採取率は総合して81.4%であった。コア観察による柱状図(第4図)、地層傾斜(第5図)、断層位置推定結果やコア試験による透水係数などについては、第4章で簡単に述べる。層序区分や断層位置に関して、現在京都大学と共同研究が進行しており、本報告では観察結果の簡単な報告にとどめることにする。なおコア試料は、現在三重県立博物館に保管されている。

### 3.3 物理検層

コア掘削終了後、裸孔の状態ですべて物理検層を行った。物理検層の項目は9種類で、1) 自然電位、2) 比抵抗、3) 密度、4) 中性子、5) ガンマ線、6) 孔内径(キャリパー)、7) 温度、8) 弾性波速度、9) ボアホールテレビュアー(BHTV)である(検層名は全国地質調査業協会連合会(1993)を参照)。本報では1)～7)の結果(第6図)について第4章で簡単に述べ、その他の結果については別の機会に報告する。

キャリパー検層については掘削直後にも行い、得られた掘削内径を参考にしてパッカー位置等を決定した。またケーシングのセメンティング後にはセメントボンダ検層を行い、セメンティングが完全に行われていることを

確認している。

### 3.4 揚水試験

揚水試験は、物理検層終了後、拡孔・ケーシング挿入・セメンティングが完了した状態で行った。各帯水層における揚水量とこれに対応する水位変降下量との関係を明らかにし、試験結果の解析から帯水層の水理定数(透水量係数と貯留係数)を推定することを目的とする。具体的には、井戸にポンプを挿入して地下水を揚水し水位変化を記録する試験であるが、揚水方法によって以下の3種類に分類される。

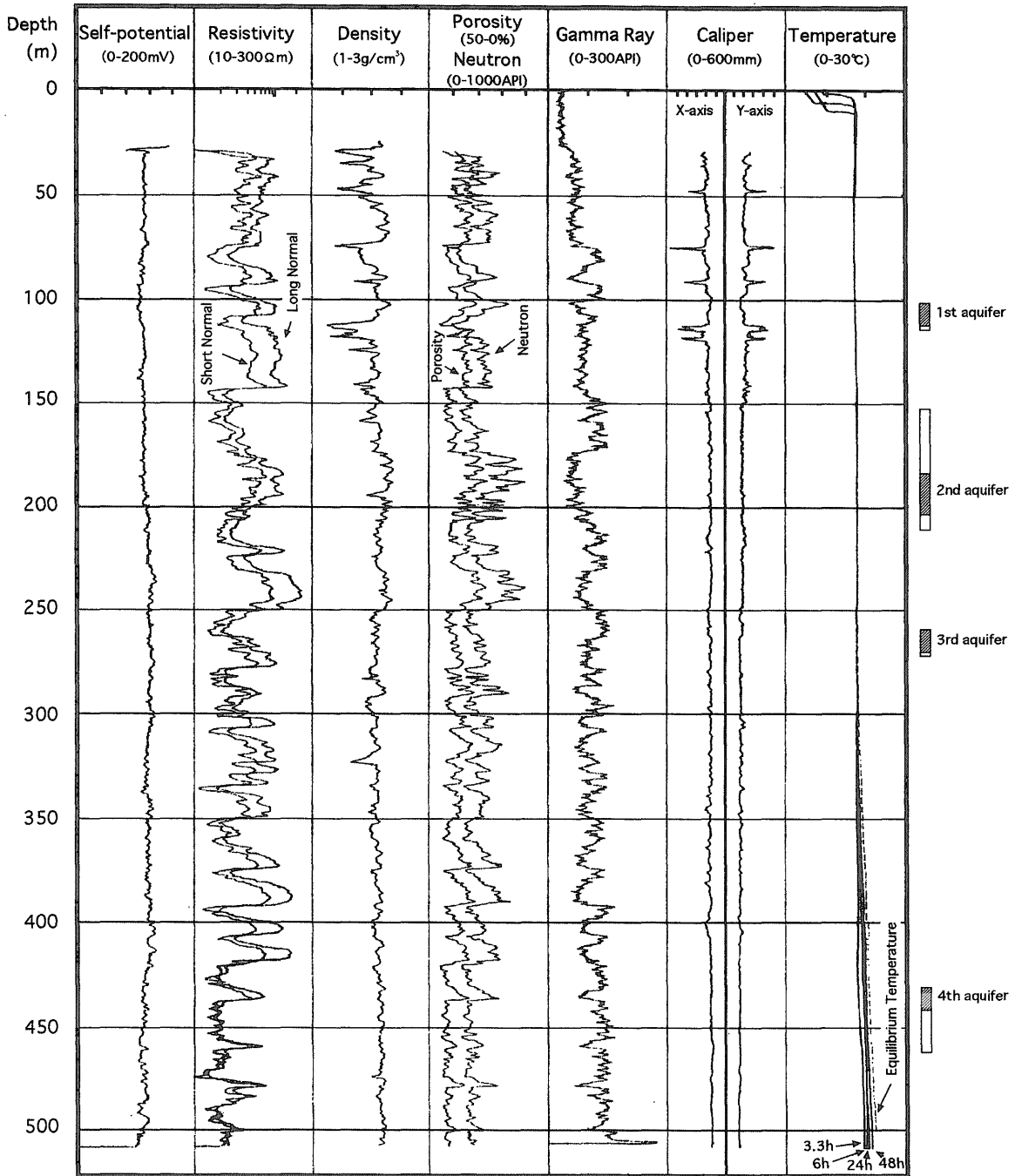
- 1) 段階試験：一定の揚水量で地下水を揚水し、定常状態に達した時の水位を求める。揚水量は少なくとも3段階に変化させる。
- 2) 連続試験：一定の揚水量で地下水を揚水し、水位の変化を細かく記録する。この場合、水位変化は非定常状態であるとみなして解析する。
- 3) 回復試験：連続試験後、揚水を止めた時点からの水位回復を記録し、解析する。

本観測井は2重管構造となっているため(第3図参照)、揚水試験は大きく2回に分けて行われた。まず上部(深度300m以浅)であるが、物理検層後に深度300mまで拡孔を行い、3ヶ所にスクリーン(孔明管)を取り付けたケーシングを挿入し、セメンティング後に第1～3帯水層の揚水試験を行った。セメンティングを行った箇所は第3帯水層の下部で、それ以外の場所における遮水はすべてパッカーによる。パッカーの取付位置は、コア試料による孔内地質と拡孔後のキャリパー検層結果を参考にして決定し、孔壁の崩れが少ない粘土・シルト層の深度に設置した。セメント硬化が確認された後に揚水試験を行ったが、このままポンプを挿入すると3層同時に揚水することになるため、試験時には孔内にさらに内管を挿入して試験を行った。この内管には1ヶ所のスクリーンとその上下にパッカーが設置されており、目的の帯水層のスクリーン位置と内管のスクリーン位置とを合わせて上下のパッカーを膨らまし、目的の帯水層を選択して揚水試験を行った。

次に下部(深度300m以深)であるが、上部の揚水試験の終了後、深度500mまでの拡孔を行い、ケーシングを設置して揚水試験を行った。下部におけるスクリーンは第4帯水層位置の1ヶ所で、その上下をセメントによって完全に遮水した。この際、上部ケーシングのスクリーン部分を塞がないよう十分気をつけてセメンティングを行った。

### 3.5 採水試験

採水は、各揚水試験の連続試験時にポリ容器を用いて行った。採取時に水温、pH、pH4.8アルカリ度、pH8.3酸度を測定し、実験室にて第2表に示した化学組成の濃度



第6図 北勢観測井の物理検層データ。  
Fig. 6 Geophysical log of the Hokusei observation well.

を分析した。分析方法は、第2表の通りである。

第1帯水層に関しては、1回目の揚水試験で得られた水試料が著しく懸濁しており、帯水層の土粒子のためか泥水の影響を受けているのが現地分析等によって判断できなかったため、再度揚水試験と採水・分析を行った。また、掘削時に使用した農業用水についても、主要化学組成濃度の分析を行っている。

### 3.6 観測機器設置とテレメータシステム

孔口仕上げと観測建屋が完成した後、第3表に示す各種観測機器を設置した。以下にその概要と設置状況を述べる。

水位計は、水晶振動子による水圧検出式で、測定範囲は0～10m、分解能は0.2mm程度である。センサーは内管と外管にそれぞれ1台ずつ、初期水位が測定範囲の中間値(5m)になるように設置し、本体は観測建屋内に設置した。センサーの設置位置は、内管と外管でそれぞれ管



第2表 採水試料の化学分析項目と分析方法。

Table 2 Chemical components and analytical methods of chemical analysis for groundwater obtained from the Hokusei observation well.

Components	Analytical Method
Temperature (T), pH, Electric Conductivity (EC), pH4.8 alkalinity, pH8.3 acidity,	JIS K 0101
Na <sup>+</sup> (a), K <sup>+</sup> (a), Ca <sup>2+</sup> (a), Mg <sup>2+</sup> (a), Li <sup>+</sup> (a), Cd (a), Pb (a), Cr (a), HAsO <sub>2</sub> (b), Hg (c)	Atomic Absorption Spectrometry a: flame method, b: flameless cold vapor method, c: hydride generation method
Fe <sup>2+</sup> , Fe <sup>3+</sup> , HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> , CO <sub>2</sub> , OH <sup>-</sup>	Titration method
Sr, Al, HBO <sub>2</sub> , Fe, Mn	ICP Emission Spectroscopy
F <sup>-</sup>	Lantern Alizarin Complexan method
Cl <sup>-</sup> , SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Ion Chromatography
H <sub>2</sub> S (d), HS <sup>-</sup> (d), H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> (e), P (f), I <sup>-</sup>	Colorimetry d: methylene blue, e: molybdenum yellow, f: decomposition by peroxy 2 potassium sulfates
<sup>3</sup> H	Liquid Scintillation method

第3表 北勢観測井の観測および通信機器。

Table 3 List of the instruments for observation and data transmission at the Hokusei observation well.

Instruments	Quantity	Specifications (Company)	Location (Depth from top of well pipe)
<b>For observation</b>			
Water level meter	2	W-446-Z5 (Yokogawa Weathac Co. Ltd)	Inner well (11m)
			Outer well (29m)
Thermometer	3	MDK-401/Z (MEC Co. Ltd)	Inner well (434m)
			Inner well (250m)
			Inner well (190m)
Barometer	1	F4711-12-00 (Yokogawa Weathac Co. Ltd)	Observation house
Rain gauge	1	B-011-20-00 (Yokogawa Weathac Co. Ltd)	Roof of observation house
<b>For data transmisson</b>			
Data logger	2	LS-3300PtV/Z (Hakusan Co. Ltd)	Observation house
Modem	2	MD5614D/E (OMRON Co. Ltd)	Observation house

頭から11m, 29m (第3表)で、設置時の水位はそれぞれ管頭から5.822m, 24.191mであった。

水温計は水晶発振式で、動作範囲は0~80°C、分解能は0.001°Cである。センサーは当初、内管に1台、外管に2台設置する予定であったが、当初の予定よりセンサー径が大きくなったため、3台すべて内管に設置した。セ

ンサーの設置位置は管頭から190m, 250m, 434mで、最も深いセンサー(434m)は内管スクリーンと同じ位置に設置した。上部の2台は、それぞれ第1帯水層と第2帯水層との間、第2帯水層と第3帯水層の間に設置し、温度勾配が極大となる位置(それぞれ0.005°C/m, 0.017°C/m)を選定した。外管は3つの帯水層に接しているため、そ

の温度勾配は主に各帯水層の水温と圧力バランスによって形成されていると考えられる。例えば、第1帯水層よりも第2帯水層の圧力が高い場合、第2帯水層から第1帯水層への地下水の流れが生じ、それに伴った温度勾配が形成されると考えられる。この場合、両者の間の地下水温度は、より第2帯水層の水温に近い値となると予想される。北勢観測井では、第2帯水層は断層面上に設置されている(第4章3節参照)。もし地震時に断層面から湧水が発生するような現象が起きたとすれば、このことは地下では第2帯水層の間隙水圧が顕著に上昇したことを意味し、上部2台の水温計の値はより第2帯水層の水温の値に近づくと予想される。今回温度分解能を上げたセンサーを採用した結果センサー径が大きくなり、残念ながら2台の水温計センサーは外管に挿入することはできなかった。今後の観測によって大きな温度変化が現れるようであれば、分解能は落ちるがセンサー径の小さいサーミスタ温度計センサーを外管に挿入することも考えている。

気圧計はシリコン振動子式で、測定範囲は940~1040 hPa、分解能は0.15hPaで、観測建屋内に設置した。雨量計は転倒ます式で、測定精度は20mm/h以下の時に0.5 mm、20mm/h以上の時は3%で、観測建屋の屋根に取り付けた台に設置した。北勢地域は冬に雪が降ることが多いため雨量センサーにはヒーター付きのものを使用し、外気温が5°C以下になると通電するように設定している。また、以上の観測機器用の電気は無停電電源によって供給されている。

これらの観測機器から得られたデータは、2台のデータロガーに蓄積され、モデムを介してNTT回線によって1日1回つくばの地質調査所へ転送されている。テレメータネットワークの概要は、佃(1998)に記されているためここでは省略するが、北勢観測井については、まずNTT回線によって秦荘観測井(滋賀県秦荘町:第1図右上のHTS)に送られ、次にNTT回線によって大阪工業技術研究所内の池田観測井(大阪府池田市:第1図右上のIKD)に送られ、最後にRIPS回線(工業技術院情報計算センターの持つ専用回線)によって地質調査所まで送られている。このような複雑な転送システムを用いているのは主に転送コストの削減のためである。すなわち、RIPS回線を用いることと、秦荘観測井を子局として周辺の観測井のデータを集約してデータを転送することの2つの効果によって通信コストを下げている。

#### 4. 結果と考察

本章では、第3章で述べた4つの調査と、コア観察、物理検層、揚水試験、採水試験について、結果を簡単に述べる。また、観測対象の帯水層深度の決定方法や過程についても説明する。

##### 4.1 コア観察による地質

第4図はコア観察結果である。現在、コア観察については京都大学との共同研究が進んでいるため(例えば石山ほか, 1999)、ここでは大まかな層序区分や断層位置の推定などについて簡単に述べる。

北勢観測井で得られたコアは、すべて未固結の堆積層であった(第4図)。付近の地質(吉田ほか, 1991)や第2図の反射断面を参考にすると、この堆積層はすべて第四紀の東海層群と考えられる。上部は砂礫が卓越し、下部にいくほどシルト・粘土が卓越するのが全体的な特徴で、吉田ほか(1991)によって青川南岸で作製された柱状図を参考にすると、上部の砂礫が卓越する層は米野累層、下部のシルト・粘土が卓越する層は大泉累層と考えられる。

次に両者の境界についてであるが、北勢観測井は麓村断層を貫いていると考えられ、第2図を参考にすると、断層運動によって上部の米野累層の一部が下部の大泉累層の下にもぐり込んでいる可能性が考えられる。そこでまず断層位置について考察した後に、米野累層と大泉累層との境界について考察する。

第2図の反射断面から予想すると、麓村断層は地表からおよそ150mの深度付近に位置すると予想される。また反射断面からは、断層より上部で地層傾斜が大きく、断層より下部で地層傾斜が小さいことが読みとれる。そこでまず、コアより得られた地層傾斜(第5図)から断層位置を考えてみる。

第5図は、コアの地層境界面や小断層面の傾斜を深度ごとにプロットしたものである。得られたコアは定方位試料ではないため、傾斜の方位は不明である。また掘削傾斜は3°以内であった。これらのことを考慮に入れて第5図を見ると、地表付近では70°近くあった地層傾斜は深度が増すにつれて徐々に小さくなり、深度250mより下部では10°付近で落ちついていることがわかる。この傾向は、反射断面(第2図)から読みとれる地層傾斜の傾向と一致する。第2図からは、麓村断層の下部において地層傾斜がほぼ水平になると読みとれることから、深度250mよりも浅い深度に麓村断層が存在すると考えられる。

そこでコアの地質(第4図)について250mより上部を重点的に見てみると、まず175m付近において、シルト・粘土が卓越する層から砂礫が卓越する層に変わっている。また187m付近には、径1cmほどの角礫がよう結した礫層が見られ、円礫が卓越する他の層に比べて非常に異質である。石山ほか(1999)は前者を断層面とし、同時に後者を大泉累層と米野累層の境界とした。しかし、187m付近の角礫層が断層角礫であるとする187m付近が断層面である可能性も考えられる。さらに両者を断層面とし、麓村断層が活動している可能性も考えられる。いずれにしても170m~190m付近に麓村断層が存在し、大泉累層と米野累層の境界となっていることは間違いない

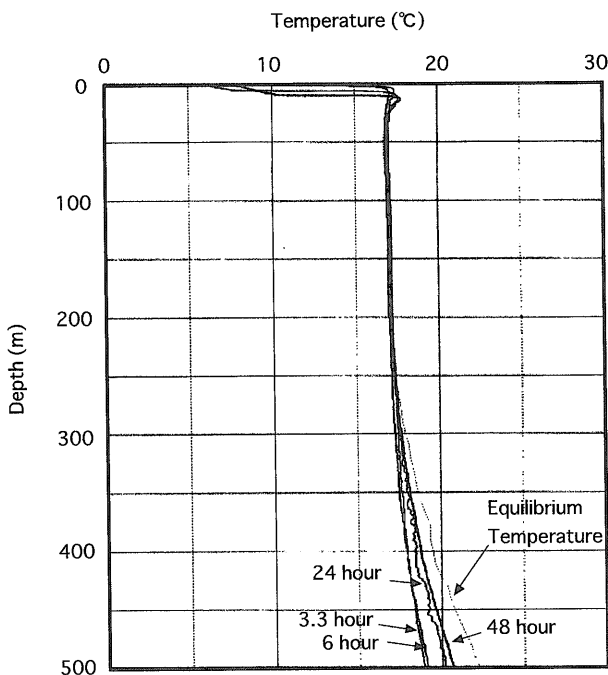
と思われる。

麓村断層の上部については、深度78m付近に米野累層と大泉累層の境界が、断層の下部については252m付近に米野累層と大泉累層の境界が存在すると考えられる。252m以浅にも岩相が変化する箇所がいくつかあるが(例えば232m付近の砂層が砂礫層に変わる部分など)、砂礫層が252m付近まで卓越しているため、252m付近までは米野累層であると判断した。本観測井のコア試料からは、8枚の火山灰層や複数の植物片が見つかっており、現在これらの年代同定を基にした層序区分の研究が京都大学と進められており、断層位置についての考察も進むことが期待される。

#### 4.2 物理検層による地質の特徴

第6図は、第3章3節で示した物理検層における結果である。図中左から自然電位、比抵抗、密度、中性子、ガンマ線、孔内径(キャリパー)、温度の検層結果を示している。ほとんどの結果は、コアから得られた地質の変化とよく対応している。そこで、ここでは地下水の涵養・流出形態を表していると考えられる温度検層結果について取り上げる。

温度検層は、平衡温度を求めるためにコア掘削終了3.3時間後、6時間後、24時間後、48時間後の計4回行った。第6図では4回の実測値を実線で、計算された平衡温度を点線で示した。いずれの温度プロファイルも左に凸の形をしており、本観測井の特徴となっている(第7図)。湯原(1973)は第7図の様に軸を設定した温度プロファ



第7図 温度検層データ。

Fig. 7 Temperature log of the Hokuzei observation well.

イルの形状について、地下水の涵養域では左に凸、流出域では右に凸になることを示し、谷口ほか(1989)は、阿蘇西麓における拡散方程式を用いた地下水流動解析からこのことを証明している。これについて簡単に説明すると、涵養域では地表面から相対的に温度の低い地下水が深部に供給されるため、地表付近に地温勾配に比べて温度の低い層が形成され左に凸の温度プロファイルとなり、逆に流出域では深部から相対的に温度の高い地下水が浅部に供給されるため、地温勾配に比べて温度の高い層が地表付近に形成され右に凸の温度プロファイルとなる。北勢観測井は左に凸の温度プロファイルを示すことから、地下水の涵養域に位置すると考えられる。ちなみに、員弁川下流に位置する桑名観測井(第1図)での温度プロファイルは逆に右に凸の形をしており(地質調査所未発表データ)、流出域に位置すると考えられる。将来は、両者の温度プロファイルを員弁川流域の地下水流動解析に役立たせたいと考えている。

#### 4.3 スクリーン位置の決定

第3図に示したスクリーン位置は、コア観察や物理検層結果を基に決定した。決定に関する根拠や理由などを以下に述べる。なお1本のケーシングおよびスクリーン長が約10mであったため、若干ではあるがスクリーン位置決定に制約を受けている。

まず上部(300m以浅)についてであるが、基本方針は断層位置にスクリーンを設置して第2帯水層とし、その上下の帯水層をそれぞれ第1、3帯水層とした。またそれぞれの帯水層は、粘土層等によって水文学的に遮断されていることを選定の条件とした。これは断層位置の地下水とそれ以外の場所の地下水について、化学組成や間隙水圧の変化などを比較するためである。断層位置は、地層傾斜から250m以浅、地層観察から170m~190m付近と推定されており(第4章1節参照)、よって第2帯水層のスクリーンは184.43m~204.99m(約20m)に設置した。第2帯水層の遮水は上下共にパッカーのみによって行い、スクリーン位置付近に比較的厚い粘土・シルト層が存在しなかったため、上部パッカーは154.34mのシルト層に、下部パッカーは216.44mのシルト層に設置した。その結果、パッカー間の長さが約60mになってしまい、スクリーン長20mに比べてかなり長くなった。第2帯水層スクリーンから孔内に流入する地下水は、パッカー間の約60mの範囲から来ている可能性があるため、注意しなければならない。

第1帯水層は、108m付近の砂礫層を選定した。この砂礫層は、第4図を見ると145m付近の粘土層と111m付近のシルト層によって第2帯水層(上部パッカー位置: 154.34m)と遮断されていると考えられる。スクリーンは100.19m~110.30m(約10m)に設置し、遮水は下部はパッカーにて、上部はパッカーと珪砂などによる遮水を行

った。第3帯水層は、215m付近と260m付近の比較的厚いシルト層によって第2帯水層と遮断されていると考えられる266m付近の砂層を選定した。278m付近の砂層も第3帯水層の候補に挙げられたが、下部遮水の工法やケーシング長の制約などによって、前記の砂層に決定した。スクリーンは257.79m~269.36m(約10m)に設置し、遮水は上部はパッカーにて、下部はセメンティングを行った。

次に下部(300m以深)の第4帯水層についてであるが、ここでは向斜構造上の地下水を観測するため、できるだけ深い場所で地下水が比較的多く存在する層を選定した。第4図のコア地質を見ると、最も深い場所に存在する砂礫層の深度は437m付近である。この砂礫層は、10m近い厚さの粘土層によって挟まれており、上下の帯水層と孤立している可能性が高く、観測対象としては好条件であった。そこで、スクリーンを428.99m~439.13m(約10m)に設置し、遮水は2段階に分けてセメンティングを行った。1段階では孔底から約460mの位置まで管外にセメントを流し込み、スクリーン下部の遮水を行った。2段階では、まず422m~428mに設置したパッカーでスクリーン上部を遮断し、さらに422mに設置したセメント流出口より管外へセメントを流し込み、290m~422m間のセメンティングを行った。

#### 4.4 揚水試験による水理定数の推定

揚水試験では段階試験、連続試験、回復試験の3通りの試験を行い(第3章4節参照)、試験結果から透水量係数と貯留係数を推定した(第4表)。まず、連続試験結果からタイスの非平衡法(Theis, 1935)によって透水量係数と貯留係数を求め、次に回復試験結果から回復法によ

って透水量係数を求めた。透水量係数は両者の方法で推定することができ、第4表において両者を比較すると非常によい一致を示している。この結果、各帯水層の平均透水量係数は、第1帯水層から第4帯水層までそれぞれ1.4, 2.9, 3.2,  $2.2 \times 10^{-6} \text{m}^2/\text{s}$ と求められる。

帯水層ごとに透水量係数を比較すると、どの帯水層における値もほぼ同じであり、当初予想された結果、つまり断層面が位置する第2帯水層のみ透水量係数が高いといった結果や、第4帯水層のみ透水量係数が低く非排水性が高いといった結果は得られなかった。透水量係数を帯水層の厚さで割ると透水係数を求めることができるが、仮に帯水層の厚さをスクリーンの間隔(10m:第1, 3, 4帯水層もしくは20m:第2帯水層)とみなして透水係数を計算すると $10^{-7} \text{m/s}$ 程度と推定される。この値は、山本(1983)によるとシルト・レスの値に相当し、コア観察から得られた帯水層の地質と矛盾しない。ちなみに、静岡県の大原観測井(第1章参照)の透水量係数は $4.6 \times 10^{-6} \text{m}^2/\text{s}$ である。

第4表には、コア試験によって得られた透水係数と間隙率も示している。間隙率については地質と矛盾しない値が得られているが、透水係数は第2帯水層や第3帯水層についてかなり低めの値が得られており、上で述べた揚水試験から推定される透水係数と比較しても低い。よって第2帯水層や第3帯水層では、コア試験を行った地層以外の場所が帯水層になっているものと考えられる。

#### 4.5 採水試験による地下水の化学組成

掘削直後の揚水試験で得られた地下水は、掘削泥水の混入を受けていることがある。そこで、採水試料の化学組成を論じる前に、得られた地下水が掘削の影響を受け

第4表 揚水試験およびコア試料の土質試験から求めた帯水層の水理定数。

Table 4 Hydraulic coefficients of the aquifers measured by the pumping and soil tests at the Hokusei observation well.

Aquifer (Depth of screen)	Pumping tests			Soil tests		
	Theis equation		Recovery method	Geology (Depth)	Hydraulic conductivity (m/s)	Porosity (%)
	Transmissivity ( $\text{m}^2/\text{s}$ )	Strativity	Transmissivity ( $\text{m}^2/\text{s}$ )			
1st aquifer (100.19~110.30m)	$1.35 \times 10^{-6}$	0.046	$1.42 \times 10^{-6}$	Silt (104m)	$1.23 \times 10^{-8}$	48.2
2nd aquifer (184.43~204.66m)	$2.94 \times 10^{-6}$	0.091	$2.95 \times 10^{-6}$	Fine sand with granule (199m)	$1.65 \times 10^{-10}$	38.4
3rd aquifer (259.24~269.38m)	$3.32 \times 10^{-6}$	0.080	$3.03 \times 10^{-6}$	Silt (262m)	$1.31 \times 10^{-11}$	42.8
4th aquifer (429.99~439.12m)	$2.23 \times 10^{-6}$	0.124	$2.21 \times 10^{-6}$	Fine sand (437m)	$4.07 \times 10^{-7}$	46.7
				Silt (438m)	$1.49 \times 10^{-8}$	47.3

ていないことを確認する必要がある。本試験では、pH値を用いて掘削泥水の混入の有無を判断し採水を行った。また、掘削用水の主要化学組成の分析も行い、採水試料と比較しており、以下にこれらの詳細を述べる。

本観測井では、掘削終了後ケーシングを挿入してセメンティングを行い、セメント硬化後に掘削用水で孔内を十分に洗浄し、揚水試験を行っている。揚水初期の地下水は、掘削時に帯水層に浸透したと思われる掘削泥水が

第5表 北勢観測井の採水試料の化学組成。

Table 5 Concentration of the chemical components in the groundwater obtained from the Hokusei observation well.

Date	Unit	First aquifer		Second aquifer	Third aquifer	Fourth aquifer	River water
		1998 1/16	1998 2/14	1998 1/25	1998 2/9	1998 3/26	1998 1/16
T	℃	18.5	17.9	17.7	17.6	16.6	-
pH		8.36	6.74	9.10	9.05	8.36	7.92
EC	μS/m	28.9	22.8	19.0	9.89	25.9	19.6
Na <sup>+</sup>	mg/l	33.9	18.3	25.9	10.8	39.8	5.65
K <sup>+</sup>	mg/l	1.87	1.69	1.41	1.44	1.63	1.17
Li <sup>+</sup>	mg/l	0.01	<0.01	<0.01	0.02	0.01	<0.01
Ca <sup>2+</sup>	mg/l	25.7	23.0	11.7	14.3	13.3	23.7
Mg <sup>2+</sup>	mg/l	4.58	4.61	3.00	6.33	4.62	1.95
Sr	mg/l	0.13	0.17	0.06	0.08	0.18	-
Al	mg/l	2.90	0.21	1.39	9.29	0.18	-
Cl <sup>-</sup>	mg/l	27.3	8.0	9.1	2.9	3.8	9.1
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	mg/l	15.4	10.0	8.7	3.1	0.5	15
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	mg/l	156	110	76	43	144	63
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	mg/l	<1	<1	6	4	3	<1
HBO <sub>2</sub>	mg/l	<0.07	<0.07	<0.07	<0.07	0.08	<0.07
HAsO <sub>2</sub>	mg/l	0.013	<0.005	0.009	<0.005	0.042	-
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	mg/l	159	50	259	117	38	12
F <sup>-</sup>	mg/l	0.73	0.09	0.23	0.38	0.07	0.11
OH <sup>-</sup>	mg/l	<1	<1	<1	<1	<1	<1
H <sub>2</sub> S	mg/l	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04
HS <sup>-</sup>	mg/l	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	<0.04	-
CO <sub>2</sub>	mg/l	211	114	49	39	114	-
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	mg/l	0.9	2.3	0.1	0.4	<0.1	3.3
I <sup>-</sup>	mg/l	0.07	<0.01	<0.01	<0.01	0.09	-
Fe <sup>2+</sup>	mg/l	<0.04	0.17	<0.04	<0.04	<0.04	-
Fe <sup>3+</sup>	mg/l	1.05	1.70	2.88	0.50	0.17	-
Fe	mg/l	1.06	1.87	2.92	0.54	0.18	-
Mn	mg/l	<0.05	0.26	0.10	0.85	0.22	-
Hg	mg/l	<0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	-
Cd	mg/l	<0.001	<0.001	0.001	<0.001	<0.001	-
Pb	mg/l	<0.005	0.005	0.071	0.012	<0.005	-
Cr	mg/l	0.5	<0.2	0.7	<0.2	<0.2	-
P	mg/l	0.440	0.043	0.412	0.370	2.67	0.006
<sup>3</sup> H	T.U.	<0.4	4.9	0.7	<0.4	0.8	-

混入しているため、pHは10近い値を示す。揚水試験が予備試験、段階試験、連続試験と続き、地下水が揚水されるにつれpHの値は下がり、そのうちある値で一定となる。同時に測定している電気伝導率も同様な変化を示すため、我々はpHの値が落ちついた時点で掘削泥水の影響はほとんど無くなったと考え、その後に採水を行った。このことを検証するために定期的な採水を揚水試験の初期から行っており、今後、化学組成分析を通して考察を行う予定である。

掘削用水は、掘削地点から青川に沿って300mほど上流にある農業用水から許可を得て取水した。主要化学組成は、第5表に示した通りである。この農業用水は青川から取水しているため、この化学組成は観測井よりも上流側の青川の化学組成を示していると考えられる。また主要化学組成濃度の特徴がわかりやすいように、第8図に採水試料と掘削用水のヘキサダイアグラムを示した。これを見ると、各イオン成分の濃度は採水試料と掘削用水とでは同じレベルであり、採水試料が掘削用水の影響を受けているかどうかを判断することはできない。そこで地表起源と考えられる2つの成分、NO<sub>3</sub><sup>-</sup>とトリチウム濃度を用いて、掘削用水の影響を考察した。

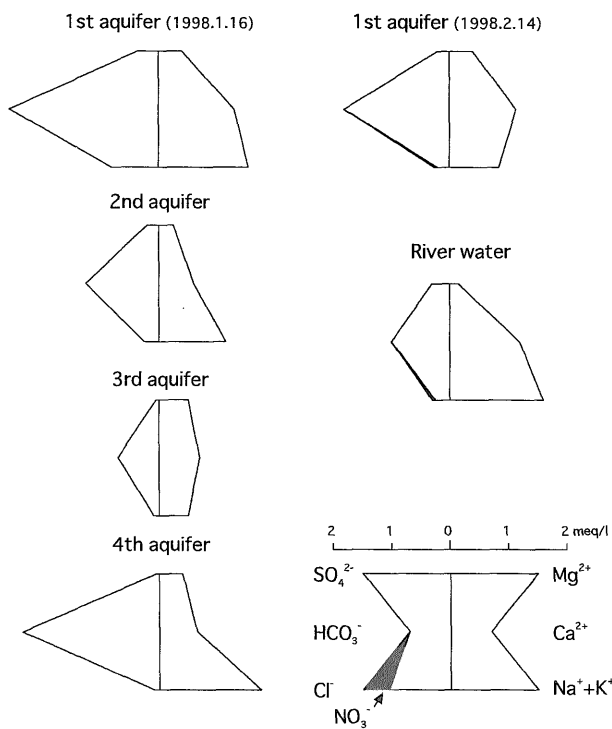
NO<sub>3</sub><sup>-</sup>は、農作業等で生じる地下水の無機汚染物質として知られている(永井, 1991)。肥料などに含まれている窒素が地中にしみこみ酸化したものがNO<sub>3</sub><sup>-</sup>で、よっ

て地表起源物質と考えられる。一方トリチウムは半減期が12.26年の水素の放射性同位体で、主に宇宙線の作用によって上層大気中で生成する物質である。1960年代には、核実験などによって大気中のトリチウム濃度が上昇した。よって、地下水中に含まれるトリチウム濃度が3TU以上の場合には、その地下水は少なくとも1952年以降に涵養した地下水と考えられている(山本, 1983)。

第5表において採水試料のNO<sub>3</sub><sup>-</sup>とトリチウム濃度を見てみると、第1帯水層の2回目(1998年2月14日)を除くといずれも低い値を示している。一方掘削用水は、NO<sub>3</sub><sup>-</sup>濃度が最も高い値を示しており、地表起源の無機汚染を受けていることは間違いない。第1帯水層の2回目の地下水は、NO<sub>3</sub><sup>-</sup>濃度もトリチウム濃度も高く、よって掘削用水の影響を受けていると考えられる。その他の地下水、つまり第1帯水層の1回目および第2～4帯水層から得られた地下水は、それぞれの帯水層に存在する地下水と考えられる。よって第1帯水層については、水質等の比較は1回目の地下水データを用いることにする。第1帯水層において1回目よりも2回目の地下水に多くNO<sub>3</sub><sup>-</sup>とトリチウムが含まれていた理由は不明であるが、もしかすると揚水試験直前に行った孔内洗浄時の洗浄水(掘削揚水と同じ農業用水を使用)が帯水層内に残留していたのかもしれない。

第8図から第1～4帯水層の地下水の主要化学組成の特徴を挙げてみると、まず陰イオン成分についてどの地下水も濃度は異なるがHCO<sub>3</sub><sup>-</sup>が主成分であることがわかる。一方陽イオン成分については、Ca<sup>2+</sup>が主成分である第3帯水層以外はNa<sup>+</sup>が主成分である。

第5表から、断層面が位置すると考えられる第2帯水層の地下水に特異な成分を探すと、Si(H<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub>)とFe(Fe<sup>2+</sup>+Fe<sup>3+</sup>)の濃度が特に高いことが挙げられる。地下水における一般的なSiとFeの濃度分布については、山本(1983)によると、Siは深い地下水に富む傾向が、FeはHCO<sub>3</sub><sup>-</sup>と結びついて地下水に溶ける傾向があると述べられている。Siは岩石から地下水に溶出する成分で滞留時間が長い地下水(より深い地下水)ほど多く含まれる傾向があり、FeはCl<sup>-</sup>やSO<sub>4</sub><sup>2-</sup>にも溶けるが、一般的な地下水に存在する酸は主にHCO<sub>3</sub><sup>-</sup>であるためHCO<sub>3</sub><sup>-</sup>によって運ばれることが多い。これらのことを参考にすると、第2帯水層の地下水は、岩石からより多くのSiを供給された地下水(あるいはより深い地下水が)、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>の影響によってFeをより多く運び形成された可能性が考えられる。第5表を見ると、第2帯水層のHCO<sub>3</sub><sup>-</sup>およびCl<sup>-</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>濃度は他の地下水に比べて特に高いことはなく、よってHCO<sub>3</sub><sup>-</sup>、Cl<sup>-</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>濃度が高いために大量のFeが運ばれているとは考えにくい。そこでFeについては、第2帯水層を構成する断層面も含めた地層にFeがより多く含まれているためではないかと我々は考えている。1995年兵庫県南部地震後に野島断層を貫くように掘



第8図 北勢観測井の採水試料の主要化学組成。  
Fig. 8 Major chemical composition of the groundwater obtained from the Hokusei observation well.

削されたボーリングコアからは、断層面にシデライト (FeCO<sub>3</sub>) が多く含まれていることが明らかになった (宇田ほか, 1998)。宇田ほか(1998)はこの理由として、地下水が断層面を通して地下深くまで流入したためではないかと考えている。麓断層帯においても野島断層と同様な水文学的な現象が起きていると仮定すると、第2帯水層を構成する地層に多くFeが含まれていることは不思議ではない。もしそうであれば、コア試料のFe濃度を丹念に測定することによって断層面を特定することができることになるが、これについては今後の研究課題としたい。

## 5. おわりに

北勢観測井における観測は、1998年4月に開始した。開始直後は水位が安定せず、特に内管の水位は半年後においても上昇傾向が残っている。しかし観測開始直後の1998年4月22日に起きた三重県北部の地震 (M5.4) の際には、地震に伴う水位変化が見られている。この地震に伴う変化については、小泉ほか (1999) によってその他の観測井における観測結果と共にまとめられているので、ここでは省略する。今後は、観測データが安定するのを待ち、年周変化、潮汐変化、気圧や降雨に伴う変化の解析を行い、地震に伴う異常変化の検出感度を高めていく予定である。なお、最新の観測データはインターネットのホームページにて公開されているので、参照されたい。ホームページのURLは、<http://gxwell.aist.go.jp> である。

**謝辞** 北勢町総務課の近藤重年氏には、用地選定から観測井完成まで様々な面においてご尽力いただいた。堀川重明氏には掘削工事用地として所有地を貸していただいた。自治会長の羽場光雄氏には掘削工事に関してご理解・ご協力をいただいた。三重県消防防災課の平野昌、藤原弘一両氏には、断層調査の情報や自治体への便宜供与をいただいた。三重県立博物館の津村善博氏には、コア保存についてご協力いただいた。京都大学の竹村恵二・石山達也両氏、地質調査所地震地質部の小泉尚嗣研究官、同所環境地質部の内田洋平研究官、同所地殻熱部の大谷具幸研究官にはこの論文作成に関してご指導いただいた。ここに記して深く感謝の意を述べたいと思います。

## 文 献

- 石山達也・竹村恵二・岡田篤正 (1999) 鈴鹿山脈東麓地域の第四紀における変形速度、地震 (印刷中)。  
活断層研究会 (1991) 新日本の活断層—分布と資料、

- 活断層研究会編、東京大学出版会、412p。  
小泉尚嗣 (1997) 地球化学的地震予知研究について、自然災害科学, **16**, 41-60。  
小泉尚嗣・佃栄吉・高橋誠・佐藤努・松本則夫・伊藤久男・桑原保人・長秋雄・佐藤隆司 (1999) 近畿およびその周辺地域における地震予知研究のための地質調査所による地下水位観測、温泉科学, **49** (1), 18-33。  
丸井敦尚・安原正也・石井武政 (1996) 地質調査所版全国井戸データベースの概要、地質ニュース, no.502, 59-62。  
松田時彦 (1990) 最大地震規模による日本列島の地震分帯図、東京大学地震研究所彙報, **65**, 1, 289-319。  
Matsumoto, N. (1992) Regression analysis for anomalous changes of ground water level due to earthquakes, *Geophys. Res. L.*, **19**, 1193-1196。  
松本則夫 (1996) 東海地域の地下水変動—地震および地殻変動との比較—, 月刊地球, 号外no.14, 33-41。  
三重県地域活断層調査委員会 (1996) 鈴鹿東縁断層帯に関する調査成果報告書, 43p。  
永井茂 (1991) 地下水汚染の水文学的アプローチ—無機汚染の実態と問題点—, 地下水学会誌, **33** (3), 145-154。  
太田陽子・寒川旭 (1984) 鈴鹿山脈東麓の変形地形と第四紀地殻変動, 地理学論評, **57**, 237-262。  
佐藤努・高橋誠 (1997) 淡路島の異常湧水の化学組成変化—1995年兵庫県南部地震による影響—, 地球化学, **31**, 89-98。  
高橋誠 (1993) 地震予知のための地下水テレメータ—観測システム, 地学雑誌, **102**, 241-251。  
高橋誠・佃栄吉 (1998) 草薙観測井の地質断面図, 地質ニュース, no. 523, 口絵。  
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 (日本水文科学会誌), **19** (3), 171-179。  
Theis, C. V. (1935) The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage. *Am. Geophys. Union, Trans.*, **16**, 519-524。  
佃栄吉 (1998) 変動解析研究室の現在の研究内容と今後の展望—東海地域の地震予知研究及び内陸活断層の活動モニタリング—, 地質ニュース, no. 523, 29-34。  
宇田進一・林愛明・竹村恵二 (1998) ボーリングコアから見た野島断層破碎帯の地下水の流動, 月

刊地球 号外no.21, 171-175.  
山本荘毅(1983) 新版地下水調査法. 古今書院, 東京, 490p.  
吉田史郎・栗本史雄・宮村学(1991) 桑名地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 154p.

湯原浩三(1973) 地殻熱流量におよぼす熱水系の影響, 火山第2集, 18(3), 129-141.  
全国地質調査業協会連合会(1993) 新版ボーリングポケットブック. オーム社, 東京, 588p.

(受付:1999年7月22日;受理:1999年11月8日)